



GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433-4795

SPRÁVY

130

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, geochemia, 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 redakčnej 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 • MARTIN KOVÁČIK
LUCIA LEDVÉNYIOVÁ • JURAJ MAGLAY • PETER MALÍK • ALEXANDER NAGY
PETER ONDREJKA • IVANA PEŠKOVÁ • FRANTIŠEK TETÁK • KATARÍNA ŽECOVÁ

Redakcia – Editorial Staff

Vedúci vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie

Head of the ŠGÚDŠ 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 jún 2017

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 1. 6. 2017. On-line verzia časopisu je prístupná na stránke: <http://www.geology.sk/new/sk/node/67>.

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

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2017



GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

130

Biostratigrafický výskum na vybraných lokalitách meliatika a silicika so zreteľom na biostratigrafiu rádiolárií

Biostratigraphic research on selected Meliaticum and Silicicum localities with focus on radiolarian biostratigraphy

LUCIA LEDVÉNYIOVÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava 11, Slovakia, lucia.ledvenyiova@geology.sk

Abstrakt. Táto práca sa zaoberá biostratigrafickým výskumom na niekoľkých vybraných lokalitách v rámci jednotiek meliatika a silicika v Slovenskej republike, pričom hlavný dôraz kladie na biostratigrafiu rádiolárií. Spomedzi piatich vybraných lokalít nové výsledky priniesla hlavne biostratigrafická analýza rádiolaritov na troch meliatských lokalitách – v Čoltovskej roklina, pri Bohúňove a neďaleko Ostrej skaly.

Na lokalitách v Čoltovskej roklina a pri Bohúňove boli separované chudobné asociácie zle zachovaných stredotriasových rádiolárií, disponujúce druhmi ako *Eptingium manfredi* DUMITRICÁ, *Bogdanella* sp., *Oertlispongus inaequispinosus* DUMITRICÁ, KOZUR et MOSTLER, *Spongoxystris* sp., *Baumgartneria* cf. *retrospina* DUMITRICÁ, *Parasepsagon* sp., *Pseudostylosphaera* sp. a *Triassocampe* sp. Rádiolarity pri Bohúňove datuje prvý výskyt druhov *Oertlispongus* cf. *inaequispinosus* a *Bogdanella* sp. a posledný výskyt druhu *Eptingium manfredi* na obdobie od najspodnejšieho po najvrchnejší fasan. Koniec stratigrafického rozsahu druhov *Pararcheospongoprimum hermi* LAHM a *Paroertlispongus multispinosus* KOZUR et MOSTLER a začiatok stratigrafického rozsahu druhu *Spongopallium* cf. *contortum* DUMITRICÁ, KOZUR et MOSTLER datuje rádiolarity v Čoltovskej roklina na spodný fasan až spodnú časť vrchného fasanu. Jurské rádiolarie ako napríklad *Eucyrtidiellum* cf. *unumaense* (YAO), *Hemicryptocapsa* cf. *buekkensis* (KOZUR), *Praewilliriedellum convexum* (YAO), *Praewilliriedellum* cf. *robustum* (MATSUOKA), *Protunuma turbo* MATSUOKA či *Unuma gordus* HULL boli separované z klastov rádiolaritov na lokalite pri Ostrej skale. Ich vek spadá približne do vrchného bajoku až stredného oxfordu, pričom posledný výskyt druhu *Hemicryptocapsa* cf. *buekkensis* (KOZUR) a prvý výskyt druhu *Unuma gordus* HULL určujú najužšie možné datovanie na stredný bat až vrchný kelovej.

Dve lokality silicika pri Bleskovom prameni a planine Geravy boli skúmané najmä makroskopicky a mikroskopicky pomocou výbrusov. Odobrané vzorky patrili prevažne k jurským sedimentom patriacim k už známym súvrstviam ako napríklad hierlatzské a adnetské vápence a geravské súvrstvie.

KLúčové slová: meliatikum, silicikum, biostratigrafia, rádiolarie, trias, jura

Abstract. This is a biostratigraphic study of several select localities from the Meliaticum and Silicicum in the Slovak Republic, with major focus on radiolarian biostratigraphy. Out of the five localities studied, new information was found mainly by biostratigraphic analysis of the radiolarites from three localities in the Meliaticum – red radiolarites in the Čoltovská roklina ravine, massive red radiolarites near the Bohúňovo village and clasts of red and green radiolarites released from the Senonian conglomerates close to the Ostrá skala hill.

Poor associations of badly preserved Middle Triassic radiolarians were separated in the Čoltovská roklina ravine and near the Bo-

húňovo village. They contain species like *Eptingium manfredi* DUMITRICÁ, *Bogdanella* sp., *Oertlispongus inaequispinosus* DUMITRICÁ, KOZUR et MOSTLER, *Spongoxystris* sp., *Baumgartneria* cf. *retrospina* DUMITRICÁ, *Parasepsagon* sp., *Pseudostylosphaera* sp. and *Triassocampe* sp. First occurrence of *Oertlispongus* cf. *inaequispinosus* DUMITRICÁ, KOZUR et MOSTLER and *Bogdanella* sp., and last occurrence of *Eptingium manfredi* DUMITRICÁ date radiolarites near Bohúňovo to the lowermost – uppermost Fasnian. Last occurrence of *Pararcheospongoprimum hermi* LAHM and *Paroertlispongus multispinosus* KOZUR et MOSTLER, along with first occurrence of *Spongopallium* cf. *contortum* DUMITRICÁ, KOZUR et MOSTLER date radiolarites in the Čoltovská roklina ravine to Lower – lower part of Upper Fasnian. Jurassic radiolarians as *Eucyrtidiellum* cf. *unumaense* (YAO), *Hemicryptocapsa* cf. *buekkensis* (KOZUR), *Praewilliriedellum convexum* (YAO), *Praewilliriedellum* cf. *robustum* (MATSUOKA), *Protunuma turbo* MATSUOKA and *Unuma gordus* HULL were determined in radiolarite clasts near the Ostrá skala hill. They are dated approximately to Upper Bajocian – Middle Oxfordian. Last occurrence of *Hemicryptocapsa* cf. *buekkensis* (KOZUR) and first occurrence of *Unuma gordus* HULL determine the narrowest possible dating to the Middle Bathonian – Late Callovian.

Two Silicicum localities at the Bleskový prameň and the Geravy plateau were studied mainly macroscopically, and microscopically by use of thin-sections. Collected samples belonged mostly to the Jurassic sediments of known formations, as the Hierlatz and Adnet Limestones and the Geravy Formation.

Key words: Meliaticum, Silicicum, Biostratigraphy, Radiolarians, Triassic, Jurassic

ÚVOD

Meliaticum a silicikum predstavujú tektonické jednotky, ktorých príkrovová pozícia nad gemerikom bola rozpoznaná až v priebehu 70. rokov 20. storočia (Kozur a Mock, 1973; Mello, 1979; Mello et al., 1997). Zatiaľ čo meliatikum je spravidla považované za triasovo-jurskú subdukčnú melanž, silicikum predstavuje vrchnopermsko-jurský bezkoreňový príkrov, ktorého hlavné teleso budujú hrubé triasové karbonátové sekvencie. Obe jednotky vystupujú na povrchu prevažne v juhovýchodnej časti Západných Karpát a často sa objavujú vo vzájomnom kontakte, pričom silicikum leží v nadloží meliatika.

Jednotka meliatika predstavuje pozostatok hornín Meliatskeho oceánu, ktorý sa otvoril v priebehu pelsónu až

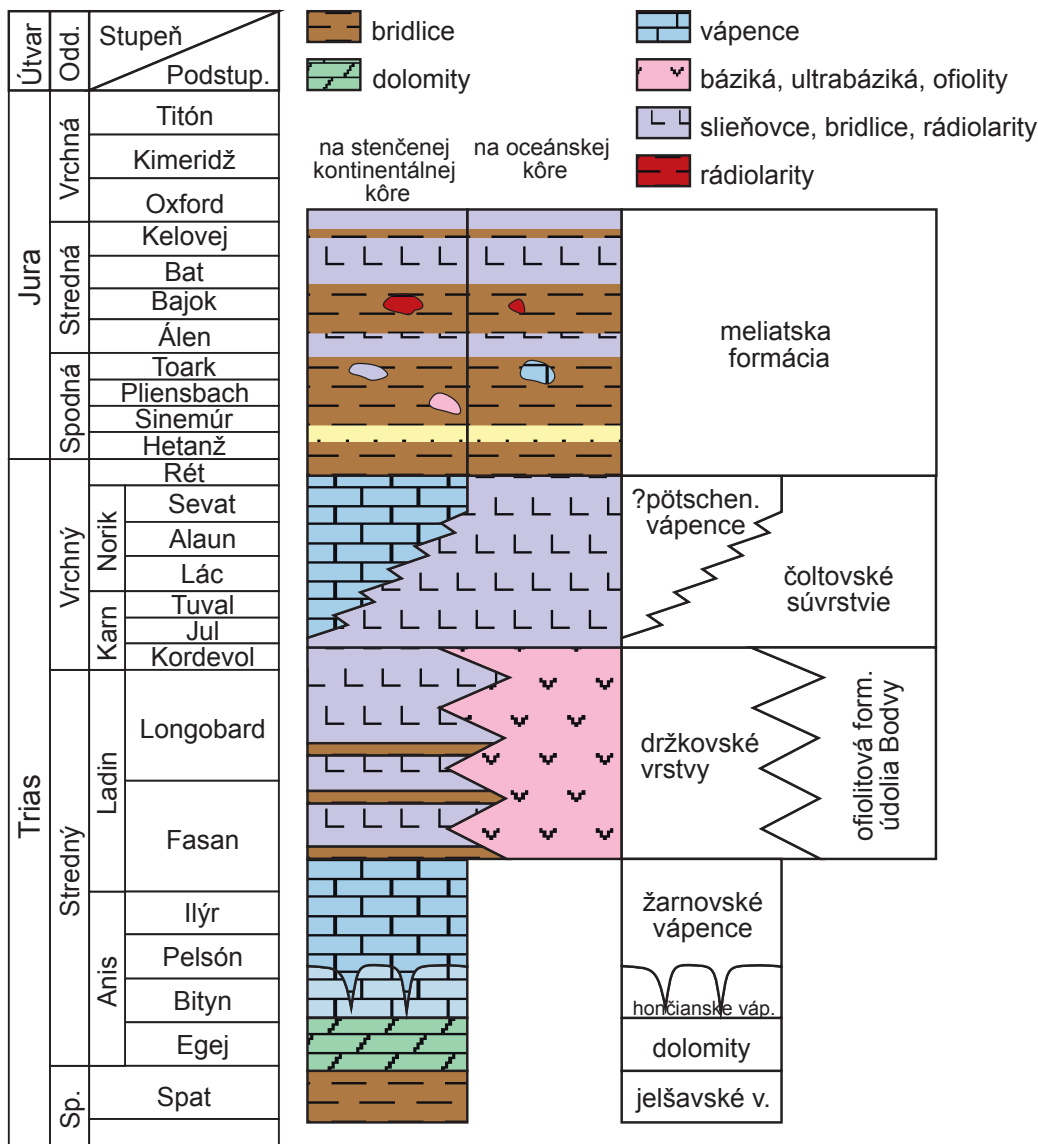
karnu a uzavrel sa vo vrchnej jure, pravdepodobne v spodnej časti oxfordu. Meliatikum *sensu stricto* predstavuje melanz tvorenú jurskými bridlicami a rádiolaritmi, v ktorej sa nachádzajú rôzne bloky hlavne triasových vápencov, rádiolaritov a bázických vulkanitov (Biely et al., 1996; Mock et al., 1998). V širšom zmysle sa k nemu zaraďujú miestami vysokotlakovo metamorfované sekvencie označované ako príkrov Bôrky (Mello et al., 1998). Meliatsku skupinu s. s. tvoria nemetamorfované, prípadne anchimetamorfované horniny v tektonických oknách vystupujúcich spod príkrovov turnaika a silicika v západnej časti Slovenského krasu, napríklad výstupy v okolí obcí Meliata, Čoltovo, Držkovce, Bretka, Mikolčany či Honce (Mello et al., 1983; Vozár et al., 2010; Kovács et al., 2011).

Vzhľadom na to, že meliatikum tvoria predovšetkým jurské pelagické sedimenty obsahujúce bloky starších hornín, pôvodný sled bol rekonštruovaný z týchto blokov. Kombináciou rôznych litologických a stratigrafických typov hornín prítomných v olistostrómach na jednotlivých lokalitách bol vytvorený kompozitný sled. V súčasnosti

všeobecne najviac prijímaný a používaný vrstvom sled pochádza z práce Mello et al. (1997; obr. 1).

Silicikum predstavuje mohutné príkrovové teleso, budované hlavne triasovými karbonátmi oberostalpinského typu (napr. Kronome a Boorová, 2016). Z tektonického hľadiska je silicikum najvyššia príkrovová jednotka Západných Karpát. Dnes sa k nemu priradujú stredno- až vrchnotriasové karbonáty stratenského príkrovu a tektonické trosky Opátky a Radzimu (oblasť Košickej Belej), ako aj drienočský, muránsky, vernársky, silický a bodvianský príkrov (zahŕňajúci Aggtelecký kras a pohorie Rudabánya v severnom Maďarsku). Silický a stratenský príkrov sa zvyknú označovať spoločným názvom silicikum *sensu stricto* (Havrila a Ožvoldová, 1996; Vozár et al., 2010; Kovács et al., 2011).

Príkrovy silicika sú odlepené na báze hrubého triasového komplexu karbonátovej platformy, obyčajne na horizonte vrchnopermsko-spodnoskýtskych evaporitov. Ide o systém bezkoreňových príkrovov (Havrila a Ožvoldová,



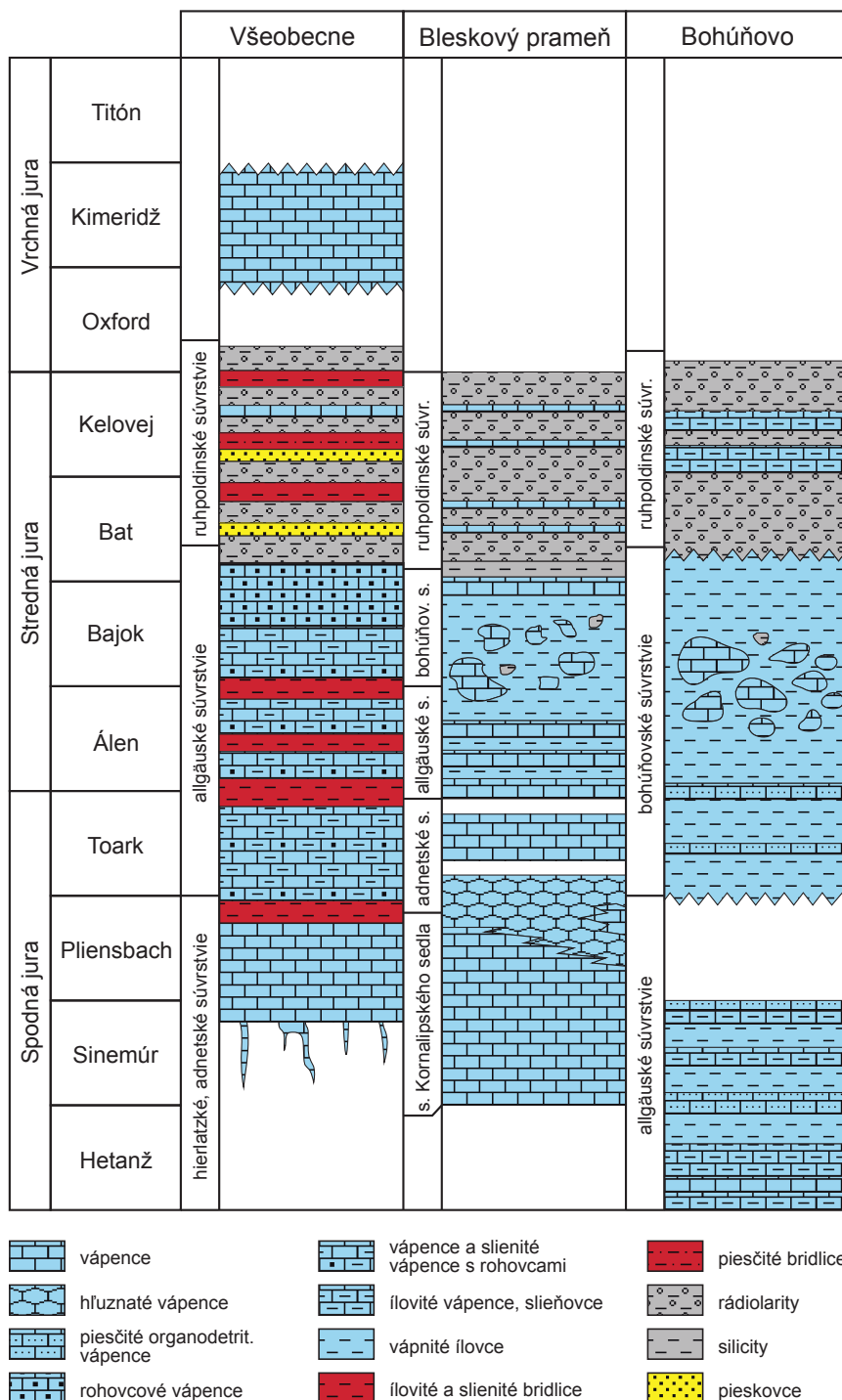
Obr. 1. Kompozitný vrstvom sled meliatika v Slovenskom krase, zrekonštruovaný z dosiaľ známych litologických typov v olistolitoch a tektonických šupinách meliatika (upravené podľa Mello et al., 1997).

1996), hoci viacerí autori (Kozur a Mock, 1973; Mock, 1987) zakoreňovali silický príkrov do margecijsko-lube-
níckej línie medzi gemerikom a veporikom.

Litostratigrafický sled silicika sa začína na viacerých miestach už spomínanými evaporitovými melanžami (napr. perkupské súvrstvie). V rámci spodného triasu boli v tejto jednotke definované tri litostratigrafické jednotky, datované podľa staršieho stratigrafického členenia na griesbach – spodný namal, namal a spat. Prvé dve litostratigrafické jednotky bývajú označované ako pieskocovo-bridličnaté bodvasilašské súvrstvie, kým tretiu označujeme ako slie-

ňovcovo-vápencové sinské súvrstvie. Stredný a vrchný trias silického príkrovu tvorí vápencovo-dolomitický komplex s hrúbkou 2 000 – 3 000 m (Maheľ, 1986).

Jurských sedimentov je v siliciku málo; zvyknú sa objavovať iba v šupinách medzi jednotlivými kryhami príkrovu. Je to spôsobené dlhotrvajúcou eróziou, ktorá v oblasti pôsobila najmenej od spodnej kriedy, a tiež malou hrúbkou pôvodne usadených jurských sedimentov (Maheľ, 1986; Rakús a Sýkora, 2001). Preto sa jurské sedimenty vyskytujú na jednotlivých lokalitách pomenej a často nie sú zastúpené vôbec. Najvýraznejšie zastúpenie jurských hornín



Obr. 2. Vrstvové sledy silicika z obdobia jury. Všeobecný sled vľavo je hypotetický (podľa: Maheľ, 1986; Rakús a Sýkora, 2001; Mišík a Reháková, 2009).

majú lokality pri Bleskovom prameni a Bohúňove (Rakús a Sýkora, 2001), ktorých litostratigrafické stĺpce sú uvedené na obr. 2. Súčasťou tohto obrázka je aj hypotetický vrstvový sled sumarizujúci zastúpenie jurských hornín na ostatných lokalitách v rámci silicika.

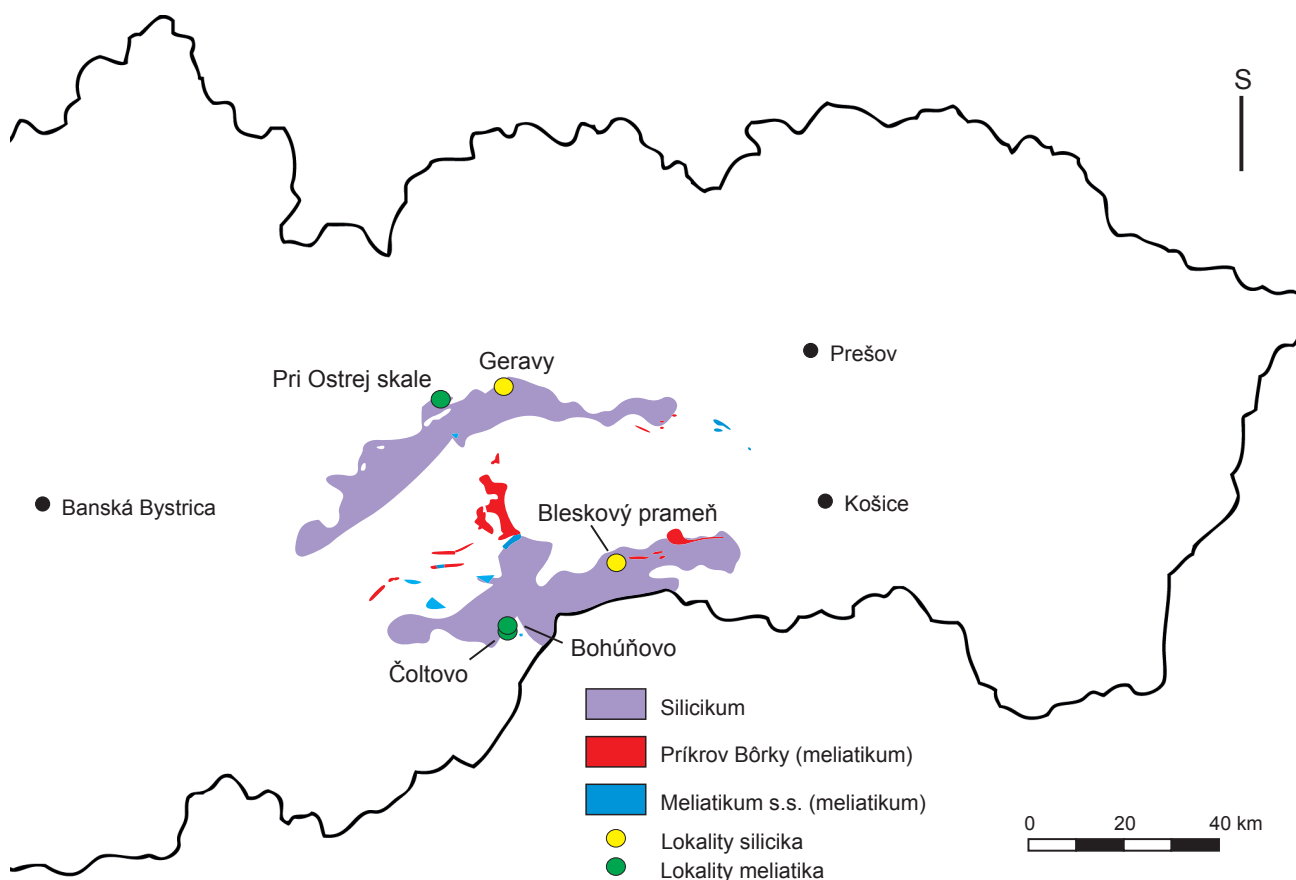
V oboch jednotkách sa našli jurské rádiolarity, ktoré predstavujú súčasť najvyšších častí ich sedimentárnych sledov. Meliatikum navyše obsahuje aj rádiolarity stredotriasového veku vystupujúce ako bloky a olistolity v jurských bridliciach.

Táto práca sa zaoberá najmä výskytmi stredotriasových a jurských rádiolaritov, ktoré tvoria súčasť držkovského súvrstvia a meliatskej formácie meliatika (obr. 1). V menšej miere analyzuje výbrusový materiál z geravského súvrstvia (silicikum) a zaoberá sa separáciou mikrofosilií z bridlíc a rádiolaritov na lokalite Bleskový prameň (taktiež silicikum).

Študovaný materiál pochádza z piatich lokalít v okrese Rožňava, z ktorých tri patria k meliatiku a dve k siliciku. Meliatske lokality zahŕňajú Čoltovskú roklinu (sv. od obce Čoltovo) a lokality neďaleko Bohúňova a Ostrej skaly, ktorá sa nachádza blízko Dobšinskej ľadovej jaskyne západne od obce Stratená. Lokality silicika zahŕňajú oblasť na planine Geravy neďaleko obce Dedinky a lokalitu pri Bleskovom prameni neďaleko Drnavy (obr. 3).

GEOLOGICKÁ STAVBA ŠTUDOVANÉHO ÚZEMIA

Odkryvy meliatika pri **Bohúňove** a **Čoltove** (okr. Rožňava) tvoria jeden rozsiahlejší výskyt, ktorý však rozdeľujú a prekrývajú kvartérne náplavy riečky Slaná (obr. 4). Obe skúmané lokality sa nachádzajú na ľavom brehu Slanej, oddelené dolinou bezmenného potoka. Meliatikum reprezentované tmavými bridlicami meliatskej formácie s blokmi rádiolaritov a hončianskych vápencov tu tvorí tektonické okno v podloží triasových karbonátov silicika (Mello et al., 1996). V minulosti tieto lokality skúmali viacerí autori (Ondrejčíková, 1990; Kozur et al., 1995; Mello et al., 1996 a 1997; Rakús a Sýkora, 2001; Lačný et al., 2015). Skúmaná lokalita pri Bohúňove sa nachádza v tesnej blízkosti dnes už nevyužívaného lomu, kde sa v minulosti ťažil vápenc. Na tejto lokalite vystupujú rádiolarity v kontakte s blokmi hončianskych vápencov. Výskyty sedimentov meliatskej melanže na lokalite v Čoltovskej roklina patria medzi najznámejšie lokality v rámci meliatskej jednotky. Možno tu pozorovať sukcesiu tmavosivých bridlíc, pieskocov a škvrnitých slietov, ktoré tvoria základnú hmotu olistostrómy jurského veku (spodná jura – spodná časť vrchnej jury). Olistolity sú tvorené ladinsko-kordevolskými červenými rádiolaritmi, kremitými bridlicami a tmavými vápencami (Láčny et al., 2015).



Obr. 3. Tektonická schéma zobrazujúca povrchové výskyty meliatika a silicika, krúžky označujú študované lokality (výskyty jednotiek podľa Bezáka et al., 2004).

Lokalita **Ostrá skala** sa nachádza na JV Stratenskej hornatiny v doline rieky Hnilec. Horniny meliatika v tejto oblasti vystupujú vo forme tektonického okna ohraničeného strmými zlomami na rozhraní čiastkového príkrovu Geráv a vyššieho príkrovu Glacu (Mello et al., 2000a). Lokálne sú prekryté vrchnokriedovými zlepenkami. V minulosti tieto zlepenky skúmali viacerí autori (Kettner, 1951; Maheľ, 1957; Andrusov a Snopková, 1976; Ballayová, 1989; Múčková, 1989; Hovorka et al., 1990) a opisovali ich ako nevytriedené, nepravidelne zvrstvené kontinentálne zlepenky obsahujúce pestrý horninový materiál (triasové a jurské vápence, rádiolarity, magmatické a vulkanické horniny bazického aj ultrabazického typu). Rádiolarity, ktorými sme sa zaoberali, pochádzajú z obliakov a blokov v týchto vrchnokriedových zlepenkách. Zlepenky sa okolo Dobšinskej ľadovej jaskyne neobjavujú na veľkom území (približne 2 – 3 km²) a na podložných triasových gutensteinských vápencoch sú uložené diskordantne. Lokálne sa zvyknú objavovať výrazné odlišnosti v ich zložení, všeobecne však dominantnú zložku (> 50 %) tvoria obliaky triasových vápencov (Ballayová, 1989; Hovorka et al., 1990). Okrem zlepenkov (konglomerátov) sa v tejto oblasti nad gutensteinskými vápencami vyskytujú aj bridlice, pieskovce, vápence a iné horninové typy.

Lokalita **Geravy** v Slovenskom raji sa nachádza severne od obce Dedinky (okr. Rožňava). Ohraničujú ju vrcholy Suchého vrchu, Červenej skaly, Holého kameňa a Gačovskej skaly. Jurské horniny vystupujú v synklinálnej štruktúre v telese čiastkového príkrovu Geráv. Výskum v tejto oblasti robili v minulosti napríklad Mello et al. (2000a, 2000b) a Rakús a Sýkora (2001). Opísali tu triasové dachsteinské vápence (výrazne žilnaté a fosiliférne vápence ružovkastej farby s hojným množstvom riasovej flóry), nasledované jurským hierlatzkým (krinoidový alebo kryštalický vápenc) a geravským súvrstvom (ktoré miestami pôsobí ako analógia hemipelagického allgäuského súvrstvia), rádiolaritmi a červenými biomikritmi.

Lokalita **Bleskový prameň** sa nachádza jv. od obce Drnava (okr. Rožňava). Vrchnotriasovo-jurský sled silického príkrovu tu vystupuje v spodnej tektonickej šupine spod vyššieho telesa silicika (Mello et al., 1996). Túto lokalitu v minulosti opísali viacerí autori. Okrem kolektívu Mello et al. (1996 a 1997) to boli Sýkora a Ožvoldová (1996), Ožvoldová (1998) či Rakús a Sýkora (2001). Litostratigrafický stĺpec lokality je uvedený na obr. 2.

METODIKA

Pri separovaní mikrofosílií na biostratigrafickú analýzu jednotlivých lokalít sme sa orientovali najmä na separáciu kremitých mikrofosílií, prevažne rádiolárií. Separovali sme fosílie z troch hlavných typov hornín – nekalcifikovaných rádiolaritov s kremitou základnou hmotou, olistostromatických zlepenkov s kremitou základnou hmotou a z bridlic. Olistostromatické zlepenky obsahovali klasty vápencov a rádiolaritov.

Vzorky bridlic sme rozplavovali pomocou 10 % roztoku peroxidu vodíka, v ktorom boli ponorené 24 hodín. Následne sme ich sitovali cez sitá, čím sme získali dve veľkostné frakcie.

Pri rozpúšťaní vápencových klastov v siliciteovej základnej hmote sme nadrvenú vzorku najskôr na jeden týždeň vystavili pôsobeniu kyseliny octovej, ktorá rozpustila kalcitové súčasti vzorky. Následne sme pokračovali rozpúšťaním zvyšných kremitých súčastí v kyseline fluorovodíkovej.

Pred rozpúšťaním kremitých hornín sme väčšinou najskôr vyhotovili a preskúmali výbrusový materiál z týchto vzoriek, aby sme zistili, či sa v jednotlivých vzorkách rádiolárie nachádzajú a či sa zdajú dostatočne dobre zachované na to, aby malo ich separovanie zmysel.

Pri následnom rozpúšťaní kremitých vzoriek (takmer vždy išlo o nekalcifikované masívne rádiolarity, s výnimkou olistostromatických blokov z oblasti Bohúňova) sme prevažne používali pomerne zložitú a časovo náročnejšiu techniku pochádzajúcu z univerzity v Leobene. Táto metóda sa skladá z dvoch častí, pričom prvú časť tvorí priamo proces rozpúšťania a druhú časť príprava výplavu na sitovanie a separáciu fosílií. Proces rozpúšťania trvá 5 – 6 dní a používa sa pri ňom roztok kyseliny fluorovodíkovej, ktorej koncentrácia sa každé ráno obnovuje na 2 – 5 % (pri našom rozpúšťaní sme používali začiatočnú koncentráciu 4 %). Pôsobenie kyseliny sa každé dve hodiny prerušuje, pričom sa vzorka premýva, kyselinový roztok riedi a rozpustený výplav zachytený na dne nádobiek sa odoberá a skladuje mimo rozpúšťacích nádob. Druhá časť celého procesu sa skladá z prevárania odobraného výplavu v roztoku peroxidu vodíka (0,5 – 1 dcl koncentrovaného H₂O₂ na 2 l H₂O) a následného sitovania.

Všetky študované vzorky sa odoberali a študovali v rámci prípravy dizertačnej práce autorky (Ledvényiová, 2015) v rokoch 2012 a 2013.

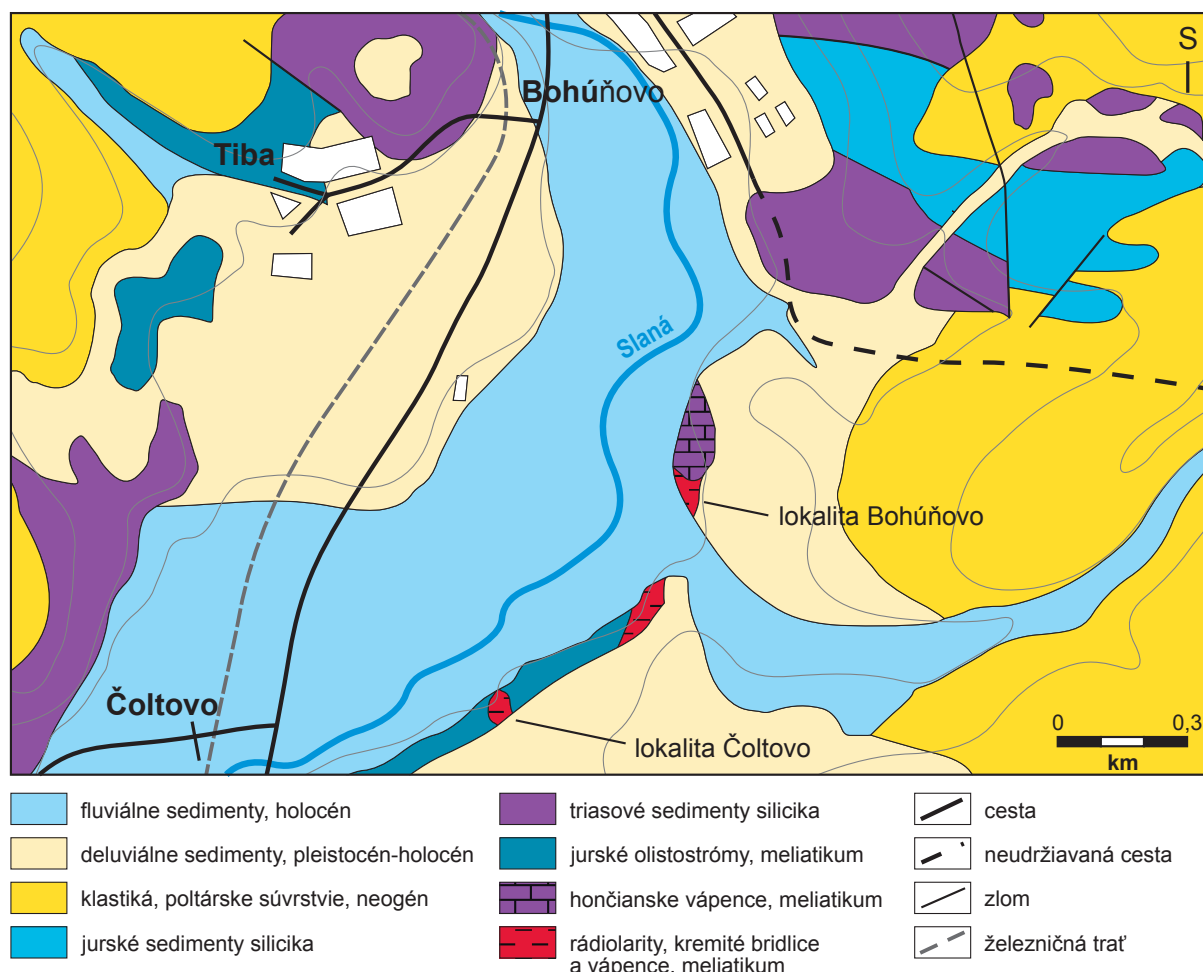
VÝSLEDKY

Bohúňovo (meliatikum)

Študovaná lokalita (geografické koordináty N 48°30'19,6" E 20°23'10,4") sa nachádza približne 0,5 km južne od obce Bohúňovo (okres Rožňava) na ľavom brehu riečky Slaná. Na študovanej lokalite (obr. 4) vystupujú masívne červené rádiolarity v kontakte s olistostromatickými blokmi, ktoré obsahujú klasty triasových vápencov a rádiolaritov v pravdepodobne strednojurskej rádiolárieovej základnej hmote. Odoberali sme tu prevažne vzorky masívnych rádiolaritov. Pokus o získanie rádiolárií zo základnej hmoty olistostromy bol neúspešný. Zelený silicit, ktorý sa našiel v sutine pod odkryvom, tak isto neprinesol žiadne rádiolárie.

Vzorky červených rádiolaritov, ktoré sme na tejto lokalite odobrali, poskytli pomerne chudobnú asociáciu strednotriasových rádiolárií (obr. 5). Identifikovali sme tu dovedna osem rádioláriových druhov a väčšie množstvo nedostatočne zachovaných foriem, ktoré sa nedali bližšie určiť. K určeným formám patrí napríklad *Eptingium manfredi* DUMITRICĂ, *Bogdanella* sp., *Oertlispongus inaequispinosus* DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER či *Spongoxystris* sp.

Známy stratigrafický rozsah separovaných druhov siaha od spodného pelsónu do vrchného kordevolu. Prvý výskyt druhov *Oertlispongus* cf. *inaequispinosus* a *Bogdanella* sp.



Obr. 4. Zjednodušená geologická mapka okolia Bohúňova a Čoltova s vyznačenými lokalitami v blízkosti oboch obcí (podľa Lačného et al., 2015).

a posledný výskyt druhu *Eptingium manfredi* zužuje vek na obdobie od najspodnejšieho po najvrchnejší fasan (obr. 6), do rozsahu rádioláriových zón *Spongosilicarmiger italicus*, *Ladinocampe multiperforata* a bezmennej zóny na úrovni vrchného fasanu.

Triasové rádiolarity na tejto lokalite v minulosti študovali aj Kozur et al. (1995), ktorí tu vyseparovali mierne pestrejšiu rádioláriovú asociáciu. Bolo určených viac druhov, čo sa odrazilo na užšom stratigrafickom rozsahu, a teda aj na výslednom veku asociácie, ktorý predstavuje vrchná časť spodného fasanu až spodná časť vrchného fasanu (rádioláriové zóny *Spongosilicarmiger italicus* a *Ladinocampe multiperforata*). Vek tejto asociácie podľa Kozura et al. (1995) určil výskyt druhu *Paroertlisponus multispinosus* KOZUR et MOSTLER a prvý výskyt druhu *Spongopallium cf. contortum* DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER.

Rádiolarie vyseparované na tejto lokalite sú pomerne zle zachované, pričom sa zachovali najmä robustnejšie formy. V porovnaní s prácou Kozura et al. (1995) sme tu vyseparovali formy, ktoré väčšinou nebolo možné určiť bližšie ako na úroveň rodu a určených tu bolo menej foriem ako v prípade predchádzajúcej štúdie (obr. 6). Napriek tomu táto práca obohatila doterajší biostratigrafický záznam z tejto lokality o štyri rádioláriové rody, ktoré v rámci predchádzajúcich prác neboli určené (*Astrocentrus?* sp., *Bogdanella* sp., *Paurinella* sp., *Spongoxystris* sp.), čo posúva

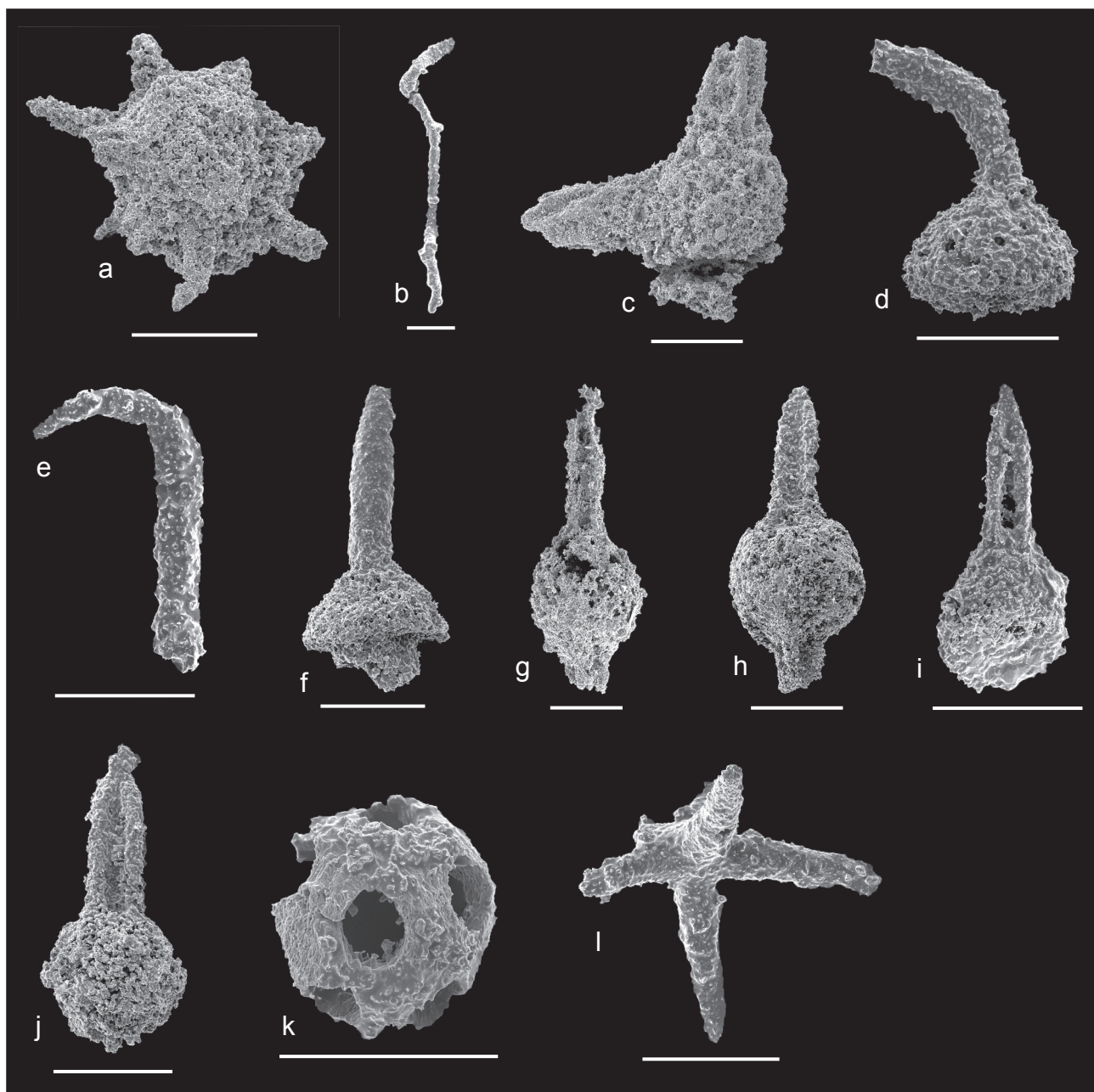
celkový počet identifikovaných rádioláriových foriem na tejto lokalite na trinásť.

Čoltovská roklina (meliatikum)

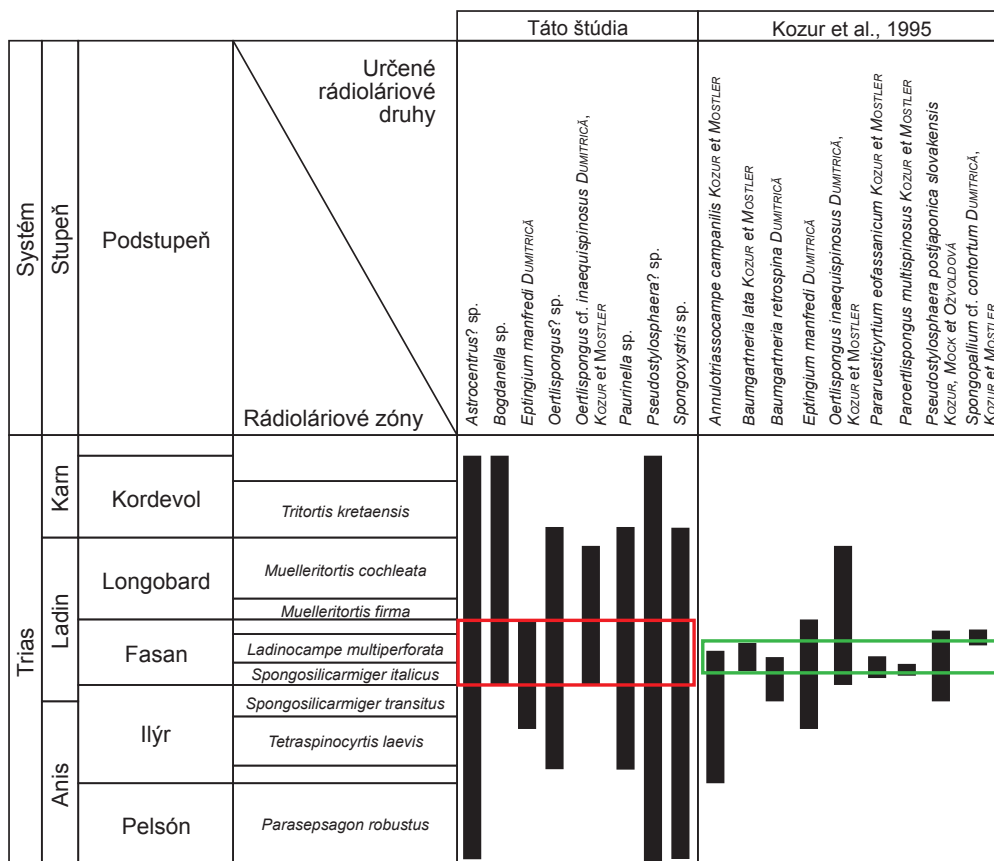
Čoltovská roklina sa nachádza približne 0,5 km sv. od obce na ľavom brehu riečky Slaná (obr. 4). Litostratigrafický sled z tejto oblasti podľa Ondrejčíckovej (1990) je uvedený na obr. 7. Pri našej návšteve lokality sme lokalizovali zvetrané rádiolarity, vápence a siltovce v sutine na dne rokliny a červené rádiolarity v niekoľkých blokoch na svahu a v relikte malého lomu.

Zo spodnej časti rokliny približne v oblasti lomu sme odobrali niekoľko vzoriek hornín zo sutiny. Išlo prevažne o zvetrané rádiolarity a tmavé vápence. Štyri vzorky rádiolaritov sme rozpustili. Z väčšiny vápencových vzoriek sme urobili výbrusy.

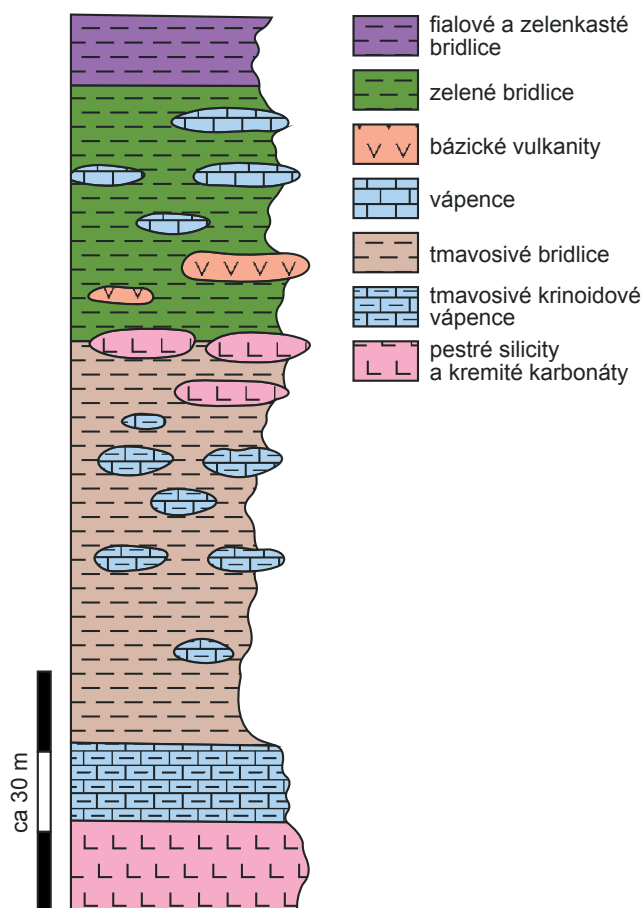
Výbrusy zvetraných rádiolaritov zo sutiny obsahujú napoly rozpustené a rozpadnuté rádiolarie, ktoré sa postupne strácajú v matricke (obr. 8a – b). Hoci sme z týchto rádiolaritov vyseparovali niekoľko rádiolárií, všetky boli zle zachované a bližšie neurčiteľné. Vápencový výbrusový materiál zo sutiny tvoria prevažne tmavosivé vápence s výraznými kalcitovými žilami, tmavou základnou hmotou a úlomkami echinodermát, prípadne s peletami (obr. 8c – d).



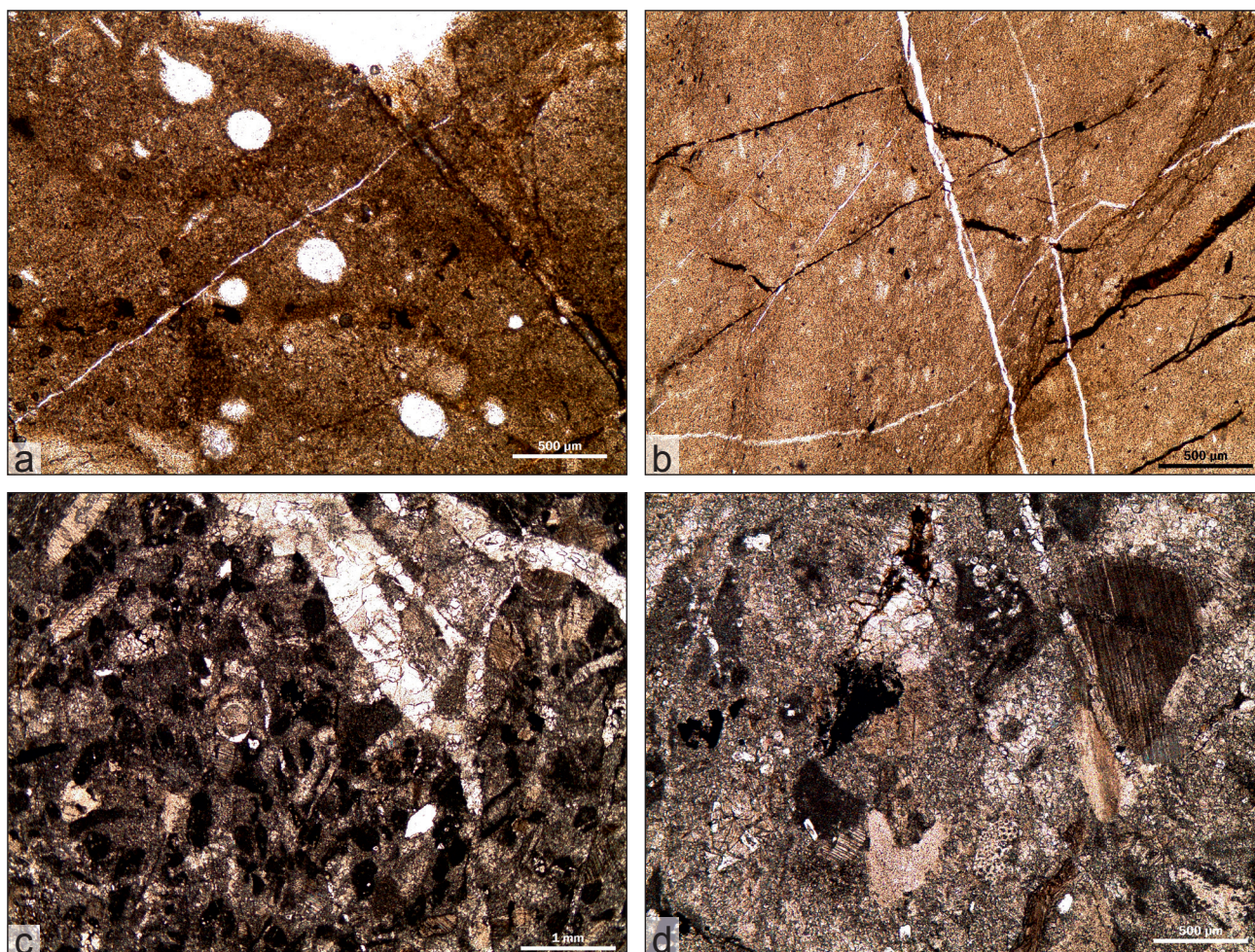
Obr. 5. Rádiolárie z oblasti Bohúňova, mierka 100 μm : a – *Astrocentrus?* sp., b – *Bogdanella* sp., c – *Eptingium manfredi* DUMITRICĂ, d – *Oertlispongius?* sp., e – *Oertlispongius inaequispinosus* DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER, f – *Paurinella?* sp., g – *Pseudostylosphaera?* sp., h – j – *Spongoxystris* sp., k – *Spumellaria* indet., pravdepodobne vnútorný odliatok spumelárie, l – ihlica hubky.



Obr. 6. Biostratigrafické datovanie rádioláriových druhov určených na lokalite pri Bohúňove, porovnanie s rádioláriovou asociáciou určenou v predchádzajúcich výskumoch (datovanie Kozur et al., 1995).



Obr. 7. Litostratigrafická schéma hornín Čoltovskej rokliny (podľa Ondrejčkovej, 1990).



Obr. 8. Vzorky rádiolaritov a vápencov odobrané zo sutiny v Čoltovskej roklíne: a – b – rekryštalizované rádiolárie vo zvetraných rádiolaritoch, c – packstone, úlomky echinodermát, pelety, kalcitická žila, biodrit, d – wackstone až packstone, úlomky echinodermát.

Tri vzorky červených rádiolaritov na rozpustenie boli odobrané z rádiolaritového bloku v strmom svahu nad riečkou Slaná. Zvyšných sedem vzoriek pochádza z rôznych vrstiev v relikte malého kameňolomu (geografické koordináty N 48°30'2,1" E 20°23'2,1"), kde sa rádiolarity nachádzajú v styku s bazaltmi (obr. 9).

Rádiolárie sme získali zo všetkých desiatich odobraných vzoriek, určiteľné však boli iba formy zo siedmich vzoriek. Dve pochádzajú z rádiolaritového bloku (Č0, Č0-2) a päť z reliktu lomu (tab. 1). Celkovo sme určili 21 rádioláriových druhov (napr. *Baumgartneria cf. retrospina* DUMITRICĂ, *Eptingium manfredi* DUMITRICĂ, *Parasepsagon* sp., *Pseudostylosphaera* sp. či *Triassocampe* sp.), ktoré majú priemerné stratigrafické rozpätie od pelsónu do julu (*Novamuria* sp. sa vyskytuje v širšom stratigrafickom rozsahu ilýr – hoteriv). Koniec stratigrafického rozsahu druhov *Pararcheospongoprunum hermi* LAHM a *Paroertlisponus multispinosus* KOZUR et MOSTLER a začiatok stratigrafického rozsahu druhu *Spongopallium cf. contortum* DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER udáva vek týchto rádiolaritov spodný fasan až spodná časť vrchného fasanu (obr. 10) v rozsahu rádioláriových zón *Spongosilicarmiger italicus* a *Ladinoampe multiperforata*.

Ako vidieť pri porovnaní tab. 1 a obr. 10, jednotlivé intervaly v lome, z ktorých boli odobrané vzorky, obsahujú

rádiolárie s podobným stratigrafickým rozpätím. Pretože rádiolaritové vzorky Č1-1 až Č1-7 boli odobrané v lome z vrstiev nasledujúcich po sebe, je zrejmé, že vo vrstvách v relikte lomu neplatí pravidlo superpozície a tieto rádiolarity predstavujú pravdepodobne bloky v melanzí.

Fosílna najbohatšia vzorka pochádza z vrstvy Č1-1, v ktorej sme identifikovali spolu 12 rádioláriových druhov (obr. 11), a nasleduje vzorka Č1-5 s 8 druhmi (obr. 12). Ostatné pozitívne vzorky boli druhovo chudobnejšie, pričom najchudobnejšie boli vzorky Č0, Č0-2 a Č1-4, kde sme identifikovali iba po jednom druhu (obr. 13). Okrem určených foriem sme vyseparovali aj veľké množstvo bližšie neurčitelných foriem, z ktorých niektoré bolo možné zaradiť k podradom Spumellaria alebo Nassellaria.

Z kemitých hornín a rádiolaritov v Čoltovskej roklíne v minulosti robila biostratigrafické datovanie rádiolárií aj Ondrejčíková (1990). Určila tu rádioláriovú asociáciu rôzneho veku. Časť rádiolárií určených v tejto práci (Ondrejčíková, 1990), ktorých stratigrafický rozsah zahŕňa trias, sú uvedené na obr. 10. Pri porovnaní s nami určenou asociáciou vidíme, že asociácia Ondrejčíkovej (1990) zahŕňa menej triasových druhov, ktoré sa, navyše, s našim spoločenstvom zhodujú iba v prípade rodu *Triassocampe* sp. Stratigrafický rozsah týchto druhov sa v oblasti triasu prelína najmä v rozmedzí od spodného kordevolu po vrch-

nú časť spodného noriku (zahŕňajúc celý alaun). Koniec výskytu druhu *Canoptum cf. farawayense* BLOME a prvý výskyt druhu *Canoptum cf. browni* BLOME datuje túto asociáciu na stredný norik (podstupeň alaun), čo sa líši od nášho datovania (spodný fasan – spodná časť vrchného fasanu).

Okrem triasových rádiolárií Ondrejčíková vo svojej práci určila aj formy *Sethocapsa?* sp. (stredný norik – koňak), *Syringocapsa* sp. (najspodnejší anis – barém), *Dicatomytra* sp. (spodný anis – spodný tanet) a *Lithocampe?* sp. (spodný toark – spodný tanet).

Podobné asociácie boli separované aj na blízkych lokalitách pri Bohúňove (Kozur et al., 1995; táto práca) a Držkovciach (Dumitrică a Mello; 1982), pričom Dumitrică a Mello (1982) svoju asociáciu priradili k držkovskému súvrstviu.

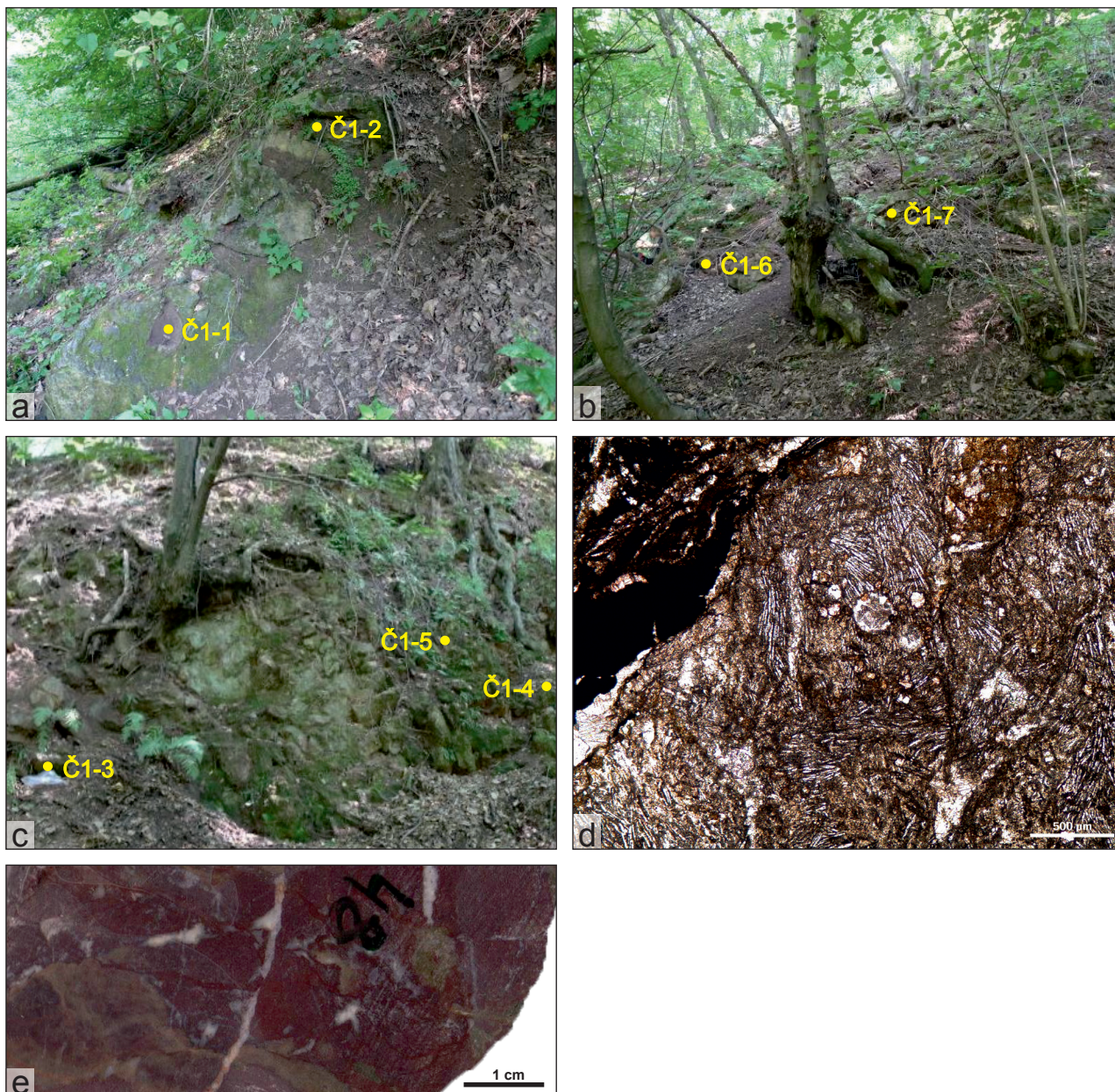
Väčšina druhov určených na tejto lokalite (rovnako ako podobná asociácia na predchádzajúcej lokalite pri

Bohúňove) je prítomná vo forme neúplných fragmentov a jednotlivé formy sú horšie zachované. Zlé zachovanie väčšiny rádioláriových schránok a rozpúšťanie krehkejších schránok, ako aj schránok s hubovitou mriežkou vplyvom diagenézy spomínajú vo svojej práci pri vekovo podobnej asociácii na lokalite pri Držkovciach aj Dumitrică a Mello (1982).

Ostrá skala (meliatikum)

Lokalita sa nachádza v južnej časti Stratenskej hornatiny na pravom brehu toku Hnilca, konkrétnejšie sz. od Dobšinskej ľadovej jaskyne a sv. od kóty Ondrejisko (1 271) pri ranči neďaleko Ostrej skaly.

V rámci tejto štúdie sme odobrali klasty červených a zelených rádiolaritov, ktoré sa uvoľnili zo spomínaných senónskych zlepcov. Tieto klasty sa nachádzajú v sutine



Obr. 9. a – c – lokalizácia odberu vzoriek z reliktu kameňolomu v Čoltovskej rokline, d – e – vzorka Č1-1, rádiolarit na kontakte s bazaltom (d – výbrus pri rovnobežných nikoloch, e – makroskopický vzhľad rádiolaritu).

na poľnej ceste jv. od Ostrej skaly na geografických koordinátach N 48°52'4,84" E 20°16'53,95". Rozmery jednotlivých klastov rádiolaritov v sutine nezvyknú presahovať v priemere 2 cm. Klasty hnedých a sivých rádiolaritov, ktoré vo svojej práci opisujú Hovorka et al. (1990), sme na odbornom mieste a jeho okolí nelocalizovali. Našli sme však zelené klasty, ktoré spomínaní autori neopísali. Preto sme zelené a červené klasty rozpúšťali osobitne pre prípad, že by obsahovali asociácie odlišného veku.

Rádiolárie prítomné v odobraných rádiolaritových klastoch majú rôznu úroveň zachovania – zatiaľ čo niektoré sú zachované výborne, iné sú zachované zle, prípadne vykazujú znaky rozpustenia či rekrystalizácie (obr. 14).

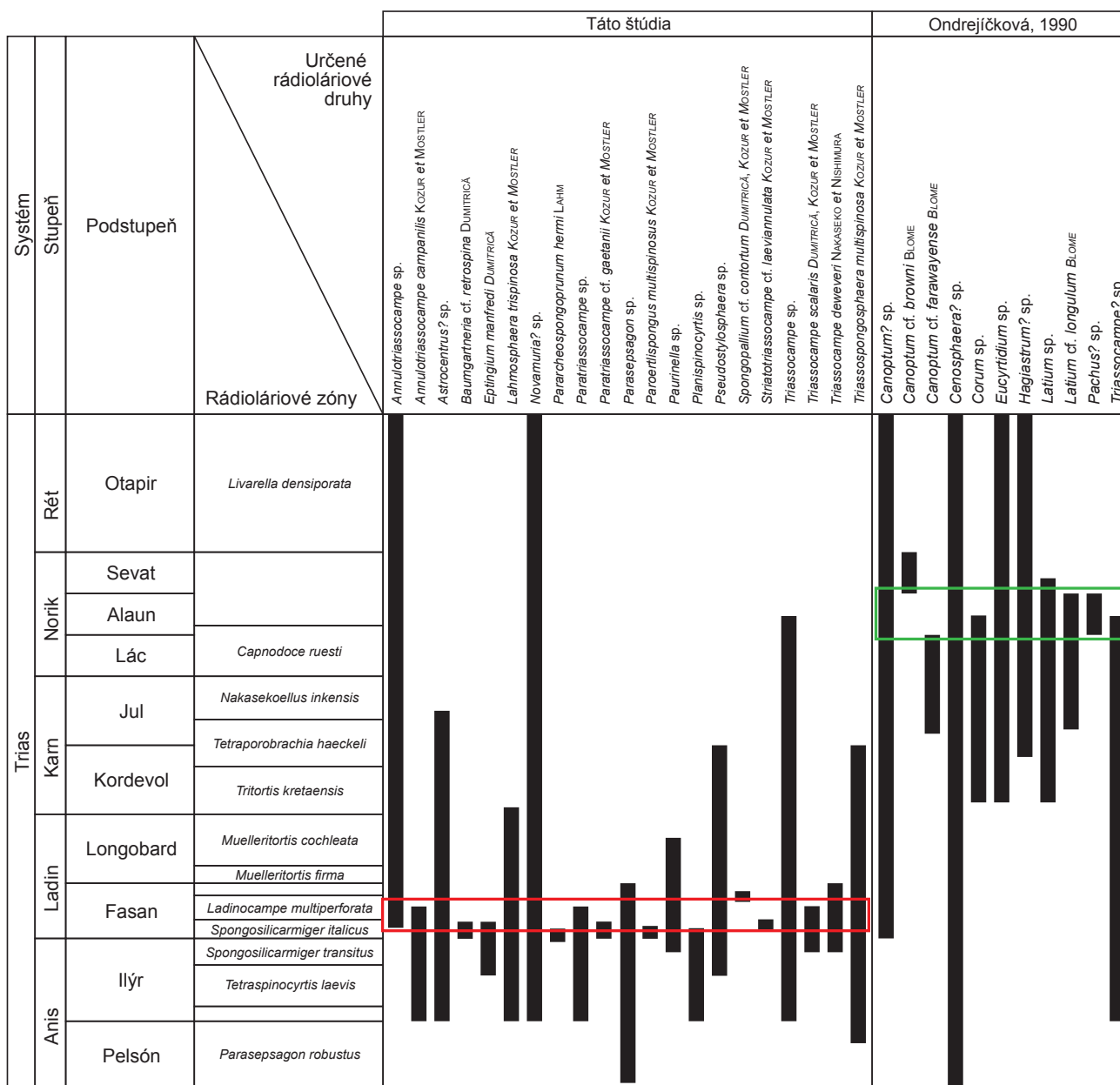
Rádiolárie separované zo zelených aj červených klastov majú rovnaký vek aj rovnakú úroveň zachovania. Rádioláriová asociácia separovaná na tejto lokalite je pomerne chudobná a pravdepodobne združuje viacero asociácií rôzneho veku, pretože stratigrafické rozpätie niekoľkých

druhov sa navzájom neprekrýva. Všetky určené druhy sa vyskytovali prevažne v rámci UA zón 1 – 10 (*Unitary Associations Zones*, podľa: Baumgartner et al., 1995a). Niektoré rádiolárie ako napríklad *Eucyrtidiellum* cf. *unumaense* (YAO) a *Williriedellum* cf. *crystallinum* DUMITRICA majú širšie stratigrafické rozpätie. Užší stratigrafický záber majú, naopak, druhy *Hemicryptocapsa* cf. *buekkensis* (KOZUR), *Praewilliriedellum convexum* (YAO), *Praewilliriedellum* cf. *robustum* (MATSUOKA), *Protunuma turbo* MATSUOKA či *Unuma gordus* HULL (obr. 15). Všeobecne sa táto asociácia dá datovať na vrchný bajok až stredný oxford. Najužšie možné datovanie (od stredného batu do vrchného keloveja) sa potom opiera o posledný výskyt druhu *Hemicryptocapsa* cf. *buekkensis* (KOZUR) v strednom bate a prvý výskyt druhu *Unuma gordus* HULL počas vrchného keloveja (obr. 16).

Podľa Hovorku et al. (1990) boli z týchto senónskych zlepcov získané rádiolárie z klastov hnedých, sivých a červených rádiolaritov, pričom hnedé a sivé klasty obsa-

Tab. 1. Separované druhy rádiolárií z reliktu lomu v Čoltovskej roklíne.

	Č0	Č0-2	Č2	Č1-1	Č1-2	Č1-3	Č1-4	Č1-5	Č1-6	Č1-7
<i>Annulotriassocampe?</i> sp.										x
<i>Annulotriassocampe campanilis</i> KOZUR et MOSTLER								x		
<i>Astrocentrus?</i> sp.				x						
<i>Baumgartneria</i> cf. <i>retrospina</i> DUMITRICA						x		x		
<i>Eptingium manfredi</i> DUMITRICA				x				x		x
<i>Lahmosphaera trispinosa</i> KOZUR et MOSTLER				x						
<i>Novamura?</i> sp.	x			x			x			
<i>Pararcheospongoprunum hermi</i> LAHM				x						
<i>Paratriassocampe</i> sp.						x				
<i>Paratriassocampe</i> cf. <i>gaetanii</i> KOZUR et MOSTLER								x		
<i>Parasepsagon</i> sp.				x						
<i>Paroertlispongus multispinosus</i> KOZUR et MOSTLER								x		
<i>Paurinella</i> sp.				x						
<i>Planispinocyrtis</i> sp.								x		
<i>Pseudostylosphaera</i> sp.		x		x		x		x		
<i>Spongopallium</i> cf. <i>contortum</i> DUMITRICA				x						
<i>Striatotriassocampe</i> cf. <i>laeviannulata</i> KOZUR et MOSTLER				x						
<i>Triassocampe</i> sp.				x						
<i>Triassocampe scalaris</i> DUMITRICA, KOZUR et MOSTLER								x		
<i>Triassocampe deweveri</i> NAKASEKO et NISHIMURA						x				
<i>Triassospongosphaera multispinosa</i> KOZUR et MOSTLER				x						



Obr. 10. Biostratigrafické datovanie rádiolárióvych druhov z reliktu lomu v Čoltovskej rokline. Porovnanie s rádiolárióvou asociáciou určenou v predchádzajúcich výskumoch (datovanie Ondrejčíková, 1990; stratigrafický rozsah druhov a rádiolárióvé zóny podľa: Kozur a Mostler, 1994; Kozur et al., 1996; Stockar et al., 2012).

hovali rádiolárie jurského veku (bajok – oxford) a červené klasty triasové formy. Nami skúmané klasty červených (a zelených) rádiolaritov poskytli, naopak, asociáciu bajocko-oxfordských rádiolárií, ako sme už uviedli. Či v prípade tejto nezrovnalosti ide o zmenu farieb jednotlivých klastov (hnedá vs. červená až tmavočervená) alebo červené klasty na iných miestach obsahujú asociácie odlišného veku, nie je známe.

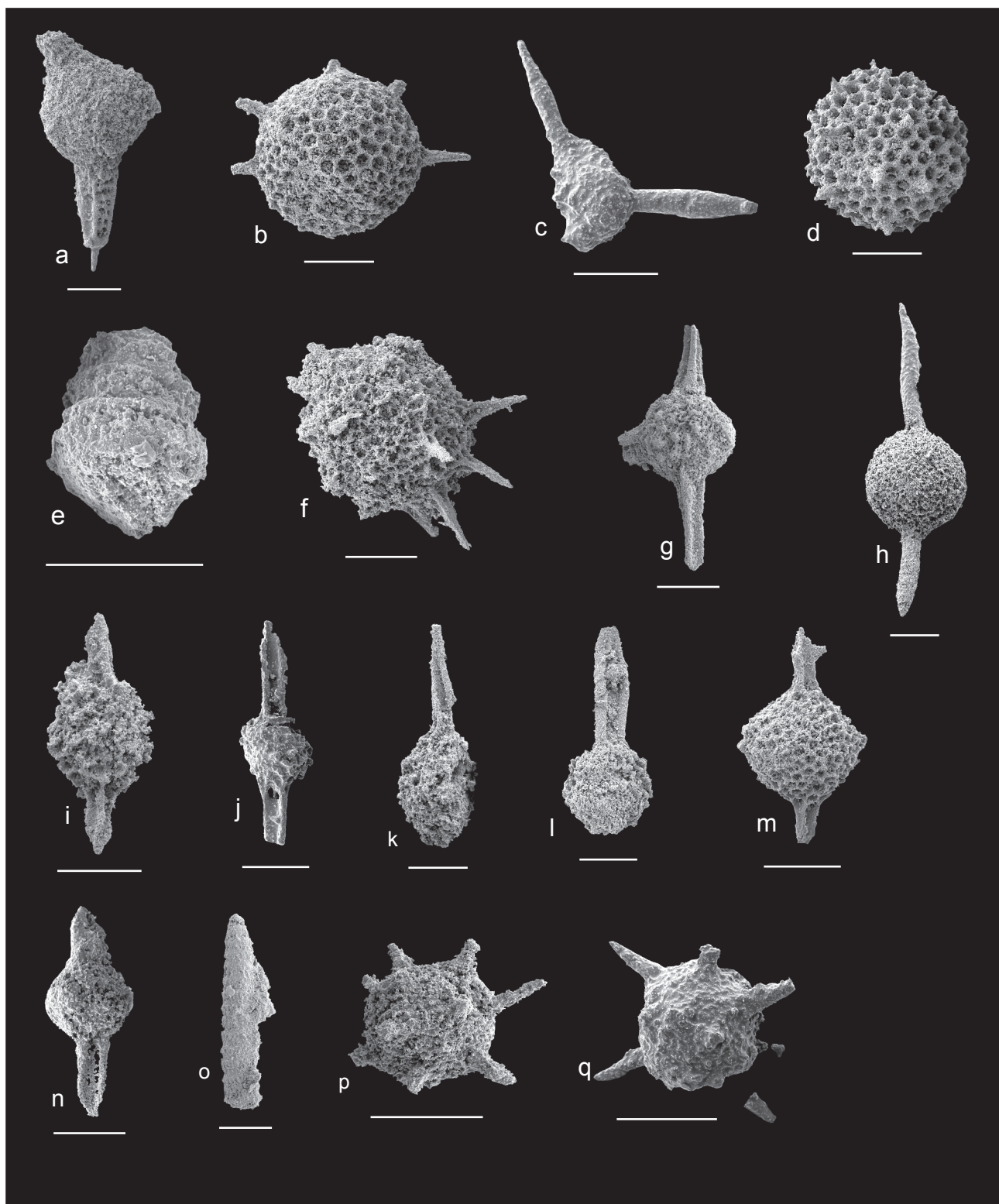
Rádiolárióvé klasty z týchto zlepcov v minulosti skúmala najmä Múčková (1989). Získala väčšie množstvo jurských rádiolárií približne rovnakého veku, ako sme získali my. Zároveň zaznamenala aj niekoľko zástupcov triasových rádiolárií (napr. *Eptingium manfredi* DUMITRICĂ). Aj v tejto práci pritom jurskú asociáciu tvorí pravdepodobne niekoľko skombinovaných asociácií rôzneho veku, keďže stratigrafický rozsah niektorých druhov sa tu taktiež vzájomne neprekrýva (obr. 16). Na základe posledného výsky-

tu *Archeodictyomitra praepremigena* KOZUR et MOSTLER a prvého výskytu *Pseudodictyomitrella* sp. sa táto asociácia dá datovať v najužšom rozsahu od spodného batu do vrchného keloveja.

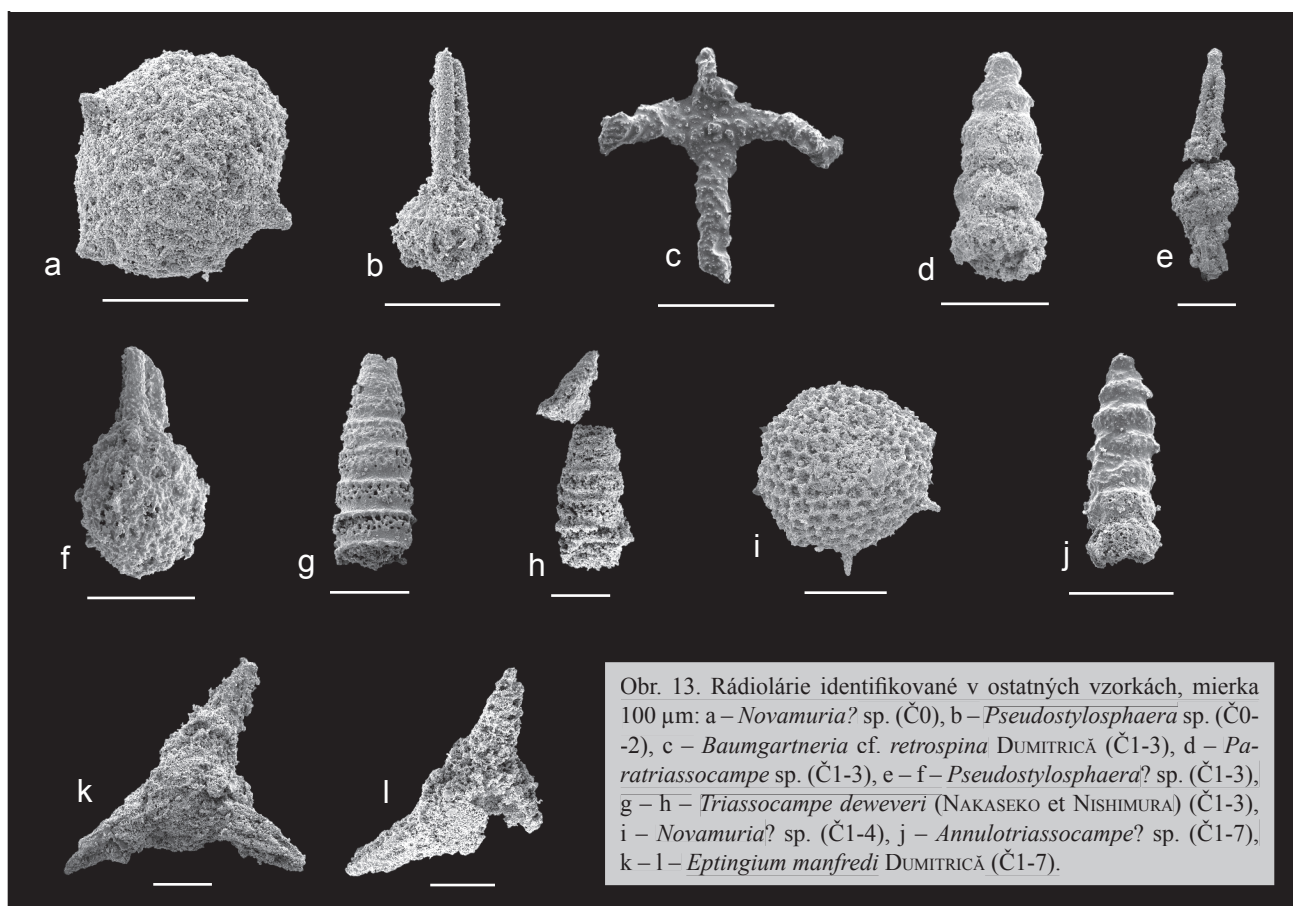
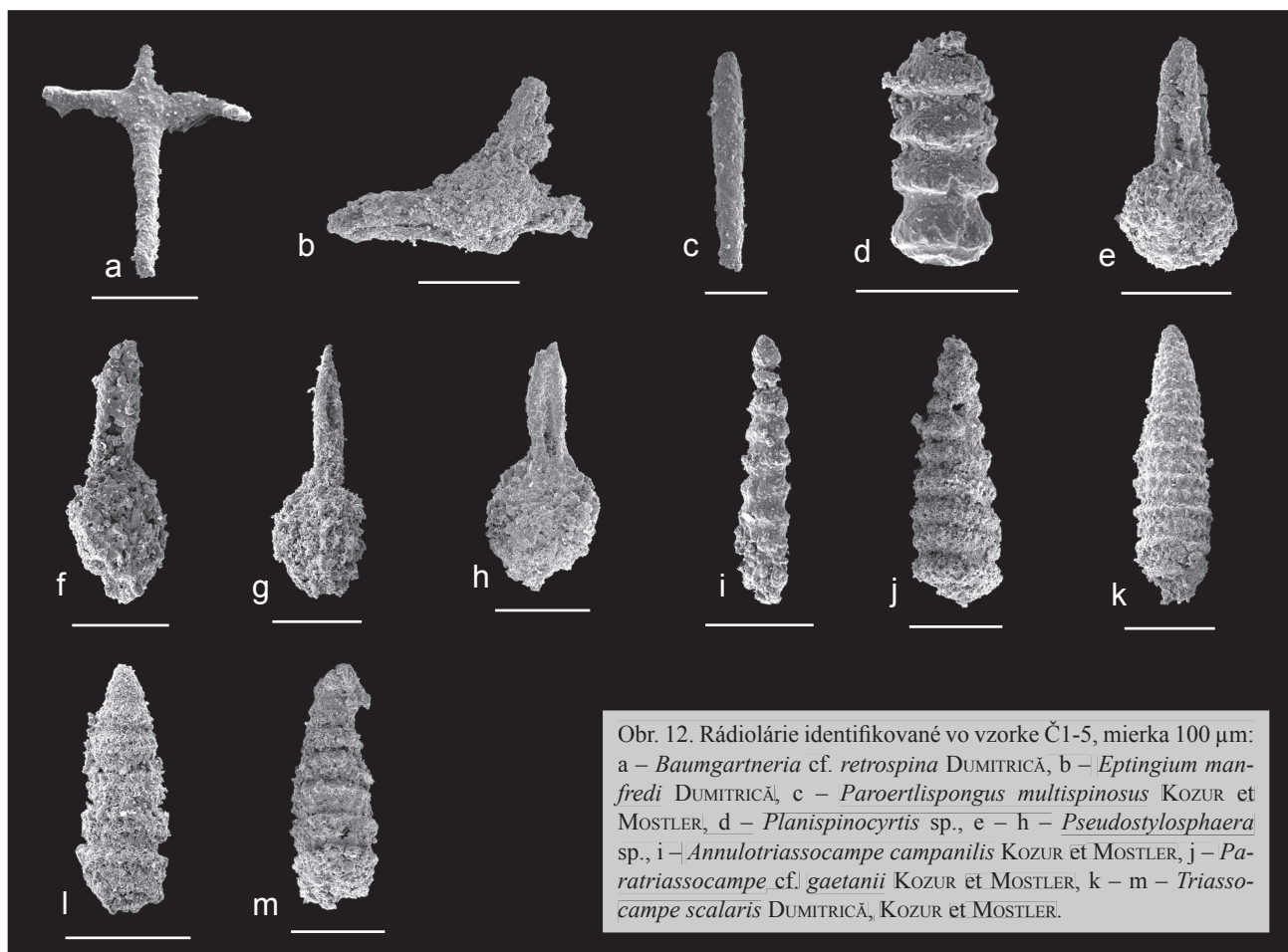
V porovnaní s asociáciou Múčkovej (1989) sme na tejto lokalite určili sedem nových druhov [*Hemicryptocapsa* cf. *buekkensis* (KOZUR), *H.* cf. *yaoi* (KOZUR), *Praewilliriedellum convexum* (YAO), *P.* cf. *robustum* (MATSUOKA), *Protunuma turbo* MATSUOKA, *Unuma gordus* HULL, *Quarticella*? sp. a *Zhamoidellum*? sp.], čo posúva celkový počet identifikovaných rádiolárióvych foriem na tejto lokalite na 28.

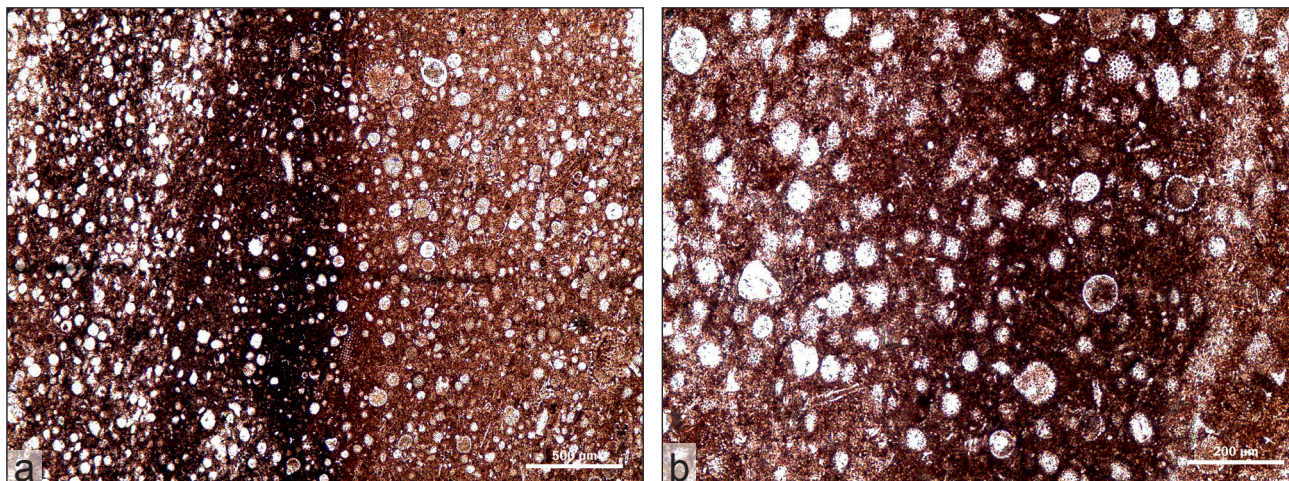
Bleskový prameň (silicikum)

Objektom nášho záujmu tu bolo najmä olistostromatické teleso, ktoré sa nachádza v kontakte s blokom kre-



Obr. 11. Rádiolárie identifikované vo vzorke Č1-1, mierka 100 μm : a – *Eptingium manfredi* DUMITRICĂ, b – *Novamuraia?* sp., c – *Paurinella* sp., d – *Novamuraia?* sp., e – *Triassocampe* sp., f – *Triassospongospaera multispinosa* KOZUR et MOSTLER, g – *Parasepsagon* sp., h – *Pararchaeospongoprunum hermi* LAHM, i – l – *Pseudostylosphaera* sp., m – *Lahmosphaera trispinosa* KOZUR et MOSTLER, n – *Spongopallium* cf. *contortum* DUMITRICĂ, o – *Striatotriassocampe* cf. *laeviannulata* KOZUR et MOSTLER, p – q – *Astrocentrus?* sp.





Obr. 14. Vzorky červených rádiolaritov na lokalite pri Ostrej skale.

mitého vápenca (geografické koordináty N 48°37'51,47" E 20°40'21,89"). Olistostromatický pás vystupuje proti toku potoka smerom ďalej do doliny, kde sa objavuje čoraz viac hierlatzko-adnetských brekcií (geografické koordináty N 48°37'49,07" E 20°40'23,36").

Celé olistostromatické teleso tvoria prevažne škvrité vápence a tmavé slienité až kremité vápence. Jednotlivé druhy vápencov sa pritom zvyknú zastupovať s pomerne úzkymi zónami rozdrvených bridlíc (intervaly hrubé 10 – 20 cm), ktoré predstavujú matrix olistostrómy. Na tejto lokalite bol opísaný aj jeden rádiolaritový pás, ktorým prechádzajú dve až tri vrstvy bridličnatého matrixu. Tento rádiolaritový pás bol pôvodne považovaný za osobitný výskyt zasahujúci do olistostrómy, hoci Aubrecht (2012, os. konv.) konštatoval, že je jej súčasťou. V matrixe sa rádiolaritové klasty nenašli.

Na obr. 17a – c sú bližšie lokalizované miesta odberu vzoriek z olistostrómy. Odoberali sme vzorky bridlíc z matrixu olistostrómy (BP1, BP5-6), rádiolaritové vzorky z rádiolaritového pásu (BP2, BP7), kremité bridlice z osobitného výskytu o čosi ďalej hore korytom (BP8), ako aj vzorky na paleomagnetické meranie (BP2-4), ktoré sa však ukázali ako remagnetizované.

Po rozplavení vzoriek bridlíc sme získali iba lastúrnika *Placunopsis* cf. *inaequalis* (PHILLIPS) (identifikácia Golej, 2013, os. konv.), ktorý sa vyskytoval v období strednej jury (obr. 18a).

Z rádiolaritov sme vyseparovali iba jednu, bližšie neurčiteľnú rádioláriu (obr. 18b) pochádzajúcu zo vzorky BP2.

Na tejto lokalite sa našli aj vzorky sivých karbonátových konglomerátov so sivou karbonátovou základnou hmotou a prevažne žltými a hnedými karbonátovými klastami, ktoré opisujú už Sýkora a Ožvoldová (1996). Hierlatzko-adnetské brekcie majú obyčajne žlto-sivú farbu a tvoria ich pestré karbonátové úlomky.

Geravy (silicikum)

Rádiolarity sme počas nášho terénneho výskumu nedokázali lokalizovať. Ostatné predtým opísané sedimentárne typy sa v tejto oblasti objavujú prevažne vo forme sutino-

vých klastov a blokov, nie *in-situ*. Výraznejších odkryvov *in-situ* je tu málo.

Okrem vymenovaných sedimentov sa tu nachádzajú aj spodnojurské červené adnetské vápence, ktoré formou neptunických dajok prerážajú do dachsteinských vápencov (N 48°53'1,37" E 20°24'20,18"). Adnetské vápence tu zvyknú obsahovať veľké množstvo kalcitu vo forme výrazných žíl alebo klastov, miestami je prítomná hematitová mineralizácia. Fosílie sa objavujú najmä vo forme fantómov a vzhľadom na ich zlé zachovanie sme dokázali rozpoznať iba aglutinované foraminifery. Štruktúra sa lokálne ponáša na peletovú.

Geravské súvrstvie (N 48°52'56,83" E 20°23'38,55") je prítomné prevažne vo forme piesčitých bridlíc (obr. 19a) a slienitých vápencov typu *wackestone* (obr. 19b – d), ktoré obsahujú pomerne veľké množstvo fosílií (echinodermáty, foraminifery, úlomky lastúrnikov a ostrakódov).

Systematický prehľad významnejších identifikovaných rádiolárií

Podrad ENTACTINARIA KOZUR et MOSTLER, 1982

Čeľaď: Eptingiidae DUMITRICĂ, 1978

Rod: *Eptingium* sp. DUMITRICĂ, 1978

Typový druh: *Eptingium manfredi* DUMITRICĂ, 1978

Eptingium manfredi DUMITRICĂ, 1978 (obr. 5c, 11a, 12b, 13k, l)

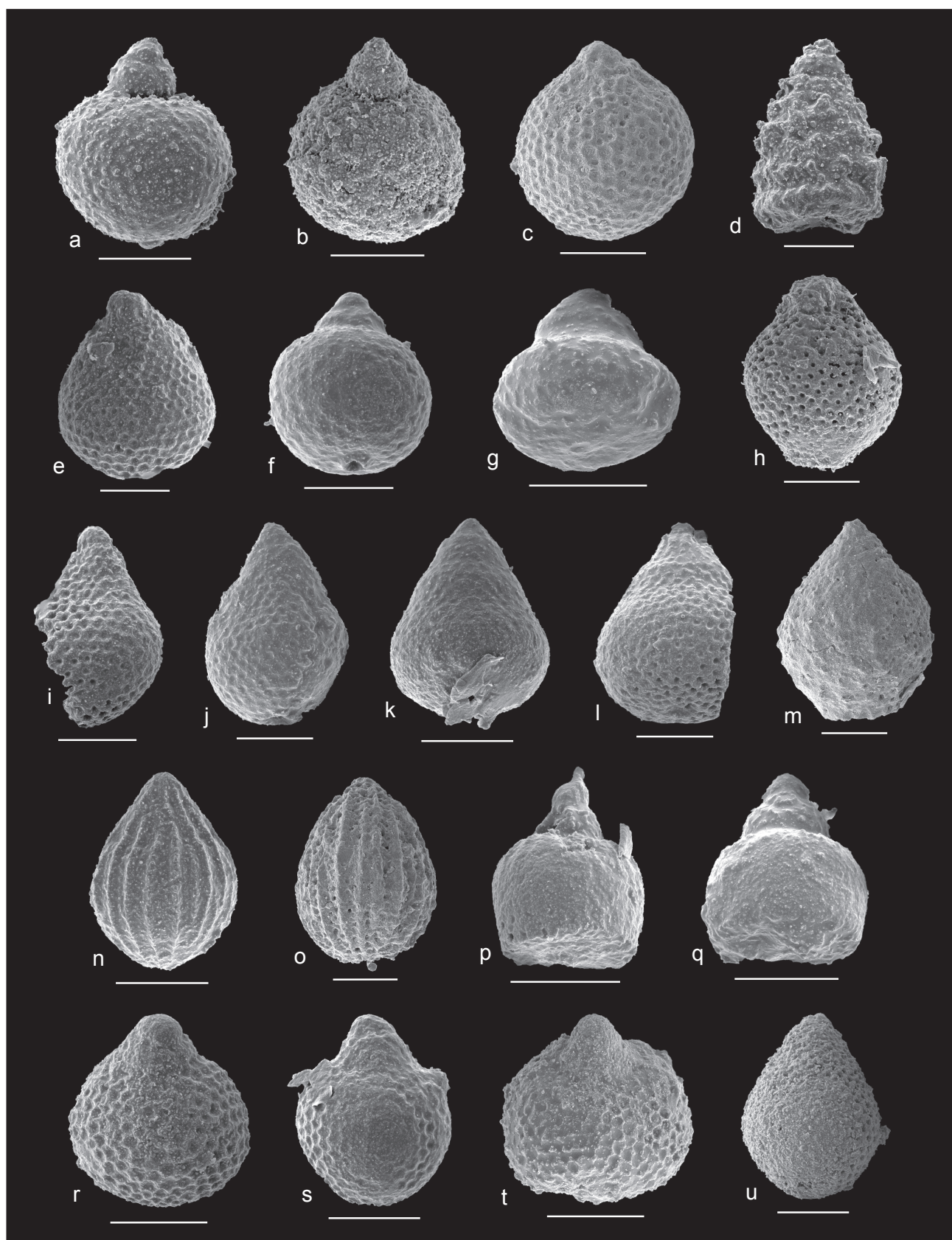
1978 *Eptingium manfredi*, n. sp., pars – Dumitrică, s. 33 – 34, tab. 3, obr. 3, 4; tab. 4, obr. 1 – 4, 6, 7; non! obr. 5;

1979 *Eptingium manfredi* – Pessagno et al., s. 186, tab. 6, obr. 9 – 11;

1980 *Eptingium manfredi manfredi* – Dumitrică et al., s. 19, tab. 3, obr. 1 – 3; tab. 6, obr. 5 – 7;

1980 *Eptingium manfredi robustum* – Dumitrică et al., s. 20, tab. 6, obr. 1 – 4, 8;

1990 *Eptingium manfredi* – Goričan a Buser, s. 144, tab. 8, obr. 7 – 8;

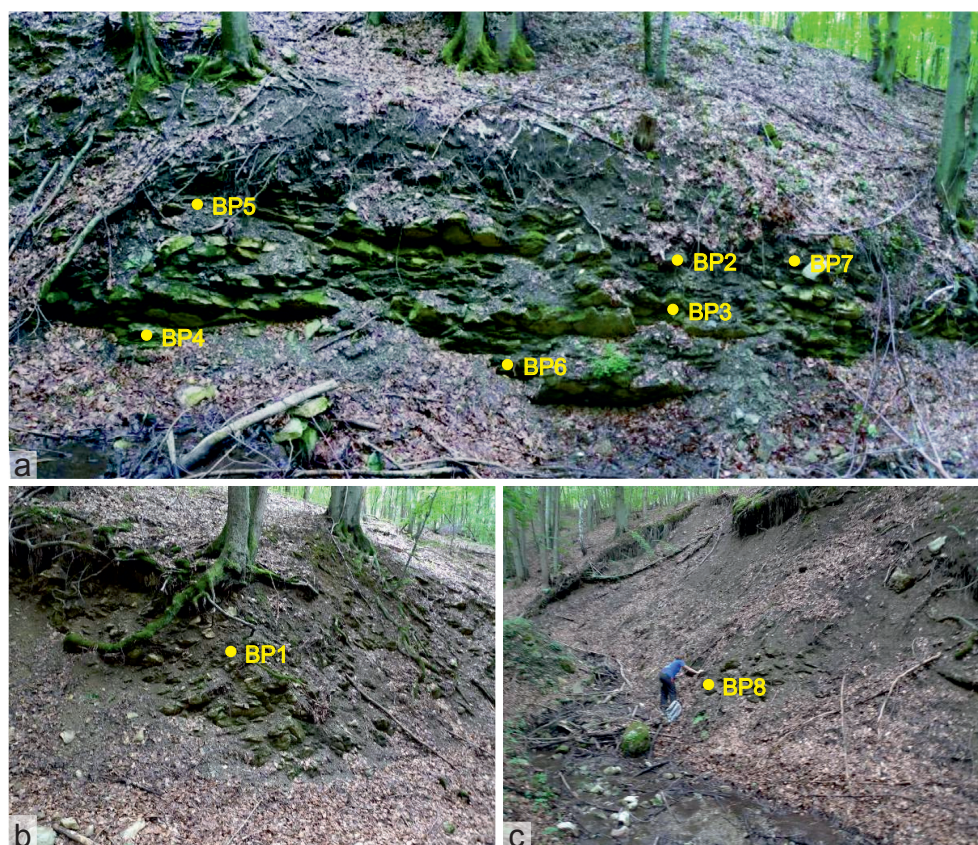


Obr. 15. Rádiorárie identifikované na lokalite pri Ostrej skale, mierka 50 μm : a – c – *Hemicryptocapsa* sp., d – *Hsuum?* sp., e – *Zhamoidellum?* sp., f – *Hemicryptocapsa* cf. *yaoi* (KOZUR), g – *Hemicryptocapsa* cf. *buekkensis* (KOZUR), h – *Quarticella?* sp., i – l – *Praewilliriedellum convexum* (YAO), m – *Williriedellum* cf. *crystallinum* DUMITRICĂ, n – *Protunuma turbo* MATSUOKA, o – *Unuma gordus* HULL, p – q – *Eucyrtidiellum* cf. *unumaense* (YAO), r – t – *Hemicryptocapsa?* sp., u – *Praewilliriedellum* cf. *robustum* (MATSUOKA).

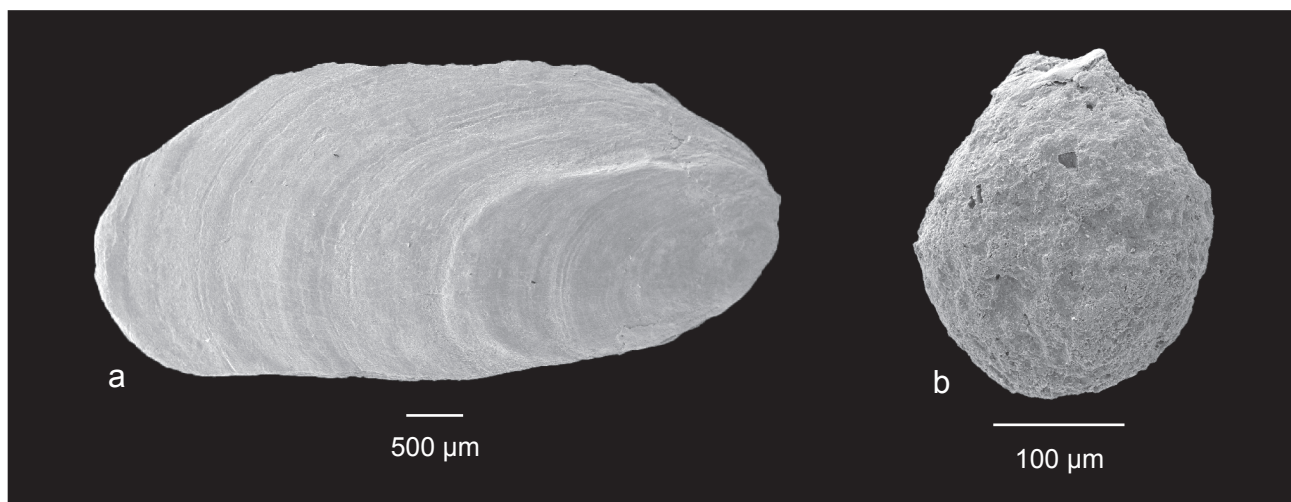
Systém		Určené rádioláriové druhy	Táto štúdia	Múčková, 1989		
Stupeň	Podstupeň		UA zóny			
Jura	Vrchná	Titón	13			
		Kimeridž		12		
				11		
	Stredná	Oxford	10			
		Kelovej		9		
				8		
		Bat		7		
				6		
		Bajok		5		
				4		
	Spodná	Álen	3			
			2			
		Toark	1			
	Pliensbach					

Táto štúdia		Múčková, 1989	
<i>Eucyrtidellum</i> cf. <i>unumaense</i> (YAO)	<i>Archeodictyomitra praeprimigena</i> KOZUR et MOSTLER	<i>Canoptum</i> sp.	<i>Eucyrtidellum unumaense</i> (YAO)
<i>Hemicyptocapsa</i> sp.	<i>Foremanina</i> sp.	<i>Foremanina dhimenaensis</i> (BAUMGARTNER)	<i>Hsuum</i> sp.
<i>Hemicyptocapsa</i> cf. <i>buekkensis</i> (KOZUR)	<i>Foremanina dhimenaensis</i> (BAUMGARTNER)	<i>Hsuum inexploratum</i> BLOME	<i>Hsuum inexploratum</i> BLOME
<i>Hemicyptocapsa</i> cf. <i>yaoli</i> (KOZUR)	<i>Hsuum</i> sp.	<i>Lithocampe</i> sp.	<i>Lithocampe</i> sp.
<i>Hsuum</i> ? sp.	<i>Lithocampe</i> sp.	<i>Mirifusus</i> cf. <i>guadalupensis</i> PESSAGNO	<i>Mirifusus</i> cf. <i>guadalupensis</i> PESSAGNO
<i>Præwilliredelium convexum</i> (YAO)	<i>Mirifusus</i> cf. <i>guadalupensis</i> PESSAGNO	<i>Mita</i> sp.	<i>Mita</i> sp.
<i>Præwilliredelium</i> cf. <i>robustum</i> (MATSUOKA)	<i>Mita</i> sp.	<i>Paronaella mulleri</i> PESSAGNO	<i>Paronaella mulleri</i> PESSAGNO
<i>Protunuma turbo</i> MATSUOKA	<i>Paronaella mulleri</i> PESSAGNO	<i>Parvicingula</i> sp.	<i>Parvicingula</i> sp.
<i>Quarficella</i> ? sp.	<i>Præwilliredelium</i> sp.	<i>Præwilliredelium</i> sp.	<i>Præwilliredelium</i> sp.
<i>Unuma gordus</i> HULL	<i>Protunuma fusiformis</i> ICHIKAWA et YAO	<i>Protunuma fusiformis</i> ICHIKAWA et YAO	<i>Protunuma fusiformis</i> ICHIKAWA et YAO
<i>Williredelium</i> cf. <i>crystallinum</i> DUMITRICA	<i>Pseudodictyomitrella</i> sp.	<i>Pseudodictyomitrella</i> sp.	<i>Pseudodictyomitrella</i> sp.
<i>Zhamoidellum</i> ? sp.	<i>Spongocapsula</i> sp.	<i>Spongocapsula</i> sp.	<i>Spongocapsula</i> sp.
	<i>Striatojaponocapsa</i> sp.	<i>Striatojaponocapsa</i> sp.	<i>Striatojaponocapsa</i> sp.
	<i>Theocapsomma cordis</i> KOCHER	<i>Theocapsomma cordis</i> KOCHER	<i>Theocapsomma cordis</i> KOCHER
	<i>Williredelium</i> sp.	<i>Williredelium</i> sp.	<i>Williredelium</i> sp.

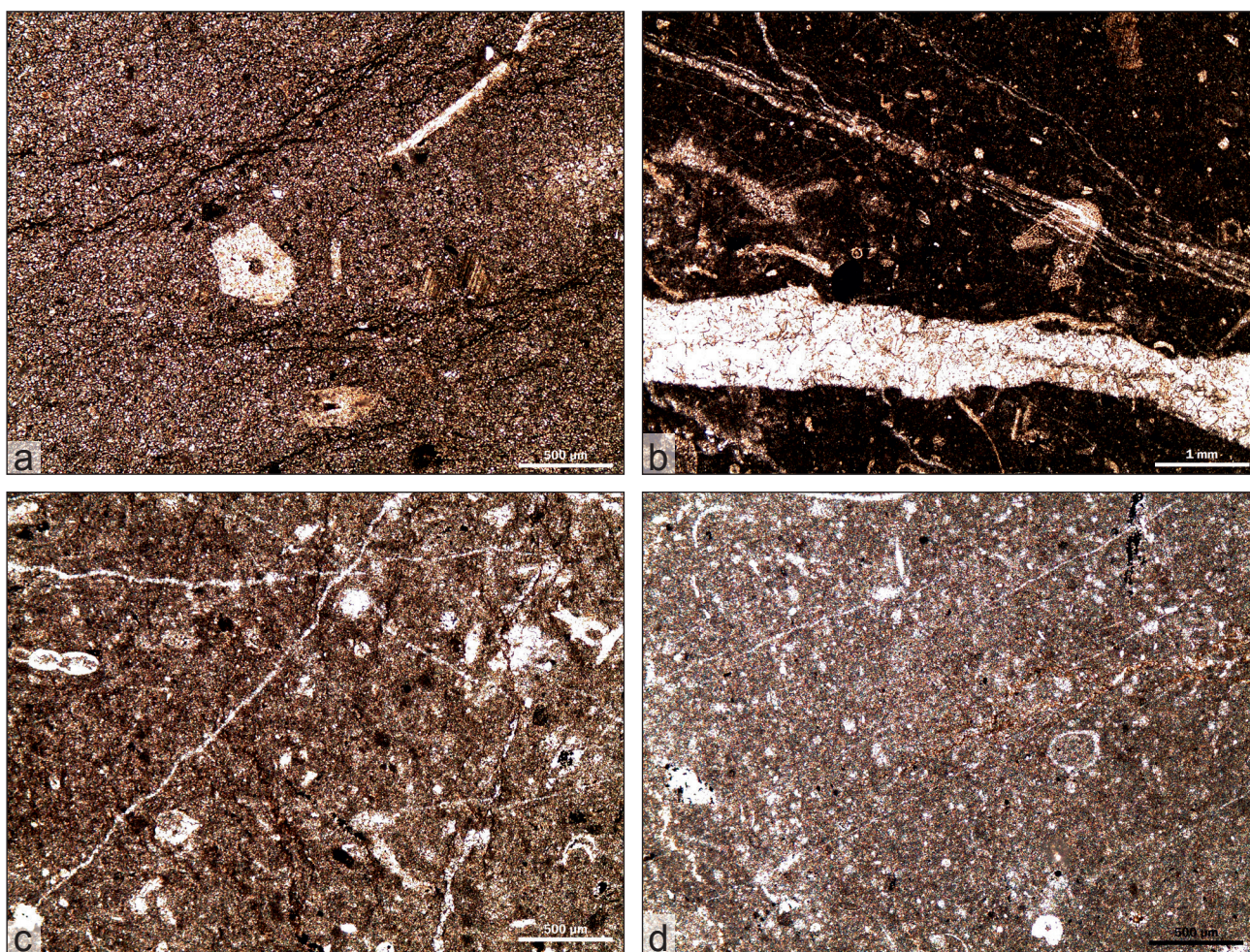
Obr. 16. Biostratigrafické datovanie rádioláriových druhov z lokality Pri Ostrej skale. Porovnanie s rádioláriovou asociáciou určenou v predchádzajúcich výskumoch (datovanie Múčková, 1989; stratigrafický rozsah druhov a rádioláriové zóny podľa: Baumgartner et al., 1995a, b; O'Dogherty et al., 2009; <http://fossilworks.org/>).



Obr. 17. Lokalizácia odberu vzoriek na lokalite Bleskový prameň: a – c – jednotlivé odberné miesta v rámci olistostromy.



Obr. 18. Fosílie separované na lokalite Bleskový prameň: a – *Placunopsis* cf. *inaequalis* (PHILLIPS) (BP5), b – neurčiteľná rádiolária (BP2).



Obr. 19. Lokalita Geravy, geravské súvrstvie: a – piesčité bridlice s úlomkami krinoidov, úlomok lastúrnika, ojedinele foraminifery, b – c – wackstone, foraminifery, úlomky echinodermátov a lastúrnikov, d – wackstone, ostrakódy, úlomky echinodermátov a lastúrnikov.

- 1994 *Eptingium manfredi manfredi* – Kozur a Mostler, s. 42, tab. 1, obr. 3;
 1994 *Eptingium manfredi robustum* – Kozur a Mostler, s. 42, tab. 1, obr. 1 – 2;
 1995 *Eptingium manfredi* – Kozur et al., s. 158, tab. 2, obr. 1, 2;
 1996 *Eptingium manfredi manfredi* – Kozur et al., s. 204, tab. 10, obr. 1 – 4, 6, 10;
 2012 *Eptingium manfredi* – Stockar et al., s. 389, tab. 1, obr. 18 – 21; tab. 2, obr. 1 – 19.

Opis: Tento druh zahŕňa tri poddruhy: *Eptingium manfredi manfredi* DUMITRICĂ, *Eptingium manfredi japonicum* (NAKASEKO ET NISHIMURA) a *Eptingium manfredi robustum* KOZUR ET MOSTLER. *Eptingium manfredi manfredi* má nerovnaké uhly medzi ostňami, ktoré sú veľmi široké a majú na sebe úzke a hlboké sekundárne brázdy. Tie môžu byť rovnako hlboké a široké ako primárne brázdy medzi hrebeňmi. Distálne konce ostňov sú zašpicatené alebo zúžené a zaoblené. *Eptingium manfredi japonicum* má tiež nerovnaké uhly medzi ostňami a rovnaký tvar ostňov. Rozdielom sú mierne stočené ostne s úzkymi až stredne širokými hrebeňmi. Konce ostňov druhu *Eptingium manfredi robustum* sú široké a zaoblené a majú dobre oddelený terminálny ihlovitý osteň (Kozur et al., 1996).

Materiál: 13 zástupcov.

Stratigrafické rozšírenie: Stredný ilýr až vrchný fasan v oblasti Tethys, ilýr v Japonsku a Maďarsku (Kozur a Mostler, 1994; Stockar et al., 2012).

Čeľad: Hindeosphaeridae KOZUR ET MOSTLER, 1981

Rod: *Pseudostylosphaera* sp. KOZUR ET MOSTLER, 1982 (obr. 5g, 11i – l, 12e – h, 13b, e – f)

Typový druh: *Pseudostylosphaera gracilis* KOZUR ET MOSTLER, 1981

Opis: Vo všeobecnosti tento rod tvorí guľatá alebo elipsovité kortikálna schránka, z ktorej vyrážajú dva veľké polárne primárne ostne. Povrch týchto ostňov býva tvorený hrebeňmi tiahnucimi sa po celej ich dĺžke. Pri niektorých druhoch sú tieto hrebene oddelené jasne definovanými centrálnymi brázdami. Dĺžka ostňov je často viditeľne väčšia ako dĺžka dlhšej osi schránky, hoci pri niektorých druhoch môže byť porovnateľná (viacero zdrojov).

Materiál: 21 zástupcov.

Stratigrafické rozšírenie: spodný kampil až vrchný kordevol v oblasti Tethys (Kozur a Mostler, 1994; Stockar et al., 2012).

Podrad NASSELARIA EHRENBERG, 1875

Čeľad: Eucyrtidiellidae TAKEMURA, 1986

Rod: *Eucyrtidiellum* sp. (YAO, 1979)

Typový druh: *Eucyrtidiellum? unumaense* YAO, 1979

Eucyrtidiellum cf. *unumaense* (YAO, 1979) (obr. 15p, q)

- 1974 *Eucyrtidium ptyctum* – Riedel a Sanfilippo, tab. 12, obr. 15;

- 1979 *Eucyrtidium? unumaensis* n. sp. – Yao, s. 39, tab. 9, obr. 1 – 11;

- 1982 *Eucyrtidium* sp. – Sashida et al., tab. 1, obr. 3;

- 1984 *Eucyrtidiellum unumaensis* – Baumgartner, s. 765, tab. 4, obr. 6;

- 1984 *Eucyrtidiellum pustulatum* – Baumgartner, s. 765, tab. 4, obr. 4 – 5;

- 1984 *Eucyrtidium? unumaense* – Mizutani et al., tab. 1, obr. 8;

- 1985 *Eucyrtidiellum pustulatum* – Yamamoto et al., s. 35, tab. 4, obr. 4 – 5;

- 1985 *Eucyrtidiellum* sp. A – Baumgartner, obr. 43C;

- 1986 *Monosera unumaensis* – Takemura a Nakaseko, s. 1 022, tab. 4, obr. 6 – 8;

- 1992 *Eucyrtidium? unumaense* – Matsuoka, tab. 1, obr. 8; tab. 2, obr. 7.

Opis: *Eucyrtidiellum unumaense pustulatum* BAUMGARTNER: Cefalis je pokrytý malými nódmi s rôzne vyvinutým rohom. Tórax je zreteľne nodálny, proximálna časť abdómenu obsahuje nepravidelné splyývajúce nádory (krátke hrebene) a vriedky. Distálna časť abdómenu je hladká, s niekoľkými veľmi malými pórmami umiestnenými v nepravidelnom rade.

Eucyrtidiellum unumaense unumaense (YAO): Schránka je zložená zo štyroch častí. Cefalis je guľovitý alebo takmer guľovitý, bez pórov, s apikálnym rohom. U niektorých zástupcov je prítomný vertikálny roh. Vo vnútornej štruktúre sa nachádza apikálny osteň a zriedkavo aj vertikálny. Tórax je trunkátno-kónický, s uzavretými pórmami a nepravidelnou hexagonálnou mriežkou po celom povrchu. Tretí segment je relatívne veľký, v tvare nafúknutej polgule, bez pórov, s hladkým povrchom; niektorí zástupcovia majú na hranici s distálnou časťou tórxu vyvinutý rad striedavých okrúhlych pórov. Štvrtý segment je cylindrický, v distálnej časti trochu zúžený, so zúženou stenou a s roztrúsenými pórmami. Na hranici s tretím segmentom sa nachádza rad väčších pórov (Baumgartner et al., 1995a).

Materiál: 6 zástupcov.

Stratigrafické rozšírenie: spodná časť stredného bajoku až stredný kelovej – spodný oxford, UAZ 3 – 8 (Baumgartner et al., 1995a).

Čeľad: Ruesticyrtiidae KOZUR ET MOSTLER, 1979

Rod: *Triassocampe* sp. DUMITRICĂ, KOZUR ET MOSTLER, 1980 (obr. 11e)

Typový druh: *Triassocampe scalaris* DUMITRICĂ, KOZUR ET MOSTLER, 1980

Stratigrafické rozšírenie: vrchný anis (iba *T. deweveri*) až koniec spodného ladinu, celosvetové rozšírenie (Kozur a Mostler, 1994).

Triassocampe scalaris DUMITRICĂ, KOZUR ET MOSTLER, 1980 (obr. 12k – m)

- 1980 *Triassocampe scalaris* n. gen. n. sp. – Dumitrică, Kozur a Mostler, s. 26, tab. 9, obr. 5, 6, 11; tab. 14, obr. 2;

- 1982 *Triassocampe deweveri* – Yao, Matsuoka a Nakatani, s. 37, tab. 1, obr. 1;
 1982 *Triassocampe scalaris* – Mizutani a Koike, s. 128, tab. 4, obr. 4;
 1982 *Triassocampe deweveri* – Yao, s. 64, tab. 1, obr. 1, 2; non! obr. 3;
 1989 *Triassocampe* sp. – Martini et al., s. 154, tab. 1, obr. 1.

Opis: *Triassocampe scalaris* DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER má dva poddruhy – *Triassocampe scalaris scalaris* DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER a *Triassocampe scalaris baloghi* KOZUR et MOSTLER. *Triassocampe scalaris scalaris* má prinajmenšom na troch posttóraxových segmentoch dva zreteľné prstence nódov, ktoré sú oddelené slabým rezom. Segmenty sú krátke a cylindrické, so slabým mediánovým rezom. V distálnych segmentoch je proximálny nódový prstenec zreteľnejší a často sa zlieva do uzlovitého alebo hladkého prstenca. Vzdialenejší nódový prstenec je nahradený viacpočetnými menšími nódmi, ktoré sú následne nahradené vyvýšenými, čiastočne uzlovitými pórmí. Tieto distálne segmenty sú inverzne trapézoidné. *Triassocampe scalaris baloghi* sa od predchádzajúceho poddruhu odlišuje iba tým, že jeho mediánový rez a rezy medzi prstencami nódov sú nezreteľné alebo úplne chýbajú (Kozur a Mostler, 1994).

Materiál: 7 zástupcov.

Stratigrafické rozšírenie: najvrchnejší ilýr až stredný fasan v oblasti Tethys (Kozur a Mostler, 1994).

Triassocampe deweveri NAKASEKO et NISHIMURA, 1979 (obr. 13g, h)

- 1979 *Dictyomitrella deweveri* n. sp. – Nakaseko a Nishimura, s. 77, tab. 10, obr. 8, 9;
 1982 *Triassocampe* sp. A – Mizutani a Koike, s. 128, tab. 4, obr. 3, 5;
 1982 *Triassocampe* sp. B – Kishida a Sugano, s. 286, tab. 4, obr. 19;
 1982 *Triassocampe* sp. H – Yao, s. 64, tab. 1, obr. 4;
 1984 *Triassocampe deweveri* – Ishida, s. 26, tab. 1, obr. 10 – 12.

Opis: ako v práci Kozur a Mostler (1994).

Materiál: 3 zástupcovia.

Stratigrafické rozšírenie: najvrchnejší ilýr až fasan, celosvetové rozšírenie (Kozur a Mostler, 1994).

Čeľad': Unumidae KOZUR, 1984

Rod: *Protunuma* sp. ICHIKAWA et YAO, 1976

Typový druh: *Protunuma fusiformis* ICHIKAWA et YAO, 1976

Protunuma turbo MATSUOKA, 1983 (obr. 15n)

- 1983 *Protunuma turbo* n. sp. – Matsuoka, s. 24, tab. 4, obr. 4 – 7; tab. 8, obr. 16 – 18; tab. 9, obr. 1 – 2;
 1987 *Protunuma turbo* – Aita, s. 66, tab. 6, obr. 4A – 5B;
 1995a *Protunuma turbo* – Baumgartner, s. 436 – 437, tab. 4 034.

Opis: Schránka je zložená z troch segmentov a má vretenovitý tvar. Cefalis je interne sférický, externe okrúhly a bez pórov. Môže byť prítomný aj malý apikálny roh, zvyčajne však nie je. Tórax je trunkátno-kónický a perforovaný. Spojnicu tórxu a abdómenu externe tvorí úzka zóna, ktorá je sporadicky perforovaná alebo vôbec nie. Abdómen je subsférický, s pozdĺžnymi záhybmi, početnými pórmí a malou stiahnutou apertúrou. Pri pohľade z boku je viditeľných sedem až deväť pozdĺžnych záhybov, ktoré môžu prechádzať až na tóraxový alebo aj cefalický segment. Medzi dvomi susediacimi pozdĺžnymi záhybmi sa nachádza jeden až štyri stĺpce pórov. Póry sú malé, okrúhle, rovnako veľké a oproti priľahlým pórom diagonálne umiestnené (Baumgartner et al., 1995a).

Materiál: 2 zástupcovia.

Stratigrafické rozšírenie: vrchný bajok až vrchný bat – spodný kelovej, UAZ 4 – 7 (Baumgartner et al., 1995a).

Rod: *Unuma* sp. ICHIKAWA et YAO, 1976

Typový druh: *Unuma (Unuma) typicus* ICHIKAWA et YAO, 1976

Unuma gordus HULL, 1997 (obr. 15o)

Opis: podľa pôvodnej práce (Hull, 1997).

Materiál: 3 zástupcovia.

Stratigrafické rozšírenie: 164,7 – 161,2 mil. r., spodný až vrchný kelovej, oblasť Filipín, Nemecka, Grécka, Švajčiarska a USA (<http://fossilworks.org>).

Čeľad': Williriedellidae DUMITRICĂ, 1970

Rod: *Hemicryptocapsa* sp. TAN, 1927 (obr. 15a – c, r – t)

Typový druh: *Hemicryptocapsa capita* TAN, 1927

Stratigrafické rozšírenie: spodný bat až vrchná krieda, celosvetové rozšírenie okrem Ameriky a Austrálie (<http://fossilworks.org>).

Hemicryptocapsa cf. *buekkensis* (KOZUR, 1983) (obr. 15g)

Opis: Spoje medzi jednotlivými segmentmi sú navonok takmer nerozoznateľné. Cefalis je malý, bez pórov a je ponorený do väčšieho tórxu. Posledný segment (abdómen alebo postabdominálny segment) je silne expandovaný, sférický a na výšku je väčší ako ostatné segmenty dohromady. Bazálny otvor je okrúhly a malý. Povrch je hladký, póry tórxu a abdómenu sú roztrúsené, malé a okrúhle (Kozur, 1983).

Materiál: 5 zástupcov.

Stratigrafické rozšírenie: spodný až vrchný bajok, oblasť Maďarska – Bükk (<http://fossilworks.org>).

Hemicryptocapsa cf. *yaoi* (KOZUR, 1983) (obr. 15f)

Opis: Spoje medzi jednotlivými segmentmi sú navonok nevýrazné. Malý cefalis je výrazne ponorený do tórxu, pričom tórax je väčší než cefalis a nie je ponorený do

abdómenu. Abdómen je silne expandovaný a viac-menej sférický. Celú schránku tvorí hexagonálna pórová štruktúra s úzkymi rámami. Vnútorňa časť hexagónov je preliačená a v jej strede sa vždy nachádza jeden malý pór (okrem cefálu). Bazálny otvor je malý a okrúhly. Od ostatných zástupcov druhu sa *Hemicryptocapsa yaoi* (KOZUR) odlišuje hexagonálnou pórovou štruktúrou (Kozur, 1983).

Materiál: 4 zástupcovia.

Stratigrafické rozšírenie: spodný bat až vrchný oxford, oblasť Nemecka a Maďarska (<http://fossilworks.org/>).

Podrad SPUMELLARIA EHRENBERG, 1875

Čeľad: Intermediellidae LAHM, 1984

Rod: *Astrocentrus* sp. KOZUR et MOSTLER, 1979
(obr. 5a, 11p, q)

Typový druh: *Astrocentrus pulcher* KOZUR et MOSTLER, 1979

Opis: podľa práce Stockar et al. (2012).

Materiál: 7 zástupcov.

Stratigrafické rozšírenie: spodný pelsón až vrchný kordevol (Stockar et al., 2012).

Čeľad: Oertlispongidae DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER, 1980

Rod: *Bogdanella* sp. KOLAR-JURKOVŠEK, 1989
(obr. 5b)

Typový druh: *Bogdanella trentana* KOLAR-JURKOVŠEK, 1989

Opis: Oproti pôvodnému opisu Kozur a Mostler (1996) zaraďujú do tohto rodu iba formy, ktoré majú závitnicový apikálny polárny osteň. Často býva prítomný aj krátky ihličkový antapikálny polárny osteň, ktorý ale môže byť nahradený niekoľkými krátkymi ihličkovými vedľajšími ostňami pri antapikálnom póle. Pred distálnou, závitnicovo skrútenou časťou polárneho ostňa sa zvykne nachádzať rovný úsek, ktorý môže byť tesne pred začiatkom závitnice slabo ohnutý. Staršie formy rodu zvyknú mať túto rovnú časť dlhšiu ako mladšie formy a ich závitnica má dve otočky, zatiaľ čo mladšie formy majú tri (Kozur a Mostler, 1996).

Poznámka: Z tohto rodu boli zachované iba fragmenty polárnych ostňov, na základe ktorých sme tento rod aj určili. Vzhľadom na dlhú rovnú časť pred závitnicou je možné, že ide o jeden zo starších druhov rodu.

Materiál: 3 zástupcovia.

Stratigrafické rozšírenie: longobard južnej Tethys (Kozur a Mostler, 1996).

Rod: *Oertlisponcus* sp. DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER, 1980 (obr. 5d)

Typový druh: *Oertlisponcus inaequispinosus* DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER, 1980

Stratigrafické rozšírenie: spodný ilýr až spodný kordevol, celosvetové rozšírenie (Kozur a Mostler, 1994; O'Dogherty et al., 2009; Stockar et al., 2012).

Oertlisponcus cf. *inaequispinosus* DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER, 1980 (obr. 5e)

1980 *Oertlisponcus inaequispinosus* n. gen. n. sp. – Dumitrică, Kozur a Mostler, s. 5, tab. 10, obr. 7;

1994 *Oertlisponcus inaequispinosus inaequispinosus* – Kozur a Mostler, s. 59, tab. 10, obr. 1, 4, 7, 13; tab. 47, obr. 6;

1994 *Oertlisponcus inaequispinosus longispinosus* – Kozur a Mostler, s. 59, tab. 10, obr. 7, 11; tab. 11, obr. 2, 6, 7, 11;

1995 *Oertlisponcus inaequispinosus* – Kellici a De Wever, s. 150, tab. 3, obr. 9;

2012 *Oertlisponcus inaequispinosus* – Stockar et al., s. 419, tab. 9, obr. 16 – 21.

Opis: Tento druh obsahuje štyri poddruhy, ktoré môžu byť navzájom relatívne dosť odlišné. Rovná časť polárneho ostňa je však vždy kratšia ako priemer schránky (Kozur a Mostler, 1994).

Materiál: 2 zástupcovia.

Stratigrafické rozšírenie: spodný fasan až vrchný longobard, celosvetové rozšírenie (Kozur a Mostler, 1994; O'Dogherty et al., 2009; Stockar et al., 2012).

Rod: *Paroertlisponcus* sp. KOZUR et MOSTLER, 1981

Typový druh: *Paroertlisponcus multispinosus* KOZUR et MOSTLER, 1981

Pararcheospongoprimum hermi LAHM, 1984 (obr. 11h)

1984 *Pararcheospongoprimum hermi* n. gen. n. sp. – Lahm, s. 42, tab. 7, obr. 1;

1994 *Paroertlisponcus hermi*, Kozur a Mostler, s. 209, tab. 10, obr. 10; tab. 11, obr. 3, 5; tab. 47, obr. 11.

Opis: Schránka býva elipsovité, objavuje sa aj subglobulárna (Kozur a Mostler, 1994). Zo schránky vyrážajú v protismere dva relatívne tenké primárne ostne, z ktorých jeden je kratší (dĺžka menšia ako dĺžka dlhšej osi schránky) a druhý dlhší (dĺžka väčšia ako dĺžka dlhšej osi schránky). Menšie hrebene sú viditeľné iba na päťach inak hladkých, nediferencovaných ostňov. Dlhší osteň môže byť mierne zakrivený.

Materiál: 8 zástupcov.

Stratigrafické rozšírenie: stredná a vrchná subzóna spodného fasanu v Alpách, Maďarsku, Taliansku a Juho-slávií (Kozur a Mostler, 1994).

Paroertlisponcus multispinosus KOZUR et MOSTLER, 1981 (obr. 12c)

1981 *Paroertlisponcus multispinosus* n. gen. n. sp. – Kozur a Mostler, s. 48, tab. 44, obr. 2; tab. 45, obr. 1;

1984 *Paroertlisponcus multispinosus* – Lahm, s. 45 – 46, tab. 7, obr. 5, 6;

1992 *Palaeoencyrtis elongata* n. sp. – Feng, tab. 2, obr. 13;

- 1993 *Palaeoecyrtis elongata* – Feng a Liu, s. 548, tab. 2, obr. 1 – 3;
 1994 *Paroertlisponus multispinosus* – Kozur a Mostler, s. 69, tab. 12, obr. 10; tab. 13, obr. 4, 11.

Opis: Charakteristickou črtou tohto druhu je rovný polárny osteň, ktorý je vo svojej distálnej časti výrazne rozšírený a je výrazne dlhší než priemer schránky. Okrem hlavného ostňa zo schránky zvyknú vyrážať aj kratšie vedľajšie ostne, ktoré sú tenké ako ihličky. Tento druh sa dá identifikovať, aj keď je z celého zástupcu zachovaný iba hlavný polárny osteň (Kozur a Mostler, 1994; Kozur et al., 1995).

Materiál: 2 zástupcovia.

Stratigrafické rozšírenie: vrchný ilýr až vrchná subzóna spodného fasanu v oblasti Číny, Maďarska, Rakúska a Talianska (Kozur et al., 1996).

- Čeľad':** Spongopallidae DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER, 1980
Rod: *Spongopallium* sp. DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER, 1980
Typový druh: *Spongopallium contortum* DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER, 1980

Spongopallium cf. *contortum* DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER, 1980 (**obr. 11n**)

- 1995 *Spongopallium* cf. *contortum* – Kozur et al., s. 158, tab. 2, obr. 3.

Opis: Z okružlej schránky vyrážajú v protismere dva hlavné ostne, ktoré sú v proximálnej časti relatívne hrubé a smerom k špičke sa zužujú. Jeden osteň je kratší a robustnejší (dĺžka menšia ako os schránky) a druhý dlhší (dĺžka rovná osi schránky). Najmä na dlhšom ostni vidno jeho výrazné hrebeňovité členenie, paralelné s dĺžkou.

Materiál: 3 zástupcovia.

Stratigrafické rozšírenie: spodný fasan v oblasti Tethys.

- Čeľad':** Xiphostylidae HAECKEL, 1881
Rod: *Novamuria* sp. ÖZDIKMEN, 2009 (**obr. 11b, d, 13a, i**)
Typový druh: *Novamuria impensa* (WHALEN et CARTER, 1998)

Opis: Podľa Stockara et al. (2012) na základe druhu *Novamuria wirzi* STOCKAR, DUMITRICA et BAUMGARTNER. Schránka je okrúhla a obsahuje hustejšiu sieť malých, väčšinou hexagonálnych pórov (zriedkavejšie sa objavujú aj pentagonálne). Póry majú viac-menej rovnakú veľkosť a na schránke sú umiestnené pravidelne. Zo schránky vyráža väčšie množstvo robustných pyramídových ostňov (32, niekedy 30), ktoré sú zvyčajne rovné, niekedy zľahka rotované. Ostne bývajú štvorkýlové, s ostrými čepeľami oddelenými širokými prehĺbeninami, z ktorých každá sa končí v póre na povrchu kortikálnej schránky. Distálna časť ostňov má krátke ihlovité zakončenia.

Poznámka: Vonkajšia štruktúra druhu sa ponáša na *Acanthosphaera mocki* KOZUR et MOSTLER, ktorá má však menej ostňov. Jej ostne sú trojkýlové alebo ihlovité. Trojkýlové druhy rodu *Acanthosphaera* sú menšie ako *Novamuria* sp., ktorej schránka má 180 – 260 µm, a majú väčšie nepravidelnejšie póry (Stockar et al., 2012). Vzhľadom na zlé zachovanie materiálu sú naše formy identifikované ako *Novamuria?* sp. najmä na základe priemeru schránky a charakteru pórovej štruktúry.

Materiál: 13 zástupcov.

Stratigrafické rozšírenie: vrchný anis až spodný horiv.

ZÁVER

V tejto práci sme skúmali sedimenty z piatich lokalít v rámci jednotiek meliatika a silicika na území Slovenska. Tri lokality meliatika nám poskytli vzorky silicítov a červených a zelených rádiolaritov, z ktorých sme po rozpustení získali asociácie triasových a jurských rádiolárií.

Triasové rádiolárie pochádzajú z červených masívnych rádiolaritov pri Bohúňove a v Čoltovskej roklíne, ktoré sa nachádzajú neďaleko seba. Tieto pomerne zle zachované rádiolárie asociácie majú obdobný vek: asociácia z Bohúňova bola datovaná na najspodnejší až najvrchnejší fasan, kým asociácia z Čoltovskej roklíny na spodný fasan až spodnú časť vrchného fasanu. Boli tu opísané napríklad formy *Eptingium manfredi* DUMITRICĂ, *Bogdanella* sp., *Oertlisponus inaequispinosus* DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER, *Spongoxystris* sp., *Baumgartneria* cf. *retrospina* DUMITRICĂ, *Parasepsagon* sp., *Pseudostylosphaera* sp. či *Triassocampe* sp.

Jurské rádiolárie pochádzajú z červených a zelených rádiolaritových klastov, ktoré boli odobrané zo sutiny na poľnej ceste neďaleko Ostrej skaly. Celá asociácia bola datovaná približne na vrchný bajok až stredný oxford. Stratigrafický rozsah niektorých druhov sa pritom navzájom nepretína, čo znamená, že separované formy patria pravdepodobne do niekoľkých rôznych asociácií. Najjužšie možné datovanie spadá do stredného batu až vrchného keloveja a obsahuje formy ako napríklad *Eucyrtidiellum* cf. *unumaense* (YAO), *Hemicryptocapsa* cf. *buekkensis* (KOZUR), *Praewilliriedellum convexum* (YAO), *Praewilliriedellum* cf. *robustum* (MATSUOKA), *Protunuma turbo* MATSUOKA či *Unuma gordus* HULL.

Výskum dvoch lokalít silicika, Bleskový prameň pri Drnave a Geravská planina, nové informácie nepriniesol. Na lokalite Bleskový prameň sme sa sústredili najmä na materiál prítomnej olistostrómy, a to najmä na rádiolarity a bridlice, ktoré sme rozpustili (rádiolarity) a rozplavili (bridlice). Výsledkom našej snahy bol iba jeden zástupca strednojurského lastúrnika a bližšie neurčiteľná rádiolária. Na lokalite Geravy sme zaznamenali okrem už opísaných hornín aj neptunické dajky adnetských vápencov, ktoré pre- rážajú do starších dachsteinských vápencov. Okrem toho sme bližšie skúmali horniny geravského súvrstvia (piesčité bridlice a slienité vápence typu *wackstone* obsahujúce echinodermáty, foraminifery, lastúrniky a ostrakódy), ale bez nových biostratigrafických výsledkov.

LITERATÚRA

- Aita, Y., 1987: Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Sicily. Science Report of the Tohoku University, Series 2: Geology, 58, 1, 1 – 91.
- Andrusov, D. a Snopková, P., 1976: Trovaille dune palynoflore sénonienne dans le membre a conglomérats rouges de Dobšinská Ladová Jaskyňa (Slovaquie centrale). Geol. Zbor., 27, 2, 231 – 244.
- Ballayová, I., 1989: Triasové horniny vo vrchnokriedových konglomerátoch od Dobšinskej ľadovej jaskyne so zreteľom na dôkaz detritu meliatika. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont., PriF UK, 65 s.
- Baumgartner, P. O., 1984: A Middle Jurassic – Early Cretaceous low latitude radiolarian zonation based on unitary associations and age of Tethyan radiolarites. Eclogae geol. Helv., 77, 3, 729 – 841.
- Baumgartner, P. O., 1985: Jurassic sedimentary evolution and nappe emplacement in the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). Mém. Soc. Helv. Sci. Natur., 99, 1 – 111.
- Baumgartner, P. O., O'Dogherty, L., Goričan, Š., Dumitrică-Jud, R., Dumitrică, P., Pillecuit, A., Urquhart, E., Matsuoka, A., Danelian, T., Bartolini, A., Carter, E. S., De Wever, P., Kito, N., Marcucci, M. a Steiger, T., 1995a: Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan genera and species. In: Baumgartner, P. O., O'Dogherty, L., Goričan, Š., Urquhart, E., Pillecuit, A. a De Wever, P. (Eds.): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. Mém. Géol. (Lausanne), 23, 37 – 685.
- Baumgartner, P. O., Bartolini, A., Carter, E. S., Conti, M., Cortese, G., Danelian, T., De Wever, P., Dumitrică, P., Dumitrică-Jud, R., Goričan, Š., Guex, J., Hull, D. M., Kito, N., Marcucci, M., Matsuoka, A., Murchev, B., O'Dogherty, L., Savary, J., Vishnevskaya, V., Widz, D. a Yao, A., 1995b: Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Tethys Based on Unitary Associations. In: Baumgartner, P. O., O'Dogherty, L., Goričan, Š., Urquhart, E., Pillecuit, A. a De Wever, P. (Eds.): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. Mém. Géol. (Lausanne), 23, 1 013 – 1 048.
- Bezák, V. (ed.), Broska, I., Elečko, M., Havrila, M., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Plašienka, D., Polák, D., Potfaj, M. a Vass, D., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A. (ed.), 1996: Explanation to Geological Map of Slovakia 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, 80 s.
- Dumitrică, P., 1970: Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania. Rev. roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géol., 14, 1, 45 – 124.
- Dumitrică, P., 1978: Family Eptingiidae n. fam., extinct Nassellaria (radiolaria) with sagittal ring. Dări de Seamă ale Ședințelor Institutul de Geologie și Geofizică, 64, 27 – 38.
- Dumitrică, P. a Mello, J., 1982: On the Age of the Meliata Group and the Silica Nappe Radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo, Slovak Karst, ČSSR). Geol. Práce, Spr., 77, 17 – 28.
- Dumitrică, P., Kozur, H. a Mostler, H., 1980: Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10, 1, 1 – 46.
- Ehrenberg, C. G., 1875: Forsetzung der mikrogeologischen Studien als Gesamt-Übersicht der mikroskopischen Paläontologie gleichartig analysirter Gebirgsarten der Erde, mit specieller Rücksicht auf den Polycystinen-Mergel von Barbados. Abh. Kön. Akad. Wiss. Berlin, 1 – 226.
- Feng, Q., 1992: Permian and Triassic radiolarian biostratigraphy in south and southwest China. J. China Univ. Geosci., 3, 1, 51 – 62.
- Feng, Q. a Liu, B., 1993: Radiolaria from Late Permian and Early – Middle Triassic in southwest Yunnan. Earth Sci., J. China Univ. Geosci., 18, 5, 540 – 552.
- Goričan, Š. a Buser, S., 1990: Middle Triassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia). Geologija, 31 – 32, 133 – 197.
- Haeckel, E., 1881: Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger-Radiolarien. Jena. Zeitschr. Naturwiss., 15, 418 – 472.
- Havrila, M. a Ožvoldová, L., 1996: Meliaticum in the Stratenská Hornatina Hills. Slovak Geol. Mag., 2, 3 – 4, 335 – 339.
- Hovorka, D., Ivan, P., Mock, R., Rozložník, L. a Spišiak, J., 1990: Sedimenty gosauského typu pri Dobšinskej Ľadovej Jaskyni: námety na netradičnú interpretáciu. Miner. Slov., 22, 519 – 525.
- Hull, D. M., 1997: Upper Jurassic Tethyan and Southern Boreal radiolarians from western North America. Micropaleontology, 43, 2, 1 – 202.
- Ichikawa, K. a Yao, A., 1976: Two new genera of Mesozoic cyrtoid radiolarians from Japan. In: Takayanagi, Y. a Saito, T. (Eds.): Progress in Micropaleontology. Spec. Publ. New York, Micropaleontology Press, The American Museum of Natural History, 110 – 117.
- Ishida, K., 1984: The order of appearance of some radiolarians in Anisian bedded-chert bodies in the south zone of the Chichibu Belt, eastern Shikoku. J. Sci. Univ. Tokushima, 17, 15 – 29.
- Kellici, I. a De Wever, O., 1995: Triassic Radiolaria from Marmolada massif, northern Italy. Rev. Micropaléont., 38, 2, 139 – 167.
- Kettner, R., 1951: O formaci patrně gosauského stáří poblíže stanice Dobšinská Ladová Jaskyňa na Slovensku. Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 10, 1 – 9.
- Kishida, Y. a Sugano, K., 1982: Radiolarian zonation of Triassic and Jurassic in outer side of southwest Japan. In: Nakaseko, K. (Ed.): Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium – News of Osaka Micropaleontologists, Spec. Vol., 5, 271 – 300.
- Kolar-Jurkovšek, T., 1989: New Radiolaria from the Ladinian substage (Middle Triassic) of Slovenia (NW Yugoslavia). Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh., 3, 155 – 165.
- Kovács, S., Sudar, M., Grădinaru, E., Karamata, S., Gawlick, H. J., Haas, J., Péró, C., Gaetani, M., Mello, J., Polák, M., Aljinic, D., Ogorelec, B., Kollar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. a Buser, S., 2011: Triassic Evolution of the Tectonostratigraphic Units of the Circum-Pannonian Region. Jb. Geol. Bundesanst., 151, 3 – 4, 199 – 280.
- Kozur, H., 1983: New radiolarian taxa from the Triassic and Jurassic. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 13, 2, 49 – 88.
- Kozur, H., 1984: New radiolarian taxa from the Triassic and Jurassic. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 13, 2, 49 – 88.
- Kozur, H. a Mock, R., 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. Geol. Carpath., 24, 2, 365 – 374.
- Kozur, H. a Mostler, H., 1979: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III: Die Oberfamilien Actinomacea HAECKEL 1862 emend., Artiscacea HAECKEL 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nassellaria. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 9, 1 – 2, 1 – 132.
- Kozur, H. a Mostler, H., 1981: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea Haekel, 1862, Hexastylacea Haekel, 1862 emend. Petruševskaja, 1979, Sponguracea Haekel, 1862 emend. und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinomacea und Nassellaria. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, 1 – 208.
- Kozur, H. a Mostler, H., 1982: Entactinaria subordo Nov., a new radiolarian suborder. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 11, 1, 399 – 414.
- Kozur, H. a Mostler, H., 1994: Anisian to Middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3, 39 – 255.
- Kozur, H. a Mostler, H., 1996: Longobardian (Late Ladinian) Oerthispongidae (Radiolaria) from the republic of Bosnia-Herzegovina.

- govina and the stratigraphic value of advanced Oertlispongi-
dae. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 4, 105 – 193.
- Kozur, H., Mock, R. a Ožvoldová, L., 1995: The age of red radiolarites from the Meliaticum of Bohúňovo (Slovakia) and remarks to the Anisian-Ladinian boundary. *Miner. Slov.*, 27, 3, 153 – 168.
- Kozur, H., Krainer, K. a Mostler, H., 1996: Radiolarians and facies of the Middle Triassic Loibl Formation South Alpine Karawanken Mountains (Carinthia, Austria). *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 4, 195 – 269.
- Kronome, B. a Boorová, D., 2016: Geologická stavba Silickej planiny pri Kráľovohorskej Dlhej Lúke. *Geol. Práce, Spr.*, 129, 55 – 78.
- Lačný, A., Józsa, Š., Ledvényiová, L. a Ružička, P., 2015: Nálež mikrofauny z klastrov karbonátovo-silicitových brekcií pri Bohúňove (Slovenský kras, Západné Karpaty). *Miner. Slov.*, 47, 2, 189 – 199.
- Lahm, B., 1984: Spumellarienfaunen (Radiolaria) aus den mitteltriassischen Buchensteiner Schichten von Recoaro (Norditalien) und den obertriassischen Reiflinger Kalken von Großreifling (Österreich) – Systematik – Stratigraphie. *Münch. Geowiss. Abh., R. A. Geol. Paläont.*, 1, 161.
- Ledvényiová, L., 2015: Odras jurskej konvergentnej tektoniky v sedimentoch meliatika, silicika a hronika. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geológie a paleontológie, PriF UK, 144 s. Dostupné online: <http://alis.uniba.sk/storage/dpg/dostupne/PR/2015/2015-PR-37897/>.
- Maheľ, M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. *Geol. Práce, Spr.*, 48a, 1 – 201.
- Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky. Bratislava, Veda, 503 s.
- Martini, R., De Wever, P., Zaninetti, L., Denelian, T. a Kito, N., 1989: Les radiolarites triasiques de la Formation du Monte Facito auct. (Bassin de Lagonegro, Italie méridionale). *Rev. Paléobiol.*, 8, 1, 143 – 161.
- Matsuoka, A., 1983: Middle and Late Jurassic radiolarian biostratigraphy in the Sakawa and adjacent areas, Shikoku, Southwest Japan. *J. Geosci., Osaka City University*, 26, 1 – 48.
- Matsuoka, A., 1992: Jurassic and Early Cretaceous radiolarians from Leg 129, Sites 800 and 801, western Pacific Ocean. In: Larson, R. L., Lancelot, Y. et al. (Eds.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 129, 203 – 220.
- Mello, J., 1979: Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? *Miner. Slov.*, 11, 3, 279 – 281.
- Mello, J., Mock, R., Planderová, E. a Gaál, L., 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. *Geol. Práce, Spr.*, 79, 55 – 81.
- Mello, J. (ed.), Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D. a Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenského krasu 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.
- Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gaál, L., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. a Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, 256 s.
- Mello, J., Reichwalder, P. a Vozárová, A., 1998: Bôrka Nappe: high pressure relic from the subduction-accretion prism of the Meliata ocean (Inner Western Carpathians, Slovakia). *Slovak Geol. Mag.*, 4, 4, 161 – 273.
- Mello, J. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Koša, E. a Jacko, S., ml., 2000a: Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mello, J. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Ivan, P., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Vozárová, A., Liščák, P., Kubeš, P., Scherer, S., Siráňová, Z., Szalaoivá, V. a Žáková, E., 2000b: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 303 s.
- Mišík, M. a Reháková, D., 2009: Vápence Slovenska, I. časť: Biohermné, krinooidové, sladkovodné, ooidové a onkoidové vápence. Bratislava, Veda, 186 s.
- Mizutani, S. a Koike, T., 1982: Radiolarians in the Jurassic siliceous shale and the Triassic bedded chert of Unuma, Kagamigahara City, Gifu Prefecture, central Japan. In: Nakaseko, K. (Ed.): *Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium – News of Osaka Micropaleontologists, Spec. Vol.* Osaka, 5, 117 – 134.
- Mizutani, S., Uemura, T. a Yamamoto, H., 1984: Jurassic radiolarians from the Tsugawa Area, Niigata Prefecture, Japan. *Earth Sci., J. Assoc. Geol. Collabor. Japan*, 38, 5, 352 – 358.
- Mock, R., 1987: Meliatska jednotka – relikt oceánskeho dna Tethys v novom modeli vývoja Západných Karpát. Bratislava, PriF UK, 30 s.
- Mock, R., Sýkora, M., Aubrecht, R., Ožvoldová, L., Kronome, B., Reichwalder, P. a Jablonský, J., 1998: Petrology and stratigraphy of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce Villages, Slovakia. *Slovak Geol. Mag.*, 4, 4, 223 – 260.
- Múčková, B., 1989: Radiolarity z valúnov serónskych zlepenčov pri Dobšinskej ľadovej Jaskyni. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geológie a paleontológie, PriF UK, 69 s.
- Nakaseko, K. a Nishimura, A., 1979: Upper Triassic Radiolaria from southwest Japan. *Sci., Reports, College of General Education Osaka University*, 28, 2, 61 – 109.
- O'Dogherty, L., Carter, E. S., Dumitrică, P., Goričan, Š., De Wever, P., Bandini, A. N., Baumgartner, P. O. a Matsuoka, A., 2009: Catalogue of Mesozoic radiolarian genera. Part 2: Jurassic-Cretaceous. *Geodiversitas*, 31, 2, 271 – 356.
- Ondrejčíková, A., 1990: Rádiolárie triasu a jury Slovenského krasu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 75 243, 52 s.
- Ožvoldová, L., 1998: Middle Jurassic radiolarian assemblages from radiolarites of the Silica Nappe (Slovak Karst, Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 49, 4, 289 – 296.
- Pessagno, E. A., Finch, W. a Abbott, P. L., 1979: Upper Triassic Radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California. *Micropaleontology*, 25, 2, 160 – 197.
- Özdkimen, H., 2009: Substitute names for some unicellular animal taxa (Protozoa). *Munis Entomol. Zool.*, 4, 1, 233 – 256.
- Rakús, M. a Sýkora, M., 2001: Jurassic of Silicicum. *Slovak Geol. Mag.*, 7, 1, 53 – 84.
- Riedel, W. R. a Sanfilippo, A., 1974: Radiolaria from the southern Indian Ocean, DSDP Leg 26. In: Davies, T. A., Luyendyk, B. P. et al. (Eds.): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, U. S. Government Printing Office, 26, 771 – 814.
- Sashida, K., Igo, H., Igo, H., Takizawa, S., Hisada, K., Shibata, T., Tsukada, K. a Nishimura, H., 1982: On the Jurassic radiolarian assemblages in the Kanto district. In: Nakaseko, K. (Ed.): *Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium – News of Osaka Micropaleontologists, Spec. Vol.*, Osaka, 5, 51 – 66.
- Stockar, R., Dumitrica, P. a Baumgartner, P. O., 2012: Early Ladinian radiolarian fauna from the Monte San Giorgio (Southern Alps, Switzerland): systematics, biostratigraphy and paleo-(bio)geographic implications. *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 118, 3, 375 – 437.
- Sýkora, M. a Ožvoldová, L., 1996: Lithoclasts of Middle Jurassic radiolarites in debris flow sediments from Silica Nappe (locality Bleskový prameň, Slovak Karst, Western Carpathians). *Miner. Slov.*, 28, 21 – 25.
- Takemura, A., 1986: Classification of Jurassic Nassellarians (Radiolaria). *Palaeontographica, Abt. A: Palaeozool. Stratigr.*, 195, 1 – 3, 29 – 74.
- Takemura, A. a Nakaseko, K., 1986: The cephalic skeletal structure of Jurassic „Eucyrtidium“ (Radiolaria). *J. Paleont.*, 60, 5, 1 016 – 1 024.
- Tan, S. H., 1927: Over de samenstelling en het ontstaan van krijten mergel-gesteenten van de Molukken. *Jaarb. Mijnwez. nederl. Oost-Indië*, 55, 3, 5 – 165.

- Vozár, J., Ebner, F., Vozárová, A., Haas, J., Kovács, S., Sudar, M., Bielik, M. a Péro, Cs. (Eds.), 2010: Variscan and Alpine Terranes of the Circum-Pannonian Region. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 233 s.
- Whalen, P. A. a Carter, E. S., 1998: Systematic Paleontology. In: Carter, E. S. Whalen, P. A. a Guex, J. (Eds.): Biochronology and paleontology of Lower Jurassic (Hettangian and Sinemurian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia. Geol. Surv. Canada Bull., 496, 36 – 141.
- Yamamoto, H., Mizutani, S. a Kagami, H., 1985: Middle Jurassic Radiolarians from Blake Bahama Basin, West Atlantic Ocean. Bull. Nagoya Univ., Furukawa Mus., 1, 25 – 49.
- Yao, A., 1979: Radiolarian fauna from the Mino Belt in the northern part of the Inuyama Area, Central Japan, Part II: Nassellaria 1. J. Geosci., 22, 21 – 72.
- Yao, A., 1982: Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. J. Geosci., 25, 53 – 70.
- Yao, A., Matsuoka, A. a Nakatani, T., 1982: Triassic and Jurassic radiolarian assemblages in southwest Japan. In: Nakaseko, K. (Ed.): Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium – News of Osaka Micropaleontologists, Spec. Vol., Osaka, 5, 27 – 43.

Internetové zdroje:

Fossilworks database: <http://fossilworks.org/>, posledný prístup 28. 11. 2016.

Biostratigraphic research on selected Meliaticum and Silicicum localities with focus on radiolarian biostratigraphy

SUMMARY

This work studies sediments from five localities belonging to the Meliaticum and Silicicum, Slovakia. The Triassic and Jurassic radiolarian associations were separated from the samples of red and green radiolarites, which were collected on three localities in the Meliaticum.

The Triassic radiolarians were separated from the massive red radiolarites near the Bohúňovo village and in the Čoltovská roklina ravine, which are located close to each other. These radiolarian associations are of similar age and similarly poorly preserved; the Bohúňovo association was dated to the Early – Late Fassanian, while the association from Čoltovská roklina ravine belongs to age range from the Early Fassanian to earliest Late Fassanian. Species determined on these two localities include *Eptingium manfredi* DUMITRICĂ, *Bogdanella* sp., *Oertlispongia inaequispinosa* DUMITRICĂ, KOZUR et MOSTLER, *Spongoxystris* sp., *Baumgartneria* cf. *retrospina* DUMITRICĂ, *Parasepsagon* sp., *Pseudostylosphaera* sp. and *Triassocampe* sp.

Jurassic radiolarians were separated from red and green radiolarite clasts, collected from forest trail rubble

close to Ostrá skala Hill (near the Dobšinská ľadová jaskyňa Cave). The whole determined association was dated approximately to the Late Bajocian – Middle Oxfordian. Several determined species are not known to coexist during the same time, which might indicate that these forms are part of several different associations. The narrowest possible dating of this association as a whole refers to Middle Bathian – Late Callovian. Forms like *Eucyrtidellum* cf. *unumaense* (YAO), *Hemicryptocapsa* cf. *buekkensis* (KOZUR), *Praewilliriedellum convexum* (YAO), *Praewilliriedellum* cf. *robustum* (MATSUOKA), *Protunuma turbo* MATSUOKA or *Unuma gordus* HULL were determined.

The study of two localities located within the Silicic Unit, locality of Bleskový prameň near Drnava village and Geravy plain locality, mostly offered no new results. Our main focus at the Bleskový prameň locality was material of a present olistostrome; more specifically the radiolarites and shales, which we dissolved in order to separate determinable micro- or macrofossils. The only partially determinable forms separated from these samples were a Middle Jurassic bivalve and an undeterminable radiolaria.

On Geravy plain locality we described Adnet limestones shooting into older Dachstein limestones in form of neptunic dikes, and we studied sediments of the Geravy formation (sandy shales and marly wackstones containing echinoderms, foraminifers, bivalves and ostracods) in closer detail, but unfortunately without any new results. All the other sediments sampled in this area belonged to formerly known types, which also yielded no new results.

Pod'akovanie

Táto práca sumarizuje výsledky dizertačnej práce autorky, ktorá vznikla s podporou viacerých konzultantov a projektov. Za finančnú podporu pri riešení problematiky preto ďakujeme riešiteľským projektom APVV-0212-12, VEGA č. 1/0193/13 a grantu Univerzity Komenského č. UK/432/2013. Vďaka patrí aj mnohým vedeckým pracovníkom, ktorí k výslednej práci prispeli svojimi konzultáciami a vedeckými zručnosťami (doc. RNDr. Roman Aubrecht, PhD., ktorý bol zároveň školiteľom dizertačnej práce, prof. RNDr. Daniela Reháková, CSc., RNDr. Ladislava Ožvoldová, PhD., Dr. Špela Goričan, doc. RNDr. Milan Sýkora, CSc., RNDr. Ivan Kostič, RNDr. Zdenka Keblovská a i.).

Manuskript doručený: 14. 10. 2016

Revidovaná verzia doručená: 21. 3. 2017

Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 16. 5. 2017

Petrografické vyhodnotenie pieskovcov z regiónu Biela Orava (magurská skupina príkrovov, Vonkajšie Západné Karpaty)

Petrographic evaluation of sandstones from the Biela Orava region (Magura Group of Nappes, Outer Western Carpathians)

DUŠAN LAURINC a FRANTIŠEK TEŤÁK

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia,
dusan.laurinc@geology.sk, frantisek.tetak@gmail.com

Abstrakt. Nízka petrografická preskúmanosť magurskej skupiny príkrovov a možnosť výskumu počas geologického mapovania regiónu Biela Orava boli dôvodom na petrografické analyzovanie väčšieho počtu vzoriek pieskovcov. Počas geologického výskumu regiónu Biela Orava bolo petrograficky analyzovaných 174 výbrusov. Rozdelenie pieskovcov na základné litotypy podľa makroskopických a terénnych pozorovaní sa ukázalo ako opodstatnené. Prejavilo sa aj v mikromierke v petrografickom zložení pieskovcov. Analyzované vzorky boli charakterizované petrofaciálnymi parametrami a bol stanovený tektonický charakter ich zdrojovej oblasti na základe vzťahov vyplývajúcich z modálnych diagramov Q-F-L, Lv-Ls-Lm, Qm-F-Lt a Qm-Lt-MxCm. Zrornosť vzorky je v diagramoch zobrazená veľkosťou zaznačených bodov. Glaukonitové pieskovce majú oproti ostatným typom pieskovcov zvýšený podiel monokryštalického kremeňa a obsah organických úlomkov. Menej majú polykryštalického kremeňa, silicítov a draselných živcov, ale najmä litických úlomkov. Obsah glaukonitu je v nich od 2 do 17 %. Drobové pieskovce, či už magurské alebo kýčerské, majú pri spomínaných hodnotách opačný trend. Pieskovce szczawinských a ropianskych vrstiev majú podobné zloženie ako magurské a kýčerské pieskovce. Majú však vyšší podiel muskovitu a biotitu a niektoré vzorky obsahujú aj glaukonit. Na diskriminačných diagramoch sú výrazne oddelené dve základné skupiny pieskovcov. Zároveň reprezentujú dve zdrojové oblasti sedimentárneho materiálu. Zloženie glaukonitových pieskovcov indikuje pasívny charakter sliezkej kordiléry so znakmi vnútorného kratónu a len mierne aj recyklovaného orogénu. Zdá sa, že do tejto skupiny spadajú aj ropianske pieskovce. Zloženie szczawinských, magurských a kýčerských pieskovcov jednoznačne poukazuje na recyklovaný orogén magurskej kordiléry.

KLúčové slová: petrografia pieskovcov, modálna analýza, proveniencie, paleogeografia, flyšové pásmo, Vonkajšie Západné Karpaty

Abstract. A low degree of petrographic investigation in the Magura Group of Nappes and the opportunity for detailed investigation during the geological mapping of the Biela Orava region were the reasons for petrographic analysis of a large number of sandstone samples. 174 thin sections were petrographically analysed during the geological research. The distribution of sandstones into two main lithotypes based on macroscopic and field observations was proved to be valid. It is also reflected in petrographic composition of the sandstones. The analysed samples were characterized by petrofacial parameters. The tectonic character of their source areas has been determined based on relationships resulting from modal diagrams Q-F-L, Lv-Ls-Lm, Qm-F-Lt and Qm-Lt-MxCm. The grain size is displayed in the diagram by circle size. The Glauconitic sandstones have an increased content of monocrystalline quartz and organic detritus in comparison with other types of

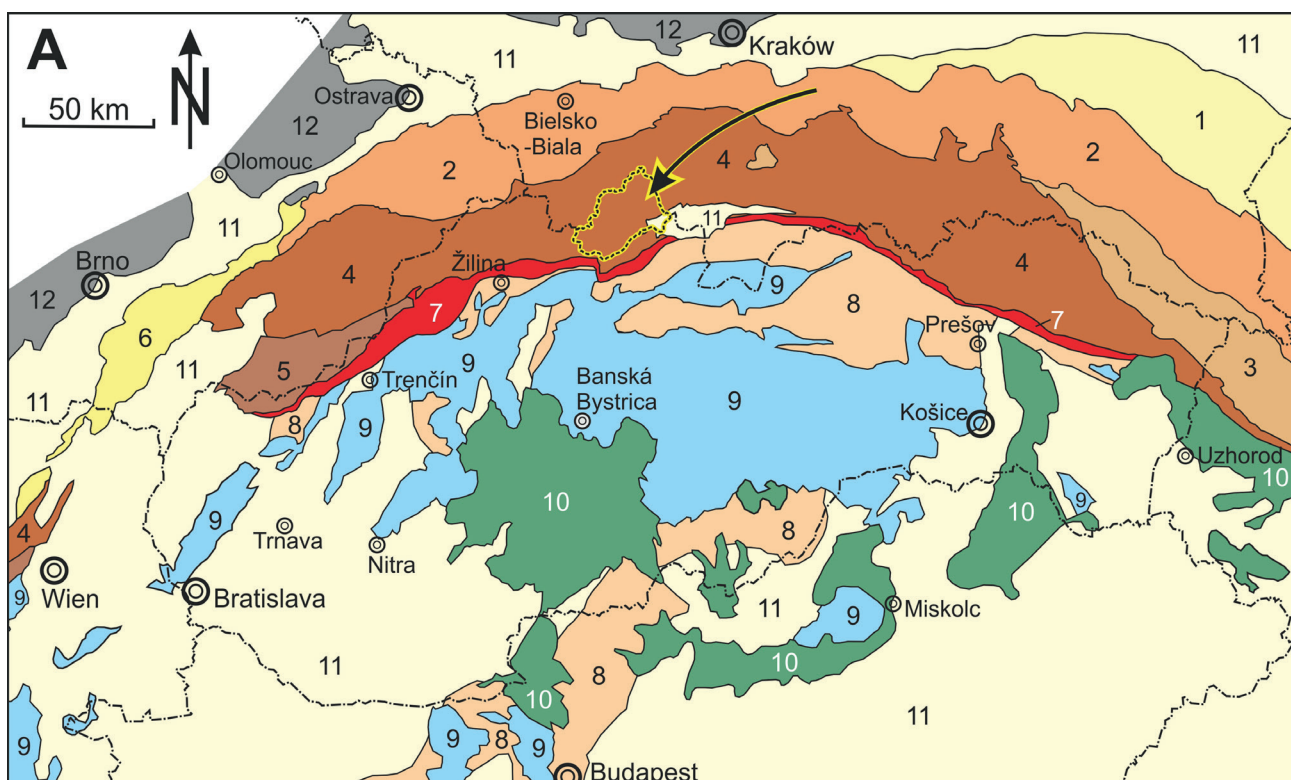
studied sandstones. They have less polycrystalline quartz, silicites and K-feldspar, and contain considerably lower amount of lithic clasts. The content of glauconite is between 2 and 17 %. The Magura or Kýčera greywackes have the opposite trend at mentioned values. The Szczawina and Ropianka sandstones have analogous composition to the Magura and Kýčera sandstones. However, they have a higher content of muscovite and biotite. Some samples also contain glauconite. There are two distinct groups of sandstones markedly separated in the discrimination diagrams. They also represent two source areas of sedimentary material. The composition of glauconite sandstones indicates passive character of the Silesian cordillera with features of the inner craton and only partly also of the recycled orogen. This group also includes Ropianka sandstones. The composition of Szczawina, Magura and Kýčera sandstones unambiguously points to the recycled orogen of the Magura cordillera.

Key words: Sandstone Petrography, Modal analysis, Provenance, Paleogeography, Flysch Belt, Outer Western Carpathians

ÚVOD

Pri výskume flyšových sedimentov regiónu Bielej Oravy, ale aj širšie v rámci magurskej skupiny príkrovov sa doteraz zo sedimentologického hľadiska sledovali prevažne iba makroskopické sedimentárne štruktúry. Zriedkavejšie sú práce zaoberajúce sa štúdiom ťažkých minerálov (Jurkovičová, 1989; Gilíková et al., 2002; Salata, 2004; Oszczytko a Salata, 2005), zmenou rozmiestnenia najväčších zŕn v magurských pieskovcoch (Marschalko a Potfaj, 1982; Bromowicz, 1992) či horninového zastúpenia vo väčších klastoch (obliaková analýza). Petrografické zloženie pieskovcov sa skúmalo iba zriedka a aj to často len na menšom počte vzoriek (Potfaj, 1983; Ďurkovič, 1989; Siráňová, 1991; Teťák, 2005, 2008), pritom poznanie petrografického zloženia pieskovcov je pri paleogeografickej analýze zásadné. Nízka petrografická preskúmanosť flyšového pásma a možnosť výskumu počas geologického mapovania regiónu Biela Orava (Teťák et al., 2016b) boli dôvodom na detailnejšie petrografické analyzovanie väčšieho počtu vzoriek pieskovcov.

V regióne Biela Orava (obr. 1) sú zastúpené tri tektonicko-litofaciálne jednotky. Od externejšej po internejšiu sú to račianska, bystrická a krynická (oravskomagurská)



Obr. 1. Lokalizácia oblasti výskumu. Zjednodušená mapa Západných Karpát a ich okolia: 1 – skolská jednotka, 2 – sliezska jednotka, 3 – duklianska jednotka, 4 – magurská jednotka, 5 – bielokarpatská jednotka, 6 – ždánicko-waschberská jednotka, 7 – pieninské bradlové pásmo, 8 – sedimenty gosauskej, myjavskej a hričovskej skupiny, vnútrokarpatského paleogénu a Budínskej panvy, 9 – centrálne Západné Karpaty, 10 – neovulkanity, 11 – neogénne a kvartérne sedimenty, 12 – predpolie Karpát.

Fig. 1. Location of the study area. Simplified map of Western Carpathians and their surroundings: 1 – Skole Unit, 2 – Silesian Unit, 3 – Dukla Unit, 4 – Magura Unit, 5 – Biele Karpaty Unit, 6 – Ždánice-Waschberg Unit, 7 – Pieniny Klippen Belt, 8 – Gosau, Myjava and Hričov groups, Inner Carpathian Paleogene and Buda Paleogene basins, 9 – Central Western Carpathians, 10 – Neovolcanites, 11 – Neogene to Quaternary sediments, 12 – Carpathian foreland.

jednotka (Teřák et al., 2016b, c). Tvoria vrásovo-šupinový systém magurskej skupiny príkrovov. Ten je spolu so sliezkym príkrovom a ďalšími externejšími jednotkami z juhu nasunutý na predpolie Karpát – európsku platformu (obr. 1). Tvoria ho hlbokomorské sedimentárne sekvencie flyšového charakteru. Ich vek je prevažne paleogén a menej aj mladšia krieda.

METODIKA

Počas geologického mapovania a výskumu regiónu Biela Orava (obr. 1) bolo zhotovených 218 výbrusov (Teřák et al., 2016a), z toho bolo petrograficky analyzovaných 174 výbrusov. Lokalizácia dokumentačných bodov, kde boli odobrané analyzované vzorky (tab. 1), je v práci Teřáka et al. (2016a). Výbrusy boli planimetrované bodovým integrátorom Eltinor 4 s cieľom urobiť modálnu analýzu. Počítalo sa 500 zrn (pri hrubozrnných pieskovočoch to bolo len okolo 300 zrn). Sledovali sme obsah kremeňa s rozlíšením monokryštalického a polykryštalického, obsah rohovcov (silicitov), živcov s rozlíšením draselných živcov a plagioklasov, klastických slúd s rozlíšením muskovitu a biotitu, obsah glaukonitu, litických úlomkov s rozlíšením sedimentárnych hornín bez karbonátov, obsah karbonátov, metamorfovaných, magmatických a vulkanických hornín, akcesórií (ťažké minerály zirkón, turmalín, apatit,

rutil a granát), fosilných organických úlomkov, základnej hmoty (matrixu) a cementu (hlavne kalcitový sparit). Analyzované výbrusy boli kategorizované podľa základných litotypov ako magurské pieskovce (60 výbrusov), kýčerské pieskovce (10 výbrusov), szczawinské pieskovce (17 výbrusov), glaukonitové pieskovce (72 výbrusov), ropianske pieskovce (5 výbrusov), belovežské pieskovce (6 výbrusov) a malcovské pieskovce (4 výbrusy). Sedimenty boli klasifikované diagramami Q-F-L a Lv-Ls-Lm na základe výsledkov modálnej analýzy v zmysle Pettijohna et al. (1972). Použitím diagramov Q-F-L a Qm-F-Lt boli vyjadrené aj petrofaciálne parametre a tektonický charakter ich zdrojovej oblasti v zmysle Dickinsona (1985). Na lepšie zobrazenie petrografického zloženia sme použili diagram Qm-Lt-MxCm. Zobrazené body majú v diagramoch veľkosť podľa zrnitosti vzorky.

Petrografické vyhodnotenie pieskovcov

Litotyp je základná stavebná jednotka, ktorou definujeme geologickú stavbu. Zvyčajne je to jeden hominový typ, ktorý vznikol z jednej udalosti (jedna vrstva). Jednotlivé litotypy sa navzájom odlišujú petrografickým zložením, ktoré je podmienené geologickým zložením zdrojovej oblasti sedimentov, jej zvetrávaním, transportom sedimentov a ich sedimentáciou. Nie každú horninu v teréne je možné

zaradiť jednoznačne k definovaným litotypom. Vyčlenenie litotypov a litofácií má význam najmä pri terénnom mapovaní, sedimentologickej a paleogeografickej interpretácii, ale aj v aplikovaných odboroch, ako sú inžinierska geológia a hydrogeológia.

Litotypy v študovanej oblasti sa môžu len minimálne odlišovať oproti vývoju v iných regiónoch. Preto sa môže tento opis v detailoch líšiť od opisu z okolitých oblastí. Pri vyčlenení litotypov nadväzujeme na prácu Teťáka et al. (2016b, c), ako aj na práce Potfaja et al. (1991, 2002, 2003) a Teťáka in Mello et al. (2005, 2011) a Teťáka (2005). Pri kriedových a paleocénných sedimentoch vychádzame z členenia poľských autorov.

Rozlíšené litotypy pomenujeme podľa súvrství, pre ktoré je daný typ pieskovca typický (kýčerský, szczawinský, ropiansky, belovežský a malcovský pieskovec), a konvenčne (magurský pieskovec). Zvláštnou skupinou sú glaukonitové pieskovce pomenované podľa obsahu glaukonitu. Aby sme neduplikovali staršie práce, z ktorých vychádzame, opisy litotypov a litostratigrafických jednotiek neuvádzame. Chápu sa v zmysle Teťáka et al. (2016c).

Magurské pieskovce (analyzovaných 60 výbrusov)

Z magurských pieskovcov dominujú prevažne strednozrné, len mierne alebo dobre vytriedené sublitanenity až subarkózy, menej litické arenity, kremenné arenity a živcové (arkózové) až litické droby (v zmysle Pettijohna et al., 1972; obr. 2). Magurské pieskovce generálne zaraďujeme medzi kalkilitity (v zmysle Pettijohna et al., 1972; obr. 4). Z klastickej zložky prevládajú klasty monokryštalického kremeňa v rozsahu 23,5 – 60,5 % (priemer 43,6 %) a polykryštalického kremeňa v rozsahu 3,1 – 38,8 % (priemer 14,4 %). Akcesoricky sú prítomné mikrokryštalické typy kremeňa – silicity (0,0 – 2,8 %, priemer 0,9 %). Prítomnosť živcov je variabilná. Bežne je zaznamenaná alterácia jednotlivých zrn, hlavne sericitizácia. Napriek tomu sa zachovali zrná plagioklasov (0,6 – 6,5 %, priemer 3,6 %) a draselných živcov (0,8 – 6,5 %, priemer 2,7 %). Klastické sľudy, okrem pár výnimiek, sú v pieskovcoch bežné. V jemnozrnnejších pieskovcoch/siltovcoch je možné pozorovať náznaky usmernenia šupiniek sľúd. Prítomný je svetlý muskovit (0,0 – 7,5 %, priemer 3,9 %) a často baueritizovaný a chloritizovaný biotit (0,0 – 9,9 %, priemer 3,0 %). Obsah glaukonitu je prevažne zanedbateľný (v priemere okolo 0,2 %). Litické klasty sú zastúpené úlomkami sedimentov – jemnozrné pieskovce, siltovce, pelity (0,5 – 19,0 %, priemer 2,2 %) a karbonáty (0,0 – 29,0 %, priemer 5,6 %). Prítomné sú aj úlomky metamorfovaných hornín – fylity, svory a ruly (0,0 – 4,5 %, priemer 1,4 %) a magmatických a vulkanických hornín – felzity a magmatity (0,0 – 5,3 %, priemer 1,3 %). V základnej hmote, prípadne v kalcitovom cemente je možné pozorovať úlomky zirkónov, turmalínov, rutilov a apatitov, prípadne skorodované zrná granátov. Obsah akcesorických ťažkých minerálov sa pohybuje od 0,0 do 3,7 %, v priemere 1,2 %. V prevažne kalcitovom cemente sú ojedinelé schránky foraminifer (0,0 – 3,1 %, priemer 0,4 %). Základnú hmotu tvoria drobné agregáty kremeňa a ílových minerálov. Obsah základnej hmoty varíruje medzi 1,7 až 17,7 % (priemer 8,4 %), len ojedinele

však prekračuje 15 %. Kalcitový cement je v pieskovcoch bežný (1,0 – 18,9 %, priemer 8,0 %). Prítomný je buď vo forme zhlukov, alebo žíl.

Na základe petrofaciálnych parametrov v zmysle Dickinsona (1985) je zdrojová oblasť magurských pieskovcov generálne definovaná ako prevažne kremenný, menej prechodný typ recyklovaného orogénu (obr. 6 a 8).

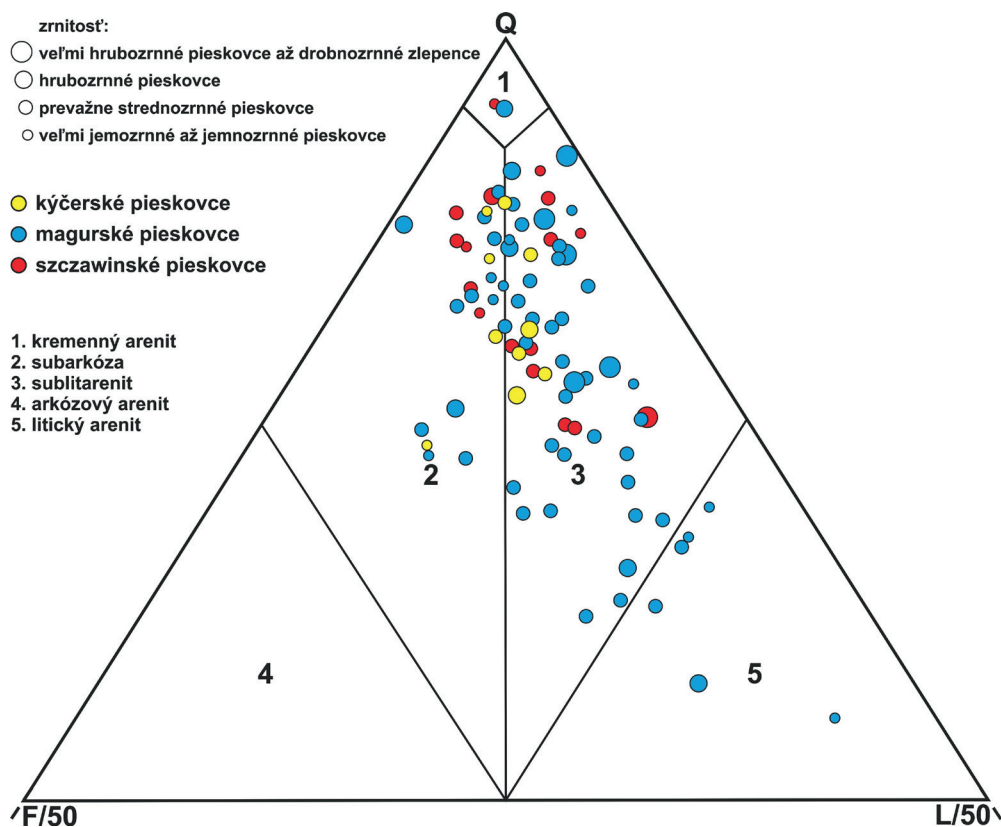
Kýčerské pieskovce (analyzovaných 10 výbrusov)

Pri kýčerských pieskovcoch pozorujeme prevažne strednozrné, mierne až dobre vytriedené sublitanenity a subarkózy (v zmysle Pettijohna et al., 1972; obr. 2). Na základe obsahu litických úlomkov sú to majoritne kalkilitity s miernou afinitou k vulkanickým arenitom (v zmysle Pettijohna et al., 1972; obr. 4). V pieskovcoch dominujú rôzne vytriedené a opracované zrná monokryštalického kremeňa (27,8 – 50,0 %, priemer 43 %) a polykryštalického kremeňa (9,5 – 31,5 %, priemer 17,9 %). Silicity pozorujeme len akcesoricky (0,5 – 2,9 %, priemer 1,5 %). Živce sú napriek prítomnej alterácii (hlavne sericitizácia) pomerne dobre zachované. Mierne prevažujú klasty plagioklasov (2,3 až 7,7 %, priemer 4 %) nad draselnými živcami (1,5 – 5,8 %, priemer 3,2 %). V pieskovci boli bežné aj klastické sľudy, pričom mierne prevažoval muskovit (1,4 – 6,7 priemer 3,8 %) nad biotitom (1,1 – 5,9 %, priemer 2,8 %). Pri biotite pozorujeme častú baueritizáciu (odmiešavanie železa a horčíka) a chloritizáciu. Glaukonitu úplne absentuje. Litické úlomky sú zastúpené podobne ako pri magurských pieskovcoch úlomkami sedimentárnych hornín (1,1 – 3,9 %, priemer 2,0 %), karbonátov (0,0 – 2,8 %, priemer 1,3 %), metamorfítov (0,6 – 1,9 %, priemer 1,1 %), magmatitov a vulkanitov (0,4 – 5,9 %, priemer 2,6 %). Akcesorické ťažké minerály (0,6 – 3,3 %, priemer 1,6 %) bežne zastupuje detritický zirkón, turmalín, rutil, prípadne skorodovaný granát. Fosílna organické úlomky sú veľmi ojedinelé. Základnú hmotu tvoria drobné agregáty kremeňa a ílových minerálov. Obsah základnej hmoty sa pohybuje od 6,7 do 13,3 % (v priemere 9,8 %). Kalcitový cement tvorí sparitové zhluky, prípadne drobné žilky. Jeho obsah sa pohybuje od 2,0 do 6,7 % (v priemere 5,2 %).

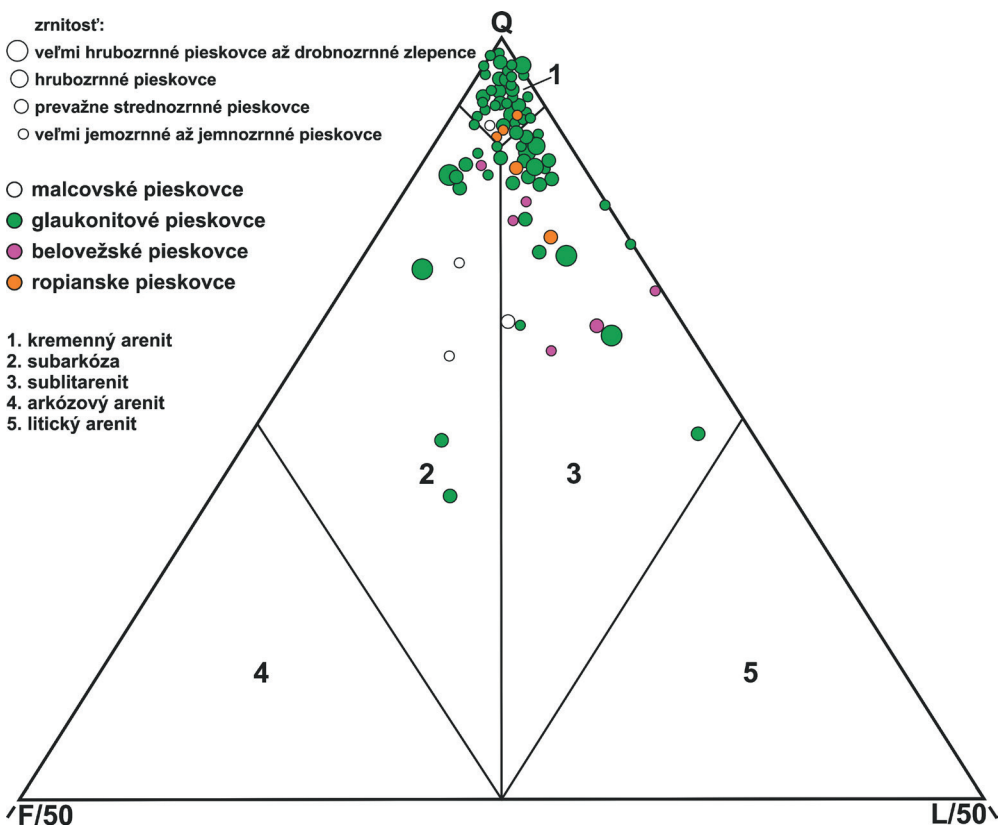
Na základe petrofaciálnych parametrov v zmysle Dickinsona (1985) je zdrojová oblasť kýčerských pieskovcov generálne definovaná ako prevažne kremenný, menej prechodný typ recyklovaného orogénu (obr. 6 a 8).

Glaukonitové pieskovce (analyzovaných 72 výbrusov)

Prevažujú jemnozrné až strednozrné, dobre vytriedené kremenné arenity a sublitanenity, menej subarkózy, litické arenity, kremenné droby až litické droby (v zmysle Pettijohna et al., 1972; obr. 3). Na základe obsahu litických úlomkov majú glaukonitové pieskovce majoritne kalkilitické zloženie (v zmysle Pettijohna et al., 1972; obr. 5). V malej miere sa vyskytujú aj vulkanické arenity a fyloarenity. Pieskovce majoritne tvorí rôzne opracovaný a prevažne dobre vytriedený monokryštalický (30,6 – 80,0 %, priemer 56,7 %) a polykryštalický (1,65 – 29,2 %, priemer 8,8 %) kremeň. Výskyt silicitov je variabilný. Ich obsah v pieskovcoch sa pohybuje od 0,0 do 3,2 % (v priemere 0,4 %). Priemerný obsah živcov je v glaukonitových pieskovcoch



Obr. 2. Klasifikácia arenitov (Pettijohn et al., 1972).
Fig. 2. Classification of arenites (Pettijohn et al., 1972).



Obr. 3. Klasifikácia arenitov (Pettijohn et al., 1972).
Fig. 3. Classification of arenites (Pettijohn et al., 1972).

mimoriadne nízky – akcesorický. Obsah plagioklasov je 0,0 až 5,7 % (priemer 1,2 %) a draselných živcov 0,0 až 4,7 % (priemer 1,1 %). Pri plagioklasoch je možné pozorovať alteráciu, prevažne sericitizáciu. Aj klastické sludy v porovnaní s magurskými, kýčerskými a szczawinskými pieskovcami sú prítomné len v menšej miere. Obsah muskovitu je 0,2 až 6,4 % (priemer 3,0 %) a biotitu 0,0 až 7,4 % (priemer 1,4 %). Glaukonit je, naopak, zastúpený veľmi hojne. Jeho obsah sa pohybuje od 0,0 do 17,5 % (v priemere 7,5 %). Vyskytujú sa rôzne tvary glaukonitu a rôzny stav jeho opracovania. Litické úlomky sú zastúpené úlomkami sedimentov (0,0 – 5,3 %, priemer 1,1 %), karbonátov (0,0 – 14,8 %, priemer 1,1 %), metamorfítov (0,0 – 1,9 %, priemer 0,4 %), magmatitov a vulkanitov (0,0 – 2,2 %, priemer 0,3 %). Z akcesorických ťažkých minerálov (0,0 – 3,6 %, priemer 1,2 %) sú bežné úlomky zirkónov, turmalínov, rutilov a skorodovaných granátov. Ojedinele je možné pozorovať fosilne organické úlomky (0,0 – 6,2 %, priemer 1,2 %) prevažne foraminifer (numulity a i.). Základnú hmotu (0,0 – 22,5 %, priemer 6,5 %) tvoria drobné agregáty kremeňa a ílových minerálov. Prítomnosť kalcitového cementu v pieskovcoch je bežná (0,0 – 40,1 %, priemer 8,2 %). Vyskytuje sa vo forme zhlukov, prípadne žíl.

Na základe petrofaciálnych parametrov v zmysle Dickinsona (1985) je zdrojová oblasť glaukonitových pieskovcov definovaná ako stabilný kratón (hlavne jemnozrnnejšie pieskovce) až recyklovaný orogén. V rámci recyklovaného orogénu ide prevažne o kremenný, menej prechodný typ (obr. 7 a 9).

Szczawinské pieskovce (analyzovaných 17 výbrusov)

Szczawinské pieskovce sú prevažne jemnozrné až strednozrné, mierne až dobre vytriedené sublitenity, subarkózy a kremenné arenity (v zmysle Pettijohna et al., 1972; obr. 2). Na základe obsahu litických úlomkov sa zaraďujú ku kalklinitom až vulkanickým arenitom, ojedinele k fyloarenitom (obr. 4). Klastickú zložku majoritne tvorí prevažne mierne vytriedený a rôzne opracovaný monokryštalický (15,3 – 53,5 %, priemer 44 %) a polykryštalický (2,7 – 33,8 %, priemer 13,5 %) kremeň. Akcesorické sú zrná silicitov (do 1,6 %, priemer 0,6 %). Živce nie sú zastúpené tak dobre ako v magurských a kýčerských pieskovcoch. Mierne prevládajú často alterované zrná plagioklasu (0,2 – 4,8 %, priemer 2,6 %) nad draselnými živcami (0,5 – 3,2 %, priemer 2,0 %). Klastické sludy sú zastúpené veľmi hojne. Pri jemnozrnnejších pieskovcoch možno pozorovať mierne usmernenie šupiniek slúd. Muskovit (3,9 – 9,0 %, priemer 6,7 %) mierne prevláda nad biotitom (1,4 – 6,6 %, priemer 4,5 %). Pri biotite často nastáva chloritizácia a baueritizácia. Glaukonit sa vyskytuje len ojedinele (len v troch vzorkách). Litické úlomky sú zastúpené úlomkami sedimentov (0,0 – 4,3 %, priemer 1,7 %), karbonátov (0,0 – 5,3 %, priemer 1,2 %), metamorfítov (0,3 – 2,9 %, priemer 1,3 %), magmatitov a vulkanitov (0,0 – 5,2 %, priemer 1,7 %). Akcesorické ťažké minerály sú zastúpené úlomkami zirkónov, turmalínov, rutilov a skorodovaných granátov. Priemerný obsah akcesórií je okolo 1 %. Fosilne organické úlomky (0,0 – 1,8 %, priemer 0,3 %) sa vyskytujú v pieskovcoch s vyšším obsahom

kalcitového cementu. Väčšinou ide o rozličné foraminifery. Základnú hmotu (2,6 – 12,5 %, priemer 8,7 %) tvoria drobné agregáty kremeňa a ílových minerálov. V základnej hmote je možné pozorovať zhluky kalcitového cementu (0,0 – 18,1 %, priemer 10,2 %).

Na základe petrofaciálnych parametrov v zmysle Dickinsona (1985) je zdrojová oblasť szczawinských pieskovcov generálne definovaná ako prevažne kremenný, menej prechodný až litický typ recyklovaného orogénu (obr. 6 a 8).

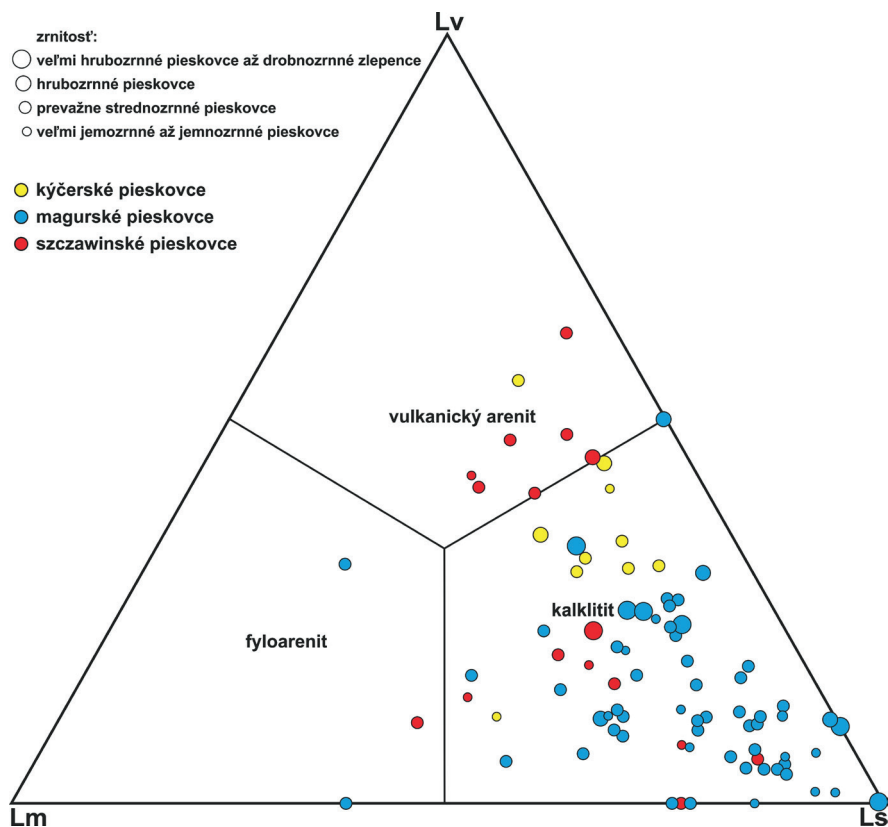
Ropianske pieskovce (analyzovaných 5 výbrusov)

Ide o veľmi jemnozrné, jemnozrné až strednozrné, dobre vytriedené sublitenity, kremenné arenity až kremennú drobu. Na základe obsahu litických úlomkov sú to kalklity, fyloarenity a vulkanický arenit (v zmysle Pettijohna et al., 1972; obr. 5). Klastickú zložku tvorí hlavne monokryštalický kremeň (42,6 – 53,6 %, priemer 49,1 %), menej polykryštalický kremeň (1,9 – 17 %, priemer 8 %). Silicity sú prítomné len v zanedbateľnej miere (0,0 – 0,6 %, priemer 0,3 %). Klasty plagioklasov (0,6 – 1,2 %, priemer 0,9 %) a draselných živcov (0,8 – 1,8 %, priemer 1,1 %) sa vyskytujú len akcesoricky. Ich zrná sú často postihnuté sericitizáciou. Sludy, naopak, boli zastúpené hojne. Obsah biotitu (0,6 – 9,6 %, priemer 5,1 %) a muskovitu (2,9 – 8,0 %, priemer 5 %) je približne rovnaký. Pri biotite je možné pozorovať chloritizáciu a baueritizáciu. Ropianske pieskovce/siltovce obsahujú pomerne vysoký podiel zrn glaukonitu (0,0 – 7,0 %, priemer 3,4 %). Z litických úlomkov sú zastúpené úlomky sedimentov (0,4 – 2,7 %, priemer 1,2 %), karbonátov (0,0 – 1,5 %, priemer 0,4 %), magmatitov a vulkanitov (0,0 – 2,9 %, priemer 0,8 %) a metamorfovaných hornín (0,0 – 1,2 %, priemer 0,6 %). Z akcesorických ťažkých minerálov sú prítomné detritické zrná zirkónov, turmalínov a rutilov (0,7 – 1,7 %, priemer 1,1 %). Ojedinele sa vyskytujú fosilne organické úlomky foraminifer (0,0 – 1,0 %, priemer 0,6 %). Základnú hmotu tvoria ílové minerály (5,8 – 17,5 %, priemer 10,5 %). Pieskovce sú stmelené kalcitovým cementom (0,0 – 26,9 %, priemer 11,8 %).

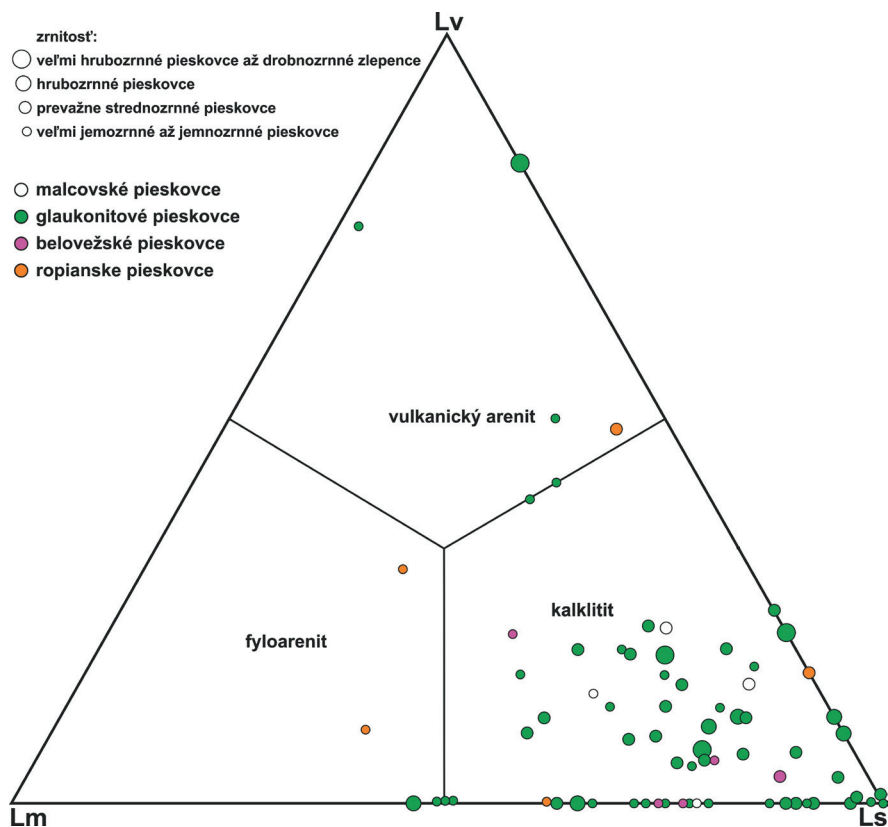
Na základe petrofaciálnych parametrov v zmysle Dickinsona (1985) je zdrojová oblasť ropianskych pieskovcov definovaná ako recyklovaný orogén kremenného typu (obr. 7 a 9).

Belovežské pieskovce (analyzovaných 6 výbrusov)

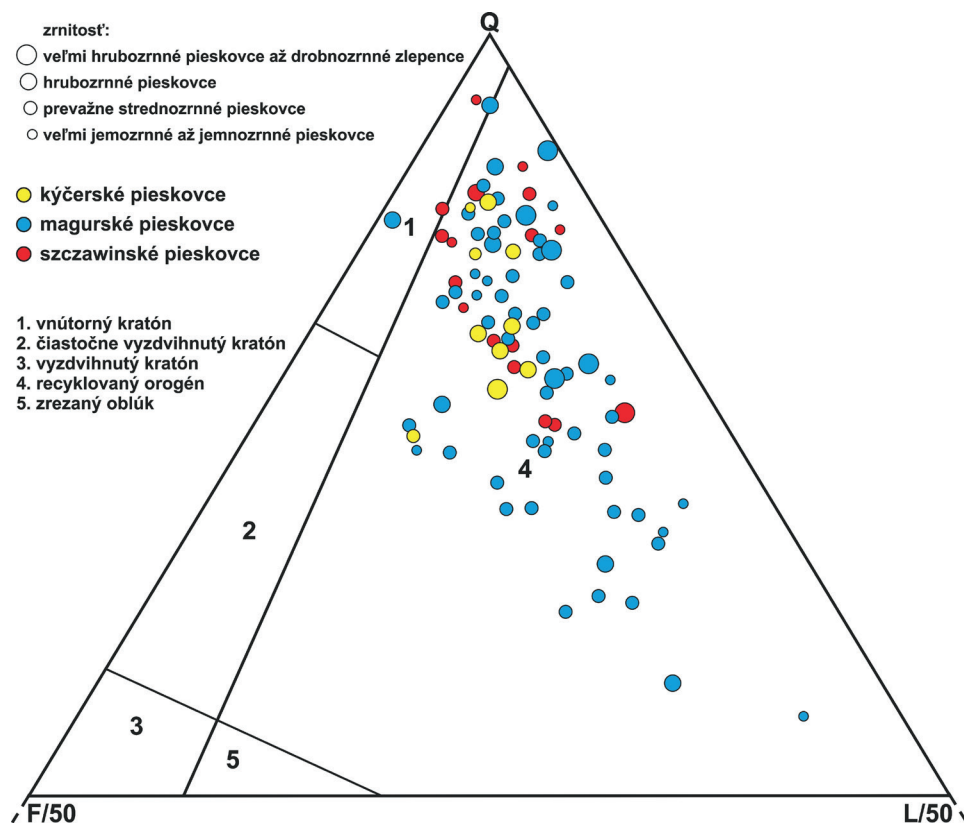
Sú to prevažne veľmi jemnozrné až jemnozrné, dobre vytriedené sublitenity, menej kremenná droba, kremenný arenit a subarkóza (v zmysle Pettijohna et al., 1982; obr. 3). Z hľadiska obsahu litických úlomkov ide o kalklity (obr. 5). Hlavnou zložkou pieskovcov je monokryštalický (37,4 – 58,0 %, priemer 48 %) a polykryštalický kremeň (1,9 – 22,9 %, priemer 10,0 %). Veľmi ojedinele sa vyskytujú silicity (0,0 – 0,6 %, priemer 0,2 %). Okrem pár výnimiek je výskyt živcov v pieskovci len akcesorický. Zastúpenie plagioklasov (0,2 – 3,0 %, priemer 1,6 %) a draselných živcov (0,0 – 2,8 %, priemer 1,6 %) je približne rovnaké. Pri plagioklasoch pozorujeme rôzny stupeň alterácie – sericitizácie. Klastické sludy sú zastúpené pomerne hojne. Prevláda muskovit (3,4 – 7,2 %, priemer 4,6 %) nad



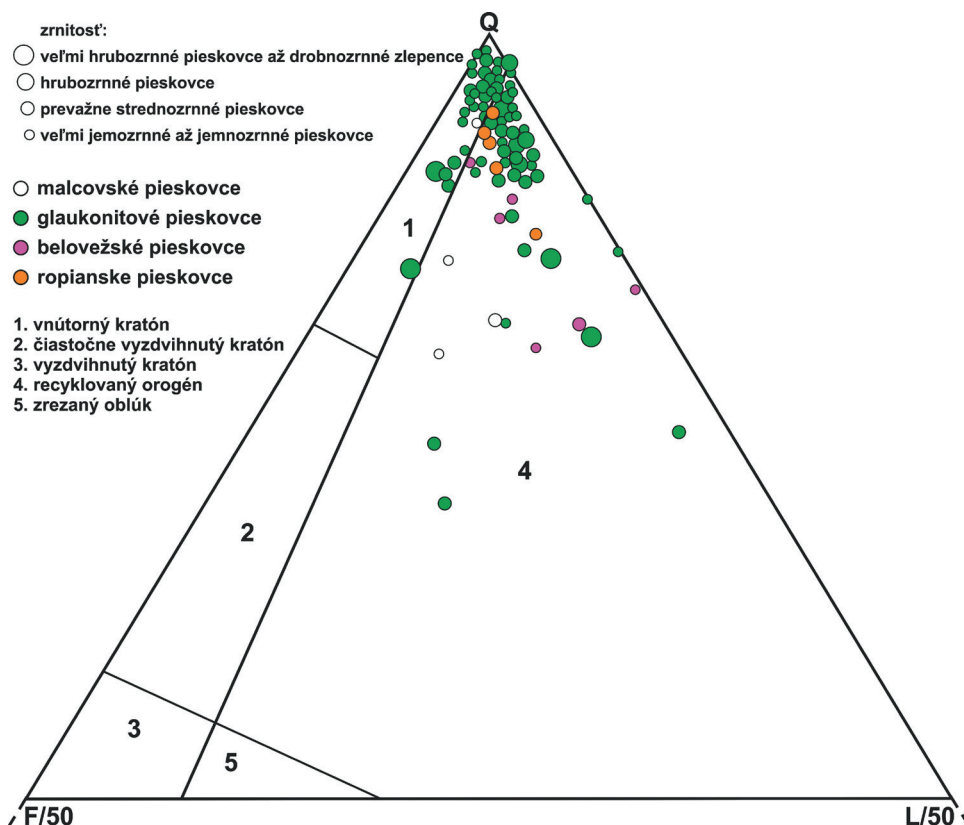
Obr. 4. Klasifikácia pieskovcov na základe obsahu litických úlomkov (Pettijohn et al., 1972).
 Fig. 4. Classification of sandstones based on the lithic clasts content (Pettijohn et al., 1972).



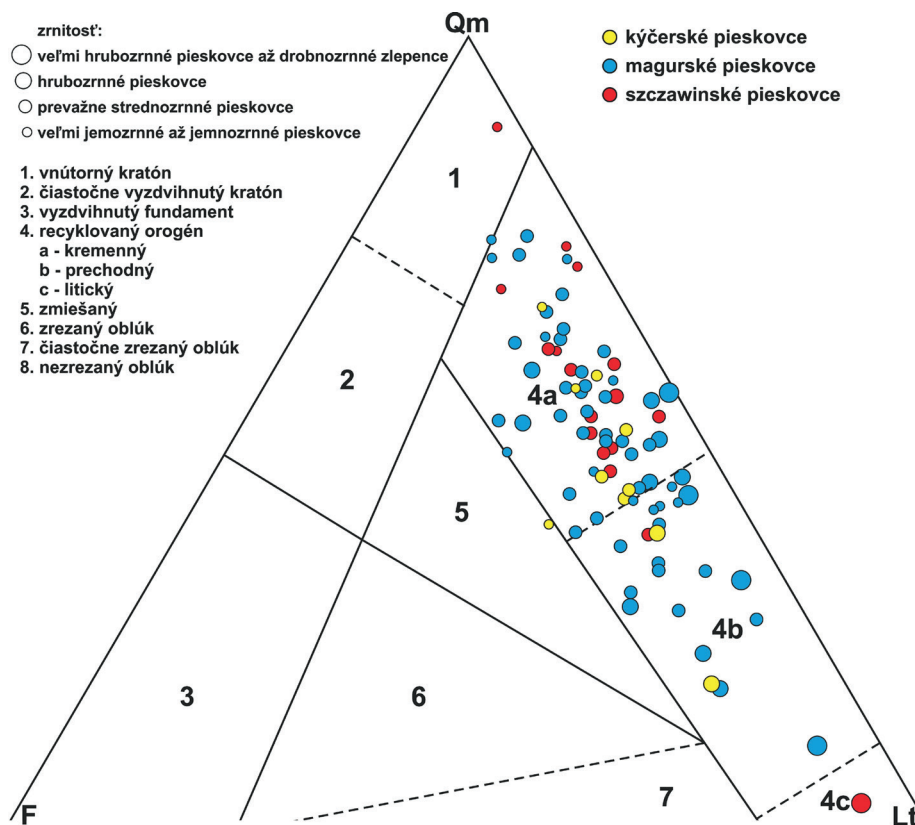
Obr. 5. Klasifikácia pieskovcov na základe obsahu litických úlomkov (Pettijohn et al., 1972).
 Fig. 5. Classification of sandstones based on the lithic clasts content (Pettijohn et al., 1972).



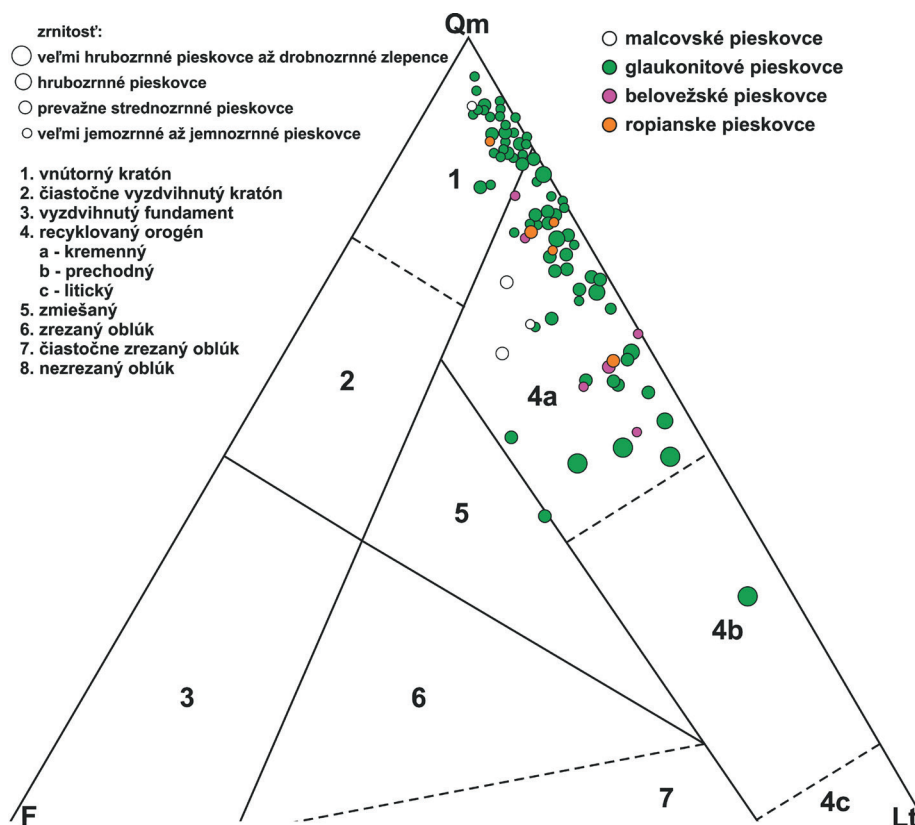
Obr. 6. Diskriminačný diagram zobrazujúci tektonickú povahu zdrojových oblastí pieskovcov (Dickinson, 1985).
Fig. 6. The discrimination diagram illustrating the tectonic nature of the source areas of sandstone (Dickinson, 1985).



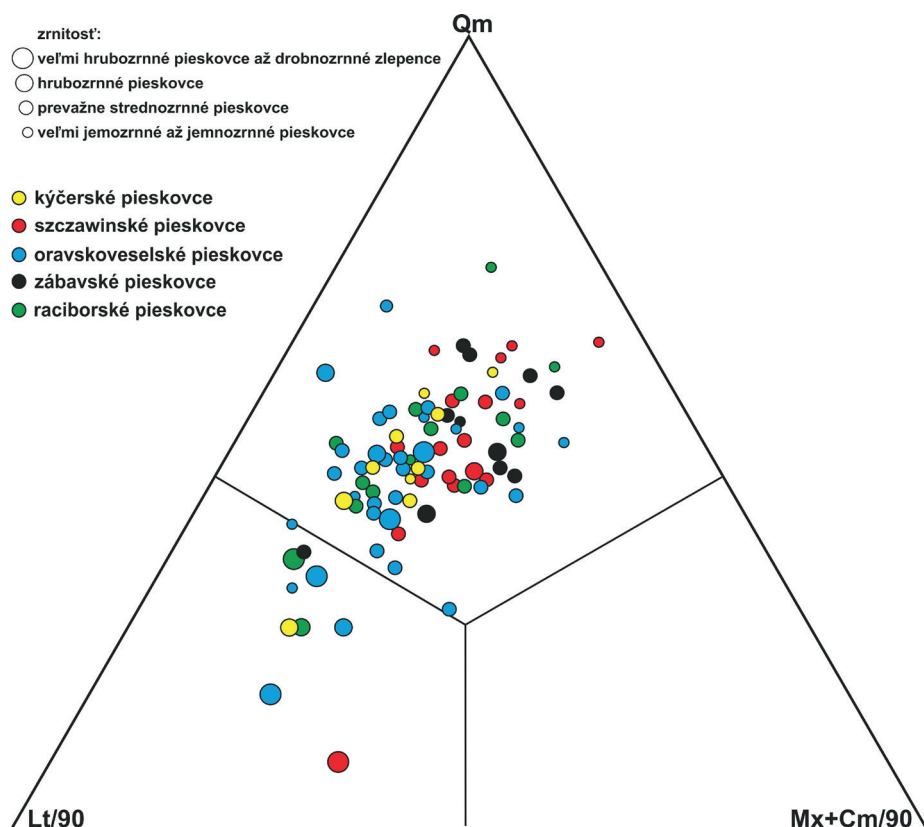
Obr. 7. Diskriminačný diagram zobrazujúci tektonickú povahu zdrojových oblastí pieskovcov (Dickinson, 1985).
Fig. 7. The discrimination diagram illustrating the tectonic nature of the source areas of sandstone (Dickinson, 1985).



Obr. 8. Diskriminačný diagram zobrazujúci tektonickú povahu zdrojových oblastí pieskovcov (Dickinson, 1985).
 Fig. 8. The discrimination diagram illustrating the tectonic nature of the source areas of sandstone (Dickinson, 1985).

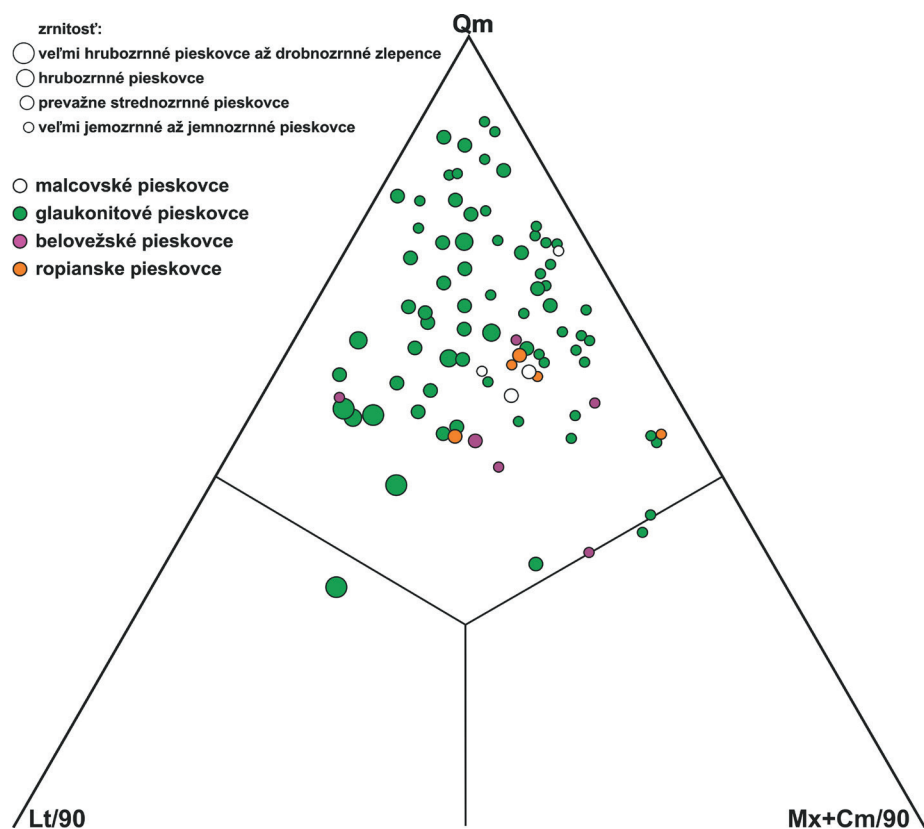


Obr. 9. Diskriminačný diagram zobrazujúci tektonickú povahu zdrojových oblastí pieskovcov (Dickinson, 1985).
 Fig. 9. The discrimination diagram illustrating the tectonic nature of the source areas of sandstone (Dickinson, 1985).



Obr. 10. Diskriminačný diagram pieskovcov s porovnaním parametrov Qm (typický pre glaukonitové pieskovce), Lt (typický pre magurské a kýčerské pieskovce) a cement spolu s matrixom.

Fig. 10. The discrimination diagram of sandstones comparing parameters Qm (typical for glauconite sandstones), Lt (typical for Magura and Kýchera sandstones) and cement together with matrix.



Obr. 11. Diskriminačný diagram drobných pieskovcov s porovnaním parametrov Qm-Lt-MxCm zobrazujúci rozčlenenie magurských pieskovcov podľa súvrství.

Fig. 11. The discrimination diagram of wacke sandstones comparing parameters Qm-Lt-MxCm display Magura sandstones divided into formations.

biotitom (1,6 – 4,5 %, priemer 2,7 %). Pri biotite možno pozorovať chloritizáciu a baueritizáciu. Zrná glaukonitu sa v pieskovcoch takmer nevyskytujú (0,0 – 0,9 %, priemer 0,1 %). Z litických úlomkov sú prítomné úlomky sedimentárnych hornín (0,0 – 4,8 %, priemer 1,7 %), karbonátov (0,0 – 8,5 %, priemer 3,6 %), metamorfovaných hornín (0,0 – 1,7 %, priemer 0,9 %), magmatických a vulkanických hornín (0,0 – 1,2 %, priemer 0,3 %). Akcesorické ťažké minerály (0,5 – 1,3 %, priemer 0,9 %) sú zastúpené detritickými úlomkami zirkónov, turmalínov, rutilov a skorodovaným granátom. V pieskovcoch bohatých na kalcit sú akcesoricky prítomné fosilné organické úlomky prevažne foraminifer (0,0 – 0,9 %, priemer 0,3 %). Základnú hmotu tvoria prevažne ílové minerály (0,0 – 15,3 %, priemer 9,3 %). Pieskovce často tmelí kalcitový cement (0,0 – 37,6 %, priemer 13,7 %), ktorý pozorujeme hlavne vo forme zhlukov.

Na základe petrofaciálnych parametrov v zmysle Dickinsona (1985) je zdrojová oblasť laminovaných jemnozrnných belovežských pieskovcov generálne definovaná ako recyklovaný orogén kremenného typu (obr. 7 a 9).

Malcovské pieskovce (analyzované 4 výbrusy)

Pieskovce malcovského súvrstvia sú veľmi jemnozrnné až strednozrnné, s variabilným opracovaním zŕn a vytrieđením. Boli klasifikované ako sublitenity, subarkózy a živcové droby. Podľa obsahu litických úlomkov zaradujeme pieskovce ku kalklitom (v zmysle Pettijohna et al., 1982; obr. 5). Dominuje v nich monokryštalický kremeň (47,8 – 63,7 %, priemer 54,4 %), menej polykryštalický kremeň (3,2 – 22,9 %, priemer 10,2 %). Rohovce sú veľmi ojedinelé, prípadne absentujú (0,0 – 0,7 %, priemer 0,3 %). Zastúpenie plagioklasov (1,0 – 4,8 %, priemer 3,0 %) a draselných živcov (1,2 – 4,2 %, priemer 3,0 %) je veľmi vyrovnané. Pri klastoch živcov pozorujeme rôzne stupne alterácie, prevažne sericitizácie. Z klastických slŕd prevládajú zrná muskovitu (3,9 – 6,0 %, priemer 4,9 %) nad biotitom (1,7 – 4,2 %, priemer 2,7 %). Glaukonit sa vyskytuje len v jednej analyzovanej vzorke (4,8 %), inak úplne absentuje. Z litických úlomkov sú prítomné úlomky sedimentárnych hornín (1,3 – 1,8 %, priemer 1,6 %), karbonátov (0,0 – 2,7 %, priemer 1,6 %), vulkanických a magmatických hornín (0,0 – 1,1 %, priemer 0,7 %) a metamorfovaných hornín (0,4 – 1,9 %, priemer 0,8 %). Z akcesorických ťažkých minerálov boli prítomné detritické zrná zirkónov, turmalínov, rutilov, ale aj skorodované a celistvé zrná granátov (0,8 – 1,6 %, priemer 1,1 %). Fosilné organické úlomky sú zastúpené hlavne foraminiferami (0,0 – 1,5 %, priemer 0,7 %). Základnú hmotu tvoria prevažne ílové minerály (7,1 – 15,6 %, priemer 11,9 %). Medzizrnové priestory vyplňa kalcitový cement, prípadne je prítomný vo forme zhlukov a žíl (1,9 – 12,1 %, priemer 7,2 %).

Na základe petrofaciálnych parametrov v zmysle Dickinsona (1985) je zdrojová oblasť pieskovcov definovaná ako recyklovaný orogén kremenného typu (obr. 7 a 9).

ZÁVER

Rozdelenie pieskovcov na základné litotypy podľa makroskopických a terénnych pozorovaní sa ukázalo ako opodstatnené. Prejavilo sa aj v mikromierke v petrografic-

kom zložení pieskovcov. Výsledky planimetrického vyhodnotenia modálneho zloženia vzoriek pieskovcov z regiónu Biela Orava dopĺňajú obraz o jednotlivých typoch pieskovcov magurskej skupiny príkrovov.

Analyzované vzorky boli charakterizované petrofaciálnymi parametrami a bol stanovený tektonický charakter ich zdrojovej oblasti na základe vzťahov vyplývajúcich z modálnych diagramov Q-F-L, Lv-Ls-Lm, Qm-F-Lt (Pettijohn et al., 1972; Dickinson, 1985) a diagramu Qm-Lt-MxCm. Zrnitosť vzorky je v diagramoch znázornená veľkosťou zobrazených bodov.

Pri porovnaní litotypov možno vo všeobecnosti konštatovať, že glaukonitové pieskovce majú oproti ostatným typom pieskovcov zvýšený podiel monokryštalického kremeňa a nižší obsah polykryštalického kremeňa a silicitov. Obsahujú menej draselných živcov, ale najmä litických úlomkov. Mnohé vzorky majú zvýšený obsah organických úlomkov. Obsah glaukonitu je v nich od 2 do 17 %. Drobové pieskovce, či už magurské alebo kýčerské, majú pri spomínaných hodnotách opačný trend. Pieskovce szczawinských a ropianskych vrstiev majú podobné zloženie ako magurské a kýčerské pieskovce. Majú však vyšší podiel muskovitu a biotitu a niektoré vzorky obsahujú aj glaukonit.

Charakter zdrojových oblastí sa výrazne prejavuje v petrografickom zložení pieskovcov. Napríklad na prvý pohľad veľmi podobné litotypy pieskovcov (szczawinský, magurský a kýčerský), ktorých materiál má pôvod z južného okraja magurského bazéna (magurskej kordiléry), majú síce podobné zloženie, no napríklad na Lv-Lm-Ls diagrame (obr. 4) môžeme interpretovať vývoj geologickej stavby zdrojovej oblasti v čase. Najstaršie z nich, szczawinské pieskovce, majú výrazne premenlivé zastúpenie typov litických úlomkov. Indikuje to pestrejšie geologické zloženie zdrojovej oblasti. Mladšie magurské pieskovce vykazujú výrazné zastúpenie klastov sedimentárnych hornín a hojných karbonátov. Naproti tomu, mladšie, kýčerské pieskovce, majú nižší obsah klastov sedimentárnych hornín, ale majú zvýšený obsah klastov magmatického a vulkanického pôvodu.

Na Q-F-L diagrame (obr. 6 a 7) (Dickinson, 1985) sú výrazne oddelené dve základné skupiny pieskovcov. Zároveň reprezentujú dve zdrojové oblasti sedimentárneho materiálu. Zloženie glaukonitových pieskovcov indikuje pasívny charakter sliezskej kordiléry so znakmi vnútorného kratónu a len mierne aj recyklovaného orogénu. Zdá sa, že do tejto skupiny spadajú aj pieskovce ropianskych vrstiev. Zloženie szczawinských, magurských a kýčerských pieskovcov jednoznačne poukazuje na recyklovaný orogén magurskej kordiléry. Z nich sa vymyká časť magurských pieskovcov obohatených o litické klasty.

Uvedený charakter pieskovcov veľmi dobre dokladá aj Qm-F-Lt diagram (obr. 8 a 9) (Dickinson, 1985). Možno z neho odvodiť tektonickú pozíciu zdrojových oblastí pieskovcov. Pieskovce sa v ňom delia na skupinu glaukonitových a ropianskych pieskovcov so zdrojovou oblasťou s charakterom vnútorného kratónu až kremitého recyklovaného orogénu. Na druhej strane sú szczawinské, magurské a kýčerské pieskovce so zdrojom z kremitého až prechodného kremito-litického orogénu.

Rovnaké rozdelenie vzoriek sa prejavuje pri klasifikácii arenitov v zmysle Pettijohna et al. (1972) v Q-F-L diagrame (obr. 2 a 3). Z analyzovaných vzoriek 162 zodpovedá arenitom a 13 vzoriek drobám. Glaukonitové pieskovce spadajú prevažne do oblasti kremenného arenitu a do jeho blízkosti. Podobný charakter sublitenitu majú aj ropianske pieskovce. Výraznejšie však zasahujú do poľa sublitenitu. Szczawinské, magurské a kýčerské pieskovce sú sublitenity až subarkózy. V prípade magurských pieskovcov sa obohatenie litickými klastami prejavuje presahom až do poľa litického arenitu.

Nejednoznačne sa v citovaných diagramoch prejavujú belovežské a malcovské pieskovce. Sčasti to môže byť spôsobené menším počtom analyzovaných vzoriek týchto typov pieskovcov.

Na charakter transportu môžeme usudzovať aj zo zablodenia a vytriedenia klastov. Vytriedenie magurských a kýčerských pieskovcov je premenlivé, prevažne slabé až mierne a prevláda len slabé až mierne opracovanie zrn. Podľa štruktúry sú to klasické droby. Rovnako majú slabo až mierne opracované zrná aj szczawinské pieskovce, no pri nich pozorujeme o niečo lepšie vytriedenie.

Glaukonitové pieskovce sú prevažne dobre až veľmi dobre vytriedené (prítomné sú aj slabo vytriedené). Opracovanie je rôzne. Vo všeobecnosti sa opracovanie zrn zlepšuje so zväčšovaním zrnitosti. Pri glaukonitových pieskovcoch, prevažne hrubozrnnejších, je opracovanie zrn kremeňa priamo úmerné opracovaniu zrn glaukonitu. Glaukonit ako mäkký minerál zo skupiny slúď tvorí zrná pekného guľatého tvaru. Jemnozrnnejšie glaukonitové pieskovce sú síce dobre vytriedené, no často s ostrohrannými zrnami a beztvárými neguľatými zrnami glaukonitu. Zdá sa, že opracovanie zrn glaukonitu je ukazovateľom dynamiky gravitačného prúdu.

Na charakterizovanie základných litotypov pieskovcov sme zvolili diagram s kombináciou Qm (typický pre glaukonitové pieskovce), Lt (typický pre magurské a kýčerské pieskovce) a Mx (matrix) spolu s Cm (cementom) (obr. 10 a 11). Qm a Lt rozdelili vzorky podobne ako v diagrame Qm-F-Lt alebo Q-F-L. Glaukonitové pieskovce sú však výrazne rozptýlené. Spôsobil to výrazne nestály obsah základnej hmoty a karbonátového cementu.

V pracovnej verzii diagramov sme členili magurské pieskovcov detailnejšie podľa súvrství, a to na zábavské, raciborské a oravskoveselské. V Lv-Lm-Ls diagrame sme nepozorovali žiaden trend, ktorým by sa niektorý z týchto typov vyčleňoval zo skupiny. V Q-F-L diagrame majú zábavské pieskovce a o niečo menej aj raciborské pieskovce tendenciu kumulovať sa bližšie pri vrchole Q. V Qm-F-Lt a Qm-Lt-MxCm diagramoch sa zábavské pieskovce kumulujú bližšie pri vrchole Qm. Na ilustráciu uvádzame Qm-Lt-MxCm diagram (obr. 11), kde sú drobové pieskovce rozčlenené podľa súvrství. Rozloženie bodov v prípade zábavských a szczawinských pieskovcov je podobné.

LITERATÚRA

Bromowicz, J., 1992: Basen sedimentacyjny i obszary źródłowe piaskowców magurskich. *Geologia (Kraków)*, 54, 116 s.

- Dickinson, R. W., 1985: Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. G. (Ed.): *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Reidel, 333 – 361.
- Đurkovič, T., 1989: Petrografické zhodnotenie sedimentov vo vrte FPJ-1 Oravská Polhora, čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 20 s.
- Gilíková, H., Otava, J. a Stráňík, Z., 2002: Petrografická charakteristika sedimentů magurského flyše na listu mapy 25-312 Holešov. *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2001, Brno*, 26 – 29.
- Jurkovičová, H., 1989: Vyhodnotenie ťažkých minerálov z vrhu FPJ-1, Oravská Polhora, čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 5 s.
- Marschalko, R. a Potfaj, M., 1982: Sekvenčná analýza, paleoprúdenie a prostredie uloženia spodnoeocénneho flyšu Oravskej Magury a bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 78, 97 – 122.
- Mello, J. (ed.), 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.
- Mello, J. (ed.), Potfaj, M., Teťák, F., Havrila, M., Rakús, M., Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Salaj, J., Maglay, J., Pristaš, J. a Fordinál, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Stredného Považia 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 378 s.
- Oszczytko, N. a Salata, D., 2005: Provenance analyses of the Late Cretaceous – Palaeocene deposits of the Magura Basin (Polish Western Carpathians) – evidence from a study of the heavy minerals. *Acta geol. pol. (Warszawa)*, 55, 3, 237 – 267.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, R., 1972: *Sand and sandstones*. New York, Springer-Verlag, 618 s.
- Potfaj, M., 1983: Postavenie magurských pieskovcov a malcovské vrstvy na Orave. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 79, 117 – 140.
- Potfaj, M., Samuel, M., Raková, J. a Samuel, O., 1991: Geologická stavba Kubínskej hole (Orava). *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 15, 25 – 66.
- Potfaj, M. (ed.), Maglay, J., Šlepecký, T. a Teťák, F., 2002: Geologická mapa regiónu Kysúc 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Potfaj, M. (ed.), 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., Kandra, K., Samuel, O., Bubík, M. a Beleš, F., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Kysúc 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 193 s.
- Salata, D., 2004: Detrital garnets from the Upper Cretaceous-Palaeocene sandstones of the Polish part of the Magura Nappe and the Pieniny Klippen Belt: chemical constraints. *Ann. Soc. géol. Pol.*, 74, 351 – 364.
- Siráňová, Z., 1991: Petrografické vyhodnotenie sedimentov ku geologickej mape okolia Pilska. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 17 s.
- Teťák, F., 2005: Geologická stavba pohoria Javorníky. Distribúcia klastického materiálu v západnej časti magurského bazénu (Javorníky, Orava). Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont., PrIF UK, 62 s.
- Teťák, F., 2008: Paleogene depositional systems and paleogeography of the submarine fans in the western part of the Magura Basin (Javorníky Mountains, Slovakia). *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 59, 4, 333 – 344.
- Teťák, F., Kováčik, M., Pešková, I., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Vlačiky, M., Laurinc, D., Žecová, K., Zlinská, A., Liščák, P., Marcin, D., Žilka, A., Kucharič, L., Gluch, A. a Baláž, P., 2016a: Geologická mapa regiónu Biela Orava v mierke

1 : 50 000. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Teťák, F. (ed.), Kováčik, M., Pešková, I., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J. a Vlačíky, M., 2016b: Geologická mapa regiónu Biela Orava v mierke 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Teťák, F. (ed.), Kováčik, M., Pešková, I., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Vlačíky, M., Laurinc, D., Žecová, K., Zlinská, A., Liščák, P., Marcin, D., Žilka, A., Kucharič, E., Gluch, A. a Baláž, P., 2016c: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Biela Orava v mierke 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra, 217 s.

Vysvetlivky skratiek:

Qm – monokryštalický kremeň, **Qp** – polykryštalický kremeň, **Sil** – silicit (rohovec), **Q** – Qm + Qp + Sil, **Plg** – plagioklas, **Kfs** – draselný živec, **F** – Kfs + Plg, **Ls** – úlomky sedimentárnych hornín, **Lc** – úlomky karbonátov, **Lm** – úlomky metamorfovaných hornín, **Lv** – úlomky magmatických a vulkanických hornín, **L** – Ls + Lc + Lv + Lm, **Lt** – Qp + Sil + Ls + Lc + Lm + Lv, **Ms** – muskovit, **Bt** – biotit, **Akc** – akcesorické ťažké minerály, **Glt** – glaukonit, **Fos** – fosílie, **Mx** – základná hmota (matrix), **Cm** – cement.

Pod'akovanie

Autori ďakujú recenzentovi Jozefovi Madzinovi a vedeckému redaktorovi Ondrejovi Pelechovi za ich kritické a konštruktívne pripomienky.

Petrographic evaluation of sandstones from the Biela Orava region (Magura Group of Nappes, Outer Western Carpathians)

SUMMARY

The knowledge of the petrographic composition of sandstones is fundamental for paleogeographic and provenance analysis. The low degree of knowledge about petrographic composition of the Magura Group of Nappes and the opportunity for detail exploration during the geological mapping of Biela Orava region were the reasons for petrographic analysis of a large number of sandstone samples. 174 thinsections were petrographically analysed during the geological research.

The distribution of sandstones into the main lithotypes based on macroscopic and field observations was proved to be valid. It is also reflected in the petrographic composition of the sandstones. The results of the planimetric evaluation of the modal composition of sandstone samples from the Biela Orava region provide supplementary information to the knowledge of the Magura Group of Nappes sandstones types.

The analysed samples were characterized by petrofacial parameters. The tectonic character of their source areas has been determined based on relationships resulting from modal diagrams Q-F-L, Lv-Ls-Lm, Qm-F-Lt and Qm-Lt-MxCm. The circle size in the diagram displays the sample granularity.

When comparing lithotypes, we can generally state that the glauconitic sandstones have an increased content of monocrystalline quartz and organic detritus. They have less polycrystalline quartz, silicites and K-feldspar, and significantly lower content of the lithic clasts. The content of glauconite is between 2 and 17 %. Magura or Kýčera greywacke sandstones have the opposite trend of mentioned values. The Szczawina and Ropianka sandstones have analogous composition to the Magura and Kýčera sandstones. However, they have a higher content of muscovite and biotite. Some samples also contain glauconite.

The nature of the source area is strongly reflected in the petrographic composition of sandstones. For instance, at first glance, very similar lithotypes of sandstones (Szczawina, Magura and Kýčera sandstones) whose sedimentary material originates from the southern margin of the Magura Basin (from Magura cordillera) have a similar petrographic composition. On the Lv-Lm-Ls diagram we can interpret the evolution of geological structure of source area over time. The content of lithic detritus in the oldest Szczawina sandstones is markedly variable. It indicates varied geological structure of the source area. The younger Magura sandstones largely contain clasts of sedimentary rocks and especially abundant carbonates. On the other hand, the younger Kýčera sandstones have a lower content of sedimentary rocks detritus, but they have increased content of magmatic and volcanic origin clasts.

There are two distinct groups of sandstones markedly separated in the discrimination diagrams. They also represent two source areas of sedimentary material. The composition of glauconite sandstones indicates passive character of the Silesian cordillera with features of the inner craton and only in part also of the recycled orogen. This group also includes Ropianka sandstones. The composition of Szczawina, Magura and Kýčera sandstones unambiguously points to the recycled orogen of the Magura cordillera. Part of the Magura sandstone samples is enriched by lithic clasts which makes them different.

Mentioned character of sandstones is also well documented by Qm-F-Lt diagram. The tectonic position of the source areas can be interpreted from this diagram. The sandstones samples are divided into the group of Glauconite and Ropianka sandstones with source area with character of the inner craton and quartzose recycled orogen. Different are the Szczawina, Magura and Kýčera sandstones with source from quartzose and transitional quartzose-lithic orogen.

The same distribution of samples is reflected in the classification of arenites in Q-F-L diagram. Up to 162 analysed samples belong to arenites and 13 samples belong to greywackes. Glauconite sandstones fall mostly into area of quartz arenites and its vicinity. Similar character of sublitharenite have also the Ropianka sandstones. More significantly they interfere into field of sublitharenites. The Szczawina, Magura and Kýčera sandstones are sublitharenites or subarkoses. In the case of Magura sandstones, the enrichment by lithic clasts show lap into the field lithic arenites.

The Beloveža and Malcov sandstones are projected in mentioned diagrams ambiguously. Smaller number of analysed samples can cause it.

We can deduce the character of transport from rounding and sorting of clasts. The sorting of Magura and Kýchera sandstones is variable, mostly weak to moderate, and only subangular to subrounded clasts prevail. They have greywacke structure. The Szczawina sandstones have also subangular to subrounded grains, but they are slightly better sorted.

Glaucinite sandstones are mostly well or very well sorted (also weakly sorted samples occur). Roundness is various. In general, the roundness of clasts improves with increasing granularity. The roundness of the glauconite sandstones quartz grains (mostly coarse-grained) is directly proportional to roundness of glauconite grains. The glauconite, as the soft mineral from the mica group, mostly forms well rounded grains. The fine-grained glauconite sand-

stones are well sorted, but usually with angular clasts and amorphous grains of glauconite. It seems that the roundness glauconite is an indicator of the gravity current dynamics.

The diagram with combination of Qm (characteristic for glauconite sandstones), Lt (characteristic for Magura and Kýchera sandstones) and Cm (cement) together with Mx (matrix) was chosen to characterize basic lithotypes of sandstones. The Qm and Lt values divided samples in the same manner as the diagrams Qm-F-Lt or Q-F-L. The glauconite sandstones are considerably more diffused. It is caused by the variable content of matrix and carbonate cement.

Manuskript doručení:	12. 4. 2017
Revidovaná verzia doručená:	25. 4. 2017
Rukopis akceptovaný redakčnou radou:	16. 5. 2017

Tab. 1. Výsledky planimetrického vyhodnotenia modálneho zloženia vzoriek pieskovcov z regiónu Biela Orava usporiadané podľa jednotlivých typov pieskovcov.

Tab. 1. Results of planimetric evaluation of the sandstone modal composition from the region Biela Orava ordered by various types of sandstone.

GLAUKONITOVÉ PIESKOVCE																
	Qm	Qp	Sil	Plg	Kfs	Ls	Lc	Lm	Lv	Ms	Bt	Akc.	Fos	Glt	Mx	Cm
F193p2	43,0	8,1	0,4	0,4	0,4	0,8	0,0	0,4	0,8	4,3	2,1	0,8	1,6	10,9	6,8	19,4
F329p	52,2	1,6	0,0	0,6	0,6	0,2	0,4	0,2	0,8	5,1	2,9	1,6	0,8	12,3	4,1	16,4
F344p	65,6	6,6	0,0	0,2	0,0	0,3	0,3	0,3	0,0	4,7	3,3	1,7	0,3	4,2	4,2	8,3
F346p2	32,4	6,7	0,5	0,7	0,7	0,0	0,9	0,0	0,5	6,0	3,9	2,3	0,5	11,3	15,0	18,5
F305p	62,9	4,8	0,0	0,3	0,7	0,7	0,3	0,0	0,3	4,5	3,4	0,7	0,3	6,4	2,6	12,0
F390ap	61,0	2,1	0,0	1,6	0,8	1,3	1,1	0,5	0,5	4,8	0,8	0,8	0,0	7,4	6,6	10,6
F459p	52,9	9,3	0,0	1,4	0,8	0,4	0,0	0,4	0,0	4,1	2,4	1,4	2,4	3,0	6,1	15,2
F508p	61,7	12,0	0,0	0,5	0,5	0,7	1,6	0,0	0,0	2,5	0,4	0,5	0,5	5,8	4,4	8,8
F578p	63,3	3,6	0,4	0,4	0,2	0,4	0,0	0,0	0,0	3,9	1,1	1,4	0,0	10,8	9,0	5,7
F589p	51,0	2,1	0,0	0,6	0,5	0,8	2,4	0,5	0,0	2,4	0,5	0,5	3,5	12,6	6,5	16,1
F590p	32,0	26,3	0,4	1,8	1,3	5,3	2,2	1,8	2,2	0,0	0,4	0,0	6,6	3,9	10,5	5,3
F653p	70,7	6,8	0,5	0,2	0,9	0,7	0,0	0,2	0,2	0,9	0,0	1,1	0,0	12,7	5,0	0,0
F701p	41,9	11,7	0,4	0,9	1,3	0,0	0,0	0,2	0,7	5,1	2,0	0,7	0,0	15,4	8,8	11,0
F726p	43,7	14,7	0,7	1,5	1,7	1,8	1,1	0,7	1,1	4,6	1,5	0,4	3,3	7,3	6,4	9,5
F729p	57,1	4,9	0,6	0,2	0,6	1,0	1,6	0,2	0,6	2,4	0,0	0,6	3,9	8,8	7,8	9,8
F766p	76,1	13,9	0,2	0,4	0,9	0,8	0,0	0,2	0,2	0,2	0,0	0,9	0,0	4,4	1,9	0,0
F767p	56,2	1,9	0,0	1,5	0,7	0,7	0,0	0,0	0,0	3,3	7,4	1,5	0,0	11,7	3,7	11,3
F769p	62,0	3,5	1,0	0,4	0,4	0,8	0,4	0,2	0,2	2,5	0,4	0,8	2,3	6,8	8,7	9,7
F787p	70,6	4,2	0,0	0,2	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	1,6	0,5	0,9	0,0	14,0	7,0	0,0
F804p	49,6	24,7	0,4	1,0	0,8	2,7	0,4	0,6	0,4	2,1	0,8	0,8	1,2	5,1	5,1	4,1
F808p	50,1	13,0	0,0	2,3	2,5	1,7	0,0	0,2	0,0	5,0	2,7	1,9	0,0	11,6	3,9	5,0
F831p	72,7	4,8	0,0	1,2	1,2	0,8	0,0	0,0	0,0	2,9	1,4	0,6	0,0	9,7	4,8	0,0
F890p	69,4	2,2	0,0	0,5	1,1	0,9	0,0	0,5	0,0	1,8	0,9	1,5	0,0	11,9	9,2	0,0
F906p	52,1	3,1	0,0	0,4	0,8	1,4	0,0	0,4	0,0	3,7	1,2	0,8	6,2	7,4	14,0	8,3
F928pa	58,9	23,0	0,0	0,4	1,2	1,2	0,0	1,4	0,0	1,8	0,4	0,6	2,9	2,2	4,7	1,2
F928pb	65,9	3,1	0,0	0,2	0,6	1,0	0,0	0,4	0,0	2,1	1,0	0,6	0,6	5,4	8,4	10,5
F1010p	54,7	5,7	0,0	0,2	1,1	2,8	1,5	0,4	0,0	0,2	0,0	0,9	2,1	10,4	14,7	5,3
SA9-1	63,2	17,9	0,0	0,6	0,6	0,6	0,9	0,2	0,0	1,1	0,0	1,7	0,9	3,6	4,7	4,0
SA9-2	69,7	8,8	1,3	1,3	0,6	1,0	1,7	0,2	0,2	1,5	0,2	0,6	1,3	3,6	4,2	4,0
SA19	65,1	13,8	0,0	1,4	0,9	0,8	0,9	0,5	0,3	2,3	0,6	2,1	0,0	5,5	3,7	2,1
SA35	50,9	4,5	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	0,4	0,0	3,9	1,3	3,0	2,7	8,0	6,4	17,9
SA44-1	59,5	12,5	0,3	1,0	0,3	3,1	1,0	0,7	0,3	1,1	0,0	1,8	1,1	6,8	6,2	4,2
SA44-2	61,1	9,7	0,3	1,8	1,5	2,3	0,7	0,3	0,8	0,8	0,0	1,8	1,3	7,5	5,8	4,2
SA55	47,0	4,3	0,0	0,9	1,0	1,2	14,8	0,4	0,1	3,6	2,6	1,3	5,8	7,2	2,2	7,6
SA86	74,2	8,7	0,3	0,2	0,5	0,5	0,0	0,3	0,0	1,5	0,0	1,4	0,0	5,1	7,2	0,0
SA108	59,1	7,2	0,5	0,7	0,2	0,9	2,0	0,0	0,0	4,3	0,9	0,9	1,8	7,2	5,4	9,0
SA144	69,6	4,7	0,3	1,0	0,7	1,6	1,0	0,8	0,3	3,1	0,0	0,8	0,3	6,5	4,2	4,9
SA273	43,7	2,5	1,1	0,5	0,5	0,0	0,0	0,2	0,0	6,3	2,3	1,8	1,1	6,3	22,5	11,3
SA308	45,7	2,3	0,8	0,2	0,0	0,4	5,1	0,2	0,2	5,6	1,6	0,8	6,2	5,1	2,1	23,7
SA415	55,0	2,6	0,0	0,4	0,0	1,5	0,0	0,6	0,0	1,7	0,4	1,7	0,2	11,3	9,5	15,1
SA797	46,3	14,9	0,0	2,0	1,5	2,2	2,5	1,4	0,3	3,4	0,7	1,5	3,0	6,8	8,4	5,1
SA81/1	49,4	5,6	1,9	1,0	0,8	1,0	1,7	0,4	0,4	5,8	1,4	1,7	2,1	12,5	5,8	8,5
SA81/2	54,7	1,9	0,8	0,9	0,8	0,4	2,1	0,6	0,2	3,8	0,9	1,7	0,8	12,2	10,3	8,1
SA81/3	30,6	7,2	3,2	5,7	4,7	1,1	4,0	1,9	0,6	6,4	1,9	2,3	0,8	1,5	12,7	15,3
SA81/a	55,4	12,6	1,3	1,0	0,6	1,0	1,5	1,3	0,0	1,3	0,0	0,6	0,4	8,6	9,6	4,8

Tab. 1 – pokračovanie.

SA81/b	53,9	11,3	0,6	1,3	1,1	1,5	0,9	1,1	0,9	1,1	0,0	1,7	0,9	8,7	9,7	5,4
SA718	61,8	5,5	1,0	1,2	1,0	3,9	1,0	0,2	0,0	3,9	0,0	0,8	0,0	8,9	8,5	2,4
SA753	59,9	19,1	0,5	0,5	0,5	0,9	1,1	0,0	0,0	0,4	0,0	0,7	0,0	4,9	7,0	4,6
M260p	59,6	29,2	0,0	1,4	0,7	0,0	1,8	0,0	0,2	0,0	0,2	0,4	0,2	0,0	2,7	3,8
M531p1	40,3	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	6,8	0,0	0,0	5,4	2,9	0,6	1,8	0,6	0,0	40,1
M531p2	53,3	29,1	0,3	3,8	2,7	0,3	0,0	0,0	1,4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	8,5	0,0
M851p1	43,1	20,6	0,3	1,4	1,4	4,7	1,4	1,4	0,6	1,1	0,0	0,0	6,1	3,1	15,0	1,4
M88p	67,1	8,8	0,9	1,2	0,7	0,5	3,1	0,3	0,0	1,9	0,9	1,2	0,3	8,3	2,9	2,2
M124p4	59,8	4,6	0,0	2,3	2,1	0,0	1,3	0,2	0,2	1,9	0,6	3,6	1,9	3,8	0,0	18,0
M187p	43,1	2,6	0,3	0,3	0,2	0,0	0,9	0,0	0,0	5,2	3,3	1,4	0,0	10,3	4,3	28,1
M213p 2	80,0	5,1	0,4	0,9	0,6	0,9	0,0	0,9	0,0	2,8	1,5	2,4	0,0	2,4	2,8	0,4
M505p	65,0	5,1	0,3	1,0	0,9	0,9	0,0	0,3	0,2	3,1	2,4	1,4	1,4	8,7	9,6	0,0
M530p	54,9	4,6	0,0	1,8	1,6	0,7	0,9	0,0	0,0	4,0	2,6	2,6	0,9	3,7	3,7	17,9
M535p	49,3	23,8	0,0	5,4	4,8	2,0	0,3	0,0	0,7	0,7	0,3	0,0	1,0	1,0	7,8	2,7
M469p1	49,0	18,5	0,4	2,1	3,2	1,0	0,0	0,6	0,2	1,9	1,7	0,8	0,6	1,9	1,9	17,0
M531p2	53,3	29,1	0,3	3,8	2,7	0,3	0,0	0,0	1,4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	8,5	0,0
M545p2	62,6	2,3	0,0	1,0	0,8	0,8	0,0	0,2	0,0	0,8	0,2	2,7	0,0	14,9	1,9	12,2
M610p1	49,3	6,6	0,5	3,9	2,1	1,2	4,3	1,4	0,4	5,1	2,5	2,0	0,0	4,4	5,3	12,4
M721p	68,0	9,1	0,0	0,0	0,2	1,5	0,0	0,0	0,2	0,4	0,0	0,8	0,0	9,6	10,2	0,0
M887p1	58,9	11,9	0,0	1,9	1,4	1,1	0,6	1,1	0,3	3,3	1,4	1,9	0,0	2,8	2,8	11,7
M935	73,0	0,5	0,0	0,0	1,1	0,8	0,0	0,5	0,3	2,2	0,5	1,4	0,3	13,1	6,8	0,0
I9p	60,4	1,7	0,0	0,4	1,1	1,1	0,0	0,4	0,0	4,8	6,5	1,3	0,7	6,1	4,8	10,7
I217	65,2	2,4	0,0	0,7	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	4,8	2,4	1,9	0,0	17,3	4,8	0,0
I229	62,7	6,1	0,4	0,8	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	4,9	2,9	0,8	0,0	15,4	5,1	0,0
F459p	52,9	9,3	0,0	1,4	0,8	0,4	0,0	0,4	0,0	4,1	2,4	1,4	2,4	3,0	6,1	15,2
I303A	58,4	6,2	1,1	2,1	1,8	1,1	0,0	0,5	1,1	4,6	2,8	1,1	0,0	15,6	3,4	0,0
I357	44,4	9,4	0,7	7,7	4,5	1,7	3,0	1,5	1,5	6,0	3,5	1,5	0,2	2,0	8,2	4,2
MAGURSKÉ PIESKOVCE																
	Qm	Qp	Sil	Plg	Kfs	Ls	Lc	Lm	Lv	Ms	Bt	Akc.	Fos	Glt	Mx	Cm
SA121	42,7	7,6	5,0	2,1	1,7	2,7	15,6	1,0	1,3	3,8	1,0	0,8	1,0	0,6	2,9	10,5
SA215	48,9	17,2	1,4	3,6	2,9	4,2	0,7	2,0	0,7	3,6	2,7	0,9	0,0	0,0	10,0	1,1
SA47	46,5	8,3	0,3	4,8	3,3	2,0	8,2	1,2	0,5	5,0	4,2	1,5	0,3	0,0	5,0	8,8
SA31	43,4	7,0	0,6	2,8	1,8	1,3	7,4	0,9	0,4	2,8	0,2	1,7	2,2	0,0	9,4	18,4
F42p1	53,1	8,8	1,3	5,6	3,0	0,6	0,6	2,3	1,5	4,5	3,2	1,5	0,0	0,0	12,2	1,9
F42p12a	47,8	11,7	0,8	3,5	3,3	1,0	2,5	1,9	1,6	3,9	2,3	1,4	0,0	0,0	15,5	2,9
F43p	40,4	7,5	2,1	5,1	4,5	1,4	2,6	1,7	0,7	7,5	3,8	1,5	0,5	0,3	15,2	5,1
F45p1	39,3	20,7	1,5	2,0	2,7	1,1	1,3	0,9	1,6	4,0	3,1	1,1	0,4	0,4	13,1	6,9
F45p2	48,5	5,0	0,4	2,0	1,9	0,9	2,6	0,6	0,2	5,9	8,4	1,7	1,1	1,1	12,6	7,1
F45p3	51,1	5,0	0,9	1,7	1,4	0,7	1,7	1,2	0,2	4,0	4,5	0,9	0,5	1,4	17,7	7,1
F45p4	42,7	8,5	2,8	1,4	1,2	1,4	2,4	1,2	1,0	5,6	5,0	0,6	0,6	0,6	12,3	12,9
F85a	47,6	13,0	0,4	2,5	2,2	0,9	5,0	2,2	1,0	4,4	3,6	0,9	0,0	0,0	12,0	4,4
F108p	46,2	10,0	1,4	2,8	1,9	0,7	1,9	0,5	0,9	4,4	4,4	0,9	0,5	0,0	7,9	15,7
F113p	54,3	10,9	1,0	2,7	2,5	0,8	1,5	0,4	1,0	4,8	3,8	1,0	0,0	0,0	5,8	9,6
F174p	47,7	13,3	0,4	4,0	2,8	1,5	4,9	0,6	1,5	4,7	3,8	1,5	0,0	0,0	11,4	1,9
F312p	45,0	15,7	1,2	2,6	1,7	3,0	11,0	1,4	0,9	1,0	1,9	0,7	0,0	0,0	5,2	8,7
F313p	46,6	10,2	0,0	7,5	5,5	1,8	2,4	1,6	0,5	4,6	2,7	0,9	0,0	0,0	11,0	4,6
F331p	45,0	9,5	0,0	2,9	2,4	0,9	1,8	0,9	0,9	4,6	7,7	1,1	0,0	0,0	15,2	7,0
F346p1	27,1	11,4	1,0	5,5	3,8	1,4	9,5	1,2	2,4	5,7	4,8	0,7	0,0	1,7	11,9	11,9
F390bp	28,6	19,4	1,2	5,3	2,9	1,6	9,8	1,0	5,3	1,6	0,6	1,2	3,1	0,2	7,2	10,8

Tab. 1 – pokračovanie.

F467p	44,4	11,1	0,0	7,0	6,4	1,2	3,3	1,0	1,7	4,7	1,2	1,2	0,0	0,0	5,2	11,3
F503p	33,3	20,4	0,0	5,8	5,0	2,5	5,7	1,6	1,8	3,4	0,5	0,7	0,0	0,0	8,8	10,6
F676p	47,5	6,2	0,4	0,6	0,8	0,6	4,1	0,8	0,0	5,8	3,1	1,2	0,0	0,0	10,3	18,5
F695p	35,1	19,0	1,0	4,3	3,8	2,0	5,9	1,5	3,3	3,6	2,5	0,8	0,0	0,0	7,4	9,9
M7p	44,2	16,3	0,8	4,7	1,5	0,6	13,0	2,3	0,8	4,7	2,3	0,6	0,2	0,0	4,7	5,7
M28p	38,4	16,9	1,0	3,6	2,0	1,6	16,7	1,8	1,2	4,0	2,2	3,4	0,0	0,0	5,0	4,0
M34p3	34,1	11,4	0,9	2,8	1,3	1,5	29,1	1,5	0,4	2,6	1,3	1,5	0,0	0,0	5,5	7,4
M40p	58,7	28,6	0,7	1,5	0,7	0,5	1,2	0,5	0,0	1,5	0,7	0,5	0,5	0,0	3,7	1,0
M43p1	50,9	8,7	0,8	2,2	1,4	1,2	11,5	1,0	0,2	3,6	2,4	1,2	0,2	0,2	5,0	10,5
M45p1	46,5	22,3	0,8	2,3	1,9	1,3	2,9	0,8	0,6	3,8	1,7	1,0	0,2	0,6	5,2	9,0
M107p	43,4	24,7	1,1	2,2	1,1	2,7	5,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	13,7	5,5
M122p	49,8	25,3	1,7	2,1	1,3	0,4	3,0	0,0	0,4	0,4	0,0	0,4	0,9	0,0	8,2	6,0
M124p1	42,0	11,2	0,7	6,5	4,9	1,7	7,7	2,1	1,2	4,4	2,6	1,6	0,0	0,7	4,4	10,5
M193p1	48,0	18,1	1,0	5,1	3,0	1,0	2,0	1,6	0,8	4,5	3,5	1,6	0,0	0,2	5,1	6,1
M193p2	23,5	38,8	1,6	2,7	1,6	4,9	2,7	2,2	3,3	1,6	0,5	0,5	1,1	0,0	13,7	3,3
M213p1	42,2	22,3	1,1	2,2	1,1	2,8	0,6	3,0	1,3	5,0	3,0	3,7	0,0	0,0	11,5	3,2
M253p	34,4	27,0	1,2	4,2	2,1	2,8	5,1	1,4	2,8	4,6	3,5	1,6	0,2	0,0	5,8	4,8
M363p3	42,7	10,5	0,5	3,6	1,6	1,8	2,7	0,9	1,6	5,2	4,5	1,6	0,4	0,0	4,5	18,9
M373p	41,0	11,5	0,6	4,0	2,1	2,1	6,0	1,5	0,6	5,0	3,3	2,1	0,2	0,2	6,3	15,0
M442p	41,8	18,0	0,5	6,7	6,5	0,9	5,8	1,3	1,8	3,2	4,5	2,2	0,0	0,0	5,4	2,7
M445p	28,4	17,7	1,1	4,9	4,3	19,2	1,5	1,3	3,2	1,9	0,4	2,1	0,4	0,0	6,4	8,3
M504p	53,5	3,1	0,4	2,9	3,5	1,8	2,2	1,0	0,4	3,5	3,5	1,8	0,0	0,0	7,1	16,3
M545p3	59,7	3,1	0,0	3,4	2,7	1,4	2,4	1,5	0,7	6,9	5,5	1,4	0,0	0,0	1,7	11,1
M753p	45,0	17,3	0,4	2,9	2,7	4,9	0,9	2,2	1,1	4,0	1,6	2,2	0,9	0,0	14,0	2,2
M760p	46,0	14,0	0,4	1,6	1,2	4,7	2,8	1,0	0,4	1,6	0,8	0,6	0,0	0,0	10,5	15,2
SA419	39,7	10,8	0,4	3,9	1,9	4,1	12,1	1,1	2,2	4,6	3,7	0,7	0,0	0,0	9,3	5,6
SA721	36,5	32,7	1,9	1,9	1,3	1,9	3,8	0,0	0,6	0,6	0,0	0,6	3,8	0,0	6,4	7,7
I193p1	40,3	13,8	0,8	4,2	3,8	1,1	5,1	1,5	1,1	6,8	4,9	1,9	0,0	0,4	5,3	9,1
M785p1	49,9	10,7	0,5	1,0	2,5	1,2	0,0	2,0	0,0	3,7	9,9	0,5	0,0	0,0	15,1	5,0
M812p	53,5	10,9	0,6	2,1	4,2	4,5	1,5	4,5	0,6	1,5	0,9	0,6	0,0	0,0	14,5	4,5
M887p2	44,3	6,7	0,5	2,5	3,0	4,7	10,0	2,0	1,2	4,2	2,5	2,0	0,7	0,0	15,2	2,5
SA249	36,2	9,9	0,7	5,4	3,8	3,8	10,6	1,6	1,9	4,4	6,1	1,4	0,2	0,0	8,7	5,2
SA549	38,3	10,2	0,7	3,7	2,7	2,7	9,0	2,6	1,7	6,0	5,6	0,5	0,3	0,5	7,7	7,7
I347	33,8	15,6	1,0	5,8	2,9	2,4	14,4	1,9	2,2	4,8	2,9	1,7	0,0	0,0	3,6	7,2
SA447	60,5	19,8	0,0	6,5	3,9	0,4	0,0	0,0	0,4	0,6	0,0	0,6	0,0	0,8	5,5	1,0
SA583	49,5	21,4	0,5	0,5	0,0	1,6	1,6	0,8	1,4	0,0	0,0	0,8	2,4	0,5	5,4	13,5
F695p	35,1	19,0	1,0	4,3	3,8	2,0	5,9	1,5	3,3	3,6	2,5	0,8	0,0	0,0	7,4	9,9
SA497	43,2	12,7	0,5	4,0	2,3	2,5	10,7	1,7	1,7	4,0	2,5	1,8	0,0	0,3	5,0	7,0
I351p	42,4	13,3	1,0	6,0	4,8	1,3	10,0	1,5	1,8	4,3	2,0	2,0	0,0	1,0	3,8	5,0
M251p	49,0	9,1	0,4	3,1	1,6	0,9	4,0	1,6	0,0	4,9	3,3	1,6	0,0	0,0	3,3	18,7
I274	39,3	17,0	1,3	4,6	2,0	1,8	6,3	2,8	2,8	5,1	3,0	0,5	0,0	0,0	3,8	9,6
KÝČERSKÉ PIESKOVCE																
	Qm	Qp	Sil	Plg	Kfs	Ls	Lc	Lm	Lv	Ms	Bt	Akc.	Fos	Glt	Mx	Cm
F542p	49,4	15,2	1,5	2,9	1,5	1,5	0,6	0,8	1,3	4,2	2,1	1,5	0,0	0,0	10,6	6,7
F587p	39,1	16,5	0,5	7,7	5,7	2,2	1,4	1,4	2,2	4,5	2,2	1,3	0,0	0,0	9,0	6,3
F588p	43,3	16,3	2,2	4,8	3,3	1,5	2,8	0,7	2,2	2,4	1,1	2,2	0,4	0,0	9,3	7,4
F595p	46,2	17,5	1,5	2,9	1,8	1,1	2,5	0,9	2,0	4,5	2,4	3,3	0,0	0,0	8,9	4,5
F599p	49,6	15,0	0,7	3,6	2,8	1,5	0,9	0,6	2,1	3,7	4,7	1,3	0,0	0,0	9,4	4,1
F761p	44,0	17,6	1,6	4,1	3,3	2,2	1,2	1,6	5,9	3,9	1,2	0,6	0,2	0,0	6,8	5,9

Tab. 1 – pokračovanie.

F762p	40,6	18,4	1,1	4,1	3,2	3,0	1,4	1,1	2,9	3,6	1,8	0,9	0,2	0,0	12,5	5,3
F777p	40,1	21,3	2,9	3,8	3,1	2,3	1,5	1,9	3,1	2,7	2,9	1,9	0,0	0,0	6,7	5,8
F792p	50,0	9,5	1,0	2,3	2,7	1,7	0,0	1,3	0,4	6,7	5,9	1,5	0,0	0,0	13,3	3,8
F842p	27,8	31,5	1,6	4,1	4,9	3,9	0,6	1,0	4,3	1,4	3,9	1,2	0,0	0,0	11,8	2,0
SZCZAWINSKÉ PIESKOVCE																
	Qm	Qp	Sil	Plg	Kfs	Ls	Lc	Lm	Lv	Ms	Bt	Akc.	Fos	Glt	Mx	Cm
F277p	15,3	33,8	0,7	2,1	1,1	4,3	2,8	2,8	2,8	4,3	1,4	1,8	1,8	0,0	8,9	16,0
F278p	49,7	16,2	0,5	3,8	2,2	1,1	0,4	0,5	0,4	5,1	2,5	1,3	0,0	0,0	10,9	5,4
F531p	41,5	18,8	1,5	4,8	2,4	1,5	0,0	1,2	1,9	4,5	3,1	1,5	0,0	0,0	9,5	7,7
F540p	52,3	7,7	0,9	1,1	0,5	0,9	0,9	1,6	0,5	8,5	6,2	1,1	0,0	0,0	10,7	7,1
F576p	50,5	5,0	0,4	4,0	2,9	1,6	1,3	1,3	0,9	9,0	5,2	0,9	0,0	0,0	5,4	11,7
F608p	50,0	12,7	0,5	3,1	3,1	1,0	0,0	0,9	1,4	8,7	6,1	1,0	0,0	0,0	11,3	0,0
F614p	42,3	11,2	1,1	3,5	2,4	1,1	5,3	0,9	0,4	4,2	2,4	1,3	0,9	0,0	8,8	14,3
F647p	33,3	15,6	1,1	3,3	2,9	1,1	4,4	2,9	2,0	7,5	6,6	1,3	1,8	0,0	4,4	12,1
F657p3	53,5	2,7	0,4	0,4	0,9	0,0	1,1	0,0	0,0	7,3	5,4	0,7	0,0	3,1	6,4	18,1
F666p	47,9	12,7	0,2	3,6	2,6	1,1	1,1	0,6	0,0	3,9	4,7	1,1	0,0	2,1	2,6	15,9
F687p2	40,0	13,3	0,7	3,8	2,5	3,0	0,3	1,7	3,3	6,6	4,7	0,8	0,0	0,0	12,5	6,8
F699p	42,9	13,8	0,6	3,7	3,1	2,2	0,7	0,9	3,5	7,3	4,0	0,7	0,0	0,0	10,1	6,4
F657p2	45,3	12,6	0,9	1,4	1,3	1,3	0,7	0,4	3,6	7,2	5,4	0,9	0,0	0,0	6,3	12,6
F749p	40,3	10,8	0,4	3,4	2,5	3,1	0,7	2,2	5,2	7,2	3,4	0,7	0,5	0,0	7,2	12,4
F854p	42,8	16,7	0,8	1,2	2,5	1,3	0,0	0,3	1,3	7,5	2,5	1,2	0,3	0,0	13,0	8,4
F859p	49,3	6,2	0,7	0,2	1,2	3,5	1,2	1,2	0,5	7,4	5,9	0,7	0,0	0,0	9,4	12,4
F1137p	44,3	19,7	0,4	0,7	1,3	2,0	0,2	2,6	0,5	7,3	6,4	0,5	0,4	0,0	10,0	3,6
ROPIANSKE VRSTVY																
	Qm	Qp	Sil	Plg	Kfs	Ls	Lc	Lm	Lv	Ms	Bt	Akc.	Fos	Glt	Mx	Cm
F687p1	47,2	8,7	0,3	1,0	0,9	0,5	0,0	0,7	0,5	5,2	9,6	0,7	0,0	7,0	17,5	0,0
F1136p	52,4	3,6	0,5	0,9	1,8	2,7	0,0	0,4	2,9	8,0	5,9	1,1	0,4	0,0	14,3	5,3
F713p	49,9	17,0	0,6	1,2	1,5	1,7	1,5	0,0	0,6	4,2	0,8	0,8	1,0	0,0	7,3	11,9
F772p2	42,6	1,9	0,0	0,8	0,8	0,4	0,6	0,6	0,0	4,8	8,6	1,7	0,6	4,0	5,8	26,9
F772p1	53,6	8,8	0,0	0,6	0,8	0,8	0,0	1,2	0,2	2,9	0,6	1,0	1,0	5,8	7,8	15,0
BELOVEŽSKÉ SÚVRSTVIE – laminované pieskovce																
	Qm	Qp	Sil	Plg	Kfs	Ls	Lc	Lm	Lv	Ms	Bt	Akc	Fos	Glt	Mx	Cm
F270p	58,0	8,5	0,0	2,3	1,5	0,8	0,9	0,6	0,0	3,4	2,3	1,3	0,0	0,0	14,8	5,7
F498p	49,7	3,2	0,0	1,4	0,9	0,4	2,7	0,9	0,0	7,2	4,5	0,7	0,0	0,0	15,3	13,1
F504p	44,8	10,1	0,0	3,0	2,2	1,8	5,1	1,4	0,5	3,8	1,6	1,3	0,3	0,0	9,6	14,4
F845p	50,6	22,9	0,3	1,7	2,8	2,6	0,0	1,7	1,2	5,0	3,5	0,7	0,0	0,0	6,9	0,0
F963p	48,2	10,3	0,0	0,9	2,4	4,8	4,1	1,0	0,3	3,4	2,6	0,5	0,9	0,0	9,4	11,1
M133p	37,4	6,4	0,6	0,2	0,0	0,0	8,5	0,0	0,0	4,7	1,9	1,1	0,6	0,9	0,0	37,6
MALCOVSKÉ SÚVRSTVIE																
	Qm	Qp	Sil	Plg	Kfs	Ls	Lc	Lm	Lv	Ms	Bt	Akc	Fos	Glt	Mx	Cm
M452p2	53,6	8,0	0,0	3,0	3,5	1,8	2,7	1,9	1,1	3,9	2,1	1,6	1,1	0,0	7,1	10,6
M644p1	47,5	7,1	0,6	4,8	4,2	1,7	2,5	0,4	0,8	6,0	4,2	0,8	0,0	0,0	15,6	4,2
F756p	52,9	6,3	0,7	3,3	3,0	1,5	1,1	0,6	0,9	5,2	1,7	1,1	0,2	0,0	9,5	12,1
M469p2	63,7	1,0	0,0	1,0	1,2	1,3	0,0	0,4	0,0	4,6	2,9	0,8	1,5	4,8	15,4	1,9

Metodika mezoskopického štúdia strižných zón a jej aplikácia pri kinematickej analýze hrádocko-zlatnickej strižnej zóny v Považskom Inovci

Methods of mesoscopic shear zone study and their application to the kinematic analysis of the Hrádok-Zlatníky Shear zone in the Považský Inovec Mts.

ONDREJ PELECH¹ a JOZEF HÓK²

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

²Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave, Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava; hok@fns.uniba.sk

Abstrakt. Správne hodnotenie a určenie zmyslu strihu v duktilných strižných zónach vyžaduje dôsledné pozorovanie, meranie aj istú skúsenosť. Zmysel strihu väčšiny strižných zón sa môže dostatočne presne zistiť už voľným okom alebo lupou. Tento článok prináša ucelený prehľad využitia makroskopických kinematických indikátorov v duktilných strižných zónach a po prvýkrát sumarizuje slovenskú terminológiu duktilne deformovaných kinematických indikátorov. Slovenská terminológia na označovanie porfyroklastických systémov a budín nebola dodnes nikde dôkladne formulovaná. Článok obsahuje učebnicové príklady a kresby, ktoré sú doplnené fotografiami z odkryvov z rôznych regiónov, predovšetkým zo Západných Karpát. Opísané metódy analýzy asymetrických kinematických indikátorov boli v praxi použité počas výskumu hrádocko-zlatnickej strižnej zóny v Považskom Inovci. Makroskopické pozorovania štruktúr strižnej zóny naznačujú jej prešmykový a dextrálno-transpresný charakter v úvodnej etape alpínskeho vývoja prebiehajúceho v duktilných až semiduktilných podmienkach. Následná modifikácia krehkými zlomami mala za následok vznik strmo sklonených poklesových zlomov s komponentom horizontálneho (dextrálneho) pohybu.

KLúčové slová: strižná zóna, kinematický indikátor, porfyroklastický systém, budiny, kliváž, hrádocko-zlatnická strižná zóna

Abstract. Importance of correct evaluation and determination of sense of shear in ductile shear zones requires precise observation, measurement and skill. Shear sense of majority of ductile shear zones might be reliably inspected and determined by naked eye and hand lens. The present paper brings comprehensive review of use of macroscopic kinematic indicators in ductile shear zones and for the first time summarizes the use of Slovak terms of ductile kinematic indicators. Especially the Slovak terminology of porphyroclast systems and boudins has never been formulated thoroughly. Textbook examples and drawings are supplemented by photographs of nature examples from various regions, mostly from the Western Carpathians. Described methods of the kinematic analysis were used during the structural investigation of the Hrádok-Zlatníky shear zone in the Považský Inovec Mts. Macroscopic observations of the shear zone suggest both reverse to dextral transpressional character in the early Alpine stages occurring in the ductile to semi-ductile regime, that was later modified by the brittle faulting and appears as steeply dipping extensional (normal) fault with component of horizontal (dextral) slip.

Key words: Shear zone, Kinematic indicators, Porphyroclast system, Boudins, Cleavage, Hrádok-Zlatníky Shear zone

ÚVOD

V slovenskej odbornej literatúre, s výnimkou niekoľkých, pomerne stručných prác (Rajlich, 1990; Melichar, 1990), dosiaľ absentuje prehľad, ktorý by sa metodicky podrobnejšie zaoberal využitím duktilných štruktúr strižných zón a problematikou kinematických indikátorov, hlavne porfyroklastickými systémami v mezomierke. Označenie duktilný je negenetický, popisný termín označujúci (v danej mierke) deformáciu prebiehajúcu bez straty súdržnosti (pozri Dennis, 1967; Hobbs a Ord, 2015).

V porovnaní s analýzou krehkých štruktúr, ktoré sú v slovenskej literatúre spracované na pomerne dobrej úrovni (Marko, 1993; Marko, 2000; Vojtko a Marko, 2006), je táto absencia zarážajúca, pritom v praxi boli metódy analýzy tohto typu štruktúr použité viackrát (napr. Plašienka, 1983; Plašienka, 1990; Hók a Hraško, 1990; Hók et al., 1993; Jacko et al., 1997; Putiš et al., 1997; Madarás et al., 1999; Hók et al., 2000; Bukovská et al., 2013; Farkašovský, 2013; Lenárt a Hók, 2013).

Prehľad poznatkov o strižných zónach a interpretácie duktilných kinematických štruktúr ponúkajú viaceré zahraničné práce (napr. Passchier a Simpson, 1986; Simpson, 1986; Mawer, 1992; Hanmer a Passchier, 1991; McClay, 1992; Passchier a Trouw, 2005; Fossen, 2010; Davis et al., 2011; Mukherjee, 2014). Tento článok sa skladá z dvoch častí. Úvodná časť (prvé tri kapitoly) sa podrobnejšie zaoberá metodikou makroskopickej analýzy strižných zón, druhá, kratšia časť je venovaná jej aplikácii na oblasť hrádocko-zlatnickej zóny v Považskom Inovci (štvrtá kapitola).

STAVBA STRIŽNÝCH ZÓN

Deformácia v horninovom prostredí zvyčajne nebýva rozšírená homogénne. Častejším prípadom je jej lokalizácia do úzkej deformovanej zóny tabuľového tvaru označovanej ako strižná zóna (angl. *shear zone*), ktorá oddeľuje relatívne menej deformované alebo celkom nedeformova-

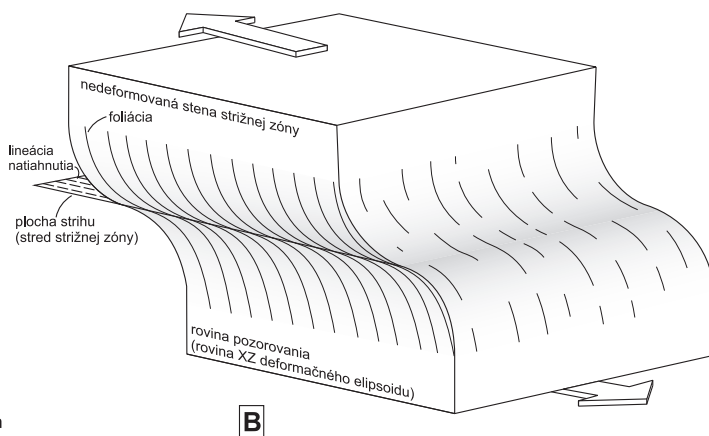
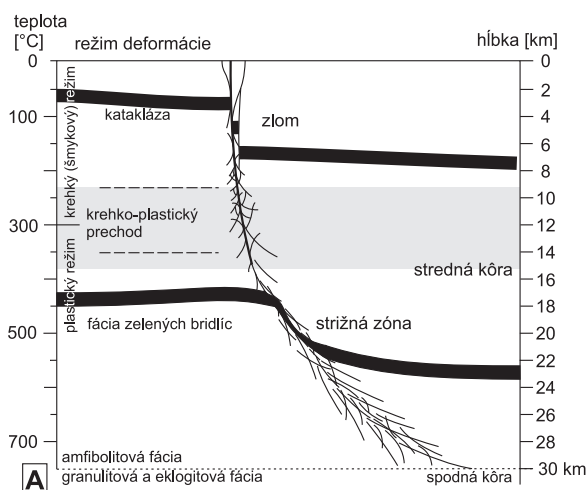
né bloky (Ramsay, 1980; obr. 1 a 13A a B). Aj v samotnej strižnej zóne je deformácia heterogénna, smerom od centra k okrajom jej intenzita klesá. Strižná zóna všeobecne predstavuje zónu lokalizovanej strižnej deformácie premenlivej hrúbky, ktorá môže vykazovať aj znaky objemovej zmeny (dilatácia alebo kompakcia; Johnson, 1995). Definície strižných zón v literatúre nie sú jednotné (pozri Schultz a Fossen, 2008), často sa pod týmto termínom synonymne chápe duktilná, resp. plastická strižná zóna, čím sa jasne odlišuje od zlomu, ktorý predstavuje typ krehkej strižnej zóny.

Každá strižná zóna je rovnako ako klasický zlom vymedzená nedeformovanými stenami (angl. *shear zone walls*) alebo blokmi, medzi ktorými nastáva pohyb. Ten možno kinematicky klasifikovať podobne ako pri krehkých zlomoch (pokles, prešmyk a bočný posun). Niektorí autori uvádzajú, že hranicou strižnej zóny je oblasť, kde je novovzniknutá foliácia orientovaná na stred zóny pod uhlom 45° a menej (napr. McClay, 1992; obr. 13B).

Strižné zóny sú klasifikované na základe kinematiky ako koaxiálne (čistý strih), nekoaxiálne (jednoduchý strih) a zmiešané (transpresné alebo transtenzné). Aj keď vo väč-

zóny sa v praxi označujú ako zlomy. Pri prechode krehko-plastickej hranice sa časť odolnejších minerálov správa ešte krehko, kým zvyšok už môže prejavovať duktilný charakter. O celkových podmienkach potom hovoríme ako o duktilných, resp. semiduktilných. V kremenno-živcových horninách pri teplote medzi 300 a 450 °C sa môže živec správať krehko, zatiaľ čo kremeň bude plastický (Passchier a Trouw, 2005). Pre krehko-duktilné strižné zóny je okrem plastického správania typická aj prítomnosť šmykových plôch (zlomov) a žíl. Duktilné strižné zóny sa vyskytujú v hlbšej časti kôry pod úrovňou krehko-plastickeho rozhrania (angl. *brittle-ductile transition*), t. j. 300 – 450°. Dominuje im mechanizmus plastického toku a na makroskopickú úroveň (odkryvu) v nej nemožno pozorovať nespojitú deformáciu (zlomy). Napriek tomu často ešte obsahujú krehké častice (porfyrroklasty), ako sú fragmenty žilcov alebo granátov.

Strižné zóny môžu dosahovať hrúbku od niekoľko centimetrov po desiatky kilometrov (napr. hrúbka hrádokko-zlatníckej línie v Považskom Inovci varíruje naprieč pohorím v rozmedzí niekoľko desiatok až viac než 500 m). Hranica strižnej zóny sa môže nachádzať v nedeformo-



Obr. 1. A. Vzťah medzi deformačnými mechanizmami a prepojením zlomov a duktilných strižných zón. Prechod medzi zlomami a duktilnými strižnými zónami je pozvoľný a prebieha v zóne hrubej niekoľko kilometrov (upravené podľa: Alsop a Holdsworth, 2004). B. Strižná zóna násunového charakteru. Sivou farbou sú vyznačené deformované horniny strižnej zóny, bielou nedeformované horninové bloky. Rez XZ deformačného elipsoidu, v ktorom je možné študovať kinematický charakter strižnej zóny, musí byť rovnobežný s lineáciou natiahnutia.

Fig. 1. A. Relation between deformation mechanisms and connection of faults and ductile shear zones. Transition between faults and ductile shear zones is gradual and affects a several km wide zone (based on Alsop and Holdsworth, 2004). B. Example of thrust shear zone. Deformed rocks of the shear zone are grey, undeformed walls are white. The XZ plane, in which the shear zone should be observed, is parallel with stretching lineation.

šine strižných zón prevláda mechanizmus jednoduchého strihu, sú známe aj zóny s prevládajúcim čistým strihom (dilatačné a kompakčné zóny). Strižné zóny možno klasifikovať aj na základe deformačného mechanizmu (krehké, krehko-plastické a plastické; obr. 1A). Ideálna strižná zóna má dokonale planárne hranice, ktoré ju oddeľujú od nedeformovaných hornín, a vykazuje deformáciu jednoduchým strihom.

Krehké strižné zóny sa nachádzajú vo vrchnej kôre. Dominujú im krehké deformačné mechanizmy ako kataklatický tok (mikrofrakturácia, šmykové trenie na hraniciach zfn, rotácia pevných zfn a ich fragmentov). Krehké strižné

vaných horninách alebo môže nadväzovať na inú strižnú zónu. Ukončenie strižných zón môže mať komplikovanú stavbu tzv. konského chvosta, resp. kontrakčného imbrikovaného vejára.

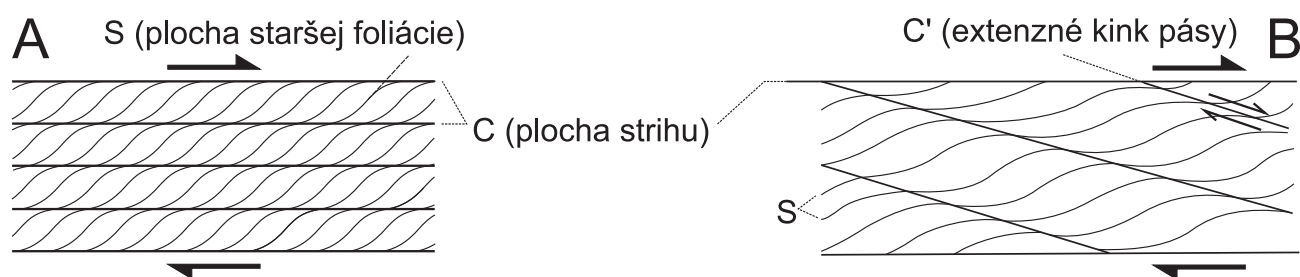
Z hľadiska interpretácie kinematiky je optimálne pozorovať strižnú zónu v reze XZ deformačného elipsoidu. Správne orientovaný pohľad na odkryv je kolmý na foliáciu strižnej zóny a rovnobežný s lineáciou natiahnutia (angl. *stretching lineation*), ktorá je súhlasná so smerom pohybu v strižnej zóne. Takýto rez poskytuje najlepšie podmienky pozorovania rotačného komponentu deformácie (Passchier a Simpson, 1986; obr. 1B).

KINEMATICKÉ INDIKÁTORY

Kinematický indikátor zmyslu deformácie je štruktúra, ktorá vznikla pri deformačných procesoch a jej geometria indikuje progresívnu rotáciu osí konečnej deformácie vzhľadom na hlavné kinematické osi alebo rovinu strihu. S termínom kinematický indikátor (angl. *kinematic indicator*) je synonymný aj termín indikátor zmyslu strihu (angl. *shear-sense indicator*) (napr. Pluijm et al., 2004). Indikátormi deformácie sú vždy objekty, ktorých tvar pred deformáciou je nám známy. Smer pohybu kôrových blokov je možné určiť podľa orientácie planárnych a lineárnych deformačných štruktúrnych prvkov (Rajlich, 1990). Na určenie zmyslu pohybu (relatívneho pohybu bloku vzhľadom na susedný blok) sú najvhodnejšie asymetrické štruktúry,

S-C-štruktúry, strižné pásy

Horniny, ktoré zaznamenávajú viacero fáz deformácie, môžu mať vyvinuté dve aj viac rôzne vyvinutých foliácií. V prípade prítomnosti dvoch planárnych anizotropií mladšia foliácia môže staršiu pretínať a deformovať ju. Keď úzke planárne plochy strihu pretínajú a deformujú staršiu foliáciu, tá sa označuje ako S-C-stavba, resp. S-C-foliácia (obr. 2A; niekedy aj ako S/C, napr. Passchier a Trouw, 2005). Plochy S (fr. *schistosité*) sú najčastejšie zvyškami staršej vrstvovitosti alebo kliváže, ktorá vznikla v dôsledku sploštenia. Plochy C (fr. *cisellament*) predstavujú zóny strihu subparalelné s pôsobiacim napätím blízkej strižnej zóny. Plochy S pritom rotujú do roviny plôch C, teda s narastajúcou progresívnou deformáciou sa uhol medzi plochami



Obr. 2. S-C-stavba a C-C'-stavba. A. S-C-štruktúra, kde plochy C predstavujú zóny strihu rovnobežné s hlavným strihom strižnej zóny, plochy S predstavujú ohýbané plochy staršej foliácie (najčastejšie pôvodnej kliváže). B. C-C'-štruktúra, kde popri plochách S a C vidno aj pásy C', ktoré sú extenzívnymi plochami sekundárneho strihu, syntetické s hlavným strihom.

Fig. 2. S-C and C-C' structure. A. S-C structure, where C planes represent zones of shear parallel with main shear of the shear zone, planes S represent banded planes of older foliation (usually former cleavage). B. C-C' structure, where in addition of S and C planes C' bands represented by extensional kink bands – planes of secondary shear syntethic with main shear, are present.

teda štruktúry s nízkou symetriou. Ich tvar súvisí s rotačným komponentom (faktom, že objekty v dôsledku deformácie rotujú v prednostnom smere) a nekoaxialitou deformácie. Pri nekoaxiálnej deformácii je deformačná dráha častíc asymetrická (monoklinická). Pri koaxiálnej deformácii sú deformačné dráhy častíc symetrické a aj výsledné štruktúry sú viac súmerné (rombická symetria; Fossen, 2010). Možno rozlišovať planárne a lineárne kinematické indikátory.

Planárne kinematické indikátory

Planárne indikátory možno sledovať naprieč strižnou zónou, kde sa smerom od okrajov k jej strednej časti sigmoidálne ohýbajú v smere zmyslu strihu. Smer ohybu foliácie od okrajov dovnútra strižnej zóny je zvyčajne dobrým kinematickým indikátorom. Veľmi dobrým indikátorom je aj ohýbanie oporných horizontov (markerov) alebo starších štruktúr, ako sú pegmatitové dajky alebo žily. Sledovaním odstupov týchto štruktúr je možné presne zmerať aj veľkosť posunu medzi pôvodne spojitými bodmi v strižnej zóne (obr. 13A). Pri širších strižných zónach však často nie je možné definovať hranice strižnej zóny a oporné horizonty môžu byť veľmi zriedkavé alebo môžu celkom chýbať. V takom prípade na určenie zmyslu pohybu je potrebné použiť iné kritériá.

S a C zmenšuje (Berthé et al., 1979; Lister a Snoke, 1984). S-C-štruktúry môžu vznikáť v rôznych horninách, časté sú v deformovaných granitoidoch, aj v metamorfovaných horninách nižšieho stupňa (fylity, svory) alebo v deformovaných slienitých sedimentárnych horninách. Ich hrúbka sa pohybuje rádovo v milimetroch až centimetroch (obr. 13C).

Strižné pásy, niekedy označované ako asymetrická extenzná krenulačná kliváž, C'-pásy alebo extenzné kink pásy (angl. *shear bands*; Lexa et al., 2004, a nimi citovaná literatúra; obr. 2B), sú štruktúry extenzne deformujúce pôvodnú kliváž alebo vrstvovitosť menšími strižnými zónami. Na rozdiel od krenulačnej kliváže nie sú viazané na vrásovú deformáciu a vznikajú pod ostrým uhlom, synteticky k hlavnému strihu (Hanmer a Passchier, 1991). Bývajú široké od niekoľko milimetrov po desiatky centimetrov. Sú menej súvislé ako C-pásy v S-C-štruktúrach. Môžu byť ťažko odlišiteľné od klasickej krenulačnej kliváže, najmä v súboroch detailne zvrásnených hornín s výraznou foliáciou, ktorých šikmé rezy majú rovnakú geometriu ako strižné pásy. K chybnému interpretácii týchto štruktúr môže najčastejšie dochádzať v oblastiach postihnutých viacerými fázami deformácie, kde sú staršie planárne štruktúry bežne zvrásnené (Lexa et al., 2004).

Lineárne kinematické indikátory

Porfyroklastické systémy

Horniny postihnuté deformáciou sa označujú ako tektonity (podrobnejšie Hók, 2006, a referencie tam). Mylonit je označenie súdržného tektonitu s podielom 50 – 90 % základnej hmoty, s rozoznateľnou foliáciou, možným výskytom porfyroklastov a typickou redukciou veľkosti zŕn pôvodnej horniny, pričom súčasná rekryštalizácia neprekráča pôvodnú zrnitosť horniny (Hók, l. c.). Mylonity vznikajú pri prevažne plastickej deformácii. Kataklazit je kohezívny tektonit s neusporiadanou štruktúrou, v ktorom dominuje tektonická redukcia veľkosti zŕn pôvodnej horniny (Woodlock a Mort, 2008). Vzniká prevažne pri krehkej deformácii. Minerálne zrná v tektonitoch možno rozdeliť na dva typy – porfyroklasty a porfyroblasty. Ide o relatívne väčšie kryštály, ktoré sa nachádzajú v jemnozrnejšej základnej hmote. Porfyroklasty (z gr. *porphyro-* kryštál a *klastos-* lámať) sú výsledkom rozpadu – zjemňovania zŕn v základnej hmote. Sú väčšinou typické pre mylonity a kataklazity, môžu byť aj reliktnou štruktúrou po hrubozrnejších horninách. Väčšinou ich tvorí živec, granát, sľuda, amfibol, pyroxén a zriedkavo aj kremeň. Porfyroblasty (z gr. *blasis* – rásť) vznikli rastom kryštálov v jemnozrnejšej základnej hmote. Kryštály rástli v pevnom stave (nebola prítomná tavenina). Bežne sa v nich nachádzajú inklúzie tvorené materiálom foliácie základnej hmoty, ktorá ich obklopovala (tzv. interná foliácia). Ak relikty internej foliácie vytvárajú výrazné rotačné štruktúry, označujú sa ako štruktúry snehových gúl (angl. *snowball structure*). Ak možno sledovať aj vonkajšiu foliáciu okolitej základnej hmoty, porovnanie vzájomnej orientácie týchto foliácií umožňuje uvažovať o relatívnej rotácii porfyroblastov a základnej hmoty. Porfyroblasty sú typické pre metamorfované horniny ako fylity, svory a ruly. V niektorých prípadoch, napr. ak sú pôvodné svory a ruly mylonitizované, staršie porfyroblasty sa môžu zmeniť na porfyroklasty (Passchier a Trouw, 2005).

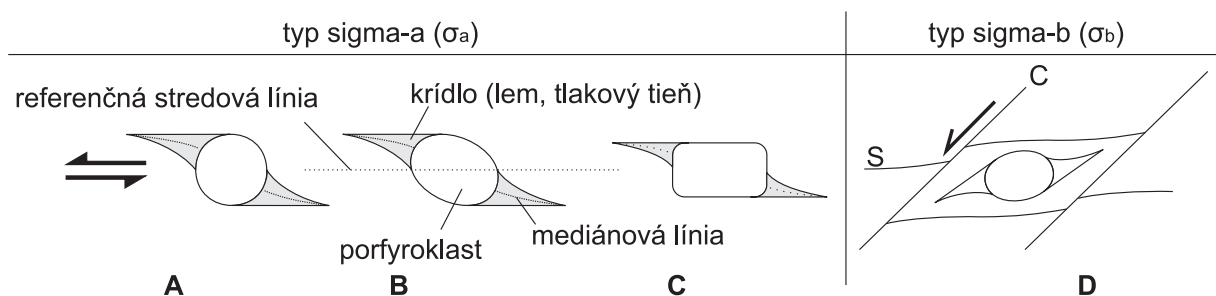
Porfyroklasty sú v deformovaných mylonitoch často obalené rekryštalizovaným materiálom. Ak má tento materiál rovnaké zloženie ako porfyroklasty, označuje sa ako lem (angl. *mantle*) a štruktúry ako porfyroklasty s lemom (angl. *mantled porphyroclasts*; Passchier a Trouw, 2005). Porfyroklasty s lemom sú častejšie ako porfyroklasty

obklopené materiálom s odlišným zložením (Hanmer a Passchier, 1991). Ak má materiál odlišné minerálne zloženie, zužujúce sa štruktúry priľahlé k porfyroklastom sa označujú ako tlakové, resp. deformačné tieňe (angl. *strain shadows*) a ako celok porfyroklasty s tlakovými tieňmi (angl. *porphyroclast with strain shadows*; Passchier a Trouw, 2005). Keďže priamo v teréne nie je vždy možné jednoznačne zistiť, či je minerálne zloženie materiálu obklopujúceho porfyroklast totožné alebo odlišné, pre tieto štruktúry sa používa viacero všeobecných pomenovaní – napr. minerálne „chvosty“ (Madarás a Nemčok in Nemčok et al., 1995; angl. *tails*; napr. Pluijm et al., 2004), stopy (angl. *trails*; Passchier a Trouw, 2005) alebo „kridla“ (angl. *winged inclusions*; Hanmer a Passchier, 1991; Passchier a Trouw, l. c.).

Pri interpretácii kinematického charakteru strižnej zóny na základe porfyroklastických systémov je dôležité brať ohľad na nasledujúce podmienky (Passchier a Simpson, 1986):

1. veľkosť zŕn základnej hmoty musí byť menšia, ako je veľkosť skúmaných porfyroklastov;
2. štruktúra základnej hmoty musí byť rovnorodá;
3. symetria porfyroklastu a jeho ramien vznikala počas jednej deformačnej fázy a nemôže byť výsledkom „naloženej“ deformácie;
4. tlakové tieňe porfyroklastov musia byť dostatočne dlhé na to, aby nimi bolo možné preložiť referenčnú stredovú líniu;
5. pozorovanie je nutné uskutočňovať v rezoch kolmých na foliáciu a rovnobežných s lineáciou natiahnutia.

Jednoduchý strih (nekoaxiálna deformácia) vnútri strižnej zóny má za následok nerovnorodý tok horninového materiálu a rotáciu objektov okolo osi kolmej na rovinu XZ. V spojení s rekryštalizáciou tak vznikajú asymetrické štruktúry, ktoré možno úspešne použiť na interpretáciu zmyslu strihu (napr. Hanmer a Passchier, 1991; Passchier a Trouw, 2005). Pri kryštaloplastickej deformácii vznikajú v okrajových častiach porfyroklastov mriežkové defekty. Vznikajúce napätie sa uvoľňuje dynamickou rekryštalizáciou, pričom vzniká a narastá minerálny lem okolo porfyroklastu (Hanmer a Passchier, 1991). Porfyroklasty tvoria podlhovasté, eliptické alebo kruhové kryštály, lem tvorí polykryštalický materiál. Deformačné tieňe sú vždy menej



Obr. 3. Rôzne typy sigma klastov. Vľavo sigma klasty typu *a* deformované pri ľavom (sinistrálnom) strihu: A – tvorený izometrickým kryštálom, B – tvorený eliptickým kryštálom, C – tvorený podlhovastým kryštálom, D – sigma klast typu *b* so zvýraznenou okolitou foliáciou S a C.

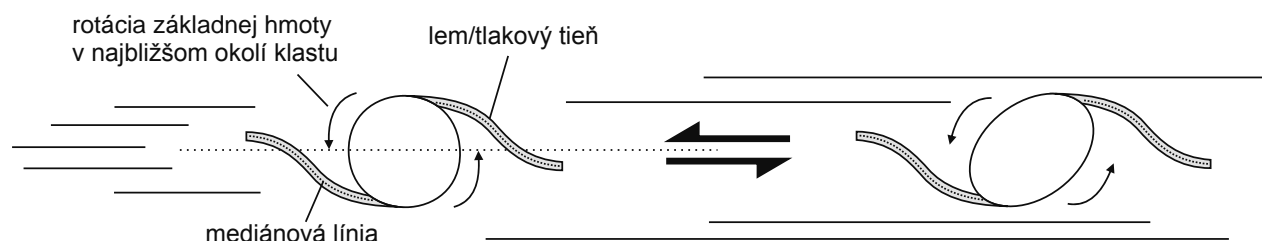
Fig. 3. Several types of sigma clasts. Sigma *a*-type clasts (left) deformed in left lateral (sinistral) shear. A – composed of isometric crystal; B – elliptical crystal; C – elongated crystal; D – Sigma *b*-type clast with surrounding S and C foliation.

pevné ako porfyroklast a pri progresívnej deformácii budú podliehať tvarovým zmenám. Tvar deformačných tieňov a jeho vzťah k foliácii strižnej zóny sú dva hlavné parametre, na základe ktorých možno vyčleniť sigma (σ) klasty (obr. 3) a delta (δ) klasty (obr. 4).

Sigma klast (σ -klast, obr. 3, 13D – F) má schodíkovitú stavbu, lem sa smerom od klastu stenčuje a je rovnobežný

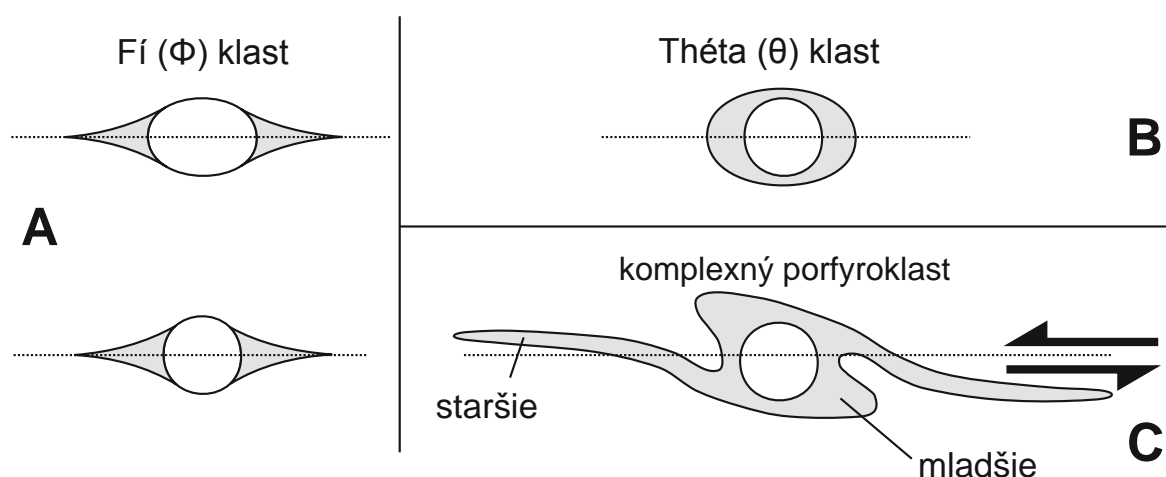
Druhý typ, označovaný ako typ sigma-b, je obklopený foliáciou S-C a tvorí súčasť takýchto štruktúr (spolu s nimi ho možno použiť ako kinematický indikátor).

Delta klast (δ -klast, obr. 4 a 13G) má tenší lem (deformačný tieň), ktorý obaľuje klast a prechádza až za stredovú líniu. Tvar lemu sa podobá na grécke písmeno delta (δ). Lem je rovnobežný s rovinou strihu až vo väčšej vzdiale-



Obr. 4. Stavba delta klastu tvoreného izometrickým kryštálom (vľavo) a eliptickým kryštálom (vpravo) deformovaného pri ľavostrannom strihu a ich orientácia vo vzťahu k foliácii strižnej zóny.

Fig. 4. Structure of the delta clast composed of isometric or elliptical crystal and orientation related to the foliation of shear zone, deformed in left lateral shear.



Obr. 5. A. Fí klasty tvorené eliptickým (hore) a izometrickým kryštálom (dole). B. Théta klast nie je vhodný ako kinematický indikátor, rovnako ako fí klasty. C. Komplexný porfyroklast (vpravo dole) vznikajúci pri ľavom strihu.

Fig. 5. A. Phi clast composed of elliptical and isometric crystal. B. Theta clast which is not suitable as a kinematic indicator as well as phi clasts. C. Complex porphyroclast formed during the left lateral shear.

so strihom strižnej zóny. „Schody“ (angl. *stair-step*) vždy vedú smerom hore v smere strihu. Lem sigma klastu nikdy neprechádza za stredovú líniu a pripomína tvar gréckeho písmena sigma (σ). V prípade, že klast má eliptický tvar, jeho dlhšia os je vo vzťahu k strihu orientovaná antitetic-ky (šikmo ku generálnemu strihu v strižnej zóne). Sigma klasty sa častejšie viažu na podlhovasté (eliptické) porfyroklasty, majú relatívne vyššiu mieru rekryštalizácie (dodáva lemu viac materiálu) a nižšiu deformáciu (Passchier a Simpson, 1986).

Passchier a Simpson (1986) sigma klasty rozdelili na dve geneticky odlišné skupiny. Prvá, označená ako typ sigma-a, predstavuje typ nachádzajúci sa v jemnozrnejšej základnej hmote. Foliacia má generálne jednotnú orientáciu (obr. 3A), vo väčšej vzdialenosti od porfyroklastov je rovnobežná s ich okrajmi. Tento typ, ktorý sme už opisali, je vhodným a jednoznačným kinematickým indikátorom.

nosti od klastu, keďže základná hmota obklopujúca klast rotovala v jeho bezprostrednom okolí spolu s ním a zdanlivo zatiekla medzi klast a jeho lem, kde vznikol trojuholníkový priestor vyplnený základnou hmotou, niekedy označovaný ako záliv. Pri analýze tohto typu štruktúr je potrebné pozorovať lem v bezprostrednom okolí klastu (overenie prítomnosti zálivov), ale aj ďalej, aby bolo jasné, či lem pretína stredovú líniu alebo nie. V prípade, že klast má eliptický tvar, resp. jeho dlhšia os je orientovaná šikmo, býva orientovaná synteticky (teda opačne ako pri sigma klastoch). Sigma klasty sú častejšie tvorené izometrickými porfyroklastami, vznikajú pri nižšej miere rekryštalizácie (dodáva lemu menej materiálu) a väčšej deformácii (Passchier a Simpson, 1986).

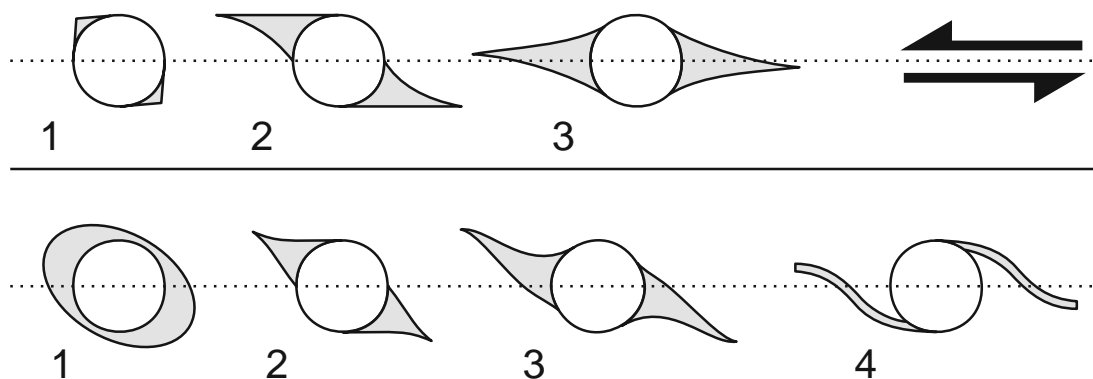
Deformačné tieňe (lem) fí klastu (Φ -klast, obr. 5A) sú usporiadané symetricky okolo stredovej línie tak, že pripomína grécke písmeno Φ . Tento typ klastu sa nedá po-

užiť ako kinematický indikátor. Najmä v prípade, ak má porfyroklast široký lem, môžu takéto formy vzniknúť aj pri jednoduchom strihu (Passchier a Trouw, 2005). Môže sa vyskytovať aj ako prechodný tvar pri rotácii porfyroklastu. Dokladovanie čistého strihu iba prítomnosťou ϕ klastov preto nie je vždy dostačujúcim argumentom. Niektoré porfyroklasty môžu mať lem tvoriaci kruhovú alebo eliptickú obrubu klastu bez výraznej asymetrie. Takéto štruktúry sa označujú ako θ klasty (θ -klast) a rovnako nie sú použiteľné ako kinematický indikátor (obr. 5B). Posledným typom porfyroklastov sú komplexné porfyroklasty, ktoré majú viac než jeden pár ramien (obr. 5C). Môžu vzniknúť buď z podlhovastých porfyroklastov pri rotácii v dôsledku tvorby sekundárnych ramien, alebo pri progresívnej rotácii delta klastov, ktorých krídla pri pokračujúcej rotácii už nemôžu ďalej narastať prijímaním rekryštalizovaného materiálu z porfyroklastu a nový rekryštalizovaný materiál preto vytvára nové krídla (Passchier a Simpson, 1986).

Počas jednoduchého strihu porfyroklasty rotujú rovnakým smerom, ale rýchlosť rotácie závisí od ich tvaru,

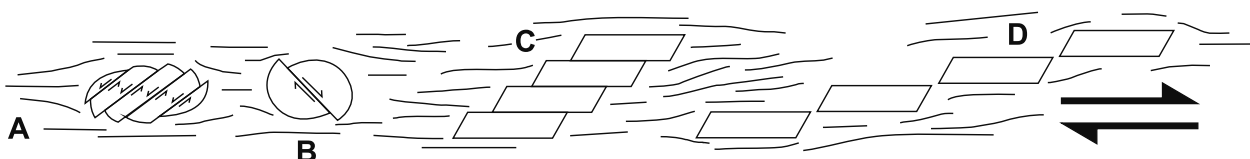
zmenu tvaru cez ϕ klast na delta klast, ktorý predstavuje neskorší stav deformácie. Pokračovaním deformácie delta klastu môže vzniknúť komplexný porfyroklast (Passchier a Simpson, 1986). Prítomnosť sigma klastov aj delta klastov v jednom odkryve môže byť dôsledkom odlišnej miery narastania deformačných tieňov, odlišného času ich vzniku alebo nehomogenity v strižnej zóne. Z terénnych pozorovaní (v reze XZ deformačného elipsoidu) je zrejmé, že sigma klasty vznikajú prevažne z podlhovastých minerálov (napr. živce), zatiaľ čo delta klasty sú typické pre okrúhle (izometrické) minerály (napr. granáty).

Za vhodných podmienok pri deformácii v strižnej zóne pri krehko-plastických podmienkach sa klasty alebo zrná kryštálov lámu a presúvajú. Takýto jav podporuje zvýšený reologický kontrast medzi základnou hmotou a klastami. Lámanie (frakturácia) sa môže diať viacerými spôsobmi. V prípade, ak sú strižné plochy orientované antiteticky oproti hlavnému strihu, nastáva pohyb, ktorý sa často nazýva knihovníčkový sklz (angl. *bookshelf*; obr. 7A, 13H). Inokedy môže dochádzať k syntetickému strihu, ktoré-



Obr. 6. Rôzne modely vývoja izometrických porfyroklastov pri ľavom strihu (upravené podľa Passchiera a Simpsona, 1986). Hore: postupný vývoj sigma klastov (1, 2) na ϕ klasty (3). Dole: postupný vývoj delta klastu (4) z počiatočného θ klastu (1) a sigma klastov (2, 3) pri vyššej miere rotácie klastu.

Fig. 6. Different models of evolution of isometric porphyroclasts during sinistral shear (according to Passchier and Simpson, 1986). Top row: Gradual evolution from the sigma (1, 2) to the phi clast (3). Lower row: Gradual evolution of the delta clast (4) from the initial theta (1) and sigma clasts (2, 3) during the higher degree of clast rotation.



Obr. 7. Rôzne typy fraktúrovaných a dislokovaných klastov, resp. kryštálov pri pravostrannom (dextrálnom) strihu: A – knihovníčkový sklz pôvodne eliptického klastu, B – porfyroklast presunutý syntetickým strihom, C a D – skoršia a neskoršia fáza presunu kryštálu pozdĺž plôch štiepateľnosti (upravené podľa Fossena, 2010, a Ramsaya a Hubera, 2006).

Fig. 7. Different types of fractured and displaced clasts or crystals during right lateral (dextral) shear: A – bookshelf slip originally elliptical clast; B – porphyroclast deformed by synthetic shear; C and D – early and later stage of dislocation of crystal along the mineral cleavage planes (modified after Fossen, 2010 and Ramsay and Huber, 2006).

orientácie a reologického kontrastu oproti základnej hmoty. Pri nízkom reologickom kontraste medzi základnou hmotou a porfyroklastom nevznikajú ramená, ale objekt sa transformuje do tenkej vrstvy rovnobežnej s plochou strihu strižnej zóny (Ten a Yuen, 1999). Pri väčšom reologickom kontraste dochádza pri progresívnej deformácii v počiatočných fázach deformácie k postupnému vývoju sigma klastov (obr. 6). Neskoršia deformácia spôsobuje postupnú

ho kinematický charakter je zrejmejší (obr. 7B). Kryštály a klasty sa môžu v strižnej zóne lámať aj pri vhodnej orientácii ich štiepateľnosti vo vzťahu k hlavnému strihu. Tento jav je najčastejší pri dobre štiepateľných mineráloch, ako je slúda, živce, amfibol alebo pyroxén (obr. 7C a D). Pri veľmi vysokej teplote môže v porfyrických horninách, ktoré podliehali pokračujúcej strižnej deformácii, vzniknúť imbríkové (škridlovité) usporiadanie výrastlíc. Han-

mer a Passchier (1991, s. 59) však neodporúčajú používať škrídlivito usporiadané objekty ako kinematické indikátory vzhľadom na rôzne možné spôsoby ich vzniku.

Okrem porfyroklastických systémov je v mikromierke možné použiť ako kinematický indikátor napríklad aj deformované alebo rotované porfyroblasty (pozri napr. Johnson, 1999; Dyda, 2009).

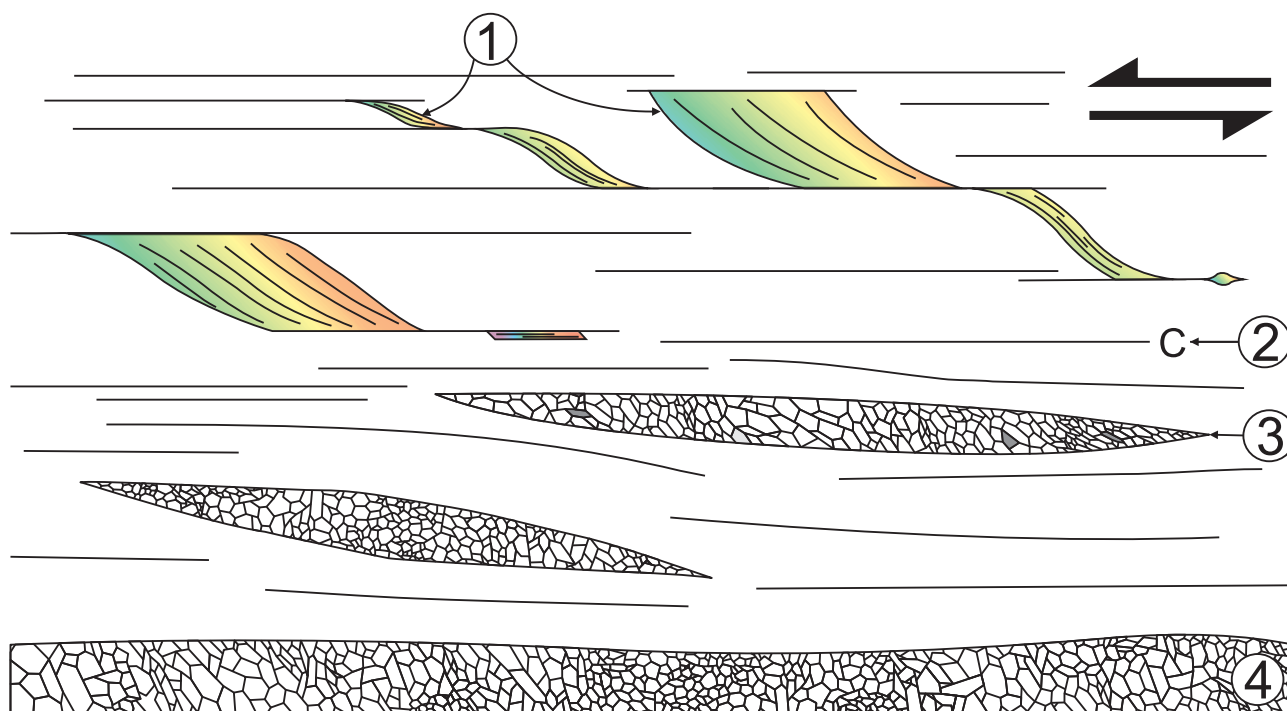
Sigmoidálne objekty a minerálne ryby

Niektoré porfyroklasty tvorené rigidným minerálnym zrnom môžu byť deformované a rekryštalizované ako celok. Označujú sa ako sigmoidálne objekty. Vznikajú z osamostatnených segmentov asymetrických budín sigmoidálneho tvaru alebo rekryštalizáciou pôvodne hranatých zŕn, úplnou rekryštalizáciou jadier sigma klastov alebo nehomogénnym tokom okolo šošovkovitých minerálnych agregátov. Minerálna ryba (angl. *mineral fish*) je označenie kosoštvorcových porfyroklastov v jemnozrnnejšej základnej hmote mylonitov, ktorých dlhšia os je sklo-

nená pod uhlom $15 - 45^\circ$ k ploche hlavného strihu strižnej zóny. Minerálne ryby sú často prítomné v S-C-mylonitoch. Tvoria ich obyčajne muskovit, biotit, kremeň, turmalín, K-živce, granát alebo pyroxén, pričom sľudové ryby sú z nich najčastejšie (Grotenhuis et al., 2003). Vznikajú krehkým a kryštaloplastickým rozlámaním, resp. budinážou zŕn sľúd (Lister a Snoke, 1984). Okraje sľudových rýb sa systematicky ohýbajú od osi klastu v smere strihu v strižnej zóne (obr. 8). Na ploche foliácie možno makroskopicky na sľudových rybách pozorovať výraznejší lesk pri pohľade v smere strihu ako pri pohľade proti smeru strihu (Simpson, 1986). Časté je ich schodovité usporiadanie. Všeobecne sa považujú za dobrý kinematický indikátor.

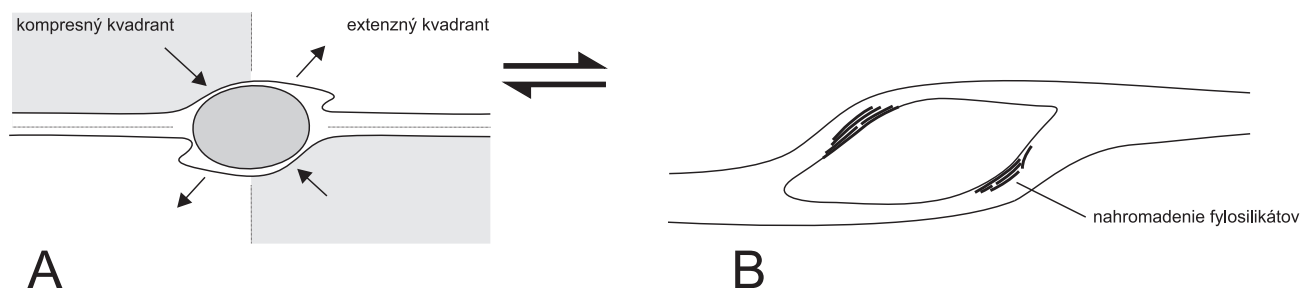
Kvadrantové štruktúry

Prítomnosť klastov alebo šošoviek reologicky odlišného materiálu v strižnej zóne má za následok zmenu deformačného poľa v okolitej základnej hmote. Deformáciu okolo objektov v strižnej zóne možno niekedy charaktéri-



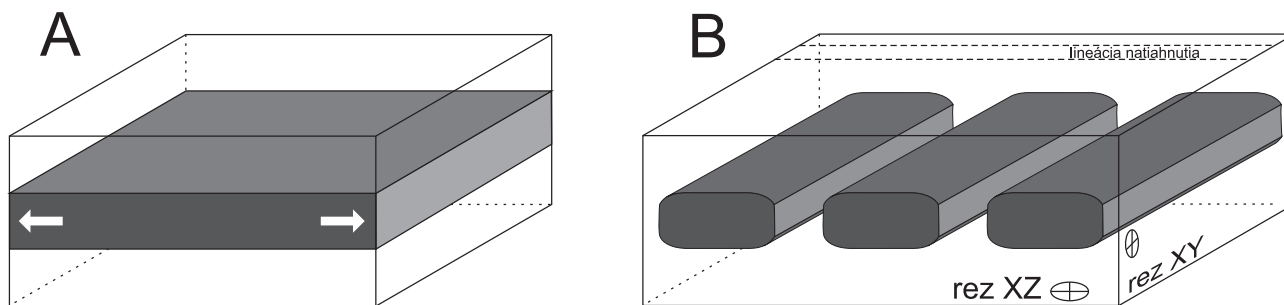
Obr. 8. Štruktúry typické pre kremenno-živcové mylonity: minerálne (sľudové) ryby (1), kliváž (2), sigmoidálne objekty (3), dynamicky rekryštalizovaný kremenný agregát (4), pri ľavostrannom strihu (upravené podľa Fossena, 2010).

Fig. 8. Sigmoidal objects and mineral (mica) fish associated with S-C structures in left lateral shear (modified after Fossen, 2010).

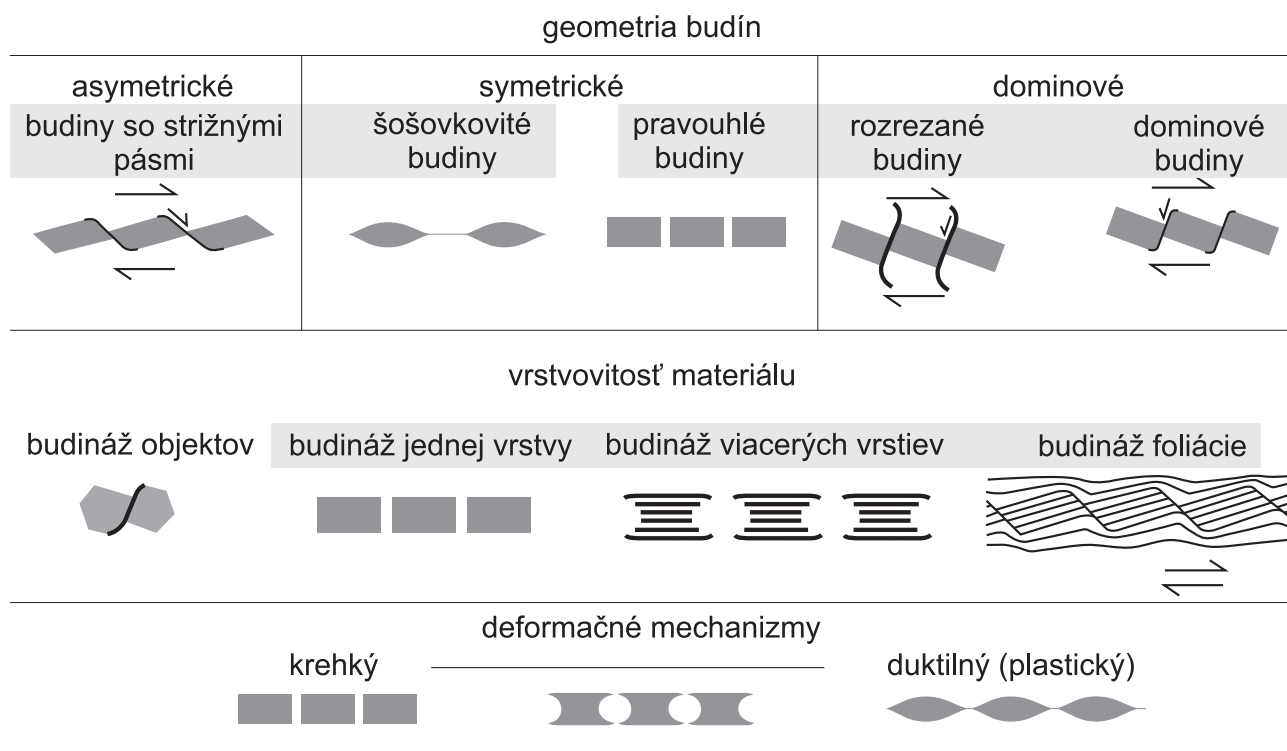


Obr. 9. Kvadrantové štruktúry vznikajúce pri pravostrannom pohybe: A – sektorové vrásy, B – sektorové povlaky fylosilikátov (upravené podľa Fossena, 2010).

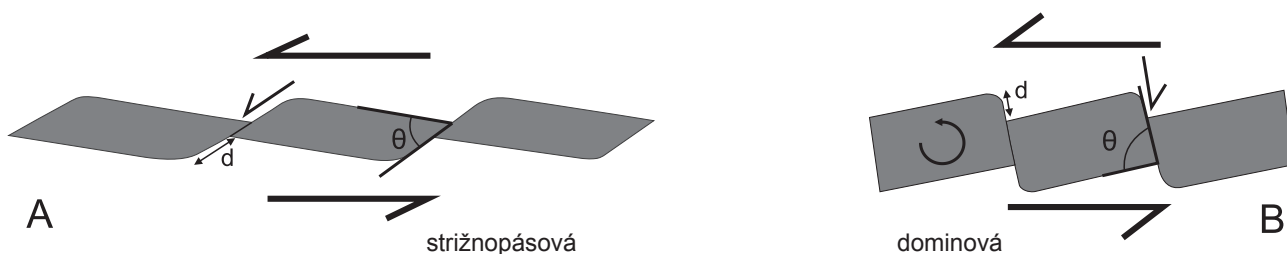
Fig. 9. Quarter structures formed during the right lateral shear: A – sector folds; B – sector mats of phyllosilicates (after Fossen, 2010).



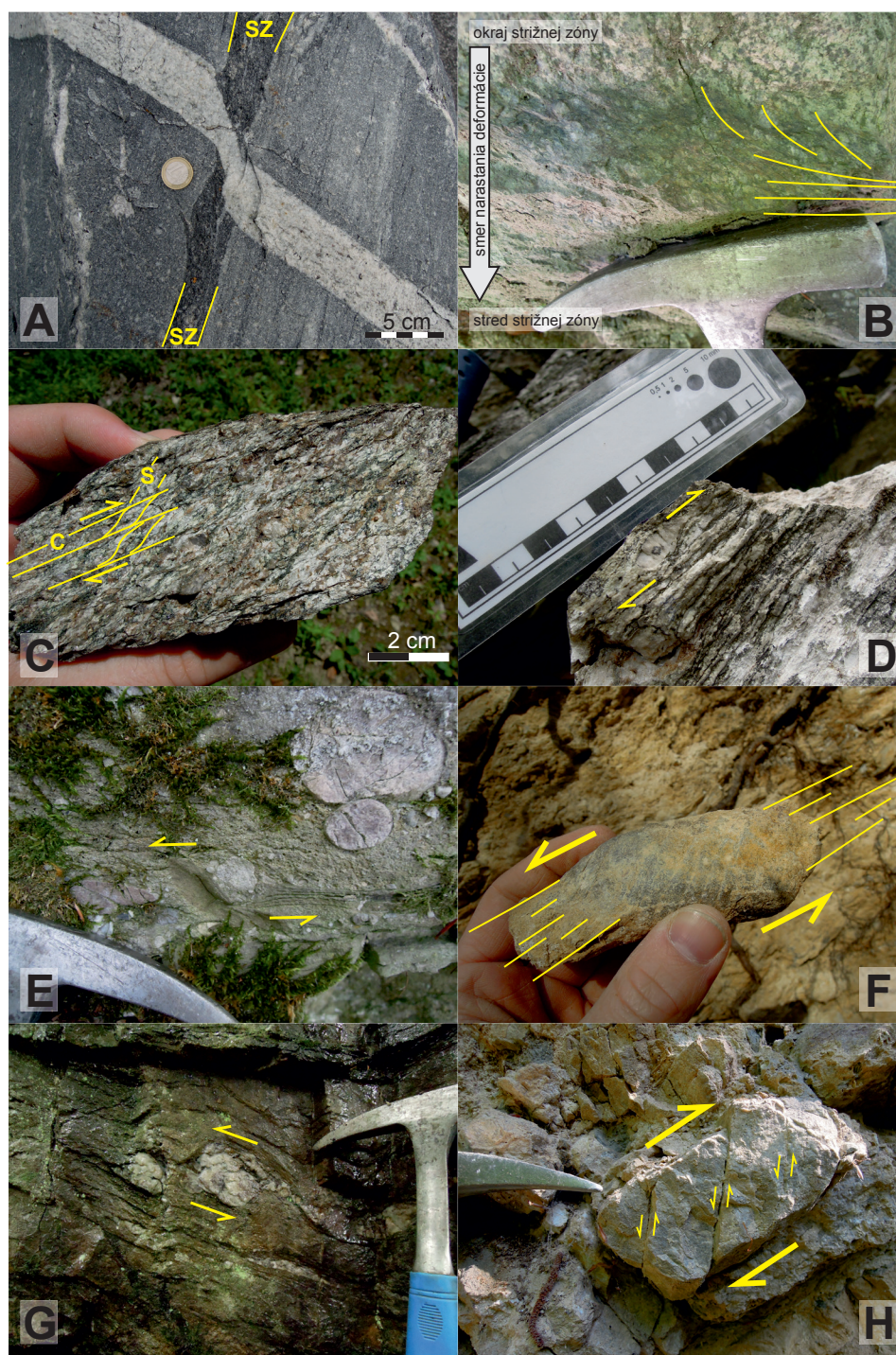
Obr. 10. Budináž pôvodne kompetentnej vrstvy (A) a geometria vzniknutých budín tvaru rybích úst (B). Ich vzťah k deformačnému elipsoidu v pravom dolnom rohu.
 Fig. 10. Boudinage of formerly competent layer (A) and geometry of the newly formed boudins (B). Relationship to the deformation ellipsoid in lower right corner.



Obr. 11. Klasifikácia budín podľa geometrie (hore) v reze XZ, vrstvovitosti (v strede) a deformačného mechanizmu (dole). Typy budín, ktoré sú označené sivou, naznačujú existenciu možných prechodov medzi skupinami (upravené podľa: Goscombe et al., 2004; Fossen, 2010).
 Fig. 11. Boudin classification according to: geometry (top row) in XZ section; stratification of material (middle) and deformation mechanism (lower row). Boudins marked by grey boxes indicate possibility of transitional character between neighbouring types (modified after Goscombe et al., 2004 and Fossen, 2010).

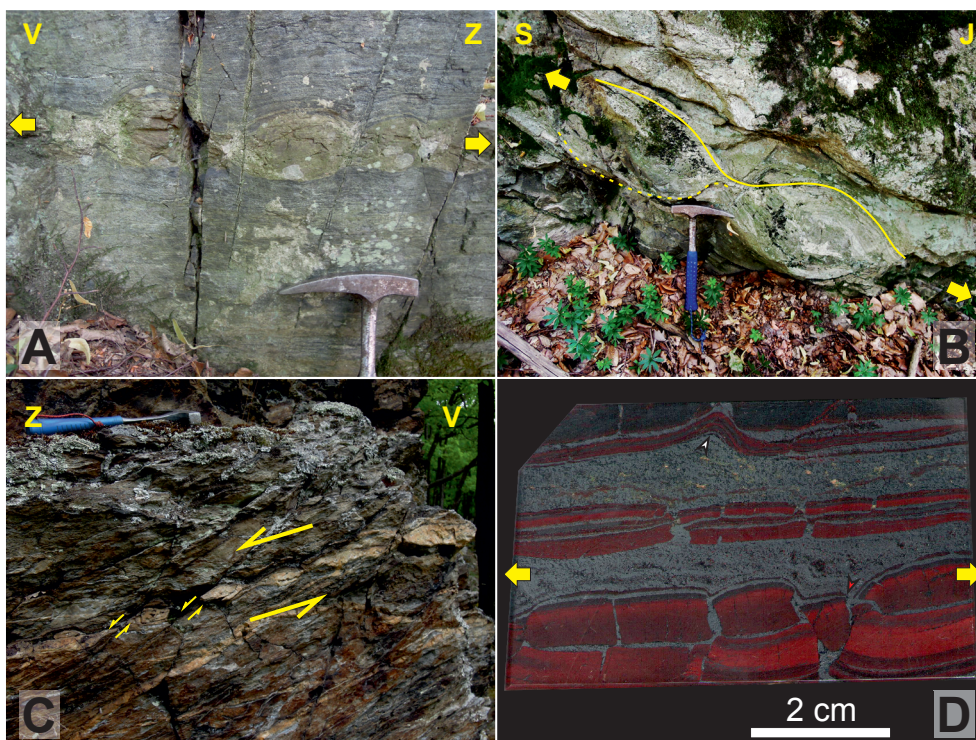


Obr. 12. Stavba a vlastnosti strižnopásových (A) a dominových budín (B). Uhol θ zvierajú hranice medzi budinami a vonkajšími hranami budín. Vzďialenosť d predstavuje veľkosť posunu medzi budinami. Oba parametre uľahčujú rozlíšenie medzi oboma typmi. Zatiaľ čo pri strižnopásových budinách je zmysel pohybu medzi budinami najčastejšie syntetický, pri dominových je to, naopak, prevažne antitetický (zjednodušené podľa Goscoma et al., 2004).
 Fig. 12. Structure and features of shear band boudins (A) and domino boudins (B). θ represents angle between boudin margins and contact edges between boudins. d represents amount of movement between boudins. Both parameters help distinguishing between boudin types. Whereas the sense of shear between boudins is mostly synthetic in the shear band boudins, it is mostly antithetic in the domino boudins (simplified after Goscombe et al., 2004).



Obr. 13. Príklady terénnych pozorovaní v odkryvoch. A. Dextrálna strižná zóna (SZ) deformujúca kremennú žilu, vzorka rúl penninika, Maltatal (Rakúsko). B. Prechod medzi nedeformovanými granitoidmi a mylonitizovanými horninami strižnej zóny, tatrikum, Veľké Jastrabie, Tribeč. C. S-C-mylonity granitoidov deformované pri dextrálnom strihu, tatrikum, Veľké Jastrabie, Tribeč. D. Sigmoidálne deformovaný porfyroklast živca v okatých rulách indikujúci dextrálny strih, tatrikum, hôrčanská strižná zóna, Považský Inovec. E. Sigmoidálne deformovaný obliak v zlepencoch Čierneho vrchu, lokalita Hradisko, Považský Inovec. Kinematické indikátory naznačujú sinistrálny strih (vrch na SZ). F. Deformovaný obliak s deformačnými tieňmi indikujúcimi sinistrálny strih. Vrchnokriedové zlepence, dolina Striebornica, Považský Inovec. G. Delta klast živcov s nedokonale zachovaným ľavým krídlom indikujúci sinistrálny strih, lokalita Krásny buček, Považský Inovec. H. Knihovníčkový sklz na fraktúrovanom obliaku vo vrchnokriedových zlepencoch indikujúci dextrálny strih (vrch na JV), dolina Striebornica, Považský Inovec.

Fig. 13. Outcrop examples. A. Dextral shear zone (SZ) deforming quartz vein, gneiss of the Penninic unit, Maltatal, Austria. B. Transition between undeformed granites and mylonitized rocks of shear zone, Tatricum, Veľké Jastrabie Valley, Tribeč. C. Granitic S-C mylonites deformed during dextral shear, Tatricum, Veľké Jastrabie Valley, Tribeč. D. Sigmoidal feldspar porphyroblast in augen gneiss, indicating dextral shear, Tatricum, Hôrčanská dolina Valley, Považský Inovec Mts. E. Sigma clast in deformed Čierny vrch conglomerates; locality Hradisko, Považský Inovec Mts. Kinematic indicators suggest sinistral shear (top to northwest). F. Deformed pebble with strain shadows indicating sinistral shear. Late Cretaceous conglomerates, Striebornica Valley, Považský Inovec Mts. G. Feldspar delta clast with imperfectly preserved left strain shadow, indicating sinistral shear, locality Krásny buček, Považský Inovec Mts. H. Bookshelf slip in the fractured pebble in Late Cretaceous conglomerates, Striebornica Valley, Považský Inovec Mts.



Obr. 14. A. Symetrické šošovkovité budiny v amfibolitoch naznačujúce laterálnu extenziu, tatrikum, Hôrčanská dolina, Považský Inovec. B. Symetrické šošovkovité budiny v amfibolitoch vystupujú v tom istom odkryve ako na obr. 14A, sú však orientované kolmo na predchádzajúce, čím vzniká efekt budináže typu tabuľkovej čokolády. C. Asymetrické strižnopásové budiny naznačujúce sinistrálnu (vrch na Z) deformáciu v permských vulkanoklastikách, tatrikum, Prostredná dolina, Považský Inovec. D. Budiny vznikajúce pri reologickom kontraste kremitých (sivých) a na hematit bohatých vrstvičiek (červených) v naleštenej vzorke páskovanej železnej rudy. Menej kompetentný materiál zatekajúci, resp. pasívne vrásnený do voľných priestorov medzi budinami (biela šípka), prípadne poklesávajúci v podobne malých telies medzi budiny (červená šípka). Vzorka z lokality Krivoy Rog, Ukrajina (zbierka autora).

Fig. 14. A. Symmetrical lenticular boudins in amphibolites indicating lateral extension, Tatricum, Hôrčanská dolina Valley, Považský Inovec Mts. B. Symmetrical lenticular boudins in amphibolites from the same outcrop as Fig. 14A, however oriented at right angle to previous, forming so called “chocolate-tablet boudinage”. C. Asymmetric shear band boudins indicating sinistral (top to west) deformation in Permian volcanoclastics, Tatricum, Prostredná dolina Valley, Považský Inovec Mts. D. Boudins forming due to rheological contrast between siliceous (grey) and hematite rich (red) layers in the polished sample of banded iron ore. Less competent material passively folded into the empty space between the boudins (white arrow), or alternatively descending in form of small graben-like structure (red arrow). Sample from the locality Krivoy Rog (Ukraine, collection of author).

zovať na základe rozličných štruktúr tak, že priestor okolo týchto objektov je rozdelený na extenzné a kompresné kvadranty, každý s typickými štruktúrami poukazujúcimi na daný režim deformácie. Kvadrantové štruktúry (angl. *quarter structures*; Hanmer a Passchier, 1991) môžu byť cenným kinematickým indikátorom najmä pre porfýroklasty bez deformačných tieňov. Niektoré z týchto štruktúr sú však pozorovateľné iba v mikromierke. Pri analýze tohto typu štruktúr je potrebné sledovať zhrubnutie alebo stenčenie okolia objektov a zmenu tvaru alebo rotáciu foliácie. Stenčenie, často spojené s rekryštalizáciou, je znakom kontrakcie, naopak, zhrubnutie alebo vrásy sú častým sprievodným javom extenzie. Sektorové vrásy (obr. 9A, angl. *quarter folds*) sú vrásy vyvinuté vo foliácii obklopujúcej rigidné objekty. Vyvíjajú sa zrejme pri ohýbaní foliácie v extenznom sektore deformácie počas progresívnej deformácie (Passchier a Trouw, 2005). Sektorové povlaky (obr. 9B, angl. *quarter mats*) tvorí materiál, ktorý sa rozpúšťal v kompresných kvadrantoch a následne precipitoval za vzniku jemnozrnného polykrystalického materiálu v extenzných kvadrantoch. V skracovaných kvadrantoch môže po odstránení kremeňa zostávať povlak menej rozpustných fylosilikátov (Passchier a Trouw, l. c.).

Budiny

Budiny sú štruktúry vznikajúce roztrhaním alebo vyvlečením kompetentnejších vrstiev (ale aj iných tabulárnych telies alebo foliácie) do formy oddelených segmentov, medzi ktoré sa dostala okolitá, menej kompetentná základná hmota (obr. 10 a 14). Jednotlivé budiny môžu byť oddelené aj žilami, puklinami alebo strižnými pásmi. Budináž je proces vzniku budín, niekedy sa týmto termínom označujú aj samotné budiny (napr. Jaroš a Vachtl, 1992; Marko a Jacko, 1999).

Štruktúry budín bývajú usporiadané v jednej ploche (tzv. *boudin train*), pričom na ich štúdium je najvhodnejšie sledovať ich priečny rez kolmý na ich dlhšiu os (rez XZ, podobne ako pri vrásach; obr. 10). Môžu vznikáť v krehkom aj plastickom deformačnom režime, rovnako aj pri ich kombinácii (obr. 11, 14D). V prípade, ak segmenty budín nie sú úplne oddelené, označujú sa ako šošovkovité budiny (angl. *pinch and swell*). Vzdialenosť medzi jednotlivými budinami nezávisí od kontrastu viskozity medzi materiálom budín a základnou hmotou, ale od miery deformácie, natiahnutia v smere vrstvy.

Vznik budín bol študovaný analýzou prírodných budín aj experimentálnym modelovaním (napr. Ramberg, 1955; Marques et al., 2012). Príčinou ich vzniku je roztekanie menej kompetentného materiálu, čo má spolu s naťahovaním za následok segmentovanie kompetentnejších vrstiev. Budiny sú zvyčajne pozorované v reze XZ deformačného elipsoidu a vykazujú pri tom rovinné pretvorenie, keď v smere osi Y nie je pozorovaná žiadna deformácia. Výnimkou však môže byť napr. budináž typu tabuľkovej čokolády (angl. *chocolate-tablet boudins*; obr. 14B), ktorá môže vzniknúť pri koaxiálnom spošťovaní (v dôsledku tiaže nadložia) alebo dvoch navzájom kolmých fázach extenzie.

Ak sú ich dlhšie osi (v reze XZ) rovnobežné s celkovou geometriou budinovanej vrstvy, ide o symetrické budiny, ktoré nehovoria veľa o kinematike, lebo vznikali pri čistom strihu (obr. 14A a B). V prípade, že nastala rotácia dlhších osí budín, ide o dominové alebo asymetrické budiny (obr. 11). Patria medzi relatívne časté, no problematrické kinematické indikátory (Goscombe et al., 2004), keďže takéto budiny môžu vzniknúť aj postupnou rotáciou, ak bol uhol natiahnutia a pôvodnej orientácie vrstvy, resp. foliácie väčší ako 45°. Asymetrické budiny sú oddelené strižnými fraktúrami. Pohyb na takýchto strižných fraktúrach môže zahŕňať okrem jednoduchého strihu aj komponent čistého strihu.

Takto vzniknuté priestory fraktúr potom môžu vyplňať minerály. Asymetrické budiny majú obyčajne rovnobežníkový tvar. Ak sú ich strižné fraktúry sklonené rovnakým smerom, pravdepodobne vznikli nekoaxiálnou deformáciou (jednoduchým strihom). Ich klasifikácia je založená na dvoch možných orientáciách zmyslu strihu na plochách oddeľujúcich budiny, ktoré môžu byť syntetické (strih S) alebo antitetické (strih A) vzhľadom na celkový zmysel strihu (Goscombe et al., 2004). Problémom však býva jasné rozlíšenie celkového zmyslu strihu najmä pri budinách, ktorých vrstvy nie sú rovnobežné s naťahovaním. Všeobecne možno konštatovať, že ak sú budiny paralelné s foliáciou, strižnopásové budiny predstavujú typ so syntetickým pohybom na plochách oddeľujúcich budiny, zatiaľ čo väčšina dominových budín vznikla antitetickým pohybom (Goscombe et al., 2004). Rozdiel medzi oboma typmi možno vidieť na obr. 12. Strižnopásové budiny (obr. 14C) majú väčší pomer dĺžky a šírky budín (sú dlhšie a užšie) a na ploche medzi telesami jednotlivých budín je posun (d) relatívne väčší, nezriedka až natoľko, že sú osamotené. Uhol Θ , ktorý zvierajú vonkajšie hrany budín a hranice medzi budinami, je väčšinou menší ako 58°. Dominové budiny majú tento uhol väčší ako 58° a posun (d) je menší. Dilatácia hraníc medzi budinami jednoduchým strihom je typická iba pre dominové budiny.

ŠTRUKTÚRNY CHARAKTER HRÁDOCKO-ZLATNÍCKEJ STRIŽNEJ ZÓNY

Úvod do geologickej stavby

Uvedené metódy makroskopického štúdia boli využité pri terénnom výskume v oblasti Považského Inovca (Pelech, 2015). V štruktúrnom pláne tatrika Považského

Inovca sa za významný deliaci element považuje tzv. hrádocko-zlatnícka strižná zóna (alebo hrádocko-zlatnícka línia). Ide o alpínsku strižnú zónu oddeľujúcu celky tatrika seleckého a bojníanskeho bloku Považského Inovca (sensu Maheľ, 1986; obr. 15 a 16). Selecký blok v podloží strižnej zóny budujú hlavne svory a vrchnopaleozoicko-triasová autochtónna obalová sekvencia. Severnú časť bojníanskeho bloku v nadloží strižnej zóny tvoria pestrejšie kryštalinické komplexy budované svorovými rulami, pararulami a amfibolitmi, smerom na východ prechádzajúce do migmatitov, leukokratných granitoidov a pegmatitov, označované aj ako sekvencia alebo príkrov Panskej javoriny (Putiš in Krist et al., 1992; Putiš et al., 2008).

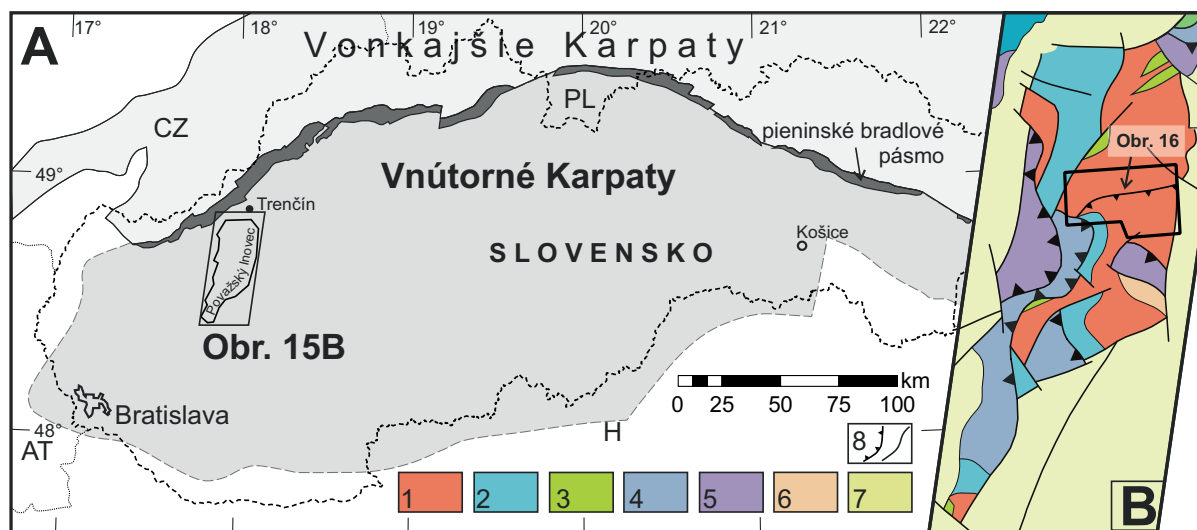
Západný priebeh hrádocko-zlatníckej strižnej zóny možno pozorovať v hornej časti Hrádockej doliny v okolí Štajnekerovej kopanice a vo vrchnej časti Stanovej doliny. Hrebeň pohoria pretína v oblasti medzi lokalitami Tri buky a Tri studienky. Centrálny a východný segment je pozorovateľný v oblasti Jelenej doliny, doliny Chotina a Livina. Strižná zóna má generálne vsv.-zjz. priebeh a stredný až strmý sklon na J až JV, ktorý sa v západnom segmente zostrmuje. V najzápadnejšom segmente má strižná zóna až takmer s.-j. priebeh.

V pruhu približne medzi záverom Hôrčanskej doliny a dolinou Železnica možno sledovať rozhranie litologicky pestrejšej severnej časti bojníanskeho bloku a južnej časti bojníanskeho bloku budovanou monotónnejším súborom granitov až granodioritov a ich metamorfovaným obalom (Ivanička et al., 2007). Jednotným horninovým typom oboch celkov sú predovšetkým leukokratné granitoidy.

Mezozoický sedimentárny obal tatrika má v bojníanskom bloku hlbokovodný charakter (Ivanička et al., 2007). Výskum v oblasti hrádocko-zlatníckej strižnej zóny bol orientovaný na zber štruktúrnych údajov. Cieľom tejto práce je bližšie charakterizovať jej kinematický charakter.

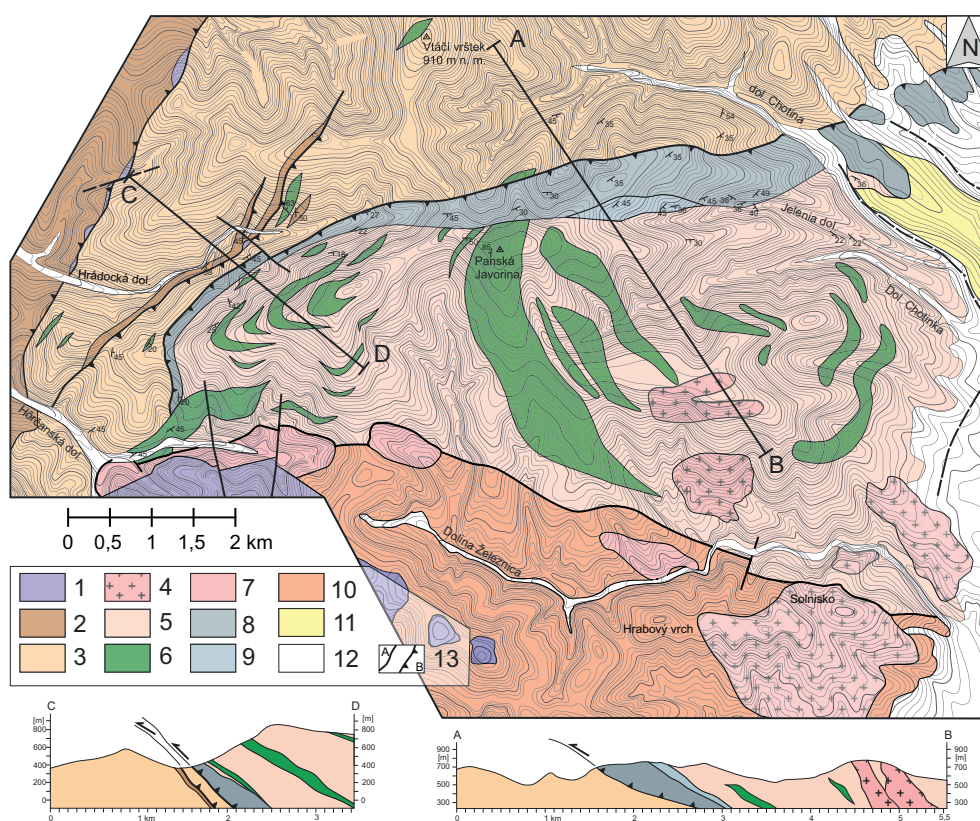
Vývoj predchádzajúcich poznatkov

Pásmo fylonitov a mylonitov oddeľujúce severný blok budovaný svormi a južnejší blok budovaný vyššie metamorfovanými horninami ako prvý identifikoval Kamenický (in Cambel et al., 1961). Tento jav interpretoval ako alpínsky násun južného (bojníanskeho) bloku na severný (selecký). V prvých geologických mapách a vysvetlivkách bola hrádocko-zlatnícka strižná zóna považovaná za výraznú transverzálnu poruchu (Kamenický in Maheľ et al., 1962). Neskôr bol tento násun označený ako hrádocký zlom (Maheľ et al., 1967). Onedlho bola existencia fylonitovej zóny označovanej ako transverzálna polarizovateľná zóna Hrádok – Zlatníky daná do súvisu s výskytom Au mineralizácie v regióne Zlatníky a Nemečky, pričom na základe geofyzikálnych indícií bol po prvýkrát znázornený jej predpokladaný priebeh (Polák a Kucharič, 1973). Niektoré neskoršie štruktúrne a petrologické výskumy spájali hrádocko-zlatnícku líniu so zlomom prebiehajúcim zsz.-vzv. smerom z oblasti Kálnickej doliny a štruktúru označovali ako kálnicko-zlatnícka línia (resp. angl. *Kálnica-Zlatník line*; Putiš, 1980, s. 622). Názov hrádocko-zlatnícka línia po prvýkrát použil Putiš (1981). Tento termín je zaužíva-



Obr. 15. A. Lokalizácia Považského Inovca v rámci Západných Karpát. B. Tektonická schéma Považského Inovca s vyznačením skúmanej lokality (podľa Bezáka et al., 2011): 1 – kryštalinikum tatrika, 2 – vrchnopaleozoický a mezozoický sedimentárny obal tatrika, 3 – hornobelická skupina (vrchná krieda), 4 – fatrikum, 5 – hronikum, 6 – paleogénne sedimenty, 7 – neogénne a kvartérne sedimenty, 8 – zlomy: násuny, smerné posuny a poklesy.

Fig. 15. A. Location map of the Považský Inovec Mts. in the Western Carpathians. B. Tectonic scheme of the Považský Inovec Mts. with marked investigated locality (after Bezák et al., 2011): 1 – Tatricum crystalline basement, 2 – Tatricum Upper Paleozoic and Mesozoic sedimentary cover, 3 – Horné Belice Group (Late Cretaceous), 4 – Fatricum, 5 – Hronicum, 6 – Paleogene sediments, 7 – Neogene and Quaternary sediments, 8 – Faults: Thrust faults, strike-slip and normal faults.



Obr. 16. Mapa hrádocko-zlatníckej strižnej zóny a geologické rezy touto zónou (upravené podľa Ivaničku et al., 2007). Lokalizáciu skúmaného územia pozri na mape, obr. 16. 1 – mezozoické sedimenty obalovej jednotky, 2 – permské sedimenty obalovej jednotky, 3 – svory, 4 – granitoidy, 5 – svorové ruly až pararuly („pestrého komplexu“), 6 – amfibolity, 7 – ortoruly až migmatity, 8 – fylonity a mylonity, 9 – metakvarcity, 10 – biotitické pararuly, 11 – neogénne sedimenty, 12 – nečlenené kvartérne sedimenty, 13 – zlomy: A – poklesy a smerné posuny, B – násuny a prešmyky.

Fig. 17. Geological map and cross sections through the Hrádko-Zlatnícky shear zone (modified after Ivanička et al., 2007). 1 – Mesozoic of the Tatricum sedimentary cover, 2 – Permian of the Tatricum sedimentary cover, 3 – Mica schists, 4 – Granitoids, 5 – Mica schist gneiss to paragneisses (of the “Variegated complex”), 6 – Amphibolites, 7 – Orthogneiss to migmatites, 8 – Phyllonites and mylonites, 9 – Metaquartzite, 10 – Biotite paragneiss, 11 – Neogene sediments, 12 – Quaternary sediments undivided, 13 – Faults: A – Normal and strike-slip faults, B – Thrust and reverse faults.

ný (napr. Kováčik, 2007; Ivanička et al., 2011) a čiastočne akceptovateľný vzhľadom na geografickú lokalizáciu, t. j. Hrádocká dolina a územie sz. od obce Zlatníky, a pridrižiava sa ho aj tento článok. Ako akronym hrádocko-zlatníckej línie sa často používa aj označenie hrádocká línia, resp. zlom (napr. Maheľ et al., 1967; Maheľ, 1986; Plašienka a Marko, 1993), termín je ale v konflikte s termínom hrádocký zlom (sensu Maheľ, 1986), ktorým je pomenovaná mladšia zlomová zóna ssz.-jjv. smeru, sprostredkujúca styk svorového kryštalinika a jursko-spodnokriedových sekvencií fatrika v Hrádckej doline a pokračujúca ďalej na JV.

Niektorí autori na základe geofyzikálnych interpretácií vyslovili predpoklad, že hrádocko-zlatnícka línia sprostredkúva styk penninického inoveckého príkrovu a austroalpínskeho príkrovu Panskej javoriny (Leško et al., 1988). Takáto hypotéza však mala len málo geologických, petrologických alebo štruktúrnych opodstatnení a bola skôr založená na predpokladoch podobnej geometrickej pozície uvedených horninových komplexov.

Časový aspekt aktivity hrádocko-zlatníckej strižnej zóny bol dlho diskutovaný problém. Maheľ (1986) na základe chýbania materiálu derivovaného z bojnianskeho bloku v karbónskych a permských horninách kálnickej skupiny konštatoval, že tento kontakt sa síce javí ako hercýnsky, ale v prospech takéhoto tvrdenia chýbajú dôkazy, čo platí až dodnes. Významné spresnenie geologických poznatkov o strižnej zóne priniesol drobnotektonický výskum (Marko et al., 1990; Plašienka a Marko, 1993). Autori podrobne preskúmali strižnú zónu aj jej okolie. Poukázali na jej násunový (vrásky) a dextrálny charakter (zlomy) (Marko et al., l. c., s. 29). Zaoberali sa aj jej významom v hercýnskom období. Uvažovali o aktivite v duktilných podmienkach hlavne v hercýnskom období, zatiaľ čo jej násunový a smerne posuvnú aktivitu spájali s krehkými podmienkami počas alpínskej tektogenézy. V tomto istom období sa realizoval mikrotektonický výskum, ktorý naznačoval jej sinistrálny charakter a po prvýkrát boli publikované aj geochronologické údaje popisujúce jej aktivitu vo vrchnokriedovom až povrchnokriedovom období (Putiš, 1991). Strižná zóna bola označená ako rozhranie medzi dvomi čiastkovými jednotkami tatrika. Severný, selecký blok bol v tejto interpretácii označený ako infratatrikum, nadložný blok ako tatrikum *sensu stricto* (Putiš, 1992). Definícia termínov však v článkoch nebola uvedená. Geochronologické údaje o aktivite zóny neskôr doplnili údaje Frischa (in Putiš et al., 2006) a napokon práce Putiša et al. (2008 a 2009). Významným prínosom v poznaní strižnej zóny je geologická mapa Považského Inovca 1 : 50 000 (Ivanička et al., 2007) a práce s ňou súvisiace (Kováčik, 2007; Kováčik a Ivanička et al., 2011).

Litologický charakter

Na základe makroskopických pozorovaní hrádocko-zlatnícku strižnú zónu budujú prevažne tektonity fylonitovej a menej mylonitovej povahy. Pravá hrúbka zóny kolíše od 100 (západný segment) do 350 m (východný segment). V priestore hornej časti Jelenej doliny v strižnej zóne vystupuje aj rozsiahle, asi 200 m hrubé šošovkovité

teleso silne deformovaných kremenných mylonitov, resp. metakvarcitov (obr. 17A, B, C), lokálne v nej vystupujú aj šošovky amfibolitov.

Fylonity hrádocko-zlatníckej línie sú prevažne sivozelené až zelené tektonity s výraznou metamorfnou foliáciou, striedajúcimi sa plochami svetlých a tmavších minerálov a typickým perlet'ovým leskom (fylosilikátmi) na plochách foliácie (obr. 17D, E). Petrograficky ich možno rozdeliť na dve variety. Živcovo-kremenno-sericitové fylonity obsahujú početné očká plagioklasových porfyroklastov natiahnutých v smere lineácie (obr. 17D). Živce sú často sericitizované. Druhým typom sú karbonátové fylonity (horniny nápadne šumia so zriedenou 3,5 % HCl) obsahujúce kremeň, kalcit, chlorit a povlaky opakových minerálov na plochách foliácie (obr. 17E a F).

Štruktúrny záznam

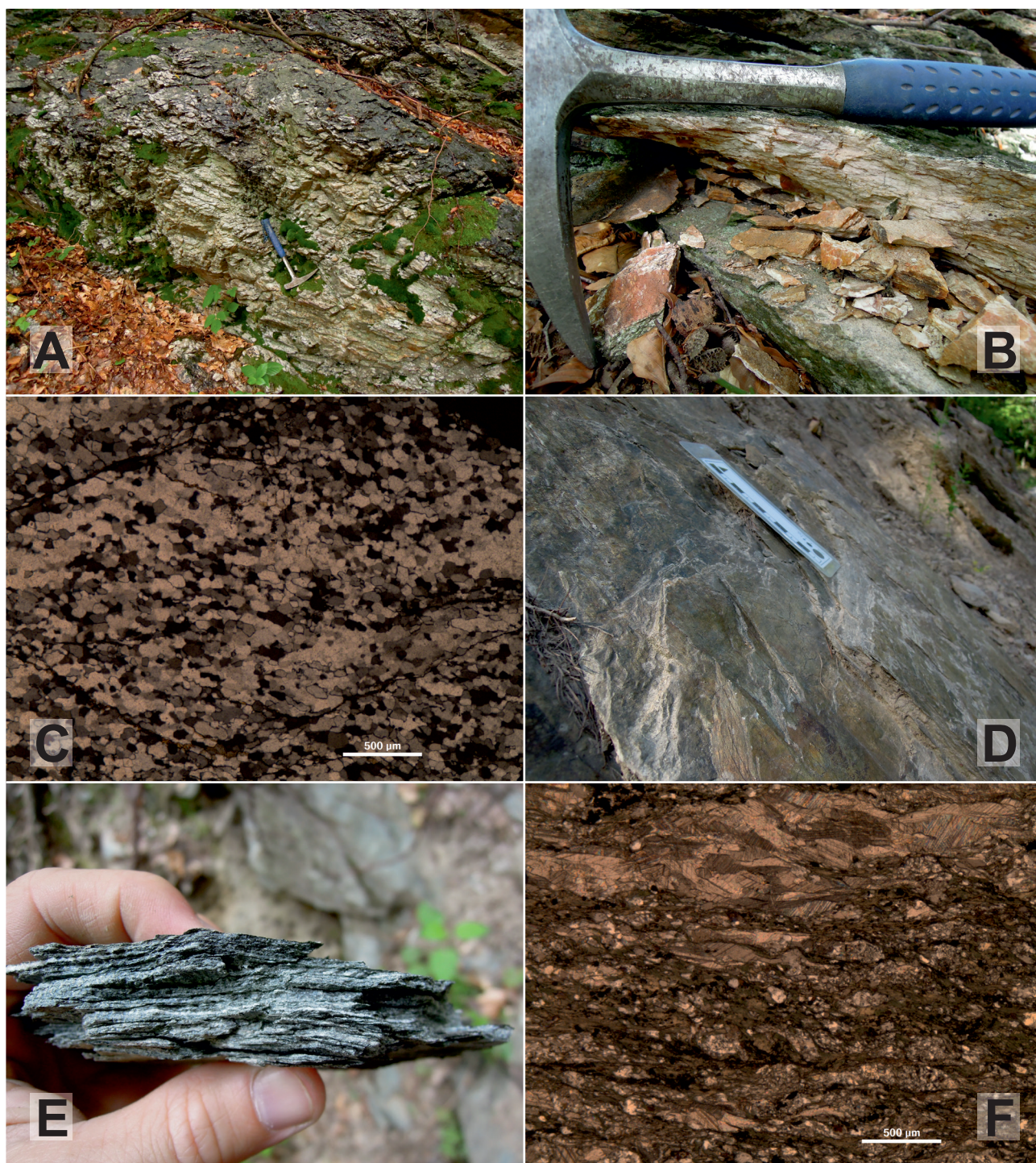
Vo východnej časti zóny metamorfná foliácia fylonitov dobieha k štruktúram seleckého aj bojnianskeho bloku šikmo pod ostrým uhlom (Ivanička et al., 2007; obr. 16 a 18). V oblasti hlavného hrebeňa severne od Panskej javoriny je foliácia približne paralelná s priebehom zóny. V západnej časti v priestore Hrádckej doliny je metamorfná foliácia sklonená na východ, no strižná zóna v tejto oblasti mení smer z pôvodného vsv.-zjz. až na takmer s.-j. Priebeh foliačných plôch je generálne 25 – 30° vo východnom segmente a 25 – 45° v západnom segmente strižnej zóny.

Kliváž v západnom segmente hrádocko-zlatníckej zóny je rotovaná do s.-j. smeru so sklonom na východ (obr. 18C). V centrálnej a východnej časti je generálne paralelná so zjz.-vsv. priebehom strižnej zóny, resp. k nemu dobieha mierne pod ostrým uhlom a skláňa sa generálne na JV (obr. 19D). Lineácie natiahnutia merané v celom priebehu zóny indikujú dva hlavné smery tektonického transportu a sú generálne S – J a V – Z (resp. VSV – ZJZ; obr. 18A).

Makroskopické kinematické indikátory predstavujú hlavne asymetrické vrásky, foliačné ryby, duplexy a sigmoidálne deformované objekty, ktoré naznačujú dominantný tektonický transport na S (obr. 19A a C) až SZ. Časť kinematických indikátorov, hlavne živcové sigma klasty, sigmoidálne deformované kremenné objekty a asymetrické vrásky indikujú tektonický transport nadložného bloku na Z až SZ (obr. 19B, D – F).

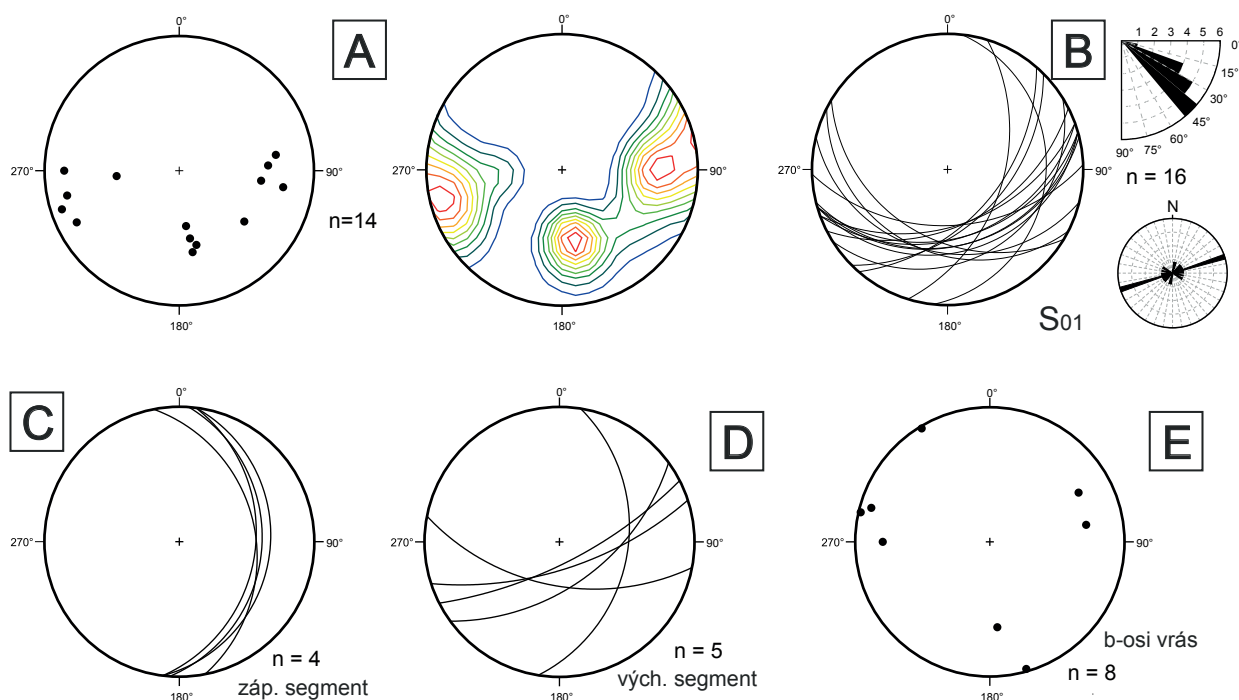
Vrásky sú pozorované vo všetkých mierkach. Početné sú makrovrásky predstavujúce stlačené až izoklinálne zvrásnené pegmatitové žily (obr. 19A) indikujúce tektonický transport na S až SZ. Objavujú sa aj asymetrické vrásky pôvodne kremenných žiliek vykazujúce znaky pasívneho vrásnenia, preukazujúce tektonický transport na S a splošťovanie tlakom nadložia. Duktilné kinematické indikátory v mikromierke vo fylonitoch predstavujú najmä sigmoidálne deformované porfyroklasty karbonátov a živcov. Všetky naznačujú tektonický transport na S až SZ.

Prítomnosť tektonických zrkadiel potvrdzuje, že na staršie duktilné štruktúry bola naložená mladšia krehká deformácia. Na základe manuálnej separácie a následnej analýzy metódou RD (pomocou softvéru WinTensor Delvaux a Sperner, 2003) možno vyčleniť 2 paleonapät'ové udalosti



Obr. 17. Základné typy tektonitov z hrádocko-zlatníckej zóny: A – defilé v metakremencoch, lokalita Javorina, B – detailnejší pohľad na metakremence na lokalite Javorina, C – štruktúra metakremencov v polarizačnom mikroskope pri skrížených nikoloch, D – odkryv živcovo-kremenne-chloritových fylonitov, Jelenia dolina, E – vzorka karbonatických fylonitov, lokálne s náznakmi kalcitických sigmoidálnych porfyroklastov, lokalita Jelenia dolina, F – štruktúra karbonatického fylonitu pri skrížených nikoloch.

Fig. 18. Main types of tectonites of the Hrádok-Zlatníky shear zone, A – Exposure in the metaquartzites, locality Javorina, B – Detailed view on the metaquartzites on locality Javorina, C – Microfabric of metaquartzites in cross polarized light, D – Outcrop of quartz-chlorite phyllonites in Jelenia dolina Valley, E – Sample of carbonate phyllonites in the Jelenia dolina Valley. F – Microfabric of carbonate phyllonites in cross polarized light.



Obr. 18. Štruktúrne merania v oblasti hrádocko-zlatníckej strižnej zóny: A – lineácia natiahnutia, B – metamorfna foliácia, C – kliváž v západnom segmente, D – kliváž vo východnom segmente, E – osi B makrovrás.

Fig. 19. Measurements of structures in the area of Hrádcko-Zlatníky Shear zone: A – Stretching lineation, B – Metamorphic foliation, C – Cleavage in the western segment, D – Cleavage in the eastern segment, E – Fold B-axis.

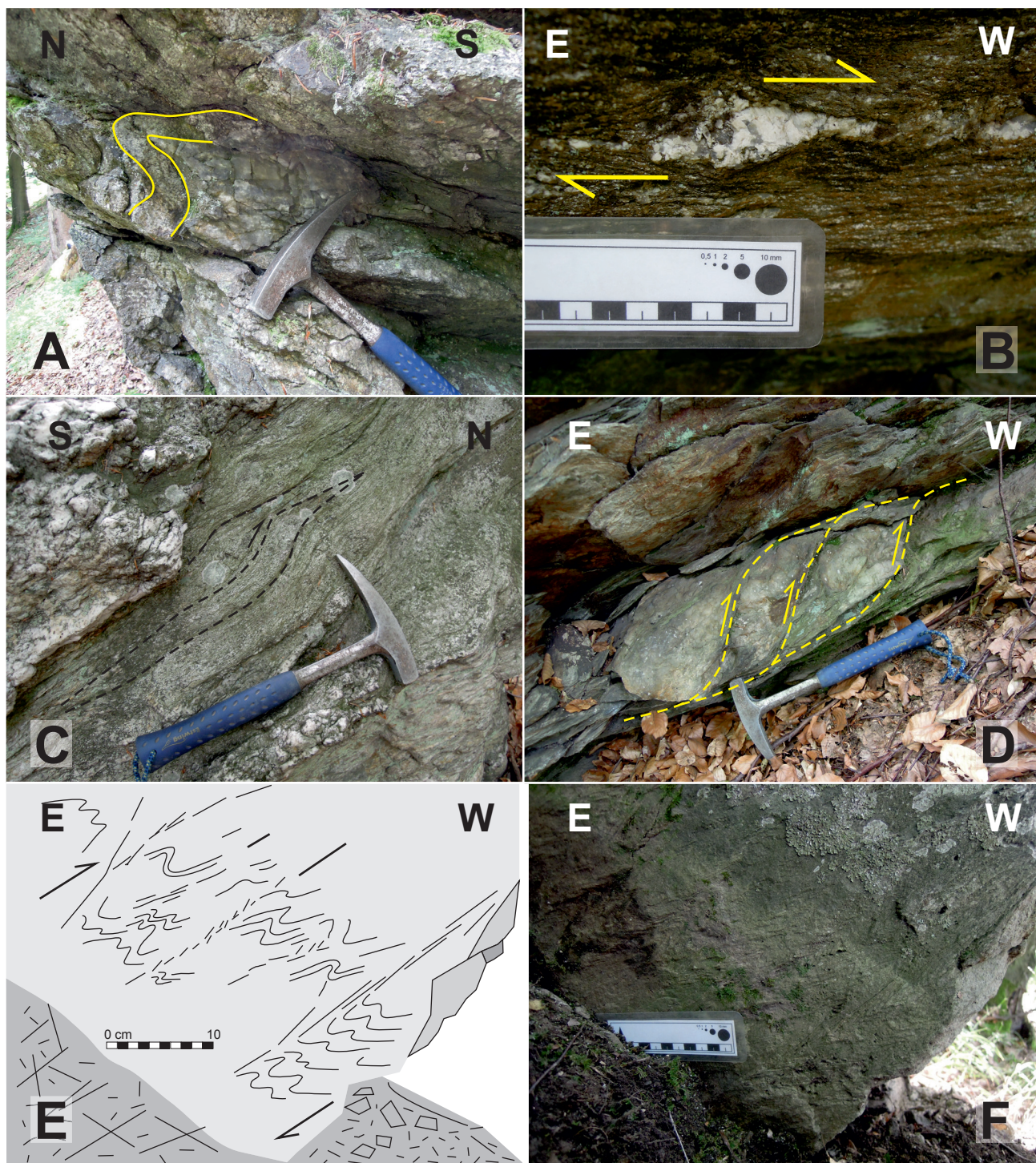
(obr. 20). Prvé bolo pravdepodobne deformačné štádium zodpovedajúce sz.-jv. kompresii až dextrálnej transpresii pozdĺž jz.-sv. až v.-z. orientovaných zlomov (obr. 20A). V dôsledku chýbania pozorovania ofsetov zrkadiel, ako aj nedostatku stratigrafických alebo geochronologických údajov možno vek tejto udalosti iba odhadovať. Na základe širších súvislostí a analógie s inými oblasťami Považského Inovca (cf. Pelech, 2015) však možno usudzovať, že kompresia predstavuje najstaršiu krehkú deformáciu, pravdepodobne prebiehajúcu vo finálnom štádiu kompresie v strižnej zóne po vrchnej kriede až v eocéne. Za mladšie možno považovať extenzné udalosti. Staršia, ssv.-jjz. extenzia sa prejavila zrejme ako relaxácia po období predchádzajúcej konvergencie. Prejavila sa strmými až stredne sklonenými, vsv.-zjz. až v.-z. orientovanými zlomami (obr. 20B). Za najmladšie možno považovať zriedkavo pozorované priečne štruktúry sz.-jv. až s.-j. smeru, ktoré možno zaradiť do neskoromiocénneho až neotektonického obdobia.

Vek strižnej zóny

Už staršie výskumy jasne definovali, že hrádocko-zlatnícka línia predstavuje alpsku strižnú zónu. O jej predalpskej aktivite chýbajú jasnejšie dôkazy (cf. Mahel', 1986). Geologickými dôkazmi jej veku sú predovšetkým šupiny hornín permského a triasového veku zaklínené pod šupinou svorov v jej podloží v oblasti južne od Stanovej doliny (obr. 16). V analogickej pozícii zaklíněných tektonických šupín, resp. synklinál sa vo východnej časti seleckého bloku (podložie hrádocko-zlatníckej zóny) zároveň nachádzajú aj horniny vrchnokriedového veku (hornobelická skupina; Pelech et al., 2016). Údaje získané ZFT me-

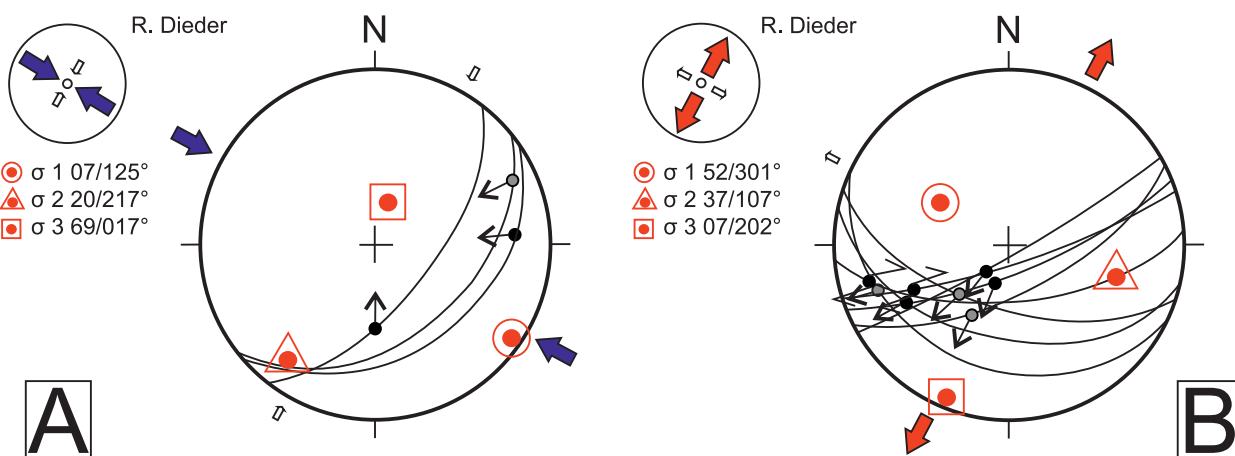
tódou zároveň poukazujú na to, že kryštalinikum seleckého bloku prešlo teplotnou izográdou okolo 240 °C naposledy pred zhruba 256,3 až 255,4 ± 20 mil. r. (stredný perm až stredný trias; Králiková et al., 2016). Pri zohľadnení Rb-Sr datovania apatitu a muskovitu a ⁴⁰Ar/³⁹Ar datovania muskovitu z rôznych oblastí kryštalinika seleckého bloku, ktoré sa pohybujú medzi 307 ± 5 mil. r. a 310,1 ± 3,5 mil. r. (vrchný karbón; Král' et al., 2013), možno konštatovať penetratívnu hercýnsku diaforézu. Na ňu bola podľa údajov Putiša et al. (2008 a 2009) naložená alpska metamorfóza, ktorá pravdepodobne nebola penetratívna, ale bola lokalizovaná len do úzkych strižných zón. Možno tiež doplniť, že staršie K-Ar datovanie muskovitu z oblasti horárne Vaškova chata z. od Dubodielu poskytlo vek približne 260 mil. r. (Kantor in Cambel et al., 1961).

Bližšie nelokalizované K-Ar datovania sericitu-muskovitu a K-živcov z hrádocko-zlatníckej zóny poukazujú na aktivitu od 93 do 53 mil. r. (turón a spodný eocén; Arakelians in Putiš, 1991). Ďalšie veky na základe K-Ar datovania novotvorených svetlých slúd sa pohybujú v rozmedzí 90 – 80 mil. r. (turón – kampán; Putiš et al., 2008). Ar-Ar datovanie sericiticko-muskovitického agregátu mylonitov poskytlo dva veky, 102,3 ± 1,9 (alb – cenoman) a 48 ± 2,2 mil. r. (spodný eocén; Putiš et al., 2009). ZFT údaj o veku prechodu granitoidov bojníanskeho bloku teplotnou izográdou okolo 240 °C spadá do obdobia pred 69 ± 8 mil. r., resp. 74,4 ± 5,9 mil. r. (kampán – mástricht; Kováč et al., 1994; Králiková et al., 2016). Tieto údaje reprezentujú obdobie maximálneho pochovania strižnej zóny do hlbších úrovní kôry. Na základe všetkých uvedených údajov možno konštatovať, že kompresná etapa vývoja strižnej zóny sa odohrala v dvoch fázach, prvej (AD₁) pri-



Obr. 19. A. Severovergentná zvrásnená pegmatitová žila, Jelenia dolina. B. Sigmoidálne deformovaný porfýroklast živca vykazujúci dextrálny strih („vrch na Z“), Jelenia dolina. C. Duplex s vergenciou na S, pozorovateľný v horninách fundamentu, Jelenia dolina. D. Duplexy vykazujúce dextrálny strih („vrch na Z“), Jelenia dolina. E. Zjednodušený náčrt mylonitických vrás a kliváže so západnou vergenciou, záver Hrádockej doliny. F. Fotografia vrás a kliváže z obr. 20E.

Fig. 20. A. North vergent folded pegmatite dike, Jelenia dolina Valley. B. Sigma type feldspar porphyroblast documenting dextral shear (“top to the W”), Jelenia dolina Valley. C. Duplex in the foliation of metamorphic rocks with N-vergence, Jelenia dolina Valley. D. Duplexes of former quartz vein indicating dextral, resp. “top to the W” shear, Jelenia dolina Valley. E. Scheme of mylonitic folds and cleavage in the deformed basement rocks with west vergence, end of Hrádocká dolina Valley. F. Photograph folds and cleavage from the Fig. 20 E.



Obr. 20. Výsledky paleonapäťovej analýzy mezoskopických zlomov (tektonických zrkadiel) zaznamenaných v horninových komplexoch hrádko-zlatníckej strižnej zóny (zrkadlá označené sivým kruhom prevzaté z práce Marko et al., 1990): A – tektonické zrkadlá staršej transpresnej deformačnej fázy, B – tektonické zrkadlá mladšej transtenznej deformačnej fázy.

Fig. 21. Results of paleostress analysis of mesoscopic faults (slickensides) recorded in the rock complexes of the Hrádko-Zlatníky shear zone (slickensides marked by grey circle taken from Marko et al., 1990): A – Slickensides of the older transpressional deformation phase, B – Slickensides of the younger transtensional phase.

blízne v albe až turóne (okolo 92 mil. r.) a druhej (AD_2) po skončení vrchnej kriedy, pravdepodobne v paleocéne až spodnom eocéne (53 – 48 mil. r.).

Interpretácia

Alpínska kompresná deformácia hrádko-zlatníckej strižnej zóny prebiehala v podmienkach fácie zelených bridlíc blízkyh teploty 300 °C a nízkom až strednom tlaku (Putiš et al., 2009, 2016). Ako naznačujú pozorovania krehkých štruktúr, záverečná fáza (kompresnej) deformácie mohla prebiehať aj v krehko-duktilných podmienkach, no pozorovania kompresných tektonických zrkadiel sú v skúmanej oblasti málo početné (obr. 20A). Pôvodne násunová, resp. prešmyková až transpresná strižná zóna bola napokon v neskoršej fáze vývoja krehko modifikovaná, takže v súčasnom obraze sa prejavuje ako strmo sklonený extenzný (poklesový) zlom so zastúpením horizontálnej (dextrálnej) zložky posunu (obr. 20B).

Bojniansky blok budujúci nadložie strižnej zóny sa považuje za typický tatrický kryštalinický fundament, ktorého prográdna metamorfóza prebiehala v podmienkach amfibolitovej fácie (amfibol, plagioklas, \pm granát) v priebehu hercýnskej orogenézy, pričom je zdokumentovaná koexistencia kyanitu, sillimanitu aj andaluzitu (Korikovskij a Putiš, 1986; Ivanička et al., 2007, 2011). Materiál strižnej zóny neobsahuje tieto vyššie metamorfne postihnuté celky ani napriek tomu, že boli pôvodne jeho protolitom, zrejme v dôsledku intenzívnej deformácie, rekryštalizácie a pôsobeniu fluid, ktoré zmazali stopy pôvodnej minerálnej paragenézy. Fylonity predstavujú koncový člen radu tektonitov, ktoré vznikajú v jadrách strižných zón exhumovaných z hĺbky najmenej 5 km (Imber et al., 2008) a bežne sa vyskytujú aj na báze nasúvaných príkrovov fundamentu (Holdsworth et al., 2006).

Vývoj hrádko-zlatníckej zóny možno rozdeliť na niekoľko etáp. V priebehu cenomanu až turóne v štádiu

AD_1 došlo k prvotnému alpínskemu zblíženiu nadložného bojnianskeho bloku s podložným seleckým blokom. V strednokôrových úrovniach sa pri tom deformedovali preexistujúce hercýnske štruktúry. Vznikla nová metamorfická foliácia sklonená na J, ktorá prekryla staršiu stavbu. Pegmatitové dajky boli vrásnené do formy stlačených až izoklinálnych vrás s vergenciou na S. V silne izotropných mylonitoch a fylonitoch sa vyvíjala imbrikovaná severovergentná stavba, zdokumentovaná asymetrickými vrásami a duplexmi foliácie a kremenných objektov. Smer tektonického transportu AD_1 podčiarkuje maximum meraní lineácie natiahnutia so sklonom na J. Vývoj vrás sprevádzal aj vznik kliváže, ktorá je v strednom a východnom úseku zóny sklonená na JV.

Pri pokračovaní deformácie v priebehu vrchnej kriedy až paleogénu však os maximálneho napätia zrotovala do smeru šikmého až subparalelného s priebehom strižnej zóny (V – Z). Zmena mala za následok kulisovité usporiadanie štruktúr (metamorfická foliácia, kliváž a osi b vrás) v zóne do smeru SV – JZ. Prejavmi v.-z. pohybu je aj druhé maximum pozorovaných lineácií natiahnutia, ktoré sú v tomto smere takmer subhorizontálne alebo iba mierne sklonené. Záznam v.-z. pohybu sa najlepšie zachoval v západnom úseku zóny medzi Štajnekerovou kopanicou a Malinišťami, kde je metamorfická foliácia sklonená na V a je strmšia (obr. 16, profil C-D). Pozorovaná kliváž so sklonom na V, ako aj mylonitické vrásy poukazujú na tektonický transport na Z až SZ (obr. 19E a F). Vo východnej a centrálnej časti strižnej zóny možno túto deformáciu dokumentovať celým radom asymetrických, duktilne deformovaných živcových porfyroklastov a kremenných objektov (obr. 19B a D). Západovergentné štruktúry sú prejavom druhej fázy (AD_2) alpínskej deformácie, ktorá mala dextrálne transpresný charakter. Pozorované štruktúry sú v súlade s interpretáciou deformácie v seleckom bloku, pri ktorej sme konštatovali, že vo finálnom štádiu alpínskej deformácie sa prejavila šikmá transpresia (cf. Pešková, 2011; Pelech et al., 2016).

Diskusia

Význam hrádočko-zlatníckej strižnej zóny sa chápe rôzne (Leško et al., 1988; Marko et al., 1990; Plašienka a Marko, 1993; Putiš, 1992; Putiš et al., 2008). Komplexy svorov seleckého bloku sa tradične vnímajú ako stredná litotektonická jednotka, zatiaľ čo bojníansky blok ako migmatitovo-rulovo-granitoidný komplex, a teda vrchná litotektonická jednotka (sensu Bezák, 1994). Samotný rozdiel v litologickej náplni medzi horninovými komplexmi seleckého bloku a severnej časti bojníanskeho bloku nie je natoľko výrazný a možno ho považovať za postupný (svory až ruly a lokálne amfibolity v seleckom bloku; svorové ruly až pararuly s vyšším zastúpením amfibolitov a smerom na JV s pribúdajúcimi granitoidmi v „pestrej“ severnej časti bojníanskeho bloku), ale nepochybné alpínsky deformovaný. Zo štruktúrneho hľadiska je rovnako výrazné, ak nie výraznejšie, strmé rozhranie kontaktu severnej „pestrej“ časti bojníanskeho bloku a jeho rulovo-granitoidnej južnej časti vystupujúce v oblasti medzi Hrádockou dolinou a dolinou Zeleznic (obr. 16).

Je potrebné poznamenať, že spomenutý „pestrý komplex“ na severe bojníanskeho bloku je možné vyčleniť ako samostatnú štruktúru poklesnutú medzi seleckým blokom a južnejšou rulovo-granitoidnou časťou bojníanskeho bloku. Z hľadiska horninovej náplne je takéto vyčlenenie opodstatnené. Na geologickej mape (Ivanička et al., 2007) je znázornené, že horninové komplexy rulovo-granitoidnej časti bojníanskeho bloku sú prešmyknuté na „pestré“ komplexy severnej časti bojníanskeho bloku. Násun je možné sledovať od rekreačnej oblasti Duchonka (na západnom okraji pohoria) až po záver Hrádockej doliny, kde je vzájomný kontakt bojníanskeho a seleckého bloku zastretý poklesovými zlomami (hrádočský zlom sensu Mahel', 1986) s nezanedbateľnou amplitúdou. Tektonická separácia je natoľko výrazná, že sa horninové komplexy patrika stýkajú priamo s kryštalinikom patrika seleckého bloku (Ivanička et al., 2007).

ZÁVER

Najspolahlivejšie štruktúry použiteľné na zistenie zmyslu strihu na miestach bez pozorovateľného oporného horizontu alebo viditeľných hraníc strižnej zóny sú asymetrické porfyroklasty obklopené dynamicky rekryštalizovaným jemnozrnným lemom, fraktúrované a premiestnené porfyroklasty, S-C-štruktúry a strižné pásy. Na vyvodenie nepochybných záverov sa odporúča kvantitatívne analyzovať čo najväčšie množstvo kinematických indikátorov na viacerých lokalitách. Pozorovanie viacerých typov kinematických indikátorov, ktoré preukazujú rovnaký zmysel strihu, poskytuje najväčšiu mieru istoty pri určovaní kinematickej deformácie.

Rôzne typy kinematických indikátorov použiteľné na určenie zmyslu pohybu strižných zón sú komplexná téma presahujúca rámec tejto práce. Existuje celý rad ďalších štruktúr vyskytujúcich sa v asociácii so strižnými zónami využiteľných pri dešifrovaní kinematickej a ďalších okolností deformácie (napr. Hanmer a Passchier, 1991; Cosgrove,

2007). Patria sem lineácia (Piazolo a Passchier, 2002), kľváž a foliácia (Cosgrove, 1976; Paterson et al., 1989), vrásky (Hudleston a Lan, 1993), kulisovito usporiadané systémy žíl (Beach, 1975; Lisle, 2013) a iné. Väčšina z nich však je v slovenskej, resp. českej literatúre opísaná (Jaroš a Vachtl, 1992; Nemčok et al., 1995; Marko a Jacko, 1999).

Príkladom alpínskej strižnej zóny vyvinutej v horninách kryštalinického fundamentu patrika je hrádočko-zlatnícka strižná zóna v Považskom Inovci. Na základe pozície a pozorovaných duktilných deformačných štruktúr ju možno považovať za rozhranie bojníanskeho a seleckého bloku (sensu Mahel', 1986). Vzhľadom na prítomnosť asymetrických, duktilne deformovaných živcových porfyroklastov a kremenných objektov, asymetrických mylonitických vrás, ako aj zvrásnených pegmatitových žíl rôznej mierky možno konštatovať jej prešmykový (s vergenciou na S) až dextrálne transpresný charakter (s vergenciou na Z až SZ). Možno predpokladať, že transpresia nastala vo finálnej fáze kompresie seleckého a bojníanskeho bloku. Naložená mladšia krehká deformácia má dextrálno-transtenzný charakter a je zrejme výsledkom odstrešenia bojníanskeho bloku z tektonického nadložia seleckého bloku pravdepodobne v priebehu miocénu (cf. Danišík et al., 2004).

Podakovanie

Výskum bol podporený projektom Agentúry na podporu vedy a výskumu č. APVV-0315-12. Autori ďakujú D. Plašienkovi za konštruktívne pripomienky k navrhovanej terminológii v skoršej verzii manuskriptu a recenzentovi J. Madarásovi za pripomienky, ktoré obohatili finálnu verziu článku.

LITERATÚRA

- Alsop, G. I. a Holdsworth, R. E., 2004: Shear zones – an introduction and overview. In: Alsop, G. I., Holdsworth, R. E., McCaffrey, K. J. W. a Hand, M. (Eds.): Flow Processes in Faults and Shear Zones. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 224, 1 – 9.
- Beach, A., 1975: The geometry of en-echelon vein arrays. Tectonophysics, 28, 245 – 263.
- Berthé, D., Choukrunte, P. a Jegouzo, P., 1979: Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. J. struct. Geol., 1, 1, 31 – 42.
- Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. Miner. Slov., 26, 1, 1 – 6.
- Bezák, V., Biely, A., Elečko, M., Konečný, V., Mello, J., Polák, M. a Potfaj, M., 2011: A new synthesis of the geological structure of Slovakia – the general geological map at 1 : 200,000 scale. Geol. Quart., 55, 1, 1 – 8.
- Bukovská, Z., Jeřábek, P., Lexa, O., Konopásek, J., Janák, M. a Košler, J., 2013: Kinematically unrelated S-C fabrics: an example of extensional shear band cleavage from Veporic Unit (Western Carpathians). Geol. Carpath., 64, 2, 103 – 116.
- Cambel, B., Kamenický, J. a Krist, E., 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Tribňa a západnej časti Vepora. In: Sjazdový sprievodca XII. sjazdu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a petrologiu. Slovenský výbor. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7 – 22.
- Cosgrove, J. W., 1976: The formation of crenulation cleavage. J. Geol. Soc. London, 132, 155 – 178.
- Cosgrove, J. W., 2007: The use of shear zones and related structures as kinematic indicators: a review. In: Ries, A. C., But-

- ler, R. W. H. a Graham, R. H. (Eds.): Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 272, 59 – 74.
- Danišík, M., Dunkl, I., Putiš, M., Frisch, W. a Král, J., 2004: Tertiary burial and exhumation history of basement highs along the NW margin of the Pannonian basin – an apatite fission track study. *Aust. J. Earth Sci.*, 95/96, 60 – 70.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J. a Kluth, Ch. F., 2011: Structural geology of rocks and regions. 2nd Ed. New York, John Wiley, 839 s.
- Delvaux, D. a Sperner, B., 2003: Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 212, 75 – 100.
- Dennis, J. G., 1967: International tectonic dictionary: English Terminology. *Memoir (Amer. Assoc. Petrol. Geol.)*, 7, 184 s.
- Dyda, M., 2009: Hominotvorné minerály pod mikroskopom. Bratislava, Univerzita Komenského, 213 s.
- Farkašovský, R., 2013: Shear zones and mylonite microfabric in the Čierna hora Mts. (Eastern Slovakia). *Monograph. Eger, Líceum Kiadó*, 58 s.
- Fossen, H., 2010: Structural geology. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 463 s.
- Goscombe, B. D., Passchier, C. W. a Hand, M., 2004: Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *J. struct. Geol.*, 26, 739 – 763.
- Grotenhuis, S. M. ten, Trouw, R. A. J. a Passchier, C. W., 2003: Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics*, 372, 1 – 2, 1 – 21.
- Hanmer, S. a Passchier, C., 1991: Shear-sense indicators. A review. *Geol. Surv. Canada Pap.*, 90 – 17, 72.
- Hobbs, B. a Ord, A., 2015: Structural Geology. Mechanics of Deforming Metamorphic Rocks. Vol. I: Principles. Amsterdam, Elsevier, 665 s.
- Hók, J., 2006: Mylonit a blastomylonit. In: Plašienka, D. (ed.): 4. výročný predvianočný seminár Slovenskej geologickej spoločnosti. *Miner. Slov.*, 38, 2, *Geovestník*, 3 – 4.
- Hók, J. a Hraško, L., 1990: Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie. *Miner. Slov.*, 22, 69 – 80.
- Hók, J., Kováč, P. a Madarás, J., 1993: Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika. *Miner. Slov.*, 25, 172 – 176.
- Hók, J., Siman, P., Frank, W., Král, J., Kotulová, J. a Rakús, M., 2000: Origin and exhumation of mylonites in the Lúčanská Malá Fatra Mts. (the Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag.*, 6, 4, 325 – 334.
- Holdsworth, R. E., Strachan, R. A., Alsop, G. I., Grant, C. J. a Wilson, R. W., 2006: Thrust sequences and the significance of low-angle, out-of-sequence faults in the northernmost Moine Nappe and Moine thrust zone, NW Scotland. *J. Geol. Soc. London*, 163, 5, 801 – 814.
- Hudleston, P. J. a Lan, L., 1993: Information from fold shapes. *J. struct. Geol.*, 15, 3 – 5, 253 – 264.
- Imber, J., Holdsworth, R. E., Smith, S. A. F., Jefferies, S. P. a Colletini, C., 2008: Frictional-viscous flow, seismicity and the geology of weak faults: a review and future directions. In: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E. a Colletini, C. (Eds.): *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties*. London, Geol. Soc. London, 299, 151 – 173.
- Ivanička, J., Havrila, M., Kohút, M. (eds.), Olšavský, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Sherer, S. a Zuberec, J., 2007: Geologická mapa Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny, M = 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ivanička, J., Kohút, M. (eds.), Olšavský, M., Havrila, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Scherer, S. a Zuberec, J., 2011: Výsvetlivky ku geologickej mape regiónu Považský Inovca a jv. časť Trenčianskej kotliny, M = 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Jacko, S., Hók, J. a Madarás, J., 1997: Pre- and syn-granitoid deformations of the Western Carpathian metamorphic complexes. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (Eds.): *Geodynamic evolution of the Western Carpathians*. Bratislava, Miner. Slov. – Monogr., 359 – 370.
- Jaroš, J. a Vachtl, J., 1992: *Strukturální geologie*. Praha, Academia, 437 s.
- Johnson, A. M., 1995: Orientations of faults determined by premonitory shear zones. *Tectonophysics*, 247, 161 – 238.
- Johnson, S. E., 1999: Porphyroblast microstructures: A review of current and future trends. *Amer. Mineralogist*, 84, 1 711 – 1 726.
- Korikovskij, S. P. a Putiš, M., 1986: Metamorfičeskaja zonalnosť i diaferez v kristallinikume Považského Inovca. *Geol. zbor. Geol. Carpath.*, 37, 2, 115 – 136.
- Kováč, M., Král, J., Márton, E., Plašienka, D. a Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath.*, 45, 2, 83 – 96.
- Kováčik, M., 2007: Petrogenetické a štruktúrne poznatky z kryštalínika centrálnej časti Považského Inovca. In: Plašienka, D., Németh, Z., Šimon, L., Iglárová, L. a Magálová, D. (eds.): 5. výročný predvianočný seminár Slovenskej geologickej spoločnosti. *Miner. Slov.*, 39, *Geovestník*, 4 – 5.
- Král, J., Hók, J., Bachliński, R. a Ivanička, J., 2013: Rb/Sr a ⁴⁰Ar/³⁹Ar údaje z kryštalínika Považského Inovca (Západné Karpaty). *Acta Geol. Slov.*, 5, 2, 195 – 210.
- Králiková, S., Vojtko, R., Hók, J., Fügenschuh, B. a Kováč, M., 2016: Low-temperature constraints on the Alpine thermal evolution of the Western Carpathian basement rock complexes. *J. struct. Geol.*, 91, 144 – 160.
- Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. a Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. Bratislava, Comenius University Press, 324 s.
- Lenárt, R. a Hók, J., 2013: Polyfázová deformácia obalovej sekvencie a granitoidov zoborskej časti Tribeča. *Acta Geol. Slov.*, 5, 1, 107 – 115.
- Leško, B., Šutora, A. a Putiš, M., 1988: Geology of the Považský Inovca Horst based on geophysical investigation. *Geol. zbor. Geol. Carpath.*, 39, 2, 195 – 216.
- Lexa, O., Cosgrove, J. a Schulmann, K., 2004: Apparent shear-band geometry resulting from oblique fold sections. *J. struct. Geol.*, 26, 155 – 161.
- Lisle, R. J., 2013: Shear zone deformation determined from sigmoidal tension gashes. *J. struct. Geol.*, 50, 35 – 43.
- Lister, G. S. a Snoke, A. W., 1984: S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6, 6, 617 – 638.
- Madarás, J., Putiš, M. a Hók, J., 1999: Štruktúrne črty hercýnskej stavby južnej časti d'umbierskeho kryštalínika (Nízke Tatry, Západné Karpaty). *Miner. Slov.*, 31, 17 – 30.
- Mahel', M., 1986: *Geológia Československých Karpát I. Paleoolpínske jednotky*. Bratislava, Veda, 510 s.
- Mahel', M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, K., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, L., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, E., Mazúr, M. a Salaj, J., 1962: *Výsvetlivky ku geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34 XXV Žilina*. Bratislava, Geofond, 272 s.
- Mahel', M. (ed.), Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: *Regionální geologie ČSSR. Díl II Západní Karpaty*. Svazek 1. Praha, Academia, 495 s.
- Marko, F., 1993: Kinematické indikatory 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 Jacko, S., 1999: *Štruktúrna geológia I. Všeobecná a systematická*. Košice, Harlequin, 180 s.

- Marko, F., Hacura, A., Janták, V. a Plašienka, D., 1990: Geologická stavba a štruktúrne vzťahy v strednej časti Považského Inovca. Čiastková záverečná správa za úlohu II-4-5/01 ŠPZV Geologická stavba Malých Karpát, Považského Inovca a príľahlých území. Manuskript. Bratislava, Archív Geol. úst. Slov. Akad. Vied, 85 s.
- Marques, F. O., Fonseca, P. D., Lechmann, S., Burg, J. P., Marques, A. S., Andrade, A. J. M. a Alves, C., 2012: Boudinage in nature and experiment. *Tectonophysics*, 526 – 529, 88 – 96.
- Mawer, Ch. K., 1992: Kinematic indicators in shear zones. In: Bartholomew, M. J., Hyndman, D. W., Mogk, D., Mason, R. (Eds.): *Basement Tectonics 8, Characterization and Comparison of Ancient and Mesozoic Continental Margins*, Proceeding of the International Conference on Basement Tectonics, Butte, Montana, August 8 – 12, 1988. Dordrecht, Kluwer Acad. Publ., 67 – 81.
- McClay, K. R., 1992: *The Mapping of Geological Structures*. Chichester, John Wiley, 161 s.
- Melichar, R., 1990: Strižné zóny v magmatických horninách. *Miner. Slov.*, 22, 145 – 148.
- Mukherjee, S., 2014: *Atlas of Shear Zone Structures in Meso-scale*. Heidelberg, Springer, 124 s.
- Nemčok, M., Melichar, R., Marko, F., Madarás, J. a Hodň, Š., 1995: *Základy štruktúrnej geológie*. Bratislava, Miner. Slov. – Monogr., 170 s.
- Passchier, C. W. a Simpson, C., 1986: Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. struct. Geol.*, 8, 831 – 844.
- Passchier, C. W. a Trouw, R. A. J., 2005: *Microtectonics*. Berlin, Springer, 352 s.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. a Tobisch, O. T., 1989: A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. struct. Geol.*, 11, 3, 349 – 363.
- Pelech, O., 2015: Kinematická analýza tektonických jednotiek Považského Inovca. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont., PriF UK, 166 s. Dostupné online: <http://alis.uniba.sk/storage/dpg/dostupne/PR/2015/2015-PR-37899/>.
- Pelech, O., Hók, J., Havrila, M. a Pešková, I., 2016: Structural position of the Upper Cretaceous sediments in the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians). *Acta Geol. Slov.*, 8, 43 – 58.
- Pešková, I., 2011: Tektonická interpretácia západného úseku kontaktnej zóny externíd a interníd Západných Karpát. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont., PriF UK, 94 s.
- Piazolo, S. a Passchier, C. W., 2002: Controls on lineation development in low to medium grade shear zones: a study from Cap de Creus peninsula, NE Spain. *J. struct. Geol.*, 24, 24 – 44.
- Plašienka, D., 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu. *Miner. Slov.*, 15, 3, 217 – 231.
- Plašienka, D., 1990: Regionálne strižné a transpresné zóny v tatriku Malých Karpát. *Miner. Slov.*, 22, 55 – 62.
- Plašienka, D. a Marko, F., 1993: Geologická stavba strednej časti Považského Inovca. *Miner. Slov.*, 25, 11 – 25.
- Pluijm, B. A., van der Marshak, S. (Eds.), Allmendinger, R. W., Brandon, M. T., Burchfiel, B. C., Cook, F. A., Foster, D. A., Gray, D. R., Hibbard, J. P., Hoffman, P. F., Jordan, T. E., Miller, E. L., Natalin, B. A., Pickering, K. T., Royden, L. H., Schmid, S. M., Sengör, A. M. C., Smith, A. G. a Wilkerson, M. S., 2004: *Earth Structure. An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. New York, W. W. Norton, 656 s.
- Polák, S. a Kucharič, L., 1973: Transverzálna zóna polarizovateľných geologických objektov v Považskom Inovci a jej ložisková perspektíva. *Miner. Slov.*, 5, 3, 257 – 270.
- Putiš, M., Unozg, W., Wallbrecher, E. a Fritz, H., 1997: Mylonitization and chemical mass-transfer in granitoid rocks of the Vepor pluton near the Cretaceous Pohorelá thrust (Veporic unit, central Western Carpathians). In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): *Geodynamic evolution of the Western Carpathians*. Bratislava, Miner. Slov. – Monogr., 197 – 214.
- Putiš, M., 1980: Succession of tectonic structures in crystalline and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. zbor. Geol. Carpath.*, 31, 4, 619 – 625.
- Putiš, M., 1981: Geologicko-tektonické pomery v predtriasových útvaroch Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Geol. úst. Slov. Akad. Vied, 187 s.
- Putiš, M., 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the Western Carpathian crystalline complexes. *Miner. Slov.*, 23, 459 – 473.
- Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathians crystalline complexes. *Geol. Carpath.*, 43, 6, 369 – 380.
- Putiš, M., Sulák, M., Gawlick, H. J. a Bojar, A. V., 2006: Infratratikum Považského Inovca (Západné Karpaty) – geodynamická evolúcia kontinentálneho svahu v susedstve oceánskeho penninika. *Miner. Slov.*, 38, 1, 7 – 28.
- Putiš, M., Gawlick, H.-J., Frisch, W. a Sulák, M., 2008: Cretaceous transformation from passive to active margin in the Western Carpathians as indicated by the sedimentary record in the Infratratric unit. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)*, 97, 799 – 819.
- Putiš, M., Frank, W., Plašienka, D., Siman, D., Sulák, M. a Biroň, A., 2009: Progradation of the Alpidic Central Western Carpathians orogenic wedge related to two subduction: constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas. *Geodynamica Acta*, 22, 1 – 3, 31 – 56.
- Putiš, M., Ružička, P., Ling, X. a Nemeč, O., 2016: U/PB SIMS zircon dating of a rhyolite intercalation in Permian siliciclastics as well as a rhyodacite dyke in micaschists (Infratratricum, W. Carpathians). *Miner. Slov.*, 48, 135 – 144.
- Ramberg, H., 1955: Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *J. Geol.*, 63, 512 – 526.
- Rajlich, P., 1990: Tektonika strižných zón. *Miner. Slov.*, 22, 1 – 17.
- Ramsay, J. G., 1980: Shear zone geometry: a review. *J. struct. Geol.*, 2, 1/2, 83 – 99.
- Ramsay, J. G. a Huber, M. I., 2006: *The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures*. Amsterdam, Acad. Press, 700 s.
- Schultz, R. A. a Fossen, H., 2008: Terminology for structural discontinuities. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 92, 7, 853 – 867.
- Simpson, C., 1986: Determination of Movement Sense in Mylonites. *J. Geol. Ed.*, 34, 246 – 261.
- Ten, A. A. a Yuen, D. A., 1999: Time-dependent formation of mantled inclusion structures for different rheologies under a simple shear. *Earth planet. Sci. Lett.*, 165, 1, 25 – 35.
- Vojtko, R. a Marko, F., 2006: Paleonapťová analýza ako nástroj geodynamických rekonštrukcií. In: Kováč, M. a Dubíková, K. (eds.): *Nové metódy a výsledky v geológii Západných Karpát*. Bratislava, Zborník 2006, Univerzita Komenského, 77 – 90.
- Woodlock, N. H. a Mort, K., 2008: Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geol. Mag.*, 145, 3, 435 – 440.

Methods and results of kinematic analysis of ductile mesoscopic structures of the Hrádok-Zlatníky shear zone

SUMMARY

Slovak geological literature with except of several brief papers (Rajlich, 1990; Melichar, 1990) lacks any review that would methodically further explain use of kinematic indicators in ductile shear zones, especially the widely-used interpretation of porphyroclast systems in mesoscale. This absence is most striking in comparison with analysis of brittle structures which are relatively well described in Slovak literature (Marko, 1993; Marko, 2000; Vojtko and Marko, 2006). The ideal ductile shear zone represents zones

of concentrated deformation localized between relatively less or undeformed rock walls (e.g. Ramsay, 1980, Fig. 1A and B); however definitions of general shear zones in the literature are not uniform (see Schultz and Fossen, 2008). Based on mechanism of deformation, the shear zones could be classified as coaxial (pure shear); non-coaxial (simple shear) or mixed type. Although predominant mechanism of the most shear zones is simple shear, there are also known zones with prevailing pure shear (dilatation and compaction zones). The ductile shear zones are characterized by continuity of deformed markers, however in fact they may represent both signs of brittle and plastic deformation.

Secondary structures which are formed during deformation and their geometry reveals progressive rotation of axis of finite strain with respect to kinematic axis or shear plane are called kinematic indicators or synonymous shear-sense indicators (e.g. Pluijijm et al., 2004). Sense of movement of crustal blocks could be revealed as well by the orientation of planar and linear structural elements (cleavage, deformed dikes, lineations etc.). The planar indicators can be tracked across the shear zone where the sigmoidal bend in the direction of the movement could be observed from edge of the zone to its center (Fig. 1B; Fig. 13B). The foliation is usually sub-parallel to the shear plane in the center of the zone and bends outside in the shear zone margins; usually it is a reliable kinematic indicator. Other very good planar indicators include deformed marker horizons or older structures such as pegmatite dikes or veins (Fig. 13A). When rocks are exposed to several deformation phases, two or more foliation planes could be formed. In case of presence of two planar anisotropies, younger planes could cut and deform the older ones. Such case when planar shear planes (C) deform the older foliation (S) is called S-C structure or S-C foliation (Fig. 2A). During the progressive deformation older S-planes use to rotate in direction of C-planes and the angle between planes S and C is decreasing. S-C structures are particularly common in granitoids, where they form in temperature below plasticity of feldspars (Berthé et al., 1979; Lister a Snoke, 1984; Fig. 13C). Similar features which extensional character are called shear bands, C-bands or extensional crenulations cleavage (Lexa et al., 2004). Mylonites, deformed rocks, found in the natural shear zones often contain relatively larger mineral

grains called porphyroclasts in fine grained matrix. They are usually represented by feldspar, mica, garnet, amphibole, pyroxene or rarely by quartz. If the porphyroclasts are mantled by recrystallized material they may form asymmetric strain shadows or wings which could serve as excellent kinematic indicators (e.g. Hammer and Passchier, 1991; Passchier and Trouw, 2005). Conditions for correct determination of shear of sense are described in Passchier and Simpson (1986). One of the key conditions is that observation must be carried out in sections perpendicular to foliation and parallel to the stretching lination (XZ plane of deformation ellipsoid). Several types of porphyroclasts are recognized. Especially the sigma and delta type porphyroclasts are most suitable as the kinematic indicators (Fig. 3 and 4; Fig. 13E – G). Other structures include fractured and displaced clasts (Fig. 7; Fig. 13H), sigmoidal objects, mineral fish (Fig. 8) and relatively less common quarter structures (Fig. 9). Another type of secondary structures related to shear zone development are represent by budins described in Figs. 10 – 12 and 14.

The Hrádok-Zlatníky Shear Zone (or Hrádok-Zlatníky Line) represents a shear zone separating the Northern (Selec) Block and Central (Bojná) Block of the Tatricum in the Považský Inovec Mts. in the area of the Internal Western Carpathians (Slovakia). Based on observations of folds, sigma type porphyroclasts, foliation fish and duplexes it could be interpreted as thrust (“top to north”) and dextral transpressional zone (“top to west and northwest”). From the kinematic point of view, it initially acted as thrust of Bojná Block to the north, but later apparently went into dextral transpression. The Hrádok-Zlatníky shear zone is one of the field evidence of existence of imbricate thrust system in the Tatricum of Považský Inovec Mts. According to geochronological data, it was active during the period around 100 to 50 Ma (Albian – Cenomanian to Early Eocene; Putiš, 1991; Putiš et al., 2008 and 2009). It was later reactivated as dextral transtensional fault related to unroofing of the Bojná Block from above the Selec Block, probably during the Miocene.

Manuskript doručený:	22. 2. 2017
Revidovaná verzia doručená:	17. 4. 2017
Rukopis akceptovaný redakčnou radou:	16. 5. 2017

SPRÁVY O GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOCH

Lelovské súvrstvie v juhozápadnej časti Hornonitrianskej kotliny

Lelovce Formation in the southwestern part of the Hornonitrianska kotlina Basin

ALEXANDER NAGY¹ a IVAN BARÁTH²

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04, Bratislava 11; alexander.nagy@geology.sk

²Blagoevova 22, 851 04, Bratislava-Petržalka

Abstrakt. Štrkovo-piesčité sedimenty lelovského súvrstvia neskoromiocénneho až pontského veku boli podrobne skúmané vo vrte Š-1 NB III pri Prievidzi. My sme mali možnosť skúmať ich v roku 2016 na povrchových odkryvoch medzi obcou Opatovce nad Nitrou a Dolnými Lelovcami, miestnou časťou Zemianskych Kostolian. Sú to kontinentálne sedimenty nesené riekami na krátku vzdialenosť. Látkové zloženie je prevažne karbonátové, kopíruje bezprostredné predterciérne podložie a okolité hrasti Strážovských vrchov a Žiaru.

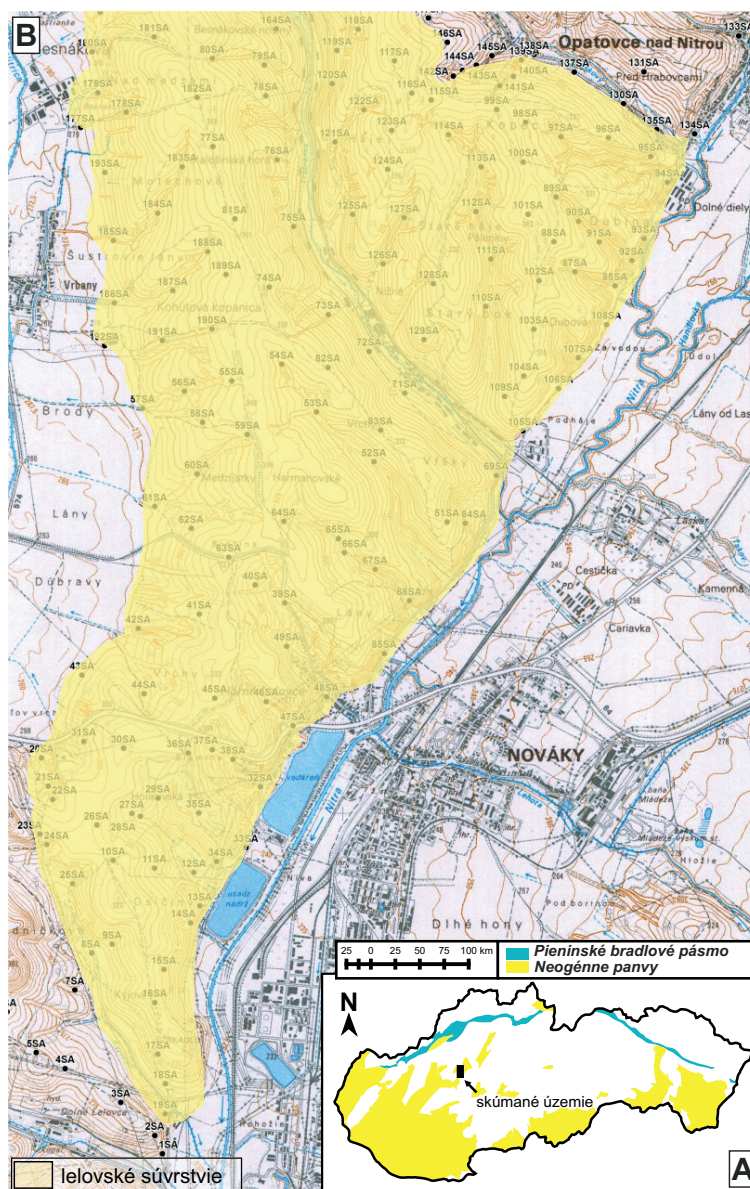
Kľúčové slová: neskorý miocén, pont, lelovské súvrstvie, riečne sedimenty

Abstract. Sandy and gravelly sediments of the Lelovce Formation of the late Miocene – Pontian age have been investigated in detail in borehole S-1 NB III near the Prievidza town. They have been examined during the 2016 in surface outcrops between the municipalities Opatovce nad Nitrou and Dolné Lelovce. Studied deposits are represented by the continental sediments carried by the rivers over a short distance. Composition of the predominantly carbonate clasts, copies the immediate pre-Tertiary basement and the surrounding mountain ranges of the Strážovské vrchy Mts. and Žiar Mts.

Key words: Late Miocene, Pontian, Lelovce Formation, Fluvial sediments

Počas roka 2016 sme v rámci geologickej úlohy *Strážovské vrchy-východ* podrobili terénemu výskumu oblasť rozšírenia lelovského súvrstvia medzi obcami Opatovce nad Nitrou na SV a Dolnými Lelovcami na JZ (obr. 1).

Názov súvrstvia je odvodený od bývalej obce Dolné Lelovce (miestna časť Zemianskych Kostolian) j. od mesta Nováky. Pod názvom lelovská formácia sedimenty prvýkrát opísal Gašparik (1957) v nepublikovanom manuskripte. Termín lelovská formácia bol



Obr. 1. Schéma súboru dokumentačných bodov pokrývajúcich oblasť výskytu lelovského súvrstvia v skúmanej oblasti (výrez z topografického podkladu v M 1 : 25 000).

prvýkrát publikovaný v odbornej literatúre v r. 1959 (Slávik, 1959). Termín lelovská formácia (súvrstvie) sa objavil v *Stratigrafickom slovníku Západných Karpát* (Andrusov et al., 1985). Tým, že pojem formácia sa stal typickým pre neovulkanické horniny, v literatúre sa začal používať termín lelovské súvrstvie (Šimon et al., 1997; Vass, 2002).

Vo všeobecnosti súvrstvie tvoria ílovito-piesčité sedimenty s medzivrstvami štrku, zlepenca a sladkovodného vápenca. Íl býva aj pestro sfarbený. Sú to riečne sedimenty, sedimenty riečného koryta a riečnej nivy, rozšírené v Hornonitrianskej kotline.

Vo vrte Š-1 NB III vyhlbenom pri Prievidzi boli podrobne opísané v hĺbkovom intervale 29,0 – 200,0 m (Elečko et al., 1998). Súvrstvie leží diskordantne alebo so skrytou diskordanciou na rôznych sedimentárnych súvrstviach neogénu, ako aj paleogénu a na predterciérnych horninách. Je zakryté kvartérnymi sedimentmi.

Povrchové výskyty lelovského súvrstvia sú sústredené na pravobreží toku Handlovky (obr. 1). Tvoria jeho najvyššiu časť. Nachádzajú sa na svahoch nad nivou Handlovky s nadmorskou výškou od 235 do zhruba 370 m.

Nám sa pri terénnom výskume podarilo nájsť na jedinom mieste v jz. časti územia kontakt štrkov s podložími červenými piesčitými bridlicami permu (obr. 2A). Na dvoch miestach sme zas našli sprašové hliny v nadloží štrkov lelovského súvrstvia (obr. 2B).

Štrky tvoria prevažnú väčšinu povrchových odkryvov v zárezoch potokov. Často sa nachádzajú v zárezoch ciest alebo na poliach po orbe a kde-tu aj na lúkach.

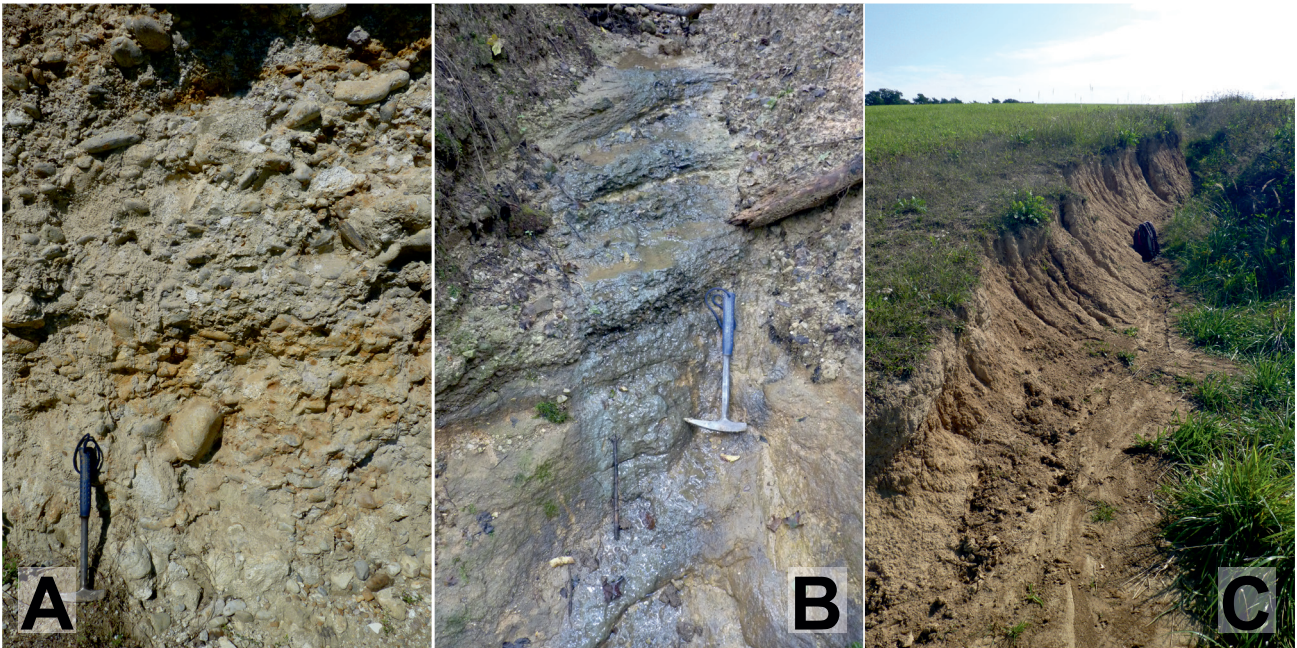
V roku 2009 po realizácii prekládky toku Handlovky, železnice a vysokonapäťového vedenia sme mali možnosť počas jedného dňa vyhotoviť fotodokumentáciu a krátky opis umelých odkryvov (obr. 2C). Látkové zloženie v drvinej väčšine zastupujú najrôznejšie variety mezozoických karbonátov a kremencov. Na odkryvoch pri ceste z obce Opatovce nad Nitrou smerom na J do Dolných Leloviec je však prítomná aj obliaková, resp. poloopracovaná frakcia svetlých granitoidov (obr. 2D). Granitoidy sa najčastejšie a najhojnejšie vyskytovali na svahových odkryvoch bezprostredne nad nivou Handlovky. Vyššie vo svahoch prevládali karbonáty a kremence mezozoika.

Veľkosť obliakov je veľmi variabilná. Vyskytujú sa medzivrstvy, kde je priemerná veľkosť obliakov 10 cm, ojedinele do 20 cm. V niektorých sú obliaky s priemerom menším ako 10 cm. Našli sme vzácne výskyty uprostred štrkov, ktoré boli lokálne spevnené na úroveň zlepenčov. Vždy to boli medzivrstvy, ktoré mali absolútnu prevahu karbonátov a v priebehu diagenézy boli bohaté na mineralizovanú spodnú vodu, schopnú vytvoriť karbonátovú zložku matrixu. Podľa spadnutých blokov v lokálnych tokoch dosahovali hrúbku aj okolo 2 m, najčastejšie však do 1 m (obr. 3A).

Pri dobrom odkrytí po bohatých zrážkach v rigoloch bolo možné nájsť aj medzivrstvy drobnozrnných pieskov, v niektorých prípadoch spevnených (obr. 3B), hrubých až 1,5 m, prechádzajúcich do nadložia cez hrubozrnné piesky a drobnozrnné štrky až do klasických štrkov s priemernou veľkosťou obliakov do 10 – 15 cm.



Obr. 2. A. Piesčité bridlice permského veku v bezprostrednom podloží štrkov lelovského súvrstvia (DB 21SA). B. Sprašové hliny v nadloží štrkov lelovského súvrstvia (DB 23SA). C. V súčasnosti neexistujúce odkryvy vzniknuté pri prekládke toku Handlovky. D. Kremence, karbonáty a svetlé granitoidy štrkového materiálu lelovského súvrstvia z oblasti prekládky toku Handlovky.



Obr. 3. A. Štrky lelovského súvrstvia, lokálne spevnené do úrovne zlepcencov. B. Spevnené drobnozrnné pieskovce. C. Ronové ryhy kvartéru pokrývajúceho najvyššie časti výskytu lelovského súvrstvia.



Obr. 4. Vzácné sa vyskytujúce medzivrstvy piesčitých ílovcov.

Pri terénnom výskume sme pozorovali aj ojedinelé medzivrstvy ílovcov s premenlivým obsahom drobnopiesčitej prímesi, dosahujúcich hrúbku až 1 m (obr. 4).

Z topografického hľadiska v najvyšších častiach sme našli aj obliaky andezitov. Ich výskyt bol však ojedinelý. Väčšinou sa nachádzali roztrúsené v lese, tesne pod hranicou s lúkami. Ich priemer bol najčastejšie 10 – 15 cm.

Lelovské súvrstvie v jeho najvyšších morfológických častiach je pokryté kvartérnymi sedimentmi, hlavne svahovými hlinami. Na mnohých miestach sú v nich časté, až 1,5 m hlboké ronové ryhy (obr. 3C).

Podľa doterajších výskumov určený vek lelovského súvrstvia je pont. Veková korelácia bola urobená na základe peľového spoločenstva (Planderová in Šimon et al., 1997), ako aj istej litologickej podobnosti s poltárskym súvrstvom

pontského veku rozšíreným na južnom Slovensku. Súvrstvie možno korelovať aj so senianskym súvrstvom vo Východoslovenskej panve (Vass, 2002).

Pod'akovanie

Tento príspevok je publikovaný v rámci prebiehajúcej geologickej úlohy Ministerstva životného prostredia SR s názvom *Geologická mapa Strážovských vrchov-východná časť v mierke 1 : 50 000*.

LITERATÚRA

Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Buday, T., Bystrický, J., Bystrická, H., Cicha, I., Eliáš, M., Eliášová, H., Fusán,

- O., Gašpariková, V., Gross, P., Hanzlíková, E., Köhler, E., Houša, V., Lehotayová, R., Leško, B., Ložek, V., Menčík, E., Michalík, J., Mock, R., Pesl, V., Roth, Z., Salaj, J., Samuel, O., Senes, J., Slávik, J., Stráňík, Z., Špička, V., Vašíček, Z., Vaškovský, I. a Vozár, J., 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 359 s.
- Elečko, M., Vass, D., Bebej, J., Biroň, A., Boórová, D., Fejdiová, O., Fordinál, K., Gross, P., Husák, L., Lexa, J., Milička, J., Pereszlényi, M., Pitoňák, P., Raková, J., Samuel, O., Snopková, P., Suballyová, D., Šimon, L., Šoltéssová, E., Šucha, V. a Zlinská, A., 1998: Geologické zhodnotenie vrtu Š-1 NB-III pri Prievidzi. Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), 30, 94 s.
- Gašparik, J., 1957: Geologické pomery oblasti medzi Dolnými Lelovcami a Šútovcami, západne od rieky Nitry. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Slávik, J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 145 – 158.
- Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, 281 s.
- Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát – sedimentárny neogén a budínsky paleogén. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 202 s.
- | | |
|--------------------------------------|-------------|
| Manuskript doručený: | 4. 4. 2017 |
| Revidovaná verzia doručená: | 13. 4. 2017 |
| Rukopis akceptovaný redakčnou radou: | 16. 5. 2017 |

JUBILEÁ

Osemdesiatročný jubilant RNDr. Ladislav Dublan, CSc.



RNDr. Ladislav Dublan, CSc., náš Štefi, ako sme ho s obľubou volali, sa nedávno dožil 80 rokov.

Štefi, pri príležitosti tohto významného životného jubilea Ti srdečne blahoželáme.

Ladislav Dublan sa narodil 25. 5. 1937 v Užhorode vo vtedajšom Československu. Jeho skutočné rodné meno bolo Štefan Čizmár. Chybou matričného úradu v Užhorode mu však rodné meno zmenili. Keďže v dôsledku historických udalostí sa mesto Užhorod začlenilo do iného štátu, už to ostalo tak, lebo cezhraničné vybavovanie by bolo zložité.

Celý profesijný život spojil so Štátnym geologickým ústavom Dionýza Štúra. Do tejto geologickej inštitúcie nastúpil 1. 7. 1955 a bol v nej až do odchodu do dôchodku 1. 6. 1997. Väčšinu svojho pracovného života, 42 rokov, pracoval na oddelení neovulkanitov ŠGÚDŠ.

Štúdium neovulkanitov v ŠGÚDŠ založil profesor Miroslav Kuthan v roku 1957. Členmi tohto oddelenia sa stali niekoľkí absolventi Geologicko-geografickej fakulty UK Bratislava a technickí pracovníci, medzi ktorými bol aj Ladislav Dublan. Ladislav Dublan potom diaľkovo úspešne absolvoval Prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského v Bratislave. V roku 1981 pod vedením profesora Kuthana obhájil dizertačnú prácu s názvom *Geologická stavba a petrografia neovulkanitov Poľany* a získal vedeckú hodnosť CSc.

RNDr. Ladislav Dublan, CSc., bol v rokoch 1978 až 1981 vedúcim oddelenia neovulkanitov. Aktívne sa podieľal na riešení problémov neovulkanitov Slovenska ako mapujúci geológ, vulkanológ a petrograf.

V rokoch 1981 až 1986 bol účastníkom expertízy na Kube. Počas expertízy riešil problematiku vzťahu vulkanizmu a porfýrovej mineralizácie. Na Kube sa podieľal na objavení polymetalického zrudnenia a ložiskovej akumulácie. Aktívne sa zapojil do geologického mapovania centrálnej časti územia Kuby a zostavil časť geologickej mapy. Je zároveň autorom geologickej mapy oblasti Palmira v mierke 1 : 50 000.

Po návrate domov RNDr. Ladislav Dublan, CSc., pokračoval v mapovaní neovulkanitov, hlavne v oblasti Poľany. Venoval sa geologickému výskumu, geologickému mapovaniu a zostavovaniu geologických máp v mierke 1 : 25 000 (Dublan, 1993a, b; Konečný et al., 2001; Fiľo et al., 2003). Geologické mapy slúžili ako podklad, na základe ktorého bola zostavená *Geologická mapa Poľany* v mierke

1 : 50 000 a vysvetlivky k nej (Dublan et al., 1997a, b). Spolupracoval aj na študovaní vulkanitov v ostatných vulkanických regiónoch, ako sú Vtáčnik, Štiavnické vrchy a Javorie. Na základe týchto máp bola zostavená a v roku 1997 publikovaná *Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronskeho Inovca* v mierke 1 : 50 000 s vysvetlivkami pod editorstvom V. Konečného.

Milý Štefi, ďakujeme Ti za Tvoju prácu v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra a do ďalšieho života Ti prajeme veľa spokojnosti, šťastia, radosti, a hlavne veľa pekných chvíľok v kruhu najbližšej rodiny, no zo všetkého najviac pevné zdravie!

Ladislav Šimon

Publikované práce

- Dublan, L., 1993a: Lahar Zolná – príklad katastrofickej udalosti v strednom sarmate. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 17, 51 – 73.
- Dublan, L., 1993b: Chronostratigrafia polygénneho stratovulkanizmu Poľana. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 17, 75 – 120.
- Konečný, V., Lexa, J., Šimon, L. a Dublan, L., 2001: Neogénny vulkanizmus stredného Slovenska. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 33, 3, 159 – 178.
- Fiľo, M., Konečný, V., Kubeš, P., Šimon, Dublan, L., Kaličiak, M., Lexa, J. a Gluch, A., 2003: Zdroje magnetických anomálií v neovulkanitoch Slovenska. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 107, 47 – 172.
- Dublan, L., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, E., Vozárová, A. a Vozár, J., 1997a: Geologická mapa Poľany v mierke 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, ISBN 80-85314-73-8.
- Dublan, L., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, E., Vozárová, A. a Vozár, J., 1997b: Vysvetlivky ku geologickej mape Poľany v mierke 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 238 s., ISBN 80-85314-76-2.

Na sedemdesiatiny RNDr. Michala Elečka, CSc.

Dr. Michal Elečko sa narodil 6. 4. 1947 v Trhovišti (okres Michalovce), kde ukončil aj základné vzdelanie. V rokoch 1962 – 1965 absolvoval stredoškolské štúdium na SVŠ v Michalovciach, vysokoškolské štúdium ukončil v roku 1970 na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave, odbor základná geológia. V roku 1978 získal akademický titul doktor prírodných vied (RNDr.) a v roku 1982 obhájením dizertačnej práce *Tektonika a paleogeografia Rimavskej kotliny* vedeckú hodnosť kandidát geologicko-mineralogických vied (CSc.).

Ako čerstvý absolvent sa vo vtedajšom GÚDŠ venoval sedimentológii a geologickému mapovaniu Západných Karpát, zo začiatku terciérnych sedimentov Rimavskej kotliny. Predmet svojho odborného záujmu neskôr rozšíril o Juhoslovenskú, Východoslovenskú, Viedenskú a Dunajskú panvu, Hornonitriansku kotlinu a kotliny východného a stredného Slovenska. Definoval nové litostratigrafické jednotky neogénu a budínskeho paleogénu a ich tektoniku. Je spoluautorom významných geologických máp Slovenska v mierkach 1 : 200 000, 1 : 500 000 a 1 : 1 000 000, ktoré slúžia ako podkladové materiály na ďalší výskum a propagáciu slovenskej geológie doma i v zahraničí. Významnou mierou sa podieľal na zostavení a vydaní tlačou druhej edície geologických máp Slovenska v mierke 1 : 200 000 a vysvetliviek k nim (Bezák et al., 2008, 2009).

Bol redaktorom alebo spoluautorom 13 geologických máp regiónov Slovenska v mierke 1 : 50 000 a vysvetliviek k nim. Popri regiónoch Rimavská kotlina, Lučenská kotlina a Cerová vrchovina to boli regióny Východoslovenská nížina-južná časť, Lučanská Malá Fatra, Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina, Slovenský kras, Chvojnická pahorkatina a severná časť Borskej nížiny, Starohorské vrchy, Podunajská nížina-Nitrianska pahorkatina, Podunajská nížina-Trnavská pahorkatina, Považský Inovec, jv. časť Trenčianskej kotliny, Záhorská nížina a Malé Karpaty. Bol hlavným redaktorom aj geologicko-náučnej mapy Cerovej vrchoviny, ktorá bola prvou mapou tohto typu na Slovensku. Z regionálnych prác sa podieľal aj na štúdiu o geologickej stavbe Turnianskej a Rožňavskej kotliny. Jubilant je redaktorom listu Trnava, spoluredaktorom listu Lučenec, Rimavská Seč a Michalovce a spoluautorom listov Banská Bystrica, Košice a Poprad. Mapy odzrkadľujú pokrok v poznani geologickej stavby Slovenska, ukotvený v mapách regiónov 1 : 50 000, zostavovaných v ŠGÚDŠ od 70. rokov minulého storočia do súčasnosti.



Z problematiky aplikovanej geológie má zásluhu na objavení keramických surovín, uhlia, alginitu a diatomitových ílov. V rokoch 1994 – 2000 bol zodpovedným riešiteľom a koordinátorom štátnej úlohy *Regionálne geologické mapy Slovenska 1 : 50 000*. V roku 1998 bol riešiteľom a v rokoch 2002 – 2004 koordinátorom štátnej úlohy *Tektogenéza sedimentárnych panví Západných Karpát*. Pred odchodom do dôchodku bol zo začiatku zodpovedným riešiteľom štátnej úlohy *Aktualizácia geologickej stavby prob-*

lémových území Západných Karpát v mierke 1 : 50 000. V rámci medzinárodnej spolupráce (Slovensko, Maďarsko a Rakúsko) bol hlavným redaktorom tektonickej mapy regiónu Podunajska (DANREG) v mierke 1 : 200 000 a spoluautorom geologickej mapy slovensko-maďarsko-rakúskeho pohraničia. Podieľal sa aj na zostavovaní a vydaní geologickej mapy Gemera a Bükku v mierke 1 : 100 000, Poiplia (IPREG) a regiónu južnej časti východného Slovenska a príľahlej časti Maďarska (TIBREG). Bol spoluniciátorom atlasu paleogeografických máp Transkarpatskej panvy vrátane jej ukrajinskej časti.

Podnikol viaceré zahraničné cesty a stážové pobyty (v bývalom ZSSR, Poľsku, Rakúsku a USA). V rokoch 1981 – 1983 v rámci expedície Escambray II mapoval na Kube. V rokoch 1994 – 2009 bol vedúcim oddelenia neogénu a neovulkanitov, resp. neogénu a kvartéru. Svoje organizačné schopnosti využil pri zabezpečovaní viacerých geologických zjazdov a konferencií. Od roku 1971 je členom Slovenskej geologickej spoločnosti, kde v rokoch 1994 – 2000 pôsobil ako člen výboru a vedecký tajomník. Bol členom edičnej rady a redakčných rád časopisov vydávaných v ŠGÚDŠ: *Regionálna geológia Západných Karpát*, *Vysvetlivky k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000*, *Geologické práce, Správy a Slovak Geological Magazine*. Bol členom vedeckej rady GÚDŠ a členom komisie na aprobáciu geologických máp. V odborovom hnutí bol v rokoch 1989 – 1991 predsedom ZV GÚDŠ. Za zásluhy a výsledky práce mu bola v r. 1980 udelená Čestná medaila GÚDŠ a v roku 1987 získal ocenenie Vzorný pracovník GÚDŠ. Pamätná medaila mu bola udelená pri príležitosti osláv 60., 70. a 75. výročia založenia Štátneho geologického ústavu D. Štúra. Pri odchode do dôchodku v roku 2011 mu minister životného prostredia Slovenskej republiky udelil Čestné uznanie za mimoriadne výsledky a dlhoročný prínos v starostlivosti o životné prostredie. V roku 2016 dostal Striebornú medailu D. Štúra.

Je autorom 194 publikácií, z toho spoluautorom dvoch zahraničných monografií (Császár, J. et al., 1998; Elečko, M. et al., 1998) a 9 domácich monografií. Kompletný zoznam publikácií je uvedený na webovej stránke ŠGÚDŠ pod publikačnou činnosťou autora <http://www.geology.sk/new/>.

Dr. Michal Elečko sa po odchode do dôchodku venuje svojim záľubám, hlavne v chalupe na Záhorí, ktorú si systematicky vylepšoval už počas profesionálnej práce geológa. Prežíva v nej podstatnú časť roka a tam aj víta návštevy

bývalých kolegov. Spoluprácu so „svojím ústavom“ nepre-
rušil, bol oponentom záverečných správ oddelenia, zúčast-
ňuje sa na rôznych aktivitách oddelenia a ústavu. Oceňuje
možnosť každoročného stretávania sa bývalých zamestnan-
cov ústavu ako vzácné spojenie minulosti s prítomnosťou.

Želáme mu mnoho ďalších rokov!

Adriena Zlinská

K životnému jubileu 70 rokov RNDr. Milana Poláka, CSc.



RNDr. Milan Polák, CSc., patrí k významným slovenským geológom. Narodil sa 6. 11. 1946 v Kežmarku. Základnú deväťročnú školu navštevoval v Poprade, kde v roku 1964 absolvoval aj Strednú všeobecnovzdelávaciu školu. Po maturite sa stal študentom základnej a ložiskovej geológie na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. Štúdium úspešne ukončil štátnymi záverečnými skúškami v roku 1969. Už v priebehu štúdia vzhľadom na svoju odbornú zdatnosť a aktivitu pracoval ako pomocná vedecká sila na Katedre geológie a paleontológie.

Po ukončení vysokoškolského štúdia začal v roku 1969 pracovať vo vtedajšom Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave na oddelení mezozoika, ktorému zostal verný až do ukončenia svojej aktívnej pracovnej činnosti v roku 2011. Toto oddelenie sa v tom čase považovalo za „kráľovské“ oddelenie GÚDŠ. Od začiatku svojej profesionálnej kariéry sa venoval problematike mezozoických sekvencií v jadrových pohoriach Vnútrotných Západných Karpát. Zaoberal sa štúdiom litostratigrafie, sedimentológie a paleogeografie mezozoických sekvencií tatrika v celom rozsahu Západných Karpát, čo vyústilo do analýzy týchto sedimentačných bazénov, ako aj do definície niekoľkých nových formálnych litostratigrafických jednotiek. Svojím výskumom prispel k doplneniu a rozšíreniu poznatkov a spresneniu litostratigrafickej klasifikácie v mezozoických doménach Západných Karpát. Práce v Krivánskej Malej Fatre sa stali podkladom jeho rigoróznejšej práce *Geologická mapa centrálnej časti Krivánskej Malej Fatry*, ktorú predložil a obhájil na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave v roku 1973. Tým získal akademický titul doktor prírodných vied (RNDr.). Kandidátsku dizertačnú prácu na tému *Litologicko-faciálna a paleogeografická analýza mezozoika tatrídnych obalových sérií Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry* vypracoval pod vedením školiteľov slávnych mien akademika D. Andrusova a akademika M. Maheľa. Po jej obhájení v roku 1976 získal vedeckú hodnosť kandidát geologických vied (CSc.). Komisia SAV na posudzovanie vedeckej kvalifikácie mu v roku 1997 priznala vedecký kvalifikačný stupeň I – vedúci vedecký pracovník.

RNDr. Milan Polák, CSc., sa venoval geologickému výskumu, tvorbe geologickej mapy, litostratigrafii a tektonike vo viacerých pohoriach Západných Karpát. Koncom 70. rokov minulého storočia participoval na *Geologickej*

mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000 (Haško a Polák, 1978) a textových vysvetlivkách k nej (1979). Zostavil novú *Geologickú mapu Veľkej Fatry* v mierke 1 : 50 000 spolu s textovými vysvetlivkami (1977). V ďalšom období riešil problematiku mezozoických sekvencií v pohorí Tribeč, pričom bola vytvorená druhá generácia tejto geologickej mapy v mierke 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami (Ivanička et al., 1998) s novou koncepciou základných stavebných tektonických elementov.

V 90. rokoch bol zodpovedným riešiteľom *Geologickej mapy Veľkej Fatry* 1 : 50 000 a textových vysvetliviek k nej (1997). Pod jeho redakciou bola publikovaná *Geologická mapa Braniska a Čiernej hory* v mierke 1 : 50 000 (1996) s textovými vysvetlivkami (1997). V súvislosti s prípravou výstavby diaľničného tunela v pohorí Branisko sa výraznou mierou podieľal na geologickom prieskume, tvorbe detailnej geologickej mapy, a predovšetkým podrobného ideového profilu pre potreby reálnych bankských prác na prieskumnej štólňi a následne aj plnom profile tunelového telesa. Podieľal sa na spracovaní mezozoických komplexov v rámci *Geologickej mapy Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca* v mierke 1 : 50 000 (Konečný et al., 1998), na zostavení *Geologickej mapy Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny* a textových vysvetliviek k nej (Gross et al., 1999), *Geologickej mapy Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny* a textových vysvetliviek (Mello et al., 2000), *Geologickej mapy Podunajskej nížiny-Nitrianskej pahorkatiny* a textových vysvetliviek k nej (Pristaš et al., 2000) a *Geologickej mapy Spišskej Magury* a textových vysvetliviek (Janočko et al., 2000). S kolektívom autorov zostavil *Geologickú mapu Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny* v mierke 1 : 50 000 a textové vysvetlivky k nej (2003). Podieľal sa na zostavení *Geologickej mapy Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny* v mierke 1 : 50 000 (Ivanička et al., 2007) a textových vysvetliviek k mape (Ivanička a Kohút, 2011). Jeho poslednou zostavovateľskou a vedecko-organizačnou činnosťou bolo druhé vydanie *Geologickej mapy Malých Karpát* v mierke 1 : 50 000 (2011) a textových vysvetliviek k nej (2012).

Ako redaktor mezozoických častí sa aktívne zapájal do zostavovania viacerých listov novej *Prehľadnej mapy SR* v mierke 1 : 200 000. Podieľal sa aj na zostavení *Geo-*

logickej mapy Slovenska v mierke 1 : 1 000 000 (Vozár a Káčer et al., 1996) a *Tektonickej mapy Slovenska v mierke 1 : 500 000* (Bezák et al., 2004).

Systematicky sa venoval štúdiu jurských panvových sedimentov, dominantne rádiolaritov, v celom regióne Západných Karpát. Vďaka nemu boli získané mnohé priame paleontologické dôkazy o veku tohto charakteristického súvrstvia a zároveň bola definovaná nová litostratigrafická jednotka – ždiarske súvrstvie (Polák, Ondrejčíková a Wiecek, 1998).

Jubilant sa aktívne zapájal aj do riadiacich, odborných a spoločenských funkcií. V rokoch 1990 – 2000 bol vedúcim oddelenia mezozoika, resp. mezozoika a paleogénu v Geologickom ústave Dionýza Štúra a nástupníckej Geologickej službe Slovenskej republiky. V rokoch 2000 – 2005 zastával funkciu vedúceho odboru geologického výskumu a mapovania GS SR, resp. ŠGÚDŠ. Bol dlhoročným členom vedeckej rady a predtým aj spoločnej vedeckej rady GÚDŠ Bratislava a ÚÚG Praha. V rokoch 1984 – 1990 zastával funkciu vedeckého tajomníka GÚDŠ a v roku 2006 bol zvolený za predsedu vedeckej rady. Od roku 1994 bol predsedom komisie na aprobáciu geologických máp SR. Bol redaktorom edície *Vysvetlivky ku geologickým mapám* a od roku 1997 predsedom jej redakčnej rady, členom vydavateľskej rady a ďalších edičných, redakčných a odborných komisií. Je členom Slovenskej geologickej spoločnosti a Asociácie geológov Slovenska.

RNDr. Milan Polák, CSc., sa významne zapájal do práce medzinárodných geologických organizácií. Podieľal sa na projektoch IGCP. V rámci bilaterálnej spolupráce s rakúskymi geológmi sa zaoberal problematikou korelácie mezozoických sekvencií Východných Álp a Západných Karpát. S poľskými a francúzskymi geológmi spolupracoval na riešení problémov vrchnojurských sekvencií. Zásadný bol projekt *Vývoj severného okraja Tetýdy*. Spolupracoval na medzinárodnom projekte *Tectonostratigraphic Terrane and Paleoenvironment Maps of the Circum-Pannonian Region*, ktorý koordinovali MAFI Budapešť a SAV Bratislava. V rámci kongresov KBGA pracoval v stratigrafickej komisii. Jeho príspevky sa týkali hlavne riešenia otázok litostratigrafie. Bol zástupcom slovenskej skupiny v komisii pre geologickú mapu KBGA.

Pracoval ako expert Polytechny pre geológiu v Office National des Mines v Tunisku (1979 – 1983), kde sa venoval prevažne aplikovanej geológii. Boli to práce spojené so spracúvaním podkladov týkajúcich sa ložiska karbonátov pre VI. tuniskú cementáren v Djebel Ouste a príprava detailných geologických máp a profilov ložiska Pb-Zn rúd Djebel Sekarna. Podstatná časť jeho činnosti súvisela s prípravou geologických máp na prieskum lignitových ložísk v centrálnej časti Tuniska, ktorej súčasťou bolo aj profesionálne formovanie niekoľkých absolventov tuniských univerzít. Bol členom Tuniskej geologickej spoločnosti (1979 – 1983).

Jubilant samostatne, ako aj v spolupráci s inými autorami publikoval doma i v zahraničí viac ako 90 publikácií a podieľal sa na takmer 130 výskumných a odborných manuskriptových správach. Z jeho publikácií spomenieme napr.: *Jura tatríd Malej a Veľkej Fatry (litológia a paleogeografia)*. Geol. Práce, Spr., 70 (1978), 91 – 114; *Geologické profily Krivánskou Malou Fatrou*. In: Tektonické profily Západných Karpát, Konf., symp., semin. (1979), 77 – 84; *Mezozoikum západnej časti Veľkej Fatry*. Ochrana prírody, Výsk. práce z ochrany prírody, 3A (1980), 13 – 38; *Tektonické okná obalovej sekvencie Veľkej Fatry*. Miner. Slov., 22, 6 (1990), 527 – 533.

Z prác uverejnených v spoluautorstve uvádzame napr.: *The Lučivna Formation (New designation of a formal lithostratigraphical unit of the Lower Cretaceous of envelope groups in the West Carpathians)*. Geol. Práce, Spr., 73 (1979), 61 – 70; *Problémy tektonickej stavby východnej časti Veľkej Fatry*. Geol. Práce, Spr., 91 (1990), 27 – 32; *Lithology, microfacies and biostratigraphy of radiolarian limestones, radiolarites in the Križna nappe of the Western Carpathians*. Miner. Slov., 25, 4 (1993), 391 – 410; *Lithostratigraphy of radiolarian limestones and radiolarites of the envelope sequence in the Veľká Fatra Mts.* Slovak Geol. Mag., 2/95 (1995), 153 – 158; *Gader Limestones – a new lithostratigraphic unit of the Hronicum in the Veľká Fatra Mts. and its extension in the Western Carpathians*. Slovak Geol. Mag., 3 – 4 (1996), 293 – 310.

RNDr. Milan Polák, CSc., bol počas svojej aktívnej činnosti ocenený viacerými vyznamenaniami. Bol mu udelený čestný titul *Zaslúžilý pracovník rezortu Slovenského geologického úradu a Vzorný pracovník GÚDŠ*. Pri príležitosti 40., 50. a 60. výročia založenia ústavu bol ocenený pamätnými medailami za dlhoročnú úspešnú spoluprácu pri geologickom výskume Slovenska, za rozvoj geológie a ústavu. V roku 2006 pri príležitosti celoštátnej oslavy Dňa baníkov, geológov a pracovníkov naftového priemyslu mu minister MŽP SR udelil *Čestné uznanie MŽP SR*. V rámci osláv 75. výročia založenia ústavu bol v roku 2015 ocenený Bronzovou medailou ŠGÚDŠ.

Z výpočtu hlavných výsledkov a aktivít RNDr. Milana Poláka, CSc., je zrejma jeho bohatá odborná, vedecká a organizačná činnosť, pričom takmer celý profesionálny život zasvätil jednej organizácii.

Pri príležitosti životného jubilea želáme oslávencovi v mene bývalých i súčasných pracovníkov, kolegov a priateľov zo Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra pevné zdravie, pohodu, elán a optimizmus do ďalších rokov života.

Lubomír Hraško a Daniela Boorová

Milan Kohút šesťdesiatnikom

Významný slovenský geológ a petrológ RNDr. Milan Kohút, CSc., 1. 3. 2017 oslávil svoje významné jubileum – šesťdesiaty rok svojho aktívneho života. Gratulujeme!

Milan Kohút väčšinu svojho geologického života prežil ako geológ (samostatný vedecký pracovník) v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave, a to od roku 1981 až do roku 2016. Oblasťou jeho výskumu bola hlavne regionálna geológia (geologické mapy) a petrológia magmatických hornín. Od roku 2016 pracuje ako výkonný redaktor časopisu *Geologica Carpathica* v Ústave vied o Zemi Slovenskej akadémie vied v Bratislave.

Milan Kohút je expert v poznaní kyslých magmatických hornín (najmä granitoidov) na Slovensku. Ako terénny mapujúci geológ detailne zmapoval kryštalinikum vo viacerých pohoriach, ako sú Malé Karpaty, Veľká Fatra, Branisko, Starohorské vrchy, Tatry, Považský Inovec a Žiar. V rámci osobnej medzinárodnej spolupráce sa venuje izotopovej geochemii a datovaniu rozličných horninových komplexov Západných Karpát, ako aj variskej a alpínskej metalogenéze. Okrem geochemie a petrológie magmatitov sa zaoberá aj tektonickým vývojom Západných Karpát. V rokoch 2008 – 2010 bol vedúcim projektu APVV *Záznamy viacnásobných magmatických a tektono-metamorfných udalostí vo vývoji fundamentu Západných Karpát*.

Milan Kohút je autorom alebo spoluautorom 345 publikácií, z toho 6 monografií, 14 geologických máp a 34 karentovaných prác. Jeho práce sú citované v 1 058 publikačných výstupoch, z toho 527 je v publikáciách CC/SCI, pričom vo WOS má registrovaných 302 a v SCOPUS-e 357 SCI citácií s h-indexom = 11. V archíve Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra má archivovaných viac ako 100 manuskriptov správ.

Milan Kohút organizoval niekoľko významných geologických podujatí. V roku 2001 bol hlavným organi-



zátorm medzinárodného mítingu *Eurogranites 2001*. V roku 2003 bol spoluorganizátorom významnej medzinárodnej konferencie *No Frontiers 2003* Českovice (spoločná akcia Českej geologickej spoločnosti a Slovenskej geologickej spoločnosti). Bol spoluorganizátorom aj *Spoločného geologického kongresu 2009* v Bratislave Slovenskej geologickej spoločnosti a Českej geologickej spoločnosti. V roku 2010 bol hlavným organizátorom konferencie *Datovanie 2010* konanej v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave.

Milan Kohút sa aktívne zapojil aj do spoločenského života geologickej komunity na Slovensku. Od roku 1982 je členom Slovenskej geologickej spoločnosti (SGS). V rokoch 2001 až 2013 bol členom republikového výboru SGS a v rokoch 2005 až 2013 bol podpredsedom SGS. V rokoch 2009 až 2013 bol predsedom Národného geologického komitétu (NGK) a v rokoch 2014 až 2017 bol jeho podpredsedom. Na pôde SGS prezentoval 47 prednášok o svojich geologických výsledkoch.

Slovenská geologická spoločnosť na svojom rokovaní 6. 4. 2017 udelila RNDr. Milanovi Kohútovi, CSc., Slávikovu medailu SGS pri príležitosti jeho životného jubilea za prínos do rozvoja a poznania geológie v Západných Karpatoch a na Slovensku a za propagáciu SGS doma i v zahraničí.

Milan, blahoželáme Ti a prajeme Ti do ďalších rokov hlavne pevné zdravie, mnoho optimizmu a tvorivých síl v geológii a veľa inšpirácií v Tvojej práci. Vivat Milan!

Ladislav Šimon

Igor Modlitba jubiluje



Doc. RNDr. Igor Modlitba, CSc., sa narodil 14. 5. 1937 vo Vištuku. Základnú deväťročnú školu absolvoval v Modre a v roku 1955 maturoval na jedenásťročnej strednej škole v Bratislave. Štúdium inžinierskej geológie a hydrogeológie ukončil v roku 1960 na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave. V roku 1969 obhájil na Katedre inžinierskej geológie rigoróznú prácu (názov témy *Štúdium rovnorodosti fyzikálnych vlastností faciálne-genetického komplexu hornín pliocénneho veku*) a získal titul RNDr. V roku 1991 (po dlhoročných obštrukciách orgánov KSS) obhájil vedeckú hodnosť kandidáta geologických vied (CSc.) verejnou rozpravou (téma *Inžinierskogeologické vlastnosti spraší Trnavskej a Nitrianskej pahorkatiny*) a v roku 1994 sa habilitoval na docenta v odbore inžinierska geológia.

Po skončení vysokoškolského štúdia pracoval na Katedre inžinierskej geológie PriF UK. V roku 1964 odišiel pracovať do IGHP, n. p., závod Bratislava, v roku 1977 bol preradený do odboru výskumu a vedecko-technických informácií podnikového riaditeľstva IGHP v Žiline. Počas pôsobenia v IGHP, n. p., v rokoch 1964 – 1980 sa zameriaval na vypracovanie metodických postupov laboratórnych prác pre potreby inžinierskej geológie a geotechniky. V roku 1973 sa podieľal na zostavení prvej slovenskej metodickéj príručky na stanovovanie inžinierskogeologických vlastností v laboratóriách. Intenzívne sa venoval riešeniu úloh technického rozvoja v podniku a rezortných výskumných úloh z odboru konštrukcie nových laboratórnych prístrojov a inžinierskogeologických vlastností zemín. Spolupracoval na riešení výskumných úloh, ktorých koordinátorom bol HYDROSTAV, n. p., Bratislava, ako aj Katedra geotechniky SVŠT v Bratislave. Tieto úlohy boli zamerané na overovanie vhodnosti rôznych prirodzených a umelých zemín ako materiálov do tesniacich clón rekonštruovaných dunajských hrádzí, na výskum inžinierskogeologických vlastností sedimentov, najmä eolických, rovnorodosti fyzikálnych a mechanických vlastností neogénnych zemín, stanovenie, klasifikovanie a mechanizmus zmrašťovania ílovitých zemín, stanovenie reziduálnej pevnosti a meranie pórového tlaku v zeminách pri ich zaťažovaní. Aktívne sa zúčastňoval na riešení problematiky a koordinácii prác v rámci podtémy 2.4. *Inžinierskogeologické stanovovanie vlastností zemín* štátnej výskumnej

úlohy INTERGEOTECHNIKA, ktorej hlavným cieľom bola unifikácia laboratórnych a terénnych metód stanovovania niektorých inžinierskogeologických vlastností zemín. V tom čase bol aj riešiteľom rezortnej výskumnej úlohy *Zefektívnenie inžinierskogeologického prieskumu*. V roku 1979 mu Úrad pre vynálezy a patenty ČSSR udelil osvedčenie na nový priemyselný vzor za spoluúčasť pri konštruovaní originálneho krabicového šmykového prístroja.

V roku 1980 nastúpil do Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, kde pôsobil do roku 1993 ako vedúci oddelenia inžinierskej geológie, ktoré dokázal revitalizovať po jeho zániku v roku 1976. Významnou mierou sa zaslúžil aj o etablovanie inžinierskej geológie v košickom regionálnom centre GÚDŠ od roku 1981. Pod jeho vedením pracovalo a svoje vedomosti a zručnosti rozvíjalo dovedna 25 pracovníkov – inžinierskych geológov a technikov. Oddelenie inžinierskej geológie v tom čase riešilo široké spektrum regionálnych inžinierskogeologických výskumných úloh, ktoré boli zamerané najmä na registráciu a regionálny výskum zosuvov, inžinierskogeologické vlastností hornín, inžinierskogeologické mapovanie v rôznych mierkach a na rôzne účely, ochranu a optimálne využívanie životného prostredia, výber lokalít na ukladanie skládok odpadu, ako aj na expertíznu činnosť.

Od roku 1993 jubilant pracoval ako špecialista na hlbokomorskú inžiniersku geológiu pri prieskume hlbokomorského ložiska polymetalických koncentrací v oblasti tektonického pásma Clarion – Clipperton (severná časť Pacifiku) v organizácii INTEROCEANMETAL. V tom čase sa zúčastnil na štyroch morských výskumných expedíciách do oboch častí Pacifiku a centrálnej časti Baltského mora, na ktorých sa zaoberal stanovovaním a hodnotením inžinierskogeologických vlastností sedimentov dna oceánu v hĺbke 4 400 až 4 600 m, vývojom metodiky a prístrojov na laboratórne a terénne stanovovanie inžinierskogeologických vlastností sedimentov a polymetalických koncentrací a na hodnotenie citlivosti hornín a zraniteľnosti horninového prostredia ťažbou koncentrací.

V roku 1990 bol vymenovaný za súdneho znalca Krajského súdu v Bratislave v odbore inžinierskej geológie s celoštátnou pôsobnosťou. Aktívne spolupracoval pri tvorbe ČSN a STN v odbore geotechniky a inžinierskej geológie.

Bol dlhoročným členom Federálnej normalizačnej komisie č. 41 – geotechnika. V ostatnom čase sa venoval najmä metodickým postupom posudzovania vplyvov ľudskej činnosti na geologické prostredie. Podieľal sa na zostavení *Geologického terminologického slovníka – Inžinierska geológia* (GÚDŠ 1992) a *Inžinierskogeologického a geotechnického terminologického slovníka* (Petro et al., 2008).

Ako významný slovenský inžiniersky geológ bol prizývaný aj do pedagogického procesu na Katedre inžinierskej geológie PriF UK a Katedre geotechniky SVŠT v Bratislave, najmä ako vedúci diplomových prác a praktických cvičení v laboratóriu mechaniky zemín. Bol externým prednášateľom pre poslucháčov postgraduálneho štúdia inžinierskej geológie na Katedre inžinierskej geológie PriF UK v Bratislave, členom skúšobných komisií pri štátnych záverečných skúškach, rigorózných skúškach a skúškach na udeľovanie vedeckých hodností v rámci PriF UK a SVŠT v Bratislave.

Od roku 1972 pracoval v závodnej pobočke Slovenskej vedecko-technickej spoločnosti a od roku 1988 v celoštátnom výbore ČSVTS pre zakladanie stavieb – skupina inžinierskej geológie. V rámci nej sa podieľal na organizovaní viacerých inžinierskogeologických exkurzií, seminárov a konferencií na území vtedajšej ČSFR. Je zakladajúcim členom Slovenskej asociácie inžinierskych geológov.

Výsledkom jeho dlhoročnej práce a praxe bolo aj udeľenie viacerých vyznamenaní a ocenení: vyznamenanie predsedu SGÚ Najlepší pracovník geologickej služby (1968), vyznamenanie Najlepší pracovník GÚDŠ (1985), Pamätná medaila pri príležitosti 20. výročia založenia SZOPK (1993), pamätná medaila pri príležitosti 70. výročia založenia ŠGÚDŠ (2010). Za aktívnu spoluprácu pri pedagogickom procese na vysokých školách dostal Bronzovú medailu PriF UK v Bratislave (1987), Čestné uznanie za spoluprácu od SF SVŠT v Bratislave (1988) a Pamätnú medailu k 50. výročiu založenia PriF UK v Bratislave (1990).

Publikoval viac ako 110 prác v domácich aj zahraničných časopisoch a zborníkoch vrátane monografií a zostavil viac ako 70 správ výskumných úloh, odborných posudkov, expertíz a pod. Je spoluautorom viacerých vysokoškolských učebných textov zameraných na laboratórne zisťovanie fyzikálnych a mechanických vlastností zemín, ako aj na moderné metódy hodnotenia horninového a životného prostredia. V spoluautorstve s J. Šajgalíkom napísal monografiu *Inžinierskogeologické vlastnosti spraší Podunajskej nížiny* (1983), ktorá ako prvá na Slovensku komplexne riešila vzťah genézy a inžinierskogeologických vlastností spraší uvedenej oblasti.

Milý Igor, v mene bývalých a súčasných pracovníkov ŠGÚDŠ a osobitne pracovníkov oddelenia inžinierskej geológie Ti chceme popriať pevné zdravie, jasnú myseľ a ešte veľa pekných chvíľ v kruhu rodiny a priateľov.

Pavel Liščák

PUBLIKAČNÁ ČINNOSŤ doc. RNDr. Igora Modlitbu, CSc. – výber najvýznamnejších prác

- Modlitba, I.**, 1972: Príspevok k poznaniu reziduálnej pevnosti zemín. In: Problémy inžinierskej geológie a hydrogeológie. Zborník prác absolventov PriF UK v Bratislave. Bratislava, PriF UK – Žilina, IGHP, 83 – 100.
- Letko, V. a **Modlitba, I.**, 1976: Laboratórne zisťovanie inžinierskogeologických vlastností zemín. Bratislava, Vyd. Univ. Komen., 174 s.
- Matušný, J. a **Modlitba, I.**, 1976: Štvorčelust'ový šmykov prístroj MM-73. Geol. Průzk. (Praha), 1, 36 – 39.
- Modlitba, I.**, 1980: Triaxiálna skúšobňa zemín. In: Stanovenie a sledovanie inžiniersko-geologických vlastností zemín a hornín. Žilina, OBIS IGHP, 62 – 70.
- Modlitba, I.**, 1980: Nové poznatky z odberu a skúšok vzoriek v inžinierskogeologickom prieskume. In: Nové poznatky v inžinierskogeologickom a hydrogeologickom vrtaní. Bratislava, SGÚ – VTS.
- Modlitba, I.**, 1983: Tvorba a ochrana životného prostredia v zámeroch inžinierskej geológie na GÚDŠ. In: Geológia a ochrana životného prostredia. Bratislava, SGÚ – ČS VTS, 17 – 27.
- Šajgalík, J. a **Modlitba, I.**, 1983: Spraše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti. Bratislava, Veda., 204 s.
- Modlitba, I.**, 1984: Kontrola kvality výsledkov laboratórných skúšok zemín v inžinierskej geológii. In: Inžinierskogeologické sympóziu k 60. narodeninám Prof. Ing. Milana Matulu Dr. Sc. Bratislava, PriF UK.
- Hyánková, A., **Modlitba, I.** a Letko, V., 1985: Laboratórny výskum vlastností hornín. Bratislava, Vyd. Univ. Komen., 245 s.
- Modlitba, I.**, Petřík, F. a Vančíková, I., 1987: Programový systém banky dát vlastností zemín. Geol. Průzk. (Praha), 5, 137 – 139.
- Modlitba, I.** a Kováčik, M., 1988: Evolution of the susceptibility to deformation of slopes, an example from Czechoslovakia. In: Proc. of the 5th International Symposium on landslides. Lausanne, 1 193 – 1 195.
- Modlitba, I.**, 1989: The prognosis of the engineering geological properties of loesses and loess soils. In: Tezisy dokladov XIV. kongresa KBGA. Sofia, 1 118 – 1 121.
- Modlitba, I.** a Kováčiková, M., 1989: Engineering-geological investigation of anthropogenic deposits. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 8, 207 – 216.
- Modlitba, I.** a Kováčiková, M., 1989: Engineering-geological investigation of antropogenic deposits. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 8, 207 – 216.
- Fabíni, P., Kazda, J., **Modlitba, I.** a Štrba, F., 1989: Niektoré poznatky zo zisťovania reziduálnej šmykovej pevnosti súdržných zemín. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 88, 165 – 176.
- Klukanová, A. a **Modlitba, I.**, 1990: Zmeny mikroštruktúr súdržných zemín spôsobené šmykovým pohybom. Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), 25, 244 – 297.
- Modlitba, I.**, Polaščinová, E., Karolí, S. a Klukanová, A., 1991: Fyzikálne a mechanické vlastnosti neogénnych jemnozrnných zemín v severnej časti Košickej kotliny. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 9, 8 – 11.
- Modlitba, I.**, Polaščinová, E., Karolí, S. a Klukanová, A., 1991: Fyzikálne a mechanické vlastnosti neogénnych jemnozrnných zemín v severnej časti Košickej kotliny. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 9, 11 – 48.
- Kotliňski, R. a **Modlitba, I.**, 1994: Úlohy inžinierskej geológie pri prieskume morského dna. In: Výsledky, problémy a perspektívy inžinierskej geológie v Slovenskej republike. Bratislava, SAIG, 83 – 87.

- Modlitba, I.**, 1995: Inžinierskogeologické hodnotenie horninového prostredia pre posudzovanie vplyvu aktivít na životné prostredie (EIA). *Miner. Slov.* (Bratislava), 27, 4, 251 – 260.
- Modlitba, I.** a Pařízek, A., 1997: Assessment of Deep Sea Floor Vulnerability to Changes Induced by Polymetallic Nodule Mining. In: 28th Annual Underwater Mining Institute, Seattle, Washington, USA.
- Modlitba, I.** a Radziejewska, T., 1999: Geotechnical Properties of Deep-Sea Sediment and Vertical Distribution of Meiobenthos at the IOM BIE 95 Site (Clarion – Clipperton Fracture Zone, NE Pacific.). In: 3rd ISOPE Ocean Mining Symposium, Goa, India, 17 – 22.
- Dananaj, I., Frankovská J. a **Modlitba, I.**, 2001: Analýza totálnych pevností hlbokomorských sedimentov. In: Zborník referátov z 2. konferencie Geológia a životné prostredie. Bratislava, SAIG – PriF UK – GS SR, 80 – 86.
- Petro, L., Frankovská, J., Matys, M., Wagner, P. (eds.), Bednarik, M., Grunner, K., Holzer, R., Hrašna, M., Hulla, J., Jánová, V., Kováčik, M., Kováčiková, M., Liščák, P., **Modlitba, I.**, Ondrášik, M., Ondrášik, R., Paudítš, P., Slivovský, M. a Vlčko, J., 2008: Inžinierskogeologický a geotechnický terminologický slovník (Engineering geological and geotechnical terminological dictionary). Bratislava, SGUDS Publ., 465 s., ISBN 978-80-88974-99-4.
- Zostavil Pavel Liščák s použitím podkladov:
- Cambel, B., Slavkay, M., Kaličiak, M. a kol., 1996: Významní slovenskí geológovia. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied; archív oddelenia inžinierskej geológie ŠGÚDŠ.

SPOMIENKY

RNDr. Ľudovít Kucharič, CSc.

* 8. 1. 1947 – † 15. 2. 2017

Narodil sa 8. 1. 1947 v Spišskej Starej Vsi. Po ukončení základnej školskej dochádzky sa zamestnal v SEUK-u ako tanečník. Stredoškolské vzdelanie získal formou večerného štúdia na Strednej škole pre pracujúcich v Bratislave. Po jej ukončení v roku 1965 začal študovať na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave, odbor aplikovaná geofyzika. Štúdium zavŕšil v roku 1971 na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe v odbore užitá geofyzika. Akademický titul RNDr. mu udelila PriF UK v Bratislave v roku 1977 na základe obhajoby rigorózneho práce, ktorej predmetom boli štatisticky spracované rádiogeochemické charakteristiky granitoidov západokarpatskej sústavy. Vedeckú hodnosť kandidát geologických vied (CSc.) získal v roku 1986 na PriF UK v Bratislave po obhájení dizertačnej práce zameranej na definíciu základných geofyzikálnych reflexov horninových typov a mineralizovaných objektov geofyzikálnych polí v Spišsko-gemerskom rudohorí (SGR).

Svoju profesionálnu kariéru začal v roku 1971 ako odborný geofyzik vo vtedajšom Ústave užitej geofyziky Brno, závod Bratislava (neskôr Geofyzika, n. p.), kde pôsobil do roku 1973. V tom istom roku nastúpil do Uránového prieskumu, závod IX, v Spišskej Novej Vsi, kde zastával funkciu vedúceho geofyzika na úseku prognózovania rádioaktívnych surovín. Venoval sa povrchovým vyhľadávacím rádioaktívnym metódam, najmä v tom čase novej terénnej metóde – gamaspektrometrii. Podieľal sa na prieskume uránového zrudnenia v severogemerickom perme pri Stratenej a spolu s kolektívom spolupracovníkov podali geofyzikálno-geochemickú charakteristiku produktívneho uránového súvrstvia a jeho okolia v Novoveskej Hute.

V roku 1980 sa zamestnal ako vedúci geofyzik v podniku Geofyzika, n. p., závod Bratislava, stredisko Spišská Nová Ves. Stal sa zodpovedným riešiteľom rozsiahlej úlohy *SGR – geofyzika*, ktorá komplexne riešila celý región Spišsko-gemerského rudohoria zo štruktúrno-tektonického, metalogenetického a montanistického hľadiska. Stála práca v teréne s geológom a geochemikom zásadným spôsobom ovplyvnila jeho profesijnú kariéru, predovšetkým z hľadiska geologickej interpretácie geofyzikálnych výsledkov.

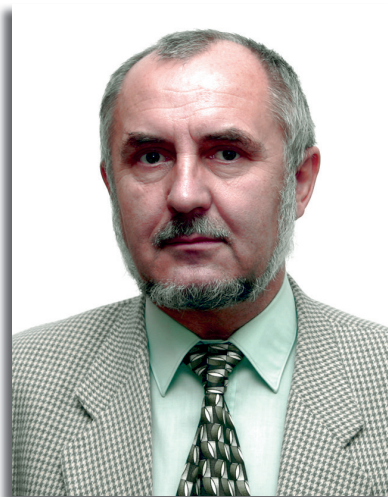
V rokoch 1993 – 1999 pôsobil v súkromnom sektore ako odborný geofyzik, konateľ, spoluvlastník a výkonný riaditeľ firmy ECS Slovakia, s. r. o., so sídlom v Spišskej Novej Vsi, zameranej na riešenie ekologických problémov, geofyzikálne merania a interpretáciu geofyzikálnych údajov.

V roku 2000 nastúpil do ŠGÚDŠ v Bratislave, kde pôsobil až do odchodu do dôchodku 31. 12. 2013. V ústave

zastával významné odborné a riadiace funkcie. V rokoch 2000 – 2005 pracoval ako geofyzik špecialista a mapujúci geológ na tvorbe máp a geologickej interpretácii geofyzikálnych údajov. V rokoch 2005 – 2008 zastával post vedúceho geologického odboru, od 1. 5. 2008 do 31. 8. 2008 ho minister životného prostredia SR poveril riadením ŠGÚDŠ. V r. 2010 – 2012 zastával funkciu vedúceho oddelenia zahraničných vzťahov. Bol spoluautorom koncepcie budovania geoparkov v SR a zodpovedným riešiteľom medzinárodných projektov 6. rámcového programu Európskej únie (RP EÚ) za Slovensko ako CASTOR, GEOCAPACITY a CO₂NET EAST. Bol aj členom projektového konzorcia projektu *CGS Europe*, paneurópskeho projektu o ukladaní CO₂ (7. RP). V r. 2006 bol prezidentom nezávislého klubu vedeckých pracovníkov EÚ (26 krajín), ktorý sa zaoberal využívaním geoenergií. V rámci Asociácie európskych geologických služieb (EGS) bol aktívny v pracovnej skupine zameranej na klimatické zmeny a využívanie energií. V rokoch 2013 – 2014 pracoval ako vedeckovýskumný pracovník, bol členom oddelenia zahraničných vzťahov a zastával funkciu hovorca ŠGÚDŠ.

Pri odbornej práci využíval predovšetkým metódu vertikálneho elektrického sondovania (VES) ako priamu vyhľadávaciu metódu v anizotropných a nehomogénnych podmienkach SGR (prieskum novoobjaveného magnezitovo-mastencového ložiska v Gemerskej Polome). Komplexom geofyzikálnych metód riešil aj vyhľadávanie karbonátových šošoviek v širšom okolí doteraz exploatovaného Fe-karbonátového ložiska Manó v Nižnej Slanej a v nadväznosti na metamorfny model stratiformného Fe-zrudnenia a zistenej geologickej stavby podal prognózu výskytu tejto suroviny v príľahlej oblasti. Z nerudnej problematiky bolo dôležitou prácou vyhľadávanie grafitovej suroviny na styku veporika a gemerika v lokalitách Kadlub a Brádno, kde riešil aj vzájomnú pozíciu uvedených geologických jednotiek.

Z metodického hľadiska bol prínosom jeho návrh kvantitatívnej interpretácie VES a vynútenej polarizácie (VP) a prvé uplatnenie 3D modelovania pri interpretácii magnetických hornín v SGR. Skúsenosti s výsledkami labo-



ratórej merkurometrie pôd mu umožnili určiť jej miesto a klasifikovať jej dôležitosť pri prieskumných prácach v rudnej či štruktúrnej problematike. Využil algoritmus riešenia úlohy magnetometrie na modelovanie regionálnych anomálií spontánnej polarizácie. Samotné modelovanie nepovažoval za samoúčelné, využíval ho na interakciu geofyzikálnych a geologických poznatkov, ktoré mali poslúžiť na zostavenie výstupu o predpokladanej geologickej realite, resp. na jeho modifikáciu.

Jeho odborné kvality charakterizoval široký záber pri riešení variabilného spektra geologických problémov, prechádzajúci prakticky cez všetky geofyzikálne metódy (s výnimkou seizmických) vrátane najnovšieho georadaru. Bol výborným organizátorom a spoluorganizátorom niekoľkých odborných celoštátnych podujatí, človekom spoločenským, priateľským a športovo založeným. Bol aj dobrým učiteľom – niekoľko rokov externe vyučoval geofyziku na Strednej priemyselnej škole geologickej a baníckej v Spišskej Novej Vsi.

Z medzinárodných aktivít treba spomenúť najmä jeho pôsobenie na poste vedúceho geofyzikálnej časti expedície Kaduna State, ktorá v rokoch 1982 – 1983 riešila otázku

vyhľadávania zdrojov pitnej vody a projektovanie studní v Nigérii (Strojexport). Bol zástupcom vedúceho geofyzikálnej skupiny, ktorá v roku 1987 zabezpečovala v Sýrii prospekčné práce na diamanty a polymetalické zrudnenie v neovulkanitoch a karbonátoch Coastal Mts. a pri vyhľadávaní sulfidickej a chromitovej mineralizácie v ofiolitovej suite Bassit area (Geofyzika, n. p., Brno). Podieľal sa na vypracúvaní smernice EÚ o geologickom ukladaní CO₂ (2008) a spolupracoval na *Atlase Európy* – vyhľadávanie štruktúr vhodných na ukladanie CO₂.

Publikoval množstvo vedeckých a odborných článkov v domácich aj zahraničných odborných časopisoch, často v spoluautorstve, pretože bol dôsledným zástancom tímovej práce. V roku 2015 mu bol priznaný vedecký kvalifikačný stupeň IIA.

Až do postihnutia zákernou chorobou, ktorej podľahol 15. 2. 2017, bol príkladným vyznávačom aktívneho športu, histórie a kultúry.

Češ' jeho pamiatke!

kolectív priateľov a spolupracovníkov z ŠGÚDŠ

Za Jánom Ivaničkom (*19. 7. 1942 – †1. 3. 2017)

RNDr. Ján Ivanička, CSc., sa narodil v Tesárskych Mlyňanoch, okres Nitra. Po skončení ľudovej školy študoval na Gymnázium v Zlatých Moravciach, kde v roku 1959 zmaturoval. Vysokoškolské štúdium na PriF UK v Bratislave, odbor užitá geológia, úspešne zakončil v roku 1965. Od skončenia štúdia od 1. 7. 1965 bol stálym pracovníkom v Geologickom ústave Dionýza Štúra (neskôr Štátny geologický ústav Dionýza Štúra) – tu pôsobil až do svojho odchodu do starobného dôchodku 31. 12. 2009, teda viac než 44 rokov.

Po nástupe do zamestnania ťažiskom jeho odbornej činnosti bolo územie Spišsko-gemerského rudohoria, kde vykonával základný geologický výskum súvisiaci so zostavením geologických máp v mierke 1 : 25 000. Zaoberal sa predovšetkým štruktúrne-litologickým a stratigrafickým výskumom staropaleozoických sérií. Jeho terénna a petrografická práca bola orientovaná najmä na centrálnu časť gelnickej skupiny, kde spracoval detailnú tektonicko-štruktúrnú mapu. Obhajobou kandidátskej dizertačnej práce v roku 1976 získal vedeckú hodnosť kandidát vied (CSc.). Jeho pracovné výsledky boli zhmotnené najmä v *Geologickej mape Slovenského rudohoria-východná časť 1 : 50 000* a vo vysvetlivkách k nej (1983, 1984), ktorých bol spoluautorom. Bol autorom projektu a zodpovedným riešiteľom hlbokého štruktúrneho vrtu SV-1 (Stará Voda), ktorého hlavným výsledkom bolo objasnenie stratigrafických a tektonických pomerov v jadre hnileckej antiklinálnej štruktúry.

Po skončení prác v Spišsko-gemerskom rudohorí pracoval v rôznych oblastiach Slovenska. V Nízkych Tatrách a v západnej časti Slovenského rudohoria sa zaoberal geologickým mapovaním a litostratigrafickým a štruktúrnym štúdiom metamorfítov hrónského komplexu. V styčnej zóne gemerika a veporika sa podieľal na zostavení geologickej mapy, ktorá bola hlavným podkladom na interpretáciu metalogenetického vývoja tejto zóny. Bol zodpovedným riešiteľom geologickej úlohy zameranej na výskum tribečského pohoria, ktorej výsledkom je *Geologická mapa Tribeča 1 : 50 000* s textovými vysvetlivkami (1998). V rámci aplikovaného výskumu vypracoval geologické podklady z troch perspektívne vybraných lokalít na ukladanie rádioaktívneho odpadu (dve v Spišsko-gemerskom rudohorí a jedna v Tribeči). Pod jeho redakciou bola zostavená *Geologická mapa Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny 1 : 50 000* (2007) spolu s podrobnými vysvetlivkami (2011).

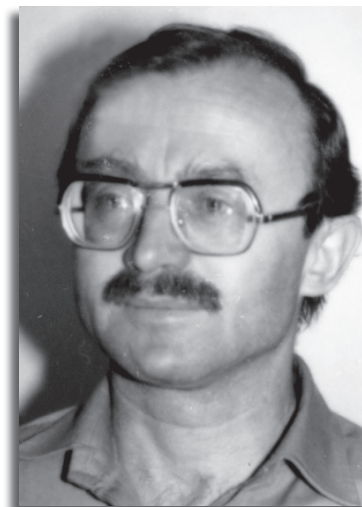
Okrem spomínaných mapových diel je spoluautorom viacerých regionálnych geologických máp Slovenskej

republiky v mierke 1 : 50 000 – *Geologickej mapy Podunajskej nížiny-Nitrianskej pahorkatiny* spolu s vysvetlivkami (2000), *Geologickej mapy Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny*

spolu s vysvetlivkami (2000) a *Vysvetliviek ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca* (1998). Na záver svojej profesionálnej činnosti sa venoval mapovaniu a petrografickému spracovaniu časti kryštalinika na *Geologickej mape Malých Karpát* (2011).

V rokoch 1980 – 1982 sa zúčastnil na zahraničnej expertíze v Mozambiku. Pracoval tam ako vedúci československej skupiny expertov, ktorá vykonávala výskum a prieskum zameraný na vyhľadávanie ložísk bentonitu, perlitu a keramických surovín. Najradšej sa však vracal do Spišsko-gemerského rudohoria, terénu svojej mladosti, a v rámci rôznych výskumných tematických projektov pokračoval v nadstavbovom štúdiu gelnickej skupiny. Okrem početných výskumných správ výsledky svojej práce prezentoval so svojimi spolupracovníkmi aj formou publikačných výstupov a prednášok. Bol redaktorom množstva mapových listov v mierke 1 : 25 000, základnej geologickej činnosti GÚDŠ v uplynulom období.

Na Janka Ivaničku si pamätáme ako na veselého človeka, ktorý vedel nájsť spoločnú reč s každým vrátane detí. Pamätníci si spomínajú na úsmevnú príhodu z terénnej základne v Betliari, kde boli zamestnanci GÚDŠ pracujúci v Spišsko-gemerskom rudohorí spravidla ubytovaní. Keďže sa chodievalo do terénu na dlhšie obdobie, v lete často brávali so sebou aj svoje mladé rodiny. Ženy varili, upratovali a starali sa o početný detský kolektív. Poobede už nastávala nuda a všetci nedočkavo čakali na návrat živiteľov rodiny z terénu. Deti si pri bráne areálu zriadili vrátnicu s rampou a prichádzajúci sa museli legitimovať a uhradiť mýto, zväčša v podobe sladkostí, prípadne plodov z terénu. Pri jednej kontrole vznikla mimoriadna situácia. Napriek horúčave a všeobecnej únave Janko vyskočil z auta, obehol strážnicu a unikol poza skladové baraky. Deti sa postupne spamätali od prekvapenia a všetky za ním. Matky nemohli zadržať ani tie, ktoré ešte ledva chodili. „Záškodník“ ako bývalý dedinský futbalista dobre kľučkoval, ale veľkej prevahe detí dlho odolávať nemohol. Obkľúčili ho, polapili a pre istotu aj spýtali a s veľkou slávou ho predviedli naspäť k rampe. Všetci červení, ledva chytali dych, ale



najšťastnejší bol Janko, vidiac hrdé výrazy na tvárach detí z vydarenej akcie. Ďalšie dni mali deti program spestrený zdokonaľovaním strážneho systému, na záškodníka si už posvietili, takže bolo potrebné vymyslieť niečo iné...

Ján Ivanička umrel v Bratislave po dlhšej chorobe 1. 3. 2017 vo veku nedožitých 75 rokov. Poznali sme ho ako húževnatého a pracovitého človeka. Ako mapujúci

geológ sa rád podelil o svoje terénne skúsenosti a nevyhýbal sa ani diskusii o problémoch. Bol ochotný pomôcť, príznačná bola jeho skromnosť a poctivý prístup ku každej zverenej úlohe.

Čeť Tvojej pamiatke!

oddelenie starších geologických útvarov

ERRÁTA

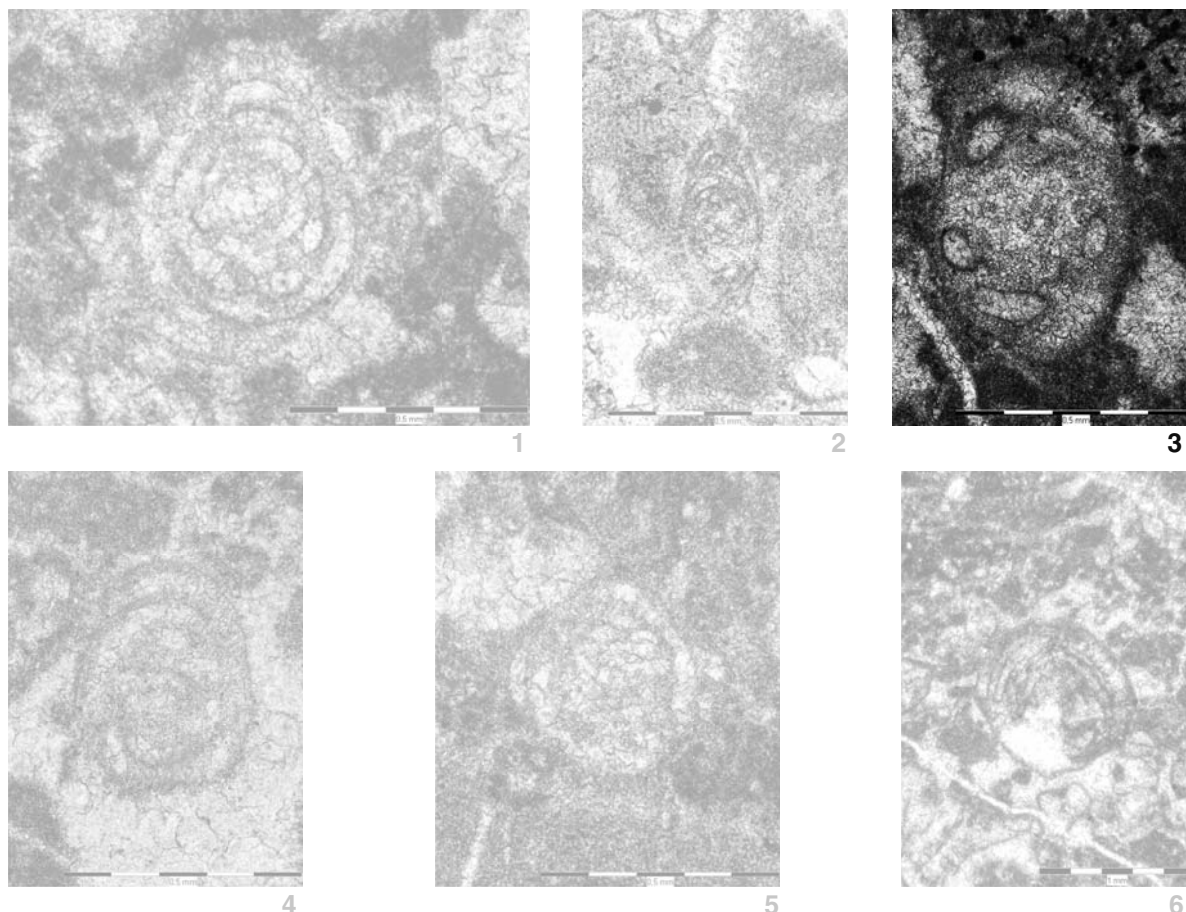
Geologické práce, Správy 129

Geologická stavba Šilickej planiny pri Krásnohorskej Dlhej Lúke

Balázs Kronome a Daniela Boorová

Na strane 71 sa mení názov tabuľky z čísla 5 na číslo 6 a vymieňa sa obrázok číslo 3 za správny.

TAB. 6



TAB. 6

Obr. 1. *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN). Vzorka 238 Sk. Dachsteinské/furmanecké vápence.

Obr. 2. *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN). Vzorka 236 Sk. Dachsteinské/furmanecké vápence.

Obr. 3. *Angulodiscus gaschei gaschei* KOEHN-ZANINETTI. Vzorka 254 Sk. Tisovecké vápence. (SPRÁVNY OBRÁZOK)

Obr. 4. *Pilamminella kuthani* (SALAJ). Vzorka 219 Sk. Wettersteinské súvrstvie.

Obr. 5. *Pilamminella gemerica* (SALAJ). Vzorka 215 Sk. Brekcia. Klast z wettersteinského vápence.

Obr. 6. *Rakusia oberhauseri* SALAJ. Vzorka 242 Sk. Tisovecké vápence.

Obr. 7. *Endotriadella robusta* (SALAJ). Vzorka 226 Sk. Steinalmské súvrstvie.

Obr. 8. *Textularia exigua* (SCHWAGER). Vzorka 254 Sk. Tisovecké vápence.

Obr. 9. *Earlandinita ladinica* SALAJ. Vzorka 247 Sk. Wettersteinské súvrstvie.

Obr. 10. *Diplotremina altoconica* KRISTAN-TOLLMANN. Vzorka 253 Sk. Tisovecké vápence.

Obr. 11. *Duostomina magna* TRIFONOVA. Vzorka 254 Sk. Tisovecké vápence.

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 prispôbiť 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 odlišiť 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 ($\text{Š} \times \text{V} = 170 \times 250 \text{ mm}$ – do dvoch stĺpcov, $\text{Š} = 82 \text{ mm}$ – do jedného stĺpca). Ak sa ilustrácie budú zmešovať alebo zväčšovať, na origináloch prispôbiť veľkosť písma a hrúbku čiar a šrafovania. Prílohy väčšie ako for-

mát 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 Gašpariková, 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., Kotaňski, Z., Lefeld, J., Mello, J., Reichwalder, P., Rackowski, W., Roniewicz, P., Ryka, W., Wiczorek, 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 Vnútorých 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 Gašpariková, 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

<i>Ledvényiová, L.:</i> Biostratigrafický výskum na vybraných lokalitách meliatika a silicika so zreteľom na biostratigrafiu rádiolárií	3
<i>Laurinc, D. a Teťák, F.:</i> Petrografické vyhodnotenie pieskovcov z regiónu Biela Orava (magurská skupina príkrovov, Vonkajšie Západné Karpaty)	29
<i>Pelech, O. a Hók, J.:</i> Metodika mezoskopického štúdia strižných zón a jej aplikácia pri kinematickej analýze hrádocko-zlatníckej strižnej zóny v Považskom Inovci	47
Správy o geologických výskumoch	
<i>Nagy, A. a Baráth, I.:</i> Lelovské súvrstvie v juhozápadnej časti Hornonitrianskej kotliny	69
Jubileá	
<i>Šimon, L.:</i> Osemdesiatročný jubilant RNDr. Ladislav Dublan, CSc.	73
<i>Zlinská, A.:</i> Na sedemdesiatiny RNDr. Michala Elečka, CSc.	74
<i>Hraško, L. a Boorová, D.:</i> K životnému jubileu 70 rokov RNDr. Milana Poláka, CSc.	76
<i>Šimon, L.:</i> Milan Kohút šesťdesiatnikom	78
<i>Liščák, P.:</i> Igor Modlitba jubiluje	79
Spomienky	
<i>Kolektív priateľov a spolupracovníkov z ŠGÚDŠ:</i> RNDr. Ľudovít Kucharič, CSc.	83
<i>Oddelenie starších geologických útvarov:</i> Za Jánom Ivaničkom	85