ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2020

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433–4795

SPRÁVY

136

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433–4795 SPRÁVY

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

Predseda vydavateľskej rady – Chairman of Editorial Board

IGOR **SLANINKA**
igor.slaninka@geology.sk

Vedecký redaktor – Scientific Editor

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

Redakčná rada – Editorial Board

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

Redakcia – Editorial Staff

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

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

Jazyková redaktorka – Lingual Editor

JANKA **HRTUSOVÁ**

Technická redaktorka – Production Editor

SLÁVKA **ŽIDEKOVÁ**

Bratislava máj 2021

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 5. 5. 2021.
On-line verzia časopisu je prístupná na stránke:
https://www.geology.sk/geologicke-prace-spravy/.

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

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2020

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

136

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2020

Nové litostratigrafické jednotky magurského príkrovu na Orave (Vonkajšie Západné Karpaty)

New lithostratigraphic units of the Magura Nappe in Orava region (Outer Western Carpathians)

František Teťák[1], Dušan Laurinc[1], Katarína Žecová[2] a Stanislav Buček[1]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, frantisek.tetak@geology.sk
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum Košice, Jesenského 8, 040 01 Košice

© Autori 2020. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Jedným z výsledkov geologického výskumu regiónu Biela Orava bolo definovanie dvoch nových litostratigrafických jednotiek. Oravskoveselské vrstvy boli definované ako nová litostratigrafická jednotka v južnej časti bystrickej jednotky, tam, kde bol pôvodne v rámci bystrických vrstiev zlínskeho súvrstvia zaznamenaný zvýšený výskyt drobových pieskovcov magurského typu. Litofaciálne ich charakterizujeme ako striedanie drobových pieskovcov magurského typu, kremenných glaukonitových pieskovcov a ílovcov bystrického typu. Ich vek je stredný až mladší eocén. Újezdské vrstvy ako revidovaná litostratigrafická jednotka sú členom zlínskeho súvrstvia bystrickej a račianskej jednotky. Litofaciálne ide o prienik bystrických vrstiev (kremenné glaukonitové pieskovce a ílovce bystrického typu) a laterálne sa vyskytujúceho belovežského súvrstvia (tenko vrstvený flyš). Ich vek je stredný až mladší eocén.

Kľúčové slová: flyšové pásmo, Orava, litostratigrafia, oravskoveselské vrstvy, újezdské vrstvy, eocén

Abstract. The definition of two new lithostratigraphic units was one of the results of geological research of the Biela Orava region. The Oravské Veselé Mb. was defined as a new lithostratigraphic unit in the southern part of the Bystrica Unit, where an increased occurrence of Magura type greywacke sandstones was recorded within the Bystrica Mb. of the Zlín Formation. We characterize them lithofacially as an alternation of the Magura type greywacke sandstones, quartzy glauconite sandstones and Bystrica type mudstones. Their age is middle to late Eocene. The Újezd Mb., as a revised lithostratigraphic unit, is a member of the Zlín Formation of the Bystrica and Rača units. Lithofacially, it is the combination of Bystrica Mb. (quartzy glauconite sandstones and Bystrica type mudstones) and the laterally occurring Beloveža Formation (thin-bedded flysch). Their age is middle to late Eocene.

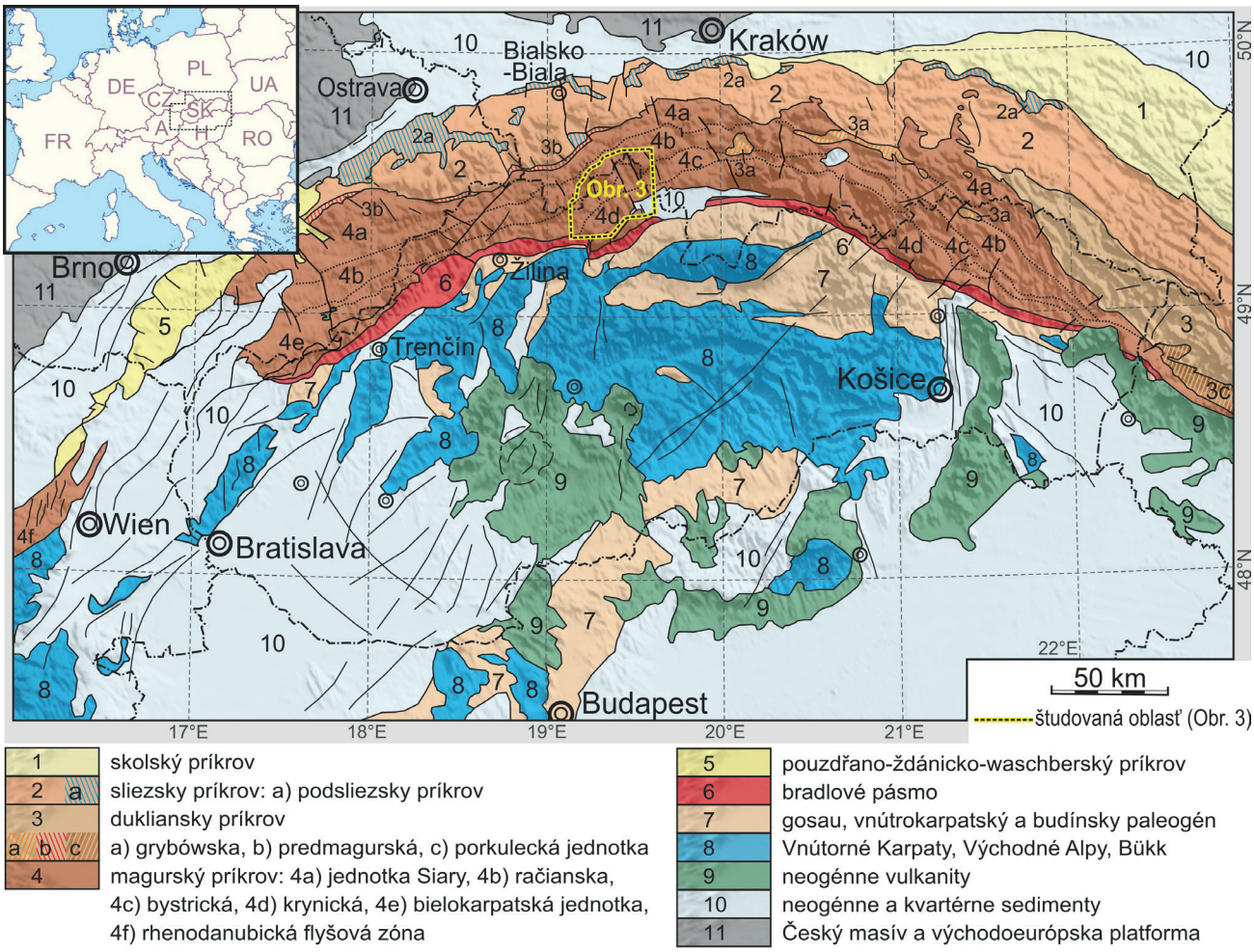
Key words: Flysch Belt, Orava region, lithostratigraphy, Oravské Veselé Mb., Újezd Mb., Eocene

Úvod

Región Biela Orava je súčasťou flyšového pásma Vonkajších Západných Karpát (obr. 1). Tvoria ho tri tektonicko-litofaciálne jednotky – račianska, bystrická a krynická (oravskomagurská) jednotka (jednotka Siary a bielokarpatská jednotka sem nezasahujú). Uvedené jednotky tvoria vrásovo-šupinový systém magurského príkrovu, ktorý je z juhu nasunutý na šikmú rampu európskej platformy spolu so sliezskym príkrovom a ďalšími externejšími jednotkami. Magurský príkrov tvoria hlbokomorské sedimentárne sekvencie flyšového charakteru, prevažne paleogénneho, menej mladokriedového veku (Polák et al., 2008; Teťák et al., 2016a, b; Hók et al., 2019).

Vývoj magurského sedimentačného priestoru môžeme sledovať od barému (v bielokarpatskej jednotke, staršie sedimenty nie sú zachované) až do najstaršieho miocénu. Už najstaršie sedimenty majú hlbokomorský charakter. Najstaršia litostratigrafická jednotka v oblasti Oravy je cebulské súvrstvie. Magurský sedimentačný bazén sa postupne zapĺňal viac-menej flyšovými sekvenciami s pestrou paletou faciálnych modifikácií. Vďaka tomu je možné vyčleniť množstvo litostratigrafických jednotiek (obr. 2). Formovali sa najmä v závislosti od pozície a tvaru depozičných vejárov v bazéne, tektonickej aktivity dna bazénu a zdrojových oblastí sedimentárneho materiálu, ako aj zmien výšky morskej hladiny. Od staršieho eocénu (v bielokarpatskej jednotke) a v miocéne prebiehalo postupné uzatváranie magurského bazénu a vznikala vrásovo-šupinová stavba jednotiek flyšového pásma. Dochádzalo aj k spätným násunom cez blok Vnútorných Karpát (cez bradlové pásmo v Oravskej Magure) v spojení s bočnými posunmi. Komplikovanosť geologickej stavby dovŕšil systém zlomov generálne severojužného smeru a otvorenie oravsko-nowotargskej panvy s prevažne vertikálnym pohybom (Pícha et al., 2006; Hrouda et al., 2009; Golonka et al., 2013; Oszczypko et al., 2015; Teťák et al., 2016b).

Jednoznačná a detailná definícia litostratigrafických jednotiek, poznanie ich priestorového a časového rozšírenia a ich vzájomné vzťahy sú základom interpretácie genézy, vývoja a stavby ktorejkoľvek geologickej jednotky. V magurskom bazéne sa hromadili sedimenty v značnej hrúbke (až 5 km) pomerne dlhé obdobie a zdrojov sedimentárneho materiálu bolo niekoľko. Flyšový charakter sedimentácie určoval pestré faciálne zloženie sedimentárnej výplne. Počas presúvania príkrovov došlo k jeho značnému tektonickému porušeniu a amputácii najstarších, najmladších a okrajových sekvencií. Interpretácia geologickej stavby je komplikovaná aj tým, že sedimenty magurského bazénu zasahujú na územie viacerých štátov (Rakúsko, Česko, Slovensko, Poľsko, Ukrajina) a v každom štáte bol



Obr. 1. Schematická geologická mapa západnej časti flyšového pásma Západných Karpát s lokalizáciou oblasti výskumu.
Fig. 1. Schematic geological map of the Western part of the Carpathian Flysch Belt with localization of the studied area.

uplatňovaný mierne odlišný a izolovaný prístup k litostratigrafickému členeniu. Výsledkom je používanie niekoľko desiatok litostratigrafických jednotiek. Preto je nutné k zavádzaniu nových a redefinovaniu existujúcich litostratigrafických jednotiek pristupovať mimoriadne zodpovedne.

Metodika

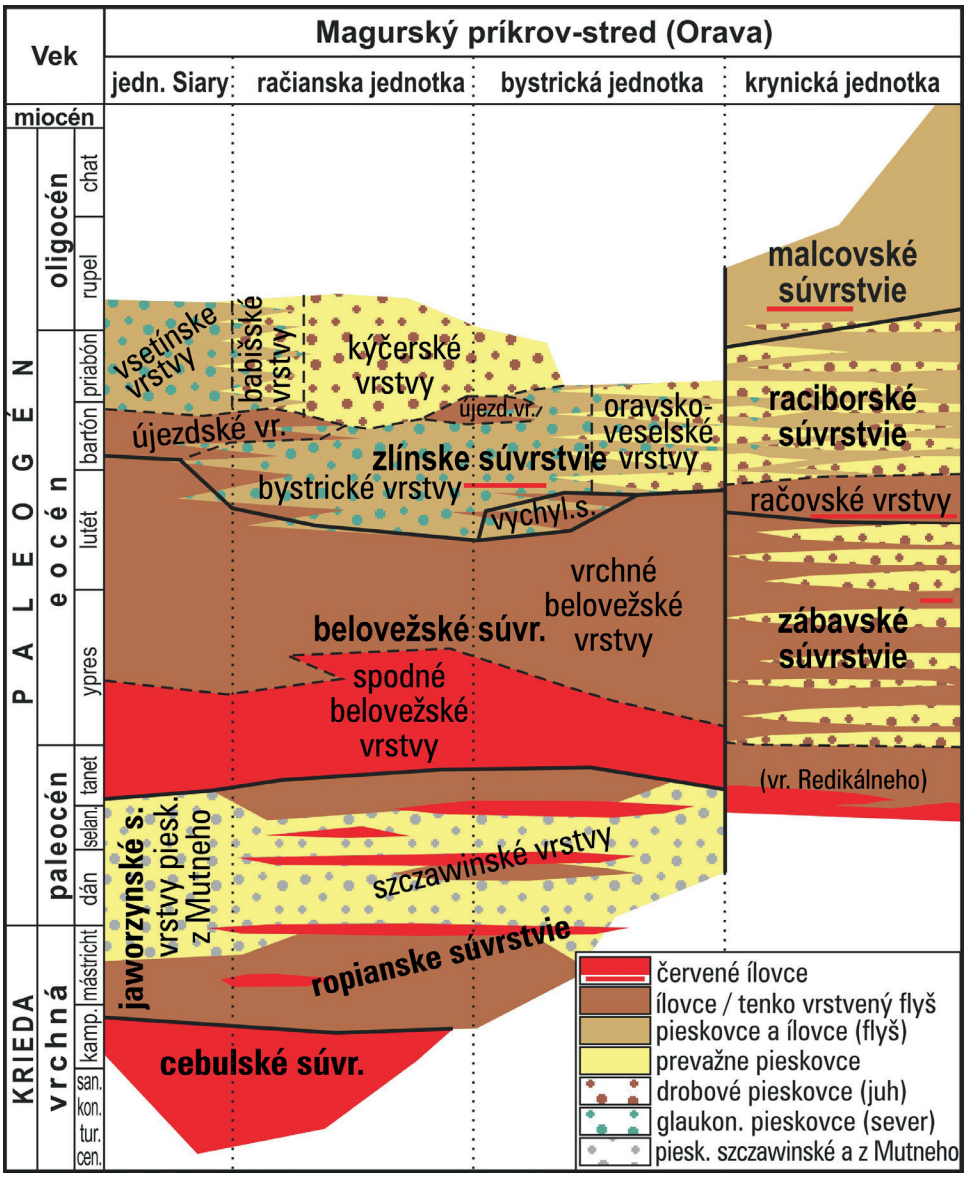
V priebehu geologického výskumu a mapovania v regióne Bielej Oravy v rokoch 2011 až 2015 (Teťák et al., 2016a, b) vznikla potreba definovania nových litostratigrafických jednotiek flyšového pásma. Táto potreba nastala najmä pri flyšových komplexoch, doteraz zaraďovaných k bystrickým vrstvám zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky (oravskoveselské vrstvy – nová litostratigrafická jednotka). Menšie zmeny sa udiali aj v litostratigrafickom členení stavby račianskej jednotky (újezdské vrstvy – revízia litostratigrafickej jednotky) (obr. 3).

Definovanie litostratigrafických jednotiek sa opieralo o výsledky nového podrobného geologického mapovania v oblasti Oravy (Teťák et al., 2016a, b). Dôležitým zdrojom informácií boli nové i staršie paleogeografické a sedimentologické údaje (sumarizovali Teťák et al., 2019). Nanoplanktón a veľké foraminifery boli spracované štandardnými paleontologickými metódami (Teťák et al., 2016c; Buček a Teťák, 2020). Petrografické zloženie pieskovcov z regiónu vyhodnotili Laurinc a Teťák (2017) kvantitatívnou planimetrickou metódou.

Pri definovaní jednotiek boli rešpektované zásady formálneho definovania nových litostratigrafických jednotiek stanovené Medzinárodným stratigrafickým kódom (Salvador, 1994; Michalík et al., 2007) a najnovšie zhrnuté na seminári terminologickej komisie Národného geologického komitétu Slovenskej republiky v roku 2019.

Štruktúra formálneho definovania litostratigrafických jednotiek je takáto: slovenský názov litostratigrafickej jednotky, autor, anglická verzia názvu, synonymá a historické označenia, typový profil, referenčné profily, typová (charakteristická) oblasť výskytu, geografické a tektonické rozšírenie, laterálne ekvivalenty, spodná hranica, horná hranica, prevládajúca a charakteristická litológia, členenie, hrúbka, charakteristické fosílie, vek a stratigrafické rozpätie, genéza, dôležité literárne zdroje údajov.

Definovaniu nových litostratigrafických jednotiek predchádzal podrobný geologický výskum spojený s geologickým mapovaním, spracovaním litologických profilov (obr. 5, 6, 7), odberom vzoriek a ich petrografickým a paleontologickým spracovaním. Značky a skratky použité v litologických profiloch sú vysvetlené na obr. 4.



Obr. 2. Litostratigrafická schéma magurského príkrovu na Orave (upravené podľa Teťáka et al., 2016b), doplnená o jednotku Siary.
Fig. 2. Lithostratigraphic scheme of the Magura Nappe at Orava region (modified after Teťák et al., 2016b), supplemented by the Siary Unit.

Nové litostratigrafické jednotky

Obe novo definované litostratigrafické jednotky by mali spresniť poznanie litostratigrafickej stavby magurského príkrovu a jeho zobrazenie na mapách a litostratigrafických schémach a pomôcť pri paleogeografickej interpretácii magurského bazénu.

Oravskoveselské vrstvy (nová litostratigrafická jednotka, člen zlínskeho súvrstvia)

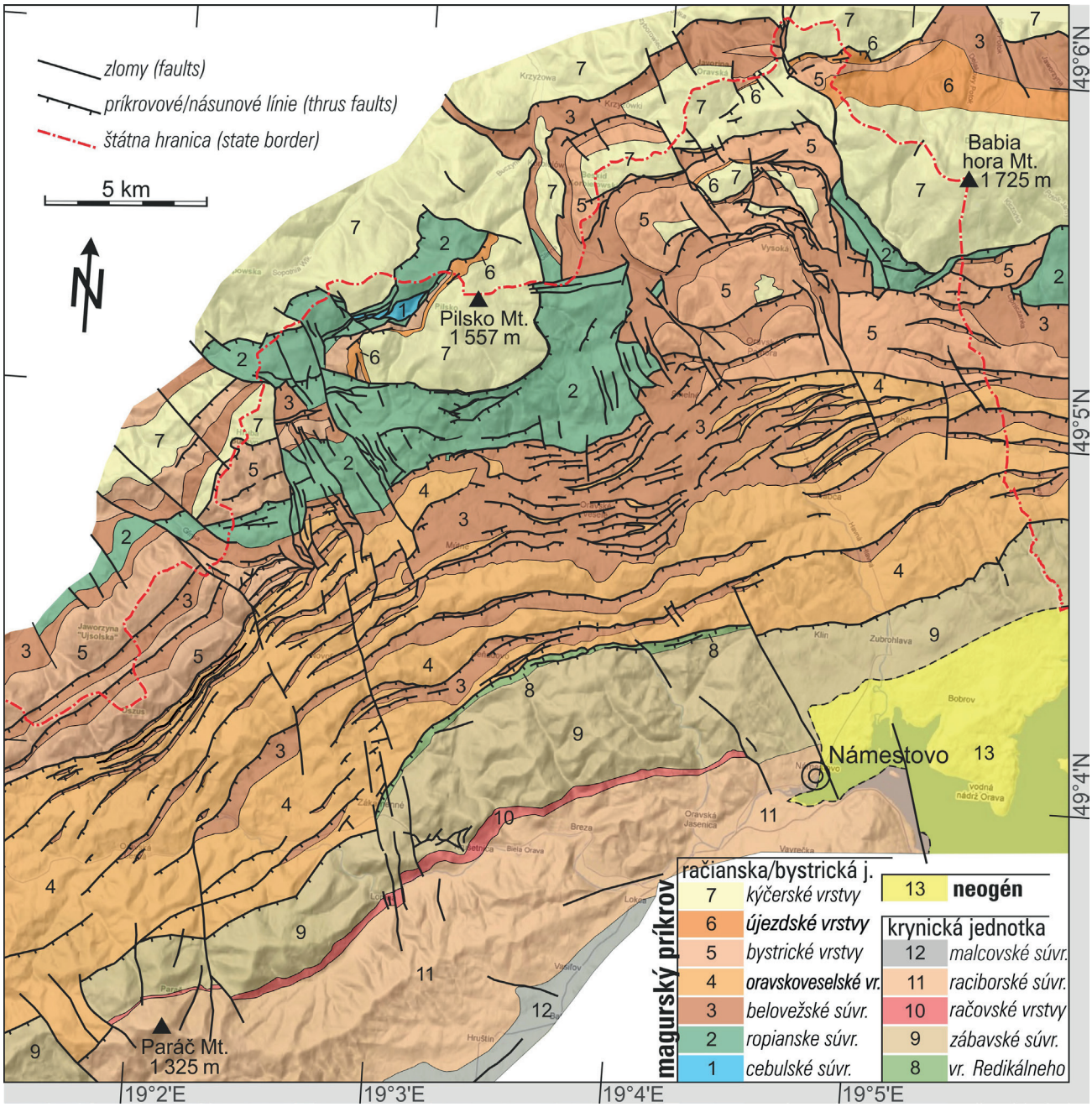
Autor: Teťák et al. (2016a, b)

Anglický názov: *Oravské Veselé Mb.* (*member of the Zlín Fm.*)

Synonymá a historické označenia. – Za ekvivalent možno čiastočne považovať drobové pieskovce magurského typu v bystrických vrstvách na Kysuciach (Potfaj et al., 2002, 2003).

Typový profil. – Typovým profilom sú pomerne dobre prístupné, prevažne nesúvislé odkryvy pieskovcových vrstiev v koryte rieky Veselianky južne od Oravského Veselého pod ústím potoka Rakovec (obr. 5) (N 49° 26‘ 40,0“; E 19° 23‘ 37,7“ a N 49° 26‘ 37,8“; E 19° 23‘ 53,9“), v menšej miere aj odkryvy v dolnej časti potoka Rakovec. Odkrytie v rieke a potokoch sa výrazne mení v závislosti od eróznej sily rieky počas vysokého stavu.

Referenčné profily. – Referenčným profilom je menší, dobre prístupný lom pri ceste z Brezy do Mútneho nad odbočkou do Beňadova (obr. 6A, 6B, 6C) (N 49° 25‘ 45,8“; E 19° 19‘ 23,2“). Lom je v tektonickej šupine Náveterného vrchu. V profile skôr atypicky prevládajú ílovce bystrického typu. Prítomná je vrstva glaukonitového pieskovca hrubá 125 cm, štyri vrstvy drobových pieskovcov magurského typu hrubé 20 až 75 cm, niekoľko tenších vrstiev laminovaných pieskovcov a dve hrubé sklzové telesá. Ukážkovo sú tu vyvinuté klastické žily prebiehajúce diagonálne na vrstvu ílovcov bystrického typu. Zrejme v dôsledku



Obr. 3. Zjednodušená geologická mapa študovanej oblasti – región Orava, s presahom do Poľska (na základe: Teťák et al., 2016a; Ryłko, 1992; Sikora a Żytko, 1959; Książkiewicz, 1966).

Fig. 3. Simplified geological map of the studied area – Orava region, with an overlap into Poland (based on: Teťák et al., 2016; Ryłko, 1992; Sikora and Żytko, 1959; Książkiewicz, 1966).

kompresie objemu hornín počas diagenézy sú výrazne zvlnené do „vrás“ (obr. 6C).

Geografické a tektonické rozšírenie. – Oravskoveselské vrstvy sa vyskytujú v južných tektonických šupinách bystrickej jednotky, v menšej miere na Kysuciach (Potfaj et al., 2002, 2003), ale najmä na Orave. Ďalej na východ v Poľsku v Gorcoch na južnom okraji bystrickej jednotky M. Cieszkowski (nepublikované) pozoroval litofaciálny vývoj so zhodnou stratigrafickou a tektonickou pozíciou s oravskoveselskými vrstvami.

Laterálne ekvivalenty. – Oravskoveselské vrstvy smerom na sever a západ laterálne prechádzajú do *bystrických vrstiev* (Pesl, 1968). V bystrickej jednotke na východe Kysúc boli v bystrických vrstvách pozorované horizonty drobových pieskovcov magurského typu (Potfaj et al., 2002, 2003). Na východ od Oravy v Poľsku možno za ich litofaciálny ekvivalent považovať *maszkowické pieskovcové vrstvy* (Oszczypko, 1992; Oszczypko a Oszczypko-Clowes, 2010). Za ich laterálne (nie litofaciálne) ekvivalenty považujeme napr. *lącké vrstvy* (Sikora a Żytko, 1959; Książkiewicz, 1966; Ryłko, 1992), *bystrické súvrstvie* (Oszczypko, 1991) a *osielecké pieskovce* (Książkiewicz, 1958). Vyššia časť oravskoveselských vrstiev s hojnejšími T_c pieskovcami pripomína *podmagurské vrstvy* (*Submagura Mb.* – Sikora a Żytko, 1959; Książkiewicz, 1966; Ryłko, 1992). Za laterálny ekvivalent smerom na juh

možno považovať *raciborské súvrstvie* krynickej jednotky. Tento predpoklad okrem zhody veku podporuje výskyt rovnakých pieskovcov magurského typu spolu s glaukonitovými pieskovcami, ktorých zastúpenie v raciborskom súvrství západne od Brezy stúpa (Teťák et al., 2016a, b).

Oravskoveselské vrstvy majú v južnej časti výrazne pieskovcový charakter a nevystupujú v nich tenko vrstvené polohy. Korelujeme ich s bystrickými vrstvami, s ktorými sa priamo laterálne zastupujú. Predpokladáme aj možné laterálne korelovanie s raciborským súvrstvím krynickej jednotky vo vývoji s kremennými glaukonitovými pieskovcami (Lomná – Hruštín). Princíp striedania litotypu drobových pieskovcov magurského typu a kremenných glaukonitových pieskovcov je podobný babišským vrstvám račianskej jednotky (Teťák, 2005a, b; Mello et al., 2005, 2011). Oravskoveselské vrstvy sú však staršie než babišské (prípadne kýčerské) vrstvy a vystupujú v južnej časti bystrickej jednotky.

Litológia. – Litofaciálny vývoj zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky sa laterálne z juhu na sever postupne mení. Z oravskoveselských vrstiev s výraznou prevahou drobových pieskovcov (v južnej časti) sa zlínske súvrstvie laterálne postupným nahrádzaním pieskovcov magurského typu glaukonitovými pieskovcami a ílovcami bystrického typu mení (smerom na sever a západ) až na bystrické vrstvy. Boli pozorované aj laterálne zmeny v smere predĺženia tektonických šupín. Tieto zmeny majú charakter postupného pribúdania kremenných glaukonitových pieskovcov a ílovcov bystrického typu na úkor pieskovcov magurského typu z východu na západ. Tieto zmeny sú plynulé, bez výraznejších skokov. Najmä v oblasti Oravskej Lesnej možno pozorovať náznak, že drobové pieskovce magurského typu (tzn. znak oravskoveselských vrstiev) dominujú v nižšej (staršej) časti zlínskeho súvrstvia, kým smerom do vyššej (mladšej) časti postupne nadobúdajú prevahu glaukonitové pieskovce s ílovcami bystrického typu (znak bystrických vrstiev). Za určujúce, kedy môžeme namiesto bystrických vrstiev vyčleniť oravskoveselské vrstvy, považujeme, keď na 50 m profilu tvoria pieskovce magurského typu aspoň 3 vrstvy.

Charakteristické litofaciálne parametre súvrstvia: Pomer pieskovcov k ílovcom je 3/1 až 10/1 (pieskovce prevládajú nad ílovcami). Lokálne môžu prevládať ílovce. Index zvrstvenia (I) = 0,5 až 1,5 vrstiev/m (obr. 5), pri vyššom zastúpení ílovcov je index zvrstvenia 3 až 5 vrstiev/m (obr. 7B). Na porovnanie, v bystrických vrstvách prevládajú ílovce nad pieskovcami (pomer pieskovcov k ílovcom je ca 1/2, zriedka až 1/10). K týmto hodnotám sa oravskoveselské vrstvy blížia v častiach s vyšším podielom glaukonitových pieskovcov sprevádzaných ílovcami bystrického typu (Teťák et al., 2016b) (obr. 6).

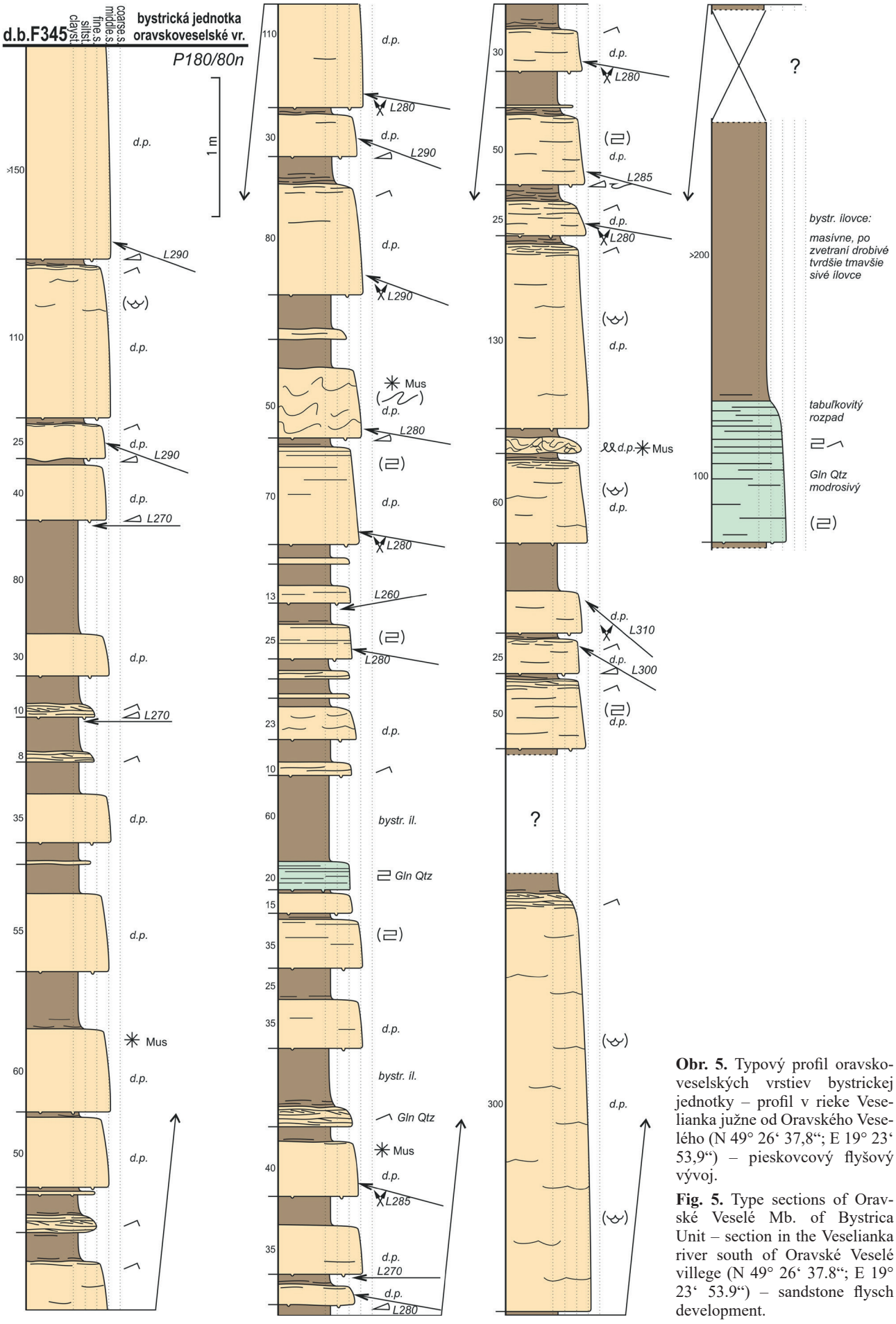
Prevládajúcim litotypom sú **drobové pieskovce magurského typu**, ktoré možno stotožniť so sublitofáciou magurských pieskovcov A2, ktorú definovali Potfaj et al. (1991) v krynickej jednotke. Tvoria vrstvy hrubé 50 až 150 cm (zriedkavejšie v rozsahu 20 až 200 cm). Pieskovce sú hrubo- až strednozrnné, s klastami nepresahujúcimi 2 mm. Za čerstva sú masívne, no po navetraní sú v nich výrazné stopy po úniku vody („misovité“ stopy). V najvyššej časti býva vyvinutý tenký interval T_c šikmej až zvlnenej laminácie stredno- až jemnozrnného pieskovca obohatený o rastlinnú drvinu a muskovit s výskytom intraklastov. Miestami je vyvinutý aj tenší interval T_d laminovaného siltovca prechádzajúci do T_e sivého siltového ílovca až ílovca. Interval T_e len zriedka presahuje 20 cm (max. do 100 cm).

Zriedkavé sú horizonty s vyšším zastúpením ílovcov hrubé do 4 m, kde vrstvy ílovcov dosahujú hrúbku do 50 cm, vrstvy drobových pieskovcov 5 až 25 cm spolu s tenšími jemnozrnnými, šikmo laminovanými pieskovcami až siltovými pieskovcami bohatými na rastlinnú drvinu a muskovit (obr. 6A, 6B). Tieto horizonty nemajú charakter tenko vrstveného flyšu, ako je to typické napr. pre zábavské (resp. „zábavné“) súvrstvie (Potfaj et al., 1991).

Typickým litotypom oravskoveselských vrstiev sú aj kremenné **glaukonitové pieskovce**. Vyskytujú sa najmä v ich strednej, prípadne vyššej časti. V najjužnejšej tektonickej šupine bystrickej jednotky pripadá na hrúbku tektonickej šupiny (hrubej do 500 m) len asi 5 hrubších vrstiev glaukonitových pieskovcov. Laterálne smerom na sever a západ pozorujeme ich pribúdanie. Litotyp kremenných glaukonitových pieskovcov je typický najmä pre bystrické vrstvy. Sú to jemnozrnné modrosivé, výrazne kremité, dobre triedené pieskovce vo vrstvách hrubých 50 až 130 cm. V spodnej časti sú vrstvy masívne až nevýrazne laminované. Vyššie je paralelná, menej šikmá lamináciа postupne výraznejšia. Pieskovce sa zvetraním môžu rozpadať na dosky až tabuľky. Ďalej v sekvencii nasleduje tabuľkovitý siltovec a postupne tmavosivý tvrdší masívny ílovec bystrického typu až lackých slieňovcov, ktorý tvorí vrstvy hrubé až niekoľko metrov. Pravdepodobne v dôsledku priestorovo a časovo rôznorodého charakteru zdrojovej

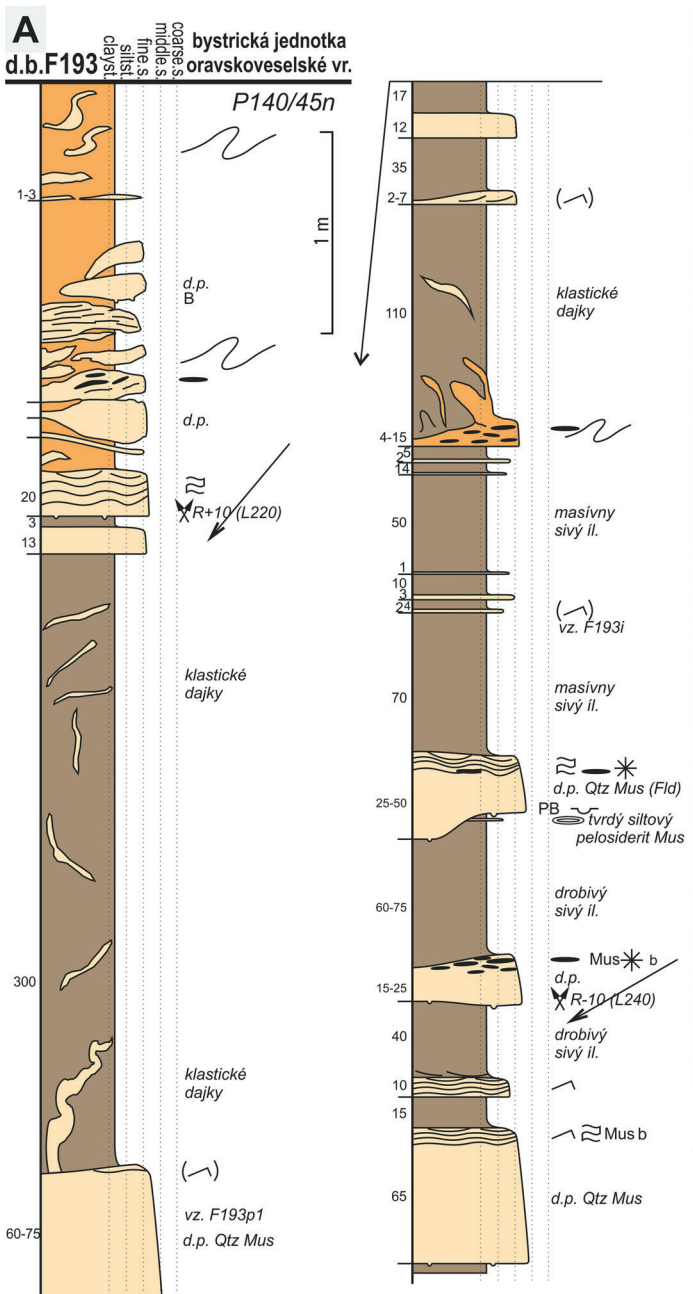
Obr. 4. Vysvetlenie značiek a skratiek použitých v litologických profiloch.

Fig. 4. Explanation of symbols and abbreviations used in lithological sections.



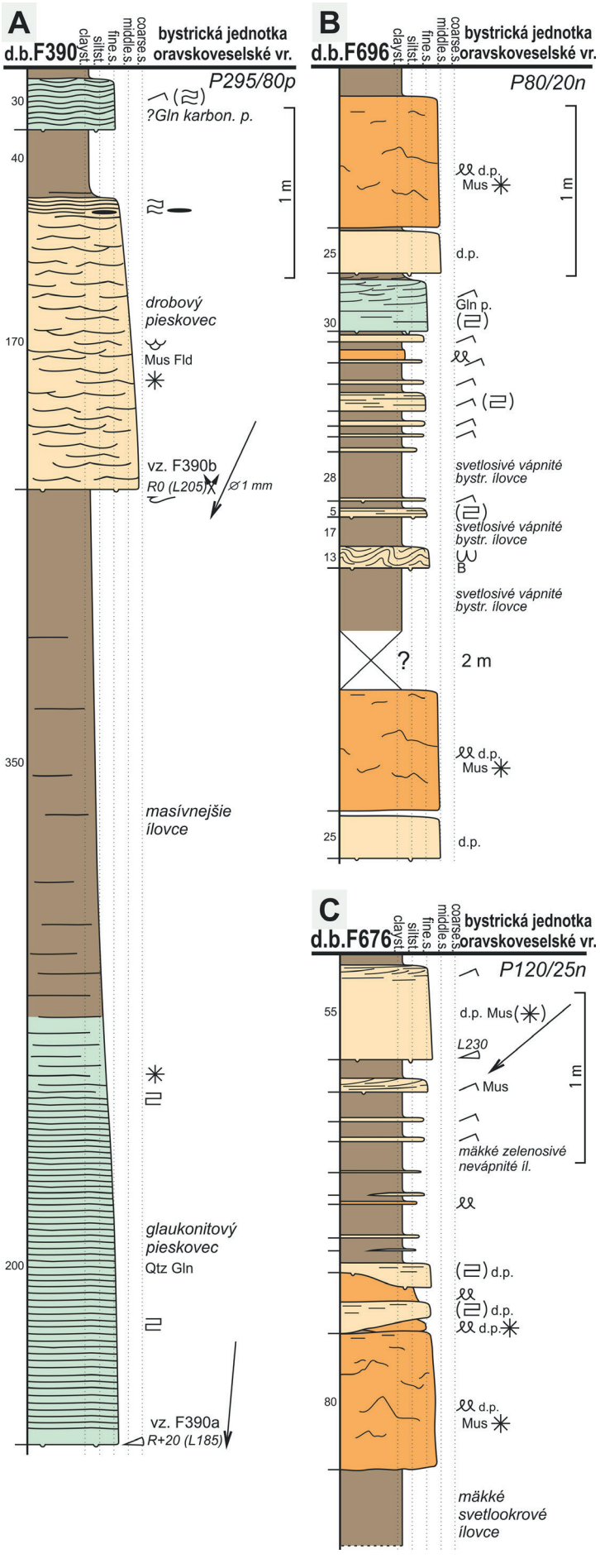
Obr. 5. Typový profil oravsko-veselských vrstiev bystrickej jednotky – profil v rieke Veselianka južne od Oravského Veselého (N 49° 26‘ 37,8“; E 19° 23‘ 53,9“) – pieskovcový flyšový vývoj.

Fig. 5. Type sections of Oravské Veselé Mb. of Bystrica Unit – section in the Veselianka river south of Oravské Veselé villege (N 49° 26‘ 37.8“; E 19° 23‘ 53.9“) – sandstone flysch development.



Obr. 6. Referenčný profil oravskoveselských vrstiev bystrickej jednotky: A, B – malý lom pri ceste do Mútneho za odbočkou k Beňadovu; C – pieskovcová žila v ílovcoch bystrického typu.

Fig. 6. Reference section of Oravské Veselé Mb. of Bystrica Unit: A, B – small quarry near the road to the Mútne village behind the turning to the Beňadovo village; C – sandstone dike in bystrica type mudstones.



oblasti a transportu gravitačným prúdmi sa vyvinulo množstvo variet pieskovcov, ktoré majú spoločné nasledujúce vlastnosti: 1. obsahujú jednoznačne identifikovateľný glaukonit (v rôznom množstve), 2. zvýšený obsah kremeňa, 3. lepšie vytriedenie – zrelý, zrnitostne a minerálne dobre vytriedený klastický sediment, 4. znaky transportu prevažne turbiditným prúdom (len zriedka úlomkotoky).

V ďalších, severnejších tektonických šupinách je výrazne nižšie zastúpenie pieskovcov magurského typu oproti ílovcom a glaukonitovým pieskovcom. Tento trend smerom na sever a západ narastá, pieskovce magurského typu sú o niečo lepšie vytriedené až kremité, gradačné a zároveň klesá aj ich hrúbka na 15 až 100 cm. Svedčí to o narastajúcej distalite v rámci sedimentačného vejára. Sú to gradačne zvrstvené strednozrnné masívne drobové pieskovce, vo vyššej časti jemnozrnné, T_c zvlnene laminované, s muskovitom a rastlinnou drvinou.

Smerom na sever a západ postupne pribúdajú glaukonitové pieskovce a ílovce bystrického typu, až oravskoveselské vrstvy postupne nadobúdajú charakter bystrických vrstiev (tzn. postupné vyznievanie sedimentácie drobových pieskovcov laterálne na sever a nahrádzanie sedimentáciou glaukonitových pieskovcov).

Okrem toho boli pozorované sklzové telesá hrubé niekoľko desiatok centimetrov až 2 m so siltovou základnou hmotou bez zachovania pôvodnej štruktúry sedimentu, ale aj so sklzovými vrásami deformovaných pieskovcov a ílovcov (obr. 6A).

Petrografia. – V súvrství sú zastúpené dva litotypy pieskovcov: magurský typ pieskovcov a glaukonitové pieskovce. Uvedené typy hornín podrobne petrograficky charakterizujú Laurinc a Teťák (2017).

Magurský typ pieskovcov sú prevažne strednozrnné, len mierne alebo dobre vytriedené sublitarenity až subarkózy (v zmysle Pettijohna et al., 1972). Prevláda monokryštalický kremeň (23,5 – 60,5 %, priemer 43,6 %) a polykryštalický kremeň (3,1 – 38,8 %, priemer 14,4 %). Silicity sú prítomné len akcesoricky (0,0 – 2,8 %, priemer 0,9 %). Plagioklasy tvoria 0,6 – 6,5 % (priemer 3,6 %) a draselné živce 0,8 – 6,5 % (priemer 2,7 %). Bežný je muskovit (0,0 – 7,5 %, priemer 3,9 %), ale aj biotit (0,0 – 9,9 %, priemer 3,0 %). Obsah glaukonitu je prevažne zanedbateľný. Litické klasty sú zastúpené úlomkami sedimentov – jemnozrnné pieskovce, siltovce, pelity (0,5 – 19,0 %, priemer 2,2 %) a karbonáty (0,0 – 29,0 %, priemer 5,6 %). Vyskytujú sa aj úlomky metamorfovaných hornín – fylity, svory, ruly (0,0 – 4,5 %, priemer 1,4 %), magmatických a vulkanických hornín – felzity, magmatity (0,0 – 5,3 %, priemer 1,3 %). Obsah základnej hmoty varíruje medzi 1,7 až 17,7 % (priemer

Obr. 7. Oravskoveselské vrstvy – bystrická jednotka: A – profil v potoku Menzdrovka pri družstve – Novoť; B – profil v rieke Mútňanka – Mútňanská píla; C – profil v potoku Práčka – Mútne.

Fig. 7. Oravské Veselé Mb. – Bystrica Unit: A – section in the Menzdrovka creek – Novoť village; B – section in the Mútňanka river – Mútňanská píla; C – section in the Práčka creek – Mútne village.

8,4 %), len ojedinele však prekračuje 15 %. V pieskovcoch je bežný kalcitový cement (1,0 – 18,9 %, priemer 8,0 %) (Laurinc a Teťák, 2017).

Pieskovce glaukonitového typu sú prevažne jemnozrnné až strednozrnné, dobre vytriedené kremenné arenity a sublitarenity (klasifikácia v zmysle Pettijohna et al., 1972). Majoritne ich 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 (v priemere 0,4 %). Obsah živcov je nízky – plagioklasov je 0,0 až 5,7 % (priemer 1,2 %) a draselných živcov 0,0 až 4,7 % (priemer 1,1 %). 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 hojne – do 17,5 % (v priemere 7,5 %). Litické úlomky sú zastúpené úlomkami sedimentov (0,0 – 5,3 %, priemer 1,1 %), karbonátov (0,0 – 14,8 %, priemer 1,1 %), metamorfitov (0,0 – 1,9 %, priemer 0,4 %), magmatitov a vulkanitov (0,0 – 2,2 %, priemer 0,3 %). Ojedinele je možné pozorovať fosílne 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. V pieskovcoch je bežná prítomnosť kalcitového cementu (0,0 – 40,1 %, priemer 8,2 %) (Laurinc a Teťák, 2017).

Členenie. – Oravskoveselské vrstvy sú súčasťou zlínskeho súvrstvia. V praxi (na mape, Teťák et al., 2016a) je na základe pomeru dvoch základných litotypov pieskovcov možné rozlíšiť dva litofaciálne vývoje oravskoveselských vrstiev: 1. ak bystrická fácia (tzn. kremenné glaukonitové pieskovce so sprievodnými ílovcami bystrického typu) tvorí menej než 50 % objemu súvrstvia, hovoríme o *oravskoveselských vrstvách s prevahou drobových pieskovcov*; 2. ak bystrická fácia tvorí viac než 50 % objemu súvrstvia, hovoríme o *oravskoveselských vrstvách s prevahou glaukonitových pieskovcov*.

Hrúbka. – Hrúbka vrstiev je ca 300 až 500 m. Horná hranica je všade tektonická. Západne od Zákamenného sa podložné belovežské súvrstvie vyskytuje len sporadicky, preto je náročné vymedziť jednotlivé tektonické šupiny a tým určiť hrúbku a ohraničenie oravskoveselských vrstiev.

Spodná hranica. – Spodná hranica je daná kontaktom s belovežským súvrstvím. Na kontakte sa na niekoľkých metroch môžu striedať litofácie oboch súvrství, podobne, ako je to typické pre kontakt belovežského súvrstvia s bystrickými vrstvami, čiže vychylovské súvrstvie (Potfaj, 1989). Za určujúci možno považovať prvý výskyt pieskovca magurského typu. Tento kontakt je litologicky výrazný a prejavuje sa morfologickým stupňom a zalesnením.

Horná hranica. – Horná hranica súvrstvia je všade tektonická. Na Orave ani západne od nej v bystrickej jednotke nad oravskoveselskými či bystrickými vrstvami nie sú zachované mladšie sedimenty. Ich horné ohraničenie je výrazne tektonické. Prejavuje sa vystupovaním silno tektonicky porušených hornín až tektonickou brekciou, rozpukanými pieskovcami s puklinami vyhojenými kalcitom. Na východ od Oravy v Poľsku pokračuje sedimentácia súvrstvia do nadložia vrstvami z Mniszka (Oszczypko a Oszczypko-Clowes, 2010).

Vekové zaradenie a charakteristické fosílie. – Vek oravskoveselských vrstiev je **stredný až mladší eocén** (najvyšší lutét až najnižší priabón). Keďže sa oravskoveselské vrstvy laterálne zastupujú s bystrickými vrstvami a sčasti aj s raciborským súvrstvím, môžeme predpokladať, že majú podobný vekový rozsah. Podľa určení vápnitého nanoplanktónu zo Stredného Považia a Kysúc je vek bystrických vrstiev stredný (až mladší?) eocén s možným presahom do staršieho eocénu (Mello et al., 2011; Potfaj et al., 2003). Boli pozorované aj veľké foraminifery staršieho eocénu až mladšieho ypresu (kuis) (Mello et al., 2011). Rovnako stredno- až mladoeocénny vek bystrických vrstiev bol určený na Orave na základe spoločenstiev nanoplanktónu (Teťák et al., 2016a, b).

Spoločenstvá nanoplanktónu z oravskoveselských vrstiev na Orave (Teťák et al., 2016a) sú prevažne stredno- až mladoeocénneho veku – zóny NP16 až NP18 – najvyšší lutét až najnižší priabón. Strednoeocénny vek bol stanovený na základe zastúpenia druhov *Helicosphaera compacta* Bramlette & Wilcoxon, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay) Bukry, *R. bisecta* (Hay, Mohler & Wade) Roth a *Reticulofenestra umbilicus* (Levin) Martini & Ritzkowski. Mladší eocén bol stanovený na základe zastúpenia druhov *Helicosphaera euphratis* Haq, *Isthmolithus recurvus* Deflandre a *Pontosphaera obliquipons* (Deflandre) Romein.

Veľké bentické dierkavce boli určené z 15 výbrusov glaukonitových pieskovcov (Buček a Teťák, 2020). Boli určené druhy: *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), *Asterocyclina stella* (Gümbel), *A. stella taramellii* Munier-Chalmas, *D.* cf. *pratti* (Michelin), *D.* cf. *tenuis* Douvillé, *D. discus* (Rütimeyer), *D. dispansa* (Sowerby), *D. chudeaui* (Schlumberger), *Miscellanea* cf. *miscella* d´Archiac & Haime, *Nummulites* cf. *brongniarti* d´Archiac & Haime, *N.* cf. *exilis* Douvillé, *N.* cf. *gallensis* Heim, *N.* cf. *globulus* Leymerie, *N.* cf. *laevigatus* (Bruguiére), *N.* cf. *manfredi* Schaub, *N. lehneri* Schaub, *N. variolarius* (Lamarck), *Operculina* sp., *Orbitoclypeus* cf. *douvillei* (Schlumberger) a *O. chudeaui* (Schlumberger). Sprievodný organický detrit v pieskovcoch tvorili úlomky koralinných rias a lastúrnikov, prierezy malých foraminifer a machoviek, rúrky červov a drobný bentos. Je možné zaradiť ich do SBZ (plytkovodné bentické zóny) sensu Serra-Kiel et al. (1998). Vekové zaradenie spoločenstiev veľkých bentických dierkavcov je (starší) stredný eocén – ilerd – lutét (bartón) – SBZ 13 – 16 (18). Veľké bentické dierkavce boli spolu s materiálom psamitov redeponované zo šelfu, preto vek, ktorý reprezentujú, môže byť o niečo starší než skutočný vek sedimentácie.

Genéza. – Sedimentácia prebiehala v hlbokomorskom prostredí v centrálnej časti magurského bazénu z vejárov gravitačných prúdov typu úlomkotokov (drobové pieskovce magurského typu, pôvod materiálu z juhomagurskej kordiléry) a turbiditných prúdov (glaukonitové pieskovce, pôvod materiálu z predmagurskej kordiléry). Sedimenty boli transportované pozdĺž bazénu z východu na západ. Sedimentácia pieskovcov magurského typu a glaukonitových pieskovcov bola len zriedka prerušovaná kratšími obdobiami distálnej, tenko vrstvenej sedimentácie, typickej pre belovežské súvrstvie (Teťák et al., 2019).

<u>Újezdské vrstvy</u> (revízia litostratigrafickej jednotky, člen zlínskeho súvrstvia)

Autor: Pesl (1968) zaviedol pre spodné zlínske vrstvy názov *újezdské vrstvy* a zároveň odmietol v Poľsku zaužívané *hieroglyfové vrstvy*.

Anglický názov: *Újezd Mb.* (*member of the Zlín Fm.*)

Synonymá a historické označenia. – Prevažne

pelitický komplex ležiaci v podloží „*magurského pieskovca*“ pomenoval Książkiewicz (1935) podľa jeho polohy názvom *podmagurské vrstvy*. V Poľsku v severnej časti račianskej jednotky súvrstvie ležiace pod magurským súvrstvím (nie magurské súvrstvie v zmysle Potfaja, 1983) Sikora a Żytko (1959) nazvali *podmenilitové vrstvy* a v južnej časti račianskej jednotky *hieroglyfové vrstvy*. Z československého územia v západnej časti magurskej jednotky Matějka a Roth (1956) opísali litostratigrafickú jednotku, z pohľadu litológie a pozície porovnateľnú s podmagurskými vrstvami, ako *spodné zlínske vrstvy* (spresnili Pesl a Menčík, 1966). Do spodných zlínskych vrstiev bolo pričleňované aj luhačovické súvrstvie. Ako alternatívu k hieroglyfovým vrstvám ponúkajú Potfaj et al. (2002, 2003) *oščadnické vrstvy*. Tie by však mali sčasti zahŕňať aj pasierbiecke pieskovce bystrických vrstiev či spodných luhačovických vrstiev (Teťák et al., 2019).

Typový profil. – Typový profil vrstiev je pri obci Hřivínův Újezd sz. od Luhačovíc (Česká republika) (Pesl, 1968).

Referenčné profily. – Na Orave sú újezdské vrstvy najlepšie odkryté severne od Oravskej Polhory v potoku Jalovec nad hájovňou Borsučie (obr. 8; N 49° 35‘ 33,7“; E 19° 25‘ 51,8“). Profily sú dobre dostupné z asfaltovej lesnej cesty, na ktorú je potrebné povolenie na vjazd.

Geografické a tektonické rozšírenie. – Újezdské vrstvy sa vyskytujú od severnej časti bystrickej jednotky cez račiansku jednotku až do jednotky Siary. V oblasti Oravy sú to menšie výskyty sz. od Babej hory a z. od Pilska (Teťák et al., 2016a). Vyskytujú sa aj na Kysuciach (oščadnické vrstvy, Potfaj et al., 2002, 2003) a na Morave (Pesl, 1968) a v Poľsku (Sikora a Żytko, 1959).

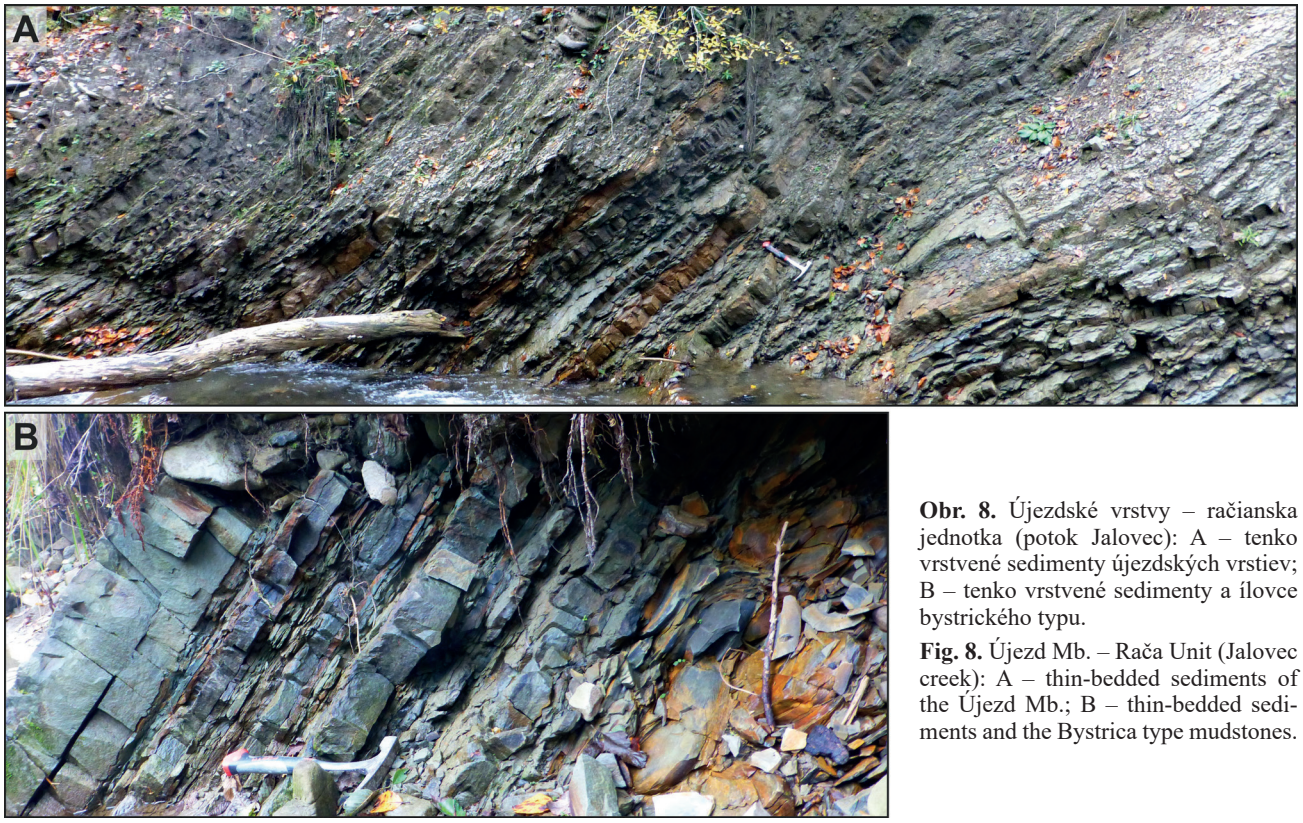
Laterálne ekvivalenty. – Laterálnymi ekvivalentmi vrstiev sú bystrické vrstvy a vrchné belovežské vrstvy.

Litológia. – V nadloží bystrických vrstiev a v podloží kýčerských vrstiev sme na niekoľkých miestach pozorovali prevažne tenko vrstvený flyšový komplex. Jeho vyčlenenie je v teréne skomplikované silným presutinením nadložnými kýčerskými pieskovcami a nedostatkom odkryvov.

Pesl (1968) charakterizoval újezdské vrstvy ako pelitický komplex prevažne vápnitých sivých ílovcov a tenkovrstvovitých jemno- až strednozrnných pieskovcov hrubých do 20 cm a zlepencovitých pieskovcov. Sporadicky sa v nich vyskytujú aj Fe-pelokarbonáty a lącké slieňovce.

Pivko (2002) charakterizoval hieroglyfové vrstvy (ekv. újezdských vrstiev) ako prevahu tenko (menej stredne) vrstveného flyšu s hojnými stopami na spodných vrstvových plochách pieskovcov. Zriedkavejšie sú glaukonitové pieskovce. Ílovce sú prevažne nevápnité.

Na Orave ich tvoria polohy tenko vrstveného flyšu *belovežskej litofácie* hrubé 0,5 až 6 m s indexom zvrstvenia 7 až 12 vrstiev/m a s pomerom pieskovcov k ílovcom ca 1/1. Pieskovce tvoria vrstvy hrubé 3 až 15 cm (zriedka do 40 cm). Sú jemnozrnné, výrazne šikmo laminované, s bioglyfmi, hojnou rastlinnou drvinou a muskovitom, bez glaukonitu a striedajú sa so zelenosivými nevápnitými ílovcami až siltovými ílovcami. *Bystrickú litofáciu* zastupujú masívne ílovce bystrického typu (menej až lącké slieňovce) hrubé 0,5 až 3 m a jemno- až hrubozrnné, paralelne laminované kremenné pieskovce s hojným glaukonitom hrubé 40 až 100 cm. Bolo pozorované aj sklzové teleso s útržkami (intraklastami) glaukonitového pieskovca a ílovcov. Celkovo prevláda belovežská litofácia nad bystrickou (Teťák et al., 2016b).



Obr. 8. Újezdské vrstvy – račianska jednotka (potok Jalovec): A – tenko vrstvené sedimenty újezdských vrstiev; B – tenko vrstvené sedimenty a ílovce bystrického typu.

Fig. 8. Újezd Mb. – Rača Unit (Jalovec creek): A – thin-bedded sediments of the Újezd Mb.; B – thin-bedded sediments and the Bystrica type mudstones.

Podľa Sikoru a Żytka (1959) „hieroglyfové vrstvy" obsahujú jemnozrnné laminované pieskovce s muskovitom vo vrstvách hrubých 5 až 30 (50) cm, bežne s prímesou glaukonitu a s bioglyfmi, striedajúce sa s tenkými vrstvami tvrdých, niekedy slabo vápnitých ílovcov (5 až 20 cm). Zriedkavo sa objavujú hrubé polohy sivých vápnitých ílovcov s masívnym rozpadom, aké prevládajú v podmagurských vrstvách severnej časti račianskej jednotky. Najmä v dolnej časti súvrstvia vystupujú vrstvy sivobielych arkózových glaukonitových pieskovcov a zlepencov pasierbieckeho typu hrubé 20 cm až 3 m. Ich podiel však veľmi kolíše. V nižšej časti súvrstvia sa miestami aj medzi pasierbieckymi pieskovcami vyskytujú horizonty červených ílovcov, ktoré majú mladší vek ako červené ílovce belovežského súvrstvia. Tieto horizonty červených ílovcov nazývajú napr. Sikora a Żytko (1959) *„pstre łupki górne"* (vrchné pestré bridlice).

Petrografia. – Sedimenty sú tvorené dvomi litofáciami – bystrickou a belovežskou. Bystrická litofácia je zložená z kremenných glaukonitových pieskovcov a vápnitých ílovcov bystrického typu. Belovežskú litofáciu zastupujú tzv. belovežské pieskovce. Uvedené typy hornín podrobne petrograficky charakterizujú Laurinc a Teťák (2017).

Pieskovce glaukonitového typu 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 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 sľudy 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 a rôzne opracovanie glaukonitu. Litické úlomky sú zastúpené úlomkami sedimentov (0,0 – 5,3 %, priemer 1,1 %), karbonátov (0,0 – 14,8 %, priemer 1,1 %), metamorfitov (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 fosílne 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. V pieskovcoch je bežná prítomnosť kalcitového cementu (0,0 – 40,1 %, priemer 8,2 %). Vyskytuje sa vo forme zhlukov, prípadne žíl (Laurinc a Teťák, 2017).

Belovežský typ pieskovcov sú (podľa Laurinca a Teťáka, 2017) prevažne veľmi jemnozrnné až jemnozrnné, dobre vytriedené sublitarenity, menej kremenná droba, kremenný arenit a subarkóza (v zmysle Pettijohna et al., 1982). Z hľadiska obsahu litických úlomkov ide o kalklitity (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 sľudy sú zastúpené pomerne hojne. Prevláda muskovit (3,4 – 7,2 %, priemer 4,6 %) nad 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 fosílne 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 sú často stmelené kalcitovým cementom (0,0 – 37,6 %, priemer 13,7 %), ktorý je pozorovaný hlavne vo forme zhlukov.

Členenie. – Újezdské vrstvy sú členom zlínskeho súvrstvia (Pesl, 1968).

Hrúbka. – Hrúbka újezdských vrstiev je podľa Pesla (1968) na Kysuciach a Morave 300 – 500 m. Na Orave je ich hrúbka premenlivá a Teťák et al. (2016b) ju odhadujú na 30 až 150 m. Sikora a Żytko (1959) odhadujú hrúbku podmagurských vrstiev (starší ekvivalent újezdských vrstiev) v severnej časti račianskej jednotky až do 700 m. Smerom na juh a východ sa vyklinujú. Väčšia hrúbka je pri vyššom zastúpení pasierbieckych pieskovcov. Podľa Pivka (2002) v okolí Pilska súvrstvie dosahuje hrúbku ca 200 až 250 m, podľa Oszczypka (1992) v Poľsku dosahuje 250 až 300 m.

Spodná hranica. – Na Orave na styku s bystrickými vrstvami je daná nadobudnutím prevahy belovežskej litofácie (tenko vrstveným flyšom) nad bystrickou litofáciou (glaukonitovými pieskovcami a ílovcami bystrického typu). V oblasti Kysúc ležia v nadloží osieleckých pieskovcov (ekv. bystrických vrstiev) (Pesl, 1968).

Horná hranica. – Hornú hranicu kladieme pod prvú hrubšiu vrstvu drobového pieskovca magurského typu kýčerských, babišských alebo vsetínskych vrstiev (Pesl, 1968; Teťák et al., 2016b). Prechod z belovežského súvrstvia do zlínskeho súvrstvia sa mení z pozvoľného na severe magurského príkrovu na ostrý kontakt južnejšie (Sikora a Żytko, 1959).

Vekové zaradenie a charakteristické fosílie. – Vekový rozsah újezdských vrstiev je podľa Pesla a Menčíka (1966) stredný až mladší eocén, podľa Pesla (1968) mladší eocén. Podľa nanoplanktónu je vek (hieroglyfových vrstiev) ?starší eocén až stredný eocén (Korábová a Potfaj, 1991) a stredný až mladší eocén (Oszczypko, 1992). Pre podmagurské vrstvy udávajú Sikora a Żytko (1959), Żytko (1962) a Jednorowska (1966) vek stredný až mladší eocén.

Nanoplanktón zo vzorky severne od hájovne Borsučie preukázal vek stredný eocén (NP16, vz. F845i2 – Teťák et al., 2016b, c), a to na základe zastúpenia druhov *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay) Bukry, *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler & Wade) ROTH a *R. umbilicus* (Levin) Martini & Ritzkowski, ktorých prvý výskyt sa viaže na túto zónu.

Genéza. – Sedimentácia prebiehala v hlbokomorskom redukčnom prostredí v centrálnej až severnej časti magurského bazénu z vejárov gravitačných prúdov typu turbiditných prúdov (glaukonitové pieskovce z predmagurskej kordiléry). Újezdské vrstvy zodpovedajú zakončeniu rytmickej flyšovej sedimentácie tenko vrstvenej belovežskej litofácie. Tá prebiehala počas mladšieho paleocénu až mladšieho eocénu. V rôznych obdobiach do nej vnikali vejáre (laloky) tvorené rôznymi druhmi pieskovcov (Teťák et al., 2019).

Poznámky – *hieroglyfové vrstvy.* – Názvom *Hieroglyphenschichten* (hieroglyfové vrstvy) pomenovali Paul a Tietze (1877) vrchnokriedové sedimenty Východných Karpát s hojnými stopami na spodných vrstvových plochách pieskovcov. Paul a Tietze (1879) uvádzajú, že podobná fácia sa vyskytuje aj v eocéne, a preto rozlišujú spodné a vrchné hieroglyfové vrstvy. Spodné hieroglyfové vrstvy boli neskôr premenované na ropianske vrstvy (Ślączka a Miziołek, 1995; Teťák et al., 2017) alebo inocerámové vrstvy (Sikora a Żytko, 1959). Pomenovanie hieroglyfové vrstvy sa

ďalej používalo len pre ich vrchnú, eocénnu časť. Paul (1890) v západnej časti magurského príkrovu považuje za vrchné hieroglyfové vrstvy dnešné vrchné belovežské vrstvy a jeho „pieskovce vrchných hieroglyfových vrstiev" sú pieskovce luhačovického súvrstvia (*sensu* Pesl, 1965; Teťák, 2005a). Definíciu hieroglyfových vrstiev spresnil Książkiewicz (1948) uvedením litologických vlastností, ktoré ich líšia od belovežského súvrstvia. Zdôraznil však, že v oblasti Babej hory sú len faciálnou obmenou belovežského súvrstvia. Sikora a Żytko (1959) konštatujú odlišné priestorové rozšírenie a nesúvekosť týchto súvrství. Hoci toto pomenovanie nezodpovedá princípom stratigrafickej klasifikácie, v poľskej literatúre je hlboko zakorenené (Pivko, 2002). Ani Pesl (1968) neodporúča používať názov hieroglyfové vrstvy. V poľskej literatúre sa pomenovanie hieroglyfové vrstvy používa rôzne pre tenko vrstvené flyšové sedimenty staršieho až mladšieho eocénu od magurskej cez sliezsku, dukliansku až po skolskú jednotku. Rôzne sa používalo aj v československej literatúre. V magurskej jednotke je chápané najmä v zmysle hieroglyfových vrstiev (Sikora a Żytko, 1959; Książkiewicz, 1966; Ryłko et al., 1992), belovežských vrstiev bez pestrých ílovcov (Pesl, 1968), ale aj vychylovského súvrstvia (Potfaj, 1989). Ako náhradné sa neujalo pomenovanie *Grzechyna Mb.* (napr. Golonka a Malata, 1976). Potfaj et al. (2002, 2003) ako alternatívu k hieroglyfovým vrstvám navrhujú oščadnické vrstvy.

Diskusia

V prípade, ak pri práci v teréne narazíme na lokálny vývoj sedimentov vymykajúci sa definovaným litostratigrafickým jednotkám, je možné považovať ho len za lokálnu faciálnu odchýlku/varietu od definovanej litostratigrafickej jednotky. Ak je však odchýlka výraznejšia, faciálne a priestorovo stála, sledujeme ju vo väčšom rozsahu a jej vyčlenenie môže byť prínosom k poznaniu litostratigrafickej stavby, je namieste definovať novú litostratigrafickú jednotku.

V tejto práci definujeme, prípadne revidujeme dve litostratigrafické jednotky. Pri ich ďalšom používaní je potrebné zohľadňovať nasledujúce pripomienky:

Oravskoveselské vrstvy sú nová litostratigrafická jednotka, ktorá by si mala nájsť svoje miesto tak v slovenskej, ako aj poľskej časti južného okraja bystrickej jednotky, najmä tam, kde bol doteraz evidovaný výskyt bystrických vrstiev (a ich ekvivalentov ako osielecké pieskovce – Książkiewicz, 1958; lącké vrstvy – Ryłko, 1992; maszkowické pieskovcové vrstvy – Oszczypko, 1992) s významnejším zastúpením drobových pieskovcov magurského typu. Na území Slovenska k oravskoveselským vrstvám patrí aj časť bystrickej jednotky na východe Kysúc (Potfaj et al., 2002, 2003).

Pri *újezdských vrstvách* ide o revidovanie existujúcej litostratigrafickej jednotky (Pesl, 1968), ktorej používanie bolo v minulosti obmedzené na moravský úsek magurského príkrovu a nie je zaťažené nejednotným výkladom z minulosti. Na poľskom území evidujeme niekoľko jej nejednotne definovaných a nie úplne vhodne používaných ekvivalentov (podmagurské vrstvy – Książkiewicz, 1935; hieroglyfové vrstvy – Sikora a Żytko, 1959). V tomto prípade by mala prebehnúť širšia diskusia o vhodnosti používania ekvivalentov, ktoré prichádzajú do úvahy. Prínosom by bolo určenie referenčného profilu újezdských vrstiev na poľskom území.

Výsledkom prác Teťáka et al. (2016a, b) bol aj návrh novej litostratigrafickej jednotky – **vrstvy Redikálneho**. Boli vyčlenené ako súčasť zábavského súvrstvia na báze krynickej jednotky na Orave, zatiaľ len ako provizórna litostratigrafická jednotka s potrebou jej ďalšieho terénneho a paleontologického výskumu. Vrstvy vystupujú pozdĺž bázy krynickej jednotky v dlhšom pruhu ako červené ílovce a tenko vrstvený flyšový vývoj, litofaciálne blízky spodným a vrchným belovežským vrstvám bystrickej jednotky. Spomínaná oblasť je intenzívne tektonicky porušená. Autori sa prikláňajú k interpretácii, že ide o najstaršiu časť krynickej jednotky na báze jej tektonickej šupiny. Ich ekvivalentmi v Poľsku by mali byť napr. *warstwy inoceramowe* (Oszczypko, 1973), *warstwy ropianieckie* (Oszczypko, 1979), *szczawnické súvrstvie* (Birkenmajer a Oszczypko, 1989) či *pestré ílovce* (Jankowski a Kopciowski, 1999).

Záver

Geologická a litostratigrafická stavba magurského príkrovu je taká pestrá a zložitá, že aj po desiatkach rokov precízneho výskumu je potrebné zaviesť nové alebo revidovať používané litostratigrafické jednotky. Definovanie nových litostratigrafických jednotiek bolo aj jedným z výsledkov geologického výskumu a mapovania v regióne Biela Orava (Teťák et al., 2016a, b).

Oravskoveselské vrstvy boli definované ako nová litostratigrafická jednotka v rámci zlínskeho súvrstvia namiesto bystrických vrstiev v južnej časti bystrickej jednotky, tam, kde bol zaznamenaný zvýšený výskyt drobových pieskovcov magurského typu. Litofaciálne ich charakterizujeme ako striedanie drobových pieskovcov magurského typu, kremenných glaukonitových pieskovcov a ílovcov bystrického typu. Ich vek je stredný až mladší eocén.

Újezdské vrstvy ako revidovaná litostratigrafická jednotka sú súčasťou zlínskeho súvrstvia bystrickej a račianskej jednotky. Litofaciálne ide o prienik podložných bystrických vrstiev (kremenné glaukonitové pieskovce a ílovce bystrického typu) a laterálne sa vyskytujúceho belovežského súvrstvia (tenko vrstvený flyš). Ich vek je stredný až mladší eocén.

V budúcnosti bude nevyhnutné, aby zasadla komisia odborníkov zo všetkých dotknutých krajín, kam zasahuje magurský príkrov, a zjednotila sa na jeho oficiálnom litostratigrafickom a tektonickom členení. Cieľom by mala byť jednotná definícia litostratigrafických a tektonických jednotiek.

Poďakovanie

Tento príspevok vznikol s finančnou podporou geologickej úlohy Ministerstva životného prostredia SR č. 09 11 *Geologická mapa regiónu Biela Orava v mierke 1 : 50 000*. Autori sú zaviazaní recenzentom M. Potfajovi a M. Bubíkovi za ich kritické a konštruktívne pripomienky.

Literatúra

Birkenmajer, K. a Oszczypko, N., 1989: Cretaceous and Palaeogene litostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. Ann. Soc. Geol. Pol., 59, 145 – 181.

Buček, S. a Teťák, F., 2020: Veľké bentické dierkavce z eocénnych glaukonitových pieskovcov magurského príkrovu (Orava a Javorníky). Geol. Práce, Spr., 135, 3 – 16.

Golonka, J. a Malata, E., 1976: Stratigraphy of the Magura Unit in Zywiecki Beskid between Babia Góra and Pilsko. Manuskript. Krakov, archív PIG, 10 s.

Golonka, J., Ślączka, A., Waśkowska, A., Krobicki, M. a Cieszkowski, M., 2013: Budowa geologiczna zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych. In: Krobicki, M. a Feldman-Olszewska, A. (eds.): Głębokomorska sedymentacja fliszowa: sedymentologiczne aspekty historii basenów karpackich: V Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 5‘ 2013. Żywiec: abstrakty referatów i posterów oraz artykuły: przewodnik do wycieczek, 11 – 61.

Hók, J., Pelech, O., Teťák, F., Németh, Z. a Nagy, A., 2019: Outline of the geology of Slovakia (W. Carpathians). Miner. Slov., 51, 31 – 60.

Hrouda, F., Krejčí, O., Potfaj, M. a Stráník, Z., 2009: Magnetic fabric and weak deformation in sandstones of accreaccretionary prisms of the Flysch and Klippen Belts of the Western Carpathians: Mostly offscraping indicated. Tectonophysics, 479, 254 – 270.

Jankowski, L. a Kopciowski, R., 1999: Correlation of the Magura and Dukla Units of the Polish-Slovak border area. Biul. Państ. Inst. Geol. (Warszawa), 387, 106 – 114.

Jednorowska, A., 1966: Zespoły małych otwornic w warstwach jednostki magurskiej rejonu Babiej Góry a ich znaczenie stratygraficzne. Przewodnik XXXIX. zjazdu Polskiego Towarzystwa geologicznego, Babia Góra. Warszawa, Wyd. Geol., 71 – 90.

Korábová, K. a Potfaj, M., 1991: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek z mapy okolia Pilska na základe foraminifer a vápnitého nanoplanktónu. In: Pivko, D., Beňuška, P., Korábová, K., Kováčik, M., Potfaj, M., Siráňová, Z. a Vranovská, A., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape okolia Pilska 1 : 25 000 na listoch 26-142 Mútne a 26-231 Oravské Veselé. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 78 s.

Książkiewicz, M., 1935: Budowa brzeżnych mas magórskich miedzy Sułkowicami a Sucha. Roczn. Pol. Tow. Geol. (Krakow), 11, 104 – 122.

Książkiewicz, M., 1948: Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry (Stratigraphy of the Magura series North of the Babia Góra). Państ. Inst. Geol., Biul. (Warszawa), 48, 1 – 35.

Książkiewicz, M., 1958: Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. Biul. Inst. Geol. (Warszawa), 135, 43 – 82.

Książkiewicz, M., 1966: Geologia regionu babiogórskiego. In: Przewodnik XXXIX zjazdu Polskiego towarzystwa geologicznego. Warszawa, Inst. Geol., 5 – 59.

Laurinc, D. a Teťák, F., 2017: Petrografické vyhodnotenie pieskovcov z regiónu Biela Orava (magurská skupina príkrovov, Vonkajšie Západné Karpaty). Geol. Práce, Spr., 130, 29 – 46.

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

Mello, J., Potfaj, M., Teťák, F., Havrila, M., Rakús, M., Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Salaj, J., Maglay, J., Pristaš, J. a Fordinál, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Stredného Považia 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 378 s.

Michalík, J., Vass, D., Hudáčková, N., Kováčová, M., Lintnerová, O., Reháková, D., Soták, J., Schlögl, J., Aubrecht, R., Vozárová, A., Sliva, Ľ., Lexa, J., Konečný, V., Túnyi, I. a Potfaj, M., 2007: Stratigrafická príručka: slovenská stratigrafická terminológia, stratigrafická klasifikácia a postupy. Bratislava, Veda, 166 s.

Oszczypko, N., 1973: Budowa geologiczna kotliny Sądeckiej. Biul. Inst. Geol. (Warszawa), 17, 271, 101 – 179.

Oszczypko, N., 1979: Budowa geologiczna północnych stoków Beskidu Sądeckego między Dunajcem a Popradem (płaszczowina magurska). Ann. Soc. Geol. Pol., 49, 293 – 325.

Oszczypko, N., 1991: Stratigraphy of the Paleogene deposits of the Bystrica Subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci., 39, 4, 415 – 431.

Oszczypko, N., 1992: Zarys stratygrafii płaszczowiny magurskiej (Stratigraphy of the Magura Nappe, Polish Flysch Carpathians). Kraków, rzewodnik LXIII zjazdu PTG, 11 – 20.

Oszczypko, N. a Oszczypko-Clowes, M., 2010: The Paleogene and early Neogene stratigraphy of the Beskid Sądecki Range and Lubovnianska Vrchovina (Magura Nappe, Western Outer Carpathians). Acta Geol. Pol., 60, 3, 317 – 348.

Oszczypko, N., Ślączka, A., Oszczypko-Clowes, M. a Olszewska, B., 2015: Where was the Magura Ocean? Acta Geol. Pol., 65, 3, 319 – 344.

Paul, C. M., 1890: Die Karpatensandsteine des mährisch-ungarischen Grenzgebirgen, Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 40, 447 – 513.

Paul, C. M. a Tietze, L., 1877: Studien in der Sandsteinzone der Karpaten. Jb. geol. Reichsanst. (Wien), 27, 33 – 130.

Paul, C. M. a Tietze, L., 1879: Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jb. geol. Reichsanst. (Wien), 29, 2, 189 – 304.

Pesl, V., 1965: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 3, 179 – 212.

Pesl, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat na území ČSSR a PLR. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 9, 71 – 118.

Pesl, V. a Menčík, E., 1966: Příspěvek k litofaciálnímu vývoji paleogénu račanské jednotky ve východním povodí Kysuce. Zpr. geol. Výzk. v r. 1964 (Praha) 299 – 301.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, R., 1972: Sand and sandstones. New York. Springer-Verlag, 618 s.

Pícha, F. J., Stráník, Z. a Krejčí, O., 2006: Geology and hydrocarbons resources of the Outer Carpathians and their foreland, Czech Republic. In: Golonka, J. a Pícha, F. J. (eds.): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. Memoir (Amer. Assoc. Petrol. Geol.), 84, 49 – 175.

Pivko, D., 2002: Geology of Pilsko mountain and surroundings (Flysch belt on northern Orava). Acta Geol. Univ. Comen. (Bratislava), 57, 67 – 94.

Polák, M., Potfaj, M., Filo, I., Broska, I., Kohút, M., Mello, J., Bezák, V., Teťák, F., Gross, P., Biely, A., Rakús, M., Hók, J., Vozár, J., Nagy, A. a Maglay, J., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000, list 26 – Žilina. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Potfaj, M., 1983: Postavenie magurských pieskovcov a malcovské vrstvy na Orave. Geol. Práce, Spr., 79, 117 – 140.

Potfaj, M., 1989: Vychylovské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka v magurskom flyši (paleogén Kysúc a Oravy). Spr. geol. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 43 – 49.

Potfaj, M., Samuel, M., Raková, J. a Samuel, O., 1991: Geologická stavba Kubínskej hole (Orava). Západ. Karpaty, Sér. Geol., 15, 25 – 66.

Potfaj, M., 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., Kandera, 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.

Ryłko, W., 1992: Litostratygrafia osadów płaszczowiny magurskiej w południowo-wschodniej części Beskidu Żywieckiego (Karpaty Zewnętrzne). Biul. Państ. Inst. Geol., 368, 37 – 63.

Ryłko, W., Żytko, K. a Raczkowski, W., 1992: Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1 : 50 000. Arkusz Cadca, Ujsoly. Warszawa, Państ. Inst. Geol., 36 s.

Salvador, A. (ed.), 1994: International Stratigraphic Guide. 2nd Ed. Boulder, Int. Union Geol. Sci. Geol. Soc. Amer., 214 s.

Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A. K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Z., Tosquella, J. a Zakrevskaya, E., 1998: Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. Bull. Soc. géol. France (Paris), 169, 2, 281 – 299.

Sikora, W. a Żytko, K., 1959: Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. Biul. Państ. Inst. Geol., 141, 60 – 204.

Ślączka, A. a Miziołek, M., 1995: Sytuacja geologiczna warstw ropianieckich w Ropiance (polskie Karpaty fliszowe). Ann. Soc. Geol. Pol., 65, 29 – 41 [in Polish, with English summary].

Teťák, F., 2005a: Geologická stavba pohoria Javorníky. Distribúcia klastického materiálu v západnej časti magurského bazénu (Javorníky, Orava). Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. paleont. PriF UK, 62 s.

Teťák, F., 2005b: Sedimentácia glaukonitových a kýčerských pieskovcov zlínskeho súvrstvia v západnej časti magurského bazénu (Javorníky, Kysuce). Miner. Slov., 37, 3, 304 – 306.

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

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, Ľ., Gluch, A. a Baláž, P., 2016c: Geologická mapy regiónu Biela Orava v mierke 1 : 50 000. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Teťák, F., Cieszkowski, M., Golonka, J., Waśkowska, A. a Szczęch, M., 2017: The Ropianka Formation of the Bystrica Zone (Magura Nappe, Outer Carpathians): proposal for a new reference section in northwestern Orava. Ann. Soc. Geol. Pol., 87, 3, 257 – 272.

Teťák, F., Pivko, D. a Kováčik, M., 2019: Depositional systems and paleogeography of Upper Cretaceous-Paleogene deep-sea flysch deposits of the Magura Basin (Western Carpathians). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 533, 1 – 21.

Żytko, K., 1962: Stratigraphy of the Magura Unit in the southwestern part of the Beskid Żywiecki (Flysch Carpathians). Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., 10, 3, 167 – 177.

Summary

The definition of new lithostratigraphic units was one of the results of geological research and mapping in the Biela Orava region (Teťák et al., 2016a, 2016b). The region is formed by the Flysch Belt (Cenozoic accretionary wedge) of the Western Carpathians. Three tectonic-lithofacies units are present there – Rača, Bystrica and Krynica (Oravská Magura) Units. They form a fold and thrust system of Magura Nappe, which is thrusted over the inclined ramp of the European Platform, along with the Silesian Nappe and other more external units. It is made up of pelagic sedimentary sequences of "flysch" character, mostly Paleogene, less of Late Cretaceous age (Polák et al., 2008; Teťák et al., 2016a, b; Hók et al., 2019).

New lithostratigraphic unit **Oravské Veselé Mb.** (2016a, b) was defined in the southern part of the Bystrica Unit, where an increased occurrence of the Magura type greywacke sandstones was recorded within the Zlín Formation instead of the Bystrica Mb. The type section is exposed in the river-bed of the Veselianka river south of the Oravské Veselé village below the mouth of the Rakovec creek. The reference section is a smaller, easily accessible quarry on the road from villages Breza to Mútne above the turn-off to Beňadov village. The member is characterized lithofacially as an alternation of the Magura type greywacke sandstones, quartz glauconite sandstones and Bystrica type mudstones. If the 50 m of the section the Magura type greywacke represents at least 3 beds the Oravské Veselé Mb. can be distinguished instead of the Bystrica Mb. The characteristic lithofacial parameters of the Oravské Veselé Mb. is the ratio of sandstones to claystones 3/1 až 10/1 (sandstone prevails over claystone). Claystone may, however, prevail locally. Stratification index is 0.5 to 1.5 beds/m. With a higher proportion of claystones the stratification index is 3 to 5 beds/m. For comparison, the Bystrica Mb. is characterized for the sandstone/claystone ratio approx. 1/2, rarely 1/10. The Oravské Veselé Mb. approaches such values in parts with a higher proportion of glauconite sandstones accompanied by the Bystrica type mudstone (Teťák et al., 2016b).

Magura type greywacke forms 50 to 150 cm (20 to 200 cm) thick beds. Sandstones are coarse to medium-grained with clasts up to 2 mm. Massive on the fresh surface, however, marked water escape structures are usually visible on the weathered surfaces. Quartzose glauconitic sandstones are mostly fine-grained blue-gray in colour and markedly quartzose. They are well sorted and form 50 to 130 cm thick beds. In the lower part of the beds they are massive to indistinctly laminated. In the higher part parallel laminated sandstone to siltstone appear. Up to several meters thick dark grey massive Bystrica type mudstone to Lącko marls represent the uppermost part of the sequence. Up to 2 m thick slide bodies were observed.

Thickness of the Oravské Veselé Mb. is 300 to 500 m. Its age based on nannoplankton is middle to late Eocene (upper Lutetian to lower Priabonian). New lithostratigraphic unit should find its application in both the Slovak and Polish part of the southern edge of the Bystrica Unit, especially where the occurrence of Bystrica Mb. (and their equivalents as Osielec sandstones – Książkiewicz, 1958; Lącko Beds – Ryłko, 1992; Maszkowice sandstone beds – Oszczypko, 1992) has so far been registered with a more significant representation of the Magura type greywacke sandstones. In Slovakia, part of the Bystrica Unit in the east of Kysuce region also belongs to the Oravské Veselé Mb. (Potfaj et al., 2002, 2003).

The **Újezd Mb.** (Pesl, 1968), as a revised lithostratigraphic unit, is a member of the Zlín Formation of the Bystrica and Rača units. The type section is located near the

village Hřivínův Újezd NW of the Luhačovice town (Czech Republic). The reference sections are north of the Oravská Polhora village in the Jalovec creak above the Borsučie hunter's dwelling. Thickness of the Újezd Mb. in the Orava region si 30 to 150 m. Its age is middle to late Eocene (Pesl and Menčík 1966; Pesl, 1968; Korábová and Potfaj, 1991; Oszczypko, 1992; Teťák et al., 2016b).

Lithofacially, it is the combination of the Bystrica Mb. (quartzy glauconitic sandstones and Bystrica type mudstones) and the Beloveža Formation (thin-bedded "flysch"). In this case, there should be a broader discussion on the appropriateness of the use of the equivalents. In the past, its use was limited to the Moravian part of the Magura Nappe where it does not carry any inconsistent interpretations from the past. However, there have been several inconsistently defined and not entirely suitably used equivalents in the past (Lower Zlín Beds – Pesl and Menčík, 1966 and Oščadnica Mb. – Potfaj et al., 2002, 2003) and also in the Polish territory (Sub-Magura Beds – Książkiewicz, 1935; Sub-Menilite Beds or Hieroglyphic Beds – Sikora and Żytko, 1959).

Rukopis doručený: 3. 8. 2020
Revidovaná verzia doručená: 24. 3. 2021
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 29. 4. 2021

Inžinierskogeologický prieskum svahových deformácií na vybraných lokalitách v rokoch 2018 – 2019

Engineering geological investigations of slope deformations at selected localities in the period 2018 – 2019

Eduard Mašlár[1], Ingrid Mašlárová[1], Peter Ondrus[2], Róbert Jelínek[3], Marián Stercz[4], Katarína Pačajová[4] a Ľubomír Stašik[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, regionálne centrum Spišská Nová Ves, Markušovská cesta 1, 052 40 Spišská Nová Ves, eduard.maslar@geology.sk, ingrid.maslarova@geology.sk, lubomir.stasik@geology.sk,
[2]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, peter.ondrus@geology.sk
[3]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, regionálne centrum Banská Bystrica, Zelená 5, 974 04 Banská Bystrica, robert.jelinek@geology.sk
[4]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, regionálne centrum Košice, Jesenského 8, 040 01 Košice, marian.stercz@geology.sk, katarina.pacajova@geology.sk

© Autori 2020. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) v rokoch 2018 – 2019 riešil geologickú úlohu s názvom *Inžinierskogeologický prieskum svahových deformácií – 1. etapa*. Cieľom geologickej úlohy bolo zlepšenie prevencie zosuvných rizík zabezpečením inžinierskogeologického prieskumu tých svahových deformácií, ktoré z hľadiska spoločensko-ekonomickej významnosti (ohrozenie života a majetku) a z toho vyplývajúceho zosuvného rizika podľa stupnice odporúčanej Európskou komisiou na hodnotenie multirizika predstavujú v súčasnosti najzávažnejšie zosuvné lokality v rámci Slovenskej republiky. V rámci 1. etapy inžinierskogeologických prieskumov svahových deformácií bolo vybratých 13 lokalít na území Slovenska. Svahové deformácie takmer na všetkých zvolených lokalitách ohrozujú rodinné domy a často ohrozujú aj infraštruktúru – elektrické vedenia, cesty a pod. V tomto príspevku sa pozornosť orientuje na zhrnutie výsledkov prieskumov, a to najmä z pohľadu charakteristiky, príčin vzniku, posúdenia stupňa stability a návrhu sanácie skúmaných svahových deformácií.

Kľúčové slová: inžinierskogeologický prieskum, svahová deformácia, zosuv, stabilita svahov

Abstract. In the period 2018 – 2019, the State Geological Institute of Dionýz Štúr carried out a geological task termed *Engineering Geological Survey of Slope Deformations – Stage 1*. The aim of the geological task was to improve the prevention of landslide risks by providing an engineering geological investigation of those slope deformations which, in terms of socio-economic significance (danger to life and property) and the resulting landslide risk according to the scale recommended by the European Multi-Risk Assessment Commission, are currently the most serious landslide sites in the Slovak Republic. Within the 1st stage of engineering geological surveys of slope deformations, 13 localities in the territory of Slovakia were selected. Slope deformations endanger family houses in almost all the localities in question, they often endanger the infrastructure – power lines, roads, etc. The paper focuses on summarizing the results of surveys, especially in terms of characteristics, causes, assessment of the degree of stability and the design of remediation of the examined slope deformations.

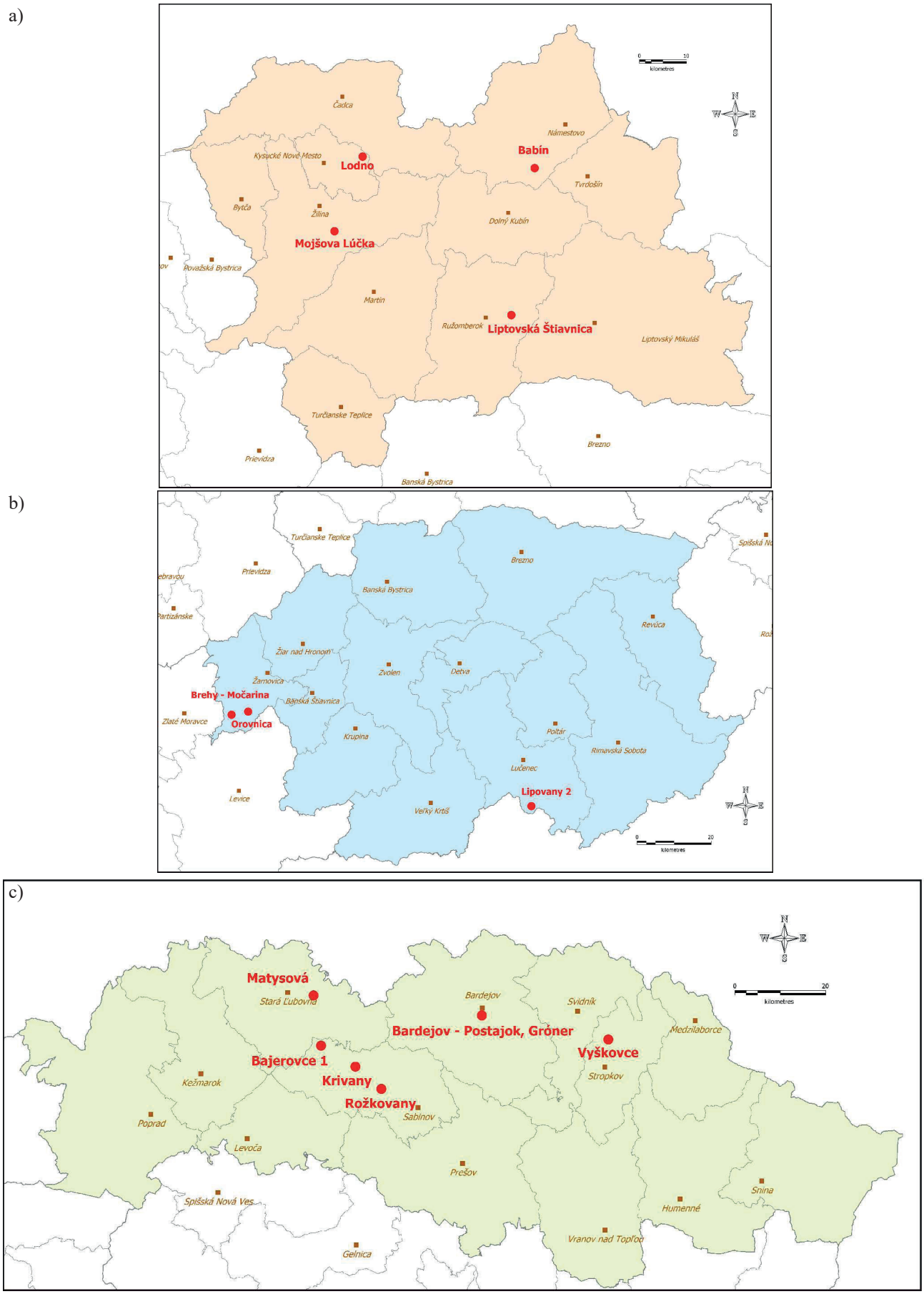
Key words: engineering geological investigation, slope deformation, landslide, slope stability

1. Úvod

Svahové deformácie v poslednom období spôsobili a naďalej spôsobujú na území Slovenska značné materiálne škody (na budovách, cestách, inžinierskych sieťach a pod.). Aktivácia svahových deformácií je spojená predovšetkým s čoraz častejším výskytom atmosférických dažďových zrážok s vysokým úhrnom, ktoré súvisia s globálnymi klimatickými zmenami.

Problematika svahových deformácií sa v súčasnosti na Slovensku rieši prostredníctvom *Programu prevencie a manažmentu zosuvných rizík (2014 – 2020) – aktualizácia*, ktorý vychádza zo schváleného uznesenia vlády Slovenskej republiky č. 248 z 23. 5. 2018. Tento strategický plánovací dokument vychádza z aktuálnej koncepcie geologického výskumu a geologického prieskumu územia Slovenskej republiky, ktorá bola schválená uznesením vlády SR č. 549/2017, a je určený pre oblasť prevencie a manažmentu zosuvných rizík.

Prieskum svahových deformácií sa zintenzívnil najmä od roku 2010, keď sa v dôsledku intenzívnych dažďových zrážok aktivoval veľký počet zosuvov a iných svahových deformácií (Liščák et al., 2010). Na základe identifikácie svahových deformácií sa v roku 2010 realizovali prieskumné práce prevažne v oblasti východného Slovenska, napr. v Košickom kraji na lokalitách Košice-mesto – Dargovských hrdinov, Krásna nad Hornádom, Košice-okolie – Družstevná pri Hornáde, Vyšná Hutka, Nižná Hutka, Hrhov, Nižná Hutka a Vyšný Čaj (Grman et al., 2010), v Prešovskom kraji v okresoch Prešov (Tupý et al., 2010a), Stará Ľubovňa (Šimeková et al., 2010), Bardejov (Havčo et al., 2010), Sabinov a Stropkov (Tupý et al., 2010b). V neskoršom období sa uskutočnil inžinierskogeologický prieskum ďalších havarijných zosuvov vo viacerých mestách a obciach, napr. Krupina (Liščák et al.,



Obr. 1. Situácia lokalít s realizáciou prieskumov svahových deformácií: a) v Žilinskom kraji, b) v Banskobystrickom kraji, c) v Prešovskom kraji.

Fig. 1. Location of the studied landslide sites: a) in the Žilina Region, b) in the Banská Bystrica Region, c) in the Prešov Region.

2011a), Vinohrady nad Váhom – časť Kamenica (Liščák et al., 2011b), Brusno (Jelínek et al., 2013), Likavka, Košice vrátane sanácie, Červený Kameň, Žilina-Vranie vrátane protihavarijných opatrení (Šimeková et al., 2014) a Svätý Anton (Šimeková et al., 2015).

V rámci tejto geologickej úlohy (Mašlár et al., 2019) sa realizoval inžinierskogeologický prieskum svahových deformácií na ďalších 13 lokalitách, ktorých aktivácia je datovaná do obdobia rokov 2010 – 2013, a to v Žilinskom kraji na štyroch lokalitách (Babín, Liptovská Štiavnica, Mojšova Lúčka a Lodno), v Banskobystrickom kraji na troch lokalitách (Brehy-Močarina, Lipovany 2 a Orovnica) a v Prešovskom kraji na šiestich lokalitách (Krivany, Matysová, Bajerovce 1, Rožkovany, Vyškovce a Bardejov – Postajok a Gróner). Lokalizácia realizovaných prieskumov zosuvov je uvedená na obr. 1 a v tab. 1.

Tab.1. Súradnice svahových deformácií na prieskumných lokalitách.

Tab. 1. Coordinates of slope deformations at survey sites.

Názov lokality	Súradnice svahovej deformácie v ETRS (centroid)	
	E	*N*
Babín	382 217,37	5 466 016,34
Liptovská Štiavnica	378 900,63	5 434 751,10
Mojšova Lúčka	340 487,13	5 450 626,27
	340 507,54	5 450 610,21
	340 537,74	5 450 581,66
Lodno	345 641,53	5 466 687,04
Brehy-Močarina	326 796,91	5 363 295,92
Lipovany 2	404 615,02	5 341 550,34
Orovnica	322 405,39	5 362 280,25
Krivany	493 098,66	5 447 008,54
Matysová	483 255,60	5 462 261,78
Bajerovce 1	485 512,97	5 451 403,13
Rožkovany	499 121,28	5 442 506,20
Vyškovce	548 610,56	5 455 614,72
Bardejov – Postajok, Gróner	520 405,39	5 459 863,35

2. Metódy

Na dosiahnutie cieľov riešených úloh sa vykonával súbor geologických prác, technické, vzorkovacie, laboratórne, geodetické a geofyzikálne práce, výpočty stability a vyhodnotenie prác so záverečným spracovaním. Vzhľadom na rozsah technicky náročných geologických prác sa prieskumné geologické práce zabezpečovali formou subdodávok, ktoré zabezpečovali firmy ENVIGEO, a. s., Banská Bystrica a Združenie GEO Slovakia, s. r. o. – GEOKONTAKT, s. r. o., Košice.

V rámci **archívnej excerpcie** sa ukázalo, že miera preskúmania jednotlivých lokalít je pomerne nízka. Zdrojom archívnych údajov boli predovšetkým správy z obhliadok zosuvov [archív oddelenia IG ŠGÚDŠ, archív oddelenia geofondu, údaje oddelenia geologických informačných systémov (www.geology.sk) a údaje (najmä o atmosférických zrážkach) SHMÚ (www.shmu.sk)].

Inžinierskogeologické mapovanie sa sústredilo najmä na výskyt a prejavy svahových deformácií a súvisiacich hydrogeologických javov. Kvôli mapovému zobrazeniu javov sa vychádzalo zo značiek na zobrazenie javov v zmysle smernice MŽP SR č. 1/1996-3.2 na zostavovanie inžinierskogeologických máp zo dňa 15. 3. 1996.

V priebehu riešenia geologickej úlohy sa priebežne vykonávala **geologická dokumentácia** doplnená o fotografickú dokumentáciu. Súčasne bol zdokumentovaný opis a vyznačenie odberov vzoriek. Súčasťou geologickej dokumentácie sú aj zápisy z vytýčenia technických prác, záznamy o vyradení hmotnej dokumentácie, prevádzkové záznamy realizácie vrtov (vrtné denníky), výsledky laboratórnych rozborov a skúšok a pod.

Na priame overovanie inžinierskogeologických a hydrogeologických pomerov sa realizovali **technické práce**. Inžinierskogeologické vrty sa robili s výnosom vrtného jadra. Prevažná časť bola bez vystrojenia. Na vybraných lokalitách boli niektoré inžinierskogeologické vrty zabudované ako inklinometrické alebo piezometrické, a to:

- na lokalite Liptovská Štiavnica 5 inklinometrických vrtov (obr. 2) a 4 piezometrické vrty,
- na lokalite Orovnica 2 piezometrické vrty.

Obr. 2. Realizácia inklinometrického vrtu na lokalite Liptovská Štiavnica (foto: E. Mašlár).

Fig. 2. Implementation of an borehole inclinometer at the Liptovská Štiavnica site.

Tab. 2. Rozsah technických prác realizovaný v rámci jednotlivých prieskumných lokalít.
Tab. 2. Scope of technical works carried out within individual surveyed sites.

Názov lokality	Vrtné práce		Kopané sondy		Dynamické penetračné skúšky	
	počet [ks]	[m]	počet [ks]	[m]	počet [ks]	[m]
Babín	1	10	1	4		
Liptovská Štiavnica	9	145				
Mojšova Lúčka	8	100				
Lodno	1	6	1	4	3	15,5
Brehy-Močarina	2	18	2	4	5	33,5
Lipovany 2	6	50				
Orovnica	4	48				
Krivany	1	8			1	4,0
Matysová	3	20			3	14,0
Bajerovce 1	2	16				
Rožkovany	3	30			2	16,8
Vyškovce	3	30			3	16,0
Bardejov – Postajok, Gróner	1	8	1	4		
Spolu:	**44**	**489**	**5**	**16**	**17**	**99,8**

S prihliadnutím na dostupnosť terénu (sklonové pomery) sa ako prieskumné diela realizovali aj kopané sondy a dynamické penetračné skúšky. Prehľad počtu a rozsahu technických prác je uvedený v tab. 2.

Vzorkovacie práce zahŕňali odbery vzoriek zemín (porušených a neporušených) z vrtného jadra a kopaných sond a vzoriek podzemnej vody. Z celkového počtu 134 vzoriek bolo odobratých 81 porušených vzoriek, 39 neporušených vzoriek a 14 vzoriek vody.

Laboratórne práce sa vykonávali s cieľom stanovenia fyzikálno-mechanických vlastností zemín a chemického zloženia podzemnej vody a zistenia jej agresívnych vlastností pôsobiacich na oceľ a betón. V tabuľke 3 je uvedený druh a rozsah laboratórnych rozborov a šmykových skúšok na vzorkách zemín a počet rozborov vody.

V rámci **geodetických** meraní sa na jednotlivých lokalitách urobilo geodetické (polohopisné a výškopisné) vytýčenie a zameranie všetkých realizovaných technických diel (celkovo 66 vrtov, kopaných sond a dynamických penetračných skúšok) a geodetické zameranie stabilitných a geofyzikálnych profilov. S cieľom vyhotovenia mapového topografického podkladu potrebného na zostavenie inžinierskogeologickej mapy, presnú lokalizáciu svahových deformácií a návrh sanačných opatrení sa uskutočnilo geodetické zameranie územia svahových deformácií a ich širšieho okolia v podrobných mierkach. Na lokalite Babín sa urobilo aj geodetické vytýčenie a zameranie realizovaných okamžitých protihavarijných opatrení.

Cieľom **geofyzikálnych** meraní bolo spresniť geologickú stavbu prostredia v miestach profilov, určiť hrúbku a charakter kvartérnych zemín, lokalizovať priebeh predkvartérneho podložia a zistiť jeho litologický charakter, určiť zosuvné šmykové plochy a zóny svahových deformácií a určiť miesta priebehu vertikálnych poruchových zón (tektonických línií). Geofyzikálne práce s celkovým rozsahom 970 m profilovania prebiehali na lokalitách Babín, Lodno, Brehy-Močarina, Rožkovany a Vyškovce. Bola použitá metóda elektrickej odporovej tomografie (ERT). Interpretácia meraní sa spresňovala na základe vyhodnotenia prieskumných diel.

Tab. 3. Druh a rozsah realizovaných laboratórnych prác z jednotlivých prieskumných lokalít.
Tab. 3. Type and scope of performed laboratory works for individual surveyed sites.

Názov lokality	Rozbor porušenej vzorky [ks]	Rozbor neporušenej vzorky [ks]	Krabicová šmyková skúška reziduálna [ks]	Rozbor vody [ks]
Babín	3	2	1	1
Liptovská Štiavnica	16	8	8	2
Mojšova Lúčka	11	6	4	2
Lodno	3	2	2	1
Brehy-Močarina	8	2	2	1
Lipovany 2	10	2	2	2
Orovnica	6	2	2	0
Krivany	3	1	1	0
Matysová	4	2	2	1
Bajerovce 1	4	2	2	1
Rožkovany	7	3	3	1
Vyškovce	3	6	1	1
Bardejov – Postajok, Gróner	3	1	1	1
Spolu	**81**	**39**	**31**	**14**

Stabilitné výpočtové hodnotenie svahových deformácií vychádzalo zo zostrojených rezov svahovými deformáciami. Na výpočet stability sa využívali vstupné informácie ako geometrický tvar šmykovej plochy, objemová hmotnosť zemín nad šmykovou plochou, pevnostné vlastnosti zemín, úroveň hladiny podzemnej vody a jej napätosť, ktoré boli získané z výsledkov terénnych a laboratórnych prác. Výpočty stability svahových deformácií sa robili rôznymi výpočtovými metódami, ktoré sú uvedené v tab. 4.

Tab. 4. Použité metódy výpočtov stability svahov postihnutých svahovými deformáciami.

Tab. 4. Methods used for calculating the stability of slopes affected by slope deformations.

Lokalita	Metóda výpočtu stability svahovej deformácie
Babín	Sarma
Liptovská Štiavnica	Morgestern – Price
Mojšova Lúčka	Sarma
Lodno	Sarma
Brehy-Močarina	Bishop
Lipovany 2	Sarma
Orovnica	Sarma
Krivany	Sarma, Spencer
Matysová	Sarma
Bajerovce 1	Sarma
Rožkovany	Sarma, Spencer
Vyškovce	Petterson
Bardejov – Postajok, Gróner	Petterson

Záverečná správa (Mašlár et al., 2019) dokumentuje výsledky riešenia geologickej úlohy. Súčasťou záverečnej správy úlohy sú čiastkové záverečné správy inžinierskogeologických prieskumov svahových deformácií na jednotlivých lokalitách.

3. Výsledky

3.1. Aktualizované geologické poznatky

Realizované prieskumné práce v rámci riešených 13 lokalít doplnili a spresnili poznatky o geologickej stavbe. Geologické pomery boli overené priamo realizáciou vrtných prác, prípadne kopaných sond. Na základe ich geologickej dokumentácie bolo možné určiť zastúpenie, hrúbku a litologický charakter jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov, hĺbku a litologický charakter predkvartérneho podložia. Tieto údaje o geologických pomeroch boli súčasťou východiskových informácií pri hodnotení inžinierskogeologických pomerov území určených na prieskumy. Určiť litologické rozhrania dopomohla aj realizácia dynamických penetračných sond. Geologické pomery sa spresňovali aj geofyzikálnymi prácami. V rámci vytýčených profilov sa líniovo overovala hrúbka a rozhrania vrstiev zemín kvartérnych sedimentov a bol lokalizovaný priebeh úrovne predkvartérneho podložia. V tabuľke 5 je uvedená charakteristika geologického prostredia skúmaných svahových deformácií so spresnením charakteristiky kvartérnych zemín získanej z prieskumných prác na jednotlivých lokalitách.

3.2. Hydrogeologické poznatky

Charakteristiku hydrogeologických pomerov, dôležitých vo vzťahu k hodnoteniu území z hľadiska svahových deformácií na jednotlivých lokalitách, poskytli predovšetkým výsledky dokumentácie vrtných prieskumných prác. Nimi sa overovala prítomnosť, hĺbka a úroveň narazenej a ustálenej hladiny podzemnej vody. Následne v širších priestorových súvislostiach bol interpretovaný priebeh úrovne hladín podzemnej vody a hydraulická spojitosť podzemnej vody s povrchovým tokom, prípadne medzi zvodnenými horizontmi.

Geologické prostredie svahových deformácií, zastúpené vysokým podielom jemnozrnnej frakcie zosuvných kvartérnych zemín, je charakterizované nízkymi hodnotami hydraulických parametrov. Napríklad na lokalite Rožkovany sa z kriviek zrnitosti výpočtami zistili koeficienty filtrácie podľa Hazena a Bayera, resp. Koženého, pohybujúce sa v prípade jemnozrnných zemín triedy F6 rádovo od 10^{-10} až do 10^{-9} m . s^{-1} a v prípade zemín triedy F2 rádovo 10^{-9} m . s^{-1}.

Obdobie, ktoré predchádzalo realizácii prieskumov na lokalitách, bolo charakterizované nízkym úhrnom atmosférických zrážok. Napríklad priemerný ročný úhrn atmosférických zrážok na zrážkomernej stanici Jakubovany (v blízkosti lokalít Krivany a Rožkovany) bol v porovnaní s rokmi 2010 a 2013 až 2017 v roku 2018 najnižší. Táto skutočnosť sa odrazila aj na hodnotení hydrogeologických pomerov prieskumných lokalít.

V rámci prieskumov na lokalitách bol zaznamenaný veľmi nízky stav úrovní hladín podzemnej vody v prieskumných vrtoch. Na viacerých lokalitách na niektorých vrtoch nebola zaznamenaná hladina podzemnej vody, a to na lokalitách Liptovská Štiavnica, Mojšova Lúčka, Lipovany 2, Matysová a Rožkovany. Na niektorých lokalitách sa technickými prácami nezistila aktuálne žiadna prítomnosť podzemnej vody (lokality Orovnica, Krivany a Bardejov – Postajok a Gróner), prípadne sa zistilo iba presakovanie, resp. slzenie podzemnej vody (lokality Lodno a Vyškovce).

Na väčšine prieskumných vrtov bola overená hladina podzemnej vody so vztlakovými účinkami (s prejavom napätej hladiny), čo je významná skutočnosť z hľadiska jej negatívneho účinku na stabilitu svahových deformácií. Výnimkou sú lokality Babín a Bajerovce 1 s identifikovanou voľnou hladinou podzemnej vody. Vyššia miera napätosti hladín podzemnej vody (2 – 2,5 m) bola overená na niektorých vrtoch na lokalitách Liptovská Štiavnica a Mojšova Lúčka. Maximálny vztlak 3,3 m sa zistil na lokalite Liptovská Štiavnica. Je potrebné zdôrazniť, že zistené hodnoty vztlaku zodpovedajú obdobiu s nízkym

Tab. 5. Geologické prostredie v oblastiach svahových deformácií.

Tab. 5. Characteristics of the geological environment in areas of slope deformations.

Názov lokality	Geologické prostredie v oblastiach svahových deformácií					
	Predkvartérne					Kvartérne
	Predkvartérny geologický útvar	Tektonická jednotka (skupina)	Súvrstvie	Vek	Litologická charakteristika	Charakteristika
Babín	vonkajšie flyšové pásmo	magurský príkrov, oravskomagurská faciálno-tektonická jednotka	malcovské súvrstvie	eocén – oligocén	sivé vápnité ílovce a pieskovce s vložkami ílovcov menilitového typu	– zosuvné deluviálne sedimenty – ílovité zeminy, – zosunuté antropogénne navážky, – fluviálne sedimenty strednej terasy nad odlučnou hranou zosuvu, – ílovité štrky s pokryvom piesčitého ílu v hrúbke 1,0 m**
Liptovská Štiavnica	vnútrokarpatský paleogén	podtatranská skupina	hutianske súvrstvie	eocén – oligocén	ílovce v absolútnej prevahe nad pieskovcami a zlepencami*	– zosuvné deluviálne sedimenty – ílovité a siltovité zeminy s úlomkami ílovcov a pieskovcov, – zosunuté antropogénne sedimenty zastúpené ílovitými štrkmi
Lodno	vonkajšie flyšové pásmo	magurský príkrov, bystrická faciálno-tektonická jednotka	zlínske súvrstvie	eocén	bystrické vrstvy: vápnité glaukonitické pieskovce, drobové pieskovce, arkózové pieskovce, sliene, lastúrnaté rozpadavé vápnité bystrické ílovce (flyš)	– zosuvné deluviálne ílovité zeminy a ílovito-kamenité sutiny
Mojšova Lúčka	vnútrokarpatský paleogén	podtatranská skupina	hutianske súvrstvie	eocén – oligocén	ílovce v absolútnej prevahe nad pieskovcami a zlepencami*	– zosuvné deluviálne ílovité sedimenty, – štrkovité sedimenty zosunutých reliktov vysokých náplavových kužeľov, – fluviálne sedimenty Stráňavského potoka – piesčité íly ***
Brehy-Močarina	neovulkanity	andezitové vulkanity stredného Slovenska	formácie: I. etapa vývoja štiavnického stratovulkánu	stredný miocén	extruzívne dómy a krátke hrubé prúdy hyperstenicko-amfibolických andezitov	– zosuvné deluviálne sedimenty – íly a piesčité íly, – fluviálne štrkovité sedimenty obecného potoka***
Lipovany 2	neogén	–	bukovinské súvrstvie	miocén	bukovinské súvrstvie: štrky, piesky, pestré íly*	– zosuvné deluviálne ílovité a siltovité zeminy
Orovnica	neovulkanity	andezitové vulkanity stredného Slovenska	formácie: I. etapa vývoja štiavnického stratovulkánu	stredný miocén	lávové prúdy augiticko-hyperstenických andezitov a lávové brekcie pyroxenických andezitov	– zosuvné deluviálne ílovité sedimenty
Bajerovce 1	vnútrokarpatský paleogén	podtatranská skupina	hutianske súvrstvie	eocén – oligocén	ílovce v absolútnej prevahe nad pieskovcami a zlepencami	– zosuvné deluviálne íly, piesčité íly, štrkovité íly
Bardejov – Postajok, Gróner	vonkajšie flyšové pásmo	magurský príkrov, bystrická faciálno-tektonická jednotka	zlínske súvrstvie	eocén	bystrické vrstvy: zväzky vrstiev drobových pieskovcov magurského typu	– zosuvné deluviálne íly, piesčité íly, štrkovité íly
Krivany	vnútrokarpatský paleogén	podtatranská skupina	hutianske súvrstvie	eocén – oligocén	ílovce v absolútnej prevahe nad pieskovcami a zlepencami	– zosuvné deluviálne ílovité sedimenty s úlomkami ílovcov a pieskovcov
Matysová	vonkajšie flyšové pásmo	magurský príkrov, oravskomagurská faciálno-tektonická jednotka	raciborské súvrstvie	eocén – oligocén	vápnité ílovce, pieskovce (flyš)	– zosuvné deluviálne sedimenty – íly, piesčité a štrkovité íly až ílovité štrky, – fluviálne ílovité štrky až štrkovité íly potoka Lipník***
Rožkovany	vnútrokarpatský paleogén	podtatranská skupina	hutianske súvrstvie	eocén – oligocén	ílovce v absolútnej prevahe nad pieskovcami a zlepencami	– zosuvné deluviálne ílovité zeminy s premenlivým obsahom úlomkov pieskovcov a ílovcov
Vyškovce	vonkajšie flyšové pásmo	magurský príkrov, račianska faciálno-tektonická jednotka	zlínske súvrstvie	eocén	vsetínske vrstvy: bystrické ílovce, pieskovce s glaukonitom, arkózové pieskovce a zlepence (flyš)	– zosuvné deluviálne ílovité zeminy s nepravidelným výskytom úlomkov pieskovcov, s častou prímesou piesčitej frakcie

Vysvetlivky:

* *zasiahnuté svahovou deformáciou*

** *nezasiahnuté svahovou deformáciou, ale dotujú teleso svahovej deformácie podzemnou vodou*

*** *v podloží akumulačnej časti svahovej deformácie*

úhrnom atmosférických zrážok. V obdobiach s vyšším úhrnom zrážok môže vztlak podzemnej vody dosahovať vyššie hodnoty.

Z hľadiska agresívnych účinkov vody sa na skúmaných lokalitách nezistili agresívne účinky (v zmysle STN EN 206-1) na betón, s výnimkou lokality Lipovany 2 so zisteným stredným agresívnym chemickým prostredím na úrovni stupňa XA2.

Agresívne účinky podzemnej vody na oceľ boli zaznamenané na všetkých prieskumných lokalitách, a to:

- veľmi vysoká agresivita IV s ohľadom na hodnoty vodivosti na skúmaných lokalitách,
- okrem lokality Lodno so zistenou zvýšenou agresivitou III,
- veľmi vysoká agresivita IV s ohľadom na obsah agresívneho CO_2 na lokalitách Liptovská Štiavnica, Brehy-Močarina, Lipovany 2, Bardejov – Postajok a Gróner,
- zvýšená agresivita III s ohľadom na obsah agresívneho CO_2 na lokalite Vyškovce,
- stredná agresivita II s ohľadom na obsah SO_4^{2-} na lokalitách Lipovany 2 a Bardejov – Postajok a Gróner,
- stredná agresivita II s ohľadom na obsah Cl^- na lokalite Bardejov – Postajok a Gróner,
- stredná agresivita II s ohľadom na pH na lokalite Babín.

3.3. Inžinierskogeologické pomery

Tab. 6. Rozsah preskúmaného zosuvného územia v rámci inžinierskogeologického mapovania.

Tab. 6. Area extent of engineering geological mapping on the examined landslides.

Názov lokality	Plocha preskúmaného (zmapovaného) zosuvného územia [ha]
Babín	0,26
Bajerovce 1	1,18
Brehy-Močarina	13,74
Krivany	4,02
Lipovany 2	8,82
Liptovská Štiavnica	22,80
Lodno	0,87
Matysová	4,40
Mojšova Lúčka	10,53
Orovnica	4,72
Rožkovany	2,84
Vyškovce	8,70
Bardejov – Postajok a Gróner	4,16
Spolu	**87,04**

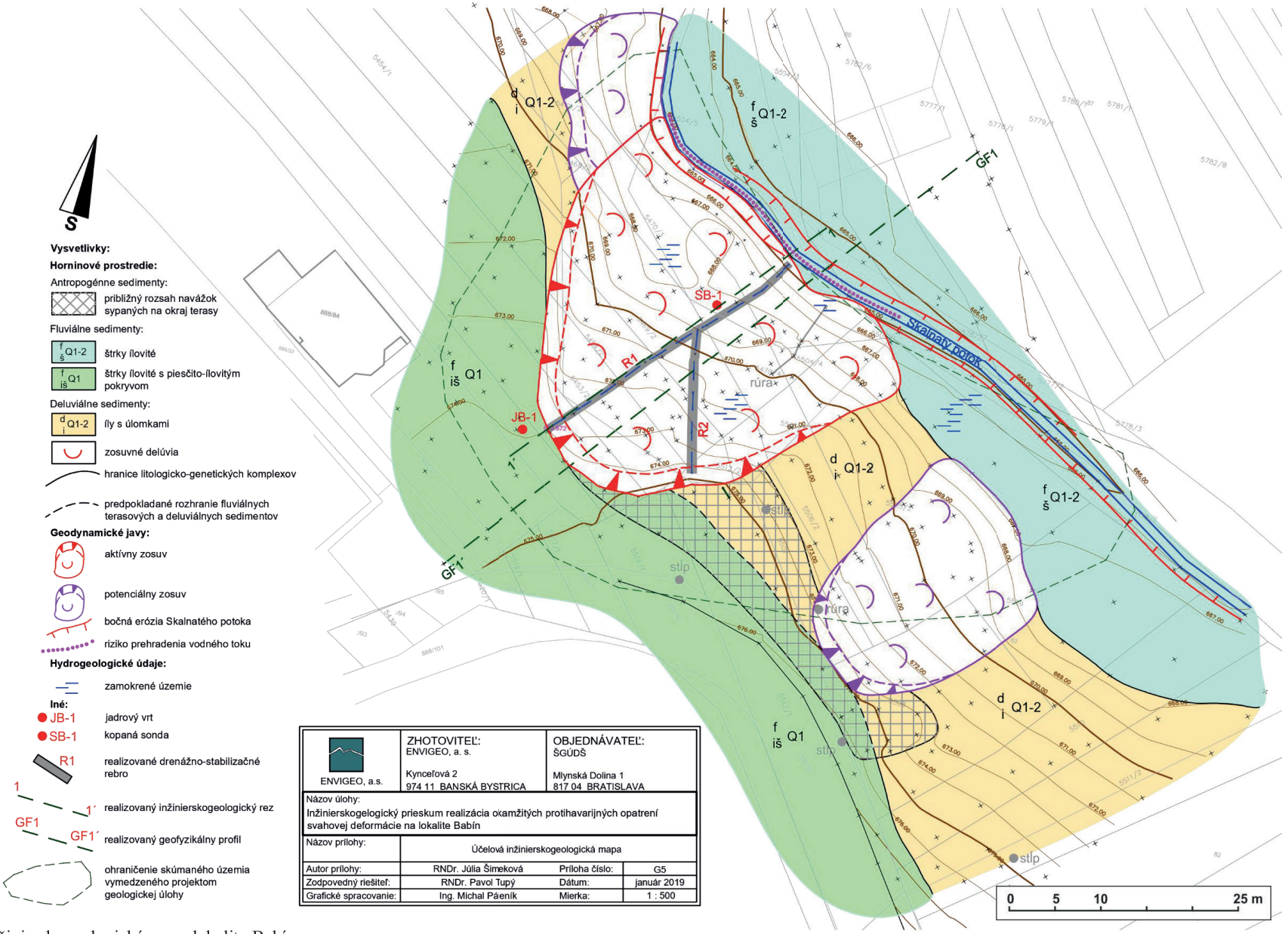
Tab. 7. Charakteristika svahových deformácií na prieskumných lokalitách.

Tab. 7. Characteristics of slope deformations at the surveyed sites.

Lokalita	Typ zosuvu podľa veľkosti *	Typ zosuvu podľa tvaru	Geol. prostredie zasiahnuté svah. deformáciou	Výskyt zeminy – trieda a symbol (v zmysle STN 72 1001)														Hĺbka šmykovej plochy (m p. t.)
				F1 MG	F2 CG	F3 MS	F4 CS	F5 ML	F5 MI	F6 CL	F6 CI	F7 MH	F8 CH	F8 CV	S5 SC	G5 GC	Y	
Babín	malý	plošný	D										✓				✓	2,2 – 3,2
Liptovská Štiavnica	veľký	prúdový	D, Si(p)	✓		✓	✓		✓	✓	✓	✓	✓				✓	2,6 – 9,4
Mojšova Lúčka (3 svah. deformácie)	malý stredný veľmi malý	prúdový plošný plošný	D, Ft, Sp-ipodl				✓				✓		✓		✓	✓		4,5 – 5,5 4 – 4,5 2 – 2,5
Lodno	malý	plošný	D		✓								✓					1,7 – 3,4
Brehy-Močarina	malý	plošný	D								✓							4,0
Lipovany 2	stredný	plošný	D, Nipodl				✓			✓	✓		✓					4,0 2,8 – 3,0
Orovnica	stredný	plošný	D			✓					✓	✓						2,5
Krivany	veľmi malý	frontálny	D								✓							3,5
Matysová	malý	plošný	D								✓							2,6 – 4,8
Bajerovce 1	veľmi malý	frontálny	D		✓		✓				✓							3,0
Rožkovany	malý	plošný	D							✓	✓							1,0 – 2,0
Vyškovce	malý	plošný	D		✓					✓	✓		✓	✓				3,5 – 4,0
Bardejov – Postajok, Gróner	veľmi malý	frontálny	D		✓		✓			✓	✓							2,0

Vysvetlivky:

* *Zosuv podľa plošného rozsahu (v zmysle Comforth, 2005):*
veľmi malý: < 200 m², malý: 200 – 2 000 m², stredný: 2 000 – 20 000 m², veľký: 20 000 – 200 000 m².



Obr. 3. Inžinierskogeologická mapa lokality Babín.

Fig. 3. Engineering geological map from the locality Babín.

Tab. 8. Prehľad faktorov zapríčiňujúcich vznik svahových deformácií na skúmaných lokalitách.
Tab. 8. Overview of the factors causing slope deformations in the investigated localities.

Názov lokality	Faktory vzniku svahových deformácií									
	Prírodné faktory						Antropogénne faktory			
	nadmerné zrážkové úhrny*1	bočná erózia povrch. toku *2	dotácia povrch. vody do zosuvu	prestup podz. vody z vyšších terás	geotech. pomery	sklonové pomery	priťažovanie hornej časti svahu	podkopanie päty svahu	dotácia povrch. vody z infraštruktúry	morfologické zmeny terénu vplyvom využitia krajiny
Babín	✓	✓		✓	✓	✓	✓		✓	
Liptovská Štiavnica	✓				✓			✓		
Mojšova Lúčka	✓		✓	✓	✓			✓		
Lodno	✓				✓	✓				
Brehy-Močarina	✓				✓			✓		
Lipovany 2	✓			✓	✓					
Orovnica	✓				✓		✓			
Krivany	✓	✓	✓		✓				✓	
Matysová	✓				✓					✓
Bajerovce 1	✓	✓			✓				✓	
Rožkovany	✓				✓			✓		✓
Vyškovce	✓				✓					
Bardejov – Postajok, Gróner	✓				✓	✓		✓		

Vysvetlivky:
**1 a následne vyvolaná zvýšená saturácia horninového prostredia a zhoršenie hydrogeologických pomerov*
**2 vyvolaná vysokými zrážkovými úhrnmi*

a)

b)

Obr. 4. Plošná svahová deformácia na lokalite Lodno so stavom v roku: a) 2011 (foto: P. Liščák), b) 2018 (foto: E. Mašlár).
Fig. 4. Planar slope deformation at the locality Lodno, situation in: a) 2011 (Photo: P. Liščák), b) 2018 (Photo: E. Mašlár).

Informácie o inžinierskogeologických pomeroch územia poskytla dokumentácia z inžinierskogeologických vrtov a kopaných sond, doplnená o výsledky laboratórnych rozborov zemín a vôd. Dynamické penetračné skúšky umožnili získať údaje o litologických rozhraniach v skúmanom geologickom profile a výpočtové inžinierskogeologické charakteristiky zemín.

Inžinierskogeologické pomery územia v plošnom rozsahu vyjadrujú inžinierskogeologické mapy zostavené v rámci jednotlivých prieskumných lokalít. Prehľad plošného rozsahu mapovania poskytuje tab. 6.

Na obrázku 3 je uvedený príklad zostavenia inžinierskogeologickej mapy na lokalite Babín.

Svahové deformácie majú vlastnú špecifikáciu tak z hľadiska plošného rozšírenia a tvarovej charakteristiky, ako aj genetickej príslušnosti v rámci geologického prostredia a litologickej charakteristiky zosuvných zemín. Prehľadná charakteristika svahových deformácií zistená prieskumnými prácami je uvedená v tab. 7.

Skúmané svahové deformácie majú prevažne plošný charakter (obr. 4). Vznik frontálnych svahových deformácií bol dokumentovaný v súvislosti s existenciou líniových morfologických prvkov, a to eróznych zárezov povrchových tokov (lokality Krivany a Bajerovce 1) a zárezu cesty (lokalita Bardejov – Postajok a Gróner). Frontálne zosuvy sú však z hľadiska plošného rozmeru veľmi malé. Najmenej početné zastúpenie majú prúdové zosuvy, no najväčší zosuv z riešených svahových deformácií je práve prúdového charakteru a bol skúmaný na lokalite Liptovská Štiavnica. Svahové deformácie z hľadiska ich plošného rozsahu sú prevažne malé alebo veľmi malé.

Posudzované svahové deformácie zasiahli šmykovou plochou prostredie deluviálnych zemín (D), niekde však zasahujú aj do geneticky odlišného geologického prostredia, a to:

– v hornej časti svahových deformácií na lokalite Liptovská Štiavnica do vnútrokarpatského paleogénu zastúpeného ílovcami s absolútnou prevahou nad pieskovcami [Si(p)],
– na lokalite Mojšova Lúčka v hornej časti svahovej deformácie do terasových proluviálnych sedimentov – reliktov vysokého náplavového kužeľa (Ft) a v podloží do vnútrokarpatského paleogénu (Sp-i_{podl}) zastúpeného ílovcovo-pieskovcovým súvrstvím s výraznou prevahou pieskovcov,
– na lokalite Lipovany 2 v podloží do neogénnych, prevažne ílovitých zemín (Ni_{podl}).

Z hľadiska charakteru zosuvného materiálu prevažuje výskyt jemnozrnných zemín. Najväčšie zastúpenie majú íly so strednou plasticitou s označením (trieda a symbol) F6 CI.

Na skúmaných lokalitách boli identifikované viaceré prírodné a antropogénne faktory zapríčiňujúce vznik svahových deformácií. Prehľad príčin vzniku svahových deformácií na jednotlivých lokalitách uvádza tab. 8.

Zrážkové úhrny ako primárna príčina vzniku svahových deformácií dosahovali v čase vzniku, resp. aktivácie svahových deformácií anomálne hodnoty.

3.4. Stabilitné posúdenie svahových deformácií

Na všetkých skúmaných lokalitách sa rôznymi výpočtovými metódami na inžinierskogeologických rezoch (obr. 5) určoval stupeň stability svahových deformácií. V tabuľke 9 je uvedený prehľad výsledkov výpočtov stability zosuvných svahov vykonávaných na jednom, resp. dvoch výpočtových profiloch (s označením 1., resp. 2. výpočtový profil) v rámci jednotlivých prieskumných lokalít.

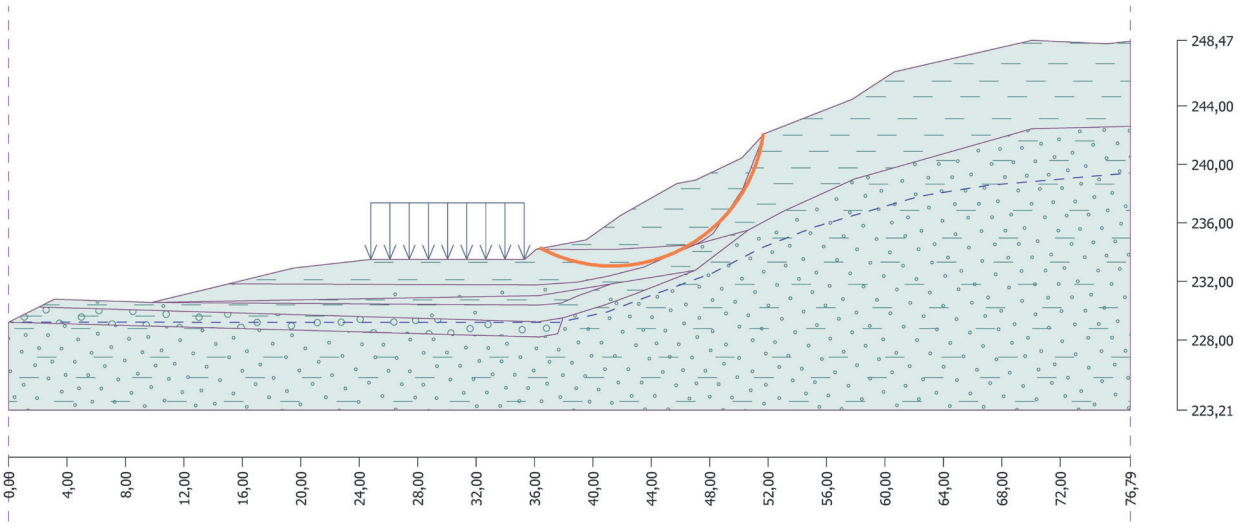
3.5. Okamžité protihavarijné opatrenia

Okamžité protihavarijné opatrenia sa realizovali na lokalite Babín. Ich cieľom bolo zvýšiť stabilitu svahovej deformácie a tým znížiť jej negatívny vplyv na využitie územia.

Bolo vybudované vetvené drenážno-stabilizačné rebro (s dĺžkou 46 m) s odvedením vody mimo zosuvného územia do miestneho recipienta. Výkopové práce a zasypanie rebra priepustným štrkovým materiálom sa vykonali „kráčajúcim“ bagrom zn. Menzi Muck (obr. 6). Hlavná vetva rebra dosahuje dĺžku 31,5 m a hĺbku zhruba do 1,5 – 1,8 m. Bočná vetva dosahuje dĺžku 14,5 m a hĺbku asi 1,5 – 2,0 m. Jeho vybudovanie zvýšilo stabilitu svahovej deformácie, čo potvrdili aj výpočty. Svahovú deformáciu však aj naďalej možno považovať za nestabilnú a je nutné realizovať sanačné opatrenia.

3.6. Ideový návrh sanačných opatrení

Súčasťou vyhodnotenia inžinierskogeologických prieskumov svahových deformácií sú ideové návrhy sanačných



Obr. 5. Príklad výpočtového stabilitného rezu na lokalite Brehy-Močarina.
Fig. 5. Example of computational stability section at the locality Brehy-Močarina.

Tab. 9. Výsledky výpočtov stupňa stability na prieskumných lokalitách.

Tab. 9. Results of the degree of stability calculations at surveyed sites.

Lokalita	Stupeň stability podľa uvažovania úrovne hladiny podzemnej vody										Počet výpočt. šmyk. plôch na profiloch
	bez		s uvažovaním v čase prieskumu (veľmi suché obdobie)		s predpokladanou zvýšenou		s maximálnou		po realizácii sanačných opatrení		
	výpočtový profil										
	1.	2.	1.	2.	1.	2.	1.	2.	1.	2.	
Babín	1,10				0,87				0,93*1		1
Liptovská Štiavnica			1,44 – 1,50	1,35 – 1,63					1,28 – 1,29	1,26 – 1,42	2/2
Mojšova Lúčka – záhradkárska osada Pod vrchom	1,53 1,62 – 1,70*3		1,35 1,34 – 1,39*3		0,99 1,12*3						1/2
Mojšova Lúčka-Hyrov 1	1,67 1,42 – 2,0*3		1,91*3		1,04 1,1 – 1,22*3						1/2
Lodno	1,09 1,10*3				0,99 1,02*3						1/1
Brehy-Močarina			0,92 – 1,37	0,87 – 1,54*2			0,74 – 1,11	0,87 – 1,52*2			4/4
Lipovany 2			1,71 – 2,07	1,19 – 1,41			1,18 – 1,45	0,94 – 1,09			4/4
Orovnica			0,78 – 1,69				0,69 – 1,76				6
Krivany	1,12 – 1,13						0,83 – 0,92				1
Matysová	0,99	1,00			0,99	1,00	0,83	0,77			1/1
Bajerovce 1	1,04		1,04		1,02		0,75				1
Rožkovany	1,01 – 1,2		1,01 – 1,2				0,73 – 0,87				2
Vyškovce	1,18 – 1,21 1,39*3				0,68 – 1,14 1,08 – 1,32*3		0,51 – 0,55 0,67*3				3/1
Bardejov – Postajok, Gróner	1,2				1,02 – 1,14		0,81				1

Vysvetlivky:

**1 – po realizácii okamžitých protihavarijných opatrení*

**2 – na profile v potenciálnom zosuvnom území*

**3 – na rovnakom profile v dosahu potenciálneho zosuvu*

Tab. 10. Návrh sanácie svahových deformácií na prieskumných lokalitách.

Tab. 10. Proposed methods for remediation of slope deformations at surveyed sites.

Názov lokality	SANAČNÉ OPATRENIA															
	STABILIZAČNÉ					ODVODŇOVACIE				ZEMNÉ	OSTATNÉ					
	oporný (gabiónový) múr	zárubný múr na mikropilótach	kotvená pilótová/mikropilótová stena	priťaženie päty svahu prísypom	stabilizačná konštrukcia v čele zosuvu	drenážno-stabilizačné rebro	subhorizont. odvodňovacie vrty	podpovrch. drenážne ryhy	odvodňovacie povrch. drény (rigoly)	terénne úpravy	preložka transform. stožiara	protierózne opatrenia brehu povrchového toku	úprava povrch. toku[2)]	biorekultivácia	odstránenie nestabilných drevín	zamedzenie skládkovania odpadu na svahovej deformácii
Babín						✓			✓	✓		✓				✓
Liptovská Štiavnica			✓			✓m	✓		✓							
Mojšova Lúčka – záhradkárska osada Pod vrchom					✓		✓		(✓)	✓						
Mojšova Lúčka-Hyrov 1					✓A2				✓A1	✓A1						
Mojšova Lúčka-Hyrov 2						✓										
Lodno	✓A1			✓A2		✓A1										
Brehy-Močarina	✓			✓		✓										
Lipovany 2						✓										
Orovnica						✓					✓					
Krivany[1)]	✓								✓			✓	✓			
Matysová	✓			✓				✓	✓					✓		
Bajerovce 1	✓A2								✓	✓		✓A1	✓	✓		
Rožkovany								✓		✓				✓		
Vyškovce			✓				✓						✓			
Bardejov – Postajok, Gróner		✓													✓	

Vysvetlivky:

(✓) – prípadné použitie sanačnej metódy

✓A – alternatívne riešenie

✓m – s ohľadom na výsledky monitoringu

1) – potrebné zosúladenie sanačných opatrení s dokumentom „Protipovodňové opatrenia na Krivianskom potoku v obci Krivany“

2) – potrebné realizovať v súčinnosti so správcom povrchového toku

opatrení (tab. 10), ktoré sú podkladom na následnú realizáciu sanácie geologického prostredia postihnutého svahovými deformáciami.

Obr. 6. Realizácia drenážno-stabilizačného rebra na lokalite Babín (foto: R. Jelínek).

Fig. 6. Implementation of drainage-stabilization rib in the locality Babín.

4. Záver

Realizácia inžinierskogeologických prieskumov svahových deformácií poskytla detailné údaje o inžinierskogeologických pomeroch území postihnutých svahovými deformáciami na 13 lokalitách Slovenska. Výsledky geologickej úlohy sú východiskom vypracovania projektu a následnej realizácie sanácie svahových deformácií, ktorá je potrebná na zabezpečenie stabilizácie zosuvných území a minimalizáciu ohrozenia životov, majetku obyvateľov a životného prostredia vplyvom svahových deformácií.

Kvôli potrebám zhodnotenia inžinierskogeologických pomerov zosuvných území sa geologické prostredie skúmalo technickými prácami – vrtmi (44), kopanými sondami (5), dynamickými penetračnými sondami (17), vzorkovacími (134 vzoriek zemín a vody), laboratórnymi, geodetickými a geofyzikálnymi prácami (970 m profilovania). Inžinierskogeologické mapovanie sa uskutočnilo na celkovej ploche s rozlohou 87,04 ha.

Na monitorovanie vývoja svahových pohybov v budúcom období bolo na lokalite Liptovská Štiavnica zabudovaných 5 inklinometrických vrtov. Na sledovanie zmien úrovne hladín podzemnej vody boli na lokalite Liptovská Štiavnica zabudované 4 a na lokalite Orovnica 2 piezometrické vrty. Kvôli zníženiu negatívnych vplyvov svahovej deformácie na využitie územia a kvôli zvýšeniu jeho stabilizácie bolo na lokalite Babín v rámci okamžitých protihavarijných opatrení vybudované vetvené drenážno-stabilizačné rebro.

Skúmané svahové deformácie majú prevažne plošný charakter, v menšom počte boli zdokumentované frontálne a prúdové zosuvy. Najväčší zosuv zo skúmaných svahových deformácií je prúdového charakteru a bol zistený na lokalite Liptovská Štiavnica. Dosah šmykových plôch bol overený na prieskumných lokalitách v hĺbke 1 až 9,4 m pod úrovňou terénu.

Vznik svahových deformácií na skúmaných lokalitách zapríčinili viaceré prírodné a antropogénne faktory. Nadmerné úhrny atmosférických zrážok boli iniciátorom aktivácie svahových deformácií v rokoch 2010 – 2011 na všetkých lokalitách. Z hľadiska stability svahových deformácií boli za obdobia s normálnym alebo zvýšeným úhrnom atmosférických zrážok na takmer všetkých hodnotených svahových deformáciách výpočítané hodnoty stupňa stability $Fs < 1$.

Zhodnotenie prieskumných prác umožnilo vypracovanie ideových návrhov sanačných opatrení, pričom takmer na všetkých skúmaných lokalitách spočívajú v kombinácii stabilizácie a odvodnenia zosuvného územia. Najčastejšie navrhovanými sanačnými opatreniami sú drenážno-stabilizačné rebrá (na 7 lokalitách) a oporné (prevažne gabiónové) múry (na 5 lokalitách).

Poďakovanie

Príspevok vznikol na základe výsledkov projektu operačného programu *Kvalita životného prostredia, Inžinierskogeologický prieskum svahových deformácií – 1. etapa*, ktorý bol spolufinancovaný Európskou úniou/Európskym fondom regionálneho rozvoja (ITMS kód: 310031N709).

Autori ďakujú za cenné pripomienky recenzentom M. Bednarikovi a P. Liščákovi, ako aj vedeckému redaktorovi O. Pelechovi.

5. Literatúra

Cornforth, D. H., 2005: Landslides in practice. Hoboken, New Jersey, John Wiley, 596 s.

Grman, D., Boszaková, M., Magdošová, M., Ondrejka, J., Potančok, L., Syčevová, M., Takáč, P., Udič, P., Dvořák, M. a Ádámová, M., 2010: Inžinierskogeologický prieskum havarijných zosuvov v Košickom kraji. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 22 s.

Havčo, J., Stercz, M., Polaščinová, E., Spišák, Z. a Kopecký, M., 2010: Inžinierskogeologický prieskum havarijných zosuvov, vzniknutých v roku 2010. Časť č. 3: Inžinierskogeologický prieskum havarijných zosuvov v okrese Bardejov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 44 s.

Jelínek, R., Liščák, P., Ondrejka, P., Šimeková, J., Olšavský, M., Dananaj, I., Pauditš, P., Bottlik, F., Gregor, M., Ilkanič, A., Tupý, P. a Jasovská, A., 2013: Inžinierskogeologický prieskum havarijného zosuvu v obci Brusno. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 45 s.

Liščák, P., Pauditš, P., Petro, Ľ., Iglárová, Ľ. , Ondrejka, P., Dananaj, I., Brček, M., Baráth, I., Vlačiky, M., Németh, Z.,

Záhorová, Ľ., Antalík, M., Repčiak, M. a Drotár, D., 2010: Registration and evaluation of newly evolved slope failures in 2010 in Prešov and Košice regions. Miner. Slov., 42, 2, 393 – 406.

Liščák, P., Ondrejka, P., Brček, M., Dananaj I., Baráth, I., Iglárová, Ľ. a Melicherčík, J., 2011a: Inžinierskogeologický prieskum havarijného zosuvu v obci Krupina. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 40 s.

Liščák, P., Ondrejka, P., Dananaj, I., Gregor, M., Slaninka, I., Brček, M. a Melicherčík, J., 2011b: Inžinierskogeologický prieskum havarijného zosuvu v obci Vinohrady nad Váhom – časť Kamenica. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 48 s.

Mašlár, E., Mašlárová, I., Liščák, P., Schmiedlová, J., Jelínek, R., Stercz, M., Pačajová, K., Stašik, Ľ., Grech, J., Tupý, P., Bednarik, M., Boszáková, M., Debnár, J., Drozdová, M., Fabian, V., Gomolčák, M., Hajduková, J., Ilkanič, A., Jajčišinová, S., Jasovská, A., Jasovský, Z., Kavulič, J., Kopecký, M., Magdošková, M., Masiar, R., Nigrínyová, J., Páleník, M., Potančok, L., Pramuk, V., Sláma, M., Sluka, V., Syčev, V., Šimeková, J., a Tornyai, R., 2019: Inžinierskogeologický prieskum svahových deformácií – 1. etapa. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 69 s.

Šimeková, J., Sluka, V., Smolka, M., Flimmel, J., Hajčík, J. a Šúty, P., 2010: IG prieskum havarijných zosuvov v okrese Stará Ľubovňa, časť 7. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 57 s.

Šimeková, J., Liščák, P., Ondrejka, P., Žilka, A., Mašlárová, I., Petro, Ľ. a Gonda, S., 2014: Inžinierskogeologický prieskum a sanácia havarijných zosuvov na vybraných lokalitách Slovenskej republiky. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 33 s.

Šimeková, J., Liščák, P., Žilka, A. a Petro, Ľ., 2015: Inžinierskogeologický prieskum havarijného zosuvu v obci Svätý Anton a sanácia havarijných zosuvov v obciach Nižná Myšľa a Šenkvice. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 20 s.

Tupý, P., Ilkanič, A., Bvoc, T., Kopecký, M., Gomolčák, M. a Sláma, M., 2010a: Inžinierskogeologický prieskum havarijných zosuvov, vzniknutých v roku 2010. Časť č. 1: Inžinierskogeologický prieskum havarijných zosuvov v okrese Prešov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 111 s.

Tupý, P., Ilkanič, A., Gomolčák, M., Scherer, S. a Bvoc, T., 2010b: Inžinierskogeologický prieskum havarijných zosuvov, vzniknutých v roku 2010. Časť č. 4: Inžinierskogeologický prieskum havarijných zosuvov v okresoch Sabinov a Stropkov. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 105 s.

Summary

The paper summarizes the results of engineering geological survey of slope deformations performed in 13 localities: Babín, Liptovská Štiavnica, Mojšova Lúčka, Lodno, Brehy-Močarina, Lipovany 2, Orovnica, Krivany, Matysová, Bajerovce 1, Rožkovany, Vyškovce, Bardejov – Postajok and Gróner (Fig. 1). For the purpose of evaluating the engineering geological conditions of the landslide areas, the geological environment was investigated by technical works (boreholes, trial pits, dynamic penetration probes), sampling, laboratory, geodetic and geophysical works. The field work included also the engineering geological mapping. Borehole inclinometers were installed in the locality Liptovská Štiavnica to monitor the evolution of the slope deformations in the future. Piezometric boreholes were built in the Liptovská Štiavnica and Orovnica localities to monitor changes in groundwater table levels. To reduce the negative effects of slope deformation on land use and increase its stabilization, a branched drainage-stabilization rib was implemented at the locality Babín as part of immediate anti-emergency measures. The investigated slope deformations are predominantly of translational (planar) character, in a lesser amount also frontal landslides and flow-shaped slides were documented. The largest studied slope deformation was investigated at the locality Liptovská Štiavnica and represents flow-shaped slide. The depth of the slip planes varied at the surveyed localities between 1 to 9.4 m.

The formation of the studied slope deformations was caused by several natural and anthropogenic factors, while prolonged or extreme rainfall events were the trigger of the slope deformations at all localities in the period 2010/2011. In terms of the stability of slope deformations, for periods with normal or increased total atmospheric precipitation, the values of the slope stability $Fs < 1$ were calculated for almost all studied sites.

The evaluation of the engineering geological survey works enabled preparation of draft proposals for slope deformation remediation measures. In the most of the examined localities the remediation measures are represented by the combination of stabilization and drainage measures. The most frequently proposed remediation measures are drainage-stabilization ribs and retaining (mostly gabion) walls.

The implementation of engineering geological survey of slope deformations provided detailed data on the engineering geological conditions of the areas affected by slope deformations in 13 localities in Slovakia. The results of the survey are the starting point for the project preparation and subsequent implementation of the slope deformations remediation, in order to ensure the stabilization of landslide areas and minimize the threat to life and property of inhabitants and the environment due to slope deformations.

Rukopis doručený: 7. 12. 2020
Revidovaná verzia doručená: 12. 2. 2021
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 29. 4. 2021

Výskyt spodnokriedových magmatických hornín medzi Podbrančom a Myjavou

Occurrence of Lower Cretaceous magmatic rocks between Podbranč village and Myjava town

Tamás Csibri[1], Dušan Plašienka[1] a Rastislav Demko[2]

[1]Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina, Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava, Slovenská republika; tamas.csibri@gmail.com

[2]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika

© Autori 2020. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Výskyty magmatických hornín boli identifikované severne od osady Belanskovci (časť mesta Myjava) a na hrebeni kóty 464 východne od Podzámku, miestnej časti obce Podbranč. Hornina bola následne petrograficky študovaná pod polarizačným mikroskopom prostredníctvom BSE a EDAX analýzou. Na základe analýz ide o mafickú magmatickú horninu, ktorá je produktom solidifikácie bázickej intrúzie do prostredia hostiteľského vápenca, ktoré v tomto prípade predstavujú sivé škvrnité vápence veku titón až hoteriv (vrchná jura – spodná krieda).

Kľúčové slová: Západné Karpaty, bradlové pásmo, krieda, spodnokriedové magmatity

Abstract. Occurrences of magmatic rocks were identified north of the settlement Belanskovci (part of Myjava town), on the ridge of the elevation point 464 m a. s. l. east of the settlement Podzámok (part of the Podbranč village). The volcanic rock sample was petrographically studied under the polarizing microscope, BSE and EDAX analyses. Based on these, the sample coresponds to a mafic igneous rock, which is the product of solidification of the basic intrusion into the host limestone environment, which in this case is represented by gray, mottled, cherty limestones of Upper Jurassic to Lower Cretaceous age (Tithonian to Hauterivian).

Key words: Western Carpathians, Pieniny Klippen Belt, Cretaceous, Lower Cretaceous magmatites

Úvod

Skúmané územie sa z geografického hľadiska nachádza na západe Slovenskej republiky v okrese Senica. Orograficky zaberá územie Myjavskej pahorkatiny (Mazúr a Lukniš, 1978). Počas geologického mapovania bradlového pásma v úseku medzi obcou Podbranč a mestom Myjava boli identifikované 2 výskyty magmatických hornín nachádzajúcich sa uprostred sivých škvrnitých slienitých vápencov neokómskej fácie (Csibri, 2016, 2019). Samotné úlomky magmatických hornín sa vyskytujú na dvoch lokalitách (obr. 1B) na hrebeni orientovanom v smere V – Z. Prvý výskyt sa nachádza západne od kóty 459 severne od osady Bašnárovci (súčasť obce Bukovec), druhý východne od kóty 459, kde bola odobraná a následne petrograficky vyhodnotená vzorka BK2. Najvýchodnejší výskyt sa nachádza medzi lokalitou Kamenné vráta a kótou Starý hrad. Tieto magmatity v oblasti skúmaného územia boli stručne spomenuté iba v práci Mišíka (1992), kde sa považujú za pravdepodobne neogénne. Ich kartografická lokalizácia a akékoľvek bližšie informácie o ich vystupovaní (porovnaj Began et al., 1984; Potfaj et al., 2014) doteraz chýbali. Cieľom tejto krátkej správy je podať stručnú informáciu o ich výskyte a petrografii.

Geologická charakteristika územia

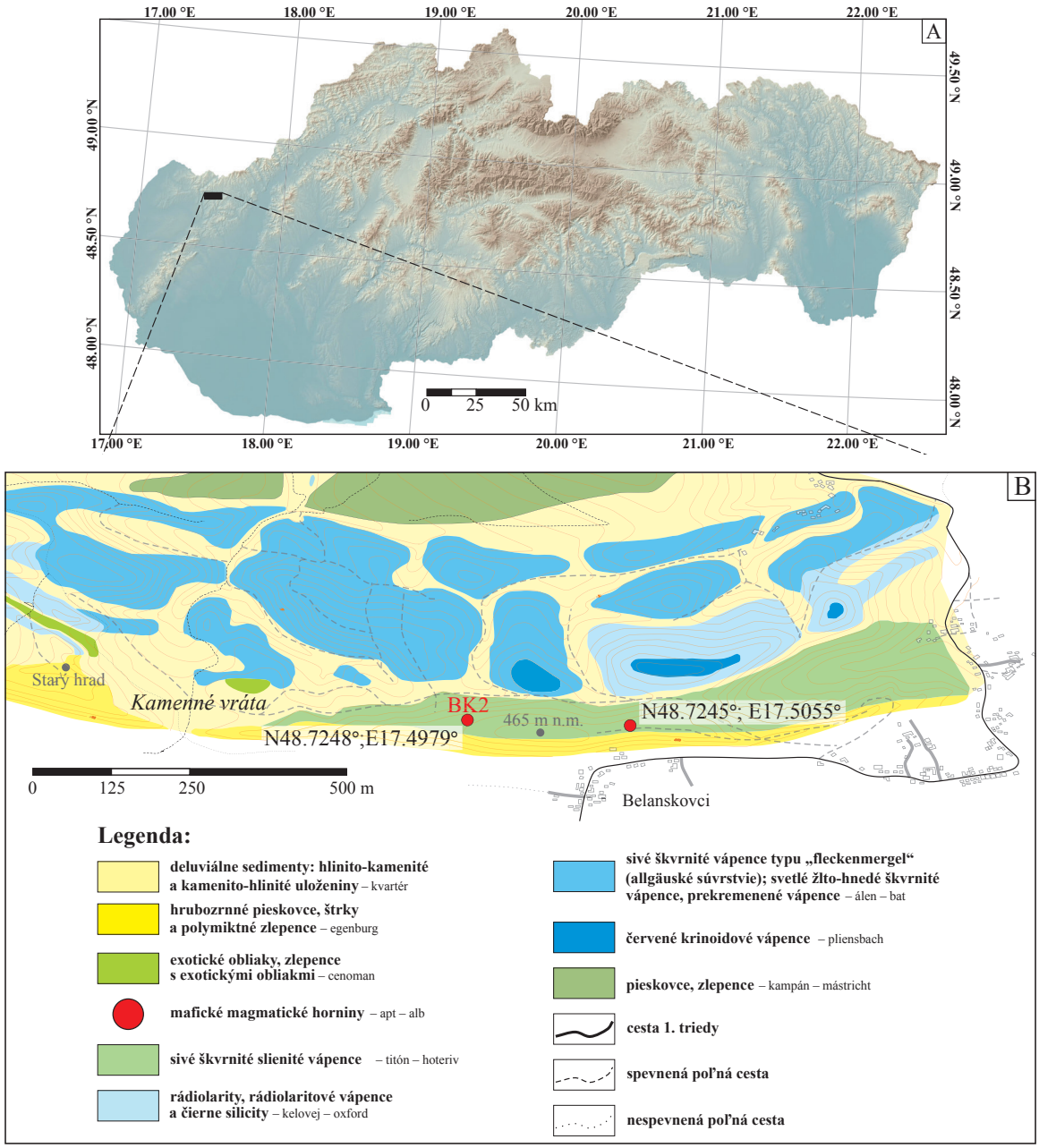
Územie, kde sa našli študované magmatické horniny, tvorí drietomská jednotka so stratigrafickým rozsahom vrchný trias (norik) až vrchná krieda (cenoman; Csibri, 2016). Stratigrafická sekvencia vystupuje na povrch v prevrátenom vrstvovom slede (obr. 1B). Južné ohraničenie tvoria egenburské transgresívne sedimenty (vápnité pieskovce a polymiktné zlepence) severného okraja Viedenskej panvy (Fordinál et al., 2012). Severne od drietomskej jednotky sa nachádzajú horniny oravických jednotiek bradlového pásma – kysucká, čorštynská a čertezická jednotka.

Vápence veku titón – hoteriv (Began et al., 1984), v ktorých sa magmatity našli, sú korelovateľné s mraznickým súvrstvím. Sú prítomné vo dvoch fáciách. Prvou fáciou sú sivé škvrnité a slienité vápence so slieňmi na medzivrstvových plochách. Mikroskopicky ide o biomikrit s fantómami kalpionelíd a kalcifikovaných rádiolárií (obr. 2A). Po rozpustení a preplavení slieňovcov boli vyseparované bentické dierkavce rodu *Lenticulina* sp. a dierkavce s aglutinovanými schránkami rodu *Ammodiscus* sp. a *Trochamina* sp. Druhú fáciu vápencov tvoria aptychové organodetritické vápence. Tak makroskopicky, ako aj mikroskopicky sú sledovateľné dobre zachované aptychy, ramenonožce a tenkostenné lastúrniky. Menej dobre sú zachované malé formy amonitov a kalpionelíd a úlomky machoviek či krinoidových článkov (obr. 2B).

Petrografická analýza vzorky BK2

Bližšie petrograficky analyzovaná bola iba vzorka BK2 z oblasti východne od kóty 459 (obr. 3A). Magmatické horniny tu vystupovali voľne v sutine. Formu telesa, hrúbku, ale ani ich vzťah k okolitým horninám nebolo možné pozorovať priamo.

Hornina bola študovaná pod polarizačným mikroskopom prostredníctvom BSE (*back-scattered electrons*)



Obr. 1. A – Poloha skúmaného územia v rámci Slovenska; **B** – lokalizácia študovaného územia a výskytu úlomkov magmatických hornín (upravené; Csibri, 2016, 2019).

Fig. 1. A – Localization of the studied area in the territory of Slovakia; **B** – Localization of the studied area and allocation of the fragments of magmatic rocks (modified from Csibri, 2016).

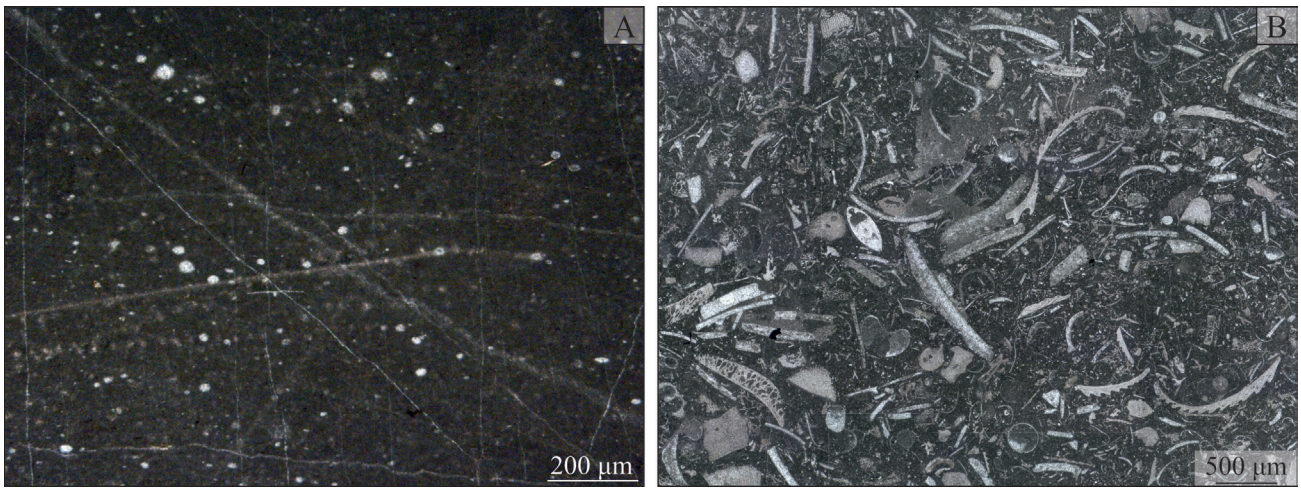
a EDAX analýzou (*energy dispersive X-ray spectroscopy microanalysis*) pomocou elektrónového mikroanalyzátora CAMECA SX100 (*electron microprobe*) v laboratóriu elektrooptických metód Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra.

Petrografický opis

Svetlé plagioklasy majú stĺpcovitý až ihlicovitý habitus a tendenciu vytvárať agregáty. Konfigurácia plagioklasov vytvára arborescentný vývoj (obr. 3B, C), keď niekoľko kryštálov plagioklasu kryštalizuje zo spoločného nukleačného jadra. To má za následok tvorbu radiálne lúčovitej konfigurácie agregátov plagioklasu.

Medzi kryštálmi plagioklasu boli prítomné klinopyroxény, ktoré sú dôsledkom autometamorfnej alterácie, transformované na zmes Fe-chloritu, Mg-chloritu a karbonátu.

Dôležitým magmatickým minerálom je biotit (obr. 3D), ktorý tvorí euhedrálne samostatné jedince a je produktom magmatického intratelurického štádia solidifikácie bazaltovej taveniny. Prítomnosť biotitu (flogopitu) v hornine naznačuje afinitu pôvodnej bázickej magmy k draselnej magmatickej diferenciačnej sérii, t. j. nejde o tholeiitický bazalt. Ako ďalšie magmatické minerály sú identifikované sulfidy (pyrit a pyrotín). Ich agregáty majú miestami globulárnu morfológiu a petrogeneticky zodpovedajú vykryštalizovanej sulfidickej tavenine, ktorá bola nemiešateľná s hlavnou silikátovou taveninou.



Obr. 2. A – Sivý škvrnitý vápenec so stylolitovou sieťou (paralelné nikoly); **B** – aptychový organodetritický vápenec (paralelné nikoly).
Fig. 2. A – Grey, spotted, marly limestone with net of styloliths (plane polarized light); **B** – aptychus, organodetritic limestone (plane polarized light).

Frekventovane sú prítomné euhedrálne apatity, ktorých časť populácie prechádza do ihlicovitého vývoja habitu, ovplyvneného rýchlym poklesom teploty kondukciou do hostiteľských vápencov. Hojná prítomnosť apatitu naznačuje afinitu k alkalickým magmatickým horninám.

Zloženie plagioklasov zodpovedá čistému albitu. Albity sú čisté, bez ďalších inklúzií epidotu, zoizitu alebo prehnitu, čo poukazuje na primárny magmatický albit. Ako riešenie kryštalizácie magmatického albitu v bázickej magmatickej hornine sa ponúka komplexácia Ca + CO_2, ktorým bola bázická magma presýtená, pretože asimilovala časť okolitého hostiteľského vápenca. Asimilácia hostiteľského vápenca viedla k efektívnejšiemu poklesu teploty intrudovanej magmy a autoalterácii horniny perkolujúcou fluidnou fázou bohatou na CO_2. Intenzívne alteračné procesy operujúce už počas solidifikácie intrudovanej bázickej magmy ukazujú na priamy magmatický vzťah medzi mafickou magmatickou horninou a hostiteľským vápencom, t. j. kontakt mafického magmatitu s okolím nie je tektonický.

Záver k petrografickej analýze

Na základe petrografickej analýzy ide o mafickú magmatickú horninu, ktorá je produktom solidifikácie bázickej intrúzie do prostredia hostiteľského vápenca. Charakter a štruktúra horniny zodpovedá autoalterovanému subvulkanickému bazaltu – doleritu, resp. diabasu. Vzhľadom na intruzívne vzťahy k hostiteľskému vápencu je možné horninu chápať aj ako lamprofýr. Podľa klasifikačných kritérií Tappeho et al. (2005) možno uvažovať aj o ultramafickom lamprofýre s afinitou k damtjernitu, s asociácioa flogopit + albit + karbonát (< 50 obj. %). Intrudovaná bázická magma vzhľadom na prítomnosť intratelurického flogopitu a hojného apatitu zodpovedá pravdepodobne vyššie draselnej až šošonitovej magmatickej diferenciačnej sérii.

Odhadované zloženie bázickej magmy môže zodpovedať zloženiu bazanitu alebo draselného trachybazaltu. Ide však o subjektívny petrografický odhad, pretože použité termíny sa viažu na chemické zloženie horniny a študovaná hornina nesie výrazné znaky synintruzívnej autoalterácie.

Diskusia

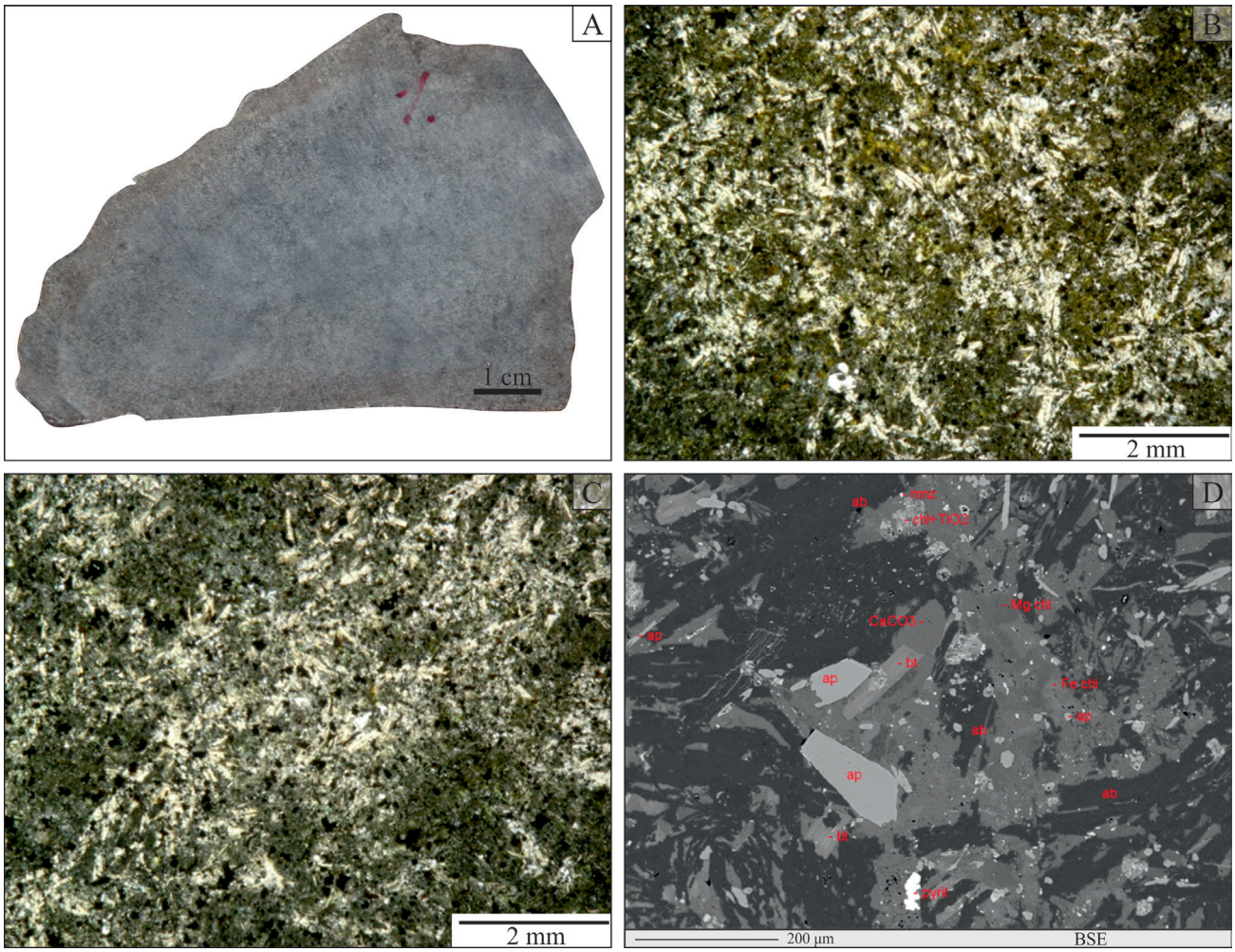
Porovnanie magmatických hornín s ostatnými výskytmi v bradlovom pásme, fatriku a tatriku

Výskyty úlomkov identifikovaných magmatických hornín v študovanom území sú porovnateľné s ďalšími výskytmi v oblasti bradlového pásma, ako aj príkrovových jednotiek fatrika a tatrika.

Nález alkalických bazaltov uvádzajú Spišiak et al. (2011) z púchovského úseku bradlové pásma (lok. Vršatec, kysucká jednotka), kde tvoria teleso vnútri lalinockých slieňov (alb – cenoman). V Poľsku bol identifikovaný bazaltový olistolit v bradlovom pásme (lok. Biala Woda, čorštynská jednotka) s predpokladaným vekom apt – alb, ktorý opísali Birkenmajer a Lorenc (2008).

Výskyty vo fatriku s. s. porovnateľné s uvedenou štúdiou sú situované v pohorí Veľká Fatra, kde Sýkora (1975) zaradil vulkanické horniny do obdobia vrchnej jury až spodnej kriedy. Ďalšie výskyty vo Veľkej Fatre a Malej Fatre uvádzajú Michalík (1975) a Polák (1976). Porovnateľné lokality vo fatriku sa vyskytujú aj na strednom Slovensku (Hovorka, 1978a, b; Hovorka et al., 1978; Hovorka a Sýkora, 1979). V tatrických obalových sériách sa spodnokriedové alkalické bazalty a hyalobazanity uvádzajú z Malých Karpát (Polák et al., 2012) a Západných Tatier (Madzin et al., 2014).

Výskyty hyaloklastitov na západnom Slovensku uvádza Maheľ (1959) z beckovskej série pri Beckove a z lokality Bošáca (Maheľ, 1978). Dnes je tento sled hornín zaradený do zliechovskej jednotky fatrika (Pešková et al., 2020). Petrografický opis týchto hornín publikovali Kullmanová a Vozár (1980). Opis, ako aj pozícia sú veľmi podobné – uprostred slieňovcového súvrstvia veku spodný alb. Výskyt vulkanických hornín uvádzajú Ivanička et al. (2007) z hradnej skaly Trenčianskeho hradu. Boli opísané ako roj andezitov trenčianskeho hradného kopca. Tieto horniny sa nachádzajú aj uprostred slieňovcového súvrstvia (barém – apt). Výskyty hyaloklastitov a alkalických bazaltov sú dokumentované medzi Dobrou (miestna časť obce Trenčianska Teplá) a Opatovou (miestna časť mesta Trenčín)



Obr. 3. A – Makrovzorka horniny (B, C – alterovaný bazalt s poikilitickou, miestami arborescentnou štruktúrou); **B** – glomerofyrické agregáty tenkostĺpcovitého plagioklasu v poikilitickom alterovanom matrixe; **C** – glomerofyrické agregáty plagioklasov (svetlé) tvoriace kumulatívne horizonty počas magmatickej segregácie do kryštálovej kaše; **D** – BSE snímka mafickej magmatickej horniny s poikilitickou štruktúrou. Pomocou EDAX spektier sú identifikované fázy albitu, kalcitu, apatitu, Mg-chloritu, Fe-chloritu, TiO_2 (rutil), biotitu, Fe-sulfidov a baritu.

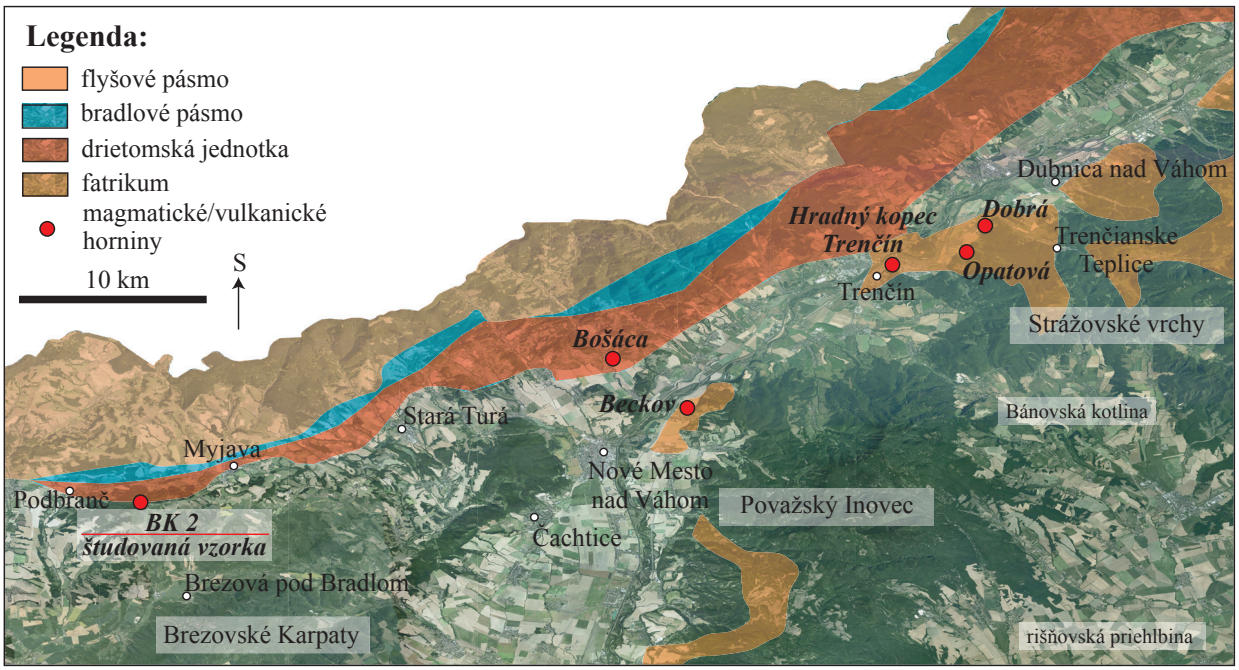
Fig. 3. A – Macro-sample (B, C – altered basalt with poikilitic, in some places with arborescent structure); **B** – glomerophyric aggregates of thin-column plagioclase in a poikilitic altered matrix; **C** – glomerophyric aggregates of plagioclase (bright) forming a cumulative horizons during magmatic segregation into a crystal slurry; **D** – BSE image of mafic magmatic rock of poikilitic structure. Using the EDAX spectra, the phases of albite, calcite, apatite, Mg-chlorite, Fe-chlorite, TiO_2 (rutile), biotite, Fe-sulphides and barite are identified.

v Strážovských vrchoch (Maheľ et al., 1982). Magmatické horniny pri Opatovej sa podľa geologickej mapy nachádzajú v porubskom súvrství (alb – cenoman). Bezprostredne vedľa šošovky hyaloklastitov sa však nachádza litologická hranica so spodnokriedovými tmavosivými škvrnitými slienitými vápencami s rohovcami a slieňmi, do ktorých sú zakreslené šošovky hyaloklastitov pri Dobrej.

Vek a charakter magmatických hornín

Najčastejším spoločným znakom uvedených magmatických hornín na západnom Slovensku je výskyt najmä v karbonátovom prostredí spodnej kriedy príkrovu fatrika a v bradlovom pásme v pribradlovej časti, ktoré sú označované aj ako „neoravické“ jednotky (obr. 4). Tieto horniny, resp. celé vrstvové sledy, v ktorých sa magmatické horniny nachádzajú, boli počas rôznych geologických mapovacích prác za uplynulých 60 rokov zaraďované a preraďované do rôznych jednotiek, sekvencií a sérií. Vo všeobecnosti je však možné vyhlásiť, že výskyty opísaných vulkanických a magmatických hornín sa viažu najmä na „neoravické“ jednotky v bradlovom pásme vystupujúce v pribradlovej pozícii (drietomská a čiastočne klapská jednotka). Genéza a pôvodná paleogeografická pozícia týchto jednotiek je však dlho diskutovanou témou, kde zhodným bodom je afinita k príkrovu fatrika (Hók et al., 2009; Plašienka, 2019).

Z uvedených výskytov z bradlového pásma, ako aj z centrálnokarpatských príkrovových jednotiek je notoricky interpretovaný pôvod magmatitov ako podmorský synsedimentárny vulkanizmus. Charakter magmatických hornín, ako aj ich vek je v mnohých prípadoch výskytov viazaný na lokality, kde sa horniny nachádzali v sutine. Principiálny problém však spočíva v tom, že tvar magmatického telesa nie je známy a tým pádom je potom ťažko určiteľný aj vzťah k hostiteľskému vápencu. Aj keď pri študovanej vzorke BK2 nie je tvar magmatického telesa známy, na základe petrografickej superpozície možno konštatovať, že bázikum je mladšie ako hostiteľský vápenec,



Obr. 4. Výskyt magmatických/vulkanických hornín na západnom Slovensku. Priestorový výskyt jednotiek podľa Bezáka et al. (2004, upravené).

Fig. 4. Occurrences of magmatic/volcanic rocks in the western part of Slovakia. Occurrence of several units is based on Bezák et al. (2004, modified).

lebo má afinitu k intrúzii a nie k submarinnej efúzii. Na základe petrografického opisu a výskytu ich pokladáme za subvulkanické telesá spojené so strednokriedovým alkalickým bázickým magmatizmom typickým pre tatrické a fatrické oblasti, aj keď nemožno vylúčiť ani mladší vek.

Záver

Výskyt mafických magmatických hornín medzi obcou Podbranč a mestom Myjava severne od osady Belanskovci bol zdokumentovaný na hrebeni medzi lokalitou Kamenné vráta a bezmennou kótou 459. Zdokumentované úlomky magmatitov boli uprostred sivých škvrnitých slienitých vápencov mraznického súvrstvia. Na základe petrografickej analýzy ide o mafickú magmatickú horninu, ktorá je produktom solidifikácie bázickej intrúzie do prostredia hostiteľského vápenca. Vzhľadom na intruzívne vzťahy k hostiteľskému vápencu je možné horninu chápať aj ako lamprofýr. Podľa klasifikačných kritérií možno uvažovať aj o ultramafickom lamprofýre s afinitou k damtjernitu, s asociácioa flogopit + albit + karbonát (< 50 obj. %). Študovaná hornina nesie výrazné znaky synintruzívnej autoalterácie. Odhadované (subjektívne) zloženie bázickej magmy môže zodpovedať zloženiu bazanitu alebo draselného trachybazaltu. Spodnokriedový vek (apt – alb) bol odvodený na základe pozície magmatitov. Podobné horniny boli opísané a podrobne študované aj v oblasti pohorí Považský Inovec, Veľká Fatra, Strážovské vrchy a v bradlovom pásme, pričom výskyty sa viažu hlavne na oblasť fatrika, a to v rovnakom stratigrafickom postavení hornín vrchnojursko-spodnokriedového veku. V prípade podbrančského úseku bradlového pásma je výskyt magmatitov viazaný na drietomskú jednotku, ktorá vykazuje litostratigrafickú podobnosť so zliechovskou jednotkou fatrika (lok. Podbranč a Bošáca). Petrografický opis vzorky BK2 pri Podbranči poukazuje na intruzívne magmatické horniny s predpokladaným strednokriedovým vekom.

Poďakovanie

Tento výskum sa realizoval v rámci projektu APVV-0212-12 (*Tektonický a sedimentárny transfer horninových komplexov v rastúcom západokarpatskom orogénnom kline*) a APVV-17-0170 (*Ranoalpidný tektonický vývoj a paleogeografia Západných Karpát*) s finančnou podporou. Za spoluprácu pri terénnom výskume a neskoršej analýze magmatitov ďakujeme Mgr. Andrejovi Rumanovi, PhD., Mgr. Ondrejovi Pelechovi, PhD., †RNDr. Štefanovi Méresovi, PhD., a Mgr. Štefanovi Józsovi, PhD. Zároveň ďakujeme recenzentom za pripomienky, ktoré pomohli zlepšiť kvalitu príspevku.

Literatúra

Began, A. (ed.), Hanáček, J., Mello, J. a Salaj, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Bezák, V., Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Birkenmajer, K. a Lorenz, W. M., 2008: Lower Cretaceous exotic intraplate basaltoid olistolith from Biala Woda, Pieniny Klippen Belt, Poland: geochemistry and provenance. Stud. Geol. Pol., 131, 237 – 246.

Csibri, T., 2016: Geológia a tektonika západného úseku bradlového pásma medzi Podbrančom a Myjavou. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. paleont. PriF UK, 42 s.

Csibri, T., 2019: Geological structure and tectonic development of Pieniny klippen belt in the Podbranč-Myjava segment. Rigorózna práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. paleont. PriF UK, 60 s.

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

Hovorka, D., 1978a: Čadiče (bazalty) – ich typy a geotektonické postavenie. Miner. Slov., 10, 261 – 276.

Hovorka, D., 1978b: The West Carpathians Mesozoic and Cenosoic basalts. Geol. Zbor. Ceol. carpath., 29, 77 – 89.

Hovorka, D., Sýkora, M. a Fejdi, P., 1978: Niektoré aktuálne problémy mezo a kenozoických bazaltov Záp. Karpát. Čiastk. záver. správa 1975 – 1977. Manuskript. Bratislava, archív Katedry petrogr. PriF UK, 150 s.

Hovorka, D. a Sýkora, M., 1979: Bázické vulkanity neokómu krížňanského príkrovu Veľkej Fatry. Čas. Mineral. geol., 24, 371 – 383.

Hók, J., Pešková, I. a Potfaj, M., 2009: Litostratigrafická náplň a tektonická pozícia drietomskej jednotky (západný úsek bradlového pásma). Miner. Slov., 41, 3, 313 – 320.

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., Scherer, S. a Zuberec, J., 2007: Geologická mapa Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kullmanová, A. a Vozár, J., 1980: Hyaloklastitové lávy v slieňovcovom súvrství spodného albu na strednom Považí. Miner. Slov., 12, 1, 53 – 62.

Madzin, J., Sýkora, M. a Soták, J., 2014: Stratigraphic position of alkaline volcanic rocks in the autochthonous cover of the High-Tatric Unit (Western Tatra Mts., Central Western Carpathians, Slovakia). Geol. Quart., 58, 1, 163 – 180.

Maheľ, M., 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 51, 3 – 52.

Maheľ, M., 1978: Manínska jednotka – čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. Miner. Slov., 10, 289 – 309.

Maheľ, M. (ed.), Kahan, Š., Gross, P., Vaškovský, I. a Salaj J., 1982: Geologická mapa Strážovských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geogr. Čas., 30, 2, 101 – 122.

Michalík, J., 1975: Biostratigrafický a litofaciálny výskum triasu Západných Karpát. Záver. správa úl. II-8-1-1/1c. Manuskript. Bratislava, archív Slov. Akad. Vied, 180 s.

Mišík, M., 1992: Pieniny Klippen Belt in relationship with Mesozoic and Tertiary volcanism. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 16, 47 – 64.

Pešková, I., Teťák, F. (eds.), Pelech, O., Sentpetery, M., Olšavský, M., Kováčik, M., Vlačiky, M. a Maglay, J., 2020: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Biele Karpaty – sever v mierke 1 : 50 000. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 168 s.

Plašienka, D., 2019: Linkage of the Manín and Klape units with the Pieniny Klippen Belt and Central Western Carpathians: balancing the ambiguity. Geol. Carpath., 70, 1, 35 – 61.

Polák, M., 1976. Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Belá. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 55 s.

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

Potfaj, M., Teťák, F. (eds.), Havrila, M., Filo, I., Pešková, I., Olšavský, M. a Vlačiky, M., 2014: Geologická mapa Bielych Karpát (južná časť) a Myjavskej pahorkatiny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Spišiak, J., Plašienka, D., Bučová, J., Mikuš, T. a Uher, P., 2011: Petrology and palaeotectonic setting of Cretaceous alkaline basaltic volcanism in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). Geol. Quart., 55, 1, 27 – 48.

Sýkora, M., 1975: Geologické pomery SZ časti Veľkej Fatry. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. paleont. PriF UK, 130 s.

Tappe, S., Foley, S. F., Jenner, G. A. a Kjarsgaard, B. A., 2005: Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS classification of igneous rocks: Rationale and Implications. J. Petrol., 46, 1 893 – 1 900 s.

Summary

The occurrence of magmatic rocks between the Podbranč village and Myjava town, north of the settlement Belanskovci, was documented on the ridge between the locality Kamenné vráta and the nameless elevation of 459 m above sea level. The documented fragments of igneus rocks were found in the middle of the gray spotted marly limestones of the Mraznica Formation.

Based on petrographic analysis, the studied sample is a mafic igneous rock, which is the product of solidification of basic intrusion into the host limestone environment.

The character and structure of the rock corresponds to the autoaltered subvolcanic basalt – dolerite, respectively diabase. Due to the intrusive relationships to the host limestone, it is possible to understand the rock as a lamprophyre. According to the classification criteria an ultramafic lamprophyre with affinity for damtjernite can also be considered. The estimated composition of the basic magma may correspond to the composition of basanite or potassium trachybasalt. This is a subjective petrographic estimate, however, as the terms used are related to the chemical composition of the rock and the studied rock bears significant features of syn-intrusive autoalteration.

Occurrences of fragments of identified magmatic rocks in the studied area are comparable with other occurrences in the area of the Pieniny Klippen Belt and Peri-klippen Zone, as well as in the Fatric Unit. The most common feature of these volcanic rocks in western Slovakia is the occurrence especially in the carbonate environment of the Lower Cretaceous (Fig. 4). In general, it can be stated, that the occurrences of the magmatic rocks described above are mainly related to “non-Oravic” units in the Pieniny Klippen Belt (the Drietoma and partly Klape units). Based on the petrographic description of the sample BK2 near Podbranč, it points to intrusive igneous rocks with assumed Middle Cretaceous age.

Rukopis doručený: 29. 6. 2020
Revidovaná verzia doručená: 19. 3. 2021
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 29. 4. 2021

Lunzské vrstvy hronika východnej časti Strážovských vrchov

Lunz Beds of the Hronicum in the eastern portion of the Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians, Slovakia)

Ondrej Pelech[1], Mário Olšavský[2], Dušan Laurinc[1], Júlia Kotulová[3], Vladimír Šimo[3] a Marika Mikudíková[1]

[1] Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, ondrej.pelech@geology.sk
[2] Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Zelená 5, 974 04 Banská Bystrica
[3] Ústav vied o Zemi, Slovenská akadémia vied, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava

© Autori 2020. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Táto práca sumarizuje poznatky získané pri štúdiu lunzských vrstiev v považskom príkrove a príkrove Ostrej Malenice hronika východnej časti Strážovských vrchov. Opiera sa predovšetkým o výsledky terénneho výskumu a geologického mapovania v oblasti Zliechovskej hornatiny a Nitrických vrchov. Skúmané horniny predstavujú hlavne zelenosivé alebo hrdzavé pieskovce, lokálne aj sivozelené siltovce alebo sivé bridlice. Pieskovce sú spravidla bezštruktúrne alebo laminované, doskovité až lavicovité. Na viacerých lokalitách boli pozorované zuhoľnatené rastlinné zvyšky, ichnotaxóny *Arenicolites* isp., *Phycodes* isp., *Planolites* isp. a *Thalassinoides* isp. a závalky siltovcov. Petrograficky pieskovce predstavujú sľudnaté subarkózy, živcové droby, menej arkózové droby a sublitarenity. Zistená odrazivosť vitrinitu 0,95 – 0,97 % Ro svedčí o pomerne vysokej diagenetickej premene lunzských vrstiev. Maximálna teplota, ktorej boli sedimenty vystavené, dosiahla 131 – 150 °C. Takéto podmienky boli pravdepodobne dosiahnuté počas tektonického pochovania vrstiev v rámci príkrovovej stavby a neskoršej subsidencie v dôsledku depozície naložených sedimentov kenozoických paniev.

Kľúčové slová: pieskovce, petrografia, ichnofosílie, odrazivosť vitrinitu, karn

Abstract. The presented work summarizes knowledge on the Lunz Beds in the Hronic Považie and Ostrá Malenica nappes of the eastern portion of the Strážovské vrchy Mts. It is based mainly on the results of field research and geological mapping in the area of the Zliechovská hornatina and Nitrické vrchy Mts. The studied rocks are mainly gray-green or brown sandstones, and locall gray-green siltstones or grey claystones. The sandstones are usually structureless (massive) or laminated, thin- to thick bedded. Contain coalified plant remains, ichnotaxa *Arenicolites* isp., *Phycodes* isp., *Planolites* isp. and *Thalassinoides* isp. and siltstone or claystone intraclasts. Petrographically, sandstones represent micaceous subarkose, lithic wacke, less often feldspathic (arkosic) wacke and sublitharenite. The observed vitrinite reflectance values 0.95–0.97 % Ro indicate a relatively high diagenetic transformation of the Lunz Beds, where the maximum temperatures reached 131–150 °C. Such conditions were probably achieved during the tectonic burial of the rocks within the nappe structure and later subsidence due to the deposition of superimposed (post-nappe) sediments of the Cenozoic basins.

Key words: sandstones, petrography, ichnofossils, vitrinite reflectance, Carnian

Úvod

Lunzské vrstvy sú v prevažne karbonátových súvrstviach stredného a vrchného triasu Západných Karpát významným oporným stratigrafickým horizontom a zároveň svojou náplňou cudzorodým elementom. Reprezentujú jeden zo siliciklastických vpádov do triasového šelfu s prevažne karbonátovou sedimentáciou počas tzv. karnskej krízy či karnského pluviálneho eventu (napr. Hornung et al., 2007; Dal Corso et al., 2020). Tieto sedimenty boli v pozornosti geológov od počiatku výskumov Západných Karpát (napr. Stur, 1868).

Za autora termínu lunzské vrstvy (*Lunzer Schichten*) definovaného vo Východných Alpách sa tradične považuje Lipold (in Foeterle, 1863 ex Tollmann, 1976; Bystrický in Andrusov a Samuel, 1985) v rukopisnej správe o geológii okolia Annabergu, Türnitzu a Lilienfeldu. [Ani v práci Tollmanna, 1976, ani Bystrického (in Andrusov a Samuel, 1985) sa nenachádza korektná bibliografická citácia pôvodnej správy, podľa ktorej by ju bolo možné vyhľadať.] Heidinger (1863, s. 70 – 72) v súhrnnej správe v *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt* na základe referátu Lipolda uvádza, že „*Termínom lunzské vrstvy označil Lipold uhoľné vrstvy Álp, ktoré patria do vrchného triasu a vyznačujú sa odtlačkam*i *Pterophyllum longifolium, v prevrstveniach vápnitých bridlíc pri Türnitzi obsahujú Ammonites floridus.*“ Presnejšie popisy sa nachádzajú v neskoršej práci (Lipold, 1865).

Stratigraficky sa lunzský pieskovec v Severných Vápencových Alpách klasicky delí na 3 členy (Tollmann, 1976; Oberhauser, 1980): hlavný (lunzský) pieskovec (*Lunzer Hauptsandsetin*), lunzské bridlice (*Lunzer Schieferton*) a nadložný lunzský pieskovec (*Lunzer Hangendsandstein*). *Hlavný pieskovec* tvorí spodnú časť litostratigrafickej jednotky. Pozostáva zo sivého až hnedého pieskovca (živcová droba až arkóza). Ílovce a sliene vystupujú iba v malom množstve. Hrúbka hlavného pieskovca je 30 – 50 m a viac. *Lunzské bridlice* sa vyskytujú vo vyššej časti litostratigrafickej jednotky. Predstavujú hlavne bridličnatý pieskovec so sférosideritmi, rastlinnými zvyškami a uhlím. Bridlice

sú hlavne piesčité alebo prachovcové. Ílovce alebo ílovité bridlice sú zriedkavé. Hrúbka uhoľných slojov je veľmi premenlivá, najviac do 7 m. Táto časť litostratigrafickej jednotky sedimentovala v plytkovodnom až brakickom prostredí. Celková hrúbka bridlíc sa pohybuje do 50 m. *Nadložný pieskovec* tvorí vrchnú časť litostratigrafickej jednotky a predstavuje ho striedanie pieskovcov a bridlíc. Dosahuje hrúbku niekoľko prvých metrov až prvé desiatky metrov. Predstavuje návrat k morskej sedimentácii. Havrila et al. (2019) navrhuje toto členenie používať aj v Západných Karpatoch. Tollmann (1985) zaraďuje do lunzskej „skupiny" (*Die Lunzer Schichtgurppe*) aj ďalšie litostratigrafické jednotky: trachycerasové vrstvy a reingrabenské bridlice s morskou faunou a lunzský pieskovec vo vrchnej časti. Litostratigrafická klasifikácia lunzských vrstiev nie je ustálená v Alpách ani Západných Karpatoch. Väčšina zahraničných prác síce používa termín *formation* (súvrstvie) (*Lunz Formation*, napr. Hornung et al., 2007; Aubrecht et al., 2017; Kohút et al., 2018), ale iba neformálne. V slovenčine (napr. Pulec, 1965; Mello et al., 2005; Havrila et al., 2019) alebo v nemčine (napr. Piller et al., 2004) je zaužívaný termín vrstvy (*Lunzer Schichten*, *Lunz Beds*), ktorý je konvenčne použitý aj v tejto práci. Možno však konštatovať, že litostratigrafická jednotka prakticky spĺňa kritériá na zaradenie do kategórie súvrstvie (jednotka, ktorá sa dá zmapovať a rozdeliť na viac členov). Je však nutná formalizácia a na použitie alpského termínu azda aj korelácia medzi typovou lokalitou a Západnými Karpatmi.

Podrobný historický prehľad výskumu lunzských vrstiev v Západných Karpatoch uvádzajú Havrila et al. (2019). Detailnejším sedimentárno-petrografickým výskumom lunzských vrstiev v oblasti Západných Karpát sa zaoberalo len niekoľko prác (Pulec, 1959; Marschalko a Pulec, 1967; Michalík et al., 1992; Pivko, 2007). Petrologickou analýzou ťažkých minerálov a zdrojovej oblasti tohto súvrstvia sa v poslednom čase zaoberali práce kolektívov Aubrecht et al. (2017) a Kohút et al. (2018). Obe zároveň datovali klastické zirkóny lunzských vrstiev s cieľom prispieť k identifikácii možnej zdrojovej oblasti.

Hrúbka lunzských vrstiev hronika je variabilná, najväčšia je v panvových vývojoch hronika. V oblasti Liptovského Hrádku dosahujú až 200 – 300 m (Marschalko in Bystrický, 1973). V oblasti vývojov karbonátových plošín (*sensu* Havrila, 2011) je ich hrúbka spravidla prvé desiatky metrov. Pre ich malú hrúbku a nedostatočné odkrytie v týchto oblastiach je ich výskum spravidla v úzadí.

Vek lunzských vrstiev v Západných Karpatoch je karn (presnejšie jul – tuval), zistený na základe makrofauny v spodnej časti litostratigrafickej jednotky (v reingrabenských bridliciach, wandauských a korytnických vápencoch), čiastočne na základe mikrofauny a sporomorf z hlavného a nadložného pieskovca a makroflóry z bridličnatých ílovcov s uhlím (pozri prehľad Havrilu et al., 2019). Na základe nálezov lastúrnikov *Palaeocardita* cf. *guembeli* (Pichler) a ramenonožcov *Spiriferina gregaria* Suess v reingrabenských bridliciach v oblasti Šípkova v Strážovských vrchoch je konštatovaný karnský vek (Kochanová a Pevný, 1984). Pulec (1965) na základe nálezov z reingrabenských bridlíc v bielovážskej panve Nízkych Tatier určil vek spodný jul. Z iných regiónov je vek doložený amonitovou (*Carnites floridus*; Kollárová-Andrusovová, 1967) a halobiovou faunou (*Halobia rugosa*, *Halobia comata* Bittner; Kochanová a Pevný, 1976) a palynomorfami (Planderová, 1980, 1986). Karnský vek bol potvrdený aj na základe výskytov foraminifer (Havrila et al., 2019).

Rádiometrické U-Pb vyhodnotenie najmladších detritických zirkónov z lunzských vrstiev z rôznych lokalít hronika Západných Karpát poukazuje na vek 221,2 ± 1,6 mil. r. (Kohút et al., 2018). V súčasnosti by tento vek mal zodpovedať stupňu norik (napr. Lucas, 2013), no kalibrácia triasových stupňov zatiaľ nie je veľmi presná.

Táto práca podáva nové informácie o litologicko-petrografickom charaktere lunzských vrstiev hronika vo východnej časti Strážovských vrchov, získané počas geologického mapovania regiónu Strážovské vrchy-východná časť (Kováčik et al., 2019; Hraško et al., 2020), teda v severovýchodnej časti geomorfologického celku Zliechovská hornatina a v Nitrických vrchoch (obr. 1). Získané informácie sú doplnené o lokálne pozorované ichnofosílie a informáciu o odrazivosti vitrinitu z 2 lokalít.

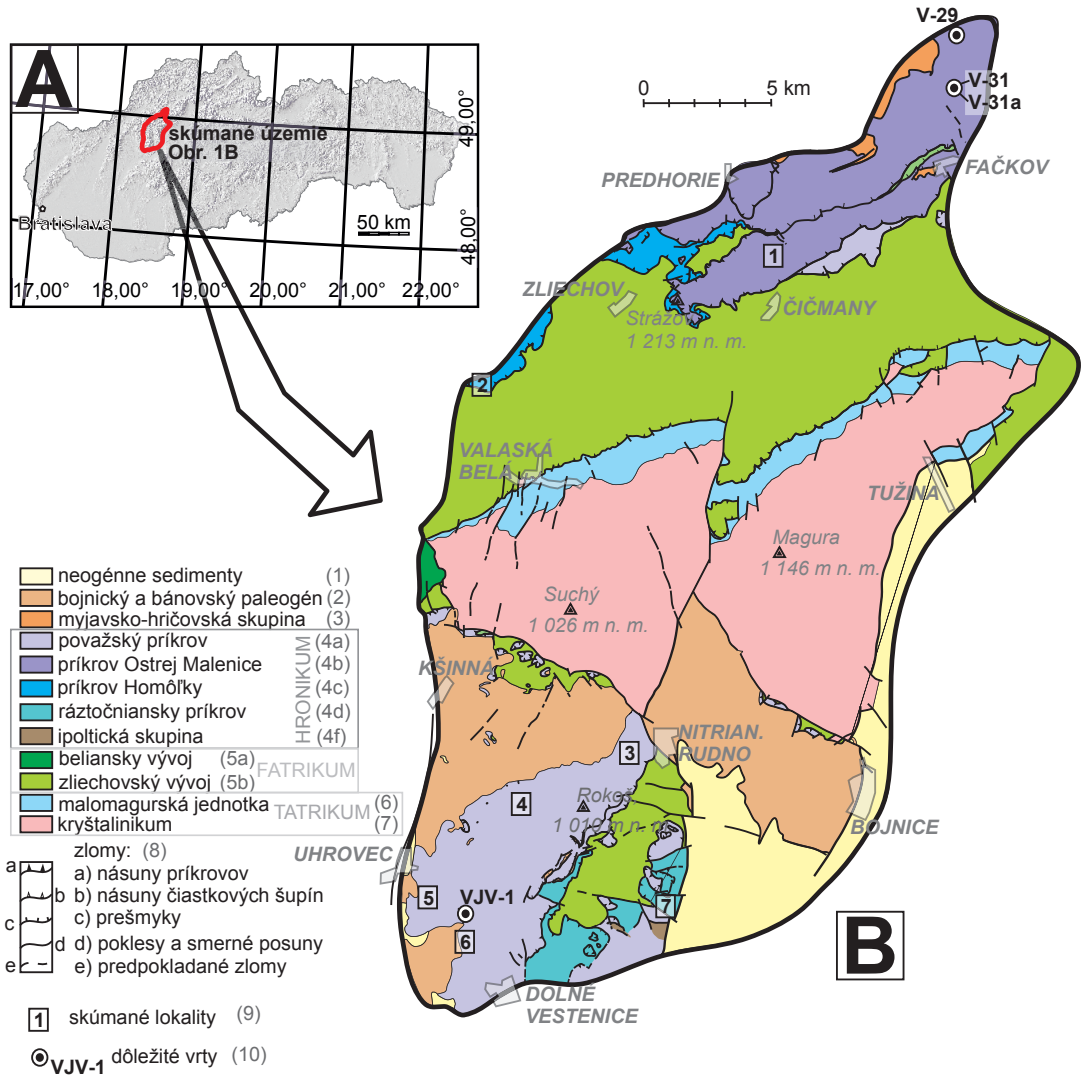
Východná časť Strážovských vrchov predstavuje viac-menej typický región jadrových pohorí Západných Karpát. Tvorí ho tatrikum, fatrikum, hronikum a mladšie popríkrovové paleogénne a neogénne sedimentárne panvy (Maheľ et al., 1982; Maheľ, 1985; Mello et al., 2005, 2011; Kováčik et al., 2019; Hraško et al., 2020). Skúmané vzorky pochádzajú z tektonickej jednotky hronika (obr. 1B), kde vystupujú v rámci plytkovodných, resp. platformných sledov považského príkrovu (lok. 1 a 3 – 5, vrty V-29, V-31, V-31a, VJV-1), čiastočne aj z príkrovu Ostrej Malenice. Kvôli informácii uvádzame aj opisy z bazálnej časti príkrovu Homôľky (lok. 2), kde lunzské vrstvy dosahujú väčšiu hrúbku. Tie však neboli predmetom práce.

Metodika

Táto práca sa opiera o výsledky terénneho geologického mapovania štandardnými metódami. Nedostatočné odkrytie neumožňovalo štúdium lunzských vrstiev v odkryvoch alebo sledoch „vrstva po vrstve". Predkladaná práca sa preto opiera o bodové analýzy z viacerých lokalít. Pri terénnych prácach sa odoberali vzorky pieskovcov na petrografickú analýzu, analýzu odrazivosti vitrinitu a predbežnú identikáciu fragmentov ichnofosílií.

Petrografická modálna analýza sa realizovala na 6 výbrusoch bodovým integrátorom Eltinor 4. Počítalo sa podľa možnosti 500 krokov. Počítal sa obsah základnej hmoty (matrix), cementu (hlavne tmel), kremeňa (monokryštalický a polykryštalický), živcov (draselné živce a plagioklasy), klastických sľúd (muskovit, biotit), litických úlomkov (sedimentárne, metamorfované, magmatické a vulkanické), akcesórií (zirkón, turmalín, apatit, rutil, glaukonit, granát a i.) a fosílnych organických zvyškov. Na základe výsledkov modálnej analýzy boli sedimenty klasifikované podľa práce Pettijohna et al. (1972) a boli stanovené ich petrofaciálne parametre. Na základe petrografických kritérií bola stanovená aj tektonická pozícia zdrojovej oblasti v zmysle Dickinsona (1985).

Na analýzu odrazivosti vitrinitu boli 3 vzorky pieskovcov narezané kolmo na vrstvovitosť a zaliate do epo-



Obr. 1. Poloha skúmaného územia: A) – poloha v rámci Slovenska, B) – poloha skúmaných lokalít v rámci východnej časti Strážovských vrchov.

Fig. 1. Location of the investigated area: A) – location within Slovakia, B) – location within the eastern part of the Strážovské vrchy Mts. 1 – Neogene sediments; 2 – Inner Carpathian Paleogene (Bojnice and Bánovce Paleogene); 3 – Myjava-Hričov Group; 4 – Hronicum: 4a – Považie Nappe, 4b – Ostrá Malenica Nappe, 4c – Homôľka Nappe, 4d – Ráztočno Nappe, 4f – Ipoltica Group; 5 – Fatricum: 5a – Belá sucession, 5b – Zliechov sucession; 6 – Tatric Mesozoic cover sequence; 7 – Tatric crystalline basement rocks; 8 – Faults: 8a – Major nappe thrust, 8b – Secondary nappe thrust sheets, 8c – Reverse faults, 8d – Normal and strike-slip faults, 8e – Assumed faults; 9 – Studied localities (for further information see Tab. 1); 10 – important boreholes.

xidovej živice. V ďalších krokoch z nich boli podľa normy ISO-7404-2 (2009) pripravené leštené výbrusy, ktoré boli v mikroskope podrobené organickej petrografii a analýze odrazivosti vitrinitu. Na analýzu odrazivosti vitrinitu (% Ro) bol použitý mikroskop s mikrofotometrom Leitz MPV 2 Compact vybavený objektívom na olejovú imerziu (50 ×). Merania sa vykonávali v súlade s medzinárodnými normami ISO 7404-5 (2009) a ASTM D7708-14 (2015). Analýzy boli urobené v Ústave vied o Zemi SAV v Bratislave. Výsledky sú prezentované ako priemerné hodnoty náhodnej odrazivosti (*random reflectance*, % Ro). Hodnoty jednotlivých meraní svetelnej odrazivosti sú spracované štatisticky. Vypočítaný priemer svetelnej odrazivosti a štandardná odchýlka sú pre danú vzorku reprezentačné a použiteľné na interpretáciu v kontexte s geotektonickou situáciou v mieste odobratia vzorky.

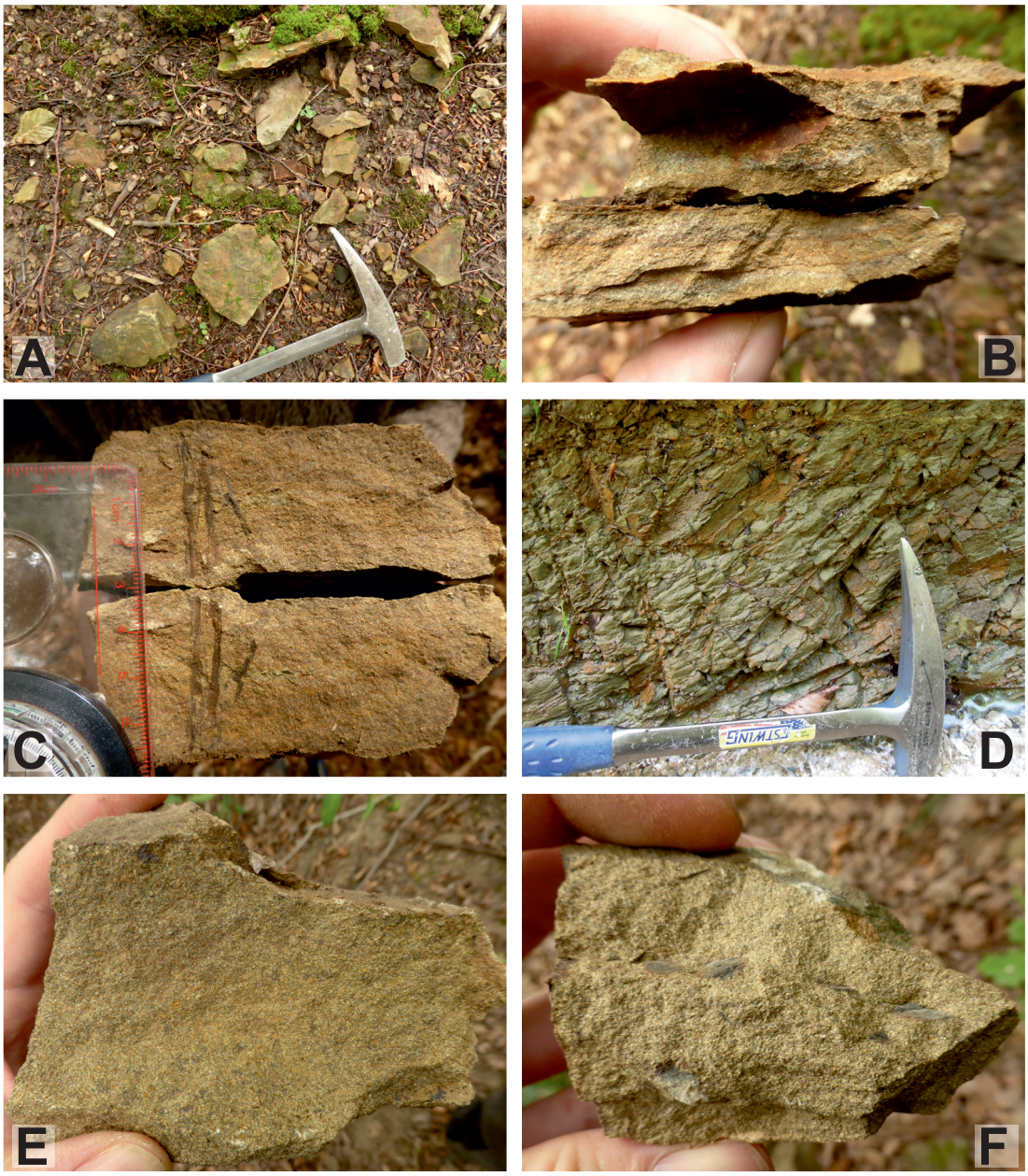
Výsledky

V severnej časti Zliechovskej hornatiny boli lunzské vrstvy považského príkrovu a príkrovu Ostrej Malenice pozorované len lokálne. Tvoria plošne nevýznamné výskyty, zvyčajne tenké (decimetre, prvé metre) a niekoľko desiatok metrov dlhé šošovkovité telesá medzi podložným wettersteinským a nadložným hlavným dolomitom.

Litologicky ide o zelenosivé a hrdzavé pieskovce, lokálne aj sivozelené siltovce (obr. 2). Pieskovce sú spravidla masívne (bezštruktúrne) alebo laminované. Lokálne sa v nich vyskytovali bližšie neidentifikovateľné rastlinné zvyšky (obr. 2C). Významnejší odkryv sivozelených siltovcov hrubý asi 3 – 4 m, miestami s okrovými nátekmi, vystupuje v zárezе lesnej cesty jv. od sedla Samostrel (lok. 1, obr. 2D). Rozpad siltovcov znemožňoval bližšie pozorovanie sedimentárnych textúr. V ložiskových vrtoch V-29,

Tab. 1. Lokalizácia študovaných vzoriek, lokalít a vrtov.
Tab. 1. Location of the studied samples, localities and boreholes/wells.

Číslo lok. v obr. 1/ Local. no. in Fig.1	Dokumentačný bod / Site	Geografický popis / Locality description	Litológia / Lithology	X (dĺžka, E) / Longitude	Y (šírka, N) / Latitude	Poznámka / Note
1	**OP41/MO53**	jv. od sedla Samostrel, výmoľ v lesnej ceste / SE of Samostrel seddle	siltovce až bridlice / siltstone to shale	18,5112290	48,9754540	dokumentovaný odkryv / outcrop
	OP356	jv. svah kóty 830 Vrábľová, Čierna dolina, Čičmany / SE slope of elevation point Vrábľová (830 m a.s.l.) Čierna dolina	pieskovce / sandstone	18,5102096	48,9709772	voľná sutina (vzorka petrografia) / loose debris (petrography sample)
2	**OP757**	výmole v lesnej ceste západne od lazu Hírešovci, Valaská Belá / erosional rill in a forest road west of Hírešovci settlement	pieskovce / sandstone	18,3588140	48,9156170	dokumentovaný odkryv / outcrop
3	**OP375**	masív kóty 715 Nitrianske Rudno / elevation point 715 m a.s.l. massif, Nitrianske Rudno	pieskovce / sandstone	18,4510420	48,7862770	voľná sutina (vzorka petrografia) / loose debris (petrography sample)
	OP380	masív kóty 715 Nitrianske Rudno / elevation point 715 m a.s.l. massif, Nitrianske Rudno	pieskovce / sandstone	18,4509201	48,7875003	voľná sutina (vzorka petrografia) / loose debris (petrography sample)
	OP382	masív kóty 715 Nitrianske Rudno / elevation point 715 m a.s.l. massif, Nitrianske Rudno	pieskovce / sandstone	18,4466953	48,7848601	voľná sutina (vzorka petrografia) / loose debris (petrography sample)
4	**OP696**	bezmenná dolina, v. od lok. Patrovec, Uhrovské Podhr. / nemelles valley E of loc. Patrovec, E of Uhrovské Podhradie	pieskovce / sandstone	18,3926413	48,7638355	voľná sutina (odraznosť vitrinitu, sedimentol.) / loose debris (sedimentology, vitrinite reflectance, c.f. Andrusov, 1941, 1950)
5	**OP718 (MO1153, L370)**	zárez cesty sz. od lok. Drabanová, medzi Látkovcami a Uhrovcom / road cut NW of loc. Drabanová, between Látkovce and Uhrovec	pieskovce / sandstone	18,3492759	48,7293461	dokumentovaný odkr. (sedimentológia a petrografia) / outcrop Sedimentol., petrogr.)
6	**L366A, B**	v. od lok. E Brieštie, j. od kóty 450 Ploštiny, Dolné Vestenice / E of locallity Brieštie, S of elevation point Ploštiny 450 m a.s.l.	pieskovce / sandstone	18,3714210	48,7217480	voľná sutina (vzorka petrografia) / loose debris (petrography sample)
7	**MO889**	Triebnik, v. od Nitrianskych Sučian / locality Triebnik, E of Nitrianske Sučany	pieskovce / sandstone	18,4822530	48,7342140	voľná sutina (vzorka petrografia) / loose debris (petrography sample)
VJV-1	**VJV-1**	hydrogeologický vrt jv. od areálu na Jankovom vŕšku / hydrogeological well SE from Jankov vŕšok	pieskovce a bridlice / sandstone and shale	18,370192	48,737721	
V-29	**V-29**	ložiskový vrt / exploration borehole for dolomite	bridlice v prevahe nad pieskovcami / shales predominating over sandstones	18,600377	49,05671	
V-31, V-31a	**V-31, V-31a**	ložiskový vrt / exploration borehole for dolomite	sivé bridlice / grey shales	18,587778	49,038247	

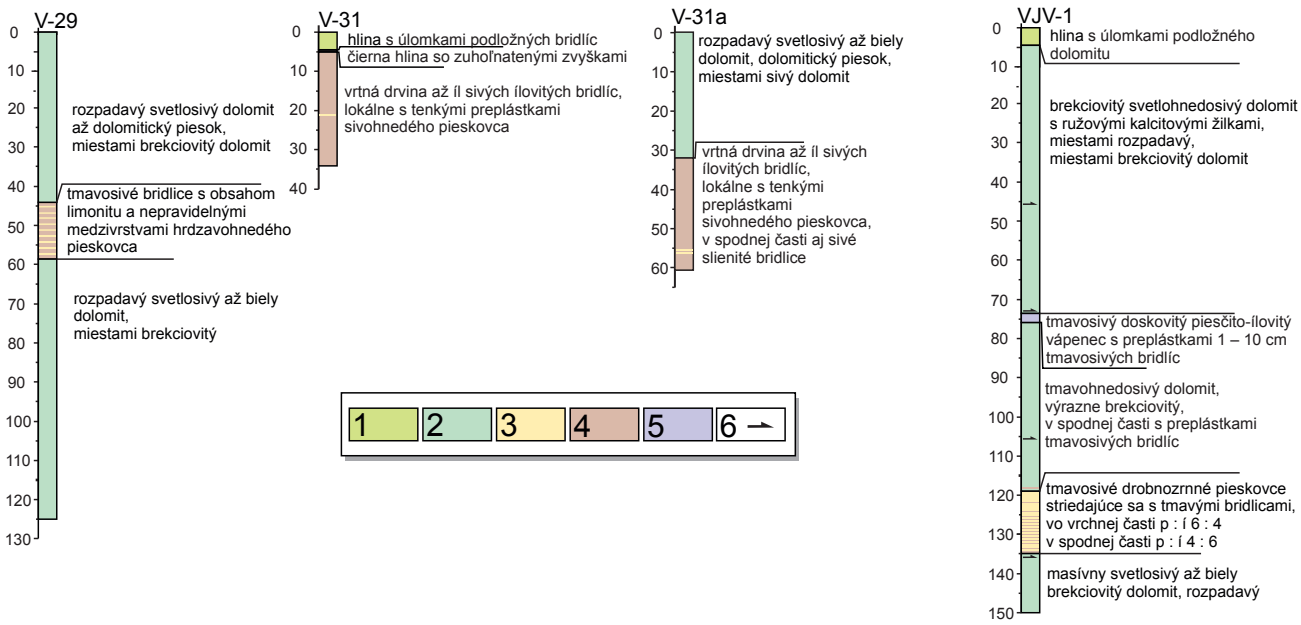


Obr. 2. A – C) Lunzské vrstvy v severnej časti Zliechovskej hornatiny: A) typická forma vystupovania lunzských vrstiev – sutina pieskovcov s typickou hnedooranžovou patinou, B) laminácia v pieskovci, zvýraznená nátekmi oxidov Fe, C) pieskovec s rastlinnými zvyškami (lok. 1, na sever od Čičmian, sedielko pri k. Vrábľová); D) detail odkryvu v sivozelených siltovcoch, lesná cesta v doline jv. od sedla Samostrel (lok. 1); E – F) lunzské pieskovce z oblasti Nitrických vrchov: E) dobre vytriedený pieskovec, lok. Stráň, F) pieskovec s fragmentmi organickej hmoty (?uhlie), Nitrianske Sučany.

Fig. 2. A – C) Lunz Beds in the northern part of the Zliechovská hornatina. A) Sandstone rock debris with typical orange-brown weathering, B) laminated sandstone, C) sandstone with plant fragments (locality 1, N of Čičmany, mountain saddle near Vrábľová elevation point), D) detailed view of grey-green siltstone outcrop, forest road in the valley SE of Samostrel saddle (locality 1); E – F) Lunz sandstones from the Nitrické vrchy Mts., E) well-sorted sandstone at the locality Stráň. F) sandstone with fragments of organic matter (?coal), Nitrianske Sučany.

V-31 a V-31a (obr. 3; Šalagová a Hasch, 1969) v oblasti Suchej doliny (kataster obce Malé Lednice) boli navŕtané sedimenty lunzských vrstiev s nepravou hrúbkou od 13,4 do 25 m. Podľa dostupných opisov vrtných jadier boli sedimenty prevažne ílovité, pieskovce vystupovali iba zriedkavo. Z daných opisov nie je jasné, či môže ísť o reingrabenské bridlice alebo bridličnaté sedimenty vrchnej časti lunzského pieskovca. Na základe regionálnych súvislostí však považujeme za pravdepodobnejší druhý variant. Vrt V-31 zachytil v hĺbke 5 – 4,5 m pod kvartérnymi sedimentmi a v nadloží sedimentov lunzských vrstiev aj tmavosivé bituminózne hliny so zuhoľnatenými zvyškami. Ich príslušnosť k lunzským vrstvám však nie je istá, môže ísť aj o mladšie, pliocénne alebo kvartérne sedimenty.

Do skúmaného regiónu obmedzene zasahuje aj teleso príkrovu Homôľky s bazénovým sledom stredného triasu a väčšou hrúbkou lunzských vrstiev dosahujúcou 100 a viac metrov (porovnaj Maheľ et al., 1982 a Mello et al., 2005). Vyskytujú sa napr. pri laze Hírešovci sz. od Valaskej Belej (obr. 1, lok. 2). Lunzské vrstvy v tomto priestore tvoria



Obr. 3. Litologické profily vrtov V-29, V-31, V-31a a VJV-1, ktoré v skúmanej oblasti prenikli cez lunzské vrstvy (zostavené podľa podkladov: Šalagová a Hasch, 1969; Tupý, 1986; lokalizácia na obr. 1 a v tab. 1): 1 – kvartérne sedimenty, nečlenené; 2 – nečlenené dolomity; 3 – pieskovce; 4 – ílovce a ílovité bridlice; 5 – vápence; 6 – tektonické poruchy. Lunzské vrstvy – litológia 3 a 4.

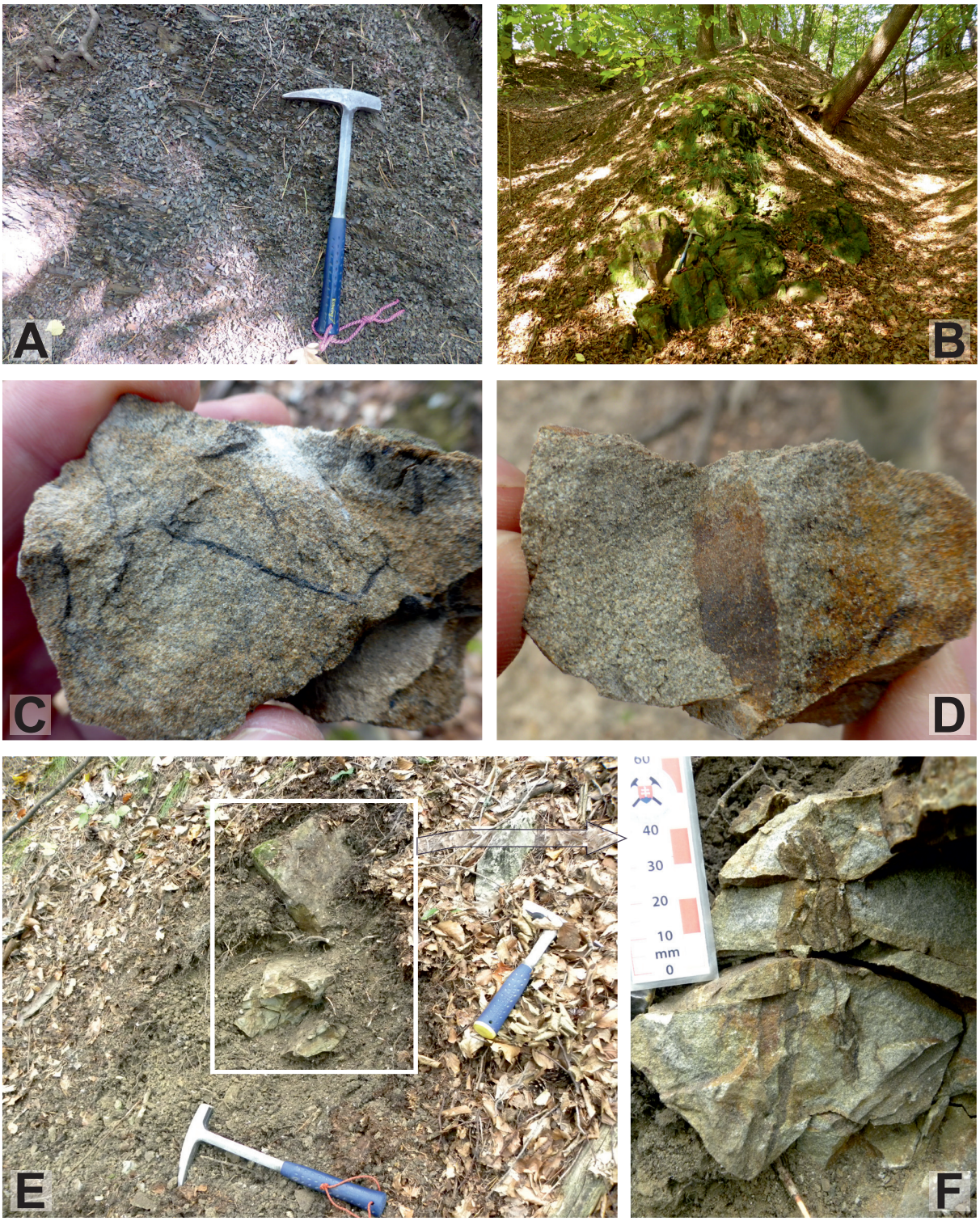
Fig. 3. Lithological profiles of boreholes/wells V-29, V-31, V-31a and VJV-1 which penetrated Lunz Beds (compiled according to unpublished material of Šalagová and Hasch, 1969; Tupý, 1986; location in Fig. 1 and Tab. 1): 1 – Quaternary sediments undivided; 2 – undivided dolomitic rocks; 3 – sandstones; 4 – claystone or clayey shale; 5 – limestone; 6 – faults. Lunz Beds are represented by lithology 3 and 4.

bázu príkrovu Homôľky ležiacu v nadloží zvrásneného porubského súvrstvia fatrika. V nadloží lunzských vrstiev tu vystupujú sivé oponické vápence a sivý hlavný dolomit. Na skúmanej lokalite lunzské vrstvy vystupovali vo forme sutiny tvorenej masívnym (bezštruktúrnym) zelenosivým kremenným pieskovcom. Lunzské vrstvy príkrovu Homôľky však nie sú predmetom tejto práce a neboli podrobnejšie skúmané.

Na základe poznatkov z geologického mapovania vieme, že výskyty lunzských vrstiev v považskom príkrove v Nitrických vrchoch obsahujú najmä zelenosivé až zelené pieskovce (obr. 2E – F a 4). Na navetranom povrchu sú zväčša hnedé alebo hrdzavé. Vytvárali nekontinuálne šošovky v nadloží wettersteinských dolomitov a podloží hlavného dolomitu hrubé zvyčajne niekoľko prvých metrov, najviac 15 m. Súvislejšie výskyty v takejto pozícii sú zriedkavé. Nachádzajú sa napr. západne od Nitrianskeho Rudna v sv. ramene masívu Košútovej skaly, kde podľa priebehu ležia takmer plocho. Ďalší takýto výskyt sa nachádza južne (lok. 5 Drabanová) a východne od Uhrovca s nesúvislým priebehom do Uhrovského Podhradia, kde sa výskyty lunzských vrstiev končia v doline so sv.-jz. orientáciou medzi masívmi Patrovec a Srnia (lok. 4). Na tejto lokalite v lunzských vrstvách bola dávnejšie dokumentovaná aj (pre Západné Karpaty) neobvyklá akumulácia uhlia v podobe šošoviek hrubých max. 1 m (Andrusov, 1941, str. 23; Andrusov, 1950, str. 4).

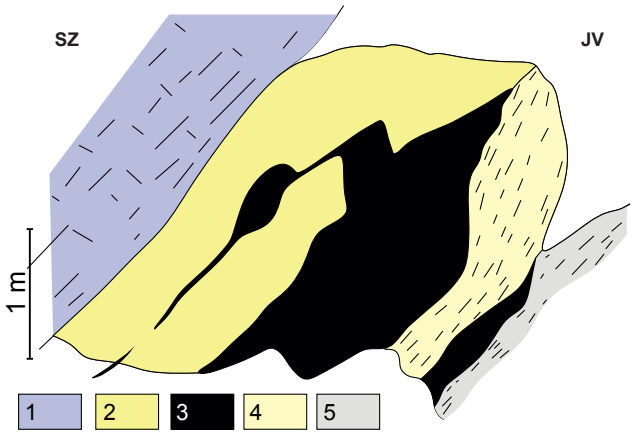
Niektoré fragmentárne výskyty pieskovcov lunzských vrstiev na povrchu nezapadajú do obvyklého stratigrafického kontextu. Napríklad medzi hradom Uhrovec a Veľkými Zrubiskami ležia v tektonickom podloží strážovských vápencov, štruktúrne vyššej šupiny, a v nadloží wettersteinských dolomitov tvoriacich ich normálne stratigrafické podložie. Nepochybne najväčší rozsah dosahujú na lokalite východne od Nitrianskych Sučian (Kopanice, Triebnik), kde bezprostredne asociujú zrejme s hlavným dolomitom a môžu patriť k štruktúrne nižšiemu telesu ráztočnianskeho príkrovu s hlbokovodným strednotriasovým sledom. Vo viacerých prípadoch sú silne tektonicky porušené tak, že hornina už reprezentuje rauvaky. Pieskovce lunzských vrstiev tu tvoria aj väčšie úlomky a bloky vo svahoch. Sivozelené siltovce až ílovce (resp. bridlice) vystupovali v skúmanom území iba v zanedbateľnom množstve. Pravdepodobne reingrabenské bridlice sa nachádzajú ca 300 m na JZ od bývalého lomu v úzkej dolinke (Nitrianske Sučany, Triebnik). Prachovcové bridlice sivočiernej farby sa vyznačujú lístkovitým rozpadom (obr. 4A).

Striedanie pieskovcov a bridlíc bolo zachytené aj v hydrogeologickom vrte VJV-1 (obr. 3; Tupý, 1986) južne od Jankovho vŕška situovanom v jednej zo šupín považského príkrovu. Vystupujú v úseku 119 až 135 m v podobe striedania tmavosivých pieskovcov a tmavosivých až čiernych bridlíc. Tupý (1986) opisuje interval lunzských vrstiev takto: *„V intervale 119,00 – 134,80 m vystupujú tmavosivé drobnozrnné pieskovce, striedajúce sa vo vrstvičkách 1 – 6 cm hrubých s tmavosivými až čiernymi ílovitými (grafitickými) bridlicami. V hornej polovičke súvrstvia majú miernu prevahu pieskovce nad bridlicami v pomere 60 : 40. V spodnej polovičke súvrstvia prevažujú bridlice nad pieskovcami v pomere 60:40. Veľkosť sklonu vrstevných plôch je prevažne 60 – 90° (údaj málo spoľahlivý pre nízky výnos jadra). Hornina je porušená veľmi početnými, rôzne orientovanými puklinami. Pozdĺž puklín a vrstevných plôch sa hornina rozpadáva väčšinou na ostrohranné úlomky*



Obr. 4. A) Drobná sutina bridlíc, pravdepodobne reingrabenské bridlice, Nitrianske Sučany; B) zriedkavý odkryv v pieskovcoch lunzských vrstiev, Nitrianske Sučany; C) zuhoľnatené fragmenty v pieskovci, sv. rameno kóty Košútova skala 300 m na SV od vrcholovej k. 715; D) Lunzský pieskovec s typickými železitými nátekmi, oblasť južne od kóty Ploštiny (kóta 450,2); E) pohľad na dnešné vystupovanie lunzských pieskovcov vsv. od Uhrovského Podhradia (lok. 4), odkopaný, pravdepodobne voľný blok vo svahu; F) detail pieskovca so stopami pripomínajúcimi koreňový systém rastlín.

Fig. 4. A) Small fragments of shale debris, probably representing Reingraben shales, Nitrianske Sučany; B) rare outcrop of sandstones of the Lunz Beds, Nitrianske Sučany; C) coalified plant fragments in sandstone, ridge NE of Košútova skala, 300 m NE from the elevation point (715 m a. s. l.); D) Lunz sandstone with typical Fe-oxides, south of elevation point Ploštiny (450,2 m a. s. l.); E) view of today's exposure of the Lunz sandstones, ENE from Uhrovské Podhradie (loc. no. 4), view of loose block found in the slope debris; F) detail of sandstone with traces resembling a plant root system.



Obr. 5. Výskyt lunzských vrstiev s uhlím, ako ho zdokumentoval Andrusov (1950): 1 – hlavný dolomit; 2 – žlté a biele pieskovce; 3 – uhlie; 4 – pieskovce a bridlice; 5 – sivé ílovce s rastlinnými zvyškami.

Fig. 5. Occurrence of Lunz Beds with coal documented by Andrusov (1950): 1 – hauptdolomit (main dolomite); 2 – yellow and white sandstones; 3 – coal; 4 – sandstones and shales; 5 – gray claystones with plant remains.

veľkosti do 5 cm v priemere. Veľmi zriedkavé sú celistvé úseky jadra 5 – 15 cm." Na základe opisu vrtného jadra možno zhodnotiť, že pravdepodobne zachytil nadložné pieskovce lunzských vrstiev.

Pri geologickom mapovaní v skúmanom regióne tvorenom považským príkrovom a príkrovom Ostrej Malenice, kde je zachovaná hrúbka súvrstvia najviac prvé desiatky metrov a absentujú lepšie odkryvy, nie je možné študovať súvislejší profil súvrstvia. Zároveň mapovanie zo sutiny vo väčšine lokalít neumožňuje spoľahlivo rozlišovať jednotlivé členy lunzského pieskovca.

Lokalita 4
Uhrovské Podhradie, bezmenná dolina jv. od lokality Patrovec

Severovýchodne od Uhrovského Podhradia v bezmennej doline jv. od lokality Patrovec vystupujú výskyty lunzských vrstiev v podloží sivých laminovaných dolomitov hlavného dolomitu a podložných sivobielych dolomitov wettersteinského súvrstvia. Na základe dostupných informácií usudzujeme, že v 40. rokoch 20. storočia opísal z tejto lokality D. Andrusov výskyty uhlia (Andrusov, 1941, 1950). Podľa jeho zachovaných nákresov (obr. 5) ide o niekoľko šošoviek s hrúbkou do 1 m. Nachádzajú sa uprostred tmavých bridlíc s prevrstveniami pieskovcov, ktoré obsahujú zvyšky koreňových systémov a stoniek *Equisetites arenaceous* (Brgt.). Súčasné odkrytie neumožňuje pozorovanie lunzských vrstiev v odkryvoch. V sutine však bolo možné pozorovať množstvo fosílnych stôp, ktorých opisy sú uvedené v ďalšej kapitole. Našli sa aj zuhoľnatené stopy pripomínajúce koreňový systém (obr. 4E – F). Tieto nálezy sa však nenašli v odkryve *in situ*, preto ich autochtónnosť nemožno potvrdiť ani vyvrátiť. Možno však usudzovať, že ak boli transportované, tento transport nemohol byť dlhý. Havrila et al. (2019) zaraďujú tento výskyt k „bridličnatým ílovcom s uhlím", teda k lunzským bridliciam, neformálnemu členu vyššej časti lunzského pieskovca. Prítomnosť uhlia naznačuje plytkovodné až brakické prostredie vzniku týchto sedimentov.

Fosílne stopy

Niekoľko desiatok fragmentov fosílnych stôp pochádzajúcich zo sutiny na lokalite 4 pri Uhrovskom Podhradí indikuje ich relatívne častý výskyt v tomto priestore. Orientácia chodieb vzhľadom na vrstvovitosť je nejasná pre nekompletné fragmentárne nálezy, čo značne komplikuje ich presnejšie zaradenie ku konkrétnym ichnotaxónom. V opise stôp je vysvetlená možná afiliácia k jednotlivým ichnorodom, ako aj ich predpokladaná orientácia vzhľadom na vrstvovitosť.

Arenicolites Salter, 1857 (obr. 6A – F)

Arenicolites isp.

Ide o sústavu dvoch paralelných chodieb v pravdepodobne šikmej až vertikálnej pozícii. Sediment medzi ramenami chodieb nie je prepracovaný. Chodby sú bez steny, s priemerom od 4 do 7 mm, priemer chodby sa mení. Fragmenty chodieb dosahujú dĺžku od 33 do 80 mm. Povrch výplne chodieb je hladký. Výplň nenesie žiadne znaky prepracovania sedimentu. Zrejme ide o pasívnu výplň pôvodne otvorených chodieb. Na povrchu chodieb sú občas viditeľné jemné striácie a zvlnenia, ktoré sú orientované šikmo až kolmo na os chodieb. Tieto striácie zrejme kopírujú charakter pasívnej výplne (obr. 6A) alebo deformáciu výplne chodby kompakciou sedimentu (obr. 6B). Longitudinálne striácie sú zrejme bioglyfy (obr. 6F). Hrúbka paralelných chodieb je pomerne robustná a vzdialenosť medzi nimi je minimálna (priestor medzi chodbami dosahuje iba 2 mm). V niektorých úsekoch sa chodby dotýkajú, čo nie je práve charakteristické pre ichnorod *Arenicolites*. Zakončenie paralelných ramien do štruktúry v tvare U typické pre *Arenicolites* sa nenašlo. Longitudinálne výrazné striácie boli opísané pri ichnodruhu *Arenicolites longistriatus* (Rindsberg a Kopaska-Merkel, 2005). Voľný priestor medzi ramenami je úzky, z čoho sa dá predpokladať, že nemusí ísť o stopu *Arenicolites*, ale o fragment *Phycodes*.

Arenicolites sa vyskytuje v dynamickom prostredí sedimentácie (tempestity, migrujúci sediment barov a dún). Masový výskyt *Arenicolites* s nízkou ichnodiverzitou môže naznačovať oportunistické spoločenstvo a stresové podmienky (Bradshaw, 2010).

Obsiahlejšia morfologická diverzita tohto ichnodruhu je obsiahnutá v práci Knausta (2017).

Phycodes Richter, 1850

Phycodes isp. (obr. 6E)

Ide o sústavu paralelných chodieb, ktoré sa vetvia pod ostrým uhlom. Susedné paralelné chodby sa výrazne dotýkajú. Povrch chodieb je hladký. Priemer chodieb dosahuje od 4 do 8 mm. Chodby sú umiestnené vo zväzkoch vo dvojiciach a trojiciach, s častým rozvetvovaním v ostrom uhle. Systém paralelných chodieb v tvare vejára môže pripomínať koreňový systém.

Systematika tejto stopy je otázna, morfológiu viacerí autori porovnávajú so stopou *Arthrophycus* (Seilacher, 2007; Uchman, 1998). *Phycodes* je interpretovaný ako štruktúra prežierania sedimentu (Fillion a Pickerill, 1990). V paleozoických sedimentoch sa nachádza v plytkovodnom prostredí, v mezozoických a kenozoických sedimentoch v hlbokovodnom prostredí (Hanken et al., 2016). *Phycodes* sa uvádza aj z plytkovodných epikontitentálnych karbonátov spodného *muschelkalku* z Nemecka (Knaust, 2007).

Pôvodca týchto stôp mohol byť väčší organizmus s červovitým telom alebo morský kôrovec (Knaust, 2007).

Planolites Nicholson, 1873

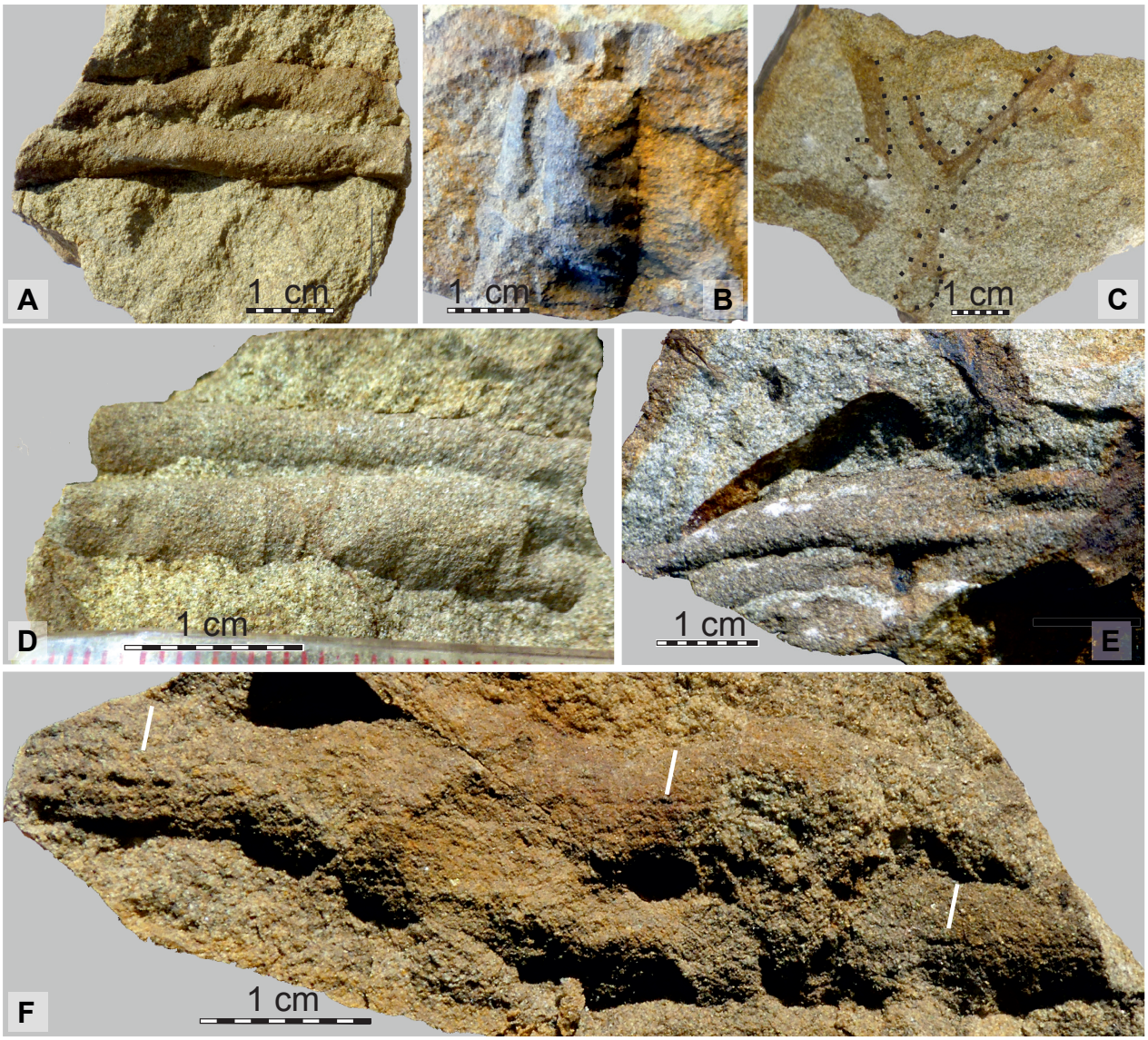
Planolites isp.

Jednoduché nevetviace sa chodby s priemerom do 7 mm s nevýraznou jemnou stenou boli určené ako *Planolites* isp. Akokoľvek môže ísť o fragment už spomenutých nájdených stôp. Aktívna výplň planolitov nie je štruktúrovaná. Jednoduchá morfológia tejto stopy je dôvodom na jej široký stratigrafický a faciálny výskyt.

Thalassinoides Ehrenberg, 1944

Thalassinoides isp. (obr. 6C)

Vetvenie chodieb thalasinoidných stôp je pod výrazným uhlom. Chodby tak tvoria vetvenie v tvare T alebo Y. Priemer chodieb je od 2 do 5 mm. Dĺžka chodieb je fragmentárna, len do niekoľko centimetrov. Steny majú výraznú hnedú farbu po zvyškoch organického pôvodu. Tradične sa ako pôvodcovia tejto stopy uvádzajú morské kôrovce, ktoré sa nachádzajú aj *in situ* vo fosílnych záznamoch thalasinoidných stôp (Hyžný, 2011). *Thalassinoides* je typický pre plytkomorské prostredia (pobrežia, delty) vrátane



Obr. 6. A) Stopa *Arenicolites* isp.; B) stopa *Arenicolites* isp. s viditeľnou priečnou segmentáciou; C) *Thalassinoides* isp.; D) stopa *Arenicolites* isp.; E) chodby typu *Phycodes*; F) chodby (?*Arenicolites* isp.) s výraznými longitudinálnymi bioglyfmi alebo časť podzemnej či nadzemnej časti prasličky(?) (nodálne línie nie sú zachované).

Fig. 6. A) *Arenicolites* isp. trace fossil; B) *Arenicolites* isp.; C) *Thalassinoides* isp.; D) *Arenicolites* isp.; E) burrows of *Phycodes* type; F) burrows (?*Arenicolites* isp.) with pronounced longitudinal bioglyphs or above-ground or below-ground part of horsetail(?) (nodal lines not preserved).

brakických prostredí. Je ale typický aj pre hlbokovodné prostredia pod bázou vlnenia pre turbiditné aj karbonátové prostredia (Knaust, 2017).

Na základe početných nálezov flóry z lunzských vrstiev [prevažne nahosemenné rastliny (benetity, cykasy, ginká), menej paprade a prasličky (Dobruskina, 1998; Pott et al., 2008a, b; Andrusov, 1950)] nie je vylúčená možnosť, že niektoré opísané fosílne stopy môžu predstavovať zvyšky koreňových systémov rastlín (napr. obr. 4F, 6C a F), prípadne fragmenty nadzemných častí rastlín (napr. stonky prasličiek?, obr. 6B a F). Na spresnenie identifikácie týchto fosílnych zvyškov sú však potrebné ďalšie nálezy.

Tieto potenciálne rastlinné zvyšky obsahujú len veľmi málo zuhoľnatenej organickej hmoty, prípadne žiadnu, čo poukazuje na ich rozklad v prostredí s prístupom kyslíka. Sú zachované prevažne vo forme jadier a skulptúrovaných jadier s častými nátekmi oxidov a hydroxidov železa na ich povrchu.

Lokalita 5
Drabanová, zárez cesty medzi Uhrovcom a Látkovcami

V záreze cesty medzi Látkovcami a Uhrovcom (lok. Drabanová, obr. 1, tab. 1) lunzské vrstvy vystupujú v tenkej šošovke medzi sedimentmi podložného wettersteinského a nadložného hlavného dolomitu (obr. 7). Ich prerušovaný výskyt pokračuje sz. smerom do oblasti Ostrého vrchu, Hlohovej doliny a Hornej bukoviny (súkromná zvernica – Striebornica) a ďalej prechádza do uvedenej lokality 5. Wettersteinský dolomit predstavuje sivobiely, prevažne masívny až brekciovitý dolomit. Hlavný dolomit je tmavší, niekedy hnedastý, lavicovitý, bezštruktúrny alebo laminovaný.

Pieskovce lunzských vrstiev na tejto lokalite sú prevažne masívne (bezštruktúrne), silne zvetrané. Majú zelenosivé, tmavosivé až oranžové sfarbenie. Miestami sú laminované. Pozdĺž štruktúr laminácie sú rozpadavé. Na lokalite sa hojne vyskytovali závalky ílovcov a siltovcov sivej a sivozelenej, zriedkavo červenej farby (obr. 7C a D). Závalky mali rozmery od 1 do 10 cm, boli zaoblené aj ostrohranné, často bohaté na sľudu. Pieskovce zaraďujeme k hlavnému pieskovcu lunzských vrstiev.

Petrografia pieskovcov lunzských vrstiev

Lunzské pieskovce hronika sú všeobecne jemnozrnné až hrubozrnné. Najčastejšie sú masívne (bezštruktúrne) alebo s náznakom laminácie zvýraznenej sekundárnymi povlakmi železa (obr. 2B a E, 4D). Tvoria lavicovité alebo doskovité vrstvy. Vzhľadom na svoj objem majú relatívne vyššiu objemovú hmotnosť. Povrch väčšinou pokrýva tmavohnedá až tmavosivá patina. Čerstvé vzorky sú zvyčajne žltohnedej farby. Zvetrané vzorky sú často značne porézne, pri čerstvých vzorkách je prítomnosť pórov výrazne nižšia. Príčinou je pravdepodobne zvetrávanie živcov. Zvetrané vzorky sú výraznej okrovej, žltohnedej až oranžovej farby. Takéto zvetrané vzorky sú makroskopicky podobné jemnozrnným pieskovcom paleogénneho veku.

Petrograficky sú podľa klasifikácie Pettijohna et al. (1972) lunzské pieskovce definované ako výrazne sľudnaté subarkózy, živcové droby, menej arkózové droby a sublitarenity (obr. 8 a 9). Pieskovce sú veľmi jemnozrnné až strednozrnné, prevažne dobre vytriedené a len slabo opracované. Dominujú slabo až mierne opracované, prevažne dobre vytriedené klasty monokryštalického (44,3 % – priemer) a polykryštalického kremeňa (14 % – priemer). Obsah kryptokryštalických kremeňov – silicitov (rohovcov) – bol zanedbateľný (do 0,5 %).

Zo živcov prevládali draselné živce (6,2 % – priemer) nad klastami plagioklasov (2,9 %). Ich obsah v pieskovcoch bol pravdepodobne redukovaný zvetrávaním. Bežné boli rôzne stupne alterácie – premien klastov živcov. Najčastejšie dochádzalo k sericitizácii, menej saussuritizácii a perthitizácii.

Podstatnú časť pieskovcov tvoril klastický biotit (8,5 % – priemer) a muskovit (5 %). Na biotitoch pozorujeme rôzny stupeň alterácie, hlavne baueritizáciu (odmiešavanie Mg a Fe za vzniku vybieleného biotitu) a chloritizáciu. V medzizrnovom priestore boli prítomné drobné lišty, pravdepodobne novotvoreného biotitu. Tento biotit je v zmysle Dickinsona (1985) chápaný ako pseudomatrix. Glaukonity neboli v pieskovcoch prítomné.

Z litických úlomkov boli akcesoricky prítomne úlomky klastických sedimentárnych hornín (siltovce, pelity) a magmatických, resp. vulkanických úlomkov (felzity – kyslé vulkanity, bázické vulkanity, menej granity). Úlomky metamorfitov boli veľmi ojedinelé. Úplne absentuje karbonátový detrit.

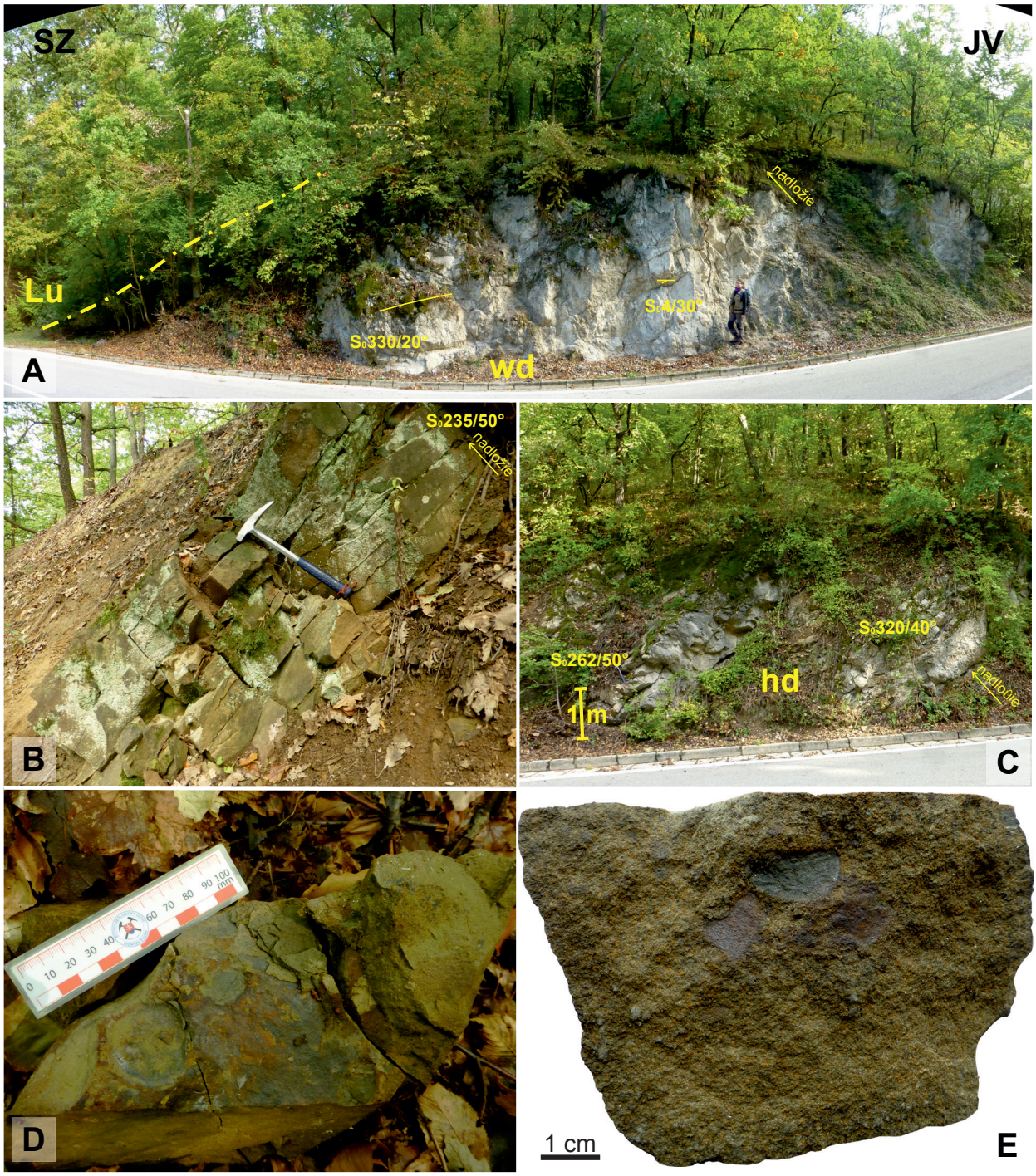
Akcesorické ťažké minerály boli zastúpené hlavne detritickým zirkónom/monazitom a turmalínom, ojedinele apatitom a rutilom.

Fosílne organické zvyšky, okrem jednej výnimky, sa v pieskovcoch nevyskytovali. Zo vzorky L 366B (lokalita 6, tab. 1, obr. 1) opísala D. Boorová (osobná komunikácia, 2020) nálezy dierkavca *Trochammina almtalensis* Koehn – Zaninetti, ktorá má hlavne steny schránky, menej výrazne komôrky, vyplnené minerálmi Fe. V oblasti Západných Karpát sa tento dierkavec najčastejšie vyskytuje v karne – réte (Salaj et al., 1983). Boli zaznamenané aj nodosaridné foraminifery (?*Dentalina* sp.).

Karbonátový tmel v lunzských pieskovcoch hronika pozorovaný nebol. Základnú hmotu tvorili drobné agregáty kremeňa a zmes ílových minerálov spolu s novotvoreným, často chloritizovaným biotitom. Priemerný obsah základnej hmoty sa pohyboval okolo 14,5 %, čo je hranica medzi arenitom a drobou.

Charakteristiky študovaných pieskovcov lunzských vrstiev:

- úplná absencia karbonátového cementu,
- ojedinelé alebo absentujúce výskyty morskej mikroči makrofauny,
- úplná absencia úlomkov karbonátov a čiastočne aj metamorfovaných hornín,
- tmavosivá až sivohnedá patina a výrazná porozita zvetraných vzoriek,
- výrazné obohatenie o sľudy,
- čerstvé vzorky sú kompaktné a s relatívne vysokou objemovou hmotnosťou.



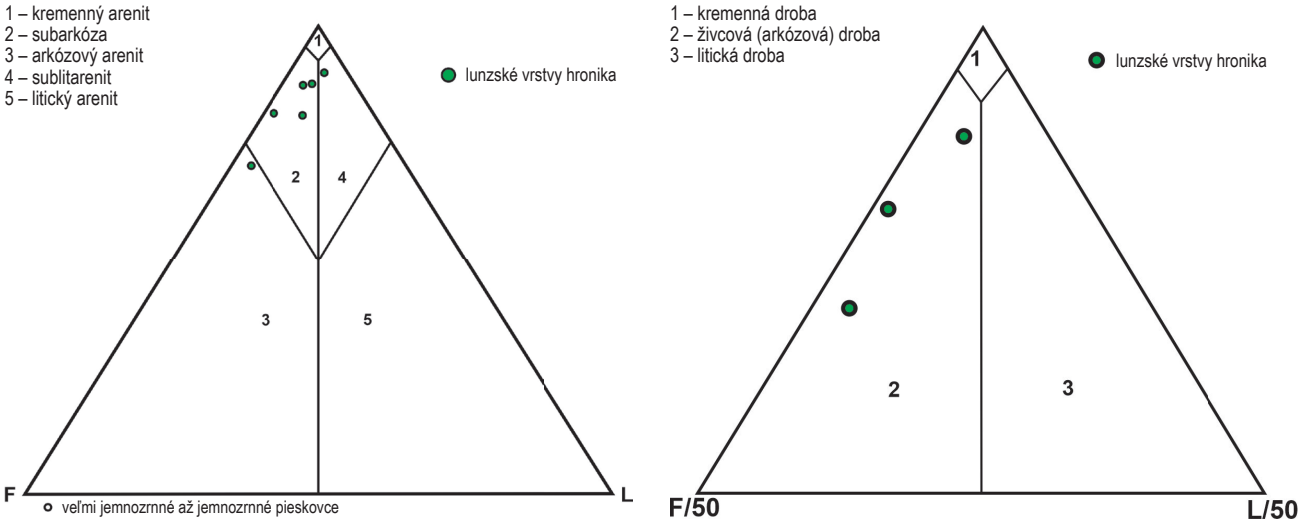
Obr. 7. A) Zárez cesty na lokalite 5 s vyznačeným kontaktom wettersteinského dolomitu (wd) a lunzských vrstiev (Lu); B) zasutinený odkryv pieskovcov lunzských vrstiev, jeden z mála odkryvov lunzských vrstiev v regióne; C) hlavný dolomit (hd) v nadloží pieskovcov; D) skupina väčších zaoblených závalkov sivozelených ílovcov; E) pieskovec so závalkami siltovcov rôznej farby.

Fig. 7. A) Road cut at the locallity 5 with marked contact of Wetterstein dolomite (wd) and Lunz Beds (Lu); B) outcrop of sandstones of the Lunz Beds, partly covered by rock debris, one of the few outcrops of this formation in the region; C) hauptdolomit (main dolomite) (hd) above the sandstone; D) group of larger rounded gray-green claystone intraclasts; E) sandstone with siltstone intraclasts of various colours.

Porovnanie so staršími prácami

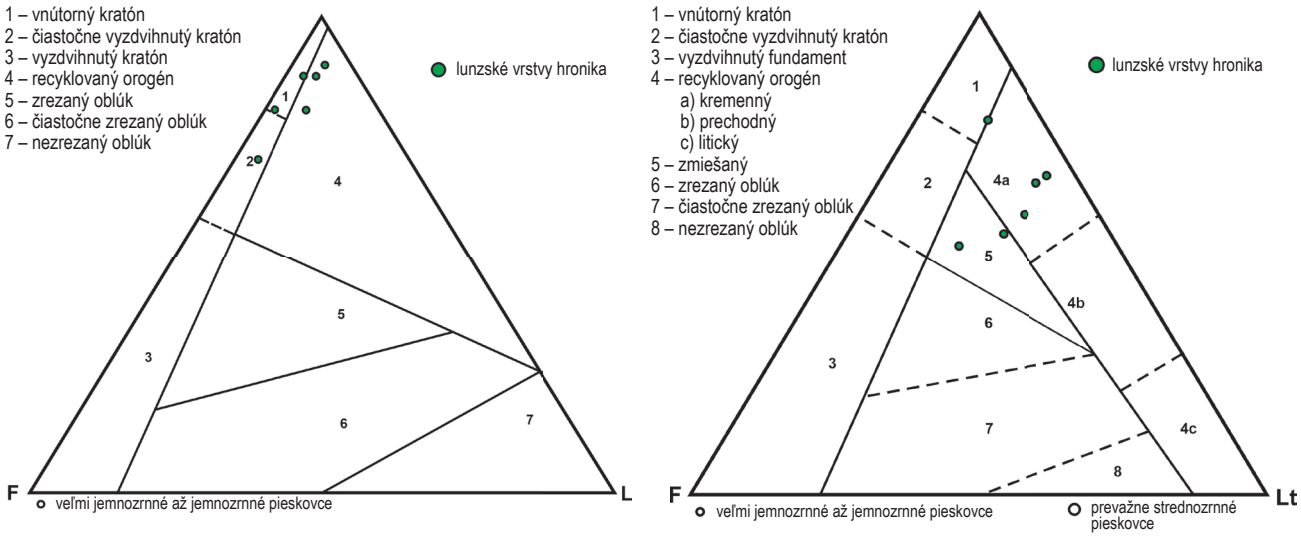
V práci Marschalko a Pulec (1967) autori použili odlišnú metodiku určenia modálneho zloženia pieskovcov. Minerálne zloženie pieskovcov rozdelili na tri skupiny (Q – monokryštalické a polykryštalické kremene + silicity/rohovce; M – úlomky metamorfovaných hornín + sľudy; F – plagioklasy a draselné živce + úlomky magmatických hornín). Toto členenie nekorešponduje s použitou metodikou (Pettijohn et al., 1972; Dickinson, 1985). Porovnanie týchto výsledkov s našimi je preto obmedzené. Spoločné zaradenie živcov a úlomkov magmatických a vulkanických hornín do jednej skupiny výrazne skresľovalo klasifikáciu pieskovcov. Čo však možno porovnávať s našimi výsledkami, je pomerne vysoký podiel kremeňa v lunzskom pieskovci, ca 71 %. Väčšinou to zodpovedá aj nami zistenému podielu. Naše výsledky korešpondujú s poznatkami Michalíka et al. (1992) z lunzských vrstiev zachytených vrtom DV-1 Dobrá Voda.

V práci Aubrecht et al. (2017) autori opísali modálne zloženie lunzských pieskovcov hronika naprieč Slovenskom. Podrobnejšie sa venovali jednotlivým litickým úlomkom (pelity, vulkanity, silicity, arenity, karbonáty a i.), no modálne nerozlišovali typy kremeňov, živcov a sľúd. Vo všeobecnosti mali nimi (Aubrecht et al., l. c.) analyzované pieskovce nízky obsah kremeňa, do 48 %. Tomu zodpovedali len vzorky L-366A a B (lokalita 6). V ostatných vzorkách je obsah kremeňa výrazne vyšší. Ďalším rozdielom je obsah klastov živcov v pieskovcoch. Autori citovanej práce považujú až ¼ klastov pieskovcov za klasty živcov. V našom prípade, s výnimkou vzoriek L 366A a B (živce 12,5



Obr. 8. QFL klasifikačný diagram vzoriek arenitov a drobových pieskovcov (upravené podľa Pettijohna et al., 1972). Tri vzorky – OP 718, L 366A a L 366B – podľa obsahu základnej hmoty boli na rozhraní arenitov a drôb, preto sú znázornené v oboch diagramoch.

Fig. 8. QFL classification diagram of arenite and wacke sandstone samples (adapted from Pettijohn et al., 1972). Three samples of OP 718, L 366A and L 366B with matrix content were at the transition between arenites and wackes, therefore they are shown in both diagrams.



Obr. 9. Diskriminačné diagramy QFL a QmFLt, určujúce zdrojovú oblasť pieskovcov lunzských vrstiev (upravené podľa Dickinsona, 1985).

Fig. 9. Discrimination diagrams QFL and QmFLt, determining the source area of Lunz sandstones (modified according to Dickinson, 1985).

– 17 %), obsah živcov v pieskovcoch nepresahoval 10 %. Zásadným rozdielom bol obsah klastických sľúd v pieskovci. V našom prípade sa obsah sľúd pohyboval od 7 do 20 %, zatiaľ čo v práci Aubrecht et al. (l. c.) autori uvádzajú obsah klastických sľúd len akcesoricky (do 2 %). Keďže ide prevažne o jemnozrnné pieskovce, je možné, že autori drobné lišty klastických sľúd počítali ako základnú hmotu. Zhodné sú údaje o absencii úlomkov karbonátov v pieskovcoch, kalcitového tmelu (cementu), ako aj občasnom obohatení o vulkanický materiál, prevažne felzity. V práci autori (Aubrecht et al., l. c.) opisujú časté zrná granitov, zatiaľ čo v našej práci boli opísané len sporadicky. Všetky pieskovce v ich práci boli jednoznačne klasifikované ako droby, v našej práci sa obsah základnej hmoty pohyboval na rozhraní arenitov až drôb.

Analýza odrazivosti vitrinitu

Pieskovce, v ktorých bolo možné pozorovať zvyšky organickej hmoty, boli podrobené organickej petrografii a analýze odrazivosti vitrinitu. Analyzovali sa 3 vzorky z 2 lokalít (OP380 a OP382 z lokality 3 a OP696 z lokality 4) z oblasti považského príkrovu hronika Nitrických vrchov (tab. 1, obr. 1).

Vzorka OP380 obsahovala len zanedbateľné množstvo organickej hmoty zastúpenej grafitom a inertinitom (fuzinitom). Analýza odrazivosti vitrinitu sa nerobila, pretože vo vzorke sa nenachádza vitrinit.

Vzorky OP382 a OP696 sú pieskovce, ktorých hlavnú masu tvorí slabo opracovaný detrit. Viac opracované zrná, podobne ako sľuda, sú prítomné v malom množstve.

Tab. 2. Modálne zloženie pieskovcov lunzských vrstiev.

Tab. 2. Modal composition of sandstones of Lunz Beds.

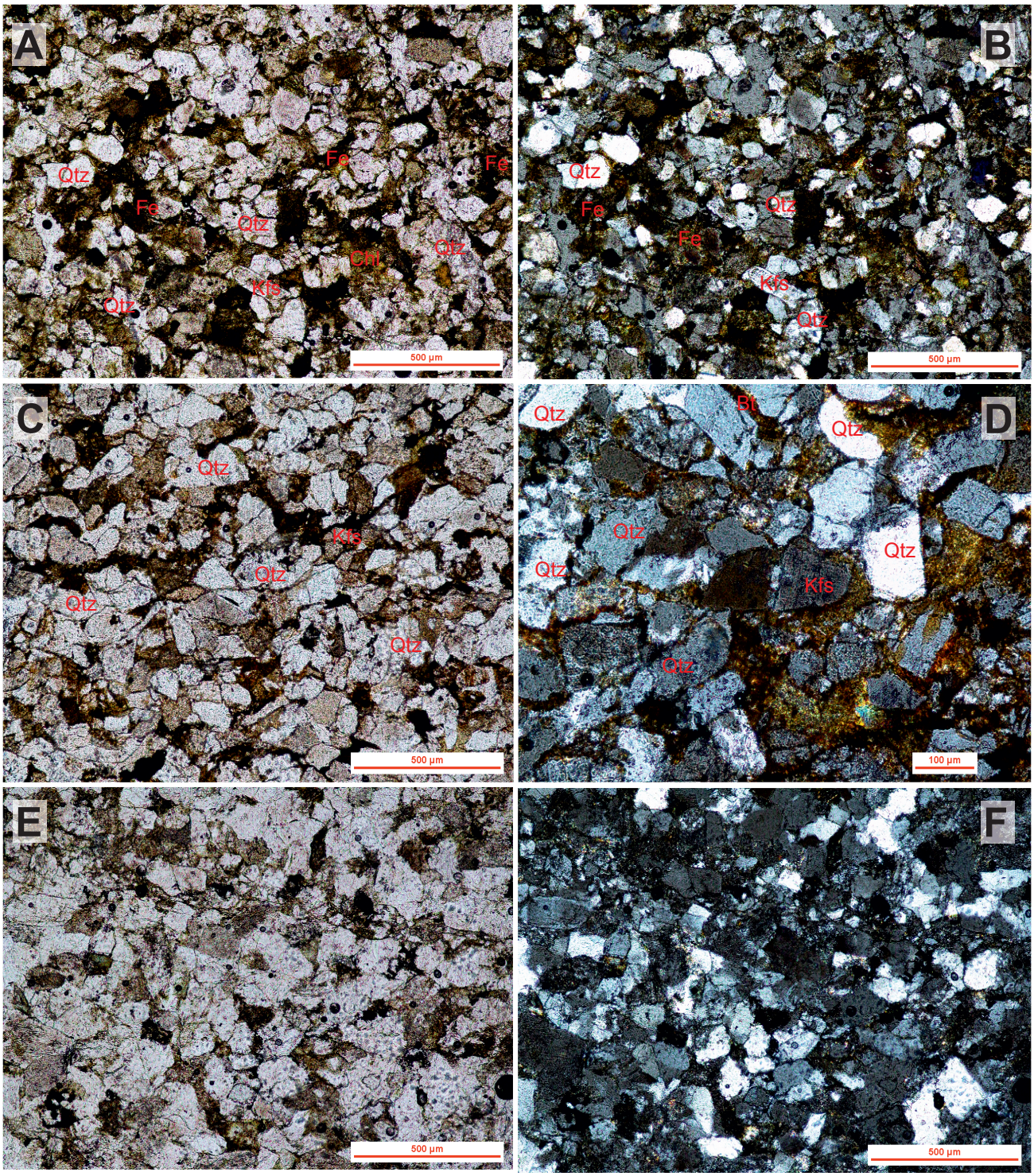
Vzorka / Sample	Qm	Qp	Silicit	Plg	Kfs	Ls	Lc	Lm	Lv	Ms	Bt	Akc	Fos	Gl	Mx	Cm
OP 356	42,32	14,97	0,60	2,79	6,39	3,99	0,00	0,00	1,60	3,99	9,98	0,40	0,00	0,00	12,97	0,00
OP 375	49,73	16,22	0,89	1,78	3,92	1,78	0,00	0,00	2,67	4,46	7,49	0,36	0,00	0,00	10,70	0,00
OP 378	52,43	17,54	0,75	1,49	2,24	2,43	0,00	0,00	2,43	2,24	4,66	0,75	0,00	0,00	13,06	0,00
L 366	37,89	18,08	0,00	2,99	9,59	0,00	0,00	0,00	0,94	6,29	9,43	0,63	0,00	0,00	14,15	0,00
L 366 B	33,33	11,82	0,00	6,78	10,08	0,00	0,00	0,39	1,55	7,36	12,60	1,16	0,39	0,00	14,53	0,00
MO 1153	50,58	5,11	0,82	1,32	4,94	1,32	0,00	0,00	0,99	5,44	6,59	1,32	0,00	0,00	21,58	0,00

Vysvetlivky: Qm – monokryštalický kremeň, Qp – polykryštalický kremeň, silicit – rohovec, chalcedón atď., Plg – plagioklas, Kfs – draselný živec, Ls – úlomky sedimentárnych hornín okrem karbonátov, Lc – úlomky karbonátových hornín, Lv – úlomky magmatických a vulkanických hornín, Lm – úlomky metamorfovaných hornín, Ms – klastický muskovit, Bt – klastický biotit, Akc – akcesorické ťažké minerály, Fos – organická fosílna zložka, Gl – glaukonit, Mx – základná hmota (matrix), Cm – cement (kalcitový tmel).
Explanations: Qm – monocrystalline quartz, Qp – polycrystalline quartz, chert, chalcedony, etc., Plg – plagioclase, Kfs – K-feldspar, Ls – fragments of sedimentary rocks except carbonates, Lc – fragments of carbonate rocks, Lv – plutonic and volcanic rock fragments, Lm – fragments of metamorphic rocks, Ms – clastic muscovite, Bt – clastic biotite, Akc – accessory heavy minerals, Fos – fossils, Gl – glauconite, Mx – matrix, Cm – calcite cement.

Tab. 3. Klasifikácia a základné štruktúrne a textúrne znaky pieskovcov lunzských vrstiev. Vysvetlivky skratiek: KRO – kremenný recyklovaný orogén, VK – vyzdvihnutý kratón, ZZO – zmiešaný zdroj.

Tab. 3. Classification and basic structural and textural features of Lunz sandstones. Abbreviations: KRO – quartzose recycled orogen, VK – exhumed craton, ZZO – mixed source.

	Klasifikácia	Zrnitosť	Vytriedenie	Opracovanie	Usmernenie	Špecifikum	Proveniencia
OP 356	subarkóza	veľmi jemnozrnná až jemnozrnná	dobré	slabé až mierne	bez	sľudnatá, pórovitá, bez tmelu	KRO
OP 375	subarkóza	jemnozrnná	dobré	slabé	bez	sľudnatá, bez tmelu, Fe povlak	KRO
OP 378	sublitarenit až litická droba	veľmi jemnozrnná až jemnozrnná	mierne	slabé až ostrohranné	bez	sľudnatá, bez tmelu, slabo porézna	KRO
OP 718	arkózová droba	jemnozrnná	dobré až veľmi dobré	slabé	mierne	sľudnatá, bez tmelu, laminovná, Fe povlak	VK až KRO
L 366 A	subarkóza/ arkózová droba	jemnozrnná až strednozrnná	dobré	slabé	slabé	sľudnatá, nevápnitá, slabo porézna	ZZO až KRO
L 366 B	arkózový arenit/ arkózová droba	jemnozrnný až strednozrnný	dobré	slabé	slabé	sľudnatá, nevápnitá, slabo porézna	ZZO



Obr. 10. Mikrofotografie výbrusov pieskovcov lunzských vrstiev hronika. Vzorky s charakteristickými povlakmi železa a biotitom. Vľavo fotografie s rovnobežnými nikolmi, vpravo skrížené nikoly. Qtz – kremeň, Fe – oxidy železa, Bt – biotit, Kfs – draselný živec, Chl – chlorit. A, B) vzorka OP356; C, D) vzorka OP375; E, F) vzorka OP378.

Fig. 10. Sandstone thin-sections photomicrographs of the Hronic Lunz Beds. Samples with charatcteristic Fe-coatings and biotite. Photomicrographs with parallel polarized light (left), crossed polarized light (right). Abbreviations: Qtz – quartz, Fe – iron oxides, Bt – biotite, Kfs – K-feldspar, Chl – chlorite. A, B) sample OP356; C, D) sample OP375; E, F) sample OP378.

Organickú hmotu zastupuje hlavne autochtónny vitrinit (tzv. *indigenous vitrininite*) stredne sivej farby a len veľmi vzácne sa v pieskovcoch nachádza grafit a fuzinit. Vitrinit zvyčajne zastupujú vretená s dĺžkou niekoľko desiatok až stoviek mikrónov, pričom ich šírka je maximálne 25 µm. Pri otáčaní stolíka bol pozorovaný veľmi slabý dvojodraz. Vo vitrinite boli identifikované aj o niečo tmavšie plôšky, ktoré svedčia o prítomnosti pletiva s vyšším obsahom vodíka (liptinitu). Framboidálny pyrit je prítomný len v malom množstve. Hornina je pomerne zvetraná, o čom svedčia aj sekundárne minerály (napr. limonitizovaný pyrit).

Svetelná odrazivosť vitrinitu

Priemerná odrazivosť vitrinitu vo vzorke OP382 je **0,95 % Ro** (štandardná odchýlka 0,06, počet meraní 172; obr. 12).

Priemerná draznosť vitrinitu vo vzorke OP696 je **0,97 % Ro** (štandardná odchýlka 0,05, počet meraní 45; obr. 13).

V okrajových častiach vzoriek, kde bola pozorovaná najvyššia intenzita zvetrania, boli zaznamenané aj o niečo vyššie hodnoty odrazivosti vitrinitu (> 1,1 % Ro). Je pravdepodobné, že vyššia odrazivosti môže byť v týchto prípadoch výsledkom čiastočnej oxidácie vitrinitu v hypergénnej zóne.

Interpretácia a diskusia odrazivosti vitrinitu

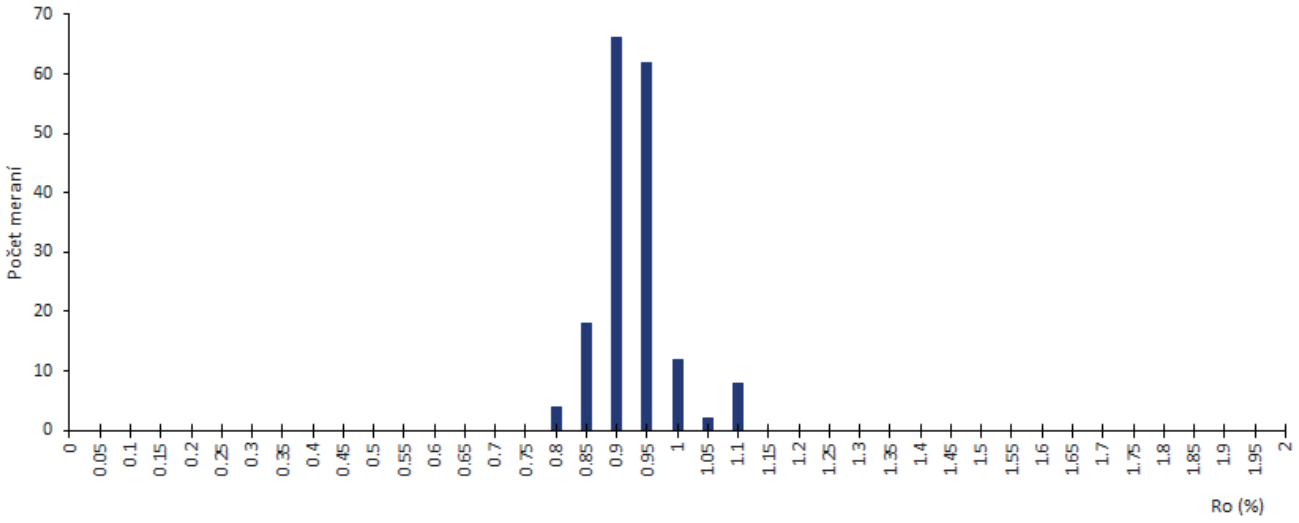
Pretože je v sedimentoch vzoriek OP382 (lokalita 3) a OP696 (lokalita 4) prítomný takmer výhradne vitrinit (prípadne vitrinit s terigénnym liptinitom), je možné konštatovať, že zdrojom sedimentov bolo okolie panvy. Dá sa predpokladať, že rastlinné zvyšky boli na miesto depozície prinášané aj povrchovými tokmi. V prípade lokality 4 (Uhrovské Podhradie) uhoľné šošovky, a hlavne zuhoľnatené zvyšky koreňových systémov priamo v lunzských pieskovcoch svedčia o sedimentácii suchozemských rastlín v prostredí paleorašelinísk.

Prítomnosť nižších rastlín v sedimente (rias zastúpených macerálom alginitom) vo všeobecnosti vypovedá o produktivite vodného prostredia samotnej panvy, ako aj o depozičnom prostredí a podmienkach uchovania tohto typu organickej hmoty. Absencia alginitu v študovaných sedimentoch môže svedčiť napríklad o: a) nízkej primárnej produkcii rias v panve, b) oxickom depozičnom prostredí, počas ktorého bol tento druh organickej hmoty úplne deštruovaný, c) extrabazénovom zdroji sedimentov, d) vyššej termálnej premene horniny.

Vo všetkých študovaných vzorkách sa nachádza aj malé množstvo macerálu fuzinitu. Tento typ organickej hmoty predstavuje recyklovanú, prípadne silne zoxidovanú organickú hmotu, ktorá: a) buď prekonala svoju termálnu históriu v niektorom z predchádzajúcich tektonicko-orogenických celkov a do analyzovaného sedimentu sa dostala po zvetraní starších hornín spolu s ostatným detritom, b) alebo vznikla počas požiarov horením biomasy, pričom sa do skúmaného sedimentu dostala v podobe popola, ktorý bol spláchnutý do sedimentárnej panvy spolu s detritom alebo priviaty vetrom.

Celkový veľmi nízky obsah organickej hmoty v študovaných pieskovcoch, ako aj prítomnosť zoxidovanej a/alebo recyklovanej hmoty môže svedčiť o depozičnom prostredí obsahujúcom voľný kyslík a/alebo nedostatku vegetačného pokryvu v zdrojovej a akumulačnej oblasti, alebo o hydrodynamickom separovaní organickej hmoty v procese transportu a ukladania sedimentu. Množstvo ichnofosílií nachádzajúcich sa v sedimentoch lunzských vrstiev (pozri kapitolu *Fosílne stopy*) indikuje saturáciu dnových vôd kyslíkom, ktorý umožňoval život organizmov osídľujúcich dno depozičného prostredia.

Analýza odrazivosti vitrinitu (% Ro) je hlavnou metódou na definovanie tepelnej zrelosti sedimentov. Progresívne zmeny v štruktúre vitrinitu sú nezvratné a úmerné hodnotám svetelnej odrazivosti, pričom analyzovaná odrazivosť vitrinitu zodpovedá najvyššej (maximálnej) teplote sedimentov dosiahnutej počas jedného či viacerých tektonicko-sedimentárnych cyklov. Tepelná premena organickej hmoty je smerodajná z hľadiska posúdenia stupňa preuhoľnenia a generovania uhľovodíkov.



Obr. 11. Histogram znázorňujúci distribúciu nameraných hodnôt odrazivosti vitrinitu vo vzorke OP382.

Fig. 11. Histogram showing the distribution of the measured vitrinite reflectance values in the sample OP382.

Z pohľadu uhoľnej klasifikácie sa analyzovaný vitrinit nachádza v čiernouhoľnom štádiu, v strednom štádiu preuhoľnenia (*ortho-bituminous medium-rank coals*, *International Classification of in-Seam Coals*, 1998). Z predchádzajúcich poznatkov je zrejmé, že uhlie, ktorého nálezy v rámci ojedinelých šošoviek opisuje Andrusov (1941, 1950; obr. 5), malo veľmi dobrú kvalitu, čo je pre oblasť Západných Karpát vzácne.

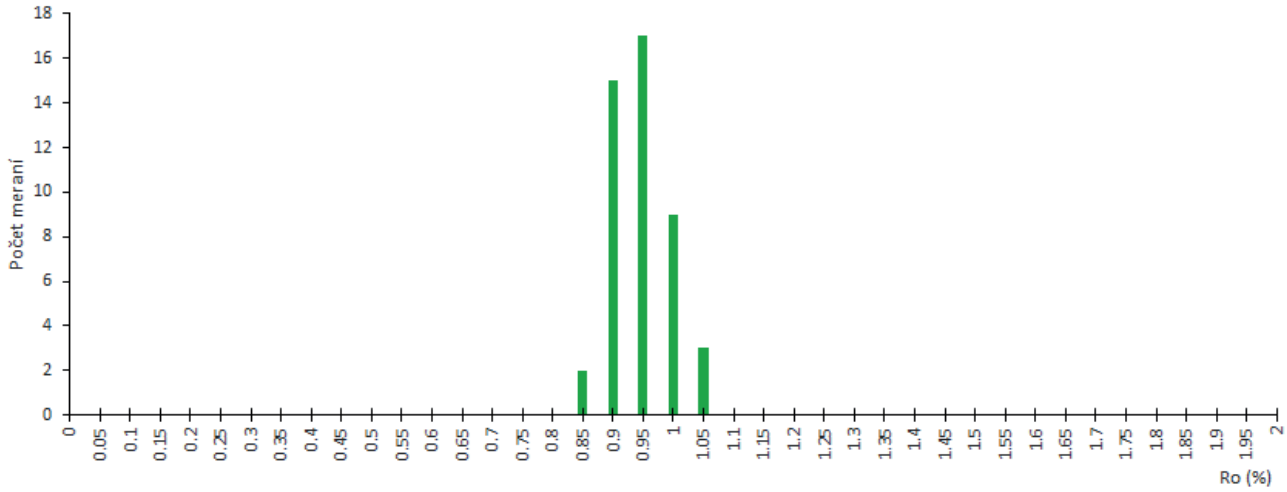
Organická hmota, zastúpená v skúmaných horninách temer výlučne vitrinitom (terestrický typ kerogénu), má z hľadiska uhľovodíkového potenciálu schopnosť generovať zemný plyn. Termálna premena kerogénu zodpovedá reliktnému, tzv. ranému štádiu generovania plynu (Dembicki, 2017). Na to, aby sa dalo konštatovať, koľko plynu bolo vygenerované, prípadne kedy, kde a či vôbec bol v minulosti plyn akumulovaný v potenciálnom ložisku, by bol potrebný väčší počet viacerých druhov analýz a geohistorické modelovanie.

Na základe vzťahu medzi odrazivosťou vitrinitu a teplotou (Barker a Pawlewicz, 1994) môžeme konštatovať, že maximálna teplota, ktorej boli študované sedimenty lunzských vrstiev vystavené, dosiahla 131 – 150 °C. Tieto výsledky sú v súlade s diagenetickými teplotami odvodenými z indexov zmeny farby konodontov (CAI; Gawlick et al., 2002; Havrila, 2011), ktoré konštatujú podobné hodnoty maximálnej teplotnej alterácie hornín považského príkrovu (do 140 °C). Predpokladáme, že uvedené diagenetické teploty nemuseli byť dosiahnuté počas evolúcie samotného bazénu hronika, ale až v štádiu tektonického pochovania v rámci príkrovovej stavby a prekrytia popríkrovovými kenozoickými sedimentmi (bánovský paleogén, neogénna výplň Bánovskej kotliny a Hornonitrianskej kotliny). V súčasnosti sa študované sedimenty nachádzajú na zemskom povrchu a analyzovaná odrazivosť vitrinitu, resp. diagenetická teplota hornín svedčí o ich výzdvihu z hĺbky zodpovedajúcej zaznamenanej teplote a geotermálnemu stupňu, ako aj o erózii nadložných hornín počas neoalpínskeho vývoja (po presune príkrovu).

Poznámky k depozičnému prostrediu

Havrila et al. (2019) vo svojej práci predložili schému znázorňujúcu plochý deltový vejár sedimentov reingrabenského a lunzského eventu, zahŕňajúci priestory tatrika, fatrika, veporika a hronika priliehajúci k stabilnému európskemu šelfu a generálne uklonený na J – JJV. Svoju interpretáciu založili na starších paleoprúdových meraniach (Marschalko a Pulec, 1967; Marschalko, 1978), svojich vlastných pozorovaniach a celom rade paleontologických, resp. paleoekologických poznatkov (o. i. výskyty uhlia a makroflóry), čiastočne aj na korelácii s Východnými Alpami (Tollmann, 1976, 1985). Kvôli úplnosti je nutné dodať, že podobnú interpretáciu lunzských vrstiev, ale iba stručne, uvádzajú aj Visscher a Van der Zwaan (1981) a ako o jednej z možných interpretácií o nej uvažuje aj Michalík (1994).

Zistenia našej práce, opierajúce sa o pozorovania v považskom príkrove a príkrove Ostrej Malenice východnej časti Strážovských vrchov, sú v súlade s interpretáciou Havrilu et al. (2019). Samotný výskyt siliciklastík lunzských vrstiev medzi dolomitovými komplexmi, ktoré sú skôr extrémne plytkovodné, lagunárne a lokálne (mimo študovaného regiónu) aj rifové (Bujnovský a Kochanová, 1973; Rüffer a Zühlke, 1995; Meister et al., 2013), neumožňuje interpretovať lunzské vrstvy s akumuláciou uhlia hrubé niekoľko málo metrov inak ako plytkovodné. Hlbokovodná „flyšoidná“ či turbiditná sedimentácia (Marschalko a Pulec, 1967) bola dokumentovaná iba v intraplatformných panvách (bielovážska a dobrovodská panva), ktoré však neboli predmetom tejto štúdie. Táto štúdia neprináša poznatky, ktoré by jednoznačne priblížili sedimentačné prostredie. Sporadické nálezy závalkov ílovcov a siltovcov však naznačujú autoerozívne procesy a transport prúdom. Prítomnosť stôp *Arenicolites*, *Thalassinoides* a *Phycodes* môže signalizovať plytkovodné prostredie. Prítomnosť domichnií naznačuje stabilizovaný tuhý substrát, v ktorom sa pôvodcovia stôp vedeli udržať v relatívne stálych úkrytoch chodieb a šachiet. Takýto



Obr. 12. Histogram znázorňujúci distribúciu nameraných hodnôt odrazivosti vitrinitu vo vzorke OP696.
Fig. 12. Histogram showing the distribution of the measured vitrinite reflectance values in the sample OP696.

typ stôp obsahoval dutý obývateľný priestor a mohol byť vytvorený iba v stabilizovanom substráte. Niektoré stopy ako *Planolites* boli vyplnené substrátom už v čase vzniku.

Záver

Lunzské vrstvy považského príkrovu a príkrovu Ostrej Malenice tektonickej jednotky hronika vo východnej časti Strážovských vrchov tvoria šošovkovité telesá hrubé najviac 30 m vystupujúce nad wettersteinským dolomitom a pod hlavným dolomitom. Vystupujú spravidla vo forme sutiny a odkryvy budujú veľmi zriedkavo. Podľa terénnych pozorovaní predstavujú hlavne zelenosivé bezštruktúrne pieskovce. Lokálne bola pozorovaná aj laminácia, závalky siltovcov, neidentifikovateľné zvyšky rastlinného pôvodu a niekoľko typov stôp (*Arenicolites* isp., *Phycodes* isp., *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp.). V skúmanom území lunzské vrstvy zastupoval hlavne pomerne redukovaný lunzský pieskovec, lokálne aj reingrabenské bridlice. Petrograficky predstavujú pieskovce (6 vzoriek) hlavne sľudnaté subarkózy a živcové droby, menej arkózové droby a sublitarenity. Sú pomerne bohaté na sľudu a nevápnité. Okrem zvyškov rastlín organický detrit absentuje. Sporadicky sa môžu vyskytovať preplavené zvyšky foraminifer. Chýbajú aj úlomky karbonátov a metamorfovaných hornín. Analýza odrazivosti vitrinitu 0,95 – 0,97 % Ro z 2 vzoriek v oblasti považského príkrovu hronika Nitrických vrchov poukazuje na to, že maximálna teplota, ktorej boli sedimenty lunzských vrstiev vystavené, dosiahla 131 – 150 °C.

Možno dodať, že lunzské vrstvy predstavujú veľmi užitočný markerový horizont oddeľujúci wettersteinské a hlavné dolomity. Ich výskyty pri geologickom mapovaní výrazne uľahčujú správne geografické vymedzenie inak nezriedka problematicky odlíšiteľných súvrství.

Problematické odkrytie lunzkých vrstiev plytkovodných hronických sledov má za následok, že akýkoľvek lepší odkryv predstavuje veľmi cenný študijný materiál, ktorý môže priniesť nové poznatky. Možný budúci výskum si vyžaduje detailnejšiu sedimentologickú analýzu (štúdium profilov a/alebo vrtných jadier), ako aj zapojenie sofisitikovanejších geochemických a petrologických metód.

Poďakovanie

Tento príspevok vznikol s finančnou podporou geologickej úlohy Ministerstva životného prostredia SR č. 12 15 s názvom *Geologická mapa regiónu Strážovské vrchy – východná časť v mierke 1 : 50 000* a grantu Vedeckej grantovej agentúry VEGA2/0014/18. Za konštruktívne pripomienky, ktoré pomohli zlepšiť rukopis článku, ďakujeme recenzentom M. Havrilovi a R. Aubrechtovi. Za konzultácie o možných rastlinných zvyškoch ďakujeme aj M. Hrabovskému, Z. Šimůnkovi a S. Opluštilovi.

Literatúra

Andrusov, D., 1941: Zpráva spolupracovníkov ústavu o výskumoch v r. 1939 a 1940. Zpráva Dr. Andrusova o geologických výskumoch v r. 1939 a 1940. Práce Št. geol. Úst., 16 – 25.

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

Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L – Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 33 – 36.

Aubrecht, R., Sýkora, M., Uher, P., Li, X.-H., Yang, Y.-H., Putiš, M. a Plašienka, D., 2017: Provenance of the Lunz Formation (Carnian) in the Western Carpathians, Slovakia: Heavy mineral study and in situ LA-ICP-MS U-Pb detrital zircon dating. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 471, 233 – 253.

ASTM D7708-14, 2015: Standard test method for microscopical determination of the reflectance of vitrinite dispersed in sedimentary rocks: West Conshohocken, Pennsylvania, ASTM International, s. 10.

Barker, C. E. a Pawlewicz, M. J., 1994: Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories and peak temperature: A comparison of methods. In: Mukhopadhyay, P. K. a Dow, W. G. (eds.): Vitrinite reflectance as a maturity parameter: Applications and limitations. Amer. Chem. Soc. Symp. Ser., 570, 216 – 220.

Bradshaw, M. A., 2010: Devonian trace fossils of the Horlick Formation, Ohio Range, Antarctica: systematic description and palaeoenvironmental interpretation. Ichnos, 17, 58 –114.

Bujnovský, A. a Kochanová, A., 1973: Útesy hlavného dolomitu Revúckej doliny a ich magalodontová fauna. Geol. Práce, Spr., 60, 169 – 195.

Bystrický J., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to Excursion D. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 137 s.

Dal Corso, J., Bernardi, M., Sun, Y., Song, H., Seyfullah, L. J., Preto, N., Gianolla, P., Ruffell, A., Kustatscher, E., Roghi, G., Merico, A., Hohn, S., Schmidt, A. R., Marzol, A., Newton, R. J., Wignall, P. B. a Benton, M. J., 2020: Extinction and dawn of the modern world in the Carnian (Late Triassic). Sci. Advances, 6, 38, 1 – 12.

Dembicki, H., 2017: Practical Petroleum Geochemistry for Exploration and Production. Elsevier, 334 s.

Dickinson, R. W., 1985: Interpreting provenance relatoins from detrital modes of sandstones. In: Zuffa G. G. (ed.): Provenance of Arenites. Reidel. Dordrecht, 333 – 361.

Dobruskina, I. A., 1998: Lunz flora in the Austrian Alps – a standard for Carnian floras. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 143, 307 – 345.

Fillion, D. a Pickerill, R. K. 1984: On *Arthraria antiquata* Billings, 1872 and its relationship to *Diplocraterion* Torell, 1870 and *Bifungites* Desio, 1940. J. Paleont., 58, 683 – 696.

Gawlick, H. J., Havrila, M., Krystyn, L., Lein, R. a Mello, J., 2002: Conodont colour alteration indices (CAI) in the Central Western Carpathians and the Northern Calcareous Alps a comparison. Proceedings of the XVIIIh Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1 – 4, 2002. Geol. Carpath., 53, 15 – 17.

Hanken, N.-M., Uchman, A., Nielsen, J. K., Olaussen, S., Eggebø, T. a Steinsland, R., 2016: Late Ordovician trace fossils from offshore to shallow water mixed siliciclastic and carbonate facies in the Ringerike Area, Oslo Region, Norway. Ichnos, 23, 189 – 221.

Haidinger, W., 1863: Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. Sitzung am 25. August 1863. Jb. k.-kön. Geol. Reichsanst., 13, 3, 72 – 73.

Havrila, M., 2011: Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsón – tuval), štrukturalizácia a stavba. Geol. Práce, Spr., 117, 7 – 103.

Havrila, M., Boorová, D. a Havrila, J., 2019: Paleogeografická schéma depozičného priestoru sedimentov reingrabenského a lunzského eventu (centrálne Západné Karpaty): rešerš, poznámky, dierkavce. Geol. Práce, Spr., 134, 1 – 31.

Hornung, T., Brandner, R., Krystyn, L., Joachimski, M. M. a Keim, L., 2007: Multistratigraphic constraints on the NW Tethyan "Carnian Crisis". In: Lucas, S. G. a Spielmann, J. A. (eds.): The Global Triassic. New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci. Bull., 41, 59 – 67.

Hraško, Ľ., Pelech, O., Sentpetery, M., Olšavský, M., Kronome, B., Laurinc, D., Nagy, A., Maglay, J., Németh Z., Boorová, D., Žecová, K. a Zlinská, A., 2020: Geologická mapa regiónu Strážovské vrchy – východná časť v mierke 1 : 25 000 (listy zo západnej polovice územia): 35-22-1 Pružina, 35-22-3 Valaská Belá, 35-24-1 Nitrianske Rudno a 35-24-3 Uhrovec. Čiastk. záver. správa. Manuskirpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Hyžný, M., 2011: In situ mud shrimps (Decapoda: Axiidea: Callianassidae) preserved within their burrows from the middle Miocene of the Central Paratethys. Bull. Mizunami Fossil Mus., 37, 37 – 46.

International Classification of in-Seam Coals, 1998: New York – Geneva, United Nations, s. 14.

ISO 7404-2, 2009: Methods for the Petrographic Analysis of Coals – Part 2: Methods of Preparing Coal Samples. Geneva, Switzerland, Int. Org. Standardiz., s. 12.

ISO 7404-5, 2009: Methods for the Petrographic Analysis of Coal – Part 5: Methods of Determining Microscopically the Reflectance of Vitrinite. Geneva, Switzerland, Int. Org. Standardiz., s. 14.

Knaust, D., 2017: Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation. Cham, Springer, 209 s.

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

Kochanová, M. a Pevný, J., 1976: Biostratigrafické vyhodnotenie makrofauny (bivalvia, gastropoda a brachiopoda) východnej časti Strážovskej hornatiny. Záver. správa za rok 1969 – 1976. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (č. 38 311), 108 s.

Kochanová, M. a Pevný, J., 1984: Triasové a jurské lastúrniky, ulitníky a ramenonožce Strážovskýh vrchov. Geol. Práce, Spr., 81, 63 – 86.

Kollárová-Andrusovová, V., 1967: Cephalopodenfaune und Stratigraphie der Trias der Westkarpaten. Geol. sbor., 18, 2, 267 – 275.

Kováčik, M., Pelech, O., Sentpetery, M., Olšavský, M., Laurinc, D., Kováčik, M., Nagy, A., Vlačiky, M., Boorová, D., Žecová, K., Zlinská, A. a Buček, S., 2019: Geologická mapa regiónu Strážovské vrchy – východná časť v mierke 1 : 25 000 (listy z východnej polovice územia): 25-44-4 Rajec, 35-22-2 Fačkov, 36-11-1 Kláštor p. Znievom, 35-22-4 Nitrianske Pravno, 36-11-3 Slovenské Pravno, 35-24-2 Prievidza a 35-24-4 Nováky. 1. čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Lipold, M., 1865: Das Kohlengebiet in der nordostlichen Alpen. Jb. k.-kön. geol. Reichsanst., 15, 1 – 164.

Lucas, S. G., 2013: A new Triassic Timescale. In: Tanner, L. H., Spielmann, J. A. a Lucas, S. G. (eds.): The Triassic System. New Mexico Mus. Natur. Hist. Sci., Bull., 61, 366 – 374.

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

Maheľ, M. (ed.), Kahan, Š., Gross, P., Vaškovský, I. a Salaj, J., 1982: Geologická mapa Strážovských vrchov. V mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Marschalko, R. a Pulec, M., 1967: Sedimentology of Lunz Beds. Geol. zbor., 27, 2, 331 – 344.

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

Meister, O., McKenzie, J. A., Bernasconi, S. M. a Brack, P., 2013: Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic. Sedimentology, 60, 270 – 291.

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, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Mello, J. (ed.), Boorová, D., Buček, S., Filo, I., Fordinál, K., Havrila, M., Iglárová, Ľ., Kubeš, P., Liščák, P., Maglay, J., Marcin, D., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M., Rapant, S., Remšík, A., Salaj, J., Siráňová, Z., Teťák, F., Zuberec, J., Zlinská, A. a Žecová K., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Stredného Považia. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 377 s.

Michalík, J., 1994: Notes on the Paleogeography and Paleotectonics of the Western Carpathian Area During the Mesozoic. Mitt. Österr. Geol. Gesell., 86, 101 – 110.

Michalík, J. (ed.), Broska, I., Franců, J., Jendrejáková, O., Kochanová, M., Lintnerová, O., Masaryk, P., Papšová, J., Planderová, E., Šucha, V. a Zatkalíková, V., 1992: Štruktúrny vrt Dobrá Voda DV-1 (1 140,8 m) (Dobrá Voda – Konča Skaliek) v Brezovských Karpatoch. Region. geol. Západ. Karpát, 27, 152 s.

Oberhauser, R. (ed.), 1980: Der geologische Aufbau Österreichs. Wien, Springer, 695 s.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, R., 1972: Sand and sandstones. New York, Springer, 618 s.

Piller, W. E., Egger, H., Erhart, C. W., Gross, M., Harzhauser, M., Hubmann, B., Van Husen, D., Krenmayr, H. G., Krystyn, L., Lein, R. a Lukeneder, A., 2004: Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004. Österr. Stratigr. Kommission.

Pivko, D., 2007: Sedimentológia lunzských vrstiev pri Podturni. Miner. Slov., Geovest., 39, 1, 120 – 121.

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

Planderová, E., 1986: Nové poznatky o veku lunzských vrstiev a tmavých bridlíc v ich nadloží v oblasti Západných Karpát na základe palinologického výskumu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (č. 62 263), 70 s.

Pott, C., Kerp, H. a Krings, M., 2008a: Sphenophytes from the Carnian (Upper Triassic) of Lunz am See (Lower Austria). Jb. geol. Bundesanst., 148, 2, 183 – 199.

Pott, C., Krings, M. a Kerp, H., 2008b: The Carnian (Late Triassic) flora from Lunz in Lower Austria: Paleoecological considerations. Palaeoworld, 17, 172 – 182.

Pulec, M., 1959: Sedimentológia lunzských vrstiev. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. AP3377), 81 s.

Pulec, M., 1965: Nové nálezy skamenelín v lunzských vrstvách. Geol. Práce, Zpr., 34, 209 – 216.

Rindsberg, A. K. a Kopaska-Merkel, D. C., 2005: Treptichnus and Arenicolites from the Steven C. Minkin Paleozoic footprint site (Langsettian, Alabama, USA). In: Buta, R. J, Rindsberg, A. K. a Kopaska-Merkel, D. C. (eds.): Pennsylvanian footprints in the Black Warrior Basin of Alabama, vol 1. Alabama Paleont. Soc. Monogr., 121 – 141.

Rüffer, T. a Zühlke, R., 1995: Sequence Stratigraphy and Sea-Level Changes in the Early to Middle Triassic of the Alps: A Global Comparison. In: Haq, B. U. (ed.): Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing. Coastal Systems and Continental Margins, Vol 1. Dordrecht, Springer, 161 – 207.

Salaj, J., Borza, K. a Samuel, O., 1983: Triassic foraminifera of Western Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 213 s.

Seilacher, A., 2007: Trace fossil analysis. Berlin – Heidelberg, Springer, 226 s.

Stur, D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jb. k.-kön. geol. Reichsanst., 18, 3, 337 – 426.

Šalagová, J. a Hasch, J., 1969: Rajecká kotlina – dolomity. Záver. spr. a výpočet zásob z etapy vyhľadávacieho prieskumu so stavom ku dňu 10. XI. 1969. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 25 302), 99 s.

Tollmann, A., 1976: Analyse des klassischen nordalpinenn mesozoikums. Wien, Franz Deuticke, 580 s.

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

Tupý, P., 1986: Záverečná správa úlohy Jankov Vŕšok – Zachytávací vrt VJV-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 67 393), 25 s.

Uchman, A., 1998: Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: Revision of the Marian Ksiazkiewicz collection and studies of complementary material. Ann. Soc. Geol. Pol., 68, 105 – 218.

Visscher, H. a Van der Zwaan, C. J., 1981: Palynology of the Circum-Mediterranean Triassic: Phytogeographical and paleoclimatological implications. Geol. Rdsch., 70, 2, 625 – 634.

SUMMARY

The Lunz Beds (or Lunz Formation) represents an important marker horizon and at the same time a relatively foreign element in the predominantly carbonate formations of the Middle and Upper Triassic of the Western Carpathians. The Lunz Beds represent one of the siliciclastic incursions into the Triassic carbonate shelf, during the so-called Carnian pluvial event (e.g. Hornung et al., 2007; Dal Corso et al., 2020). These sediments have been in the attention of geologists since the beginning of research on the Western Carpathians (e.g. Stur, 1868). A detailed historical overview of the research of the Lunz Beds in the Western Carpathians is given by Havrila et al. (2019). Only a few works dealt with a more detailed sedimentary-petrographic research of this lithostratigraphic unit in the Western Carpathians (Pulec, 1959; Marschalko and Pulec, 1967; Michalík et al., 1992; Pivko, 2007; Aubrecht et al., 2017). The analysis of heavy minerals from this lithostratigraphic unit has recently been published by Aubrecht et al. (2017) and Kohút et al. (2018).

This work provides new information on the lithological-petrographic character and sedimentology of the Lunz Beds in the eastern part of the Strážovské vrchy Mts., thus in the northeastern part of geomorphological regions of Zliechovská hornatina and in Nitrické vrchy Mts. (Fig. 1). The fieldwork was carried out during geological mapping project of the Dionýz Štúr State geological institute (Kováčik et al., 2019 and Hraško et al., 2020). The eastern part of the Strážovské vrchy Mts. represents a more or less typical region of the core mountains of the Western Carpathians, formed by the Tatricum, Fatricum, Hronicum and superimposed younger post-nappe Paleogene and Neogene sedimentary basins (Maheľ et al., 1982; Maheľ, 1985; Mello et al., 2005, 2011; Kováčik et al., 2019; Hraško et al., 2020). The investigated samples come from the Hronic tectonic unit (Fig. 1B), where the Lunz Beds appear within the shallow water (carbonate platform) sequences of the Považie Nappe and Ostrá Malenica nappes (loc. 1 and 3 – 5, boreholes V-29, V-31, V31a, VJV-1; Šalagová and Hasch, 1969; Tupý, 1986). The location 2, representing the basal part of the Homôľka Nappe where the Lunz Beds reaches greater thicknesses is noted shortly. However, these occurrences were not the subject of the study.

The Lunz Beds of the Hronic Považie and Ostrá Malenica nappes in the eastern part of the Strážovské vrchy Mts. form lenticular bodies no more than 30 m thick, situated above the Wetterstein Dolomite and below the Hauptdolomit (Main Dolomite). The sediments of the Lunz Beds usually appears in the form of loose debris (Figs. 2A, 4A) and in situ exposures are very rare (Figs. 2B, 4D, 5 and 7). According to field observations, Lunz Beds are represented mainly by gray-green structureless sandstones. Locally lamination, siltstone or claystone intraclasts, coalified plant remains and several types of trace fossils (*Arenicolites* isp., *Phycodes* isp., *Planolites* isp. and *Thalassinoides* isp.) were also observed locally (Figs. 4 – 7). Petrographically, sandstones (6 samples) mainly represent micaceous subarkose, lithic wacke, less feldspathic (arkosic) wacke and sublitharenite (Figs. 8 – 10). They are relatively rich in mica and non-calcareous. Apart from plant debris other organic detritus is absent. Probably redeposited foraminifera may occur sporadically. Clasts of carbonate rocks and metamorphic rocks are absent. Analysis of vitrinite reflectance from 2 samples in the area of the Považie Nappe of the Nitrické vrchy indicates 0.95 – 0.97 % Ro (Figs. 11 – 12). It points to maximum temperatures 131–150 °C reached during the nappe-stacking and later post-nappe Cenozoic subsidence. It can be concluded that the Lunz Beds represent a very useful marker horizon separating the Wetterstein and Hauptdolomit (Main Dolomites). Observed occurrences found during the geological mapping significantly facilitate the correct geographical delimitation of otherwise often very similar dolomitic formations. The poor exposure of the Lunz Beds of shallow-water Hronic sequences means that any better outcrop represents a very valuable study material. Possible future research requires a more detailed sedimentological analysis (study of profiles and/or drill cores) as well as the involvement of more sophisticated geochemical and petrological methods.

Rukopis doručený: 1. 2. 2021
Revidovaná verzia doručená: 31. 3. 2021
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 29. 4. 2021

Litostratigrafia malužinského súvrstvia z oblasti Bystrej (svíbovský čiastkový príkrov, Nízke Tatry)

Lithostratigraphy of the Malužiná Formation from the Bystrá area (Svíbová nappe, Nízke Tatry Mts.)

Mário Olšavský[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Zelená 5, 974 04 Banská Bystrica, mario.olsavsky@geology.sk

© Autori 2020. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Práca sa zaoberá litostratigrafiou permského malužinského súvrstvia tektonickej jednotky hronika v oblasti Bystrej v Nízkych Tatrách. Litostratigrafický výskum bol založený na podrobnom geologickom mapovaní počas reambulácie geologickej mapy v tejto oblasti. Na základe získaných litologických a sedimentologických znakov boli študované sedimenty korelované s vrchnou časťou malužinského súvrstvia zo severných svahov Nízkych Tatier. Z oblasti Bystrej bol opísaný a definovaný nový litostratigrafický člen označený ako stupčianske vrstvy (nový termín), ktorý reprezentuje štvrtý hruboklastický horizont v rámci malužinského súvrstvia. Typové lokality stupčianskych vrstiev sa nachádzajú v masíve Stupky, kde ležia v nadloží andezitových bazaltov a v podloží spodnotriasových sedimentov. Charakteristickým znakom stupčianskych vrstiev je prítomnosť ryolitového detritu v podobe centimetrových až decimetrových úlomkov. Ďalším novým zistením je prítomnosť telesa ryolitových ignimbritov v doline Hnusné. Teleso ryolitových ignimbritov sa nachádza v tektonickom vzťahu k svojmu okoliu. Ryolity sú v rámci tektonickej jednotky hronika výnimočné. Poukazuje to na afinitu študovanej sekvencie k príkrovovým jednotkám Drienka, muránskeho príkrovu a vernárika.

Kľúčové slová: hronikum, malužinské súvrstvie, stupčianske vrstvy, permsko-triasová hranica

Abstract. This work deals with the lithostratigraphy of the Permian Malužiná Formation of the Hronic tectonic Unit in the Bystrá area in the Nízke Tatry Mts. The lithostratigraphic study was based on the detailed field study during reambulation of the geological map in this area. Based on observed lithological and sedimentological features the studied rocks were correlated with the upper part of the Malužiná Fm. from the northern part of the Nízke Tatry Mts. A new member – Stupka Beds (new term) – has been described and defined in the Bystrá area. The Stupka Beds represent forth coarse-grained horizon of the Malužiná Fm. Type localities of the Stupka Beds are situated in the Stupka hill area, where they occur above the andesitic basalts and below the Lower Triassic deposits. A characteristic feature of the Stupka Beds is the presence of rhyolitic detritus in cm to dm grain size range. Another new finding is an occurrence of a rhyolitic ignimbrite body in the Hnusné Valley. Rhyolites occur in a tectonic position relative to the surrounding rock sequences. Acid volcanites are rare in the Hronic nappe units. It invokes an affinity of the studied section of the Hronic Unit to the Drienok, Muráň and Vernaric nappe units.

Key words: Hronicum, Malužiná Formation, Stupka Member, Permian-Triassic boundary

Úvod

Práca prezentuje nové poznatky o permskom malužinskom súvrství ipoltickej skupiny hronika (Vozárová a Vozár, 1979, 1981) získané pri podrobnom terénnom litostratigrafickom výskume malužinského súvrstvia z južných svahov Nízkych Tatier (Olšavský, 2008). Prvé terénne práce z okolia Bystrej sa uskutočnili (v rámci úlohy 27 98/2 *Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000*) už v roku 2004 a ďalšie v rokoch 2006 a 2007. Na ich základe sa v roku 2011 v rámci čiastkovej úlohy (T01/11 *Aktualizácia geologickej stavby problémových území SR v mierke 1 : 50 000*) realizovalo reambulačné geologické mapovanie v území Bystrá-Tále – Valaská-Piesok (obr. 1).

Pri zostavovaní regionálnej geologickej mapy Nízkych Tatier (Biely et al., 1992) boli vulkanické horniny spolu so sedimentmi malužinského súvrstvia v oblasti Valaská – Bystrá zaradené do I. megacyklu, resp. do spodného permu (Vozárová a Vozár in Biely et al., 1992). Nadložný kontakt so spodným triasom je však na geologickej mape (Biely et al., 1992) vyjadrený ako normálna pozícia. Táto nezrovnalosť je diskutovaná vo vysvetlivkách ku geologickej mape (Biely et al., 1997, s. 154). Menšia hrúbka malužinského súvrstvia bola vysvetľovaná tektonickou redukciou a chýbaním strednej alebo vrchnej časti súvrstvia (Vozárová a Vozár, 1988, s. 258).

Hlavným dôvodom reambulácie územia bola práve dvojznačná interpretácia kontaktu malužinského súvrstvia s podložným a nadložným súvrstvím (Biely et al., 1997, s. 154). Z tohto faktu vyplývala aj neistota presného (spodný/vrchný perm) stratigrafického zaradenia celého výskytu permského malužinského súvrstvia z oblasti Bystrej.

Geologická stavba a história výskumov

Imbrikovanú stavbu hronika (obr. 2) v oblasti Bystrej reprezentujú tri násunové štruktúry – čiastkové príkrovy (Biely, 1984; Biely in Klinec et al., 1987; Biely in Biely et al., 1997, s. 153). Spodný, bystriansky príkrov zahŕňa stredno- až vrchnotriasový sled prevažne karbonátových hornín. Stredný, svíbovský čiastkový príkrov má najväčší stratigrafický rozsah a tvorí ho vrchnopaleozoická ipoltická

skupina (malužinské a nižnobocianske súvrstvie; Vozárová a Vozár, 1979, 1981) a nadložná triasová sekvencia. Štruktúrne najvyššiu jednotku hronika tvorí okosenský príkrov zastúpený stredno- až vrchnotriasovými karbonátmi (obr. 2).

Reambulovaného územia sa týkajú viaceré predchádzajúce geologické práce.

Tektonickej a geologickej stavbe sa už v roku 1926 venoval Kettner, no až neskôr komplikovanú stavbu pochopil a rozlíšil *„príkrov krížnianský“* od dvoch čiastkových príkrovov patriacich k chočskému príkrovu (Kettner, 1958). Perm považoval za *„werfenské vrstvy s melafýrmi (skýt)“*.

Vulkanickými horninami z tejto oblasti sa zaoberal Vozár (1967). Vo vulkanitoch v masíve Horného dielu (jz. časť študovanej oblasti) vyčlenil dve po sebe nasledujúce erupčné fázy, ktoré považoval za spodnopermské. Zdôrazňoval diskordantnú povahu hranice medzi vulkanitmi a spodným triasom (Vozár, 1967, s. 9, 11, 14, 18). Argumentoval faktom absencie vrchnopermskej II. erupčnej fázy (sensu Vozár, 1971) a sedimentov vrchného permu a výskytu iba spodnotriasových *„seisských kremencov“*, ktoré ležia na rôznych častiach bázických efuzívnych hornín a ich vulkanoklastikách.

V období vyhľadávania rádioaktívnych surovín bolo mladšie paleozoikum z okolia Bystrej podrobené podrobnejšiemu geologickému mapovaniu (Zemančík et al., 1971). Autori správy na základe predchádzajúcich výskumov Bieleho a Maheľa (zo 60. rokov 20. storočia) z iných častí Západných Karpát zaradili mladopaleozoické súvrstvie do vrchného permu. Zo študovanej oblasti zostavili geologickú mapu v mierke 1 : 25 000, doplnenú profilmi a litostratigrafickými tabuľkami.

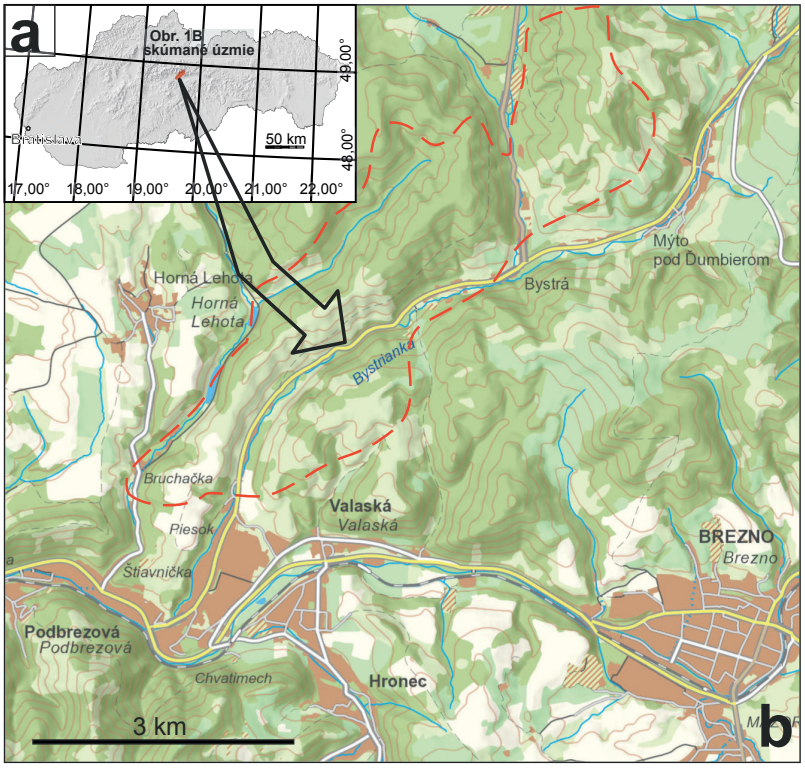
Zostavenie geologickej mapy listu Brezno (26-232) a vysvetliviek opätovne prinieslo interpretáciu hranice medzi malužinským súvrstvím a spodným triasom ako tektonickú (hoci na mape je interpretovaná ako prirodzená). Podľa opisu je vrchná časť malužinského súvrstvia tektonicky redukovaná a malužinské súvrstvie je reprezentované hlavne I. megacyklom (Vozárová in Klinec et al., 1987, s. 44). V tejto podobe sa malužinské súvrstvie dostalo aj na finálnu regionálnu geologickú mapu Nízkych Tatier (Vozárová a Vozár in Biely et al., 1992).

Metodika

Výsledky uvedené v tejto práci boli získané klasickým geologickým mapovaním v mierke 1 : 10 000. Zber všetkých adekvátnych sedimentárnych znakov (litológia, sedimentárne štruktúry a textúry, hrúbka, zafarbenie, stratigrafická pozícia) a ich následná korelácia so známymi výskytmi malužinského súvrstvia zo severných svahov Nízkych Tatier umožnili stratigrafické zaradenie jednotlivých členov malužinského súvrstvia.

Výsledky

V skúmanom území boli identifikované tieto členy malužinského súvrstvia (pôvodne definované v práci Tulis a Novotný, 1998):

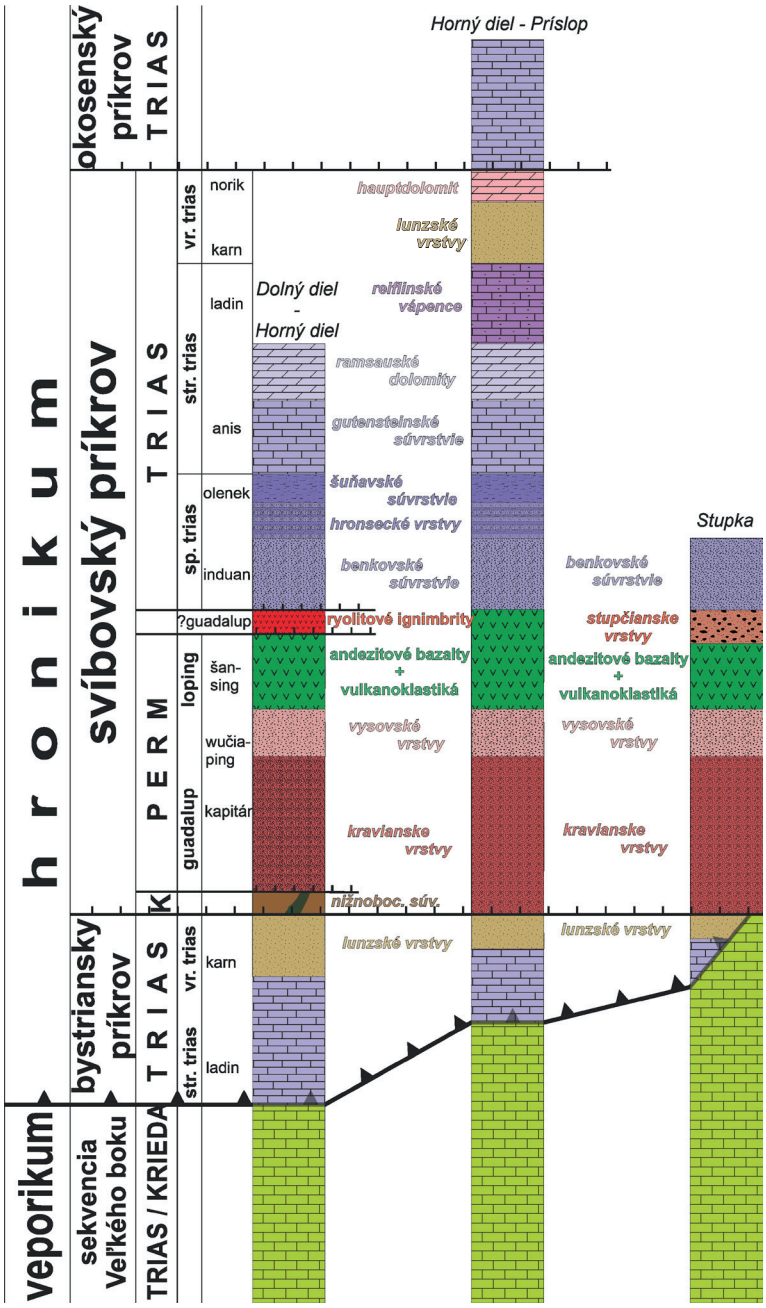


Obr. 1. Poloha skúmaného územia: a) poloha reambulovaného územia v rámci Slovenska, b) detailnejšia situačná mapa oblasti severne od Valaskej (mapový klient ZBGIS).

Fig. 1. Location of the investigated area: a) location of the reambulated area in the Slovakia, b) detailed map of the studied area north of Valaská village (ZBGIS application).

Kravianske vrstvy

Predstavujú plošne najrozšírenejší člen malužinského súvrstvia na reambulovanom území. Miestami dosahujú hrúbku viac ako 200 m. Ich charakteristickým znakom je pestré, prevažne hnedočervené sfarbenie. Sú zastúpené arkózami až drobami, ojedinele hrubozrnnými arkózami až drobnozrnnými zlepencami. Spolu s drobami sa občas vyskytujú aj prachovcové polohy. Pre droby je charakteristický vysoký obsah ílovitého matrixu a vyšší podiel klastickej sľudy. Niekedy obsahujú aj intraklasty prachovcov až ílovcov pochádzajúcich z erodovaných prachovcových polôh. Kravianske vrstvy sú chudobné na sedimentárne štruktúry ako laminácie či zvrstvenia. Prevláda masívne zvrstvenie s tzv. skrytou lamináciou. Pomerne častým znakom je biogénne prepracovanie. Zachované ichnofosílie možno všeobecne priradiť ku „scoyeniovej“ ichnofácii, spájanej výlučne s nemorským prostredím (Pemberton a Wightman, 1992). Ďalším charakteristickým znakom kravianskych vrstiev je výskyt karbonátových konkrécií s veľkosťou 2 – 10 cm, najčastejšie okolo 5 cm. Pravidelnejšie sa vyskytujú vo vrchnejšej časti vrstiev (napr. na sz. svahoch Chodorovho vrchu).



Obr. 2. Litostratigrafické profily aktualizovanej oblasti zobrazujúce tektonické pomery v oblasti Bystrej.

Fig. 2. Lithstratigraphic profiles from the investigated area showing tectonic structure around Bystrá territory.

Asociácia masívnych a laminovaných pieskovcov s konkréciami a bioturbáciami poukazuje na:

a) rapídnu sedimentáciu v podmienkach vrchného prúdového režimu,

b) vytvorenie dočasných plytkých (sezónnych) jazier spojených s osídľovaním substrátu bohatého na živiny a vznik tzv. kolonizačných okien,

c) vymiznutie vodných plôch s ich následnou expozíciou a chemickú precipitáciu, resp. počiatočnú pedogenézu spojenú so vznikom konkrécií.

Uvedené znaky ako chýbanie prúdových štruktúr, masívne zvrstvenie, biogénne prepracovanie a konkrécie umožňujú interpretovať sedimentačné prostredie ako oblasť periodicky zaplavovanej aluviálnej plošiny počas semiaridných klimatických podmienok (efemerálne toky typu *„sheet floods“*; Farrell, 1987).

Vysovské vrstvy

Odlišný litologický charakter vysovských vrstiev a ich pozícia nad kravianskymi vrstvami a v podloží bazaltových lávových prúdov ich dovoľuje korelovať s ostatnými výskytmi zo sv. svahov Nízkych Tatier. Tvoria ich hlavne svetlé kremenné arkózy, drobnozrnné zlepence a piesčité zlepence. Azda najtypickejším litotypom sú oligomiktné a piesčité zlepence, arkózy, subarkózy a len vzácne sa v najvrchnejších častiach cyklov objavujú polohy pieskovcov až jemnozrnných prachovcov červenohnedej farby. Špecifikom je relatívne vysoká mineralogická zrelosť (vysoký obsah kremeňa), ktorá je v ostrom kontraste s ich textúrnou zrelosťou. Drvivá väčšina drobnozrnných zlepencov je veľmi slabo vytriedená. Hrúbka vysovských vrstiev je okolo 50 m. Sedimentárne štruktúry a textúry sú veľmi vzácne a obmedzené na akumulácie obliakov (*lag deposits*), ojedinelé gradačné zvrstvenia a vzácne aj závalky ílovcových intraklastov v hrubozrnných sedimentoch. Charakteristická prítomnosť (diageneticky?) zafarbeného červeného kremeňa umožňuje ľahko identifikovať sedimenty vysovských vrstiev. Asi najkrajšia lokalita sa nachádza na sz. svahoch Chodorovho vrchu, kde v podloží bazaltov vytvárajú vysovské vrstvy sústavu odkryvov so strmo uklonenými vrstvami v dĺžke až okolo 250 m (obr. 4a).

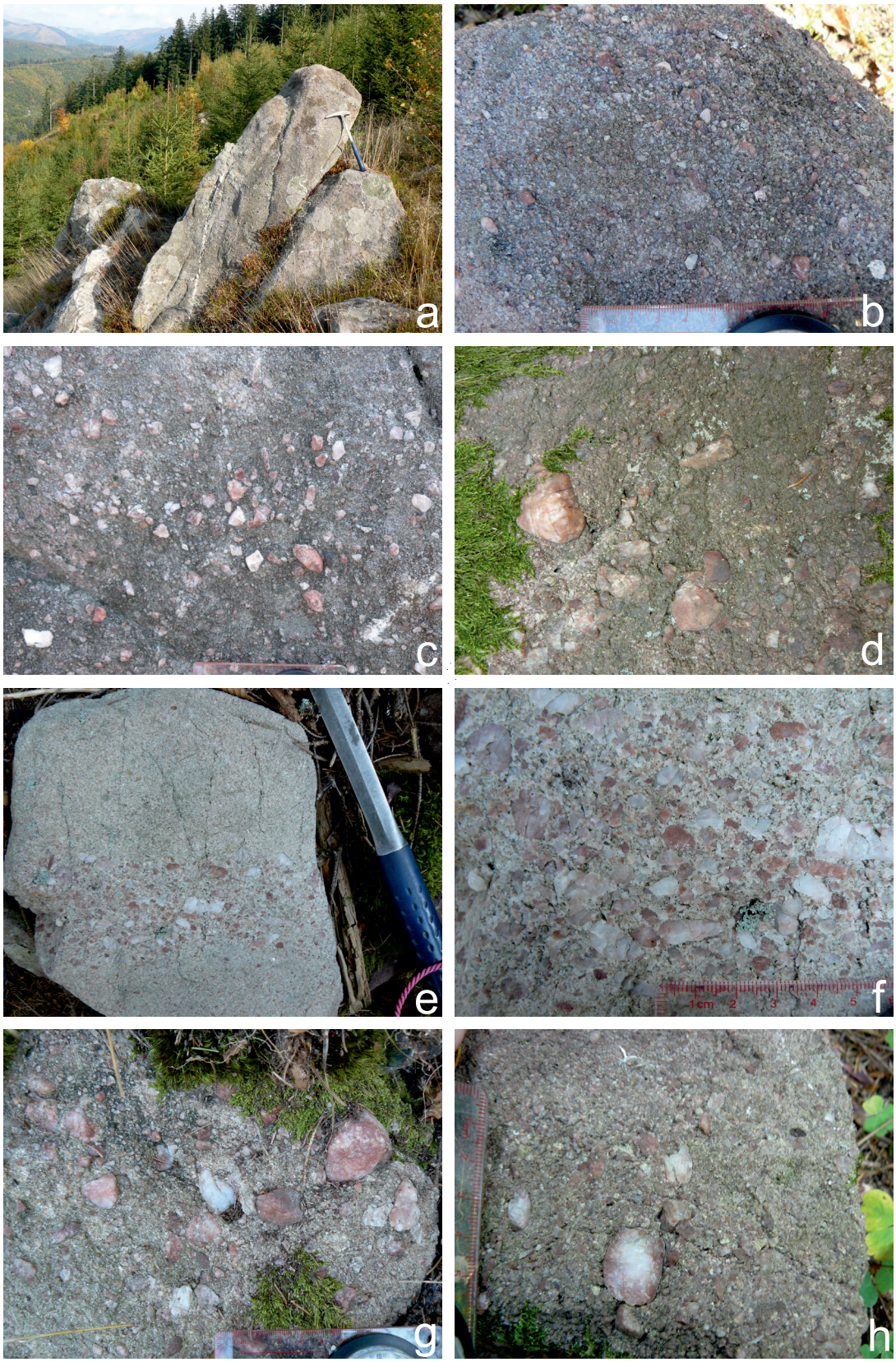
Slabé vytriedenie, masívne zvrstvenie a absencia krížového zvrstvenia poukazujú na rapídnu sedimentáciu bez migrácie dnových foriem. Sporadicky zachované tenké polohy jemnozrnných sedimentov naznačujú buď prítomnosť fázy vyznievania (*waning flow stage*) vodného prúdu, alebo tieto sedimenty predstavujú mimokanálové uloženiny (*banks*). Následná erozívna činnosť tokov mohla dominantne ovplyvňovať výsledný vertikálny profil. Na deštrukciu vzácne vyvinutých jemnozrnných horizontov poukazuje prítomnosť ílovcových intraklastov na bázach hrubozrnnejších polôh. Minerálna zrelosť (vyšší obsah kremeňa) týchto sedimentov by mohla naznačovať špecifický vplyv klímy (s kombináciou transportu), kde dochádzalo k rýchlejšej deštrukcii menej odolného živcového detritu. Fácie vysovských vrstiev môžu reprezentovať prostredie periodicky zaplavovaného divočiaceho alúvia (*braidplain*).

Andezitové bazalty a vulkanoklastiká

Komplex andezitových bazaltov a sprievodných vulkanoklastík je situovaný v nadloží vysovských vrstiev. Vul-

Obr. 3. Malužinské súvrstvie – kravianske vrstvy: a – b) masívne zvrstvené hrubozrnné droby s ílovcovými intraklastami, typická fácia občasných tokov, c) karbonátové konkrécie, prípadne dutiny po vylúhovaných konkréciách, d) nízkoškálové šikmé zvrstvenie v strednozrnnej arkóze, e – h) ichnofosílie („scoyeniová“ ichnofácia) na vrstvových plochách v hrubozrnných masívnych drobách – jeden z najcharakteristickejších znakov v pestrých sedimentoch kravianskych vrstiev.

Fig. 3. Malužiná Fm. – Kravany Mb.: a – b) massive coarse-grained wacke with mudstone intraclasts, a typical facies of ephemeral stream deposits, c) carbonate nodules, sometimes only leached voids are preserved, d) small scale cross-lamination in medium-grained arcosic sandstone, e – h) an ichnofossil (Scoyenia) preserved on the bed surfaces of the coarse-grained massive wacke – the most characteristic feature in the variegated sediments of the Kravany Mb.



Obr. 4. Malužinské súvrstvie – vysovské vrstvy: a) strmo uklonené hrubolavicovité vrstvy (ľavá strana Bystrianky, lok. Hájna hora), b – d) mineralogicky zrelé, ale slabo vytriedené piesčité zlepence, klastický detrit tvorí predovšetkým kremeň, menej živec, charakteristické je červenkasté zafarbenie kremenného detritu, e) poloha hrubšie klastického materiálu v hrubozrnnom pieskovci, f) detail opracovania klastického materiálu, g – h) piesčitý zlepenec, typická fácia vysovských vrstiev.

Fig. 4. Malužiná Fm. – Vysová Mb.: a) steeply-dipping thick conglomerate beds (left side of Bystrianka stream, Hájna hora locality), b – d) compositionally mature but texturally immature sandy conglomerates, clastic detritus consists mainly of quartz, less feldspar, characteristic reddish colour of quartz grains, e) more coarse (conglomerate) part within the coarse-grained sandstone bed, f) detail of roundedness of clastic material, e) note well-rounded clastic material, g – h) sandy conglomerate, a typical facies of the Vysová Mb.

kanoklasitká bývajú sústredené jednak na báze efuzívneho komplexu, jednak sa vyskytujú aj uprostred v podobe polôh – interkalácií – medzi efúziami andezitových bazaltov. Vulkanoklastická prímes je oproti klastickej prímesi v silnej prevahe. Ide o typické hnedočervené a sivozelené hrubozrnné epiklastiká od piesčitej až po zlepencovú veľkosť. Makroskopicky sú tu pozorovateľné devitrifikované/sklovité úlomky bazaltov s premiešaným klastickým materiálom kremenných zŕn a úlomkov synvulkanických sedimentárnych hornín v podobe bridlíc a pieskovcov. Vulkanoklastiká lokálne vykazujú znaky gradačného vytriedenia a laminácií alebo sú masívne. Niekedy ich vzhľad pripomína samotné bazalty s makroskopicky viditeľným kremenným detritom. Masívne zvrstvenie, gradácie a laminácie sú znaky, ktoré poukazujú na transport a sedimentáciu vo vodnom prúdovom režime.

Andezitové bazalty sa nachádzajú vo všetkých troch morfologických segmentoch výskytu ipoltickej skupiny (obr. 8). V masíve kóty Stupka (936) sú síce zdanlivo v litostratigrafickom slede, no s nadložím sú pravdepodobne čiastočne v subautochtónnom vzťahu (zlom sv.-jz. smeru, lok. Bacúška). Na sz. svahoch Chodorovho vrchu (746 m n. m.) vytvárajú prirodzené nadložie vysovských vrstiev so strmým úklonom na SZ. Najväčšia masa vulkanitov sa nachádza v masíve Horného dielu (lok. Horný diel, Dolná Bystrá, Štiepanka). Na všetkých lokalitách vystupujú variabilné textúrne typy andezitových bazaltov (afanitické, vezikulárne, amygdaloidné). Bližšie petrografické členenie vulkanických variet uvádza Vozár (1967).

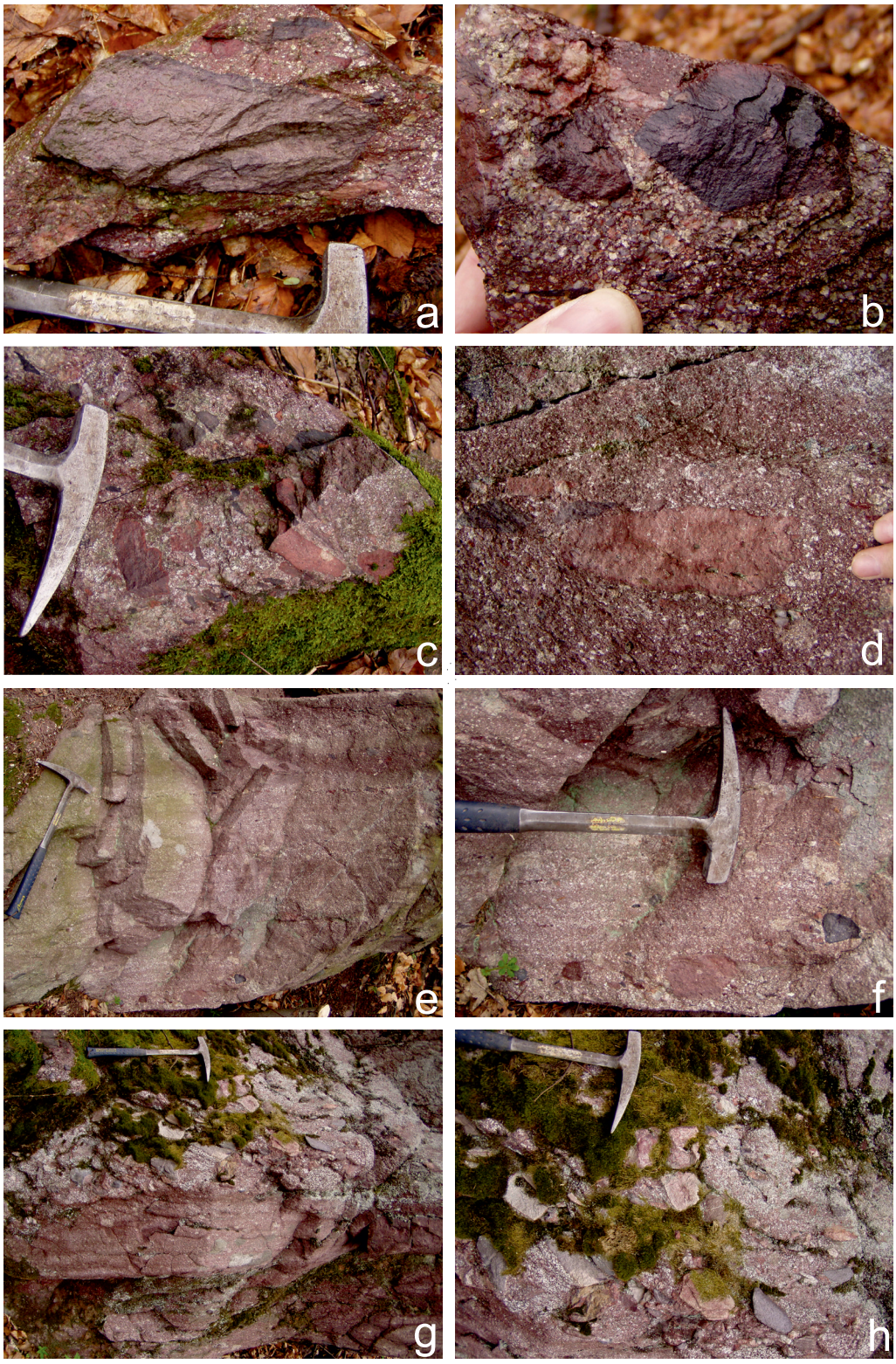
Stupčianske vrstvy (nový termín)

Ide o nový litostratigrafický člen malužinského súvrstvia, pôvodne chápaný spolu so zvyškom malužinského súvrstvia za súčasť I. megacyklu (Vozárová a Vozár, 1988, s. 258; Vozárová a Vozár in Biely et al., 1992). Stupčianske vrstvy boli opísané v čiastkovej záverečnej správe z reambulačného mapovania (pôvodne *stupianske* vrstvy; Olšavský in Hraško et al., 2013). Zo severných svahov Nízkych Tatier nebol tento člen malužinského súvrstvia zatiaľ opísaný. V reambulovanej oblasti bol identifikovaný len na západných svahoch v masíve Stupky. **Typová oblasť výskytu** sa nachádza na západných svahoch masívu Stupka. Litológiu stupčianskych vrstiev možno sledovať v zárezе lesnej cesty od miesta vo výške 826 m n. m. asi 650 m sz. od k. Stupka (936) smerom na sever až do sedla Močidlá vo výške 879 m n. m. **Typovým profilom** sú nesúvislé odkryvy prístupné z lesnej cesty v hrebeňových partiách (48,872 705°, 19,612 398°). **Referenčné profily** sa nachádzajú v blízkosti typového profilu (48,868 929°, 19,611 331°; 48,871 145°, 19,611 669°). Za **laterálne ekvivalenty** možno označiť brezovské vrstvy zo sv. svahov Nízkych Tatier, ktoré však majú odlišnú litologickú náplň (Tulis a Novotný, 1998, s. 66; Olšavský, 2008, s. 83). Ich stratigrafická pozícia v nadloží andezitových bazaltov a taktiež nápadne podobné litologické zloženie ich dovoľuje korelovať so zámockými vrstvami z Malých Karpát (Olšavský in Polák et al., 2012). **Spodnú hranicu** reprezentuje kontakt s andezitovými bazaltmi. Z pohľadu ich stratigrafickej pozície ide o najmladšie horniny malužinského súvrstvia. **Vrchná hranica** je dobre pozorovateľná na dvoch miestach (48,870 965°, 19,609 593°; 48,868 936°, 19,609 137°), kde ju predstavuje konformný kontakt so zlepencami spodnotriasového benkovského súvrstvia (obr. 7a – d). **Prevládajúca a charakteristická litológia** v podobe pestrých piesčitých zlepencov s klastami ryolitov im dodáva špecifický vzhľad a charakter (obr. 5 a 6). Charakteristické sú pestré hrubozrnné pieskovce a drobnozrnné zlepence až piesčité zlepence. Hornina má pestrú piesčito-prachovitú základnú hmotu. Signifikantným komponentom hrubozrnných sedimentov je prítomnosť ryolitových klastov s rôznym sfarbením centimetrovej až decimetrovej veľkosti (max. 22 cm). Klasty sú zväčša ostrohranné, čo poukazuje na relatívne krátky transport. Hrubozrnnejšie zlepencové polohy sú často koncentrované na bázach vrstiev. Ďalšou zaujímavou detritickou zložkou sú svetlé klasty pripomínajúce granitoidy, resp. svetlé leukokratné granitoidné horniny (obr. 6a). Tento detrit nebol bližšie študovaný. **Vekové zaradenie** (najmladší perm) stupčianskych vrstiev vyplýva z ich pozície v stratigrafickom slede, najmä pozície nad andezitovými bazaltmi a v podloží spodného triasu. **Genéza** sedimentov je interpretovaná na základe pozorovaných sedimentárnych štruktúr. Piesčité zlepence stupčianskych vrstiev sú štruktúrne nezrelé, často masívne zvrstvené, niekedy možno pozorovať laminácie (obr. 5e, f), horizontálne gradačné zvrstvenie a usporiadanie klastického materiálu v podobe dnových akumulácií (*lag deposits*), prekryté piesčitým detritom. Klasty sú slabo opracované, angulárne, čím vykazujú známky relatívne krátkeho transportu (obr. 5a – c). Úlomky sú často imbrikované a zväčša tvoria akumulácie na báze vrstiev (obr. 5g, 6d). Tieto sedimentárne znaky predstavujú znaky rapídnej akumulácie a sedimentačné prostredie možno charakterizovať ako aluviálne, so znakmi občasných tokov (*ephemeral floods*).

Stupčianske vrstvy sú vďaka svojej špecifickej litológii neprehliadnuteľné a nie je možné ich zameniť alebo stotožňovať s iným členom malužinského súvrstvia (obr. 5). V malužinskom súvrství reprezentujú v poradí šiestu depozičnú sekvenciu (Olšavský, 2008) a zároveň štvrtý hruboklastický horizont v profile malužinského súvrstvia. Na lokalite Stupka dosahujú **hrúbku** až do 150 m. Charakter vyčlenených vrstiev a ich pozícia v stratigrafickom zázname otvárajú otázky súvisiace s geotektonickou pozíciou v rámci permského vulkanizmu v hronickej panve.

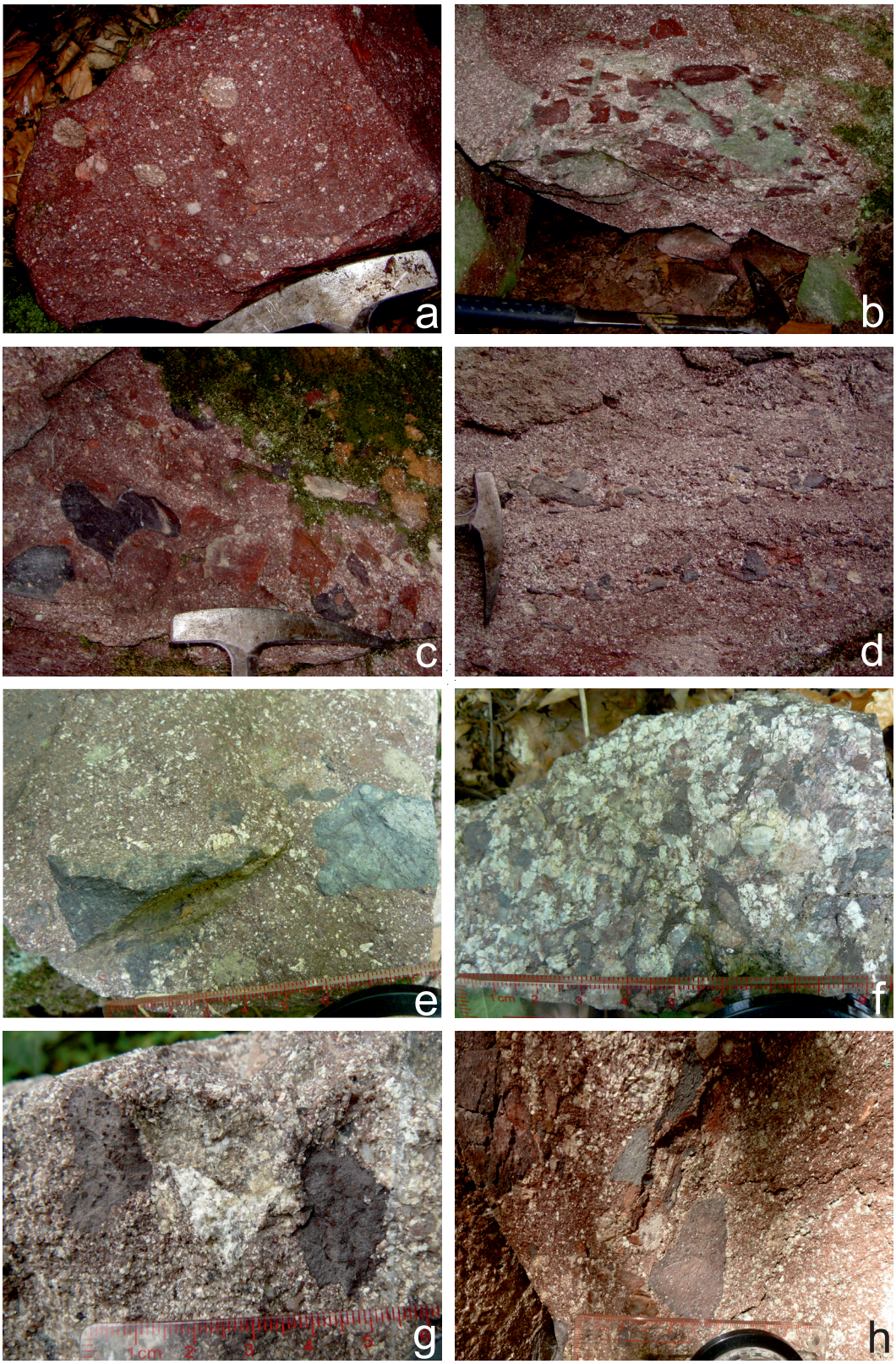
Kontakt malužinského a benkovského súvrstvia

Litostratigrafický kontakt malužinského a benkovského súvrstvia v reambulovanom území má dve podoby. Na lokalite Stupka sú stupčianske vrstvy v priamom litostratigrafickom vzťahu s benkovským súvrstvím (obr. 7a – b). Ide zrejme o plynulý litologický prechod vrchnopermského člena do benkovského súvrstvia, s ktorým je uložené konformne. Benkovské súvrstvie má na báze vyvinuté netypické hrubozrnné litofácie (piesčité zlepence s obliakmi do 8 cm). Obsahuje rovnako klasty ryolitov (obr. 7c). Podobné hrubozrnné fácie sú v spodnotriasovom vývoji hronika ojedinelé a v mapovanom území sa inde nevyskytujú. Reprezentujú zvyšky aluviálno-fluviálneho sedimentačného prostredia, ktoré neskôr prešlo do režimu deltovej plošiny



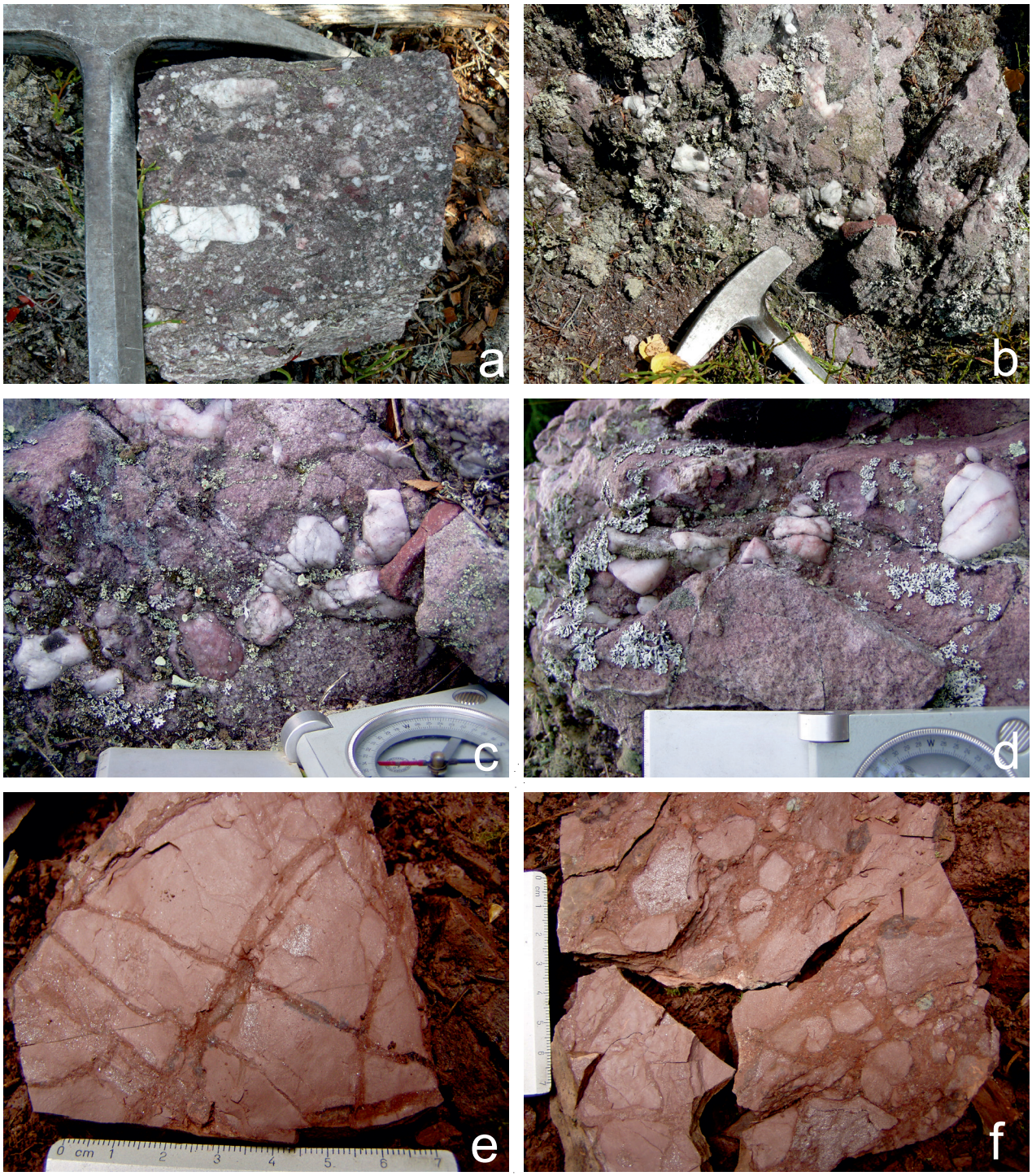
Obr. 5. Malužinské súvrstvie – stupčianske vrstvy (nový termín), najmladší člen malužinského súvrstvia v oblasti Nízkych Tatier, Stupka: a) vyše 20 cm úlomok ryolitu v drobnozlepencovitom matrixe, b – d) ostrohranné úlomky ryolitov v drobnozlepencovitom matrixe, d) svetlé drobnozlepencovité úlomky granitoidných hornín, e) odkryv piesčitých zlepencov s horizontálnym zvrstvením a akumuláciami úlomkov na bázach vrstiev, f) detail predchádzajúceho obrázka, klasty na báze vrstvy, g) erozívny kontakt vrchnej zlepencovej (svetlejšej) polohy a drobnozlepencovitej zvrstvenej polohy s klastami ryolitov (snímka je rotovaná do vodorovnej polohy), h) detail predchádzajúcej snímky, farebné variety ryolitových klastov v drobnozlepencovitom matrixe.

Fig. 5. Malužiná Fm. – Stupka Mb. (new term), the youngest Permian sediments of the Malužiná Fm. in the Nízke Tatry Mts. area, Stupka locality: a) more than 20 cm rhyolitic clast in the fine-grained conglomerate, b – d) angular fragments of rhyolites in the fine-grained conglomerate matrix, d) light coloured detritus of granitoid rocks, e) outcrop of the sandy conglomerates with plane-parallel bedding with fragments concentrated in the basal parts of the beds, f) detail of the previous picture, g) erosive contact of the upper conglomerate bed with the fine-grained conglomerate bed containing numerous clasts of rhyolites (photo was rotated into horizontal position), h) detail of the previous picture, various rhyolitic clasts in the fine-grained conglomerate matrix.



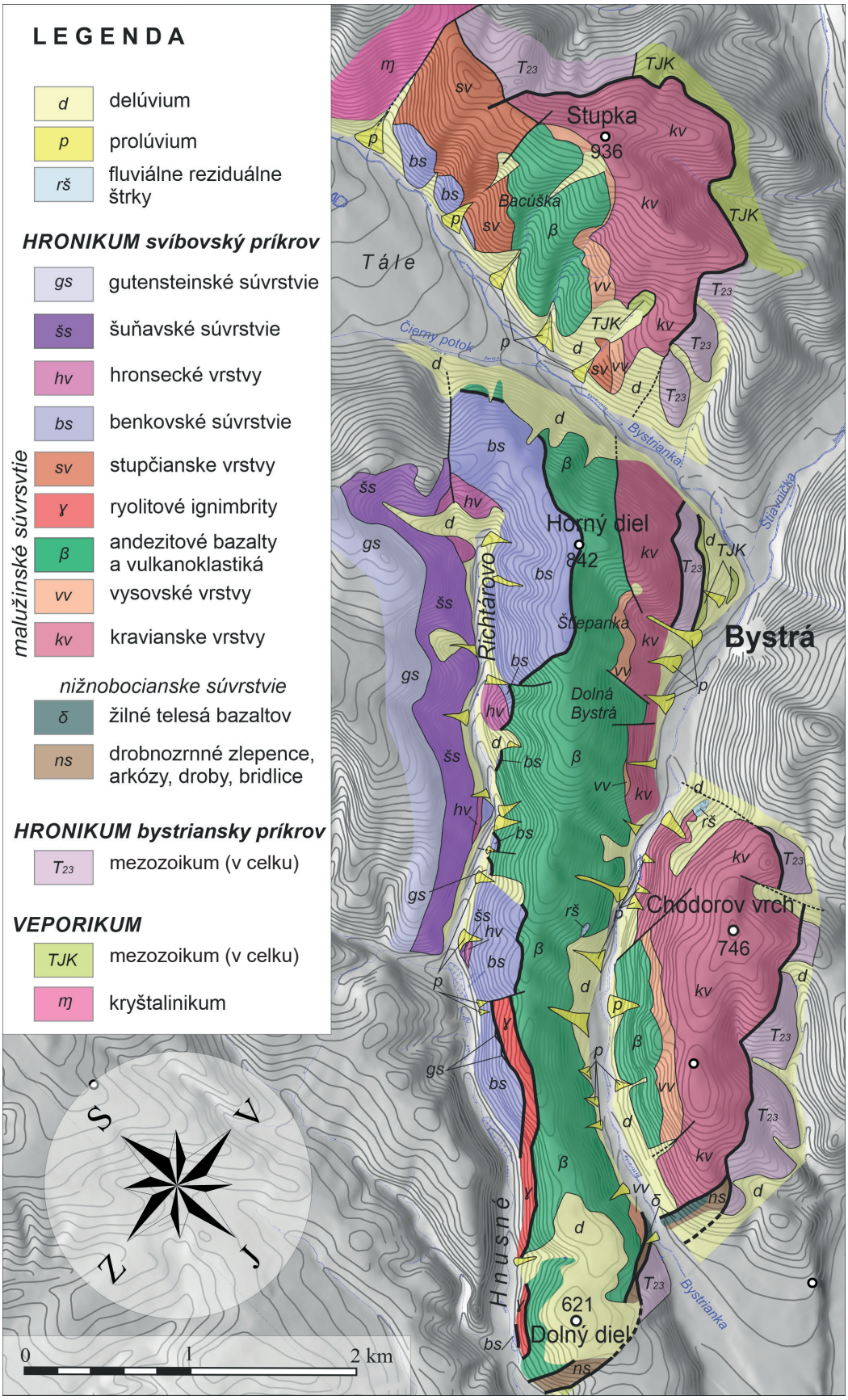
Obr. 6. Malužinské súvrstvie – stupčianske vrstvy, najmladší člen malužinského súvrstvia v Nízkych Tatrách, Stupka: a) pestrá hrubozrnná litická droba, úlomky najmä svetlých granitoidov v piesčitej základnej hmote, b – c) akumulácia ryolitových úlomkov (tmavofialové a červené) v spodnej časti vrstvy, d) polohy imbrikovaných úlomkov ryolitov v textúrne nezrelom sedimente, svetlé klasty sú úlomky živcov a kremeňov z granitoidov, e – h) úlomky svetlých granitoidných a pestrých ryolitových vulkanických hornín v hrubozrnnom pieskovci.

Fig. 6. Malužiná Fm. – Stupka Mb., the youngest Permian sediments of the Malužiná Fm. in the Nízke Tatry Mts. area, Stupka locality: a) variegated coarse-grained wacke, composed mostly of granitoid rock fragments in the sandy matrix, b – c) accumulation of the rhyolite fragments (dark purple and reddish coloured) in the basal part of the bed, d) imbricated fragments of rhyolites in the immature sediment, light clasts represent feldspar and quartz grains from granitoid rocks, e – h) fragments of pale-coloured granitoid and variegated rhyolitic rocks in the coarse-grained sediment.



Obr. 7. Spodnotriasové sedimenty benkovského súvrstvia z tesného nadložia permských sedimentov stupčianskych vrstiev z dvoch lokalít: a – b) hrubozrnné nevytriedené piesčité zlepence (lok. Stupka – Bacúška) tvoria litologický prechod z permských stupčianskych vrstiev, obsahujú ryolitový detrit červenej farby, c – d) detail piesčitých zlepencov, e) netypická fácia hronseckých vrstiev v blízkosti permských bazaltov, ?synerézne bahenné praskliny v pestrých prachovcoch (lok. Bruchačka, ľavá strana ústia doliny Hnusné), f) hronsecké vrstvy v bezprostrednej blízkosti permských bazaltov, intraklasty ílovcov v jemnozrnnej drobe (lok. Bruchačka, ľavá strana ústia doliny Hnusné).

Fig. 7. Lower Triassic deposits of the Benkovo Fm. at the contact with the Permian Stupka Beds at two studied localities: a – b) coarse-grained sandy conglomerates of the Benkovo Fm. (loc. Stupka – Bacúška) continuously developing from the underlain Permian Stupka Beds, note clearly visible rhyolitic detritus (red coloured clasts), c – d) detailed view of the sandy conglomerate, e) unusual type of facies – red coloured siltstones with ?syneresis cracks – a middle part of the Lower Triassic sequence – Hronsek Beds (loc. Bruchačka, left side of the Hnusné Valley), f) Hronsek Beds occurring at the contact with the Permian basalts, fine-grained wacke with subrounded mudstone intraclasts (loc. Bruchačka, left side of the Hnusné Valley).



Obr. 8. Reambulovaná geologická mapa zobrazujúca spodnú časť svíbovského príkrovu. Na ústí ľavej strany doliny Hnusné (Dolný diel a Horný diel) sa v nadloží andezitových bazaltov a podloží benkovského súvrstvia nachádza teleso ryolitových ignimbritov. Ryolitové klasty sa nachádzajú sz. od k. Stupka v najmladších permských stupčianskych vrstvách.

Fig. 8. Reambulated geological map of the investigated area showing the basal part of the Svíbová partial nappe. The rhyolitic ignimbrite body is situated on the left side of the Hnusné Valley (Dolný diel and Horný diel). Rhyolites in the form of clastic detritus have been found in the coarse-grained deposits (NW slopes of Stupka hill) of the Stupka Mb. – the youngest part of the Permian Malužiná Fm.

(hronsecké vrstvy) a progradovalo do iniciálnej karbonátovej platformy (šuňavské súvrstvie).

Druhý typ kontaktu na ľavej strane doliny Hnusné v úseku medzi Horným dielom a Dolným dielom reprezentuje z väčšej časti sekundárny/tektonický kontakt spodnotriasových sedimentov s vrchnopermskými bazaltmi. Okrem kremenných arkóz sa tu na kontakte nachádzajú aj jemnozrnné pestré fácie so sedimentárnymi znakmi ako intraklasty ílovcov, čeriny, bahenné praskliny, drobné konkrécie a známky bioturbácie. Ide o faciálnu asociáciu vyskytujúcu sa bežne až v nadloží benkovského súvrstvia (hronsecké vrstvy) (Olšavský et al., 2010). Benkovské súvrstvie však v tomto úseku takmer úplne chýba. Podobná situácia je aj vyššie v doline Richtárovo (vo výške 575 m n. m.), kde sa benkovské súvrstvie vyskytuje len vo fragmentoch a dokonca v asociácii tektonizovaných strednotriasových karbonátov. Navyše, pozícia telesa ryolitových ignimbritov medzi bazaltmi a spodnotriasovými sedimentmi ohraničenými rauvakmi a fragmentmi strednotriasových karbonátov poukazuje na to, že vzťah spodnotriasového benkovského súvrstvia s vrchnopermskými bázickými vulkanitmi nie je v celom rozsahu prirodzený. Výskyt opísaných mladších sedimentov (pestrých prachovcov s intraklastami a synerézmi? bahennými prasklinami; obr. 7e – f) na ľavej strane doliny Hnusné v nadloží bazaltov podporuje predpoklad o tektonickej redukcii, skrátení (komprimácii) sledu a vzniku spätných (juhovergentných) prešmykových štruktúr.

Diskusia

Na základe výsledkov terénneho výskumu je dvojznačnosť interpretácie kontaktu malužinského súvrstvia s podložím a nadložím (Biely et al., 1997, s. 154) pochopiteľná a má svoje opodstatnenie. Litostratigrafický sled od stredného permu po stredný trias možno vyskladať z identifikovaných súvrství jednoznačne, čím je zároveň zodpovedaná otázka stratigrafického zaradenia vystupujúcej časti malužinského súvrstvia. Minimálne v úseku doliny Hnusné – Richtárovo však nemožno úplne vylúčiť sekundárny/tektonický vzťah vrchnopermských členov so spodnotriasovými súvrstviami, podobne, ako ho postuloval Vozár (1967). Produkty permského ryolitového vulkanizmu v podobe telesa ryolitových ignimbritov nie je možné spoľahlivo zaradiť do sledu malužinského súvrstvia, keďže teleso ignimbritov je oproti svojmu okoliu tektonicky obmedzené. Jediným vodiacim bodom je datovanie monazitov, ktoré potvrdilo strednopermský vek (Demko in Olšavský a Demko, 2007). Zjavná alochtónna pozícia ryolitového telesa vo vzťahu k svojmu okoliu má však ďalšie teoretické konzekvencie týkajúce sa jeho korelácie v širšom priestore. Je známe, že ryolitové telesá väčších či menších rozmerov sa systematicky objavujú v drienockom príkrove (Drienok, Poniky, Driekyňa), v muránskom príkrove (Gregová, Veľká Stožka, Rejkovo, Remetisko) (Vojtko et al., 2015) a v masíve Barbolice pri Vernári v tektonickej jednotke vernárika (sensu Hók et al., 2004). EPMA datovania monazitov (Demko a Hraško, 2013) a U-Pb SIMS datovania zirkónov (Ondrejka et al., 2018) z týchto ryolitových telies poukazujú na vek vulkanickej aktivity pred ~260 až 270 milónmi rokov. Podobne ako v svíbovskom príkrove, aj v drienockom a muránskom príkrove vystupujú ryolity výlučne v kontakte so spodnotriasovými sedimentmi. Ich štruktúrno-tektonická príbuznosť je zjavná aj z mapového pohľadu, keďže ryolitové telesá vystupujú v jednej línii prechádzajúcej z drienockého príkrovu do svíbovského príkrovu v úseku Poniky (Farbište) – Ľubietová – Valaská – Bystrá. Priebeh ryolitových segmentov drienockého príkrovu spoločne s novým výskytom svíbovského príkrovu v doline Hnusné má jeden smer. Natíska sa tak otázka, či nejde o spoločný zdrojový materiál pochádzajúci zo sedimentačného priestoru hronika s. l./vernárika, ktorý bol do spodnotriasových sedimentov inkorporovaný tektonicky. Ak uznáme, že ryolitový materiál v podobe blokových enkláv (fragmenty pôvodných produktov kyslého permského vulkanizmu) vyskytujúci sa v známych jednotkách (hronikum/vernárikum) pochádza zo spoločného zdroja, potom je k dispozícii ďalší nepriamy dôkaz o paleogeografickej/tektonickej príbuznosti obidvoch tektonických štruktúr. Zistenie prítomnosti ryolitového detritu z najmladších stupčianskych vrstiev dopĺňa mozaiku starších referencií o prítomnosti ryolitového detritu v najmladších permských súvrstviach Západných Karpát, napr. v krivosúdskom súvrství tatrika Považského Inovca (Štimmel et al., 1984, s. 73) alebo v špaňodolinskom súvrství veporika (Vozárová a Vozár, 1988, s. 224; Vozárová a Vozár in Polák et al., 2003, s. 48). Spomenuté fakty poukazujú na systematickú eróziu strednopermských ryolitových provincií v období najmladšieho permu.

Záver

Malužinské súvrstvie na južných svahoch Nízkych Tatier reprezentuje jeho mladšia časť tvorená odspodu nahor kravianskymi vrstvami, vysovskými vrstvami a andezitovými bazaltmi so sprievodnými vulkanoklastikami. V nadloží vulkanitov sa pri reambulačnom mapovaní zistil výskyt novo definovaných stupčianskych vrstiev, ktoré predstavujú najmladší člen malužinského súvrstvia s kontinuálnym prechodom do benkovského súvrstvia. Na takéto litostratigrafické členenie poukazuje množstvo sedimentárnych znakov typických pre jednotlivé členy malužinského súvrstvia a ich vzájomná stratigrafická pozícia.

Sedimentárny sled v nadloží andezitových bazaltov (lokalita Stupka) reprezentujú stupčianske vrstvy (novo definovaný termín) (Olšavský in Hraško et al., 2013). Stupčianske vrstvy predstavujú štvrtý hruboklastický horizont v malužinskom súvrství. Stratigraficky ho možno korelovať s brezovskými vrstvami definovanými na sv. svahoch Nízkych Tatier (Tulis a Novotný, 1998). Litologicky podobné sedimenty (ale bez veľkých ryolitových klastov, len centimetrovej veľkosti) v rovnakej stratigrafickej pozícii boli zaznamenané aj v nadloží efuzívneho komplexu v Malých Karpatoch (Olšavský in Polák et al., 2012).

Lokalizácia telesa ryolitových ignimbritov situovaného v nadloží andezitových bazaltov z doliny Hnusné naznačuje, že tak ako samotné teleso, aj fragmenty úlomkového materiálu ryolitov v stupčianskych vrstvách by mohli pochádzať z časopriestorovo príbuzného zdroja ryolitového vulkanizmu aktívneho v období vyššej časti stredného

permu. Teleso doskovitého tvaru s hrúbkou zhruba 50 m a dĺžkou 2,1 km situované na ľavej strane doliny Hnusné má oproti okoliu tektonické obmedzenie a nemožno ho jednoznačne zasadiť do sledu malužinského súvrstvia. V každom prípade však nález telesa ryolitových ignimbritov v tejto tektonickej jednotke Západných Karpát je výnimočný. Jeho pozícia nastoľuje ďalšie štruktúrno-tektonické otázky týkajúce sa usporiadania čiastkových príkrovov v jednotke hronika vo zťahu k vernáriku (sensu Hók et al., 2004).

Kontakt najmladších permských sedimentov, resp. kontakt bázických vulkanitov so spodnotriasovými sedimentmi benkovského súvrstvia nie je všade kontinuálny. Na lokalite Stupka (lok. Bacúška) je litologický prechod z malužinského súvrstvia do benkovského kontinuálny. Tektonický vzťah medzi benkovským súvrstvím a permskými vulkanitmi je zjavný na lokalitách v ústí doliny Hnusné. Medzi vrchnopermské bazalty a spodnotriasové sedimenty je tam tektonicky včlenené teleso ryolitov, ktoré je sčasti lemované tektonickými brekciami (rauvakmi). Podobne v doline Richtárovo sú bazalty v priamom kontakte s vyššou časťou benkovského súvrstvia (hronsecké vrstvy), dokonca s fragmentmi strednotriasových dolomitov. Kontakt na tomto mieste sa javí ako subautochtónny/sekundárny, pretože na vrchnopermských andezitových bazaltoch leží fragment (teleso) pravdepodobne strednopermských ryolitových ignimbritov, na ktorých leží spodný trias. Uvedené fakty zjavne poukazujú na tektonický vzťah. Tektonický vzťah malužinského súvrstvia je očividný aj vo vzťahu k fragmentu nižnobocianskeho súvrstvia situovaného v najjužnejšom výskyte telesa svíbovského čiastkového príkrovu (obr. 8). Samotné teleso je rozlámané a jeho segmenty boli zrejme druhotne zblížené počas najmladších (možno až pomiocénnych) tektonických udalostí. Predpokladajú sa tu spätné juhovergentné presuny.

Výsledná interpretácia stratigrafického zaradenia malužinského súvrstvia, ako aj zistených tektonických komplikácií týkajúcich sa povahy kontaktu medzi permom a spodným triasom však dáva za pravdu obidvom diskutovaným pohľadom (l. c.).

Poďakovanie

Príspevok vznikol vďaka projektom Ministerstva životného prostredia SR *Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000* (27 98/2) a *Aktualizácia geologickej stavby problémových území SR v mierke 1 : 50 000* a čiastkovým úlohám (T-05-06A a T01/11) na tomto projekte. Za cenné konštruktívne pripomienky autor ďakuje recenzentom Jozefovi Hókovi a Jozefovi Madzinovi.

Literatúra

Biely, A. (ed.), Bezák, V., Beňuška, P., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Biely, A. (ed.), Bezák, V., Bujnovský. A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. a Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 232 s.

Biely, A., 1984: Tektonická stavba územia Horehronského podolia medzi Slovenskou Ľupčou a Breznom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

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

Farrell, K. M., 1987: Sedimentology and facies architecture of overbank deposits, of the Mississippi River, False River Region, Luisiana. In: Ethridge, F. G. a Flores, R. M. (eds.): Recent Developments in Fluvial Sedimentology, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 39, 111 – 120.

Hók, J., Havrila, M., Rakús, M., Vojtko, R. a Kráľ, J., 2004: Nappe Contact as a Tool of Paleotectonic Reconstruction (Inner Western Carpathians a Case of Study). Geolines, 17, 39 – 40.

Hraško, Ľ., Bačo, P., Bačová, Z., Bezák, V., Boorová, D., Bóna, J., Broska, I., Buček, S., Čech, P., Demko, R., Derco, J., Elečko, M., Ferenc, Š., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, Ľ., Gluch, A., Gross, P., Harčová, E., Havrila, M., Ivanička, J., Kobulský, J., Kohút, M., Kollárová, V., Konečný, P., Konečný, V., Kováčik, M., Kováčik, M., Kováčiková, M., Kráľ, J., Kronome, B., Kubeš, P., Laurinc, D., Madarás, J., Maglay, J., Nováčková, M., Olšavský, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Pramuka, S., Siráňová, Z., Šimon, L., Zlinská, A., Žecová, K., Antalík, M. a Vlachovič, J., 2013: Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenska v mierke 1 : 50 000. Záver. správa geol. úlohy, region. geol. výsk. Diel 5, 01-11, Príloha 2: Litostratigrafické členenie a stavba vrchnopaleozoickej formácie ipoltickej skupiny svíbovského čiastkového príkrovu hronika na Horehronskom Podolí (oblasť Valaská, časť Piesok – Bystrá – Mýto pod Ďumbierom). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 91 733), 251 s.

Klinec, A. (ed.), Biely, A., Vozárová, A., Konečný, V., Lexa, J., Pulec, M., Halouzka, R., Stankovič, J., Modlitba, I., Šucha, P., Planderová, E., Miko, O., Kullman, E. a Dovina, V., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-232 Brezno-2. Čiastk. záver. správa za rok: 1984 – 1988. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 65 226).

Kettner, R., 1958: Geologický profil v údolí potoka Bystré u Piesoku východně od Podbrezové (Nízke Tatry). Věst. Ústř. Úst. geol., 33, 166 – 170.

Olšavský, M., 2008: Faciálna analýza depozičných sekvencií malužinského súvrstvia a jeho geologická stavba na SV svahoch Nízkych Tatier. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.

Olšavský, M. a Demko, R., 2007: Mladšie paleozoikum Hronika na SZ svahoch Nízkych Tatier. Čiastk. správa k záver. správe geologickej úlohy: Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenska v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 91 733-43), 95 s.

Olšavský, M., Šimo, V. a Golej, M., 2010: Hronsecké vrstvy: korelačný člen medzi silicikom s. l. (drienocký príkrov) a hronikom (frankovský príkrov, Západné Karpaty). Miner. Slov., 42, 407 – 418.

Ondrejka, M., Xian-Hua, L., Vojtko, R., Putiš, M., Uher, P. a Sobocký, T., 2018: Permian A-type rhyolites of the Muráň Nappe, Inner Western Carpathians, Slovakia: in-situ zircon U-Pb SIMS ages and tectonic setting. Geol. Carpath., 69, 2, 187 – 198.

Pemberton., S. G. a Wightman, D. M., 1992: Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: Pemberton, S. G. (ed.): Applications of Ichnology to Petroleum Exploration – A Core Workshop. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 17, 141 – 167.

Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová,

A., Olšavský, M., Siman, P., Buček, S., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. a Vaněková, H., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 218 s.

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

Štimmel, I., Novotný, L., Miháľ, F., Gluch, A., Gregovič, J., Daniel, J., Cicmanová, S., Šimko, A. a Mlynarčík, L., 1984: Záverečná správa o geologicko prieskumných prácach v oblasti Považského Inovca v rokoch 1965 – 1983. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 58 751), 236 s.

Tulis, J. a Novotný, L., 1998: Zhodnotenie geologických prác na U rudy v mladšom paleozoiku hronika v severnej časti Nízkych Tatier a Kozích chrbtov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 144 s.

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

Vozár, J., 1967: Výskum melafýrových hornín na južných svahoch Nízkych Tatier. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 19 612), 120 s.

Vozár, J., 1971: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách. Geol. Práce, Spr., 55, 131 – 137.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1979: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie – nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. Miner. Slov., 11, 5, 477 – 478.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. Miner. Slov., 13, 5, 385 – 403.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 314 s.

Zemančík, J., Miháľ, F. a Schmidt, M., 1971: Správa z geologického mapovania v roku 1971, M 1 : 25 000. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Uranpres, 64 s.

Summary

The presented knowledge about the Malužiná Formation from the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. was acquired by field research in the years 2004 to 2007. Further reambulation mapping was carried out in 2011 in the Bystrá-Tále – Valaská-Piesok area. The main reason for the reambulation of the area was the ambiguous interpretation of the contact of the Malužiná Formation with the underlying and overlying formations. The uncertainty was a result of unclear stratigraphic classification of the entire occurrence of the Permian Malužiná Formation in the Bystrá area.

The Malužiná Formation on the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. is represented by its younger part formed from the bottom up by the Kravany Beds, the Vysová Beds, basaltoid andesites with accompanying volcanoclastics and the youngest Stupka Beds (new term) with a transition to the ovelying Lower Triassic Benkovo Formation. Such an interpretation is supported by the regional correlation, lithological attributes and sedimentary features typical for individual members of the Malužiná Formation. The new member of the Malužiná Formation called the Stupka Beds is the fourth coarse-clastic horizon in the Malužiná Formation and at the same time the youngest depositional sequence of the formation.

Contact of the youngest Permian sediments, resp. the contact of volcanics with Lower Triassic sediments (Benkovo Formation) has different character in two studied localities. At the Stupka (locality Bacúška), the lithological transition from the Malužiná Fm. to Benkovo Fm. is clearly visible on the outcrops and is considered as normal sedimentary contact. The tectonic relationship of the Benkovo Fm. with the volcanics is pointed out by the localities at the mouth of the Hnusné Valley, where a body of rhyolites partly surrounded with rauhwakes (carbonatic tectonites) is tectonically incorporated between the Upper Permian basalts and the Lower Triassic sediments. In the continuation of the valley, on the left side of the Richtárovo Valley, the basalts are in the contact with the higher part of the Benkovo Fm. (Hronsek Beds) or with the fragments of the Middle Triassic Dolomites. Contact at this point appears to be subautochthonous/secondary (tectonic). In a broader regional view, however, the relationship between the Upper Permian and the Lower Triassic formations is mostly normal – sedimentary in nature. Locally, however, the relationship is secondary-tectonic, because the Upper Permian basalts are overlaid by the body of probably Middle Permian rhyolite ignimbrites. The tabular rhyolite body, approximately 50 m thick and 2.1 km long, situated on the left side of the Hnusné Valley is in a tectonic contact with the surroundings and cannot be unambiguously placed within the sequence of the Malužiná Formation. The occurrence of the of the rhyolite ignimbrites in the Hronic tectonic unit of the Western Carpathians is surprising and its position thus raises further structural-tectonic questions concerning the arrangement of partial nappes in the Hronic unit and its position towards the Vernaricum.

Rukopis doručený: 24. 3. 2021
Revidovaná verzia doručená: 19. 4. 2021
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 29. 4. 2021

SPOMIENKY

Spomíname na Dušana Bodiša
(* 6. 5. 1952 – † 20. 11. 2020)

RNDr. Dušan Bodiš, CSc., sa narodil 6. 5. 1952 v Bratislave. V roku 1972 zmaturoval na bratislavskej Strednej priemyselnej škole chemickej a v roku 1977 absolvoval vedný odbor geochémia na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. V roku 1989 získal titul CSc. a v roku 1999 mu komisia SAV priznala vedecký kvalifikačný stupeň IIa – samostatný vedecký pracovník. Po ukončení vysokoškolského štúdia od roku 1977 až do súčasnosti pracoval v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave. Prakticky celú svoju profesionálnu kariéru spojil s prácou na oddelení hydrogeochémie, neskôr na oddelení geochémie životného prostredia.

Geochémia sprevádzala Dr. Dušana Bodiša v najrôznejšej podobe celý život. Je málo špecialistov geochemikov, ktorí mali taký široký diapazón svojej činnosti. Dr. Dušan Bodiš sa z „hydrogeochemického“ hľadiska venoval všetkým druhom vôd, ktoré na Slovensku a vo svete existujú. Vo svojej bohatej praxi sa venoval najmä zrážkovej vode, geotermálnym a minerálnym vodám, obyčajnej podzemnej a povrchovej vode, ale aj znečistenej a odpadovej vode. Okrem vôd s najrôznejšou genézou a využitím sa zaoberal aj ďalšími aspektmi environmentálnej geochémie, hlavne problematikou riečnych sedimentov, environmentálnych záťaží, chemických časovaných bômb, vývoju hlbinného úložiska rádioaktívneho odpadu, sekvestrácie CO_2 či environmentálno-geochemickou problematikou pôd a hornín.

Veľmi bohatá je aj jeho publikačná činnosť. V archíve ŠGÚDŠ (geofonde) má viac ako 200 ukončených geologických úloh a v archíve Ústrednej geologickej knižnice viac ako 160 publikačných záznamov. Je autorom a spoluautorom mnohých metodických a teoretických prác. Z celého radu publikovaných článkov, abstraktov, monografií a príspevkov si Dr. Bodiš asi najviac cenil geochemické atlasy (najmä časti *Podzemné vody* a *Riečne sedimenty*), *Atlas geotermálnej energie Slovenska* či publikácie venované pozaďovej koncentrácii vybraných ukazovateľov v povrchovej a podzemnej vode Slovenska.

Dr. Dušan Bodiš má nezabudnuteľný podiel na výchove celého radu pokračovateľov vedných disciplín geochémia, hydrogeológia a hydrogeochémia. Vychoval 11 diplomantov, troch ašpirantov a doktorandov a bol ich vedúcim a školiteľom, bol školiteľom špecialistom, resp. konzultantom pri desiatkach ďalších postupových prác. Nezanedbateľná je aj jeho organizačná a riadiaca činnosť. Bol napr. vedúcim riešiteľom viac ako 30 národných a medzinárodných projektov. Takmer 15 rokov viedol oddelenie hydrogeochémie, resp. geochémie životného prostredia v ŠGÚDŠ. Viac ako 25 rokov bol členom (aj predsedom) vedeckej rady ŠGÚDŠ. Bol aj členom Slovenskej geologickej rady a mnohých ďalších domácich aj medzinárodných komisií a rád. Dlhé roky bol členom komisií na udeľovanie vedeckej hodnosti CSc., resp. PhD. vo vedných odboroch geochémia a hydrogeológia. Bol dlhoročným členom redakčnej rady časopisov *Mineralia Slovaca*, *Slovak Geological Magazine* a ďalších periodík. Bol aj členom vedeckej rady Prírodovedeckej fakulty Univerzity sv. Cyrila a Metoda v Trnave, IMK pri MŽP SR, komisie na schvaľovanie množstva podzemných vôd MŽP SR a Štátnej kúpeľnej komisie MZ SR.

Dr. Bodiš bol mnohonásobným oponentom najrôznejších druhov odborných prác – diplomové práce, publikácie, dizertačné práce, monografie, záverečné správy a pod. Venoval sa aj informačno-popularizačnej práci (vedecká kaviareň Veda v CVTI SR, výučba na Prírodovedeckej fakulte UK a mnohé iné) a ochotne vystupoval v médiách (Nočná pyramída RTVS, rôzne publicistické relácie).

V profesionálnom živote získal mnohé ocenenia a vyznamenania: Medaila GÚDŠ pri príležitosti 50. výročia založenia ústavu (r. 1990), Pamätná medaila ŠGÚDŠ pri príležitosti 60. výročia založenia ústavu (r. 2000), Cena ministra ŽP SR (r. 2000) ako členovi autorského kolektívu geochemických atlasov, Cena ministra ŽP SR (r. 2000) ako členovi SGR, Pamätná medaila pri príležitosti 70. výročia založenia ŠGÚDŠ (r. 2010), Najlepší pracovník rezortu geológie (r. 2010), Zlatá medaila ŠGÚDŠ (r. 2015), Medaila za zásluhy o rozvoj Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra (r. 2019) atď.

Počas svojho pôsobenia bol známy svojím pracovným entuziazmom a zároveň ľudským a láskavým prístupom ku každému, kto s ním prišiel do kontaktu. Miloval šport, najmä basketbal, cyklistiku a lyžovanie. Dlhé roky intenzívne rybárčil. Žil svoj život naplno.

Dr. Bodiš za viac ako 40 rokov svojej odbornej činnosti zanechal nezmazateľnú stopu v environmentálnej geológii.

Dňa 20. novembra 2020 nás navždy opustil vynikajúci vedec, vášnivý športovec, priateľ, kamarát − dobrý človek, ktorý nám bude veľmi chýbať.

Česť jeho pamiatke!

Jozef Kordík

Výber z najvýznamnejších publikácií

Monografie

Franko, O., Remšík, A., Fendek, M. (eds.), Fusán, O., Kráľ, M., **Bodiš, D.**, Drozd, V. a Vika, K., 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Bratislava, MŽP SR – Geol. Úst. D. Štúra, 96 s.

Rapant, S., Vrana, K., **Bodiš, D.** (eds.), Doboš, V., Hanzel, V., Kordík, J., Slaninka, I., Repčoková, Z. a Zvara, I., 1996: Geochemický atlas Slovenska. Časť I. Podzemné vody [Geochemical atlas of Slovakia. Part I. Groundwater]. Bratislava, GS SR, 78 s.

Hanzel, V., Franko, O., Jetel, J., **Bodiš, D.**, Böhm, V., Bujalka, P., Fides, J. a Hyánková, K., 1998: Geologický slovník. Hydrogeológia. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 301 s.

Bodiš, D. a Rapant, S. (eds.), 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky. Časť VI. Riečne sedimenty [Geochemical atlas of the Slovak Republic. Part VI. Stream sediments] 1 : 1 000 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR, 145 s.

Bodiš, D., Kordík, J., Slaninka, I., Kučárová, K., Valúchová, M., Shearman, A. a Pekárová, P., 2010: Pozaďová koncentrácia vybraných prvkov v podzemnej a povrchovej vode. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, ISBN 978-80-89343-43-3, 95 s.

Kucharič, L., Tuček, L., **Bodiš, D.**, Radvanec, M., Wallner, J., Čechovská, K., Németh, Z., Baráth, I., Nagy, A., Derco, J., Antal, B., Bezák, V. a Šesták, P., 2014: Potential, Capacities Estimations and Legislation for CO_2 Storage in the Geological Formations of the Slovak Republic. Slovak Geol. Mag., Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 142 s.

Bodiš, D., Fajčíková, K., Cvečková, V., Rapant, S., Škoda, P., Slaninka, I., Michalko, J., Švasta, J., Grolmusová, Z., Mackových, D., Bystrická, G. a Antalík, M., 2015: Geochemický atlas Slovenskej republiky. Časť VII. Povrchové vody 1 : 1 000 000 [Geochemical atlas of the Slovak Republic. Part VII. Surface waters 1 : 1 000 000]. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vysvetlivky

Zakovič, M., **Bodiš, D.** a Franko, O., 2012: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape SR. List 36 Banská Bystrica 1 : 200 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 135 s.

Benková, K., **Bodiš, D.**, Nagy, A., Maglay, J., Švasta, J., Černák, R. a Marcin, D., 2013: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej a hydrogeochemickej mape Podunajskej roviny – Žitného ostrova a pravobrežia Dunaja v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 184 s.

Články

Bodiš, D., Remšík, A. a Klaučo, S., 1988: Aplikácia faktorovej analýzy pri riešení genézy geotermálnych vôd. Miner. Slov., 20, 4, 353 – 360.

Babiaková, G., Palkovič, D. a **Bodiš, D.**, 1990: Seasonal description of the quality and quantity of snowmelt in a mountainous region using an integrated model. Hydrol. Sci. J., 35, 4, 383 – 393.

Remšík, A., Franko, O., Fendek, M. a **Bodiš, D.**, 1990: Geotermálne vody Podunajskej a Viedenskej panvy. Miner. Slov., 22, 3, 241 – 250.

Vrana, K., **Bodiš, D.**, Lopašovský, K., Rapant, S. a Girman, J., 1994: Regional evaluation of snow pack quality in Slovakia; hydrogeochemical aspects. IAHS-AISH Publ., 222, 105 – 113.

Babiaková, G., **Bodiš, D.** a Palkovič, D., 1994: Hydrological and Hydrochemical Response of Mountainous Basins to Snow Accumulation and meltingt in Northern Slovakia. Hydrol. Process., 8, 6, 551 – 565.

Babiaková, G., **Bodiš, D.**, Rapant, S., Rončák, P. a Závodský, D., 1996: Problematika mapovania kritických záťaží a ich prekročení pre povrchové a podzemné vody. J. Hydrol. Hydromech., 44, 2 – 3, 103 – 117.

Rapant, S., Rapošová, M., **Bodiš, D.**, Marsina, K. a Slaninka, I., 1997: Environmental-geochemical mapping program in the Slovak Republic. J. Geochem. Explor., 66, 1 – 2, 151 – 158.

Babiaková, G., **Bodiš, D.**, Chriašteľ, R., Pukančíková, K., Rapant, S., Rončák, P. a Závodský, D., 1998: Acidifikácia povrchových a podzemných vôd na území Slovenska: kritické úrovne a kritické záťaže. J. Hydrol. Hydromech., 46, 4 – 5, 288 – 323.

Backman, B., **Bodiš, D.**, Lahermo, P., Rapant, S. a Tarvainen, T., 1998: Application of a groundwater contamination index in Finland and Slovakia. Environ. Geol., 36, 1 – 2, 55 – 64.

Rapant, S., **Bodiš, D.**, Vrana, K., Cvečková, V., Kordík, J., Krčmová, K. a Slaninka, I., 2009: Geochemical Atlas of Slovakia and examples of its applications to environmental problems. Environ. Geol., 57, 99 – 110.

Bodiš, D., Kordík, J., Slaninka, I., Malík, P., Liščák, P., Panák, D., Božíková, J. a Marcin, D., 2010: Mineral waters in Slovakia — Evaluation of chemical composition stability using both historical records and the most recent data. J. Geochem. Explor., 107, 3, 382 – 390.

Michalko, J., **Bodiš, D.**, Malík, P., Kordík, J., Fajčíková, K., Grolmusová, Z. a Veis, P., 2011: Potenciálne zdroje strategických množstiev podzemnej vody v Bratislavskom samosprávnom kraji. Miner. Slov., 43, 4, 449 – 462.

Franko, O., Pereszlényi, M. a **Bodiš, D.**, 2011: Genéza soľaniek v juhovýchodnej časti podunajskej panvy. Miner. Slov., 43, 4, 463 – 478.

Kordík, J., Slaninka, I. a **Bodiš, D.**, 2012: Monitorovanie riečnych sedimentov na Slovensku. Miner. Slov., 44, 4, 423 – 442.

Bodiš, D., Kordík, J. a Slaninka, I., 2012: Variabilita chemického zloženia zimných zrážok na Slovensku za 36 rokov pozorovania. Miner. Slov., 44, 4, 443 – 460.

Bodiš, D., Vandrová, G., Panák, D., Kordík, J., Michalko, J., Bottlik, F., Cígerová, M., Kókaiová, D. a Štefanka, P., 2013: Fatra – jedinečná minerálna voda v Západných Karpatoch. Podzemná voda, 19, 1, 23 – 42.

Bodiš, D., Božíková, J. a Mackových, D., 2016: Mineral waters of the Slovak Spas – chemical analysis, history and present. Slovak Geol. Mag., 16, 2, 41 – 56.

Božíková, J. a **Bodiš, D.**, 2016: Mineral waters in Slovakia, legislation and their use. Slovak Geol. Mag., 16, 2, 57 – 70.

POKYNY PRE AUTOROV

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

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

Text

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

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

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

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

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

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

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

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

Správy

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

Ilustrácie a tabuľky

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

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

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

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

Citovanie a literatúra

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

Príklady typov použitej literatúry:

Mapa

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

Monografia, vysvetlivky ku geologickej mape

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

Kapitola v monografii, príspevok v zborníku

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

Článok v periodických publikáciách

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

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

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

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

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

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

Právne podmienky a vedecká etika

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

OBSAH

Teťák, F., Laurinc, D., Žecová, K. a Buček, S.

Nové litostratigrafické jednotky magurského príkrovu na Orave (Vonkajšie Západné Karpaty)

New lithostratigraphic units of the Magura Nappe in Orava region (Outer Western Carpathians) 3

Mašlár, E., Mašlárová, I., Ondrus, P., Jelínek, R., Stercz, M., Pačajová, K. a Stašik, Ľ.

Inžinierskogeologický prieskum svahových deformácií na vybraných lokalitách v rokoch 2018 – 2019

Engineering geological investigations of slope deformations at selected localities in the period 2018 – 2019 19

Csibri, T., Plašienka, D. a Demko, R.

Výskyt spodnokriedových magmatických hornín medzi Podbrančom a Myjavou

Occurrence of Lower Cretaceous magmatic rocks between Podbranč village and Myjava town 33

Pelech, O., Olšavský, M., Laurinc, D., Kotulová, J., Šimo, V. a Mikudíková, M.

Lunzské vrstvy hronika východnej časti Strážovských vrchov

Lunz Beds of the Hronicum in the eastern portion of the Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians, Slovakia) 39

Olšavský, M.

Litostratigrafia malužinského súvrstvia z oblasti Bystrej (svíbovský čiastkový príkrov, Nízke Tatry)

Lithostratigraphy of the Malužiná Formation from the Bystrá area (Svíbová nappe, Nízke Tatry Mts.) 59

Spomienky

Kordík, J.: Spomíname na Dušana Bodiša 73

Indexované / abstraktované / sprístupňované databázou EBSCO