

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

REGIÓNU BIELA ORAVA

1 : 50 000

Zostavil: František Teřák



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 2016

**VYSVETLIVKY
k regionálnym
geologickým
mapám
Slovenska**

Recenzenti:

doc. RNDr. Ján Soták, DrSc.

doc. RNDr. Daniel Pivko, PhD.

Predseda vydavateľskej rady:

Ing. Branislav Žec, CSc.

Vedecký redaktor:

RNDr. Juraj Maglay, PhD.

Členovia redakčnej rady:

RNDr. K. Fordinál, PhD., RNDr. Ľ. Hraško, PhD., RNDr. M. Kováčik, CSc.,
Mgr. D. Kúšik, RNDr. P. Liščák, CSc., RNDr. P. Malík, CSc., Mgr. D. Marcin, PhD.,
RNDr. A. Nagy, CSc., Ing. Z. Németh, PhD., doc. RNDr. S. Rapant, DrSc.,
Mgr. F. Teták, PhD.

František Tet'ák, *Martin Kováčik, Ivana Pešková, Alexander Nagy, Stanislav Buček, Juraj Maglay, Martin Vlačiky, Dušan Laurinc, Katarína Žecová, Adriana Zlinská, Pavel Liščák, Daniel Marcin, Andrej Žilka, Ľudovít Kucharič, Augustín Gluch, Peter Baláž

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

REGIÓNŮ BIELA ORAVA

1 : 50 000

Zostavil: František Tet'ák

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2016

ISBN 978-80-8174-016-9

OBSAH

ÚVOD (<i>F. Teták</i>)	12
Geografická a geomorfologická charakteristika	
územia (<i>F. Teták</i>)	13
Regionálny geologický prehľad (<i>F. Teták</i>)	16
Prehľad geologických výskumov a prác (<i>F. Teták a A. Nagy</i>)	16
OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY	22
CHARAKTERISTIKA LITOSTRATIGRAFICKÝCH JEDNOTIEK	23
FLYŠOVÉ PÁSMO – MAGURSKÁ SKUPINA PRÍKROVOV	23
RAČIANSKA JEDNOTKA (<i>F. Teták</i>)	25
Cebulské súvrstvie	25
Szczawinské vrstvy, ropianske vrstvy, červené a zelené ílovice	26
Belovežské súvrstvie	28
Spodné belovežské vrstvy	29
Vrchné belovežské vrstvy	30
Zlínske súvrstvie	31
Bystrické vrstvy	31
Újezdské vrstvy	33
Babišské vrstvy	36
Kýčerské vrstvy	37
BYSTRICKÁ JEDNOTKA (<i>F. Teták, M. Kováčik a I. Pešková</i>)	39
Szczawinské vrstvy, ropianske vrstvy, červené ílovice	39
Ropianske vrstvy	40
Szczawinské a ropianske vrstvy: červené a zelené ílovice	42
Szczawinské vrstvy	42
Belovežské súvrstvie	44
Spodné belovežské vrstvy	44
Vrchné belovežské vrstvy	44
Vychylovské súvrstvie	48
Zlínske súvrstvie	50
Oravskoveselské vrstvy	51
Bystrické vrstvy	53
Újezdské vrstvy	58
Kýčerské vrstvy	58
KRYNICKÁ (ORAVSKOMAGURSKÁ) JEDNOTKA (<i>F. Teták, M. Kováčik</i> <i>a I. Pešková</i>)	59
Zábavské súvrstvie	59
Vrstvy Redikálneho	61
Zábavské súvrstvie s. s.	63
Raciborské súvrstvie	67
Račovské vrstvy	67

Raciborské súvrstvie s. s.	70
Malcovské súvrstvie	74
NEOGÉN (<i>A. Nagy a F. Teťák</i>)	77
Oravské súvrstvie	78
KVARTÉR (<i>J. Maglay, F. Teťák a M. Vlačíky</i>).....	82
Pleistocén.....	84
Holocén	93
Magurský meteorit (<i>F. Teťák</i>)	96
TEKTONIKA (<i>F. Teťák, I. Pešková a M. Kováčik</i>)	96
GEOLOGICKÝ VÝVOJ (<i>M. Kováčik, F. Teťák a A. Nagy</i>).....	105
ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV (<i>L. Kucharič a A. Gluch</i>).....	109
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (<i>D. Marcin</i>).....	129
GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (<i>P. Liščák a A. Žilka</i>).....	144
NERASTNÉ SUROVINY (<i>P. Baláž</i>).....	148
VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (<i>F. Teťák a M. Kováčik</i>).....	153
ZÁVER (<i>F. Teťák</i>).....	160
LITERATÚRA	163
SUMMARY	179
Fotografická príloha	185

ABSTRAKT

Práca ponúka nové, podrobnejšie zobrazenie a opis geologickej stavby regiónu, ktorý je svojou polohou a stykom geologických jednotiek kľúčový pri riešení geologickej stavby flyšového pásma Západných Karpát. V regióne Biela Orava sú zastúpené tri tektonicko-litofaciálne jednotky – račianska, bystrická a krynická (oravskomagurská). Tvoria vrásovo-šupinový systém magurskej skupiny príkrovov, ktorý je z juhu nasunutý na šikmú rampu európskej platformy spolu so sliezskym príkrovom a ďalšími externejšími jednotkami. Tvoria ho hlbokomorské sedimentárne sekvencie flyšového charakteru, prevažne paleogénneho, menej mladokriedového veku. Na krynickej jednotke ležia neogénne popríkrovové sedimenty Oravsko-nowotargskej panvy. Územie je pokryté pestrou škálou kvartérnych sedimentov.

Počas geologického výskumu sa zistili viaceré, zatiaľ v literatúre neopísané alebo len veľmi všeobecne definované problémy. V rámci krynickej jednotky sme spresnili rozsah a náplň zábavského a raciborského súvrstvia. Vyčlenili sme a definovali aj novú litostratigrafickú jednotku – vrstvy Redikálneho – ako najstaršiu časť krynickej jednotky. Nové je určenie račovských vrstiev, ktoré z tejto časti dosiaľ neboli známe. Stretli sme sa s hojným vystupovaním glaukonitových pieskocov v raciborskom súvrství. V južnej časti bystrickej jednotky v zlinskom súvrství sme sledovali vystupovanie drobových pieskocov a smerom na sever ich postupné nahrádzanie glaukonitovými pieskocami – nová litostratigrafická jednotka oravskoveselské vrstvy. Z výskumu vyplývajú nové paleogeografické a tektonické interpretácie geologického vývoja.

Račianska jednotka. Hoci je račianska jednotka v regióne Oravy zastúpená plošne iba veľmi obmedzene a jej vrstvomý sled je tektonicky roztrhaný a zredukovaný, litofaciálne a tektonicky je veľmi pestrá a jej litostratigrafický rozsah je široký – cenoman až najmladší eocén. *Cebulské súvrstvie* (cenoman až kampán) tvoria prevažne červené ílovce a tvrdé slieňovce s menšími vložkami zelených ílovcov. V *ropianskych vrstvách* (mástricht až paleocén) prevláda nevápny, tenko vrstvený flyš so zelenými laminovanými muskovitovými pieskocami a zelenosivými nevápnitými ílovcami, menej aj s červenými ílovcami. *Szczawinské vrstvy* (mástricht až paleocén) tvoria hrubé strednozrné pieskovce bez výraznej gradácie, amalgamované, sporadicky drobnozrné zlepené s charakteristickým vysokým obsahom muskovitu. *Belovežské súvrstvie* (paleocén až stredný eocén) stratigraficky delíme na *spodné belovežské vrstvy* a *vrchné belovežské vrstvy*. Tvorí ho nevápny, tenko vrstvený flyš s laminovanými pieskocami až siltovcami a sivými ílovcami. V spodnej časti vystupujú aj červené ílovce. *Zlinske súvrstvie – bystrické vrstvy* (stredný eocén) – sú flyšový súbor kemitých glaukonitových pieskocov s ílovcami bystrického typu. Prevažne v tenko vrstvenom flyšovom komplexe medzi bystrickými a kýčerskými vrstvami vystupujú *újezdské vrstvy* (stredný

až mladší eocén), ílovce bystrického typu (menej až ľáčké slieňovce) a kremité glaukonitové pieskovce. *Babišské vrstvy* (stredný? až mladší eocén) sú typické striedaním kýčerského (drobového) a glaukonitového typu pieskovcov v strednej časti račianskej jednotky. Do oblasti Oravy zasahujú len okrajovo. *Kýčerské vrstvy* (stredný? až mladší eocén) sú flyšový súbor s výraznou prevahou drobových pieskovcov kýčerského typu v masívoch Pilska a Babej hory.

Bystrická jednotka. Na Orave má zachovaný väčší stratigrafický rozsah a tiež má výrazne pестrejší litofaciálny aj tektonický vývoj než v západnej časti magurského príkrovu. Zistili sme aj kýčerské, ropianske, szczawinské, a najmä novovyčlenené oravskoveselské vrstvy. V *ropianskych vrstvách* (mástricht až paleocén) prevláda nevápnitý, tenko vrstvený flyš so zelenými laminovanými muskovitovými pieskovicami a zelenosivými nevápnitými ílovcami, menej aj s červenými ílovcami. *Szczawinské vrstvy* (mástricht až paleocén) tvoria hrubé strednozrnité pieskovce bez výraznej gradácie, amalgamované, sporadicky drobnozrnité zlepenice s charakteristickým vysokým obsahom muskovitu. *Belovežské súvrstvie* (paleocén až stredný eocén) sa člení na spodné belovežské vrstvy a vrchné belovežské vrstvy. Pre *spodné belovežské vrstvy* sú charakteristické pestro sfarbené červené a zelené ílovce s tenko vrstveným flyšom. *Vrchné belovežské vrstvy* majú tenkovrstvový charakter s prevahou laminovaných pieskovcov. *Vychylovské súvrstvie* (stredný eocén) je prechodným vývojom belovežského súvrstvia (v podloží) a bystrických vrstiev (v nadloží) s charakteristickým striedaním belovežskej a bystrickej litofácie. *Zlínske súvrstvie – oravskoveselské vrstvy* (stredný až mladší eocén) – s prevahou drobových pieskovcov v južnej časti sa postupným pribúdaním glaukonitových pieskovcov smerom na sever menia na bystrické vrstvy. *Bystrické vrstvy* (stredný až mladší eocén) sú flyšový súbor kremitých glaukonitových pieskovcov spolu s ílovcami bystrického typu a ľáčkými slieňovcami. *Újezdské vrstvy* (stredný až mladší eocén) sme pozorovali na niekoľkých miestach v nadloží bystrických vrstiev ako prevažne tenko vrstvený flyš. *Kýčerské vrstvy* (stredný? až mladší eocén) sú flyšový súbor s prevahou drobových pieskovcov kýčerského typu.

Krynická (oravskomagurská) jednotka. Je najjužnejšou jednotkou magurskej skupiny príkrovov. Vrstvový sled je pravdepodobne neprerušený v hrúbke až do 5 000 m. *Vrstvy Redikálneho* (paleocén?) poznáme len útržkovo. Ich určujúcim znakom je prítomnosť nevápnitých červených ílovcov a sprievodné, tenko vrstvené flyšové sedimenty, veľmi podobné skôr belovežskému než zábavskému súvrstviu. *Zábavské súvrstvie s. s.* (mladší paleocén až stredný eocén) sú charakteristické striedaním polôh pieskovcov magurského typu hrubých od 10 do 30 m a úsekov tenko vrstvenej litofácie (menej aj ílovcov bystrického typu). V *račovských vrstvách* (stredný eocén) prevládajú drobové sivé ílovce. Menej je tenkých laminovaných pieskovcov. Vo vyššej časti je jedna tenká vrstva červených ílovcov, zvyčajne vápnitých. Charakter *raciborského súvrstvia s. s.* (stredný eocén až starší oligocén) je výrazne premenlivý. Striedajú sa polohy pieskovcov magurské-

ho typu s pomerne pestrými, tenko vrstvenými sedimentmi, ílovcami bystrického typu a hojnými sklzmi. Dominantnou fáciou *malcovského súvrstvia* (mladší eocén až mladší oligocén) sú sivé vápnité ílovce až siltovce (malcovský litotyp) s polohami kremenno-karbonátového a drobového pieskovca (flyšová fácia). V súvrství sú prítomné aj chaoticky zvrstvené drobové pieskovce (sklzy), drobové pieskovce a červené ílovce.

Neogén. V juhovýchodnej časti je magurský príkrov prekrytý neogénnymi sedimentmi Oravsko-nowotarskej panvy – oravské súvrstvie. *Oravské súvrstvie* (stredný sarmat až panón) tvoria sivé monotónne íly a silty s premenlivým obsahom piesčitej prímеси a s polohami štrkov v sladkovodnom vývoji. Prítomné sú aj uhoľné sloje a polohy uhoľných ílov. Zriedkavé sú polohy bentonitu a kyslých tufov.

Kvartérny pokryv. Región je pokrytý pestrú škálou kvartérnych sedimentov. Terasové systémy a množstvo menších i väčších rašelinísk demonštrujú zatiaľ málo známy vývoj regiónu počas pleistocénu. Prínosom mapovania je poznanie značne rozšírených glacifluviálnych sedimentov Babej hory a Pilska. Medzi kvartérnymi sedimentmi vyčleňujeme nasledujúce genetické typy: fluviálne, proluviálne a deluviálne sedimenty. Nachádza sa tu veľké množstvo rašelinísk.

Tektonika. Región Biela Orava je tvorený výlučne magurskou skupinou príkrovov flyšového pásma, sčasti pokrytou sedimentmi neogénu Oravskej kotliny. Z juhu magurskú skupinu príkrovov tvoria krynická, bystrická a račianska tektonicko-litofaciálna jednotka. Hranice týchto jednotiek prechádzajú po línii prešmykov tektonických šupín. Tektonické šupiny v račianskej jednotke sú sklonené na juh, sklon je len okolo 15 až 50°. Sklon šupín bystrickej jednotky je premenlivý a smerom na juh sa postupne zväčšuje. Krynická jednotka je v študovanej oblasti strmo vztýčená, vrstvy sú sklonené strmo na sever a južnejšie v Oravskej Magure je presunutá na juh cez bradlové pásmo. Takto magurská skupina príkrovov vytvára mohutný klin s vrásovo-šupinovou stavbou. Tá bola neskôr porušená systémom priečných severojužných zlomov, výrazným najmä v oblasti Pilska, Babej hory, Novote a Námestova.

Geologický vývoj. Stratigrafický rozsah sedimentov magurského príkrovu vystupujúcich na povrch je mladšia krieda (cenoman) až mladší oligocén (starší miocén?). Obdobie, keď sa magurský bazén začal otvárať, nie je doteraz spoľahlivo preukázané. Uvažuje sa o staršej až strednej jure až mladšej kriede. Sedimenty sa usadzovali prevažne v hlbokomorskom prostredí magurského bazéna a čiastočne aj na svahoch jeho šelfu. V skúmanom regióne sú najstarším záznamom sedimentácie červené hemipelagické ílovce a slieňovce cebulského súvrstvia. Spolu s tenko vrstvenými turbiditnými pieskovecami sa ukladali pod úroveň CCD. Od mástrichtu začala v magurskom bazéne dominovať klastická turbiditná sedimentácia, ktorá je typická pre szczawinské a solánske vrstvy. Zvýšený prínos klastík do bazéna súvisel s výzdvihom sliezskej kordiléry na severe a magurskej

kordiléry pri južnom okraji bazéna a jej kolíziou s centrálnokarpatským blokom. Obe zdrojové oblasti poskytovali klastický materiál, ktorý bol transportovaný gravitačnými prúdmi do oblasti sedimentácie. Koncom paleocénu a v eocéne pokračovala subsidencia, globálne otepľovanie a stúpanie morskej hladiny. Tieto udalosti kulminovali v strednom eocéne a prejavili sa sedimentáciou tenko vrstvených distálnych facií hlavne v centrálnej a severnej časti magurského bazéna (červené ílovce a tenko vrstvený flyš belovežského súvrstvia a račovské vrstvy). Aj v tomto relatívne pokojnom období boli eventy, keď bolo do magurského bazéna prinášané väčšie množstvo klastického materiálu. Mohutná sedimentácia pieskovcov nastúpila v mladšej časti stredného eocénu a v mladšom eocéne. Zo sliezskej kordiléry boli derivované kremité piesky, na šelfe obohatené o glaukonit a veľké foraminifery. Z magurskej kordiléry boli derivované menej vytriedené piesky drobových pieskovcov magurského typu. Tento proces bol spätý s poklesom morskej hladiny a výzdvihom zdrojových oblastí. Mladoeocénna až oligocénna etapa vývoja magurského bazéna zastupuje malcovské súvrstvie. Je výplňou menších obmedzených subbazénov. Koncom oligocénu a v staršom miocéne až do bádenu pokračoval presun príkrovových jednotiek flyšových Karpát smerom na S a pri redukcii priestoru sa rozvíjala vrásovo-šupinová stavba. Predpokladá sa, že magurský príkrov bol presunutý na vzdialenosť aspoň 50 km.

Oravská kotlina ako súčasť Oravsko-nowotargskej panvy je relatívne mladá. Vznikla po vrásnivých procesoch ako panva typu *pull-apart* v mladšom sarmate a pretrvala až do pliocénu. Tieto procesy privodili zánik panvy typu *piggy-back*, ktorá ako morská panva perzistovala od konca oligocénu do staršieho sarmatu na chrbte magurského príkrovu. Počas stredného sarmatu až panónu prebiehala sedimentácia v sladkovodnom prostredí s hojnými prítokmi okolitých riek. Panva v uzatvorenom priestore degradovala a tvorili sa v nej početné močiare. Počas pliocénu (dáku) stratila panvovú geodynamiku, prestala subsidovať a, naopak, začala so svojim geologickým okolím stúpať.

Hydrogeologické pomery. Územie je síce silne zamokrené, ale na akumuláciu podzemnej vody nie sú priaznivé podmienky. Vyvíja tu viacero minerálnych prameňov regionálneho významu (napr. Slaná voda). Obeh podzemnej vody flyšového pásma prebieha predovšetkým v pripovrchovej zóne, zahŕňajúcej pásmo podpovrchového rozvoľnenia puklín spolu so zvetraninovým plášťom. Z hľadiska hydrogeologickej funkcie možno v jednotlivých litostratigrafických jednotkách magurskej skupiny príkrovov flyšového pásma v regióne vyčleniť tri hydrogeologicky odlišné komplexy hornín: a) súvrstvia v prevažne pieskovcovom vývoji – reprezentujú kolektory podzemnej vody s puklinovou, sporadicky s puklino-vo-medzizrnovou priepustnosťou, b) súvrstvia v ílovcovo-pieskovcovom vývoji flyšového charakteru s prevahou pieskovcov – predstavujú komplex kolektorov striedajúcich sa s izolátormi, ako celok vystupuje ako poloizolátor, c) súvrstvia v ílovcovom a pieskovcovo-ílovcovom vývoji s prevahou ílovcov – ako celok plní

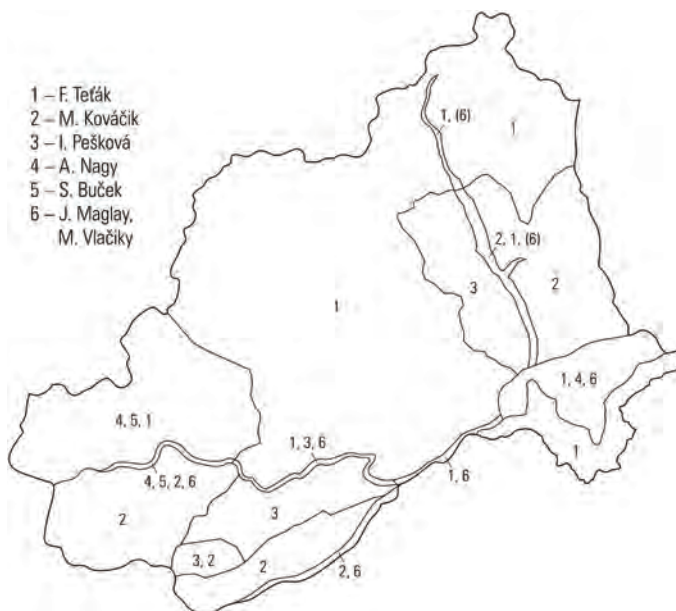
pre podzemnú vodu funkciu izolátora. Obeh a režim podzemnej vody v horninovom prostredí sedimentárneho neogénu je limitovaný ich litologickým charakterom a vodnou nádržou Orava, ktorá zatápa časť Oravskej kotliny.

Nerastné suroviny. Región Bielej Oravy má z hľadiska výskytu nerastných surovín len okrajový význam. Ložiská a výskyty nerastných surovín sú vzhľadom na geologickú stavbu územia zastúpené najmä stavebnými surovinami, ktorých výskyty sa viažu na horniny flyšového pásma (paleogénne pieskovce) a na neogénne (íly, hlíny) a kvartérne sedimenty (štrkopiesky). Evidované ložiská sú známe v lokalite Bobrov (tehliarske suroviny) a Trstená (štrkopiesky – Oravská priehradá). V súčasnosti sa nevyužívajú. Viaceré ťažobne a lomy sú už opustené a nie sú evidované v súčasných štátnych bilanciách. Energetické suroviny sú zastúpené ekonomicky nevýznamnými ložiskami lignitu. Výhradné ložisko mineralizovanej I-Br vody Oravská Polhora sa v súčasnosti nevyužíva.

ÚVOD

Od júla 2011 zamestnanci Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra (ďalej ŠGÚDŠ) vykonávali základné geologické mapovanie regiónu Biela Orava. Cieľom bol nielen regionálny geologický výskum, zostavenie a následné vydanie regionálnej geologickej mapy v mierke 1 : 50 000 a textových vysvetliviek k nej, ale aj rozšírenie poznania geologickej stavby a vývoja regiónu. Tento región bol jedným z posledných regiónov Slovenska, z ktorého zatiaľ nebola vypracovaná a publikovaná geologická mapa v mierke 1 : 50 000 z edície *Regionálne geologické mapy*, ktoré vydáva ŠGÚDŠ od roku 1972. Absencia geologickej mapy a potreba riešenia mnohých otázok, ktoré sa z tohto regiónu doteraz nahromadili, boli dôvodom, prečo ŠGÚDŠ pristúpil k riešeniu tejto geologickej úlohy. Plocha regiónu je 662 km². Na geologickom mapovaní sa podieľal širší kolektív geológov: František Teťák, Martin Kováčik (KE), Ivana Pešková, Alexander Nagy, Stanislav Buček, Juraj Maglay a Martin Vlačíky (obr. 1). Na väčšine územia regiónu doteraz nebolo vykonané geologické mapovanie a výskum v podrobnejšej mierke. Horninové vzorky spracovali špecialisti, a to petrograficky (Dušan Laurinc) a paleontologicky (Katarína Žecová, Adriena Zlinská a Stanislav Buček). Výsledky geologického výskumu boli spracované do záverečnej správy (Teťák et al., 2016), v ktorej sú detailnejšie rozvinuté najmä výsledky prác špecialistov, a súčasťou je aj geologická mapa v mierke 1 : 25 000.

Pod'akovanie: *Najväčším prínosom z predchádzajúceho geologického výskumu regiónu pre nás boli terénne mapy a denníky z mapovania Pilska a okolia, ktoré nám poskytol doc. RNDr. Daniel Pivko, PhD. Týmto mu chceme poďakovať. Poďakovanie patrí aj prof. dr hab. inž. Marekovi Cieszkowskiému za cenné terénne konzultácie.*



Obr. 1. Prehľad mapovania regiónu Biela Orava.

GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Ohraničenie regiónu Biela Orava prebieha (obr. 2) od vrcholu Babej hory (1 725 m n. m.) na západ po štátnej hranici s Poľskom a po hlavnom európskom rozvodí až po Vychylovku. Pri Vychylovke a Starej Bystrici kvôli prekrytiu s územím mapy regiónu Kysuce (Potfaj et al., 2002 a 2003) pokračuje hranica asi 500 m západne od rozvodia Kysuce a Bielej Oravy až po vrch Okružhlica (1 163 m n. m.), od ktorého hranica regiónu pokračuje ďalej na východ po hrebeni paráčskej časti Oravskej Magury až po Bzinskú hoľu (1 193 m n. m.). Hranica od tejto kóty zostupuje na východ do koryta Hruštinky a po jej toku až po sútok s Bielou Oravou v Lokci. Ďalej pokračuje po toku Bielej Oravy až do Oravskej priehrady. Hranica vedie vodnou nádržou Orava až po štátnu hranicu s Poľskom a následne na sever po štátnej hranici a zhruba po rozvodí Bielej Oravy a Čiernej Oravy až na kótu Babia hora. Cez vodnú nádrž Orava sme volili hranicu tak, aby tok Bielej Oravy a Čiernej Oravy spadol do regiónu aj s ich meandrami. Plocha regiónu je 662 km². Hranica regiónu je takmer zhodná s ohraničením historického regiónu Biela Orava (čiže povodia rieky Biela Orava a podobná okresu Námestovo). Vy-

list 26 – Žilina región Biela Orava



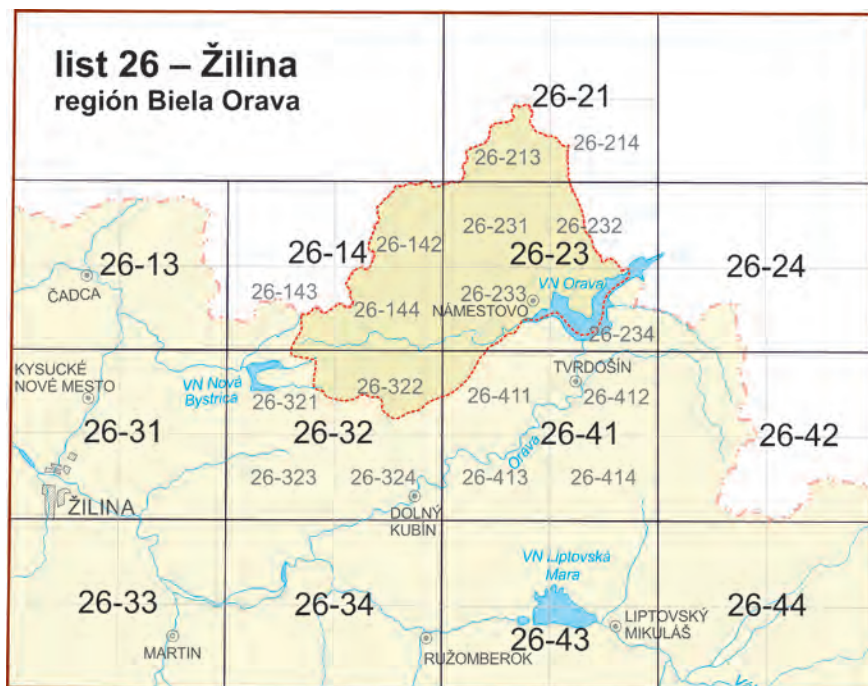
Obr. 2. Geomorfologické členenie územia na liste 26 – Žilina (podľa Mazúra a Lukniša, 1980).

ňali sme z neho iba severný svah Oravskej Magury, ktorý kvôli jeho geologickej stavbe a vzájomnej previazanosti je vhodnejšie riešiť neskôr v rámci regiónu zahŕňajúceho Oravskú Maguru spolu s oravským úsekom bradlového pásma.

Územie obsiahnuté regiónom Biela Orava v zmysle geomorfologického členenia (Mazúr a Lukniš, 1980) patrí do subprovincie Vonkajších Západných Karpát (obr. 2). Orograficky ho tvoria: Oravské Beskydy, Podbeskydská brázda, Podbeskydská vrchovina a sčasti aj Oravská kotlina a Oravská Magura. Subprovinciu Vonkajších Západných Karpát tu zastupujú flyšové sedimenty kriedového a paleogénneho veku. Rozhodujúci vplyv na geomorfológiu územia mal flyšový charakter podložia so striedaním pieskencov a ílovcov a tektonický vývoj. Hoci je reliéf prevažne hladko modelovaný, dvíhajú sa z neho mohutné strmé chrbty Oravských Beskyd a Oravskej Magury s prevýšením 500 až 1 000 m. Územie dosahuje nadmorskú výšku od 602 (hladina Oravskej priehrady) do 1 725 m n. m. (Babia hora). Najvýznamnejšie horské masívy sú Babia hora (1 725 m n. m.), Pilsko (1 557 m n. m.) a Paráč (1 325 m n. m.). Klimaticky patrí v rámci Slovenska k chladnej oblasti. Iba Oravská kotlina je ešte v miernej oblasti (Mazúr a Jakál, 1982).

Podľa aktuálneho územného členenia SR patrí región do Žilinského samosprávneho kraja (č. 5). Takmer celý leží v okrese Námestovo (č. 507). Do okresu Čadca (č. 502) a povodia Kysuce zasahuje len minimálne, a to kvôli prekrytiu s už existujúcou geologickou mapou regiónu Kysuce (Potfaj et al., 2002 a 2003), a do okresu Tvrdošín (č. 510) na území vodnej nádrže Orava. Odvodňuje ho rieka Biela Orava s hlavnými prítokmi Klinianka, Mútňanka, Hruštinka, Veselianka a Polhoranka. Menšia plocha východne od Bobrova leží v povodí Čiernej Oravy.

Región Biela Orava má zhruba tvar lichobežníka s dĺžkou zhruba 33 km a šírkou 15 až 25 km. Zasahuje na územie 5 mapových listov v mierke 1 : 50 000 a 12 mapových listov v mierke 1 : 25 000 (podľa aktuálneho listokladu v Křovákovom zobrazení). V mierke 1 : 25 000 sú to tieto listy: 26-213, 26-214, 26-142 Mútne, 26-143 Vychylovka – Nová Bystrica, 26-144 Oravská Lesná – Zákamenné, 26-231 Oravské Veselé, 26-232 Rabčice, 26-233 Námestovo, 26-234 Bobrov, 26-321 Nová Bystrica, 26-322 Lomná a 26-411 (obr. 3).



Obr. 3. Listoklad máp na liste 26 – Žilina (v Křovákovom zobrazení). Rozsah regiónu Biela Orava a jeho rozdelenie na dve časti, ktoré boli spracované v dvoch etapách a odovzdané v samostatných čiastkových záverečných správach (Teťák et al., 2014 a 2015).

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHLAD

Na geologickej stavbe regiónu Biela Orava sa podieľajú výlučne horniny flyšového pásma Západných Karpát (Polák et al., 2008). Tvoria šupinovo-vrásový systém magurskej skupiny príkrovov, ktorý je z juhu nasunutý na šikmú rampu európskej platformy spolu so sliezskym príkrovom (ten je tu prítomný iba v hlbšom podloží) a jednotkou Obidowej-Slopníc (overená vo vrte FPJ-1, kde tvorí podložie magurského príkrovu; Potfaj et al., 1989). Magurskú skupinu príkrovov tvoria tri čiastkové tektonicko-litofaciálne jednotky (zo severu; obr. 5): račianska, bystrická a krynická (oravskomagurská). Sú to sedimenty mladokriedového a paleogénneho, tzv. magurského bazéna. Vývoj magurského sedimentačného priestoru môžeme sledovať od albu (staršie sedimenty nie sú zachované) po oligocén (niektorí autori udávajú až starší miocén). Už aj najstaršie sedimenty majú hlbokomorský charakter. Sedimentačný priestor sa postupne zaplňal viac-menej flyšovými sekvenciami s pestrú paletou ich faciálnych modifikácií, vďaka čomu je možné vyčleniť množstvo litostratigrafických jednotiek a litofaciálnych vývojov. Formovali sa v závislosti od pozície a tvaru depozičných vejárov v bazéne, tektonickej aktivity bazéna a zdrojových oblastí sedimentárneho materiálu, ako aj zmien výšky morskej hladiny a klímy.

PREHLAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Orava bola oblasťou výskumu flyšového pásma už v 19. storočí (napr. Paul, 1868, 1869, 1890; Paul a Tietze, 1877, 1879). Významné v tejto oblasti bolo definovanie magurského pieskovca, neskôr zovšeobecňovaného pre viaceré typy pieskovcov v západnom úseku flyšového pásma. Z oblasti Bielej Oravy doteraz nebola vypracovaná a publikovaná regionálna geologická mapa v mierke 1 : 50 000 v edícii *Regionálne geologické mapy*. Geologická mapa z tohto regiónu bola publikovaná iba v mierke 1 : 200 000 na liste Trstená (Roth et al., 1963) a v menšom rozsahu na liste Banská Bystrica (Mahel' et al., 1964). V menšej mierke to boli novšie mapy, napr. v mierke 1 : 500 000 *Prehľadná geologická mapa Slovenska* (Biely et al., 1996a, b) a neskôr celých Západných Karpát (Lexa et al., 2000). Novším mapovým zobrazením je *list 26 – Žilina* v mierke 1 : 200 000 (Polák et al., 2008) a od r. 2005 priebežne aktualizovaná *Digitálna geologická mapa Slovenska 1 : 50 000* (<http://mapserver.geology.sk>).

Zo série regionálnych geologických máp Slovenska sa daného regiónu tematicky dotýkajú regionálne geologické mapy Kysúc 1 : 50 000 (Potfaj et al., 2002, 2003) a Stredného Považia 1 : 50 000 (Mello et al., 2005, 2011), ktoré zahŕňajú značnú časť flyšového pásma a sú preto pri pochopení geologickej stavby študovaného regiónu veľmi nápomocné. Južnejšie od regiónu bola publikovaná

geologická mapa Malej Fatry (Haško a Polák, 1977, 1978) a geologická mapa južnej a východnej Oravy (Gross et al., 1993). Tie však zobrazujú flyšové pásmo iba okrajovo a v celku ako nečlenené.

Magurská skupina príkrovov

Ďalšie práce dotýkajúce sa regiónu mali charakter archívnych správ a článkov v odborných periodikách. Priamo z regiónu to boli mapy menších území v mierke 1 : 25 000. Takto bola spracovaná napríklad oblasť Pilska (Pivko et al., 1991; Pivko, 2000, 2002), Oravskej Lesnej (Nemčok et al., 1990), okrajovo aj list Zázrivá (Haško a Potfaj, 1976) a list Trstená (Potfaj et al., 1981). Tieto mapy však vznikali v dlhšom časovom odstupe a robili ich rôzni autori s rôznym ponímaním stratigrafického a litofaciálneho členenia.

Intenzívnejší geologický prieskum zameraný na využitie slaných vôd bol v minulosti v **oblasti Slanej vody** sv. od Oravskej Polhory. Bola známa početnými vŕtanými a kopanými studňami a sondami. V práci Šplíchala (1921) sa z vtedy existujúcich štyroch nádrží (šácht) uvádzajú analýzy slanej vody od Kalmana a Gläsera, zverejnené už v roku 1899. V rokoch 1934 – 1935 firma Artézia realizovala niekoľko vrtov do maximálnej hĺbky 101 m (vrt Arta). Ďalších 12 sond sa uskutočnilo v rokoch 1941 – 1943. V sonde S-1 hlbokoj 96 m sa v hĺbke 90,2 m prejavili silné erupcie metánu. Ostatné sondy boli hlboké 6,5 až 18 m (Fabian, 1947). V roku 1959 sa realizoval vrt B-1 hlboký 105 m (Chmelík, 1959). Na základe jeho odporúčaní sa v rokoch 1960 až 1965 realizoval vrt B-2, ktorý dosiahol hĺbku 665,4 m. Pri vtlačaní tampónovacej ílovej zmesi v hĺbke 450 m sa preukázala spojitosť s vrtom P-12, údajne vyhlbeným do hĺbky 51 m počas II. svetovej vojny. Na vrte P-12 sa vtedy prejavil výron plynov a preliv slanej vody. Jediné potvrdené miesto prítoku slanej vody vo vrte B-2 je v poruchovom pásme v hĺbke 355 m, keď z tejto hĺbky nastal preliv vody preplynenej metánom. Vo vrtných jadrách z hĺbky 354,0 – 354,8 m sa zistili stopy tekutej živice. Výrony metánu sa zistili počas ďalšieho vŕtania aj v hĺbke 357,5 a 360,6 m (Dovolil, 1960; Porubský et al., 1963; Leško a Porubský, 1965). Porubský et al. (1963) odporúčajú v oblasti Slanej vody realizáciu štruktúrneho vrtu hlbokého 1 400 až 1 800 m. Všetky predchádzajúce práce v roku 1970 zhodnotil Klago (1970), ktorý spracoval aj vyhodnotenie vrtu B-3 hlbokého 105 m (Klago, 1971). Aj tento autor odporučil realizáciu hlbokého vrtu. Ako podklad k projektovej dokumentácii vrtu OP-1 (FPJ-1, foto 69) (Franko a Potfaj, 1983) bola zostavená účelová mapa v mierke 1 : 50 000 z okolia Oravskej Polhory. Vznikla reambuláciou a doplnením dokumentácie mapy 1 : 200 000. S týmto hlbokým vrtom bol spojený aj ďalší prieskum regiónu (Potfaj et al., 1989). Vrt FPJ-1 zachytil pod magurskou skupinou príkrovov jednotku Obidowej-Slopníc. Potfaj (1988) rozšíril reambuláciu aj na územie celej Oravy a zobrazil nové poznatky na rukopisnej mape mierky

1 : 200 000, ktorá po úpravách bola publikovaná na liste 26 – Žilina v rámci série máp 1 : 200 000 (Polák et al., 2008), ako aj na mapách v mierke 1 : 500 000 (Biely et al., 1996a, b; Lexa et al., 2000) a *Digitálnej geologickej mapy Slovenska 1 : 50 000* (<http://mapserver.geology.sk>).

List Zázrivá (Haško a Potfaj, 1976) zasahuje do regiónu len okrajovo v oblasti Paráča. Časť krynickej jednotky zobrazuje len veľmi schematicky a nepresne.

Pri mapovaní oblasti Oravskej Lesnej (Nemčok et al., 1990) sa autorom v monotónnom flyšovom prostredí aj napriek dostatočnému množstvu dokumentačných bodov nepodarilo identifikovať časť pruhov belovežského a vychylovského súvrstvia.

Geologické mapovanie na liste Trstená (Potfaj et al., 1981) zasahovalo do nášho regiónu v časti Lokca – Hruštín – Krušetnica. Mapa už v tom čase zobrazila nepravidelné striedanie drobových a glaukonitových pieskovcov v rámci bystrických zlínskych vrstiev a v menšej miere aj pieskovce magurského typu a malcovské vrstvy.

Práce Pivka et al. (1991) a Pivka (2000, 2002) obsahujú geologickú mapu Pilska a okolia. Významne napomohli k celkovému pochopeniu stavby račianskej a bystrickej jednotky v tejto oblasti. Boli doteraz najlepšie spracovanou časťou regiónu. Autori sa v nich pokúsili o porovnanie litostratigrafického členenia slovenského a poľského územia.

Pri objasňovaní geologickej stavby regiónu Biela Orava majú veľký význam aj ďalšie práce, ktorých hlavným výstupom nebola priamo mapa. Daného regiónu sa dotýkajú najmä práce Potfaja a Marschalka (1981), Marschalka a Potfaja (1982), Potfaja (1983, 1989) a Potfaja et al. (1991), v ktorých autori prinášajú schematické geologické mapy (prevažne už územia mimo regiónu) a zaoberajú sa najmä litofaciálnou stavbou, geologickým vývojom a sedimentológiou krynickej (oravskomagurskej) jednotky. Významná je najmä práca Potfaja et al. (1991). Hoci sa v nej študované územie týka s našim regiónom iba okrajovo, boli tu výstižne charakterizované litofácie krynickej jednotky a zároveň boli vyčlenené nové litostratigrafické jednotky, ktoré preberáme aj do tejto práce. Paleogeografická analýza a priestorový a časový vzťah litostratigrafických jednotiek platí s minimálnymi rozdielmi aj v severnejšej časti krynickej jednotky.

Kvôli úplnosti je potrebné uviesť aj prácu Teťáka (2000), kde sú už medzi Brezou a Oravskou Jasenicou identifikované zábavské súvrstvie, račovské vrstvy a raciborské súvrstvie. Tu použité mapovanie litofácií v krynickej jednotke sme použili aj v našej práci.

Z ďalších prác z flyšového pásma sa daného regiónu týkajú práce Pesla (napr. Pesl, 1968).

Nemôžeme zabudnúť ani na práce poľských geológov, nielen v tesnom susedstve študovaného regiónu, ale aj v širšej časti magurskej skupiny príkrovov (obr. 4). V regióne Babej hory a inde to boli napr. Książkiewicz (1948, 1958,

1966), Oszczytko (1973, 1979) a Ryłko (1992), štruktúrno-tektonický vývoj riešili Alexandrowski (1985, 1989), Birkenmajer a Oszczytko (1989), Ryłko (1994), Ryłko et al. (1992), Oszczytko et al. (1999), Cieszkowski, Zuchiewicz a Schnabel (1998), Jankowski a Kopciowski (1999), Zuchiewicz et al. (2002a, b), Golonka (2007), Golonka a Waśkowska-Oliva (2007) a Stráník (1965). Staršia, ale významná je práca Sikoru a Żytka (1959), podrobne skúmajúca Beskid Wysoki južne od Żywca. Datovaním sedimentov a stratigrafiou sa v poslednom čase zaoberali napr. Oszczytko et al. (1999), Soták (2000), Oszczytko-Clowes (2001, 2010, 2013), Oszczytko a Oszczytko-Clowes (2010), Oszczytko-Clowes a Soták (2011), Oszczytko-Clowes a Żydek (2012). Rozsiahle ichnologické spracovanie flyšových sedimentov priniesol Uchman (1998). Geologický výskum poľskej časti flyšového pásma bol v druhej polovici minulého storočia veľmi intenzívny. Nejednotnosť v názoroch a nedostatočná cezhraničná spolupráca mali za následok rozštiepenie geologickej verejnosti na skupiny.

Paleogeografiu v regióne sa priamo zaoberali Pivko (2000, 2002) a Teťák (2000, 2008). V súvislosti s riešením vývoja sedimentácie a paleogeografie v strednej a západnej časti magurského bazénu sú významné najmä práce Potfaja a Marschalka (1981), Marschalka a Potfaja (1982), Potfaja et al. (1991), Sikoru a Żytka (1959), Ryłka et al. (1992), Bromowicza (1992), Pesla (1968) a Teťáka (2008).

V oblasti zatopenej vodnou nádržou Orava sme museli siahnuť po starších aj negeologických prácach. Veľmi nápomocná bola historická ortofotomapa Slovenska, ktorá bola vytvorená z leteckých snímok z roku 1950 (<http://mapy.tuzvo.sk/HOFM/>), a historické mapy habsburskej monarchie, najmä z druhého vojenského mapovania v rokoch 1806 až 1869 (<http://mapire.eu/en/>). Okrem toho prispeli aj práce Andrusova (Andrusov a Matějka, 1931), ktoré spolu so starými topografickými podkladmi boli základnými zdrojmi informácií pri interpretácii pestrých kvartérnych útvarov tejto oblasti. D. Andrusov pracoval pri geologickom prieskume súvisiacom s výstavbou vodného diela Orava v oblasti priehradného múru aj zátopovej oblasti. Nanešťastie, väčšina jeho správ sa zachovala len čiastočne, v prepisoch bez máp.

Neogén Oravskej kotliny

Oravská panva (Vass et al., 1988) je súčasťou Oravsko-nowotarskej panvy. Prvá odborná práca o jej neogénnej výplni pochádza od Čechoviča (1940), ktorý sa zameriaval na vek a genézu uhoľných slojov. Prisúdil im bádenský vek. Seneš a Tomský (1953), ktorí sa zaoberali územiami výskytu uhoľných slojov, v súčasnosti zatopenými vodnou nádržou Orava, sa domnievali, že jej výplň je panónskeho veku. Polášek a Slávik (1957) sa opäť vrátili k názoru o bádenskom veku. Čechovič (in Roth et al., 1963) spresnil, že sedimenty sarmatského veku sa nachádzajú iba v poľskej časti a bádenského veku len v slovenskej časti panvy.

Mapovacie práce a geologický výskum Oravsko-nowotargskej panvy vykonali: Andrusov (napr. Andrusov a Matějka, 1931), Čechovič (in Seneš a Tomský, 1953), Malatinský (1965), Pulec (1974, 1976), Pulec a Zakovič (1977) a v rokoch 1988 – 1989 Nagy (Nagy in Gross et al., 1993; Nagy et al., 1996). Podľa ich výskumov je výplň slovenskej časti Oravsko-nowotargskej panvy strednosarmatská a mladšia. Predchádzajúce úvahy o prítomnosti staromiocénnych a bádenských sedimentov (Watycha, 1976; Oszast a Stuchlik in Birkenmajer, 1978) vznikli pravdepodobne následkom nedostatočne prepracovanej biostratigrafie sladkovodných spoločenstiev, zatiaľ čo morské sedimenty vo vlastnej výplni panvy chýbajú (Nagy et al., 1996). Tektonikou panvy sa zaoberali napr. Baumgart-Kotarba (2001) a Łoj et al. (2007).

Meteorit Magura

Špecifickým a veľmi významným objektom výskumu z regiónu v minulosti bol tzv. meteorit Magura (alebo Slanica) (Heidinger, 1846; Brezina, 1889; Weinschenk, 1889; Buchwald, 1975 a. i.), ktorý bol v minulosti nachádzaný v hojnom množstve asi juhozápadne od obce Slanica zatopenej priehradou. Vo svojej dobe slúžil ako etalón výskumu železných meteoritov.

OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

Na geologickej stavbe regiónu Biela Orava sa podieľajú prevažne horniny flyšového pásma Vonkajších Západných Karpát (Polák et al., 2008). Tvorí šupinovo-vrásový systém magurskej skupiny príkrovov, ktorý je z juhu nasunutý na šikmú rampu európskej platformy spolu so sliezskym príkrovom a ďalšími externejšími jednotkami (vo vrte FPJ-1 Oravská Polhora sa zistila jednotka Obidowej-Słopníc; Potfaj et al., 1989). Magurskú skupinu príkrovov tvoria tri čiastkové tektonicko-litofaciálne jednotky (zo severu, obr. 5): račianska, bystrická a krynická (oravskomagurská). Na krynickej jednotke ležia neogénne popríkrovové sedimenty Oravsko-nowotarskej panvy. Územie je pokryté pestrou škálou kvartérnych sedimentov.



Obr. 5. Schematická tektonická mapa regiónu – račianska, bystrická a krynická tektonicko-litofaciálna jednotka ako súčasť magurskej skupiny príkrovov flyšového pásma Vonkajších Západných Karpát a neogénna výplň Oravskej kotliny ležiaca na krynickej jednotke.

CHARAKTERISTIKA LITOSTRATIGRAFICKÝCH JEDNOTIEK

Vývoj magurského sedimentačného priestoru môžeme sledovať od albu (staršie sedimenty nie sú zachované) po oligocén (niektorí autori udávajú až starší miocén). Už najstaršie sedimenty majú hlbokomorský charakter. Magurský sedimentačný bazén sa postupne zaplňal viac-menej flyšovými sekvenciami s pestrou paletou faciálnych modifikácií. Vďaka tomu je možné vyčleniť množstvo litostratigrafických jednotiek (cebulské, ropianske, szczawinské, belovežské, vychylovské, bystrické, oravskoveselské, újezdské, kýčerské, babišké, zábavské, račovské, raciborské a malcovské súvrstvie a vrstvy). Formovali sa v závislosti od pozície a tvaru depozičných vejárov v bazéne, tektonickej aktivity dna bazéna a zdrojových oblastí sedimentárneho materiálu, ako aj zmien výšky morskej hladiny.

Koncom oligocénu a v miocéne sa magurský bazén uzavrel. Vznikla vrásovo-šupinová stavba jednotiek flyšového pásma a nastali spätné násuny 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.

Popříkrovové sedimenty kotlinovej výplne Oravsko-nowotargskej panvy tvoria sivý prach s medzivrstvami pieskov, štrkov a uhlia (lignitu) oravského súvrstvia, vzácné aj vrstvičky bentonitov a tufov (stredný sarmat až panón).

Medzi kvartérnymi sedimentmi vyčleňujeme nasledujúce genetické typy: fluviálne, proluviálne a deluviálne sedimenty. Nachádza sa tu veľké množstvo rašelinísk. Vyvíja tu viacero minerálnych prameňov regionálneho významu (napr. Slaná voda – Franko a Potfaj, 1983). V minulosti boli preverované ložiská ropy a lignitu.

FLYŠOVÉ PÁSMO – MAGURSKÁ SKUPINA PRÍKROVOV

Opis geologických jednotiek je zoradený od externých (severnejších) postupne k vnútornejším (na juh) a zároveň od starších k mladším. Na území regiónu Biela Orava vystupujú všetky čiastkové tektonicko-litofaciálne jednotky magurského príkrovu – krynická, bystrická a račianska jednotka. Najjužnejšia z nich sa dosiaľ označovala lokálnym názvom oravskomagurská jednotka, aj keď bola považovaná za ekvivalent (pokračovanie) krynickej jednotky. Pri geologickom výskume sme nenarazili na také výrazné odlišnosti oproti krynickej jednotke opísanej z poľského územia, aby sme museli naďalej používať označenie „oravskomagurská“. Naopak, podobnosť litostratigrafickej náplne krynickej jednotky z Oravy a východnejších území si žiada ich porovnanie a zjednotenie. Litostratigrafické členenie zachovávame tak, ako bolo na území Oravy stanovené v minulosti.

Problémom bolo definovanie a vymedzenie čiastkových jednotiek magurskej skupiny príkrovov. Ide o jednotky definované tektonicky aj litofaciálne, vzniknuté uzatvorením jediného sedimentačného bazéna. Boli tu pozorované tektonické šupiny s prechodným litofaciálnym alebo tektonickým charakterom. Tektonických šupín je v magurskom príkrove veľké množstvo a výber vlastností charakterizujúcich jednotlivé jednotky je často subjektívny. Odlišný prístup sa uplatňuje na slovenskom, českom aj poľskom území, ale aj u jednotlivých autorov. Hoci sú takto vyčlenené jednotky skôr formálne, na opis a pochopenie stavby magurskej skupiny príkrovov sú potrebné. Pre nejednotnosť v ich vyčlenení bolo potrebné rozhodnúť sa, či v sporných úsekoch uprednostníme tektonický alebo litofaciálny charakter.

Pri opise a definícii litostratigrafických jednotiek (vrstiev a súvrství) je potrebné rozlišovať litotypy a litofácie. *Litotyp* je základná stavebná jednotka, ktorou definujeme geologickú stavbu. Zvyčajne je to jeden horninový typ, ktorý vznikol v jednom *evente* (jedna vrstva). Nie každú horninu v teréne je možné zaradiť jednoznačne k definovaným litotypom. Jednotlivé litotypy sa navzájom odlišujú petrografickým zložením, ktoré je dané geologickým zložením zdrojovej oblasti sedimentov, jej zvetrávaním, transportom sedimentov a ich sedimentáciou. Petrografickú charakteristiku klastických sedimentov podrobne spracoval D. Laurinc.

Litofácia (fácia) je zvyčajne kombináciou niekoľkých litotypov, ktoré sa určitým spôsobom striedajú (opakujú). Vznikli počas viacerých *eventov* (udalostí). Aj litofácie, podobne ako litotypy, môžu mať prechodný nejednoznačný vývoj. (Litofácie vyčlenené pri mapovaní sú chápané ináč než litofácie všeobecne charakterizované pre hlbokovodné depozičné prostredia – napr. Pickering et al., 1986; Mutti a Ricci-Luchci, 1972 – a sú špecifické pre magurskú skupinu príkrovov).

Vyčlenenie litotypov a litofácií má význam najmä pri terénnom mapovaní a sedimentologickej a paleogeografickej interpretácii. Charakterizujúce parametre litofácií sú:

P = pomer pieskovcov k ílovcom – p/i (k pieskovcom sa počítajú aj zlepenca a k ílovcom aj siltovce),

I = index zvrstvenia – počet vrstiev na 1 m profilu (1 vrstva = pieskovec spolu so syngenetickým ílovcom).

Charakterizujeme litotypy, litofácie, vrstvy a súvrstvia až po tektonicko-litofaciálne jednotky tak, ako boli v študovanej oblasti vyvinuté, aj s lokálnymi odlišnosťami oproti iným regiónom. Preto sa môže tento opis v detailoch líšiť od opisu z okolitých oblastí. Pri krynckej jednotke nadväzujeme najmä na opisy Potfaja et al. (1991) z oblasti Kubínskej hole, ktoré sa ukázali ako veľmi výstižné aj pri charakterizovaní severnejších oblastí. Pri bystrickej jednotke siahame najmä po litostratigrafickom členení Kysúc a Javorníkov (Potfaj et al., 2002, 2003; Teřák in Mello et al., 2005, 2011). Pri kriedových a paleocénnych sedimentoch vychádzame z členenia poľských autorov.

RAČIANSKA JEDNOTKA

Hoci je račianska jednotka v regióne Oravy zastúpená plošne iba veľmi obmedzene svojimi dvoma najjužnejšími tektonickými šupinami a jej vrstvomý sled je tektonicky roztrhaný a redukovaný, litofaciálne a tektonicky je veľmi pestrá a jej litostratigrafický rozsah je široký – cenoman až najmladší eocén (obr. 6).

54, 55 cebulské súvrstvie

(staršia časť: nevápnité červené ílovce, tenko vrstvený flyš)

(mladšia časť: vápnité červené ílovce až slieňovce, tenko vrstvený flyš, lavicovitý zelenosivý slieňovce s patinou)

Názov, typová lokalita a korelovanie. Sikora a Žytko (1959) ich pôvodne opísali ako pestré ílovce (*hupki pstre*) mladšej kriedy západne od Pilska v potoku Ráztoka, Riečka a Cebula (podobne aj Sikora, 1957). Ako cebulské pestré slieňovce (senón) ich pomenovali Golonka a Malata (1976). Pivko et al. (1991) ich označujú ako cebulské vrstvy (*Cebula Mb.*) (starší kampán až mástricht). Pivko (1998) na porovnanie v rámci širšej oblasti flyšového pásma ich koreluje s haluszowským súvrstvom (*Haluszowa Fm.*). Po ďalšom výskume ich Pivko (2000) delí na haluszowské súvrstvie (*Haluszowa Fm.*) a malinowské súvrstvie (*Malinowa Fm.*). Kvôli prioritě pomenovania sa Pivko (2002) vracia k názvu cebulské súvrstvie. Pre litologický charakter navrhuje skôr súvrstvie (*Fm.*) miesto vrstvy (*Mb.*) (Golonka s Waškowska-Oliwa, 2007). Pivko (2002) koreluje spodnú časť súvrstvia so spodnou časťou kaumberského súvrstvia (*Kaumberg Fm.*) na Morave a vrchnú časť súvrstvia s vrchnou časťou kaumberského súvrstvia (*Kaumberg Fm.*) (Švábenická et al., 1977). My sa prikláňame k názvu cebulské súvrstvie.

Litologická náplň. Pestré ílovce kriedového veku opísali Sikora a Žytko (1959) západne od Pilska z poľského aj slovenského územia. Najstaršia časť sa nachádza v potoku Riečka medzi Minčolom a Szczawinou (na Slovensku k. Trup). Súvrstvie tvoria prevažne veľmi tvrdé, menej vápnité červené ílovce (slieňovce) s menšími vložkami zelených ílovcov (foto 1 a 2). Na povrchu majú často povlak oxidov železa a mangánu. Pomerne často sú prítomné dendrity. S ílovcami vystupujú aj modrasté tvrdé vápnité pieskovce s bioglyfmi s hrúbkou vrstiev 10 až 30 cm. Vo vyššej časti súvrstvia sa objavujú dva typické litotypy: 1. sivozelené tvrdé fukoidové slieňovce – po zvetrení sú žlté až hrdzavé (foto 3), tvoria výrazné lavice hrubé 20 až 50 cm, medzi nimi sú niekoľko metrov hrubé polohy slieňovcov; 2. slieňovce – sú mäkkšie, červené, zelené a škvrnité (bioturbované), na ich povrchu sú povlaky oxidov železa a mangánu. V najvyššej časti súvrstvia sa objavujú strednozrnité pieskovce v laviciach hrubých 20 až 150 cm, hojne obsahujú glaukonit a biotit, bývajú nevýrazne gradáčne zvrstvené a paralelne laminované (západne od Pilska predpokladáme, že spomínané glaukonitové pieskovce môžu patriť k tektonicky zblíženým bystrickým vrstvám).

Hrúbka a ohraničenie. Sikora a Žytko (1959) odhadujú hrúbku súvrstvia na Z od Pilska na najmenej 200 m, z toho spodná časť bez fukoidových slieňovcov je hrubá aspoň 100 m. Inde pre tektonickú redukciu dosahujú hrúbka len od niekoľko metrov do 100 m (Malata a Oszczytko, 1990). Pivko (2002) odhaduje hrúbku súvrstvia na asi 150 m. Náš odhad je podobný ako odhad Sikoru a Žytka (1959), zhruba 200 m. Podložie súvrstvia tu nevystupuje, je tektonicky zredukované. Smerom do nadložia súvrstvie pomerne ostro prechádza do szczawinských pieskovcov (alebo do tzv. spodných inocerámových vrstiev). V našej oblasti je cebulské súvrstvie od nadložia oddelené tektonicky, lebo v jeho nadloží nachádzame bystrické vrstvy alebo zredukované szczawinské pieskovce. To znamená, že tu cebulské súvrstvie vytvára tektonicky oddelené šošovky (okná).

Vek – cenoman až kampán. Sikora a Žytko (1959) určili v nižšej časti súvrstvia západne od Pilska zo slovenského územia aglutinované foraminifery s rozsahom turón až starší mástricht. Vo vyššej časti súvrstvia zistili chudobnú aglutinovanú faunu mladšej kriedy. V hrubšej frakcii pieskovcov v najvyššej časti súvrstvia pozorovali úlomky schránok inocerámov. Spodná hranica je podľa Birkenmajera et al. (1987) mladší cenoman. Horná hranica je diachronická. V jednotke Grajcarka (malinowské súvrstvie) je to starší kampán (Jednorowska, 1980), v krynickej jednotke mladší kampán/mástricht a v bystrickej a račianskej jednotke je to kampán (Malata a Oszczytko, 1990). Pivko (2002) prisudzuje súvrstviu vek starší kampán až mástricht podľa analógie s malinowským súvrstviom. Podľa Malata a Oszczytko (1990) a Oszczytko (1992) je vek cenoman až kampán. Korábová a Potfaj (1991) z nanoplanktónu z časti s prevahou červených slieňovcov určili vek starší kampán a vo vrchnej časti so zelenými slieňmi určili starší kampán až mástricht.

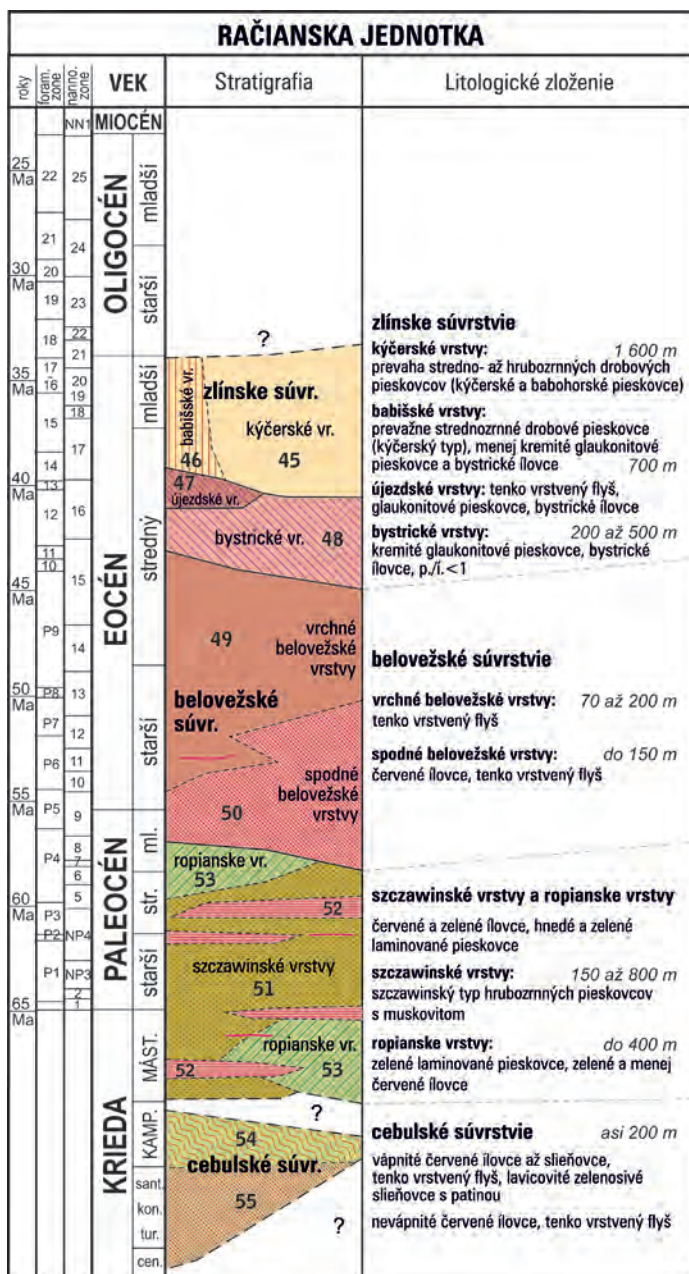
Z troch vzoriek odobraných západne od Pilska (vz. F859i, F859s, F860i) vo vyššej časti súvrstvia bol z nanoplanktónu určený vek mladšia krieda – kampán na základe zastúpenia druhov *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Broinsonia parca constricta* HATTNER a *Broinsonia parca parca* (STRADNER) BUKRY (Žecová, vz. F1142i bola chudobná).

Prostredie vzniku. Ide o hlbokomorské prostredie hemipelagickej sedimentácie. V období kriedy mali bystrická a račianska časť magurského bazéna spoločný litofaciálny vývoj. Pivko (2002) udáva paleoprúdy z pieskovcov na JZ.

51, 52, 53 szczawinské vrstvy, ropianske vrstvy, červené a zelené ílovce

(szczawinské vrstvy: *szczawinský typ hrubozrnných pieskovcov s muskovitom*; ropianske vrstvy: *zelené laminované pieskovce, zelené a menej červené ílovce; červené a zelené ílovce, hnedé a zelené laminované pieskovce*)

Charakter sedimentácie račianskej a bystrickej jednotky v regióne bol v období prelomu senónu až paleocénu jednotný. Preto v oboch jednotkách pozorujeme spoločný vývoj szczawinských a ropianskych vrstiev. Magurský bazén sa začal



Obr. 6. Litostratigrafická tabuľka račianskej jednotky (F. Teťák).

výraznejšie diferencovať na račiansku a bystrickú litofaciálnu oblasť až v strednom eocéne.

Horizonty červených ílovcov medzi szczawinskými pieskovecami a ropianskym, tenko vrstveným flyšom väčšinou nie je možné pri výraznom tektonickom postihnutí odlíšiť od litofaciálne podobných spodných belovežských vrstiev. Červené ílovce týchto dvoch litostratigrafických jednotiek na mape odlišujeme najmä na základe superpozície.

Kvôli zhode vývoja szczawinských a ropianskych vrstiev uvádzame ich podrobný opis pri bystrickej jednotke – indexy 42, 43 a 44.

49, 50 belovežské súvrstvie (račianskej proveniencie)

Názov, typová lokalita a korelovanie. Paul (1869) definoval belovežské vrstvy v okolí obce Beloveža 6 km jv. od Bardejova. Vymedzenie belovežských vrstiev spresnili Matějka a Zelenka (1931) a Roth (in Svoboda, 1960). Poľskí geológovia chápu belovežské súvrstvie v rôznych stratigrafických a litologických významoch. Zvyčajne od belovežského súvrstvia oddeľujú spodnú časť s červenými ílovcami (Książkiewicz, 1948). Spodnú časť súvrstvia s červenými ílovcami možno korelovať s pestrými ílovcami (Golonka a Wójczik, 1978), s belovežskými vrstvami s pestrými ílovcami (Ryľko, 1992) alebo s ľabowským súvrstviem (*Łabowa shale Fm.*) (Malata et al., 1996; čiastočne Oszczypko, 1991). Vrchnú časť súvrstvia bez červených ílovcov možno korelovať s tenko vrstvenou časťou belovežského súvrstvia (Golonka a Wójczik, 1978; Oszczypka, 1991; Ryľko et al., 1992; Malata et al., 1996) alebo hieroglyfovými vrstvami (Sikora, 1957).

Stratigraficky delíme belovežské súvrstvie na *spodné belovežské vrstvy* a *vrchné belovežské vrstvy* (podobne ako na Kysuciach Potfaj et al., 2002, 2003; v Javorníkoch Teťák in Mello et al., 2005, 2011; v oblasti Beloveže Stránik, 1965).

Litologická náplň. Súvrstvie tvorí prevažne nevápnitý, tenko vrstvený flyš s T_{cd} zvrstvenými pieskovecami až siltovcami s hrúbkou 1 až maximálne 20 cm, ktoré mierne prevládajú nad sivými ílovcami (Pivko, 2002). V spodnej časti vystupujú aj červené ílovce. Vrstvy pieskovcov sú hrubšie vo vyššej časti súvrstvia bez červených ílovcov. Zriedkavé sú glaukonitové pieskovce a ílovce bystrického typu.

Hrúbka a ohraničenie. Pre tektonickú redukciu a opakovanie je obťažné stanoviť hrúbku súvrstvia. Dosahuje 300 m (max. 500 m) (Pivko, 2002). Podľa Teťáka (2005) spodné belovežské vrstvy v Javorníkoch dosahujú hrúbku až 250 m (vývoj s riečanskými pieskovecami, ich spodné ohraničenie je tektonické) a v oblasti Makova do 150 m. Vrchné belovežské vrstvy sú v severnejších častiach jednotky hrubé 70 až 200 m. Smerom na juh sa úplne vyklinujú, lebo ich nahrádzajú luhačovické súvrstvie a bystrické vrstvy. Horná hranica súvrstvia je pod výrazným výskytom hrubých kýčerských vrstiev alebo glaukonitových pieskovcov zlínskeho súvrstvia.

Vek – paleocén až stredný eocén. Na východnom Slovensku Leško a Samuel (1968) stanovili vek belovežského súvrstvia ako mladší paleocén až starší eocén, s miernym presahom až do stredného eocénu. Vek podľa nanoplanktónu je až mladší eocén (Korábová a Potfaj, 1991). Cieszkowski a Waškowska-Oliwa (2001) udávajú pre belovežské súvrstvie mladopaleocénny až strednoeocénny vek. Spodné belovežské vrstvy s riečanskými pieskovecami boli na lokalite Uzgrúň (Javorníky) datované ako paleocénne (Švábenická et al., 1997).

50 spodné belovežské vrstvy (červené ílovce, tenko vrstvený flyš)

Názov, typová lokalita a korelovanie. Eocénny horizont červených ílovcov sa v poľskej literatúre označoval ako pestrý eocén (Kozikowski, 1953), dolné alebo eocénne pestré ílovce (Sikora, 1957; Sikora a Żyto, 1959; Żyto, 1962; Cieszkowski et al., 1999), pestré ílovce (Golonka a Wójcik, 1978) či belovežské vrstvy s pestrými ílovcami (Rylo, 1992). Neskôr bolo toto pestré súvrstvie pomenované na základe analógie so súvrstvím ľabowských ílovcov (ílovitých bridlic) [*Labowa Mudstones (shale) Fm.*] bystrickej jednotky (Węclawik, 1986; čiastočne Oszczyko, 1991; Oszczyko, 1992; Malata et al., 1996). Kvôli podobnému charakteru a postupnému prechodu sa v českej a slovenskej literatúre tento pestrý horizont považuje za súčasť belovežského súvrstvia ako jeho staršia časť.

Litologická náplň. Horizont červených ílovcov tvoria podľa Sikoru a Žytka (1959) prevažne červené ílovce a siltovce so zriedkavými vložkami zelených ílovcov, ktorých podiel smerom do nadložia narastá. Sporadicky sú zastúpené tenké modrasté pieskovce s hieroglyfmi.

Podľa Pivka (2002) prevládajú nevápnité červené ílovce nad nevápnitým, tenko vrstveným zeleným flyšom. Zriedkavé sú masívne pieskovce s muskovitom (szczawinské), zlepenca a glaukonitové pieskovce.

Teťák (2005a) z oblasti Javorníkov opisuje dve litofácie: litofáciu červených ílovcov a belovežskú litofáciu, ktoré sa navzájom striedajú v niekoľko metrov hrubých horizontoch. *Litofácia červených ílovcov* (foto 7) je typickým znakom spodných belovežských vrstiev. Nevápnité červené ílovce sa vyskytujú spolu s olivovozelenými ílovcami v tenko vrstvenom flyši. *Belovežskú litofáciu* tvorí tenko vrstvený flyš, pre ktorý je typickým znakom 5 až 12 vrstiev na meter profilu. Vrstvy pieskovcov majú hrúbku 2 až 10 (ojedinele až 25) cm a ich pomer k ílovcem p./í. = okolo 1, s prevahou ílovcov až v rozpätí 0,3 až 1,2. Sú to tvrdé sivomodré jemnozrnné, výrazne šikmo laminované T_{c(d)} pieskovce s bioglyfmi, muskovitom a rastlinnou drvinou na plochách laminácie. Spreádzajú ich nevápnité zelenosivé a hnedosivé siltové ílovce.

Hrúbka a ohraničenie. Hrúbka spodnej časti belovežského súvrstvia s červenými ílovcami je do 100 až 120 m (Sikora a Żyto, 1959), maximálne 150 m

(Pivko, 2002), resp. 150 až 250? m (Oszczypko, 1992). Belovežské súvrstvie je zvyčajne výrazne tektonicky deformované a zredukované.

Vek – paleocén až starší eocén. Na základe chudobných aglutinovaných foraminifer je vek spodných belovežských vrstiev starší eocén. V severnej časti račianskej jednotky môžu zasahovať až do stredného eocénu (Sikora a Žyto, 1959).

Korábová a Potfaj (1991) podľa foraminifer a redeponovaného nanoplanktónu udávajú vek paleocén. Pivko (2002) na základe analógie a superpozície udáva ?mladší paleocén až starší eocén.

Vekový rozsah je paleocén až stredný eocén v jednotke Siary (severná časť račianskej jednotky; Bieda et al., 1963; Węclawik, 1969; Oszczypko et al., 1990; Sikora, 1970). Podľa aglutinovaných foraminifer z Barwinka (PL) je vek starší eocén (Kender et al., 2005).

Prostredie vzniku. Ide o hlbokomorské prostredie sedimentácie pod CCD v hĺbke okolo 2,5 km alebo aj hlbšie (Kender et al., 2005). Pivko (2002) udáva rozkolísané prúdové smery.

49 vrchné belovežské vrstvy

(tenko vrstvený flyš)

Korelovanie. Vzhľadom na polohu a povahu litologického vývoja možno vrchné belovežské vrstvy porovnať s hieroglyfovými vrstvami poľskej časti račianskej jednotky (Rytko, 1992; Žyto, 1962).

Litologická náplň. Spodná časť vrchných belovežských vrstiev je vo vývoji tenko vrstvenej belovežskej litofácie (Teťák, 2005a), miestami s výskytom hrubších vrstiev pieskovcov (10 až 25 cm). Pomer p./i. < 1. Miestami, a to najmä vo vyššej časti, súvrstvie postupne nadobúda prechodný „belovežsko-vsetínsky“ charakter pripomínajúci vychylovské súvrstvie. Všeobecne prevládajú niekoľko-metrové polohy (1 až 20 m) tenko vrstveného flyšu belovežskej litofácie. V nich sú miestami vrstvy ílovcov bystrického typu a ojedinelé lavice kremitých pieskovcov s glaukonitom. Podobný vývoj belovežského súvrstvia s vložkami glaukonitových pieskovcov s hrúbkou vrstiev 0,3 až 0,5 m spomína Žyto (1962) v najjužnejšej časti račianskej jednotky.

Belovežská litofácia (tenko vrstvený flyš). Jej charakter je podobný v spodných aj vrchných belovežských vrstvách. Plynulo mierne mení svoj charakter s tým, že vo vrchných belovežských vrstvách je väčšie zastúpenie pieskovcov (hrubých 10 až 25 cm) a ich hrúbka a pomer k ílovcom smerom do nadložia mierne stúpa. Majú stále znaky pieskovcov belovežského typu: jemnozrnné, sivo-modré, kremité, za čerstva pevné, výrazne laminované (Boumova T_{c(d)} sekvencia), bez (alebo iba málo) glaukonitu, s muskovitom a rastlinnou sečkou na plochách laminácie, hojné bioglyfy a prúdové stopy. Pieskovce sú poprekladané zelenosivými nevápnitými ílovcami s hrúbkou 15 až 30 cm. Počet vrstiev na meter profilu je stále dosť vysoký, 4 až 8.

Bystrická litofácia. Vo vyššej časti vrchných belovežských vrstiev sa môžu vyskytovať vrstvy ílovcov bystrického typu hrubé 0,2 až 3 m. Sú to masívnejšie siltové vápnité ílovce sivej farby s lastúrnatým lomom. Ojedinele sú prítomné lavice jemnozrnných, paralelne laminovaných kremitých glaukonitových pieskovcov hrubé do 50 cm.

Hrúbka a ohraničenie. Vrchné belovežské vrstvy sú hrubé 70 až 200 m (Teťák, 2005a). Odspodu sú ohraničené prvým výskytom červených ílovcov spodných belovežských vrstiev a zvrchu výrazným nástupom kremitých glaukonitových pieskovcov bystrických vrstiev alebo v externejšej časti račianskej jednotky kýčerských alebo vsetínskych vrstiev.

Vek – starší až stredný eocén. V Javorníkoch z najvyššej časti vrchných belovežských vrstiev ešte nad luhačovickým súvrstvom bol určený strednoeocénny vek – lutét/bartón (NP15 – 16; Potfaj in Mello et al., 2011). Vek belovežského súvrstvia v oblasti Pilska je na základe nanoplanktónu podľa Korábovej a Potfaja (1991) až mladší eocén.

Prostredie vzniku. Ide o hlbokomorské prostredie sedimentácie s nižším, ale pravidelným a rovnomerným prínosom materiálu na plochom hlbokom morskom dne na hranici CCD alebo až pod ňou. Do pravidelnej sedimentácie tenko vrstveného flyšu sa v závere primiešavali glaukonitové piesky zo severu.

45, 46, 47, 48 zlínske súvrstvie

48 bystrické vrstvy

(kremité glaukonitové pieskovce, ílovce bystrického typu, p./i. < 1, flyš)

Názov, typová lokalita a korelovanie. Do račianskej jednotky prenášame pomenovanie „bystrické vrstvy“ pre súvrstvie s rovnakou stratigrafickou pozíciou a litologickou náplňou, podobne ako Teťák (in Mello et al., 2005, 2011) a Teťák (2005a). Stratigraficky a litologicky sú porovnateľné s osieleckými pieskovicami v Poľsku (Książkiewicz, 1958), s ktorými ich stotožňuje aj Pivko (2002).

Hrubozrnnejšia až zlepcová fácia v našom regióne vystupuje iba zriedka ako ojedinelé vrstvy, preto túto litofáciu zvlášť nevyčleňujeme. Prevládajú v nej pieskovce nad ílovcami. Pri väčšej hrúbke je stratigraficky a litologicky porovnateľná v Poľsku s pasierbieckymi pieskovicami (Sikora a Żytko, 1959; Golonka a Malata, 1976; Ryłko et al., 1992) a na západe so spodnými luhačovickými vrstvami (Teťák in Mello et al., 2005, 2011).

Bystrické vrstvy sú výskytom glaukonitových pieskovcov a ílovcov bystrického typu podobné na vsetínske vrstvy (Pesl, 1968; Potfaj et al., 2003; Teťák in Mello et al., 2005, 2011), ktoré sú však mladšie a vystupujú v severnej časti račianskej jednotky. Litologicky pripomínajú greifensteinské súvrstvie (*Greifenstein Fm.*) a gablitzké vrstvy (*Gablitz Mb.*) (Schnabel, 1992; Faupl, 1996) a glaukonitové

súvrstvie (*Glaucinite Fm.*) (Ladwein et al., 1991; Faupl, 1996) z rakúskeho úseku flyšového pásma.

Litologická náplň. Je to flyšový súbor, kde sú kremité pieskovce bohaté na glaukonit v rôznom, prevažne však vyrovnanom pomere k ílovcom bystrického typu (Potfaj et al., 2003; Mello et al., 2005, 2011; Pivko, 2002). V spodnej časti bystrických vrstiev je miestami vyšší podiel pieskovcov.

Pieskovce tvoria vrstvy hrubé 10 až 150 cm. Sú to jemno- až strednozrnné, výrazne kremité, väčšinou laminované alebo masívne pieskovce (Boumove $T_{a(c)}$ až T_{abc} sekvencie) s vysokým obsahom glaukonitu (okolo 5 %) a kremeňa a miestami aj živcov a schránok foraminifer. Majú bielo zelený sklovitý vzhľad a ostrý lom. Vyskytujú sa aj glaukonitové pieskovce s „cukrovým“ vzhľadom na lome. Ojedinele sú prítomné aj tenšie vrstvy pasierbieckych pieskovcov, v spodnej časti vrstiev až zlepenca s klastami veľkými do 10 (max. 50) mm. Vyskytujú sa v nich až niekoľkometrové polohy ílovcov bystrického typu. Sú tmavšie aj svetlejšie, sivé, siltové, vápnité, s drobným rozpadom.

Lŕcké slieňovce sú svetlé, modrosivé až sivé slieňovce až siltové vápnité ílovce s belavou patinou. Sú tvrdé, masívne a majú vyšší obsah $CaCO_3$ než ílovce bystrického typu. Majú masívny lastúrnatý až misovitý rozpad. Tvoria polohy hrubé 0,5 až 3 (max. 8) m.

Zriedkavé sú vložky tenko vrstveného flyšu belovežskej litofácie hrubé do 3 m.

Hrúbka a ohraničenie. Väčšina výskytov bystrických vrstiev račianskej jednotky v regióne je výrazne tektonicky porušená. Preto ich hrúbku môžeme stanoviť len približne na 200 až 500 m. Ohraničenie bystrických vrstiev je identifikovateľné výrazným morfológickým stupňom. Od podložného belovežského súvrstvia je daná hranica prvým výrazným výskytom glaukonitových pieskovcov a ílovcov bystrického typu. Horná hranica bystrických vrstiev nie je výrazná, lebo glaukonitové pieskovce a ílovce bystrického typu sa bežne vyskytujú aj v újezdských vrstvách. Preto je daná skôr významnejším zastúpením tenko vrstveného flyšu újezdských vrstiev alebo pri ich absencii prvým výskytom kýčerských pieskovcov.

Pivko (2002) rozoznáva dve polohy osieleckých pieskovcov (ekvivalent bystrických vrstiev), podobne ako Książkiewicz (1966) v oblasti Babej hory – spodná do 150 m, vrchná do 400 m. Ohraničuje ich prevahou hrubých vrstiev pieskovcov.

V Javorníkoch, kde laterálne nahrádzajú spodné luhačovické vrstvy (porovnateľné s poľskými pasierbieckymi pieskvcami), dosahujú bystrické vrstvy hrúbku až do 450 m (Teřák in Mello, 2005, 2011).

Vek – stredný eocén. Vek podľa nanoplanktónu je stredný eocén (Korábová a Potfaj, 1991). Pivko (1998) pripúšťa začiatok už v staršom eocéne.

Vo vzorke pod tajchom Borsuče (d. b. F785i) sa zistilo spoločenstvo stredného eocénu, pravdepodobne zóna NP17 *Discoaster saipanensis*. Táto zóna sa viaže na prvý výskyt druhu *Discoaster tanii* BRAMLETTE et RIEDEL, ktorý je charakteristický pre strednú časť zóny NP17 (Bukry, 1973). Vo vzorke F731ib (pod tajchom

Borsušie) sa zistilo spoločenstvo pravdepodobne stredného eocénu (zóna NP16 *Discoaster tanii nodifer*) na základe zastúpenia druhu *Cyclicargolitus floridanus*, ktorého prvý výskyt sa kladie do vyššej časti tejto zóny (Aubry, 1983) (Žecová).

Vo vzorke kremitého glaukonitového pieskovca (F804p – potok Jalovec sz. od Malej Babej hory) sa zistili pravdepodobne redeponované staršie veľké foraminifery spolu s úlomkami koralinných rias a lastúrnikov (Buček; sensu Serra-Kiel et al., 1998). Veľké foraminifery zodpovedajú staršiemu eocénu [najskôr ilerdu – *Nummulites* cf. *exilis* DOUVILLÉ, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER), *Miscellanea* cf. *miscella* D'ARCHIAC et HAIME].

Prostredie vzniku. Ide o hlbokomorské prostredie sedimentácie. Pivko (2002) a Teťák (2008) udávajú paleoprúdy na VJV (J – JZ). Bystrické vrstvy sú výsledkom prenikania sedimentačného vejára glaukonitových pieskovcov do oblasti sedimentácie vrchných belovežských vrstiev. Podľa zastúpenia pieskovcov boli definované viaceré litostratigrafické jednotky. Hlavný zdroj kremitých glaukonitových pieskovcov vnikal do magurského bazéna zo sliezskej kordiléry severne od Oravy a v centre bazéna sa depozičný vejár otáčal na západ (Teťák, 2008; Pivko, 2000). Súvrstvie s vývojom hrubozrnných pieskovcov až zlepcov sa v Poľsku označuje ako pasierbieckie pieskovce, na západe v Javorníkoch ako spodné luhačovické vrstvy. Vyššie zastúpenie pieskovcov v pomere k ílovcom majú osielecké pieskovce a sčasti aj bystrické vrstvy. Vyrovnaný pomer pieskovcov a ílovcov až prevahu ílovcov majú bystrické vrstvy a ľacké vrstvy (najmä v bystrickej jednotke). Prienik glaukonitových pieskovcov do depozičného vejára drobových pieskovcov magurského typu na Orave označujeme ako oravskoveselské vrstvy. Na báze súvrstvia, kde sa bystrická fácia mieša s belovežskou, je to vychylovské súvrstvie a vo vrchnej časti znovu újezdské alebo podmagurské vrstvy. Tým sú zohľadnené litofaciálne zmeny sedimentov v rôznych častiach jediného sedimentačného vejára.

47 újezdské vrstvy

(tenko vrstvený flyš, glaukonitové pieskovce, ílovce bystrického typu)

Názov, typová lokalita a korelovanie. Książkiewicz (1935) pomenoval prevažne pelitický komplex ležiaci v podloží „magurského pieskovca“ podľa jeho polohy podmagurské vrstvy. Súvrstvie ležiace pod magurským súvrstvom nazvali Sikora a Žytko (1959) v severnej časti račianskej jednotky 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, litologickým zložením a pozíciou porovnateľnú s podmagurskými vrstvami, ako spodné zlínske vrstvy (spresnili Pesl a Menčík, 1966). Do spodných zlínskych vrstiev sa pričleňovalo aj luhačovické súvrstvie. Pesl (1968) zaviedol pre spodné zlínske vrstvy názov újezdské vrstvy podľa obce

Hřivínův Újezd sz. od Luhačovic a zároveň zamietol poľský názov hieroglyfové vrstvy. Ako alternatívu k hieroglyfovým vrstvám ponúkli Potfaj et al. (2002, 2003) ošľadnické vrstvy, no tie by mali sčasti zahŕňať aj pasierbiecke pieskovce.

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 alebo inocerámové vrstvy a pomenovanie hieroglyfové vrstvy sa ďalej používalo len pre ich vrchnú, eocénnu časť. Paul (1890) v západnej časti magurského príkrovu považoval za vrchné hieroglyfové vrstvy dnešné vrchné belovežské vrstvy a jeho „pieskovce vrchných hieroglyfových vrstiev“ sú pieskovce luhačovického súvrstvia (sensu Pesl, 1965; Teťák, 2005). 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 Žytko (1959) konštatovali odlišné priestorové rozšírenie a nesúvekosť týchto súvrství. Hoci toto pomenovanie nezodpovedá princípom stratigrafickej klasifikácie, v poľskej literatúre je hlboko zakorenené (Pivko, 2002). Aj Pesl (1968) odporúča nepoužívať názov hieroglyfové vrstvy. V poľskej literatúre sa pomenovanie hieroglyfové vrstvy používa rôzne pre tenko vrstvené flyšové, staro- až vrchnoeocénne sedimenty od magurskej cez sliezsku, dukliansku až po skolskú jednotku. Rôzne sa používalo aj v československej literatúre. V magurskej jednotke sa v súčasnosti chápe najmä v zmysle hieroglyfových vrstiev (*Hieroglyphic Mb.*) (Sikora a Žytko, 1959; Książkiewicz, 1966; Rytko et al., 1992), belovežských vrstiev bez pestrých ílovcov (Pesl, 1968), ale aj vychylovského súvrstvia (Potfaj, 1989). Ako náhradné sa neujalo pomenovanie grzechynské vrstvy (*Grzechyna Mb.*) (napr. Golonka a Malata, 1976).

Litologická náplň. 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 pieskovecami a nedostatkom odkryvov. Újezdské vrstvy boli najlepšie odkryté v potoku Jalovec nad horárňou Borsučie (foto 8 a 9). Tu ich tvoria 0,5 až 6 m hrubé polohy tenko vrstveného flyšu *belovežskej litofácie* s parametrami $I = 7$ až 12 vrstiev/m a $P(p/i) =$ zhruba 1/1. Pieskovce sú jemnozrnné, výrazne šikmo laminované, s bioglyfmí, hojnou rastlinnou drvinou a muskovitom vo vrstvách hrubých 3 až 15 cm (zriedka do 40 cm), bez glaukonitu a striedajú sa so zelenosivými nevápnitými ílovcami až siltovými ílovcami. *Bystrickú litofáciu* zastupujú 0,5 až 3 m hrubé masívne ílovce bystrického typu (menej až ľacé slieňovce) a 40 až 100 cm hrubé jemno- až hrubo zrnné, paralelne laminované kremité pieskovce s hojným glaukonitom. Pozorovali sme aj sklzové teleso s útržkami (intraklastami) glaukonitového pieskovca a ílovcov. Celkovo prevláda belovežská litofácia nad bystrickou.

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

Hieroglyfové vrstvy podľa Sikoru a Žytka (1959) obsahujú jemnozrnné laminované pieskovce s muskovitom vo vrstvách hrubých 5 až 30 (50) cm, bežne s prímiesou glaukonitu a s bioglyfmi, striedajúce sa s tenkými vrstvami tvrdých, niekedy slabo vápnnitých ílovcov (5 až 20 cm). Zriedkavo sa objavujú hrubé polohy sivých vápnnitých ílovcov s masívnym rozpadom, aké prevládajú v podmagurských vrstvách severnej časti račianskej jednotky. Najmä v dolnej časti súvrstvia vystupujú vrstvy špinavobielych 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 pieskovecami vyskytujú vločky červených ílovcov, ktoré majú mladší vek ako červené ílovce belovežského súvrstvia. Tieto horizonty červených ílovcov nazývajú napr. Sikora a Žtško (1959) „pstre lupki górne“.

Hrúbka a ohraničenie. Hrúbka újezdských vrstiev je nestála. Odhadujeme ju na 30 až 150 m. Hornú hranicu dávame na prvú hrubšiu vrstvu drobového pieskovca magurského typu.

Najväčší rozsah majú podmagurské vrstvy (ekvivalent újezdských vrstiev) v severnej časti račianskej jednotky, kde dosahujú hrúbku do 700 m. Smerom na juh a východ sa vyklinujú. Sikora a Žtško (1959) odhadujú maximálnu hrúbku podmagurských vrstiev na 700 m. Prechod z belovežského súvrstvia do zlínskeho súvrstvia sa mení z pozvoľného na severe na ostrý na juhu. V ich podloží sú pestré vrstvy, hieroglyfové vrstvy, pasierbiecky pieskovec alebo luhačovické súvrstvie (v závislosti od oblasti a od autora). V ich nadloží ležia pieskovce magurského typu, to znamená vsetínske alebo kýčerské vrstvy. Hrúbka súvrstvia je zhruba 200 až 250 m (Pivko, 2002), prípadne 250 až 300 m (Oszczypko, 1992). Hrúbka je dosť stála, dosahuje 250 m, len pri vyššom zastúpení pasierbieckych pieskovcov môže dosahovať až 400 m (Sikora a Žtško, 1959). Horná hranica je na styku s kýčerskými vrstvami miestami ostrá, ale miestami bol pozorovaný aj postupný prechod.

Vek – stredný až mladší eocén. Vekový rozsah újezdských vrstiev je podľa Pesla a Menčíka (1966) stredný až 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 Žtško (1959), Žtško (1962) a Jednorowska (1966) vek stredný až mladší eocén.

Zo vzorky severne od hájovne Borsušie (vz. F845i2) preukázal nanoplanktón vek stredný eocén (NP16; Žecová) na základe zastúpenia druhov *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUKRY et PERCIVAL a *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI, ktorých prvý výskyt sa viaže na túto zónu. Podobne aj malé foraminifery majú vek eocén (stredný?; Zlinská).

Prostredie vzniku. Ide o hlbekomorské prostredie sedimentácie. Újezdské vrstvy zodpovedajú ukončeniu pravidelnej sedimentácie tenko vrstveného flyšu belovežskej litofácie v centrálnej a severnej časti magurského bazéna v mladšom paleocéne až mladšom eocéne, do ktorej v rôznych obdobiach vnikali telesá riečanských a pasierbieckych/osieleckých pieskovcov.

46 babišké vrstvy

(prevažne strednozrnné drobové pieskovce kýčerského typu, menej kremité glaukonitové pieskovce a ílovce bystrického typu)

Názov, typová lokalita a korelovanie. Názov „babišké vrstvy“ je odvodený od osady Babiše (časť Kolárovice, okres Bytča; Teťák, 2005a, b; Teťák in Mello et al., 2005, 2011). Na juh od nej až po osadu Čiakov sú v zárezoch popri ceste menšie odkryvy. Pôvodne bol tento komplex v tejto istej oblasti opísaný ako „zmiešaná fácia“ (Potfaj a Vass, 1997) a „zmiešané vrstvy“ (Starek, 1997).

Podobnú situáciu laterálneho vzájomného prestupovania (zazubovania) „glaukonitovej a muskovitovej fácie magurských pieskovcov“ opisuje napr. aj Sikora a Žytko (1959), Žytko (1962), ale aj Stráňík (1965) sv. od smilnianskeho tektonického okna na styku vnútornej a vonkajšej račianskej jednotky. Zlínske súvrstvie vnútornej račianskej jednotky tam tvoria výlučne zborovské vrstvy (ekv. kýčerské vrstvy) (iba v najvyššej časti spomína 7 m hrubú polohu aj s glaukonitovými pieskovecami). Vo vonkajšej račianskej jednotke ležia nad belovežským súvrstvom zborovské vrstvy, ktoré sa laterálne na S a V a smerom do nadložia prstovito vyklinujú v zlínskych vrstvách (ekv. glaukonitových pieskovcov vsetín-ských vrstiev).

Litologická náplň. Pre vývoj zlínskeho súvrstvia v strednej časti račianskej jednotky je typické striedanie kýčerského (drobového) a glaukonitového typu pieskovca, a to vrstva za vrstvou, alebo aj hrubších súborov s prevahou jedného typu pieskovca (Teťák, 2005). Babišké vrstvy sa dajú miestami rozčleniť podľa prevládajúceho typu pieskovca na *polohy glaukonitových* pieskovcov a *polohy s kýčerským pieskovcom*. Do oblasti Oravy zasahuje len južná časť račianskej jednotky, preto sú babišké vrstvy tvorené prevažne kýčerským typom pieskovca. Glaukonitový typ pieskovca sa vyskytuje len ako ojedinelé vrstvy.

Princíp striedania litotypu drobových pieskovcov magurského typu a kremitých glaukonitových pieskovcov babišských vrstiev je podobný oravskoveselským

vrstvám bystrickej jednotky. Oravskoveselské vrstvy sú však staršie než babišské (prípadne kýčerské) vrstvy a vystupujú v južnej časti bystrickej jednotky.

Hrúbka a ohraničenie. Babišské vrstvy v regióne vystupujú iba veľmi obmedzene sz. od Pilska. Ich hrúbku odhadujeme podobne ako v typovej oblasti v Javorníkoch na 500 až 700 m (Teťák, 2005a, b).

Vek – stredný(?) až mladší eocén. Vek babišských vrstiev je rovnaký ako vek kýčerských a vsetínskych vrstiev, a to mladší eocén so začiatkom sedimentácie už v strednom eocéne.

Prostredie vzniku. Ide o hlbokomorské prostredie sedimentácie s miešaním dvoch typov pieskovcov – glaukonitového so zdrojom zo severného okraja bazéna (sliezskej kordiléry) a drobového (magurského/kýčerského) pieskovca so zdrojom z južného okraja bazéna (magurskej kordiléry).

45 kýčerské vrstvy

(prevaha stredno- až hrubozrnných drobových pieskovcov – kýčerský a babohorský typ)

Názov, typová lokalita a korelovanie. Synonymom názvu kýčerské vrstvy je kýčerský vývoj zlínskeho súvrstvia (Pesl, 1964), čiastočne babohorské pieskovce (Matějka a Roth, 1952; Pesl, 1968) a severná fácia zlínskych vrstiev (Matějka a Roth, 1949, 1956). Kýčerské vrstvy môžu byť v Poľsku korelované s magurskými pieskovicami alebo vrstvami (Książkiewicz, 1953; Sikora, 1957), s wątkowským pieskovcom (*Wątkowa sandstone*) (Oszczypko, 1992) a arkózovou faciou magurských pieskovcov (Książkiewicz, 1953).

Kýčerské vrstvy zaviedol Pesl (1968) podľa kóty Kýčerka sz. od Kolárovic ako mladoeocénna sekvenciu zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky s drobovými pieskovicami v pomere k ílovcom v priemere 2 : 1 až 3 : 1. Kýčerské vrstvy sa vyskytujú pozdĺž južného okraja račianskej jednotky a na územie Slovenska sa dostávajú pri Lysej pod Makytou, pokračujú ďalej na východ cez Orgoňovu Kýčeru a Petrovickú Kýčeru, tvoria Veľkú Raču a na Orave Pilsko a Babi horu.

Matějka a Roth (1952) vyčlenili babohorský pieskovec ako zvláštny litotyp a v iných prácach (Roth a Matějka, 1954; Matějka a Chmelík, 1955) ho nesprávne stotožňujú so solánskymi vrstvami. Vzhľadom na stanovený vek súvrstvia a stratigrafickú pozíciu stotožňujeme babohorský typ pieskovca s kýčerskými vrstvami zlínskeho súvrstvia ako jeho faciálnu obmenu vo vyššej časti kýčerských vrstiev, podobne ako Bieda (1951) a Książkiewicz (1953) do muskovitovej fácie a Bieda a Książkiewicz (1958) a Bieda (1966) do arkózovej fácie magurského pieskovca.

Litologická náplň. Je to flyšový súbor s výraznou prevahou jemno- až hrubozrnných drobových pieskovcov kýčerského (t. j. magurského) typu. Pomer $P(p/i) = 5/1$ až viac než $10/1$ a rastie smerom do nadložia. Pieskovce tvoria 40 až 150 cm (zriedkavejšie 5 až 400 cm) hrubé vrstvy. Bežná je amalgamácia a keďže

medzivrstvové škáry bývajú často veľmi tenké, bez pelitického horizontu, tvoria až 15 m hrubé pieskovcové polohy. Kýčerské pieskovce sú drobové až kremité. Za čerstva sú modrosivé, po navetraní sivohnedé až hrdzavohnedé. Väčšinou sú jemnozrnné [zriedka s hrubším zrnom pri báze alebo väčšie klasty (do 3 mm) nalepené na spodnej ploche vrstvy]. Najmä tzv. babohorský typ môže obsahovať vyšší podiel živcov. Sú masívne, väčšinou iba s nevýraznou gradáciou. Gradačný interval nebýva hrubý. Charakterizuje ich hrubý masívny Boumov T_a , presnejšie Loweho interval S3, v ktorom sú po navetraní typické a veľmi dobre vyvinuté misovité štruktúry po úniku vody. Tie spôsobujú až doskový rozpad zvetraných blokov, typický najmä vo vrcholovej časti Pilska a Babej hory (foto 10 a 66). Najvyššia časť pieskovcovej vrstvy býva zvlnene laminovaná, s hojným muskovitom a rastlinnou drvinou. Táto $T_{(b)c}$ laminovaná sekvencia je vyvinutá iba v malej hrúbke. Ílovcové závalky veľkosti 3 až 25 cm sú hojné vo vyššej časti vrstvy v závere sedimentácie Loweho sekvencie S3 hneď pod spomínaným zvlnene laminovaným intervalom alebo v ňom (pri silnejšej erózii podložia aj na báze vrstvy).

Prechod z pieskovca do ílovca je pri kýčerských pieskovcoch pomerne ostrý. Často je vyvinutý iba tenký interval laminovaného siltovca (sekvencia T_d) bez pelitického intervalu. Najmä v spodnej časti súvrstvia sú vrstvy pieskovcov poprekladané zelenosivými, hnedosivými až čiernymi, premenlivo vápnitými siltovými až piesčitými ílovcami s hrúbkou 10 až 40 (vzácné až 300) cm alebo vložkami tenko vrstveného flyšu do 5 m. Iba lokálne v malej hrúbke nadobúdajú ílovce vyšší podiel (Teťák, 2005). Vo vyššej časti súvrstvia tvoria siltové ílovce len zriedkavé, niekoľko centimetrov hrubé vložky. Vrstvy pieskovcov tu nasadajú tesne na seba.

Významným znakom sú stopy erózie dna prúdom. Najbežnejšie sú ryhy po vlečení. Časté je aj vymývanie, vtlačaním zvýraznené prúdové stopy a miestami aj erozívne korytá. Na spodnej ploche vrstiev bývajú niekedy nalepené hrubšie klasty. Pomerne časté sú aj stopy po činnosti organizmov – *Ophiomorpha* (chodbičky vo vrstve), v najvyššej laminovanej časti vrstiev *Nereitesirregularis* (SCHAFHÄUTL), lalokové a vejárové stopy *Zoophycos* s vyvinutým obvodovým kanálikom a veľmi časté stopy lezenia po dne (dvojité ryhy) – *Scoliciastrozzii* (SAVI et MENECHINI) (Uchman, 1998; Teťák, 2005).

Hrúbka a ohraničenie. Pivko (2002) predpokladá hrúbku súvrstvia 350 až 1 500 m. Žytka (1962) udáva hrúbku jz. od Žywca až 1 400 m (Rycerka Gorna), vyše 1 600 m (Wielka Sopotnia) a vyše 2 000 m (Skawica). Sikora a Žytka (1959) uvádzajú hrúbku okolo 1 600 m v okolí Pilska, Potfaj et al. (2003) 300 až 1 000 m na Kysuciach a Teťák (2005) 600 až 800 m v Javorníkoch. Náš odhad hrúbky súvrstvia na Orave vrátane babohorských pieskovcov je až 1 600 m.

Spodná hranica s újezdskými vrstvami je litologicky nevýrazná. Väčšinou je prekrytá sutinami z kýčerských vrstiev, čo ešte viac sťažuje jej identifikáciu. Horné ohraničenie je tektonické alebo erozívne.

Vek – stredný(?) až mladší eocén. Podľa Sikoru a Žytka (1959), Žytka (1962), Książkiewicz (1966), Ryłka et al. (1992), Oszczycka (1991) a Potfaja

et al. (2003) a vzhľadom na pozíciu nad bystrickými a újezdskými (hieroglyfovými) vrstvami je pravdepodobný vek kýčerských vrstiev v račianskej jednotke mladší eocén. Golonka a Malata (1976) predpokladajú začiatok sedimentácie už v strednom eocéne. Široké rozpätie mladší paleocén až starší eocén udávajú malé foraminifery zo vzorky F792i (Zlinská) a pravdepodobne NP16 nanoplanktón zo vzorky F280i (Žecová).

Prostredie vzniku. Ide o hlbokomorské prostredie sedimentácie drobového (magurského/kýčerského) typu pieskovca so zdrojom z južného okraja bazéna (magurskej kordiléry) a transportom na Z v smere predĺženia bazéna. Pivko (2002) udáva premenlivé smery paleoprúdov.

Poznámka. Hranica račianskej a bystrickej jednotky prebieha v dolnej časti svahu Pilska a Babej hory a väčšinou býva prekrytá množstvom sutín kýčerských pieskovcov. Prebieha na kontakte kýčerských a szczawinských pieskovcov, ktorých odlišenie robilo v minulosti problémy (Matějka a Roth, 1952; Roth a Matějka, 1954; Matějka a Chmelík, 1955). Kýčerský typ pieskovca má oproti szczawinskému tieto rozpoznávacie znaky: 1. bloky a kamene v sutine sú zaoblenejšie, 2. vyšší obsah bielo zvetraných klastov živcov, menej muskovitu, 3. úlomky sú svetlé, okrové až biele, 4. ílovce sú v úlomkoch alebo ako ílovitá hlina iba zriedka, 5. hlina je piesčitá, žltá až červená, 6. jemnozrnné a laminované variety v sutine sú zriedkavé, 7. v sutine sú bežné väčšie kamene až bloky, malých úlomkov je menej.

BYSTRICKÁ JEDNOTKA

Bystrická tektonicko-litofaciálna jednotka má na Orave zachovaný väčší stratigrafický rozsah (obr. 7) a tiež má výrazne pestrejší litofaciálny aj tektonický vývoj, než je to napr. západnejšie na Kysuciach a Považí. Okrem typických bystrických vrstiev zlínskeho súvrstvia sme zistili aj kýčerské vrstvy a nezvyčajne hojne je zachované belovežské súvrstvie. Prínosom k poznaniu bystrickej jednotky sú najmä novovyčlenené oravskoveselské vrstvy s afinitou litologickej náplne k južnému okraju magurského bazéna.

Franko a Potfaj (1983) odkazujú na geologický prieskum okolia Slanej vody, podľa ktorého okrem bystrických vrstiev predpokladajú hojne zastúpené malcovské súvrstvie. Podľa našich zistení sedimenty opísané ako malcovské súvrstvie považujeme za belovežské súvrstvie. Malcovské súvrstvie sme v bystrickej jednotke nezistili.

42, 43, 44 szczawinské vrstvy, ropianske vrstvy, červené ílovce

Faciálne veľmi odlišné sedimenty szczawinských a ropianskych vrstiev treba chápať ako sedimenty prostredia hlbokomorskej pláne s tenko vrstvenou sedimentáciou a červenými ílovcami, do ktorého sedimentovali hrubé szczawinské pieskovce. Vyšší podiel ropianskej fácie pozorujeme v spodnej a vyššej časti tohto komplexu.

Charakter sedimentácie račianskej a bystrickej jednotky v regióne bol v období senónu až mladšieho eocénu jednotný. Magurský bazén sa začal výraznejšie diferencovať na račiansku a bystrickú litofaciálnu oblasť až v strednom eocéne. Preto v oboch jednotkách pozorujeme len malé rozdiely v sedimentácii szczawinských a ropianskych vrstiev.

Horizonty s červenými ílovcami medzi szczawinskými pieskovecami a ropianskym tenko vrstveným flyšom väčšinou nie je možné pri výraznom tektonickom postihnutí odlíšiť od litofaciálne podobných spodných belovežských vrstiev. Preto tieto dve litostratigrafické jednotky na mape odlišujeme iba podľa predpokladanej superpozície.

44 ropianske vrstvy

(zelené laminované pieskovce, zelené a menej červené ílovce)

Názov, typová lokalita a korelovanie. Pomenovanie vrstvy z Ropianky zaviedol Paul (1869) podľa odkrytov pri obci Ropianka južne od Dukly v Poľsku. Ślącza a Miziołek (1995) revidovali typovú lokalitu a konštatovali, že súvrstvie v takom rozsahu, ako ho vyčlenil Paul (1869), obsiahlo sedimenty od mladšej kriedy po oligocén a zároveň okrem magurskej jednotky aj dukliansku jednotku. Pivko (1998) navrhol v južnej časti račianskej jednotky názov veselské súvrstvie (*Veselé Fm.*), ale pre nedostatočné definovanie od tohto názvu ustúpil (Pivko, 2002) a prikláňa sa k názvu ropianske súvrstvie (*Ropianka Fm.*) s pestrými ílovcami. V poľskej literatúre sa často ako ekvivalent používajú inocerámové vrstvy [názov zaviedol Uhlig (1885) pre flyšovú faciú senónskeho veku tvorenú vápnitými pieskovecami s hojnou sľudou, pôvodne označovanú ako spodné hieroglyfové vrstvy (Paul a Tietze, 1877, 1879); tieto sedimenty sa vyskytujú od magurskej po skolskú jednotku, preto sa inocerámové vrstvy v magurskej jednotke nahradili ropianskymi vrstvami].

Ropianske vrstvy sú porovnateľné aj s inocerámovými vrstvami (Sikora, 1957; Sikora a Żyto, 1959; Książkiewicz, 1966), ropianskymi vrstvami (Golanka a Wójcik, 1978; Ryłko et al., 1992), ropianskym súvrstvím (Oszczypko, 1992), ílovcovo-pieskovcovými vrstvami (*Mudstone-sandstone beds*) (Pesl, 1968), soláňskym súvrstvím (Švábenická et al., 1997), čiastočne s ľabowským súvrstvím (*Łabowa Fm.*) či vrchnou časťou altenbašského súvrstvia (*Altlenbach Fm.*) (Schnabel, 1992; Faupl, 1996). V západnej okrajovej časti magurskej jednotky (v Poľsku) sú ich ekvivalentom biotitovo-glaukonitové vrstvy a pieskovce z Mutneho (Sikora a Żyto, 1959) a v oblasti krynickej jednotky szczawnické súvrstvie (Birkenmajer a Oszczypko, 1989). Ako inocerámové vrstvy nie je vhodné označovať súvrstvie paleocénneho veku.

Litologická náplň. Litologicky je to pestré súvrstvie. Prevláda v ňom nevápnitý, tenko vrstvený flyš so zelenými laminovanými muskovitovými pieskovecami

(foto 4, 12a, b) a zelenosivými nevápnitými ílovcami, menej aj s červenými ílovcami. Zriedkavé sú hrubé masívne pieskovce s muskovitom szczawinského typu.

Sikora a Žytko (1959) opisujú niekoľko základných litologických typov inocerámových vrstiev západne od Pilska. V najnižšej časti je asi 50 m hrubá poloha, v ktorej sú 1 až 4 m hrubé sivočierne ílovce s povlakmi oxidov železa. Sú rozdelené 50 až 150 cm hrubými vrstvami tvrdých tmavosivých jemnozrnných sklovitých pieskovcov s vysokým obsahom glaukonitu a biotitu, ale aj živcov. Pozorovali sme aj tenké vrstvy Fe-pelokarbonátov. Vyššie v hrúbke asi 100 m sú zelené a červené ílovce, tenké (5 až 20 cm) laminované pieskovce s muskovitom a tvrdé laminované pieskovce hrubé 0,5 až 100 cm. V ich nadloží je vrstva stredno- až hrubozrnných pieskovcov až zlepcov hrubá až 220 m. Sú kremité, so živcami, obsah biotitu, muskovitu a glaukonitu je malý. V najvyššej časti autori opisujú niekoľko desiatok metrov hrubú polohu s jemnozrnnými laminovanými pieskovecami s glaukonitom a biotitom v 5 až 50 cm vrstvách oddelených sivými ílovcami. V teréne odlišujú normálne inocerámové vrstvy (menší podiel pieskovcov), v ktorých môžu byť vložky červených ílovcov (foto 11), a pieskovcové inocerámové vrstvy.

Hrúbka a ohraničenie. Hrúbka súvrstvia je odhadovaná rôzne: asi 400 m (Sikora a Žytko, 1959), 250 až 400 m (Oszczypko, 1992), 200 m (Pivko, 2002). Súvrstvie je silno tektonicky zredukované. Dolné ohraničenie je nad prevahou masívnych pieskovcov s muskovitom a horné pod prevahou červených nevápnitých ílovcov. Ležia v nadloží pieskovcov zo Szczawiny (Sikora a Žytko, 1959). Citovaní autori sa nevedia rozhodnúť, či sú prípady viacerých pieskovcovo-zlepencových polôh tektonickým opakovaním, alebo je to primárne. Preto aj my na mape znázorňujeme polyfaciálny vývoj mástrichtu až paleocénu ako striedanie polôh szczawinských pieskovcov a ropianskych vrstiev. V niektorých prípadoch má toto striedanie dokázateľne tektonickú príčinu. Nad ropianskymi vrstvami ležia pestré ílovce belovežského súvrstvia [ekv. łabowského súvrstvia (*Łabowa Fm.*)].

Vek – mástricht až paleocén. V pieskovcoch sa ojedinele našli úlomky inocerámov. Vek súvrstvia je mástricht až paleocén (Korábová a Potfaj, 1991; Sikora a Žytko, 1959). Senón až paleocén na základe úlomkov inocerámov a aglutinovaných foraminifer udávajú Bieda et al. (1963, 1967), paleocénny vek v bystrickej jednotke Cieszkowski et al. (1989) a Oszczypko et al. (1991). Naše odobrané vzorky boli prevažne sterilné. Nanoplanktón zo vz. F647i bol zastúpený len dvomi druhmi, *Discoaster* sp. a *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE) DEFLANDRE, ktoré majú veľmi široké stratigrafické rozšírenie, a preto je stratigrafické zaradenie spoločenstva problematické. Vo vz. F531i sa zistilo chudobnejšie spoločenstvo nanoplanktónu stredného eocénu zóny NP16 (Žecová). Podľa malých foraminifer zo vz. F772i2 je vek mladší paleocén až stredný eocén (Zlinská).

Prostredie vzniku. Ide o hlbokomorské prostredie sedimentácie na hranici CCD alebo až pod ňou. V období kriedy mali bystrická a račianska časť magur-

ského bazéna spoločný litofaciálny vývoj. Pivko (2002) konštatuje rozkolísané prúdové smery na SV.

Poznámka. Severne od horárne Vajdovky sme pozorovali dva výrazné pruhy, veľmi silno tektonicky podvržené, s nevýrazne laminovanými kremitými pieskovecami s glaukonitom a hrubšie vrstvy sivých vápnitých ílovcov (d. b. F738). Dali by sa stotožniť s najnižšou časťou inoceramových vrstiev Sikora a Žytka (1959). Prikláňame sa však k interpretácii, že to je tektonicky včlenená šošovka bystrických vrstiev v jadre antiklinály.

43 szczawinské a ropianske vrstvy: červené a zelené ílovce (*červené a zelené ílovce, hnedé a zelené laminované pieskovce*)

Spolu s tenko vrstveným flyšom ropianskych vrstiev a medzi lavicami szczawinských pieskovcov nepravidelne vystupujú polohy červených a zelených nevápnitých ílovcov hrubé niekoľko decimetrov až desiatok metrov. Väčšinou vystupujú spolu s tenko vrstveným flyšom tvoreným jemnozrnnými T_c laminovanými pieskovecami s muskovitom zelenej až sivej farby s vrstvami hrubými do 20 cm (foto 11).

42 szczawinské vrstvy (*szczawinský typ hrubozrnných pieskovcov s muskovitom*)

Názov, typová lokalita a korelovanie. Szczawinské vrstvy opísali Sikora a Žytka (1959) z vrchu Szczawina sz. od Pilska (na Slovensku k. Trup, foto 5 a 6) ako pieskovcový komplex kriedového veku. Priradili k nim aj pieskovcový pás južne a juhozápadne od Pilska. Matějka a Roth (1952) tieto pieskovce nesprávne spájajú s pieskovecami budúcimi masívy Babej hory a Pilska a pomenúvajú ich ako babohorské pieskovce. Sikora a Žytka (1959) však konštatujú litologickú a vekovú odlišnosť babohorských pieskovcov od pieskovcov Szczawiny a babohorské pieskovce považujú správne za tzv. magurské pieskovce. Z rovnakej lokality ich spomína Sikora (1957), no v oblasti Grybowa im prisudzuje trochu odlišný litofaciálny vývoj.

Szczawinské vrstvy možno porovnať s muskovitovými pieskovecami inoceramových vrstiev (*Inoceramian Mb.*) (Książkiewicz, 1966). Matějka a Roth (1952) a Pešl (1968) ich spájali s babohorskými pieskovecami (správne kýčerské vrstvy). Podľa Rylka (1992) sú porovnateľné s komplexom C ropianskeho súvrstvia. Za ich ekvivalent možno považovať aj pieskovce jarmutského súvrstvia, aj keď ich vzájomný vzťah nie je známy (Oszczypko, 1992). Litologickým zložením pieskovcov s muskovitom sú porovnateľné s altenbašdským súvrstvom (*Altlenbach Fm.*) (Schnabel, 1992; Faupl, 1996).

Litologická náplň. Prevládajú strednozrnné (menej hrubo- až jemnozrnné) pieskovce hrubé 30 až 250 cm (foto 5 a 6), bez výraznej gradácie, amalgamované,

sporadicky zlepenice s klastami veľkými 2 až 3(5) mm. Je pre ne charakteristický vysoký obsah muskovitu (až 20 %), zvyčajne sú bez biotitu Pivko (2002). Obsahujú rastlinnú drvinu a intraklasty ílovcov. Menej sú zastúpené polohy červených a zelených nevápnitých ílovcov hrubé niekoľko decimetrov až pár desiatok metrov spolu s tenko vrstveným flyšom – vrstvy T_c pieskovcov do 20 cm.

Sikora a Žytka (1959) ich charakterizovali ako komplex hrubolavicovitých pieskovcov s tenkými vložkami ílovcov. Dominujú hrubolavicovité zelenosivé, nie veľmi tvrdé jemno- až strednozrné pieskovce. Vrstvy pieskovcov zvyčajne dosahujú hrúbku 1 až 3 m (zriedka až 8 m). Typickým znakom je vysoký obsah muskovitu, viditeľný najmä na lome pieskovecami v smere vrstvitosti. Biotit a glaukonit tvoria len menej významnú prímes pieskovcov. Pieskovce zriedka prechádzajú až do drobnozrnných zlepenecov s klastami veľkými do 3 mm, ktoré tvorí kremeň, zelené a čierne bridlice, fylity a živce. Medzi vrstvami pieskovcov sú vložky zelených, tmavosivých, ale aj červených ílovcov s drobným muskovitom hrubé do niekoľko desiatok centimetrov. Tenké vrstvy pieskovcov s bioglyfmi sú zriedkavé.

Hrúbka a ohraničenie. Ohraničenie súvrstvia je dané prevahou pieskovcov. Hrúbka súvrstvia je 150 až 800 m (sú silno tektonicky redukované; Pivko, 2002). V Beskide Wysokom (Pilsko) je to 350 m (Sikora a Žytka, 1959), v oblasti Szczawy okolo 400 m (Cieszkowski et al., 1989), v oblasti Grybowa 100 až 150 m (Sikora, 1970). Spodné ohraničenie je zvyčajne tektonické. Západne od Pilska ležia pieskovce zo Szczawiny v tektonickom styku na červených slieňovcoch cebulského súvrstvia. Smerom do nadložia prechádzajú do ropianskeho súvrstvia. Nie je vylúčené, že kontakt s belovežským súvrstvom je na mnohých miestach tektonický.

Vek – mástricht až paleocén. Vek súvrstvia je prevažne mladšia krieda – mástricht – v račianskej jednotke (Sikora a Žytka, 1959; Cieszkowski et al., 1989; Korábová a Potfaj, 1991; Pivko, 2002). Podľa Žytka (1962) v oblasti Babej hory a v bystrickej jednotke je paleocénny vek analógiou s ropianskym súvrstvom (*Ropianka Fm.*) (Jednorowska, 1966; Ryľko, 1992; Pivko, 2002). Matějka a Roth (1952) prisudzujú pieskovcom paleocénny vek podľa aglutinovanej mikrofauny, ktorú určila Hanzlíková. Vzorka F614i preukázala iba široké rozpätia paleocén (ml.?) až stredný eocén (malé foraminifery; Zlinská).

Prostredie vzniku. Ide o hlbokomorské prostredie sedimentácie na hranici CCD alebo až pod ňou. V období kriedy mali bystrická a račianska časť magurského bazénu spoločný litofaciálny vývoj. Pivko (2002) udáva rozkolísané prúdové smery na SV, V, JZ, Z a SZ. Akrečná prizma Karpát dosiahla južný okraj magurského bazéna, čo malo za následok zvýšený prínos klastického materiálu (Golónka a Waškowska-Oliwa, 2007). V szczawinských vrstvách sa zistili chrómspinely poukazujúce na južný zdroj klastík (Oszczypko a Salata, 2005).

Poznámka. Hranica račianskej a bystrickej jednotky prebieha v dolnej časti svahu Pilska a Babej hory a väčšinou býva prekrytá množstvom sutín kýčerských pieskovcov.

Je na kontakte kýčerských a szczawinských pieskovcov, ktorých odlišenie robilo v minulosti problémy (Matějka a Roth, 1952; Roth a Matějka, 1954; Matějka a Chmelík, 1955). Szczawinský typ pieskovca má oproti kýčerskému tieto rozpoznávacie znaky: 1. bloky a kamene v sutine sú ostrohranné, 2. nižší obsah bielo zvetraných klastov živcov, ale vysoký obsah muskovitu, 3. úlomky sú tmavšie, skôr sivé, až do zelena, 4. ílovce sú v úlomkoch hojnejšie, zelenej a miestami aj červenej farby, 5. hlina je ílovitá až piesčito-ílovitá, hnedosivá, 6. jemnozrnné a laminované variety v sutine sú bežné, 7. v sutine sú väčšie kamene až bloky zriedkavé, malé úlomky sú bežné.

40, 41 belovežské súvrstvie (*bystrickej proveniencie*)

Spodné a vrchné belovežské vrstvy opisujeme spolu, lebo sú litofaciálne blízke a tektonicky previazané. Prechod zo spodných do vrchných belovežských vrstiev nie je ostrý.

Spodné belovežské vrstvy (s červenými ílovcami) nie je možné pri výraznom tektonickom postihnutí odlišiť od rovnakých polôh medzi szczawinskými pieskovcami a ropianskymi vrstvami. Preto ich v bystrickej jednotke na mape neodlišujeme podľa predpokladanej superpozície.

41 spodné belovežské vrstvy

(*červené ílovce, tenko vrstvený flyš*)

40 vrchné belovežské vrstvy

(*tenko vrstvený flyš*)

Názov, typová lokalita. Pri názve belovežské súvrstvie bystrickej jednotky používame prívlastok „*bystrickej proveniencie*“. Bolo definované v Beloveži na východnom Slovensku. Prívlastok pridávame preto, lebo vývoj belovežského súvrstvia v bystrickej jednotke sa v detailoch líši od vývoja v račianskej jednotke. Ideálne odkrytie a typová lokalita belovežského súvrstvia bystrickej proveniencie na Orave sa nachádza v koryte Veselianky južne od Oravského Veselého. Veľmi dobre je odkrytá najmä vyššia časť súvrstvia v dĺžke asi 200 m. Spodná časť je odkrytá len čiastočne, no obraz o nej dopĺňajú menšie odkryvy v potoku, ktorý z východu ústi do rieky Veselianky. Ďalšie odkryvy belovežského súvrstvia sú v okolí Oravského Veselého.

Litologická náplň. Litologická náplň belovežského súvrstvia v spodnej a vrchnej časti súvrstvia sa líši. V spodnej časti súvrstvia sú charakteristické pestro sfarbené, červené a zelené ílovce (foto 13 a 14) a vo vrchnej časti má súvrstvie tenko vrstvený charakter s prevahou laminovaných pieskovcov (foto 15 až 18). Základné litofácie, ktorými je možné charakterizovať belovežské súvrstvie, sú tenko vrstvená, menej pelitická litofácia so zastúpením najmä litotypu laminovaných pieskovcov a červených ílovcov, zriedka tenkých sklzových vrstiev. Vzácné sa k nim pridávajú aj vrstvy glaukonitových pieskovcov. Hranica spodnej (pestrej)

a vrchnej (tenko vrstvenej) časti súvrstvia nie je ostrá, niekoľkokrát sa vystriedajú ich základné litofácie, ktoré sú však od seba ostro oddelené. Nasledujúci opis súvrstvia je zostavený najmä zo spomínanej lokality v rieke Veselianska (d. b. F348, F349, F355). Na iných miestach sa môže mierne líšiť.

Spodné belovežské vrstvy. Pre spodnú časť belovežského súvrstvia je typické zastúpenie červených ílovcov (foto 13 a 14), ktoré vystupujú v hrúbke aspoň 120 m, no sú značne tektonicky deformované a redukované. Červené ílovce v tejto časti majú nepravidelné zastúpenie. Miestami môžu byť aj dominantným litotypom. Majú často siltovú prímes s muskovitom a vtedy majú farbu do fialova. Sú nevápnité a obsahujú zelené šmuhy a bioturbácie vyplnené zeleným siltom. Spreádzajú ich ílovce rôznych odtieňov sivej farby, väčšinou sú sfarbené do zelena a modra. Striedajú sa s výrazne laminovanými jemnozrnnými pieskovecami zelenomodrej farby hrubými 1 až 4 cm. Typická je drobná bioturbácia na spodnej ploche, ale aj na vrchnej ploche pieskovcovej vrstvy. Vystupujú tu tenké vrstvy sivých a zelenosivých, šikmo laminovaných siltovcov až siltových ílovcov. Typické sú tenké vrstvy bielosivých mäkkých (plastických) vápnitých siltových ílovcov pravdepodobne sklzového pôvodu. Tieto litotypy sa striedajú vo vrstvičkách hrubých 1 až 4 cm a vytvárajú typický pruhovaný pestrofarebný vzhľad spodnej časti súvrstvia. Len zriedka výraznejšie prevláda niektorý z litotypov.

Vrchné belovežské vrstvy. Smerom do nadložia nasleduje 10 m vrstva tenko vrstveného flyšu, ktorý, na rozdiel od spodných belovežských vrstiev, má väčšie zastúpenie pieskovcov. Nasleduje aspoň 70 cm hrubá vrstva kremitého glaukonitového pieskovca, pokračuje 15 m úsek tenko vrstveného flyšu a znovu 2 m vrstva glaukonitového pieskovca so 4 m hrubou vrstvou ílovcov bystrického typu. Ďalších 50 m znovu pokračuje tenko vrstvený flyš. Ďalšia vrstva glaukonitového pieskovca má hrúbku 50 cm, nasleduje 110 cm vrstva drobných sivých ílovcov a pokračuje 10 m tenko vrstveného flyšu (d. b. F355).

Nasleduje vložka špecifických pestrofarebných sedimentov podobných spodnej časti súvrstvia, len bez červených ílovcov, hrubá asi 20 m. Počet vrstiev (cyklov) $I = 20$ až 30 vrstiev/m. Jeden cyklus obsahuje $0,5$ až 3 cm šikmo laminovaného jemnozrnného až siltového pieskovca s výraznými bioglyfmi. Ten gradačne prechádza do svetlosivého až bielosivého mäkkšieho vápnitého siltového ílovca až ílovca. To ako celok je poznačené bioturbáciou a bioturbácia v ílovcach je často vyplnená pieskom. Zriedka (asi $1 \times$ na 2 m) je prítomná aj 4 až 15 cm hrubá vrstva jemnozrnného laminovaného pieskovca.

Smerom do nadložia pokračuje asi 110 m hrubá poloha s pravidelnou, tenko vrstvenou sedimentáciou. Zastúpenie pieskovcov je tu o niečo vyššie než v podobných tenko vrstvených častiach v podloží. Pokiaľ ide o podiel ílovcov a pieskovcov, $I = 8$ až 13 vrstiev/m a P (p./i.) = $3/1$ až $1/2$, ale zvyčajne mierne prevládajú pieskovce. Jemnozrnné pieskovce sú hrubé 4 až 10 cm (zriedka 2 až 15 cm), sú výrazne šikmo až konvolutne laminované, s typickými bioglyfmi, s rastlinnou dr-

vinou a muskovitom. Zriedkavejšie sú 15 až 25 cm hrubé, paralelne laminované jemnozrnné pieskovce. Zriedka sme pozorovali aj masívny drobový (nie magurský) pieskovec v hrúbke do 35 cm. Ílovce sú sivé, hrubé do 10 cm (zriedka až do 30 cm), ale bežne sú to hnedosivé sklzové(?) ílovce. Hemipelagický interval tvorí len najvyššiu, 1 až 3 cm vrstvu zelenosivého nevápnitého ílovca. Miestami vystupujú aj tenké vrstvičky mäkkých vápnitých bielych, okrových alebo hnedosivých sklzových(?) ílovcov. Typická je drobná bioturbácia na spodných plochách pieskovcov (foto 20), ale aj preliezanie naprieč vrstvami. Typickým, ale zriedkavo sa vyskytujúcim bioglyfom v belovežskom súvrství bystrickej jednotky je stopa *Paleodictyon* v tvare včelieho plástu (foto 19). Medzi bežne prítomné rody ichnofosílií patria *Arthropycus* a *Chondrites*, zriedkavejšie sú *Ophiomorpha*, *Scolicia* a *Holopoa* (Wetzel a Uchman, 2001).

Na ďalších odkryvoch možno charakterizovať vrchnú časť belovežského súvrstvia vo vývoji tenko vrstvenej litofácie, ktorý tvoria niekoľko desiatok metrov hrubé polohy s veľmi malým rozdielom hrúbky pieskovcov (foto 16 až 18) – $P(p/i) = 1/1$ až $3/2$. Pieskovce sú výlučne vo vývoji litotypu laminovaných pieskovcov (foto 21). Sú výrazne šikmo laminované, jemnozrnné až siltové, s hojnými bioglyfmi. Miestami pri veľmi drobnorytmickom vývoji a hrúbke pieskovcov 1 až 5 cm $I =$ až 25 vrstiev/m, ale pri hrubších pieskovcoch, 2 až 10 (zriedka do 25) cm, $I =$ len 12 vrstiev/m. Striedajú sa so svetlejšími sivými a zelenosivými šupinkovitými nevápnitými ílovcami až siltovými ílovcami.

Glaukonitové pieskovce sú tvrdšie, zvyčajne dobre vytriedené kremité jemnozrnné pieskovce s premenlivo nižším až vysokým obsahom glaukonitu a s rastlinnou drvinou. Tvoria vrstvy hrubé 50 až 100 cm. V spodnej časti môže byť len nevýrazná paralelná laminácia, ktorá sa postupne stáva výraznou, až v časti plynulého prechodu z pieskovca do siltovca môže spôsobovať tabuľkovitý rozpad. Smerom do nadložia býva vyvinutý 2 až 5 m hrubý interval sivého vápnitého siltového ílovca až ílovca s charakterom ílovcov bystrického typu.

[Pozn.: Striedanie tenko vrstveného flyšu s ílovcami bystrického typu a glaukonitovými pieskovecami je typické pre vychylovské súvrstvie. V Nízkych Beskydách (Kováčik et al., 2011, 2012) spodnú časť belovežského súvrstvia tvoria drobové pieskovce s polohami zlepcov a tenko vrstveného flyšu, zatiaľ čo vrchná časť má charakter typického, tenko vrstveného flyšu, miestami s polohami červenohnedých ílovcov. Spodná časť zvyčajne chýba, je tektonicky zredukovaná, resp. amputovaná. Ílovce bystrického typu s glaukonitovými pieskovecami považujú autori (l. c.) za súčasť zlínskeho súvrstvia – bystrických vrstiev, pre ktoré sú tieto litotypy charakteristické.]

Hrúbka a ohraničenie. Kvôli zlému odkrytiu a silnému tektonickému postihnutiu poznáme belovežské súvrstvie iba útržkovito. Jeho tektonicky zredukovaná hrúbka sa odhaduje maximálne na niekoľko desiatok metrov (Javorníky; Teťák, 2005). Hrúbka vrchných belovežských vrstiev je 100 až 350 m (Oszczypko, 1992).

Celková hrúbka súvrstvia na lokalite v Oravskom Veselom je asi 350 m. Z toho spodná časť s červenými ílovcami tvorí asi 120 m a vrchná, tenko vrstvená, 230 m. Odspodu je súvrstvie ohraničené tektonicky a zvyčajne je aj vzhľadom na svoj

plastický charakter značne tektonicky zdeformované. Vrchná hranica s oravskoveľskými alebo bystrickými vrstvami je ostrá, s náhlym nástupom hrubších vrstiev pieskovcov.

Vek – paleocén až stredný eocén. Vek belovežského súvrstvia bystrickej proveniencie bol na východnom Slovensku (v oblasti typového profilu) stanovený v rozsahu paleocén až stredný eocén (Matějka et al., 1964a, b; Kováčik et al., 2011, 2012). Podľa superpozície a litologického zloženia belovežského súvrstvia bystrickej a račianskej jednotky je jeho vek paleocén až stredný eocén (Teťák, 2005). Podobne je to aj na západe na Kysuciach a v Javorníkoch (Potfaj et al., 2002, 2003; Teťák in Mello et al., 2005, 2011). Vek vyššej časti bez červených ílovcov je starší až stredný eocén (Oszczypko, 1992).

Vzhľadom na značné rozšírenie belovežského súvrstvia sa z neho odobralo viac než 30 vzoriek (napr. vz. nanoplanktónu: F152i, F348i, F355i2, F425i, F488i, F490i, F626i, F636i, F727i2, M190i, M823i, M886i, M947i, M974i, M997i1, M1003i, M1007i – Žecová; vz. foraminifer: F490i, F636i, F1052i, SA420, SA450, SA479 – Zlinská). Väčšina vzoriek bola odobraná z vyššej časti súvrstvia a spoľahlivo preukázala vek starší eocén. Z niekoľkých vzoriek bol preukázaný vek starší až stredný eocén v rozpätí zón NP10 až NP16 s hojným zastúpením redeponovaných druhov.

Prostredie vzniku. Ide o hlbekomorské prostredie sedimentácie s nižším, ale nezvyčajne pravidelným a rovnomerným prínosom materiálu na plochom hlbokom morskom dne na hranici CCD alebo až pod ňou.

Poznámky. Litologický vývoj súvrstvia sa môže lokálne líšiť od sledu opísaného z typovej lokality, no celkový charakter súvrstvia možno zovšeobecniť.

Bežný výskyt glaukonitových pieskovcov a ílovcov bystrického typu naznačuje rozšírenie zmiešaného faciálneho vývoja s charakterom vychylovského súvrstvia v podstate v celej bystrickej jednotke a časti račianskej jednotky. Napriek tomu tu vychylovské súvrstvie vyčleňujeme iba na niekoľkých miestach.

Belovežské súvrstvie v oblasti Mútneho, Oravského Veselého až Rabče sa ako prevažne ílovcové súvrstvie výrazne prejavuje na mape celkovej rádioaktivity a koncentrácie Th.

39 vychylovské súvrstvie

(striedanie tenko vrstvenej belovežskej litofácie s bystrickou litofáciou – kremíťmi glaukonitovými pieskoveľkami a ílovcami bystrického typu, flyš)

Názov, typová lokalita a korelovanie. Súvrstvie ako prvý opísal Potfaj (1989) v bystrickej jednotke v okolí Vychylovky na hranici Kysúc a Oravy. Čiastočne je korelovateľné s hieroglyfovým súvrstvom račianskej jednotky, vyššej časti belovežského súvrstvia a spodnej časti ľakých vrstiev (slieňov) [*Łącko Mb. (Marls)*] v zmysle Sikoru a Žytka (1959), Książkiewicza (1966), Golonku a Wójcika (1978) a Ryľka (1992), čiastočne s belovežským súvrstvom, Źeleznikowským súvrstvom (*Źeleznikowa Fm.*) a bystrickým súvrstvom (Oszczypko, 1991; Malata et al., 1996). Niektoré litofaciálne znaky sa zhodujú s „*transitional beds*“ (Książkiewicz, 1966).

Litologická náplň. Vychylovské súvrstvie je podľa Potfaja (1989) prechodným vývojom belovežského súvrstvia (v podloží) a bystrických vrstiev (v nadloží). Je charakteristické striedaním belovežskej a bystrickej litofácie (litofácie podľa I. c.). V našom chápaní litofácií zodpovedá vývoj vychylovského súvrstvia tenko vrstvenej litofácii so zastúpením litotypu laminovaných pieskovcov a bystrickej litofácie s ílovcami bystrického typu v asociácii s kremitými glaukonitovými pieskovecami.

Pre belovežskú (tenko vrstvenú) litofáciu je typické striedanie tenkých až veľmi tenkých vrstiev laminovaných pieskovcov a prevažne nevápnitých ílovcov. Počet vrstiev na 1 m je zvyčajne 8 až 12. Pieskovce sú hrubé prevažne 3 až 10 cm (zriedka hrubšie). Sú to jemnozrné, výrazne šikmo, zvlnene aj paralelne laminované pieskovce ($T_{c(d)}$, $T_{bc(d)}$) s hojnými bioglyfmi. Striedajú sa so sivými šupinkovitými nevápnitými ílovcami. Tieto polohy sú zhodné s vývojom mladšej časti belovežského súvrstvia.

Bystrickú litofáciu tvoria ílovce bystrického typu, miestami s pieskovecami litotypu laminovaných pieskovcov. Ílovce bystrického typu sú sivé vápnité lastúrnaté siltové ílovce v polohách hrubých niekoľko desiatok centimetrov až pár metrov. Spolu s nimi vystupujú viac než 20 cm hrubé jemnozrné, paralelne a zvlnene laminované kemité pieskovce s hojným glaukonitom. Táto litofácia je typická pre vývoj bystrických vrstiev.

V záreze potoka Zimná voda (M179) je v úseku dlhom zhruba 10 m odkrytý sled vychylovského súvrstvia v nadloží belovežského súvrstvia. Vychylovské súvrstvie je v tomto úseku tvorené asi 1 až 2 m hrubými polohami tenko vrstvenej flyšovej fácie, bystrickou litofáciou tvoriacou polohy s hrúbkou do 1 m a drobovými jemnozrnými pieskovecami (1 vrstva T_{abc} s hrúbkou asi 50 cm). Bystrickú litofáciu zastupujú tenké až stredne hrubé vrstvy laminovaných jemnozrných pieskovcov a hrubé vrstvy ílovcov bystrického typu, ktoré vo vrchnej časti pozvoľna gradujú do tenkých vrstiev svetlejších, výrazne vápnitých zelenkavých siltových ílovcov. Do vychylovského súvrstvia boli zaradené polohy s hrúbkou do 15 m v záreze Polhoranky v Oravskej Polhore a severne od Rabčíc v zárezoch potokov Zagurka a Vsianka a v Rabčickom potoku.

Hrúbka a ohraničenie. Vychylovské súvrstvie nie je ostro litofaciálne ohraničené. Spodné ohraničenie Potfaj (1989) definuje ako prvý výskyt ílovcov bystrického typu. V typových výskytoch belovežského súvrstvia na Orave sme však pozorovali ojedinele vystupujúce vrstvy kemitých glaukonitových pieskovcov sprevádzané hrubšou vrstvou ílovcov bystrického typu už bezprostredne v nadloží červených ílovcov.

Vychylovské súvrstvie má mäkký plastický charakter. Vystupuje na báze tektonických šupín. Len zriedka je zachované aj podložné belovežské súvrstvie. Značne je tektonicky zredukované a porušené. Pozorovali sme zlomy a vrásky, ale najmä kalcitové žily v pieskovecoch belovežskej litofácie. Hrúbka súvrstvia je variabilná. Rádovo ju odhadujeme na niekoľko desiatok metrov až do asi 250 m (Potfaj et al., 2003).

Vek – stredný eocén. Vek vychylovského súvrstvia bol na typovej lokalite stanovený na stredný eocén v rozsahu nanoplanktónových zón NP13 až NP17 (Potfaj, 1989; Potfaj et al., 2003). Podľa nanoplanktónu udávajú Korábová a Potfaj (1991) rozsah od vyššej časti staršieho eocénu do vyššej časti stredného eocénu (NP13 až NP17). Pivko (2002) pripúšťa v severnejšej časti dosah do staršej časti stredného eocénu a južnejšie až do vyššej časti stredného eocénu.

V záreze potoka Zimná voda sa v ílovcach bystrického typu zistilo tiež stredno-eocénne spoločenstvo nanoplanktónu (NP15) s hojnými redeponovanými mezo-zoickými druhmi (vz. M179i1). Z hranice vychylovského súvrstvia a bystrických vrstiev pochádza spoločenstvo stredného eocénu (NP16), určené na základe spoločného výskytu druhov *Cyclicargolitus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY a *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON (vz. F497i, Oravské Veselé). Mladší eocén, NP18, sa zistil zo vzorky F502i (Rabčice). Najmladším druhom, ktorý sa zistil, je druh *Helicosphaera euphratis* HAQ. Jeho prvý výskyt sa viaže na zónu NP18 (mladší eocén). V záreze Rabčického potoka bol vek súvrstvia stanovený na stredný eocén, zóna NP17 (vz. M827i; Žecová). Táto zóna je založená na prvom výskyte druhu *Discoaster tanii* BRAMLETTE et RIEDEL, ktorý je charakteristický pre strednú časť zóny NP17 (Bukry, 1973).

Prostredie vzniku. Ide o hlbokomorské prostredie sedimentácie, prechod z prostredia sedimentácie belovežských vrstiev do podmienok sedimentácie bystrických vrstiev.

Poznámky. Niektoré výskyty belovežského súvrstvia môžu mať charakter vychylovského súvrstvia. Pre zlé odkrytie a silné tektonické porušenie však príslušnosť k vychylovskému súvrstviu nemožno preukázať. Striedanie litotypov môže byť lokálne spôsobené aj tektonikou.

Na 50 m hrúbky belovežského súvrstvia sa bežne vyskytuje jedna vrstva ílovcov bystrického typu hrubá 50 až 200 cm, niekedy aj s glaukonitovým pieskovcom. Takéto menšie zastúpenie bystrickej fácie ešte nepovažujeme za dôvod vyčlenenia vychylovského súvrstvia.

34, 35, 36, 37, 38 zlínske súvrstvie

Zlínske súvrstvie je najrozšírenejšia litostratigrafická jednotka bystrickej tektonicko-litofaciálnej jednotky. V študovanom území ho tvoria štyri litostratigrafické jednotky nižšieho rádu – oravskoveselské, bystrické, újeczské a kýčerské vrstvy.

37, 38 oravskoveselské vrstvy – nová litostratigrafická jednotka

Oravskoveselské vrstvy (angl. *Oravské Veselé Mb.*) sa vyskytujú v južných tektonických šupinách bystrickej jednotky. Keďže majú postupne z juhu na sever meniaci sa pomer pieskovcov magurského typu a glaukonitových pieskovcov a s tým sa meniaci celkový charakter, je potrebné opísať ich charakter v tektonických šupinách zvlášť.

Litofaciálny vývoj zlínskeho súvrstvia sa z juhu na sever postupne mení. Z oravskoveselských vrstiev s absolútnou prevahou drobových pieskovcov

(v južnej časti) sa zlínske súvrstvie postupným nahrádzaním drobových pieskovcov glaukonitovými a syngenetických ílovcov bystrického typu mení (smerom na sever a na západ) až na bystrické vrstvy s. s. Pozorovali sme aj laterálne zmeny v smere predĺženia tektonických šúpín. Tieto zmeny majú charakter postupnej zmeny pomeru zastúpenia litotypov kremitých glaukonitových pieskovcov a ílovcov bystrického typu k drobovým pieskovcom (magurského typu). Táto premena je plynulá, bez výraznejších skokov. Najmä v oblasti Oravskej Lesnej možno pozorovať náznak, že drobové pieskovce (magurského typu, charakter oravskoveselských vrstiev) dominujú v nižšej časti zlínskeho súvrstvia, kým do vyššej časti plynulo nadobúdajú prevahu glaukonitové pieskovce s ílovcami bystrického typu (charakter bystrických vrstiev).

Na mape rozlišujeme dva litofaciálne vývoje oravskoveselských vrstiev. Ak tvoria kremité glaukonitové pieskovce so sprievodným bystrickým typom ílovcov (bystrická fácia) menej než 50 % objemu súvrstvia, hovoríme o oravskoveselských vrstvách s prevahou drobových pieskovcov. Ak tvoria viac než 50 % objemu súvrstvia, hovoríme o oravskoveselských vrstvách s prevahou glaukonitových pieskovcov. O oravskoveselských vrstvách (na úkor bystrických vrstiev) hovoríme, keď na 50 m profilu tvoria typické drobové pieskovce magurského typu aspoň 3 vrstvy.

37 oravskoveselské vrstvy: prevaha kremitých glaukonitových pieskovcov (menej drobové pieskovce)

38 oravskoveselské vrstvy: prevaha drobových pieskovcov (menej kremité glaukonitové pieskovce)

Názov, typová lokalita a korelovanie. Typovou lokalitou je koryto Veselianky južne od Oravského Veselého pod ústím potoka Rakovec a v menšej miere aj v dolnej časti potoka Rakovec. Na južnom okraji bystrickej jednotky v Gorcoch sa vyskytuje pieskovcový komplex rovnakého litofaciálneho charakteru so zhodnou stratigrafickou a tektonickou pozíciou (inf. M. Cieszkowski, nepublikované).

Litologická náplň (tektonické šúpiny Beňadova a Náveterného vrchu). P(p/i) = v nižšej časti okolo 5, v strede 3 až 5, zriedka aj viac, vo vyššej časti až 10. Pri prevahe pieskovcov je 0,5 až 1,5 vrstvy na meter, v zriedkavých ílovcových polohách je 3 až 5 vrstiev na meter profilu.

Prevládajúcim litotypom sú drobové pieskovce podobné pieskovcom tvoriacim súčasť sublito-fácie magurských pieskovcov A2, zavedenej Potfajom et al. (1991) v krynickej jednotke. Tvoria 50 až 150 cm (zriedka 20 až 200 cm) hrubé vrstvy. Pieskovce sú hrubo- až strednozrnné, s klastami nepresahujúcimi 1 až 2 mm. Za čerstva sú masívne, no po navetraní sú výrazné stopy plôch po úniku vody (podobné hrubej paralelnej laminácii). 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. Niekedy je vyvinutý aj tenší interval T_d laminovaného siltovca prechádzajúci do intervalu T_e sivého siltového ílovca až ílovca. Interval T_e len zriedka presahuje 20 cm (do 50 cm).

Zriedkavé sú vložky (hrubé do 4 m) s vyšším zastúpením ílovcov (foto 24), kde ílovce dosahujú hrúbku do 50 cm, drobové pieskovce 5 až 25 cm, s tenšími jemnozrnnými, šikmo laminovanými pieskovecami až siltovými pieskovecami bohatými na rastlinnú drvinu a muskovit. Tieto vložky nemajú charakter tenko vrstveného flyšu, ako je to typické napr. v prípade zábavského súvrstvia.

Typickým znakom tejto litostratigrafickej jednotky sú glaukonitové pieskovce, vyskytujúce sa najmä v jeho strednej, prípadne vyššej časti. V oblasti Beňadova pripadá na hrúbku tektonickej šupiny len asi 5 takýchto vrstiev. Laterálne smerom na západ pozorujeme ich pribúdanie. Litotyp kremitých glaukonitových pieskovcov je typický pre bystrické vrstvy – jemnozrnné modrosivé, výrazne kremité, dobre vytriedené pieskovce vo vrstvách hrubých 50 až 130 cm. V spodnej časti sú masívne až nevýrazne laminované. Vyššie je paralelná, menej šikmá laminácia postupne výraznejšia. Pieskovce sa zvetraním môžu rozpadáť na dosky až tabuľky. Ďalej v sekvencii nasleduje tabuľkovitý siltovec a postupne syngenetický tmavosivý tvrdší masívny ílovec bystrického typu.

Litologická náplň (*tektonická šupina Sochovho vrchu a severnejšie tektonické šupiny*). Oravskoveselské vrstvy šupiny Sochovho vrchu a ďalších severnejších tektonických šupín majú, na rozdiel od južnejšej šupiny Náveterného vrchu, výrazne nižšie zastúpenie drobových pieskovcov (magurského typu) oproti ílovcom a glaukonitovým pieskovecom. Tento trend smerom na sever a na západ pokračuje. Pieskovce magurského typu sú o niečo lepšie vytriedené až kremité, gradačne a zároveň klesá aj ich hrúbka. Sú hrubé 15 až 100 cm. Sú to gradačne zvrstvené strednozrnné masívne drobové pieskovce, vo vyššej časti jemnozrnné, T_c zvlnené, laminované, s muskovitom a rastlinnou drvinou.

Typické je postupné pribúdanie glaukonitových pieskovcov a ílovcov bystrického typu smerom na sever, až oravskoveselské vrstvy postupne nadobúdajú charakter bystrických vrstiev (postupné vyznievanie sedimentácie drobových pieskovcov laterálne na sever a nahrádzanie sedimentáciou glaukonitových pieskovcov). Takéto ubúdanie drobových pieskovcov sme v menšej miere pozorovali aj z východu na západ.

Pozorovali sme sklzové telesá s hrúbkou niekoľko desiatok centimetrov až 2 m bez zachovania pôvodnej štruktúry, ale aj so sklzovými vrásami a deformovanými pieskovecami a ílovcami. Vystupujú tu až do 20 cm hrubé zvlnené laminované jemnozrnné pieskovce s výraznými zrnkami glaukonitu.

Hrúbka a ohraničenie. Hrúbka oravskoveselských vrstiev je zhruba 300 až 500 m. V spodnej časti sa stýkajú s belovežským súvrstvom. Tento kontakt je litologicky výrazný a prejavuje sa morfológickým aj vegetačným stupňom. Na kon-

takte sa na niekoľkých metroch môžu striedať litofácie oboch súvrství. Výrazné je aj horné tektonické ohraničenie, pre ktoré je typické vystupovanie silno tektonicky porušených hornín – tektonické brekcie a rozpukané pieskovce s puklinami vyhojenými kalcitom. V západnej časti regiónu sa podložné belovežské súvrstvie vyskytuje len sporadicky, preto je obťažné vymedziť jednotlivé tektonické šupiny.

Vek – stredný až mladší eocén. Spoločenstvá nanoplanktónu z viacerých vzoriek z oravskoveselských vrstiev sú prevažne mladoeocénneho veku – zóny NP16 až NP18 (vz. F270i, F330i, F345i, F696i, M25i, M34i1, M37i, M45i, M52i, M54i, M124i, M348i, M825i, I351i; Žecová). Podľa stratigrafického rozsahu bystrických vrstiev, ktoré sa laterálne zastupujú s oravskoveselskými vrstvami a boli v nich preukázané aj strednoeocénne spoločenstvá nanoplanktónu, stratigrafický rozsah oravskoveselských vrstiev rozširujeme na stredný až mladší eocén – zóny NP16 až NP18. Strednoeocénny vek bol stanovený na základe zastúpenia druhov *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUKRY et PERCIVAL a *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI. Mladší eocén bol stanovený na základe zastúpenia druhov *Helicosphaera euphratis* HAQ, *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE a *Transversopontis obliquipons* (DEFLANDRE) HAY, MOHLER et WADE.

Prostredie vzniku. Sedimentácia prebiehala v hlbokomorskom prostredí v strednej časti bazéna z vejárov gravitačných prúdov typu úlomkotokov (drobové pieskovce z južného okraja bazéna) a turbiditných prúdov (glaukonitové pieskovce zo severného zdroja), ktoré boli transportované pozdĺž bazéna z V na Z. Nebola prerušovaná dlhšími obdobiami pokojnejšej (tenko vrstvenej) sedimentácie.

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

Pekný odkryv v šupine Náveterného vrchu so skôr atypicky ílovcovým vývojom je malý lom medzi Beňadovom a Dúl'ovom, d. b. F193. Je tu 125 cm hrubá vrstva glaukonitového pieskovca, štyri 20 až 75 cm hrubé lavice drobových pieskovcov, niekoľko tenších laminovaných vrstiev a dve hrubé sklzové telesá. Ukážkovo sú tu vyvinuté klastické dajky prebiehajúce diagonálne na vrstvu ílovcov bystrického typu. V dôsledku kompresie objemu hornín počas litifikácie sú výrazne zvlnené do „vrás“ (foto 24).

36 bystrické vrstvy

(kremité glaukonitové pieskovce, ílovce bystrického typu, $p./i. < 1$, flyš)

Korelovanie. Bystrické vrstvy sú litologicky a litofaciálne podobné na ľaké vrstvy (Sikora a Žytko, 1959; Książkiewicz, 1966; Ryłko, 1992), bystrické sú

vrstvie (Oszczypko, 1991) a osielecké pieskovce (Książkiewicz, 1958). Vyššia časť s T_c pieskovicami pripomína submagurské vrstvy (*Submagura Mb.*) (Sikora a Żyto, 1959; Książkiewicz, 1966; Ryłko, 1992), železnikowské súvrstvie (*Żeleznikowa Fm.*) (Oszczypko, 1991) alebo vsetínske vrstvy (*Vsetín Mb.*) (Pesl, 1968). Podobné sú aj na vrchné kokolitové vrstvy (Tollmann, 1985), irenentské vrstvy (*Irenental Mb.*) (Faupl, 1996) a steinberský „flyš“ (*Steinberg „flysch“*) v podloží Viedenskej panvy (Ladwein et al., 1991; Faupl, 1996).

Bystrické vrstvy bystrickej čiastkovej jednotky zrejme laterálne zasahujú na S, kde sa z nich vyvinuli bystrické vrstvy račianskej jednotky a spodné luhačovické vrstvy so zachovaním trendu narastania podielu ílovcovej zložky smerom do nadložia a na juh (Teťák, 2005a, 2008).

Litológická náplň. Bystrické vrstvy sú mohutný monotónny flyšový komplex (foto 22 a 25) s prevahou ílovcov nad pieskovicami [p./i. = okolo 1/2 (až 1/10), t. j. $P = 0,3$ až $0,1$]. Potfaj et al. (2003) udávajú z Kysúc širší rozsah, $P = 0,7$ až $0,3$ (1 až $0,1$). Pelity bežne tvoria aj niekoľkometrové polohy sivých vápnitých ílovcov so siltovou prímесou. Prítomné sú aj masívnejšie typy ílovcov, ktoré prechádzajú až do masívnych modrosivých tvrdých lastúrnatých *sľieňovcov ľackého typu* v polohách hrubých $0,5$ až 5 aj viac metrov (Teťák, 2005a).

Bystrické vrstvy tvoria prevažnú časť bystrickej jednotky v jej severnej časti. Dali by sa k nim priradiť niekoľko desiatok metrov hrubé polohy v severnej časti oravskoveselských vrstiev. Pravdepodobne kvôli priestorovo a časovo rôznorodému charakteru zdrojovej oblasti a transportu sa vyvinulo množstvo variet pieskovcov, ktoré majú spoločné nasledujúce vlastnosti: 1. obsahujú jednoznačne určiteľný glaukonit (v rôznom množstve), 2. zvýšený obsah kremeňa, 3. lepšie vytriedenie – zrelý, zrnitostne a minerálne dobre vytriedený klastický sediment, 4. prevažne znaky transportu turbiditným prúdom (len zriedka úlomkotoky), 5. syngeneticky nad ním nasleduje sedimentácia ílovcov bystrického typu až ľackých sľieňovcov. Jednoznačne najčastejší je bystrický podlitotyp. Podlitotypy sklzového pieskovca a numulitového hrubo zrnitého pieskovca nespĺňajú podmienku 2, 3, 4 a zvyčajne ani 5 (Teťák in Mello et al., 2011; Teťák, 2005).

Bystrický typ pieskovca (zastúpenie 80 %). Typická je preň sedimentácia hrubších vrstiev. Vrstva pieskovca býva hrubá v rozpätí 30 až 250 cm (d. b. F6). Cyklus sa začína od jemnozrnitého (zriedka strednozrnitého) kremitého, výrazne glaukonitového pieskovca s nevýraznou paralelnou lamináciou. Cez jemnozrný, výrazne paralelne laminovaný pieskovec (niekedy s doskovitým až tabuľkovitým rozpadom) väčšinou plynulo prechádza do siltového pieskovca až siltovca s hojnou rastlinnou drvinou, muskovitom a len ťažko identifikovateľným glaukonitom až do masívnych sivých siltových ílovcov bystrického typu. Tento typ pieskovca prechádza do ílovca plynulo. Pri tenších vrstvách pieskovca do 1 m je tento prechod ostrejší. Pieskovec nemá sklovitý, ale skôr zrnitý lom. Je dobre až veľmi dobre zrnitostne aj minerálne vytriedený. Na vrstvovej ploche sa zriedka nachádzajú väčšie zrná a schránky foraminifer.

Horšie vytriedený bystrický typ pieskovca (zastúpenie 5 %). Je to ďalší, pomerne častý typ pieskovca s podobne veľmi hrubými vrstvami a plynulým prechodom medzi pieskovecami a ílovcami ako predchádzajúci typ. Je však horšie vytriedený, siltový, len s nízkym obsahom drobného nevýrazného glaukonitu. V siltovom intervale je hojná rastlinná drvina a muskovit.

Sklovitý typ pieskovca (5 %). Bežný je aj typ, ktorý má výraznejšie oddelenú pieskovcovú časť od ílovcovej. Pieskovce sú jemnozrnné (zriedka, hlavne na báze v gradačnej časti až hrubozrnné). Bývajú 20 až 150 cm hrubé, modré, zelonomodré až sivé. Sú veľmi tvrdé, typicky sklovité, s ostrým lomom. Sú masívne, no po navetraní vidieť výraznú zvlnenú alebo konvolutnú, zriedkavejšie paralelnú lamináciu. Výrazný je hojný glaukonit, a najmä v spodnej časti rozptýlené zvetrané schránky väčších foraminifer (foto 27) (Köhler a Salaj, 1999). Tento typ pieskovca býva sprevádzaný masívnymi tvrdšími ílovcami bystrického typu až ľakkými slieňovcami.

Typ sklzového pieskovca (5 %). Tento typ pieskovca je bežný, no napr. v oblasti Javorníkov bol zriedkavejší. Sú to vrstvy 1 až 3 m hrubého, veľmi zle vytriedeného pieskovca. Pravdepodobne je to sklzový sediment – intraformačný materiál transportovaný na kratšiu vzdialenosť. Zvyčajne nemá zachované pôvodné štruktúry. Má vyšší obsah glaukonitu a úlomkov rastlinnej drviny. Obsahuje aj muskovit, ílovcové závalky, chodbičky po preliezaní *Ophiomorpha* (d. b. F29, F2) a schránky väčších foraminifer. Na dokumentačnom bode F29 v Oravskej Lesnej sme pozorovali na 50 m odkryvu až 7 týchto vrstiev (ale aj 3 m hrubú polohu ílovca so sklzovými vrásami a tenšiu rohovcovú vrstvu so sklzovou vrásou). Jeho zastúpenie je ťažké odhadnúť, keďže neprechádza do sutiny. Preto je pravdepodobne bežnejší, než sa predpokladá z odkryvov.

Typ pieskovca so vzhľadom ako kryštálový cukor (1 %) (Teťák in Mello et al., 2011; Teťák, 2005). Je to zriedkavý, veľmi dobre zrnitostne a minerálne vytriedený typ. Vrstvy sú skôr hrubšie, bežne až vyše 2 m. Strednozrnné varianty sú masívne, bezštruktúrne, zriedkavejšie s náznakom misovitých stôp po úniku vody alebo paralelnej laminácie. Jemnozrnejšie varianty sú zvyčajne len nevýrazne paralelne laminované. Má zrnitý vzhľad, vysoký obsah kremeňa (dobře zaoblené zrná) s vyplaveným matrixom, niekedy s bielymi kaolinizovanými klastami živcov. Obsah glaukonitu je nízky.

Tieto typy pieskovcov sú sprevádzané 2 až 15 cm hrubými jemnozrnnými, výrazne T_c a T_{cb} zvlnené laminovanými pieskovecami (nie belovežského charakteru), obsah glaukonitu je neistý. Spomíname skôr hraničné typy pieskovcov. Pieskovce sa vyvíjajú ako kombinácia viacerých typov. Môže to byť spôsobené miešaním počas transportu a blízkosťou zdrojových oblastí.

Ílovce tvoria tenké vrstvičky medzi pieskovecami až po niekoľkometrové polohy tmavších aj svetlejších sivých siltových vápnitých ílovcov bystrického typu. Prítomné sú aj masívnejšie typy ílovcov, ktoré prechádzajú až do masívnych mod-

rosivých tvrdých lastúrnatých slieňovcov ľackého typu v polohách hrubých 0,5 až 5 aj viac metrov. Bola v nich pozorovaná bioturbácia typu *Chondrites*.

Sprievodné ílovce sú prevažne *ílovce bystrického typu*. Sú to hnedosivé a modrosivé (menej zelenosivé) ílovce (foto 23, 24 a 26). Prechádzajú od drobných až do tvrdých masívnych lastúrnatých sivých, po navetraní sivomodrých ílovcov až ľackých slieňovcov. Za mokra a čerstvé sú tmavosivé až skoro čierne. Rozpadajú sa na väčšie lastúrnaté polotvrdé štiepky (dlhé 3 až 25 cm). Za sucha a zvetrané majú trochu odlišný vzhľad – sú sivé až modrosivé, tvrdšie, s ostrým lomom, dobia sa na drobné, 1 až 5 cm veľké štiepky. Niekedy môžu mať vyšší podiel siltu, rastlinnú drvinu a muskovit, vyvinutú svetlookrovú až bielu patinu a zväčša sú výrazne vápnité. Vytvárajú hrubšie vrstvy, od niekoľko desiatok centimetrov až vyše 6 m. Stopy po bioturbácii obsahujú len zriedkavo. V Boumovej sekvencii reprezentujú interval T_e ílových častíc vypadnutých v závere sedimentácie gravitačného prúdu. Aj preto nanoplanktón, ktorý obsahujú, je zväčša redeponovaný.

Ľacké slieňovce sú typické vystupovaním spolu s glaukonitovými pieskovecami (Teťák, 2005a). Je to litotyp tvrdých až veľmi tvrdých svetlosivých až svetlomodrých slieňovcov, ktoré po navetraní nadobúdajú bielu až svetlookrovú farbu alebo patinu. Rozpadajú sa na 5 až 25 cm dlhé ostré lastúrnaté úlomky. Vytvárajú vrstvy hrubé 40 cm až viac než 5 m, ktoré môžu byť od podložia aj nadložia ostro ohraničené alebo doň plynulo prechádzajú (zvyčajne z ílovcov bystrického typu).

V bystrických vrstvách sa miestami vyskytujú *vložky tenko vrstveného flyšu* (belovežská fácia s. s.), od niekoľkých tenkých vrstiev až po horizonty hrubé niekoľko metrov (max. asi do 10 m) (napr. pod tajchom Borsučie a Kohútova dolina). Je to dôsledok prenikania telesa sedimentačného vejára glaukonitových pieskovcov do prostredia sedimentácie vrchných belovežských vrstiev (Teťák, 2008). Súvrstvie však celkovo nemá charakter vychylovského súvrstvia.

Podiel $P(p/i)$ = zhruba $1/2$ a viac, môže byť až $1/10$. Bystrické vrstvy tvoria prevažnú časť bystrickej jednotky v západnej časti magurského príkrovu. Dali by sa k nim priradiť niekoľko desiatok metrov hrubé polohy v rámci oravskoveselských vrstiev, no reálna možnosť detailnejšieho členenia zlínskeho súvrstvia je len lokálna.

Odlíšenie jednotlivých litotypov kartograficky alebo ich sledovanie na väčšiu vzdialenosť sa nám podarilo len čiastočne. Sledovať sa dajú najmä výraznejšie horizonty ľackých slieňovcov, prípadne v najjužnejšej časti bystrickej jednotky hrubšie morfológicky a v suti-ne výrazné vložky drobných pieskovcov magurského typu.

Severovýchodne od horárne Vydrovka nad Oravskou Polhorou sme pozorovali jednu výraznú polohu nevápnitých červených ílovcov, ležiacu skôr vo vyššej časti bystrických vrstiev. Tento výskyt je však na zosúvajúcom sa svahu bez odkrytov sledovateľný na vzdialenosť iba niekoľko desiatok metrov.

Hrúbka a ohraničenie. Odhadujeme, že bystrické vrstvy majú hrúbku od 50 až do zhruba 1 000 m. Primárne je daná tektonickou redukciou najmä vrchnej časti súvrstvia. Podľa Teťáka (in Mello et al., 2011) je hrúbka bystrických vrstiev v Javorníkoch okolo 700 m, podľa Pivka (2002) na Orave vyše 400 m, v typovej

oblasti na Kysuciach až 1 300 m (Potfaj et al., 2003). Bystrická jednotka je silno tektonicky postihnutá a zle odkrytá. Preto je tento údaj iba približný. Pri absencii belovežského súvrstvia je nemožné odlíšiť jednotlivé tektonické šupiny. Predpokladáme, že bližšie k realite sú nižšie hodnoty.

Vek – stredný až mladší eocén. Podľa vápnitého nanoplanktónu je ich vek stredný (až mladší?) eocén s možným presahom do staršieho eocénu (Teťák in Mello et al., 2011; Potfaj et al., 2003). Spomínané sú aj veľké foraminifery staršieho eocénu až mladšieho ypresu (kuis) (Mello et al., 2011). Ojedinelá je práca Köhlera a Salaja (1999), ktorí zo spodnej časti bystrických vrstiev opísali orbitoidné veľké foraminifery staršieho lutétu. Korábová a Potfaj (1991) určili nanoplanktón stredného eocénu. Pivko (2002) predpokladá v severnej časti začiatok sedimentácie od staršieho stredného eocénu, v južnej časti až od mladšej časti stredného eocénu (NP16). Vrchná hranica je podľa Książkiewicza (1966), Golonku a Malatu (1976), Golonku (1977), Ryłka (1992) a Pivka (1998) na rozhraní medzi stredným a mladším eocénom.

Vek spodnej hranice súvrstvia z hranice belovežského súvrstvia a bystrických vrstiev je NP16 (vz. F497i v. od Or. Veselého; Žecová). Vo vzorkách z Polhoranky a východne od nej (M887i, M901i1, M902i2, M998i, M1008i, M1032i) sú spoločenstvá nanoplanktónu z bystrických vrstiev, ktorých vek tiež spadá do zóny NP16 (stredný eocén). Typickými druhmi strednoeocénnych asociácií vápnitého nanoplanktónu sú druhy *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Dictyococci-tes bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUKRY et PERCIVAL, *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON a *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI. Vzorky z potoka Bystrá nad ústím potoka Zagurka (F502i) a pod tajchom Borsučie (F731i) na základe zastúpenia druhu *Helicosphaera euphratis* HAQ (Žecová) zodpovedajú zóne NP18 – mladší eocén.

Kremité glaukonitové pieskovce bežne obsahujú veľké foraminifery spolu s úlomkami machoviek, lastúrnikov, malých foraminifer a koralinných rias. Veľké foraminifery boli určené zo 14 výbrusov (Buček sensu Serra-Kiel et al., 1998). Spadajú do dvoch vekových skupín. Staršie sú pravdepodobne redeponované zo starších sedimentov a ich vek je starší eocén [ilerd až ilerd – kuis; *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER), *D. cf. Tenuis* DOUVILLÉ, *Nummulites cf. globulus* LEYMERIE, *N. cf. exilis* DOUVILLÉ, *Asterocyclina stella taramellii* MUNIER-CHALMAS, *Orbitoclypeus cf. douvillei* (SCHLUMBERGER), *Miscellanea cf. miscella* d'ARCHIAC et HAIME]. Druhá skupina má vek stredný eocén [lutét – SBZ14 – 15; *Discocyclina dispansa* (SOWERBY), *D. discus* (RÜTIMEYER), *Nummulites lehneri* SCHAUB, *N. cf. laevigatus* (BRUGUIÈRE), *N. cf. gallensis* HEIM, *N. cf. manfredi* SCHAUB, *Orbitoclypeus chudeaui* (SCHLUMBERGER), *Asterocyclina stella* (GÜMBEL)].

Prostredie vzniku. Ide o hlbokomorské prostredie sedimentácie. Paleoprúdy glaukonitových pieskovcov smerujú na JV až ZJZ (Pivko, 2002). Jeden z ich zdrojov ústil do magurského bazéna zhruba s. od Żywca.

35 újezdské vrstvy

(belovežská fácia – tenko vrstvený flyš, menej bystrická fácia – ílovce bystrického typu, glaukonitové pieskovce a ľačké slieňovce)

Újezdské vrstvy bystrickej jednotky sú v skúmanom regióne len málo rozšírené a takmer bez odkryvov. Pozorovali sme ich iba sv. od Oravskej Polhory sv. od horárne Vydrovka. Ich hrúbka je v bystrickej jednotke do 30 m. Identifikovali sme ich najmä podľa charakteru úlomkov v sutine a podľa stratigrafickej pozície medzi bystrickými a kýčerskými vrstvami. Litofaciálne majú blízko k vrchným belovežským vrstvám (tenko vrstvený flyš s trochu hrubšími vrstvami pieskovcov) a v menšej miere bystrickým vrstvám (ílovce bystrického typu, glaukonitové pieskovce a ľačké slieňovce). Z toho usudzujeme, že tento horizont môžeme porovnať s újezdskými vrstvami račianskej jednotky.

Kvôli zhode vývoja uvádzame podrobný opis újezdských vrstiev pri račianskej jednotke – index 47.

34 kýčerské vrstvy

(prevaha stredno- až hrubozrnných drobových pieskovcov – kýčerský a babohorský typ)

Korelovanie. Výskyt kýčerských vrstiev je v západnom úseku magurského príkrovu jedným z parametrov na zaradenie sekvencie k račianskej jednotke. V oblasti Pilska a Babej hory, podobne, ako je to v poľskom úseku bystrickej jednotky, sú však v najvyššej časti vrstvomého sledu severnej časti bystrickej jednotky v menšom rozsahu zachované aj kýčerské vrstvy.

Litologická náplň. Litologicky a litofaciálne sú kýčerské vrstvy bystrickej jednotky zhodné s kýčerskými vrstvami račianskej jednotky, najmä s ich spodnou časťou.

Kvôli zhode litofaciálneho vývoja uvádzame podrobný opis kýčerských vrstiev pri račianskej jednotke – index 45.

Hrúbka a ohraničenie. V oblasti Oravy sa vrstvomý sled bystrickej jednotky väčšinou končí bystrickými vrstvami, ako je to v celom západnom úseku magurského príkrovu. Kýčerské vrstvy sa zachovali iba v tektonicky poklesnutej oblasti medzi Pilskom a Babou horou. Ležia priamo na bystrických vrstvách, iba sv. od horárne Vydrovka vystupuje pod nimi tenší horizont újezdských vrstiev. Ich hrúbka je výrazne tektonicky zredukovaná. Dosahuje od pár metrov do zhruba 400 m.

Vek – ?stredný až mladší eocén (v bystrickej jednotke). Podľa superpozície nad újezdskými (hieroglyfovými) a bystrickými vrstvami, ktoré siahajú v bystrickej jednotke do zóny NP18, predpokladáme, že vek kýčerských vrstiev v račianskej jednotke je mladší eocén (NP18 a mladší).

KRYNICKÁ (ORAVSKOMAGURSKÁ) JEDNOTKA

Krynická jednotka je najjužnejšia tektonicko-litofaciálna jednotka magurskej skupiny príkrovov. V študovanom regióne vystupuje rozsiahla časť jej vrstvomého sledu (obr. 8). Vrstvomý sled je pravdepodobne neprerušený v hrúbke až do 5 000 m. Tam, kde to kontrastné litologické zloženie a odkrytie terénu umožnilo, sme toto územie spracovali detailne, až na úrovni litofácií.

Na litostratigrafiu krynickej jednotky sa zúčastňujú tri súvrstvia. Od najstaršieho po najmladšie to sú novovyčlenené vrstvy Redikálneho patriace k zábavskému súvrstviu, zábavské súvrstvie s. s., račovské vrstvy, raciborské súvrstvie s. s. a malcovské súvrstvie.

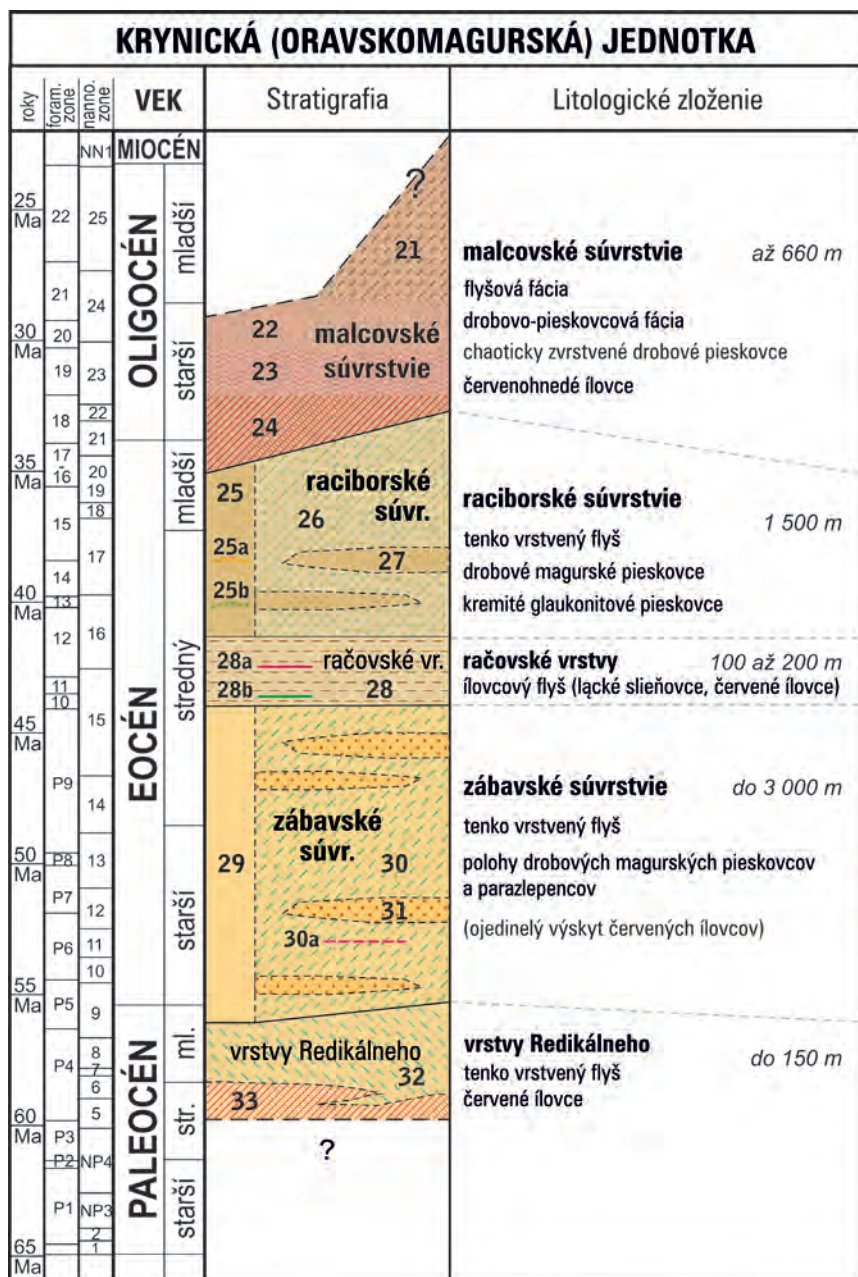
Kvôli podobnosti a potrebe korelácie a zjednotenia študovaného územia v prácach z Oravskej Magury a z územia Poľska sa prikláňame k označeniu tektonicko-litofaciálnej jednotky ako krynickej jednotky, aj keď pripúšťame isté odlišnosti od vývoja v Poľsku. Preto ponechávame pôvodné litofaciálne členenie z Oravskej Magury, ktoré svojim opisom (Potfaj et al., 1991) lepšie zodpovedá študovanej oblasti. K názvu krynickej jednotky sa v minulosti priklonili na východnom Slovensku napr. Nemček (1990), Nemček et al. (1990), Žec et al. (2006) a Kováčik et al. (2011, 2012).

V študovanom regióne sme nepozorovali hrubší horizont, ktorý by zodpovedal charakteristike magurského súvrstvia (max. okolo 60 m pri Oravskej Jasenici). Preň je charakteristická podľa Potfaja et al. (1991) „... úplná prevaha ocelovosivých drobových strednozrnných (ale i hrubozrnných) pieskovcov, uložených v laviciach od 20 do 200 cm – fácia A“. Tenšie horizonty s týmto charakterom sú súčasťou zábavského aj raciborského súvrstvia, tak ako ich definovali Potfaj et al. (1991). To však nevylučuje jeho existenciu v oblasti Oravskej Magury, ako ho opisujú z Kubínskej hole (napr. l. c.).

Stratigrafické zaradenie v rámci krynickej jednotky zvyčajne nie je možné z menšieho odkryvu. Je potrebné poznať aj faciálne vzťahy z jeho okolia. Smerodajný je charakter vystupovania polôh pieskovcov magurskej litofácie, najmä či je ich poloha výraznejšie ohraničená a či obsahuje aj sublito-fáciu A1 (hrubozrnné pieskovce až parazlepence), tiež pestrosť sedimentácie, pravidelnosť vývoja tenko vrstveného flyšu a vápnitosť červených ílovcov. Zjednodušene platí, že v staršom zábavskom súvrství bola sedimentácia pravidelnejšia, aj so sublito-fáciou A1, lito-fácie sú výraznejšie ohraničené a červené ílovce sú nevápnité. V mladšom raciborskom a zvlášť malcovskom súvrství je to skôr opačne.

29, 30, 31, 32, 33 zábavské súvrstvie

Zábavské súvrstvie pozostáva zo zábavského súvrstvia s. s., ako ho definovali Potfaj et al. (1991), a novovyčlenených vrstiev Redikálneho, ktoré vystupujú pozdĺž bázy krynickej jednotky.



Obr. 8. Litostratigrafická tabuľka krynickej (oravskomagurskej) jednotky (F. Teťák).

32, 33 vrstvy Redikálneho – nová litostratigrafická jednotka
(červené ílovce, tenko vrstvený flyš, $p./i. < 1$)

32 tenko vrstvený flyš
33 červené ílovce

Názov, typová lokalita a korelovanie. Popri severnom okraji krynickej jednotky vystupujú v dlhšom pruhu flyšové sedimenty, litofaciálne blízke spodným a vrchným belovežským vrstvám bystrickej jednotky, len s menšími rozdielmi. Spomínaná oblasť je intenzívne tektonicky porušená. Prikláňame sa skôr k interpretácii, že ide o najstaršiu časť krynickej jednotky na báze jej tektonickej šupiny (menej pravdepodobná je interpretácia, že ide o belovežské súvrstvie bystrickej jednotky).

Typovou lokalitou novovyčlenených vrstiev Redikálneho (angl. *Redikálne Mb.*) je niekoľko odkryvov v potoku v hornej časti dolinky Redikálne, asi 2,5 km jv. od Oravského Veselého (d. b. F155 a F156, obr. 9 a foto 28 a 29). Referenčné lokality sú: hlboká roklina asi 1 km sv. od k. Mrázová (1 000) (d. b. F142) a zárezy ciest a potoka s trochu odlišným vývojom asi 1 km sz. od k. Mrázová (d. b. F58, F74, F137). Vrstvy Redikálneho majú viaceré ekvivalenty v Poľsku, napr. pestré ílovce (Jankowski a Kopciowski, 1999).

Litologická náplň. Pomer pieskovcov a ílovcov $P(p/i) =$ asi 1/1 až iba ílovce, $I = 7$ až 20 vrstiev/m (v tenko vrstvenom flyši). Litologickú náplň vrstiev Redikálneho poznáme len útržkovo z tektonicky oddelených a deformovaných šupín. Pre tektonické porušenie sa nám nepodarilo zostaviť presný vrstvom sled. Hlavným určujúcim znakom vrstiev Redikálneho je prítomnosť nevápnitých červených ílovcov. Druhotným znakom sú sprievodné, tenko vrstvené flyšové sedimenty, veľmi podobné skôr belovežskému než zábavskému súvrstviu. Sporadicky boli sledované masívne vápnité ílovce bystrického typu a hrubšie vrstvy tvrdých laminovaných pieskovcov. Aj samotné červené ílovce majú rôznu formu vystupovania – tenké vrstvičky až hrubé polohy. Na dokumentačných bodoch F58, F74 a F137 vystupuje niekoľko 1 až 10 cm hrubých vrstvičiek nevápnitých červených ílovcov spolu so zelenosivými ílovcami, siltovcami, pevnými, šikmo a zvlnene laminovanými jemnozrnnými, 1 až 20 cm hrubými pieskovecami s bioglyfmi a vrstvičkami žltých mäkkých sklzových ílov. Na dokumentačnom bode F142 z 250 cm hrúbky odkryvu až 60 % tvoria červené nevápnité ílovce. Zväčša sú siltové s muskovitom a občas aj s bioturbáciou vyplnenou zeleným siltovcom. V červených ílovcoch sú vrstvičky zelenosivých nevápnitých ílovcov až siltovcov, ktoré majú vyšší podiel siltovej prímеси než sprievodné červené ílovce. Spolu s nimi vystupuje aj tenko vrstvený flyš s asi 14 vrstvami na 1 m, menej masívne sivé vápnité ílovce (bystrického typu) a 1 vrstva tvrdého laminovaného jemnozrnného pieskovca. Na dokumentačných bodoch F155 (obr. 9) a F156 je v mase tenko vrstveného flyšu aspoň

4 m hrubá poloha masívnych siltových nevápntých červených ílovcov. Červené ílovce sú masívne, siltové a pomerne často bioturbované. Obsahujú tenké (0,5 až 3 cm) vrstvičky siltovca až siltového pieskovca zelenosivej farby. V tejto polohe sú aj dve 6 a 8 cm hrubé vrstvy jemnozrnného laminovaného pieskovca. V tenko vrstvenom flyšovom vývoji má najväčší odkryv pravú hrúbku 10 m. Tvorí ho 8 až 20 vrstiev/m profilu šikmo až konvolutne laminovaných jemnozrnných pieskovcov až siltových pieskovcov s bioglyfmi. Celkovo je tu niekoľko desiatok metrov



Obr. 9. Nevápnté červené siltové ílovce vrstiev Redikálneho na typovej lokalite (d. b. F155; F. Teták).

tenko vrstveného flyšu.

Hrúbka a ohraňenie. Vrstvy Redikálneho sú známe len z tektonicky zredukovanej bázy krynickej jednotky, z relatívne úzkych šupín. Ich hrúbka je do 150 m, ale vždy ide o niekoľko tektonicky oddelených šupín. Kontakt s nadložným zábavským súvrstvím je prevažne tektonický.

Vek – paleocén(?). Testovaná vzorka F142i sv. od k. Mrázová neobsahovala nanoplanktón. Malé foraminifery v nej poukazujú na (starší?) kišcel (Zlinská). Vzorka F142i2 z tej istej lokality obsahovala chudobné spoločenstvo nanoplanktónu poukazujúce na zónu NP16 (Žecová). Pre nevápntosť ílovcov je obtiažné odobrať vhodnú vzorku na nanoplanktón. Vzhľadom na veľký rozptylu vekov analyzovaných vzoriek prisudzujeme sedimentom vek na základe superpozície vrstiev Redikálneho v tesnom podloží zábavského súvrstvia s. s. a analógie z Poľska. Podľa toho by mal byť ich vek paleocén(?).

Prostredie vzniku. Ide o hlbokomorské prostredie sedimentácie pod CCD, distálnu oblasť vejára až pláň.

Poznámka. Určujúcim znakom vrstiev Redikálneho je prítomnosť nevápntých červených ílovcov, keďže tenko vrstvený flyš podobného charakteru sa môže vyskytovať aj v zábavskom súvrství s. s.

29, 30, 31 zábavské súvrstvie s. s.

29 zábavské súvrstvie, nečlenené

30 tenko vrstvený flyš

30a ojedinelý výskyt červených ílovcov

31 polohy drobových pieskovcov a parazlepencov magurského typu

Názov, typová lokalita a korelovanie. Potfaj et al. (1991) zaviedli, ako sami píšú, „*provizórne neformálne zábavné súvrstvie*“ podľa horárne Zábava v hornej časti hruštínskej doliny. V tejto práci sa prikláňame ku gramaticky korektnému tvaru „zábavské súvrstvie“. Súborný s takýmto charakterom sme pozorovali aj na značnej časti študovaného územia. Typické je striedanie 10 až 200 m hrubých polôh magurskej sublitofácie A2, ale aj A1, a tenko vrstveného flyšu. Tieto litofácie sú výrazne ohraničené a prechod z jednej do druhej je pomerne ostrý. Zábavskému súvrstviu zodpovedajú sčasti svojím charakterom aj „zákamenné“ vrstvy (Potfaj in Bezák et al., 2009). Odporúčam však „zákamenné“ vrstvy nepoužívať, lebo zábavské súvrstvie ich plne nahrádza. Na poľskom území možno zábavské súvrstvie korelovať s vrstvami alebo pieskovcami z Piwnicznej (Cieszkowski et al., 1998). Toto súvrstvie bolo opísané v západnej časti pohoria Gorce ako turbaczské vrstvy (*Turbacz beds*) (Zuchiewicz, 1994) alebo jaszczké vrstvy (*Jaszczke beds*) (Cieszkowski in Birkenmajer et al., 1985). Zábavské súvrstvie nahradilo časť pôvodne magurského súvrstvia, kde neplatí jeho základná charakteristika úplnej dominancie pieskovcov. Typickými lokalitami súvrstvia v regióne sú lom severne od Brezy a lom pri Lomnej (foto 31 a 32).

Litologická náplň. Pre zábavské súvrstvie je charakteristické striedanie úsekov litofácie pieskovcov magurského typu sublitofácie A1 aj A2 a tenko vrstvenej litofácie (foto 31 a 32). V celkovej hrúbke do 3 000 m zábavského súvrstvia sme severne od Brezy odlišili približne 20 výrazných polôh litofácie pieskovcov magurského typu. Ich hrúbka je od 10 do 30 m. Niektoré pieskovcové pruhy obsahujú aj niekoľko metrov hrubú vložku tenko vrstvenej litofácie alebo ílovcov bystrického typu. Celkové objemové zastúpenie pieskovcovej litofácie v súvrství odhadujeme len na zhruba 15 až 20 %. Vyšší podiel je najmä v hornej tretine súvrstvia, čo by mohlo zodpovedať distálnejšiemu vývoju (ekvivalentu) magurského súvrstvia z Kubínskej hole (Potfaj et al., 1991) alebo napr. zarzeczkým vrstvám (*Zarzecze Beds*) a krynickým zlepencom (*Krynica conglomerates*) v Poľsku (Birkenmajer a Oszcypko, 1989; Jankowski a Kopciowski, 1999). Ale ani v tejto vyššej časti nepredpokladáme podiel pieskovcovej litofácie vyšší ako 50 %. V rámci 80 % zastúpenia pelitickej litofácie odhadujeme, že asi 55 % tvorí tenko vrstvený flyš a 25 % ílovcov bystrického typu.

V rámci magurskej litofácie je viac zastúpená sublitofácia A2 (sublitofácia jemnozrnných až hrubozrnných pieskovcov s vložkami ílovcov) než sublitofácia A1 (sublitofácia strednozrnných pieskovcov až drobnozrnných parazlepencov).

Sublito fácía A1 sa vyskytuje hojnejšie vo vyššej časti zábavského súvrstvia a práve ona je preň určujúca.

Na označenie pieskovcov sa používalo označenie magurské drobové pieskovce (Paul, 1890; Potfaj, 1983; Potfaj et al., 1991). V bystrickej, a najmä račianskej jednotke sa stretávame aj s inými typmi pieskovcov podobného vzhľadu, pre ktoré sa v Poľsku nevhodne používa označenie magurské pieskovce (napr. glaukonitové pieskovce a i.). Pre pieskovce magurského typu je typické zhľukovanie do polôh s prevahou tohto litotypu. Zastúpenie ílovcov v týchto pieskovcových polohách je nepatrné (max. do niekoľko desiatok centimetrov).

Vrstvy *pieskovcov magurského typu* sú hrubé väčšinou 40 až 150 cm, ale miestami až od 20 do 600 cm. Bežná je amalgamácia vrstiev. Za čerstva sú modrosivé, po navetraní sivohnedé až hrdzavohnedé. Väčšinou sú to jemno- až hrubozrnné drobové pieskovce. Keď sa vyskytujú väčšie zrná do 5 až 10 mm, sú rozptýlené v stredno- až hrubozrnnnej mase a navzájom sa nedotýkajú a tvoria drobnozrnné parazlepence. Gradačný interval nebýva hrubý, zvyčajne do 30 cm. Klasy sú tvorené prevažne kremeňom, menej fylitmi, svormi, živcami, granitmi, rohovcami a ružovkastým kremeňom. Charakterizuje ich hrubý masívny Boumov interval T_a , presnejšie Loweho interval S_3 , v ktorom sú po navetraní typické a dobre vyvinuté misovité štruktúry po úniku vody (Bouma, 1962; Lowe, 1982). Zatiaľ čo hrubozrnnnejšie časti (interval S_1 a S_2 – Lowe, 1982) vznikli trakciou (vlečením), masívna časť vrstvy S_3 alebo T_a vznikla zamrznutím úlomkotoku (*debris flow* – Shanmugam, 1997, 2000; Teťák, 2010). Len najvyššia, laminovaná časť vrstvy sedimentovala trakciou z jemnejšie zrnitého „chvosta“ gravitačného prúdu. Najvyššia časť pieskovcovej vrstvy (Boumov interval T_c) býva zvlnene laminovaná, s hojným muskovitom a rastlinnou drvinou. Ílovcové závalky veľkosti 3 až 30 cm sedimentovali zvyčajne vo vyššej časti vrstvy v závere sedimentácie Loweho sekvencie S_3 , hneď pod spomínaným zvlnene laminovaným intervalom alebo v ňom (medzi T_a a T_b), pri silnejšej erózii podložia aj na báze vrstvy. Významným znakom pieskovcov magurského typu sú stopy erózie dna prúdom. Najbežnejšie sú ryhy po včlení (na jednej vrstvovej ploche môžu mať ich smery rozptýl až 40°). Časté je aj vymývanie, vtláčaním zvýraznené prúdové stopy a miestami aj menšie erózne kanály. Na spodnej ploche vrstiev bývajú nalepené hrubšie klasy. Časté sú stopy po činnosti organizmov – stopy lezenia po dne (dvojité ryhy) – *Scolicia* [*S. strozzii* (SAVI et MENECHINI) UCHMAN 1998], chodbičky vo vrstve – *Ophiomorpha*, drobné chodbičky v najvyššej, laminovanej časti vrstiev a v ílovcoch – *Nereites* [*N. irregularis* (SCHAFHÄUTL)] a ojedinele aj špirálovito-vejárovité stopy vo vrstve – *Zoophycos*.

Rovnako ako Potfaj et al. (1991) rozlišujeme dve sublito fácie magurských pieskovcov: A1 – sublito fácía strednozrnných pieskovcov až drobnozrnných parazlepencov, A2 – sublito fácía jemnozrnných až hrubozrnných pieskovcov s vložkami ílovcov. Problém rozoznávania týchto sublito fácií môže nastať vtedy, keď sa striedajú už po jednej až dvoch vrstvách. Dokonca sublito fácií A1 nieke-

dy zodpovedá len spodná časť vrstvy. Praktické využitie ich rozlišovania je napr. v tom, že zatiaľ čo v zábavskom súvrství vystupujú sublitoťácie A1 a A2 spolu, v raciborskom súvrství vystupuje iba sublitoťácia A2. Ďalší význam je v mierne odlišnom spôsobe a prostredí ich sedimentácie.

A1 – sublitoťácia strednozrnných pieskovcov až drobnozrnných parazlepencov. Typickými sedimentárnymi štruktúrami tejto sublitoťácie sú pozitívna gradácia, vrstvičky a šošovky väčších zŕn, misovité stopy po úniku vody a intraklasty do 30 (max. 130) cm. Zrná majú veľkosť do 5 až 10 mm (foto 34). Na vrstvovej ploche sú stopy vtláčania a vlečenia, korytová štruktúra a amalgamácia vrstiev. Vrstvy strednozrnných pieskovcov až drobnozrnných parazlepencov sú bežne spojené amalgamáciou do jednej vrstvy. Až hrubšie polohy bývajú oddelené medzivrstvovou škárou. V jednej vrstve môže byť spojených viacero *eventov* (sedimentov gravitačných prúdov). Jedna vrstva z jedného gravitačného prúdu (*eventu*) môže mať hrúbku až 6 m, ale taktiež jedna, len 1 m hrubá vrstva mohla vzniknúť sedimentáciou až z piatich prúdov. Začiatok nového cyklu sa často neprejavuje vrstvou škárou, ale iba nepravidelnou vrstvičkou alebo šošovkou väčších zŕn (Loweho sekvencia R₃ alebo S₁). Loweho S₃, čiže Boumova sekvencia T_a (bezštruktúrný pieskovec alebo so stopami po úniku vody) môže byť hrubá až niekoľko metrov.

A2 – sublitoťácia jemnozrnných až hrubozrnných pieskovcov s vložkami ílovcov. Vrstvy jemno- až hrubozrnných drobových pieskovcov magurského typu sú oddelené vrstvou siltového ílovca hrubou niekoľko centimetrov alebo aspoň výraznou medzivrstvovou škárou. Typický sled sedimentárných štruktúr vrstvy tejto fácie je takýto: báza s hojnými stopami vlečenia, vtláčania (foto 35) a lezenia typu *Scolicia* (foto 30). Na vrstvovej ploche môžu byť nalepené väčšie klasty, prípadne v spodnej časti vrstvy sú klasty s veľkosťou do 1 (max. 3) mm. Nasleduje 40 až 150 cm hrubý masívny interval T_a, v ktorom je iba zriedka viditeľná gradácia. Bežne sa v ňom vyskytujú stopy po úniku vody (foto 33). Masívny interval býva náhle ukončený 2 až 20 cm hrubým intervalom T_c siltového, zväčša horšie vytriedeného, zvlnene laminovaného pieskovca s hojnou rastlinnou drvinou a ílovcovými intraklastami, zriedka presahujúcimi 20 cm (foto 35 a 36). Nasleduje tenší interval T_d laminovaného siltovca až siltového ílovca. Ktorýkoľvek z týchto sedimentárných znakov však môže chýbať. Ílovce môžu zriedka dosahovať hrúbku aj vyše 1 m a majú charakter ílovca bystrického typu.

V oblasti j. od Oravskej Lesnej v okolí kót 1 208, 1 193 Nový vrch a Magura (Držatín) je v rámci zábavského súvrstvia zastúpená litoťácia pieskovcov magurského typu v prevahe oproti flyšovej litoťácii. V menšom pomere sa vyskytuje pelitická litoťácia. V celom slede (všetky litoťácie v celku) pomer P = 3 až 4, I = okolo 2 až 3. Magurská litoťácia je charakteristická absolútnou prevahou pieskovcov oproti ílovcom (P = 20 a viac). Vrstvy pieskovcov dosahujú hrúbku do 3 m, bežne sú amalgamované, prevažne masívne alebo nevýrazne gradované, drobové, jemno- až hrubozrnné. Bežná je gradácia hrubej frakcie (obliačiky kremeňa roztrúsené v pieskovci sú v spodnej časti vrstiev veľké 1 až 7 mm, vo vrchnej 0,5 až 2 mm). Vrchné časti vrstiev sú v niektorých prípadoch laminované (zvyčajne T_c, T_{cd})

a gradujú do tenkého intervalu siltovca až siltového ílovca (Te), zvyčajne obohateného o muskovit a rastlinnú drvinu. Štruktúrna stavba pieskovcov alebo pieskovcovo-ílovcových dvojíc je prevažne $T_{ac}, T_{ace}, T_{ad}, T_{ae}, T_{acd}, T_a$, menej sa vyskytuje $T_{abcd}, T_{abcde}, T_{bcde}, T_{bde}$.

Podľa Cieszkowského et al. (1998) je zloženie ťažkých minerálov v strednej a vrchnej časti súvrstvia podobné zloženiu vrstiev popradských pieskovcov (*Poprad Sandstone Mb.*) (jz. od obce Obidowa): dominuje granát (76 – 79 %), menej je apatitu (8 – 9 %), nasleduje zirkón (3 – 6 %), turmalín (1 – 6 %), rutil (2 – 7 %), staurolit (1 %) a chromit (do 2 %). Podiel opakových ťažkých minerálov je 33 až 54 %.

V severnej časti študovaného regiónu je zábavské súvrstvie prítomné najmä v. až sv. od Zubrohlavy. Medzi zle vytriedenými, jemno- až strednozrnnými sublitenitmi až litickými drobnami (matrix 14 až 14,5 %, vz. M753p, M812p) sú miestami prítomné zle vytriedené jemnozrnné polymiktné zlepence (vz. M740p) s prevažne dobre opracovanými obliakmi kremeňa, silicítov, pieskovcov, prachovcov, ílovcov a metamorfítov (svory a ruly).

Pelitická litofácia má parametre $I = 5$ až 11 (max. 4 až 20) vrstiev/m. Pomer $P(p/i) = 2/1$ až $3/1$ (foto 31, 32, 37 a 38). Zriedka prevládajú aj ílovce. Pieskovce sú hrubé 2 až 25 (max. 1 až 45) cm, jemnozrnné, výrazne laminované, s bioglyfmi. Striedajú sa s tvrdšími drobnými nevápnitými svetlejšími hnedosivými, hnedozelenými, zelenosivými, belavými alebo sivými ílovcami (až siltovcami) (d. b. F22, F27, F43, F59, F133, F138, F139, F141). Bioturbovaná býva najmä vyššia časť ílovcového intervalu (*Nereites*). Časté sú aj polohy s prevahou svetlých okrových a sivých drobných, zriedkavejšie aj masívnych vápnitých ílovcov podobných typu bystrických ílovcov. V nich sú zriedkavo veľmi jemnozrnné laminované pieskovce až siltové pieskovce s hrúbkou 1 až 4 cm. Tenko vrstvené aj ílovcové sedimenty sa striedajú v niekoľko metrov až desiatok metrov hrubých súboroch a tvoria väčšiu časť zábavského súvrstvia.

Pelitická litofácia je typická zastúpením gradačných pieskovcovo-ílovcových (najmä T_{ce}, T_{cde} , menej $T_{bc(d)e}, T_{b(d)e}$, zriedkavo $T_{ac(d)e}$) alebo prachovcovo-ílovcových dvojíc (T_{de}) s hrúbkou 5 až 54 cm (max. do 120 cm). Pomer P (pieskovce/ílovce) je okolo 1 a index zvrstvenia $I = 3$ až 5. Pelitická litofácia je charakteristická zastúpením ílovcov bystrického typu, ktoré sú vo výraznej prevahe oproti laminovaným jemnozrnným pieskovcom až prachovcom.

Bežné, ale z hľadiska hrúbky skôr zanedbateľné sú tenké vrstvičky svetlých žltých mäkkých plastických sklzových siltových ílovcov.

V zábavskom súvrství boli vzácne v sutine a v náplavoch potokov v rôznych stratigrafických úrovniach pozorované úlomky nevápnitých červených ílovcov z vrstiev, ktorých hrúbka nepresahuje 50 cm.

Hrúbka a ohraničenie. V študovanej oblasti je zábavské súvrstvie vyvinuté zhruba do 3 000 m (za predpokladu, že nedošlo k tektonickému opakovaniu vrstvového sledu, ktoré sme nepozorovali). V oblasti Kubínskej hole je hrúbka ekvivalentného súvrstvia 2 000 m (1 100 m magurské súvrstvie a 900 m zábavské súvrstvie; Potfaj et al., 1991). Tu však nebolo zábavské súvrstvie sledované v celej hrúbke až po jeho spodné tektonické ohraničenie. Hrúbka pieskovcov Piwnicznej (*Piwniczna Sandstone Mb.*) je 600 m (Cieszkowski et al., 1998).

Vek – mladší paleocén až stredný eocén. Vek zábavského a magurského súvrstvia je podľa Potfaja (1983) a Potfaj et al. (1991) mladší paleocén až stredný eocén. V oblasti j. od Oravskej Lesnej bol doložený strednoeocénny vek opísaného spoločenstva nanoplanktónu (zóna NP16, vz. M3631i; Žecová) na základe zastúpenia druhu *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON. Vzorka F258i dokladá stredný eocén (Žecová). Ekvivalentné vrstvy pieskovcov Piwnicznej (*Piwniczna Sandstone Mb.*) ležia na zarczkom súvrství (*Zarzecz Fm.*) (starší eocén) alebo na szczawnickom súvrství (mladšia krieda až paleocén) (Cieszkowski et al., 1998).

Prostredie vzniku. Sedimenty zábavského súvrstvia vznikli sedimentáciou v hlbokomorskom prostredí z gravitačných prúdov v dvoch základných prostrediach. Pieskovcová litofácia sedimentovala zo strednej až proximálnej časti vejára priamo z jeho laloka. Pelitická fácia sedimentovala ako medzikanálová fácia v období, keď sa laloky vejára laterálne presunuli na vzdialenejšie miesto, alebo počas zníženého prínosu materiálu (Teťák, 2010). Sedimenty pieskových lalokov – pieskovce magurského typu pieskovcovej litofácie – je možné sledovať na vzdialenosť niekoľko 100 m až pár kilometrov.

Poznámky. Výrazné vystupovanie pieskovcov magurského typu na povrchu mohlo v minulosti pri slabšej znalosti ich sprievodnej, tenko vrstvenej fácie vzbudzovať dojem vystupovania magurského súvrstvia. Zriedkavejšie odkryté tenko vrstvené a pelitické polohy však prevládajú. Potfaj et al. (1991) v hrebeňovej časti Kubínskej hole vyčleňujú aj samotné magurské súvrstvie, no v študovanej oblasti sa magurské súvrstvie nevyskytuje.

25, 26, 27, 28 raciborské súvrstvie

(v intervaloch niekoľko metrov až desiatok metrov sa strieda fácia pieskovcov magurského typu, pelitická fácia s tenko vrstveným flyšom, ílovcami bystrického typu a sklzové telesá, zriedka Fe-pelokarbonáty a slieňovce)

Potfaj (1983) pozoroval v oblasti Oravskej Magury na prechode z magurského súvrstvia do malcovského časť s fáciami charakteristickými pre obe súvrstvia a predbežne ju pomenoval ako „prechodné súvrstvie“. Neskôr na južných svahoch Kubínskej hole v doline Racibor definoval samostatné raciborské súvrstvie (Potfaj et al., 1991).

Raciborské súvrstvie má na báze špecifický vývoj račovských vrstiev definovaných v pozícii nižšej časti raciborského súvrstvia v nadloží zábavského súvrstvia (v Oravskej Magure v nadloží magurského súvrstvia – Potfaj et al., 1991).

28 račovské vrstvy

(dominantné je zastúpenie sivých drobných ílovcov, ktoré sú doplnené tenkými vrstvami laminovaných pieskovcov, v spodnej časti môžu byť vrstvy ľakých slieňovcov, vo vrchnej časti vrstva premenlivo vápnitých červených ílovcov, drobové pieskovce sú prítomné len ojedinele)

28 ílovcový flyš

28a červené ílovce

28b ľaké slieňovce

Názov, typová lokalita a korelovanie. Račovské vrstvy definovali Potfaj et al. (1991) na južných svahoch Kubínskej hole, a to v pozícii nižšej časti raciborského súvrstvia v nadloží magurského súvrstvia na základe absolútnej prevahy vápnitých ílovcov.

Pieskovce sú laminované, vo vrstvách hrubých 1 až 10 cm. Drobové pieskovce magurského typu sú zriedkavé. Pomer P (pieskovce/ílovce) Potfaj et al. (1991) odhadujú na 0,08 až 0,4 a I (počet vrstiev na 1 m) je menší než 0,6. Račovské vrstvy boli vyčlenené v rámci raciborského súvrstvia (l. c.) ako jeho špecifický vývoj. Možno ich korelovať s „prechodným súvrstvom“ Potfaja (1983) z Oravskej Magury. To má však výrazne pieskovcovejší charakter. Račovské vrstvy možno porovnať s vrstvami z Kowanca (Oszczypko, 1979; Cieszkowski et al., 1998), v Beskide Sąddeckom s ílovcami *Mniszek Shale Mb.* (Birkenmajer a Oszczypko, 1989; Oszczypko, 1992) a ílovcami z Hanuszowej (Jankowski a Kopciowski, 1999).

Litologická náplň. V račovských vrstvách výrazne prevládajú hrubé intervaly ílovcov. Menej je zastúpený tenko vrstvený flyš.

Ílovce dominujú najmä v strednej časti. Sú drobové, tvrdšie, sivé, hnedosivé a okrovosivé, miestami siltové a vápnité (foto 41). Tvoria polohy hrubé niekoľko metrov (do 30 m), ktoré sú oddelené tenko vrstvenou litofáciou alebo ojedinelými hrubšími vrstvami pieskovcov.

Tenka vrstvená litofácia, typická pre zábavské súvrstvie, tu nie je vyvinutá. Má skôr charakter raciborského súvrstvia. To znamená, že sú prítomné len ojedinelé tenké vrstvy pieskovca, zriedka tenko vrstvené polohy až do niekoľkých metrov. Typické je, že v hrubých polohách ílovcov bystrického typu sporadicky (zhruba 1 raz na 1 m) vystupuje tenká, 2 až 8 cm vrstva laminovaného jemnozrnného pieskovca s hojným muskovitom a rastlinnou drvinou podobná litotypu laminovaných pieskovcov.

Vrstvy *pieskovcov* sú hojnejšie v spodnej a v najvyššej časti račovských vrstiev. Zvyčajne sú pieskovce hrubé 2 až 45 cm, jemnozrnné, laminované, s hojným muskovitom a rastlinnou drvinou. Len vzácné sa vyskytujú aj lavice masívneho (v najvyššej časti aj laminovaného) jemno- až strednozrnného drobového pieskovca magurského typu v hrúbke do 150 cm. Pieskovce sú klasifikované ako veľmi jemnozrnné sublitarenity (vz. M531p1) až jemnozrnné subarkózy (vz. M530p).

Červené ílovce sú typickým korelačným horizontom račovských vrstiev (foto 39). Je to len jedna, asi 30 cm hrubá vrstva zvyčajne vápnitých červených ílovcov. Hoci je hrúbka horizontu červených ílovcov malá, boli sledované na mnohých miestach v sutine aj v odkryvoch. Na rozdiel od starších červených ílovcov zábavského súvrstvia a vrstiev Redikálneho, tieto ílovce sú zvyčajne výrazne vápnité. Obsahujú aj šupinky muskovitu, rastlinnú drvinu a niekedy zelené škvrny.

V spodnej časti z masy ílovcov vystupujú dve až štyri vrstvy *ľakých slieňovcov* (foto 40). Majú korelačný význam. Ich hrúbka býva od 40 do 200 cm a typické je, že sú od svojho podložia i nadložia výrazne vymedzené. V podloží

jednej vrstvy slieňovca sme na viacerých lokalitách pozorovali 5 až 10 cm hrubú vrstvu jemnozrnného, veľmi pevného, výrazne paralelne a šikmo laminovaného jemnozrnného pieskovca. Tento pieskovec je na vrstvu slieňovca priamo geneticky naviazaný.

Bežné sú vrstvičky svetlého žltkastého mäkkého *sklzového ilu* hrubé 1 až 4 cm. Vzácnjšie sú tenké vrstvičky *Fe-pelokarbonátu*.

V priestore severne od kóty Paráč sú račovské vrstvy menej pestré. Zastupuje ich iba ílovcový flyš, v ktorom dominuje pelitická litofácia a v menšom rozsahu je zastúpená aj magurská litofácia.

Hrúbka a ohraničenie. Hrúbka račovských vrstiev je v typovej oblasti južne od Kubínskej hole 150 m, no laterálne sa vyklinujú (Potfaj et al., 1991). V oblasti Oravská Jasenica – Breza – Krušetnica je do 150 m. Račovské vrstvy tu sú odspodu ohraničené poslednou výraznou polohou pieskovcov magurského typu zábavského súvrstvia a zvrchu prvou výraznou polohou pieskovcov magurského typu raciborského súvrstvia. Podobnú hrúbku dosahujú aj v doline Lomnice. Severne od Paráča je hrúbka račovských vrstiev menšia, dosahuje niekoľko desiatok metrov a typická je tu absencia červených ílovcov. Severozápadne od Námestova sa nám račovské vrstvy nepodarilo identifikovať. V oblasti sv. od Bobrova sú račovské vrstvy prítomné v páse hrubom asi 100 až 200 m medzi Poľanovým Kriváňom a Hraničným Kriváňom. V náplavoch Poľanového Kriváňa sa našli aj hojné úlomky červenohnedých vápnitých ílovcov. Cieszkowski et al. (1998) udávajú hrúbku ekvivalentných vrstiev z Kowanca na 250 až 400 m.

Vek – stredný eocén. Potfaj (1983) datoval ílovcu blízko červeného horizontu „prechodného súvrstvia“ ako stredný eocén. Strednoeocénny vek račovských vrstiev bol určený na základe nanoplanktónu a malých foraminifer, ako aj podľa superpozície (Potfaj et al., 1991). Strednoeocénny vek bol potvrdený aj nanoplanktónom zo vzorky M369i (severne od kóty Paráč, zóna NP16; Žecová), ako aj zo vzorky priamo z červených ílovcov račovských vrstiev (I37i, zóna NP16; Žecová). Strednoeocénny vek (?NP16) dokladajú aj vzorky F21i1 a F21i2 z horizontu červených ílovcov (Žecová) na základe zastúpenia druhu *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON, ktorý má prvý výskyt vo vyššej časti zóny NP16 (Aubry, 1983).

Prostredie vzniku. Sedimenty račovských vrstiev vznikali v hlbokomorskom prostredí v období výrazného zníženia až skoro úplného prerušenia prínosu klastického materiálu z južného okraja magurského bazéna. Nasvedčuje tomu výrazný pokles zastúpenia proximálnych (magurských), ale hlavne distálnych (laminovaných) pieskovcov. V tomto období prevládala sedimentácia vápnitých ílovcov.

Poznámky. Račovské vrstvy tvoria litologicky a morfológicky výrazný pruh na rozhraní zábavského a raciborského súvrstvia. Tento pruh sa v stálej hrúbke asi 150 m dá sledovať od Námestova po záver doliny Lomnice. Spod okraja výplne neogénnej panvy vychádza napr. severne od Bobrova. V profile F21 s. od Oravskej Jasenice bolo skoro súvisle odkrytých až 90 m račovských vrstiev.

Račovské vrstvy v úseku od Oravskej Jasenice po k. Paráč sa ako prevažne ílovcové súvrstvie výrazne prejavujú na mape celkovej rádioaktivity a koncentrácie Th.

25, 26, 27 raciborské súvrstvie s. s.

(polohy ílovcov bystrického typu a tenkých pieskovcových vrstiev sa striedajú s polohami drobových pieskovcov magurského typu, v západnej časti aj kremité glaukonitové pieskovce)

25 raciborské súvrstvie, nečlenené

25a drobové pieskovce magurského typu

25b kremité glaukonitové pieskovce

26 ílovcový flyš s tenšími vrstvami pieskovcov

27 polohy drobových pieskovcov magurského typu

Názov, typová lokalita a korelovanie. Potfaj (1983) pozoroval v oblasti Oravskej Magury na prechode z magurského do malcovského súvrstvia časť s fáciami charakteristickými pre obe súvrstvia a predbežne ju pomenoval ako „prechodné súvrstvie“. Neskôr na južných svahoch Kubínskej hole v doline Racibor definoval samostatné raciborské súvrstvie (Potfaj et al., 1991). Raciborské súvrstvie má na báze špecifický vývoj a zastupujú ho račovské vrstvy, definované v pozícii nižšej časti raciborského súvrstvia v nadloží magurského súvrstvia (l. c.).

Typovým odkryvom raciborského súvrstvia v skúmanej oblasti je lom v Oravskej Jasenici (foto 50 a 51), ale najmä zárez riečky Veseliansky v Oravskej Jasenici pri súvislom odkrytí s pravou hrúbkou až 130 m a s ďalšími menšími odkryvmi v nadloží (d. b. F46 a F85 = Ve5; Teřák, 2010, F110, foto 43 až 46). Raciborskému súvrstviu pozíciou zodpovedá popradský pieskovec (*Poprad sandstone Mb.*) severne od Nowého Targu v Gorcach (Cieszkowski et al., 1998), no tento poľský ekvivalent má o niečo vyšší podiel pieskovcov, čo je spôsobené proximálnejšou pozíciou počas sedimentácie. Pôvodne sa v Poľsku používal názov magurské vrstvy (Watycha, 1975, 1976; Cieszkowski in Birkenmajer et al., 1985). Typickým odkryvom v Poľsku je 100 m hrubý profil v lome v Klikuszowej (Cieszkowski et al., 1998) s prevažne pieskovcovým vývojom podobným lomu v Oravskej Jasenici (Marschalko a Potfaj, 1982).

Litologická náplň. Podľa Potfaja et al. (1991) je to flyšové súvrstvie s vyšším obsahom ílovcov a s jemno- až strednozrnnými pieskovecami. V celom súvrství je pomer pieskovcov k ílovcom v rozmedzí $P(p/i) = 0,2$ až $0,9$ a index zvrstvenia $I = 0,9$ až 6 vrstiev/m. Pieskovce sú jemno- až strednozrnné, s pomerne vysokým obsahom karbonátových úlomkov a prevládajúcimi zvrstveniami T_{bc} a T_{abc} . Sú hrubé 5 až 90 (max. 250) cm. Najmä v spodnej časti súvrstvia sú aj hrubo- až strednozrnné drobové pieskovce magurského typu (60 až 150 cm). Vyskytujú sa aj piesčito-ílovité sklzové telesá (1 až 4 m) a vo vyššej časti súvrstvia aj $0,15$ až 3 m hrubé lavice tvrdých slieňovcov a lokálne tenké vložky a konkrécie Fe-pelokarbonátov. Časť raciborského súvrstvia s absolútnou prevahou vápnatých ílovcov je vyčlenená ako račovské vrstvy (Potfaj et al., 1991).

Charakter súvrstvia v študovanom regióne je výrazne premenlivý. Striedajú sa polohy hrubé do 20 m (ojedinele aj viac), ale aj samostatné vrstvy pieskovcov magurského typu sublitofácie A2 spolu s pomerne pestrými sedimentmi tenko

vrstveného flyšu, ílovcami bystrického typu, hojnými sklzmi, ľackými slieňovcami a zriedka aj Fe-pelokarbonátmi. Na rozdiel od zábavského súvrstvia, polohy pieskovcov tu nie sú od pelitických úsekov výrazne ohraňované. Pieskovce sú usporiadané po 1 až 3 vrstvách (zriedkavejšie tvoria hrubšie polohy). Tieto fácie a litotypy sú navzájom premiešané v rôznej hrúbke. Sú úseky, kde výrazne prevládajú pieskovce nad ílovcami [napr. poloha pieskovcov vychádzajúca v lome Oravská Jasenica a pri hlavnej ceste pred Brezou (Marschalko a Potfaj, 1982)], ale aj úseky na vyše 100 m prevažne ílovcové a tenko vrstvené. Pre túto premenlivosť sa nedá bližšie určiť pomer pieskovcov k ílovcom tak, aby charakterizoval toto súvrstvie ako celok. Pohybuje sa v širokom rozmedzí $P(p/i) = 10$ až 0,1. Potfaj et al. (1991) ho stanovujú na 0,9 až 0,2. Podobne výrazne kolíše index zvrstvenia I (počet vrstiev na 1 m profilu), a to zhruba od 0,2 do 8 vrstiev/m.

Pieskovce sú tzv. magurského typu sublitolácie A2. Vrstvy pieskovcov sú hrubé 60 až 200 (max. 15 až 300) cm (foto 43). Sú to prevažne masívne, T_a zvrstvené, len nevýrazne gradačné drobové, prevažne strednozrnné (menej jemno- až hrubozrnné) pieskovce. Na vrstvovej ploche bývajú výrazné prúdové stopy (foto 49, 51 a 52). V gradačnom intervale alebo v tenkých laminách a šošovkách môžu byť rozptýlené väčšie klasty prevažne kremeňa s veľkosťou do 2 až 3 mm, menej metamorfítov. Najmä vo vyššej časti vrstvy hojne obsahujú šupinky muskovitu, rastlinnú drvinu a intraklasty ílovcov. Najvyššiu časť vrstvy intervalu T_{bc} tvorí zvlne a šikmo laminovaný jemnozrnný až siltový pieskovec.

V kameňolome Klikuczowa z priehľadných ťažkých minerálov dominuje granát (66 až 87 %), menej je apatitu (14 až 22 %), zirkónu (2 až 4 %) a turmalínu (3 až 7 %), vzácný je staurolit (1 %), chrómspinel (2 %) a stopovo sa vyskytuje chlorit. Rutil sa nezistil (zistil sa v pieskovcoch na brehu Lepietnice). Podiel opakových ťažkých minerálov je 45 až 49 % (Cieszkowski et al., 1998).

Tenke vrstvená litofácia tu zďaleka nie je vyvinutá tak mohutne ako v zábavskom súvrství (foto 48). Skôr sú to len 0,5 až 2 m hrubé, tenko vrstvené vložky. Bežnejšie sú nepravidelne rozmiestnené vrstvy laminovaných jemnozrnných pieskovcov. Tvoria ich 2 až 30 cm hrubé modrosivé tvrdé, výrazne šikmo laminované jemnozrnné pieskovce s muskovitom a rastlinnou drvinou. Niektoré sú siltovejšie, paralelne laminované a rozpadajú sa na tabuľky. Po 1 až 6 vrstvách na 1 m sú umiestnené v prevažne sivých a zelenosivých ílovcach až siltových ílovcach alebo aj v mase ílovcov bystrického typu.

Ílovce tvoria 10 až 400 cm hrubé intervaly bez prerušenia pieskovcom (foto 46 a 47). Ílovcové polohy bežne obsahujú 1 až 10 cm vrstvičky laminovaného jemnozrnného pieskovca s muskovitom, rastlinnou drvinou a bioglyfmi (nemá to ale charakter tenko vrstveného flyšu). Ílovce majú rôzny vzhľad. Podľa hojnosti zastúpenia ich možno charakterizovať takto: 1. vápnité sivé až modrosivé ílovce až siltové ílovce hrubé aj vyše 1 m, masívny, ale aj drobný rozpad a vzhľad ílovcov bystrického typu, 2. drobové mäkkšie siltové ílovce až ílovce, sivé, hnedosivé a zelenosivé, vápnité, s muskovitom a rastlinnou drvinou, tvoria polohy hrubé

niekoľko metrov, 3. tvrdšie zelenosivé, slabo vápnité masívne ílovce, 4. mäkké plastické svetlé okrové až žlté sklzové ílovce vo vrstvičkách hrubých 0,5 až 30 cm, 5. mäkkšie drobné tmavosivé až čierne ílovce až siltové ílovce, nevápnité, s muskovitom, 6. hrdzavé siltové až piesčité ílovce. V Boumovej sekvencii reprezentujú ílovce interval T_6 ílových častíc vypadnutých v závere sedimentácie gravitačného prúdu. Aj preto nanoplanktón, ktorý obsahujú, je zväčša redeponovaný.

Ílovce majú často masívnejší rozpad, svetlejšiu modrastú alebo okrovú farbu, alebo sú tvrdšie, čím sa podobajú na *ľacké slieňovce*. Boli pozorované s. od Oravskej Jasenice asi 250 m nad račovskými vrstvami v niekoľkých, až 3 m hrubých polohách. Ojedinele sme ich pozorovali aj v iných častiach súvrstvia. Výrazne sa prejavujú pozitívnou morfológiou aj v sutine.

V súvrství je výrazne zastúpený aj *litotyp sklzov* (foto 44 a 45). Keďže ide o mäkké nelitifikované horniny, horšie odolávajú zvetrávaniu v odkryvoch, preto predpokladáme, že ich zastúpenie môže byť vyššie. Ich podiel môže lokálne dosahovať až 20 % objemu súvrstvia. Najčastejšie tvoria vrstvy svetložltého až sivého mäkkého plastického ílu hrubé 1 až 30 cm, ale aj sklzové strednozrné až siltové nelitifikované ílovité či siltové piesky hrubé až 3 m bez zachovania pôvodnej štruktúry sedimentu, s hojným muskovitom, rastlinnou drvinou a často s intraklastami. Ich zrnitosť a hrúbka výrazne varíruje. Od okolia bývajú ostro ohraničené. Tenšie sklzy svoje podložie nedeformujú. Hrubšie sklzy podložie deformujú až rozrušujú, majú skôr stredne tmavú sivú farbu a hrubšiu zrnitosť, od siltového ílu až po zmes nespevneného siltu a piesku. Pozorovali sme prechod z drobových pieskovcov magurského typu vo vrchnej časti vrstvy do sklzového siltového pieskovca. Hrubšie sklzy môžu obsahovať aj väčšie deformované, prevažne plocho uložené útržky ílovcov alebo pieskovcov. Sklzné vrásky so zachovaním pôvodnej štruktúry sú zriedkavé. Sklzy interpretujeme ako intraformačný materiál transportovaný gravitačne na kratšiu vzdialenosť na nestabilných svahoch (okraj bazéna alebo okraj kanála, kde dochádza k zosúvaniu agradačných valov, bahnotok). V zábavskom súvrství vystupujú len zriedka, no v račovských vrstvách sú častejšie a v raciborskom súvrství s. s. tvoria podstatnú časť súvrstvia.

Len ojedinele sme pozorovali tenké vrstvičky *Fe-pelokarbonátov*. K Fe-pelokarbonátom (resp. pelokarbonátom) zaradíme vrstvičky výrazne hrdzavého vzhľadu hrubé 1 až 4 cm s premenlivým obsahom železitej prímеси. Hrubšie vrstvičky majú výraznú konkrecionálnu štruktúru. Jednotlivé konkrécie sú dlhé do 10 cm. V strede niektorých konkrécií býva zachované svetlosivé bezštruktúrne tvrdé slieňovcové jadro. Je obalené niekoľkými vrstvami „hrdzavých škrupín“.

Zriedkavé sú vrstvy svetlých *slieňovcov* s hrúbkou do 30 cm, ktoré sú mierne piesčité, výrazne ohraničené, miestami laminované a bioturbované (*Nereites*).

Zvlášť potrebné je spomenúť vývoj raciborského súvrstvia so zastúpením *kremitých glaukonitových pieskovcov*. Tieto pieskovce obsahuje raciborské súvrstvie z. a s. od Hruštína. Glaukonitové pieskovce vystupujú v odkryvoch napr. v opus-

tenom lome pri z. okraji Hruština (d. b. M545, foto 42) a v menšom lome severne od Vaňovky (d. b. M610) spolu s drobovými pieskovecami magurského typu a ílovcami bystrického typu. Na Z a S od Hruština je charakter raciborského súvrstvia mierne odlišný a mení sa najmä vo vertikálnom smere. V spodnej časti súvrstvia prevláda litofácia magurských pieskovcov, miestami s polohami pelitickej a stredne vrstvenej litofácie. Smerom nahor sa zastúpenie pelitickej litofácie postupne zvyšuje, pričom ílovce bystrického typu dosahujú aj väčšiu hrúbku. V opustenom lome pri z. okraji Hruština sa spolu s ílovcami bystrického typu (vrstvy hrubé do 4 m) vyskytuje vrstva kemitého jemnozrnného pieskovca (T_{abc}) hrubá minimálne 1,2 m s vysokým obsahom glaukonitu (asi 15 %, vz. M545p2, určil Laurinc). Jemnozrnné pieskovce s glaukonitom sme pozorovali aj na iných miestach (vz. M610p2, určil Laurinc). Je zrejmé ich asociácia s ílovcami bystrického typu. Vývoj raciborského súvrstvia s kemitými glaukonitovými pieskovecami vystupuje prevažne v jeho vyššej časti, ich zastúpenie smerom na východ výrazne klesá a zhruba južne od Brezy sa úplne strácajú. V okolí k. Pekelná sme sledovali jediná vrstvu glaukonitového pieskovca.

Hrúbka a ohraničenie. Hrúbka raciborského súvrstvia s. s. na zmapovanom území je asi 1 500 m. Podľa Potfaja et al. (1991) je hrúbka súvrstvia v oblasti Kubínskej hole len 600 m, no v tejto oblasti (v tesnej blízkosti bradlového pásma) je výrazne tektonicky postihnuté a zredukované. Podľa Cieszkowského et al. (1998) je hrúbka ekvivalentných popradských vrstiev až 1 200 m.

Vek – stredný eocén až starší oligocén. Potfaj et al. (1991) určili pre raciborské súvrstvie strednoeocénny až starooligocénny vek. Stredno- až mladoeocénne spoločenstvá nanoplanktónu sa našli aj vo vzorkách z okolia Hruština (napr. vz. M424i, M452i1, M545i, M610i, M631i, M746i). Sporné je zaradenie vzorky M446i2 do staršieho miocénu. V spoločenstve sa zistili druhy, ktoré poukazujú na mladší miocén. Zistili sa druhy *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY et BLACKMAN) LOEBLICH et TAPPAN, *Calcidiscus* aff. *macintyre*i (BUKRY et BRAMLETTE) LOEBLICH, *Helicosphara carteri* (HAY et MOHLER) LOCKER, *Helicosphaera* aff. *carteri* (HAY et MOHLER) LOCKER, *Helicosphaera* aff. *scissura* MILLER a *Reticulofenestra pseudumbilicus* (GARTNER) GARTNER. Spodnomiocénna zóna NN2 *Discoaster druggii* je definovaná prvým výskytom druhu *Discoaster druggii* a prvým výskytom druhu *Sphenolithus belemnus* a chýbaním druhu *Helicosphaera ampliaperita*, tento druh sa však môže objavovať v najvyššej časti tejto zóny. Pre mladší eger sú typické druhy *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Cyclicargolithus floridanus* a *Helicosphaera euphratis*, z najmladších druhov sú to *Helicosphaera* aff. *scissura*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus* aff. *macintyre*i, *Helicosphaera carteri* a *Helicosphaera* aff. *carteri*, ktoré sa zistili v spoločenstve. Podľa Bowna (1998) je prítomnosť druhu *Helicosphaera carteri* v spoločenstve pozitívnym ukazovateľom neogénneho veku. Vzorky F46i12a a F222i z okolia Oravskej Jasenice a vzorka I127i tesne nad račovskými vrstvami preukazujú strednoeocénny vek

(NP16) (Žecová) na základe zastúpenia druhu *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON, ktorý má prvý výskyt vo vyššej časti zóny NP16 (Aubry, 1983).

Vek ekvivalentných popradských vrstiev (*Poprad sandstone Mb.*) bol určený ako najmladšia časť stredného eocénu až mladší eocén (Cieszkowski et al., 1998). Od obce Sieniawa určila B. Olszewska spoločenstvo s *Chilostomella tenuis* BORNEMANN, *Ch. chilostomelloides* VASÍČEK a *Ch. cylindroides* REUSS spolu napr. s *Globigerina* sp. a *Fursenkoina schreibersiana* (CZIEŻEK). Z rovnakej lokality Bieda (1946) opisuje veľké foraminifery *Nummulites budensis* HANTKEL a *N. bouillei* DE LA HARPE. Tieto výskyty poukazujú na to, že nemožno vylúčiť ani zásah do staršieho oligocénu (Cieszkowski et al., 1998). Soták (2006) na základe malých foraminifer určil z Oravskej Jasenice (pravdepodobne z lomu) vek rupel až spodný chat (P18 až P20). Neskôr Soták et al. (2012) na základe určení malých foraminifer z Oravskej Jasenice (profil v rieke Veseliance a z lomu) udávajú vek najmladší oligocén až starší miocén a z nanoplanktónu zónu NN2 (starší miocén). Oszczytko-Clowes (2010) posúva ekvivalentné popradské vrstvy (*Poprad Mb.*) do rozpätia mladší eocén až najstarší miocén. Podobné výsledky preukazujú aj Oszczytko a Oszczytko-Clowes (2010) z Beskidu Sądeckého a Lubovnianskej vrchoviny.

Prostredie vzniku. Ide o hlbokomorské prostredie sedimentácie. Depozičný systém kanálov strednej časti kužeľa sedimentácie opisujú Cieszkowski et al. (1998). Prostredie vzniku bolo podobné ako pri staršom zábavskom súvrství, ale pravdepodobne pri distálnejšom umiestnení. Sedimentácia pieskových lalokov bola v tomto období výrazne nepravidelná (Teťák, 2010). Bol tu výraznejší vplyv sedimentácie morskej pláne, a hlavne narastanie aktivity zatvárania magurského bazéna postupujúceho z juhu prejavujúce sa zosuvmi. Smer paleoprúdov je zo SV až V na SZ až Z pozdĺž magurského bazéna (l. c.; Bromowicz, 1992).

Poznámky. Potfaj et al. (1991) pričleňujú úsek asi 200 až 400 m pod račovskými vrstvami ešte k raciborskému súvrstviu. V našej oblasti má však zodpovedajúca časť sekvencie jednoznačne charakter zábavského súvrstvia s vývojom pieskovcových polôh sublitofácie A1 a tenko vrstvenými sedimentmi.

Ílovité až piesčité sklzy typické pre raciborské a malcovské súvrstvie sa začínajú hojne objavovať v račovských vrstvách, ale najmä už v spodnej časti raciborského súvrstvia s. s.

Zastúpením kremitých glaukonitových pieskovcov, charakterom litofácií a vekom sa račovské vrstvy z oblasti severne od Hruštína vzdialene podobajú oravskoveselským vrstvám bystrickej jednotky.

21, 22, 23, 24 malcovské súvrstvie

(sivé vápnité ílovce, vápnité masívne drobové pieskovce, sklzové telesá, vzácne červené ílovce, flyš)

21 flyšová fácia: sivé vápnité ílovce, vápnité a drobové pieskovce

22 drobovo-pieskovcová fácia: masívne drobové pieskovce

23 chaoticky zvrstvené drobové pieskovce

24 červenohnedé ílovce

Názov, typová lokalita a korelovanie. Najmladšie sedimenty krynickej jednotky označili Książkiewicz a Leško (1959) ako „menilitovo-krosnienské“ vrstvy, pretože svojím vývojom a stratigrafickou pozíciou sa podobajú na krosnianske

a menilitové vrstvy vonkajších jednotiek flyšového pásma. Świdziński (1961) vyčlenil malcovské vrstvy ako samostatnú litostratigrafickú jednotku, ktorú treba odlíšiť od krosnianskych a menilitových vrstiev. V oravskej oblasti ako prvý vyčlenil malcovské súvrstvie Potfaj (1983).

Litologická náplň. Malcovské súvrstvie sa svojím faciálnym obsahom a stratigrafickým postavením podobá krosnianskemu súvrstviu vo vonkajších flyšových jednotkách. Jeho dominantnou faciou sú sivé vápnité ílovce (malcovský litotyp) až siltovce s polohami kremenno-karbonátového a drobového pieskovca (flyšová fácia). V súvrství je vyčlenených niekoľko ďalších litofácií: chaoticky zvrstvené drobové pieskovce (sklzy), drobové pieskovce a zlepence a červené ílovce. Oproti vývoju známemu z východného Slovenska v rámci malcovského súvrstvia v skúmanom území chýbajú niektoré stratigraficky významné litofácie ako napr. laminované vápence (tylavské alebo jaslovské), globigerinové slieňovce a menilitové vrstvy (cf. Kováčik et al., 2011, 2012). V súvrství sa vyskytujú aj litofácie typické pre zlínske súvrstvie (ílovce bystrického typu, pieskovce s glaukonitom). Preto má malcovské súvrstvie v študovanom území skôr charakter prechodnej zlinsko-malcovskej fácie (vyčlenená bola vo vrchnej časti zlínskeho súvrstvia vnútornej račianskej jednotky na východnom Slovensku – l. c.).

Flyšová fácia malcovského súvrstvia (foto 53) je charakteristická prevahou alebo vyrovnaným pomerom ílovcov a siltovcov oproti pieskovcom. Flyšovú faciú môžeme rozčleniť na viacero subfácií, ktoré sa vzájomne striedajú vo vertikálnom aj laterálnom smere. Pre flyšovú faciú s prevahou ílovcov (ílovcový flyš) je typický nižší $P = 1/10$ až $1/2$ a $I = 0,25$ až 5 . Z typov zvrstvení bolo odlišené najmä $T_{c(d)e}$, menej $T_{bc(d)}$. Vrstvy pieskovcov dosahujú hrúbku zvyčajne 5 až 25 cm a ílovce sú hrubé 5 až 130 cm, miestami až 2 m. Pre klasickú, prevažne stredne zvrstvenú flyšovú faciú je typický vyšší pomer $P = 1/2$ až $1/1$ a $I = 2$ až 4 . Z typov zvrstvení boli okrem $T_{c(d)}$ a $T_{bc(d)}$ pozorované aj T_a , $T_{ac(d)}$, $T_{ab(d)}$ a $T_{abc(d)}$. Vrstvy pieskovcov tejto subfácie dosahujú väčšiu hrúbku, zvyčajne 20 až 130 cm.

Medzi pieskovcami sme makroskopicky odlišili dva základné typy – veľmi jemnozrnné kremenno-karbonatické a hrubozrnné kremenno-drobové. Miestami sa vyskytujú aj drobové pieskovce.

Veľmi jemnozrnné pieskovce až siltovce sú zvyčajne laminované (T_b , T_c), menej masívne (T_a) a na ich zložení sa dominantne podieľajú neopracované klasty monokryštalického, menej polykryštalického kremeňa. Prítomný je klastický muskovit, menej biotit. Klastický materiál je rozptýlený v ílovo-karbonátovej hmote (vz. M644p2; l. c.). V niektorých vzorkách bol makroskopicky pozorovaný aj glaukonit.

Kremenno-drobové pieskovce sú klasifikované ako masívne, mierne až slabo vytriedené, jemnozrnné až strednozrnné sublitenity (vz. M452p2; Laurinc) až droby (vz. M644p1, l. c.), za čerstva svetlosivé až sivomodré, zvetrané, okrovohrdzavé. Dominantnou zložkou je monokryštalický kremeň (47,5 až 54 %), menej je zastúpený polykryštalický kremeň (7 až 8 %), živce (7 až 9 %), sludy (6 až 10 %) a litické úlomky, akcesoricky sú prítomné ťažké minerály (zirkón, turmalín a granát). Základná hmota je hojná v drobách (16 %), kalcitový cement je viac zastúpený v sublitenite (10 %).

Vo flyšovej fácii sme pozorovali niekoľko typov ílovcov: tmavšie sivozelené až sivohnedé ílovce bystrického typu (hrúbka zhruba 5 až 130 cm), sivé vápnité malcovské prachové ílovce, svetlozelené vápnité ílovce (hrúbka do 2 cm, d. b. M472) a svetlokrémové ílovce (hrúbka 2 až 5 cm, d. b. M641).

Osobitne sa na báze malcovského súvrstvia na jednom mieste pri východnom okraji Vaňovky našli *vápnité červenohnedé prachové ílovce* (M646).

V rámci flyšovej fácie sa v relatívne pravidelných intervaloch, zvyčajne v 5 až 10 m odstupoch, vyskytujú hrubšie vrstvy jemno- až strednozrnných drobových pieskovcov, ktoré môžu dosahovať hrúbku 2 a viac metrov. V prípade, že drobové pieskovce tvoria hrubšie polohy (4 až 5 m a viac), boli na mape samostatne vyčlenené ako drobovo-pieskovcová fácia.

Drobovo-pieskovcová fácia je zastúpená prevažne masívnymi drobovými, jemno- až strednozrnnými pieskovecami, miestami s výraznou doskovitou odlučnosťou pozdĺž konsolidačnej laminácie alebo paralelnej až mierne sínusoidálnej laminácie (T_{ac} , T_{ab} , T_{abc}). Prítomné sú aj veľmi hrubozrnné pieskovce až mikrokonglomeráty s obliačkami kremeňa veľkými 1 až 2, maximálne 3 mm. Hrubozrnný drobový pieskovec (klasty kremeňa zhruba do 1 mm) býva gradovaný do strednozrnného pieskovca. Vrstvy pieskovcov dosahujú hrúbku 20 až 120, maximálne 350 cm. Ílovcové vrstvy sú hrubé do 20 cm. $P = 5$ a viac, $I = 0,3$ až 1.

Chaoticky zvrstvené drobové pieskovce (d. b. M469, M470, M473, M538, M561, M619) tvoria vrstvy hrubé minimálne 1 až 2 m (prevažne masívne hrubozrnné drobové pieskovce až droby, veľmi zlé vytriedenie), v ktorých sú nepravidelne a chaoticky rozptýlené 5 až 10, maximálne 50 cm veľké klasty (resp. obliaky) masívnych drobových strednozrnných a hrubozrnných pieskovcov až mikrokonglomerátov, miestami gradovaných do jemnozrnných laminovaných pieskovcov (foto 54). V niektorých vrstvách sú prítomné aj klasty ílovcov.

Strednozrnný pieskovec z klastu bol klasifikovaný ako subarkóza (vz. M469p1; Laurinc) s prevahou monokryštalického kremeňa (54 %), menej je zastúpený polykryštalický kremeň a silicity, bežné sú živce (okolo 5 %) a sľudy (do 4 %, Ms, Bt, akcesoricky Glt), menej sú zastúpené litické úlomky, akcesoricky ťažké minerály a fosilné zvyšky. Výrazné zastúpenie má kalcitový cement (17 %), menšie základná hmota (asi 2 %).

Pre laminovanú, veľmi jemnozrnnú kremennú drobu z klastu (vz. M469p2) je tiež charakteristické dominantné zastúpenie monokryštalického kremeňa (64 %), pričom takmer vôbec nie je zastúpený polykryštalický kremeň, bežné sú sľudy (do 8 %, Ms, Bt, Glt až do 5 %), menej je živcov (okolo 5 %), litických úlomkov a akcesoricky sú prítomné ťažké minerály a fosilné zvyšky. Výrazné zastúpenie má základná hmota (15,4 %).

Táto litofácia tvorí polohy hrubé do 4 až 5 m, zložené pravdepodobne z viacerých amalgamovaných vrstiev. Ílovce bystrického typu v podloží a nadloží tejto litofácie sú v asociácii s tenkými až stredne hrubými vrstvami kemitých až kremeno-drobových pieskovcov ($T_{c(d)}$, menej $T_{bc(d)}$).

Jašelské lupky, resp. tylavské vápence, ktoré opisuje Potfaj (1983) j. od Babína (mimo regiónu), ani organodetrítické vápence sme na území regiónu nepozorovali.

Hrúbka a ohraničenie. Malcovské súvrstvie je najmladšie súvrstvie krynickej jednotky a na povrch vystupuje v páse širokom niekoľko desiatok až stoviek metrov v údolí Hruštinky pozdĺž jz. okraja študovaného regiónu. Styk malcovského súvrstvia s podložným raciborským je pozvoľný a jeho hrúbka bola na Orave odhadnutá na 450 až 660 m (Potfaj, 1983).

Vek – mladší eocén až mladší oligocén. Spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu (Žecová) v hodnotených vzorkách malcovského súvrstvia (vz. M452i1, M472i, M544i1, M644i1, F644i2, M646i, M658i, F756i) sú prevažne stredneoeocénneho veku. Bežne sa vo vzorkách vyskytujú aj redeponované druhy z mezozoika. Za redeponované považujeme aj stredneoeocénne druhy. Spoločenstvá foraminifer poukazujú na vek sedimentov najmladšia časť priabónu až starší kišcel (vz. M658i; Zlinská). Za najpravdepodobnejší vek malcovského súvrstvia pokladáme mladší eocén až mladší oligocén (Potfaj et al., 1991), nie je však vylúčená možnosť pokračovania sedimentácie až do staršieho miocénu (poľskí autori). Napríklad Soták et al. (2012) určili vek sedimentov malcovského súvrstvia zo zárezu Hruštinky nad Babínom z malých foraminifer a nanoplanktónu na mladší chat až starší miocén. Keďže do regiónu plošne spadá iba malá (navyše staršia) časť výskytu malcovského súvrstvia na Orave, kvôli zodpovednému stanoveniu veku malcovského súvrstvia bude vhodnejší výskum počas plánovaného mapovania regiónu Oravskej Magury a spolupráca s poľskými autormi.

Potfaj (1983) udáva, že z 50 odobraných vzoriek bolo 47 sterilných alebo s redeponovanou mikrofaunou. Iba tri vzorky obsahovali druhy mladšieho eocénu, prípadne staršieho oligocénu. To spôsobuje problémy s určením veku súvrstvia.

Prostredie vzniku. Malcovské súvrstvie je sedimentárnou výplňou menších obmedzených subbazénov, subparalelných s priebehom magurského bazéna v období výrazne ovplyvnenom narastaním aktivity zatvárania magurského bazéna postupujúceho z juhu, ktoré sa prejavovalo zosuvmi. Magurský bazén mal charakter zvyškového neseného „piggy-back“ bazéna (Golanka a Waškowska-Oliwa, 2007).

NEOGÉN

OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY ORAVSKEJ KOTLINY

Oravská kotlina je od vnútorných kotlín Západných Karpát odlišná svojou pozíciou. Ostatné kotliny ležia prevažne na centrálnokarpatských jednotkách. Oravská kotlina leží najmä na flyšovom pásme. Jej podložie tvorí predovšetkým magurská skupina príkrovov. Jej južná časť leží na bradlovom pásme a v oblasti Skorušinských vrchov aj na paleogéne centrálnych Karpát.

Neogénnu výplň slovenskej časti kotliny tvoria sladkovodné peliticko-piesčité sedimenty sarmatsko-panónskeho veku a hruboklastické sedimenty pliocénu (Nagy et al., 1996).

Na južnom okraji panvy na poľskom území nad jednotkami paleogénu boli opísané aj staršie súvrstvia: waksmundské súvrstvie flyšového charakteru (oligocén – starší miocén), starobystrické súvrstvie, tiež flyšového charakteru, súvrstvie Kopaczyska podobné flyšu a prevažne ílovcové pasiecke súvrstvie. Vek týchto súvrství je stredný miocén, najmladšie sedimenty majú vek vrchný bádén až starší sarmat (Ciezkowski, 1992).

Mladooligocénne a miocénne súvrstvia vznikli v oligocéne po vyvrásnení magurskej skupiny príkrovov, a to v panve typu *piggy-back*. Neskôr boli zvrásnené a inkorporované do magurského príkrovu (Ciezkowski, 1992). Netvorí teda súčasť výplne Oravsko-nowotarskej panvy, ale sú časťou jej podložia.

Slovenská časť kotliny sa po usadení pliocénnych sedimentov intenzívne dvíhala, značná časť jej výplne bola denudovaná a dnešný tvar kotliny sa zachoval iba vďaka selektívnej erózii menej odolných sedimentov neogénnej výplne oproti tvrdším predneogénym horninám okolia (Nagy et al., 1996). Maximálna hrúbka výplne v slovenskej časti kotliny je zhruba 500 m (v poľskej časti až do 1 300 m – Tokarski et al., 2012). Podľa toho sa hrúbka výplne znižuje a v lokálnych depresiách v okolí obce Klin dosahuje okolo 80 m, resp. v okolí Vavrečky asi 50 m (Malatinský, 1965).

CHARAKTERISTIKA LITOSTRATIGRAFICKÝCH JEDNOTIEK

V oblasti vymedzenej hranicami regiónu Biela Orava sa vyskytuje iba oravské súvrstvie sarmatsko-panónskeho veku (obr. 10).

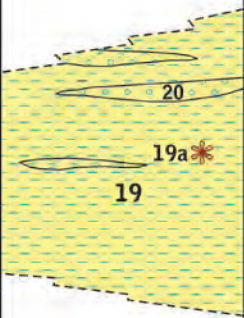
Mladšie, piesčito-štrkovité sedimenty **čimhovského súvrstvia** (Vass, 2000) pliocénneho veku v tejto oblasti neboli identifikované. Nachádzajú sa iba vo východnej časti Oravskej kotliny. Podľa Watychu (1976) sú to náplavy Čierneho Dunajca, ktorý kvôli vynorenému gubalovsko-bukovinskému horskému pásmu vo východnej časti Oravsko-nowotarskej panvy vtekal do toku Čiernej Oravy. Typické je pre ne litologické zloženie obsahujúce materiál tatranskej oblasti spolu s pieskovecami podtatranskej jednotky centrálno-karpatského paleogénu. To sa v skúmanom regióne na povrchu ani vo vrtoch nepotvrdilo.

Podľa vrtného prieskumu (Dzudzík et al., 1991) realizovaného počas vypustenia vodnej nádrže Orava sa na jej dne oproti priehradnému múru v smere toku Čiernej Oravy zistili obliaky s priemerom až do 20 cm pochádzajúce z tatranskej oblasti. Tvorili ich prevažne kremence, kremeň a granitoidy. Smerom na západ vo vrtoch v dne priehrady proti toku Bielej Oravy sa už nevyskytovali.

19, 19a, 20 oravské súvrstvie

(piesčité íly, ílovité piesky, menej štrky a štrkopiesky, lignit)

Názov, typová lokalita. Názov oravské vrstvy použil Watycha (1976) na pomenovanie spodnej časti neogénnej výplne kotliny. Vass (2000) termín použil pre

N E O G É N						Stratigrafia		Litologické zloženie	
VEK		PLIOCÉN							
M I O C É N		panón		sarmat					
				st. až str.					
				mladší					
		báden							
						oravské súvrstvie 19 – piesčité íly, ílovité piesky, menej štrkopiesky, lignit (bentonit, tufy) 19a – známe výskyty lignitu 20 – štrky, štrkopiesky <i>hrúbka do 500 m</i>			

Obr. 10. Litostratigrafická tabuľka neogénu Oravskej kotliny (A. Nagy a F. Teták).

celú výplň strednosarmatsko-panónskeho veku, keďže nie je medzi nimi zásadný litologický rozdiel.

Litologická náplň. Hlavnú časť výplne kotliny tvoria sivé monotónne íly a sily s premenlivým obsahom piesčitej prímеси, resp. s polohami piesku. Prítomné sú aj uhoľné sloje a polohy uhoľných ílov. Zriedkavé sú polohy bentonitu a kyslých tufov (Nagy in Gross et al., 1993).

Vo výkope studne pri Bobrove v sivomodrých piesčitých íloch sa objavili aj zuhoľnatené zvyšky rastlín, niekde vytvárajúce čierne šmuhy (foto 56 a 57a).

V nadloží sivých ílov pribúdajú, až sa stávajú dominantnými sivé, hrdzavohnedožlté škvrnité íly s piesčitou prímесou (foto 56 a 57a). Najčastejšie boli mapované v severnej časti Oravskej kotliny. Piesčité prímес obsahovala veľa muskovitu, pochádzajúceho pravdepodobne z pieskovcov magurskej skupiny príkrovov. Časté sú drobné ostrohranné, resp. slabo opracované úlomky pieskovcov paleogénu.

Podľa vrtného prieskumu na tehliarske suroviny sz. a jv. od Bobrova (Malatinský, 1965; Beleš et al., 1972; Smiešková et al., 1979) sa v nich vyskytujú vrstvy pieskov s ílovitou prímесou (dosahujú hrúbku 5 m) aj nepravidelné vrstvy až šošovky drobných štrkopieskov s priemerom obliakov najčastejšie do 5 cm,

zriedkavo do 8 cm. Látkovo sú zložené z hornín magurskej skupiny príkrovov. Obliaky vyvetrávajú na povrch na svahoch skláňajúcich sa k priehradnému jazeru na poliach južne od Bobrova. Po orbe sú tu často viditeľné aj kusy piesčitých hrdzavožltých ílov. Tie lemujú aj okraje vodnej nádrže Orava (foto 57b a 58).

Počas geologického mapovania sme nevykonávali kvantitatívne analýzy petrografického zloženia obliakov neogénu a kvartéru. Obliaky boli študované iba z delúvia, keďže odkrytov neogénu je veľmi málo. V študovanej oblasti bolo možné pomerne jednoznačne odlišiť na základe petrografického zloženia obliakov dve skupiny štrkov. Pestré zloženie obliakov majú pleistocénne terasy Čiernej Oravy s prevahou spodnotriasových kvarcitov, o niečo menej tvoria granity a drobové pieskovce a len menej zastúpené sú glaukonitové pieskovce a karbonáty. Neogénne sedimenty obsahujú obliaky iba kremitých glaukonitových pieskovcov, často aj s numulitmi, aké sú typické pre bystrické vrstvy bystrickej jednotky. Iné horniny sa medzi nimi nevyskytujú. Severne od cesty z Bobrova do Poľska sa medzi spomínanými glaukonitovými pieskovecami vyskytujú bežne aj drobové pieskovce magurského typu, no sú horšie opracované a predpokladáme, že pochádzajú z pleistocénnych náplavov potokov ústiacich z krynickej jednotky.

Najlepši odkryv pravdepodobne v neogénnych sedimentoch Oravskej kotliny na slovenskom území je v erozívnom svahu z. od ústia Polhoranky do priehrady (foto 55a, b, d. b. F1126). Tvoria ho až 4 m vysoké steny svetlosivého prachového piesku, rýpatel'ného prstom bez znakov vrstvovitosti či laminácie. Nepravidelne, najmä v spodnej časti, sú v ňom roztrúsené dobre zaoblené obliaky paleogénnych pieskovcov (kremité glaukonitové a drobové pieskovce magurského typu).

Súčasťou výplne Oravskej kotliny sú uhoľné sloje sprevádzané uhoľnými ílmi. V minulosti boli známe východy slojov na povrch pri obciach Hladovka, Čimhová, Liesek, Trstená, Ústie nad Oravou, Dolný Štefanov, Námestovo, Vavrečka, Bobrov, Jelešna – Voda a Červený Potok. Uhlie využívali miestni obyvatelia ako palivo. Sloje sú početné, ale majú malú hrúbku a malý plošný rozsah (Čechovič, 1940; Malatinský, 1965). Prieskum (max. do hĺbky 25 m, všetky vrty sa skončili v neogéne) potvrdil v hĺbke aj výskyt tenkých vrstvičiek až šošoviek čiernych uhoľných ílov (hrubých do 0,3, ojedinele do 0,7 m) a tenké vrstvičky, resp. šošovky lignitu hrubé do 1,8 m. Na povrch v súčasnosti nevystupujú. Uhoľný sloj hrubý asi 1 m pri bývalej obci Ústie nad Priehradou využívaný miestnymi obyvateľmi zanikol sanáciou brehov (Nagy et al., 1996). Rovnako terénnymi úpravami zanikol aj malý výskyt v záreze potoka na s. okraji Vavrečky, hoci v minulosti sa tu šachticami zistil sloj hrubý 1, resp. 1,3 m. Vyhľadávací vrtný prieskum s cieľom zistiť bilančné zásoby uhlia realizovaný v roku 1958 sa skončil neúspechom (Gašparík et al. in Slávik et al., 1967).

Krátkodobo pri rozširovaní cesty v Námestove s. od odbočky na Studničku (r. 2015, d. b. F1036) bol odkrytý sloj lignitu. Dosahoval hrúbku do 70 cm a dĺžku 20 m. Lignit tvorila zuhoľnatená podrvená hmota s prímiesou piesku (foto 60). Ďalej na S bol ešte jeden menší sloj.

Vrtný prieskum zachytil v piesčitých íloch aj vrstvu bentonitu hrubú 0,5 m (Beleš, 1974). Je bielej, svetlohnedej až svetlozelenej farby, na dotyk masťný, s typickým voskovým lomom. Podľa chemicko-mineralogických vlastností je tvorený najmä montmorillonitom. Je podobný bentonitu z ložiska Hrochoť v Slatinskej kotline. Bentonitizácia prebehla až po uložení vulkanického tufu vo vodnom prostredí.

Hrúbka a ohraničenie. Sedimenty výplne kotliny ležia diskordantne na predstrednosarmatských horninách. Na báze kotlinovej výplne sú hruboklastické a pelitické sedimenty. Hrubé klastiká svojím petrografickým obsahom kopírujú podložie. Maximálna predpokladaná hrúbka bazálnych vrstiev je 250 m. Na okrajoch kotliny ich tvoria strednozrnné piesky a drobné štrky, ktoré obsahujú rovnaký materiál ako ich paleogénne podložie. Smerom do centra bazéna sa strácajú a tvoria nepravidelné šošovky uprostred pelitov (Pulec, 1974). Značná časť sedimentov výplne kotliny bola odstránená eróziou. Ich pôvodný plošný rozsah bol väčší. Hrúbka sedimentárnej výplne kotliny podľa vrtu OH-1 (Hladovka) presahuje 400 m (Pulec, 1976). Predpokladaná maximálna hrúbka môže byť okolo 500 m (Nagy et al., 1996). Smerom k okrajom kotliny sa hrúbka sedimentov zmenšuje. Na východnom okraji Námestova bolo podložie neogénnych sedimentov zachytené vrtmi N-1, N-2, N-3 a N-4 v hĺbke 5 až 81 m (Malatinský, 1965).

Vek – stredný sarmat až panón. V sivých íloch hlavnej masy výplne kotliny sa našli ostrakódy *Candona compressa* a zástupcovia rodu *Ilyocypris*, ktoré poukazujú na sarmatský až panónsky vek sedimentov (Brestenská in Pulec, 1976). Wožny (1976) v spoločenstve sladkovodných a suchozemských mäkkýšov identifikoval druhy *Xerophila sóosi* GAÁL, *Pisidium steinheimense* GOTTSCHICK a *Clausilla* aff. *Grandis* KLEIN, ktoré potvrdzujú sarmatský až mladomiocénny vek sedimentov.

Z odtlačkov listov z okolia bývalej obce Ústie nad Priehradou určil Knobloch (1968) spoločenstvo so zástupcami rodu *Glyptostrobus* a *Myrica*, vlhkomilné až močiarne spoločenstvo s *Byttneriophyllum tiliaefolium*, *Fraxinus*, *Betula*, *Myrica*, *Decodon*, *Mneme*, *Typha*, *Cladium* a ďalšie. V spoločenstve mezofylného lesa viazaného na žlté prachovce dominuje buk (*Fagus* cf. *grandifolia*foss.) a platan (*Platanus platanifolia*), *Ulmus*, *Acer*, *Castanea* a *Ginkgo*. Podľa autora majú uvedené spoločenstvá sarmatský vek, pričom celkom nevylúčil ani vek mladší bádén až panón. K tomu istému názoru dospel aj Sitár (in Pulec, 1976), ktorý podľa výskytu druhu *Platanus aceroides* GREPP z vrtu OH-1 porovnáva sedimenty Oravskej kotliny s mladomiocénnou výplňou Turčianskej kotliny. Knobloch (1976) po získaní nových údajov z vrtov sa prikláňa k názoru, že spoločenstvá fosilných listov a semien zodpovedajú skôr panónu než sarmatu.

Prostredie vzniku. Ide prevažne o jazerné (sladkovodné) prostredie sedimentácie ílov, siltov a pieskov s nepravidelnými polohami štrkov. Klastický materiál bol prinášaný z blízkeho okolia – magurský príkrov a centrálné Karpaty. Miestami je prostredie močiarne (lignit menšej hrúbky a menšieho rozsahu). Vzácné sa vyskytuje spad malého množstva kyslého vulkanického popola.

KVARTÉR

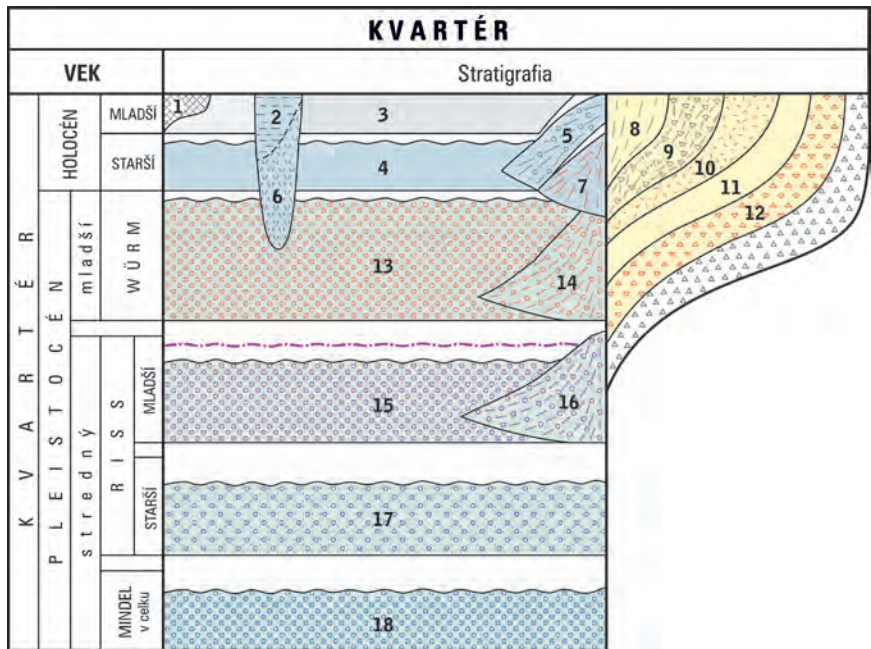
V porovnaní s inými regiónmi Slovenska sú kvartérne sedimenty na väčšine územia povodia Bielej Oravy geneticky a typologicky málo pestré. Hlavnou príčinou tohto stavu je, že celé územie je výrazne poznačené účinkami planačnej a neskôr prevažne hĺbkovej fluvialnej erózie a denudácie na horninách s nižšou morfológickou odolnosťou.

Z celkovej škály zachovaných genetických typov majú z hľadiska objemu, plôch výskytu a početnosti najväčšie rozšírenie rozličné druhy eluviálno-deluviálnych sedimentov, teda sutín a svahovín a ich kombinácií. Bez deluviálneho pokryvu sú len holocénne nivy dolín, zväčša mladopleistocénne a strednopleistocénne riečne terasy a miesta s priamym výstupom skalného podložia. Na mape je zohľadnená len hrúbka delúvií prevyšujúca odhadom 2 m a delúviá v recentnom pohybe. Väčšiu hrúbku zaznamenávame prevažne na úpätíach svahov, v záveroch dolín a v sedlách. Význam delúvií je z hľadiska objasnenia geologickej stavby a vývoja študovaného územia počas kvartéru len okrajový.

Z hľadiska genézy, datovania, rozsahu a foriem výskytu majú dominantné postavenie pleistocénne a holocénne fluvialne a proluviálne akumulácie vodných tokov. Špecifická cyklickosť kvartérnej klímy spojená s rôzne intenzívnou, ale celkovo pozitívnu neotektonickou dynamikou územia zapríčinila striedanie hĺbkovej a laterálnej erózie, teda akumuláciu fluvialných aj proluviálnych sedimentov v etapách. Tým predurčila vznik systému riečnych terás a kužeľov. Komplexy riečnych terás sú zachované najmä na svahoch údolia Bielej Oravy a v dolinách jej väčších prítokov. Proluviálne kužele sú vyvinuté hlavne v miestach vyústenia bočných tokov do údolia Bielej Oravy, Hruštinky a Polhoranky, čiastočne Klinianky, Mútňanky a Veselianky. Významné sú najmä stredno- až mladopleistocénne akumulácie Bystrej, deponované v južnom predpolí masívu Babej hory (1 725 m n. m.). V ostatných dolinách horských tokov sú sporadicky zachované prevažne holocénne a čiastočne mladopleistocénne kužele a torzá mladopleistocénnych terás.

Kvartérne sedimenty charakteristické pre horské oblasti, označované aj termínom *horský kvartér*, sa vyvinuli na úpätí Babej hory (1 725 m n. m.), Malej Babej hory (1 514 m n. m.) a Pilska (1 557 m n. m.), a to aj napriek tomu, že na našom území ležia prevažne južné svahy týchto morfológicky výrazných masívov. K vzniku a zachovaniu sedimentov prispela najmä morfológia územia tým, že hlboko zarezané horské toky s vysokou transportačnou energiou ústia do širokých erozívno-denudačných údolí, resp. brázd s možnosťou rozlievania do strán a laterálneho ukladania sedimentov. V prípadoch, keď horské toky pretekali úzkymi dolinami, nemali priestor na akumuláciu a neskoršie zachovanie starších sedimentov. Ak sa takéto sedimenty v starších fázach vývoja dolín vyvinuli a zachovali, v mladších fázach boli spláchnuté do nižších častí údolí. Takto vznikli štrkové

kužele s typickými guľatými obliakmi pieskocov. Nájde ich napríklad pod Hviezdoslavovou hájovňou, kde potok Bystrý vytvoril 3,5 km dlhý a 3 km široký kužeľ, alebo pod Pilskom, kde Bystrý potok vytvoril 1,3 km dlhý a 0,6 km široký kužeľ, charakterom uloženia materiálu a formou typický skôr pre glaciáluálne sedimenty okraja Vysokých Tatier. Iné toky vytvárali najmä dlhé, v smere prúdnic



- 1 antropogénne navážky, násypy a skládky (recent)
 - 2 organogénne sedimenty: humózne hliny (holocén – recent)
 - 3 fluválne sedimenty: hliny, piesčité hliny, hlinité piesky a štrky dolinných nív riek a potokov
 - 4 fluválne sedimenty: hliny, piesčité hliny, hlinité piesky a štrky vyššieho nivného stupňa
 - 5 proluviálne sedimenty: hliny, piesky a piesčité hliny v nivných náplavových kuželloch
 - 6 organogénne sedimenty: rašelina, rašeliniská, vrchoviská a slatiny
 - 7 proluviálne sedimenty: hliny, piesčité hliny až hlinité štrky vo vyšších nivných náplavových kuželloch
 - 8 deluviálno-proluviálne sedimenty: piesčité hliny s úlomkami hornín v dejekčných kuželloch
 - 9 preplavené deluviálne sedimenty: kamenité hliny, štrky až štrky s blokmi hornín vyšších častí horských tokov
 - 10 deluviálno-proluviálne sedimenty: hliny
 - 11 deluviálne sedimenty: litofaciálne nečlenené hlinité, hlinito-ílovité, hlinito-piesčité až hlinito-kamenité svahoviny a sutiny
 - 12 deluviálne sedimenty: kamenité svahoviny a sutiny
 - 13 fluválne sedimenty: piesčité štrky dnovej akumulácie nízkych terás
 - 14 proluviálne sedimenty: piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych náplavových kuželloch
 - 15 fluválne sedimenty: piesčité štrky v nižších stredných terásach
 - 16 proluviálne sedimenty: piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nižších stredných náplavových kuželloch
 - 17 fluválne sedimenty: piesčité štrky a štrky vyšších stredných terás
 - 18 fluválne sedimenty: piesčité štrky nečlenených vrchných terás
- △△△ blokovisko

Obr. 11. Litostratigrafická tabuľka kvartéru (J. Maglay a F. Teťák).

strmšie alúviá. V rozšírených častiach dolín sú zjavné prvky divočenia (pod Malou Babou horou potoky Vonžovec, Hlásna rieka a Jalovec, pod Babou horou pramenené časti potoka Zagurka a pod Pilskom pramenisko Veselianky). V dolnej časti sú miestami zakončené menším kužeľom (Straniansky potok, Randová a i.). Alúviá divočiacych tokov sú dlhé až 2 km a široké 150 až 500 m. Z horských kvartérnych foriem reliéfu treba spomenúť kryoplanáčne terasy vo vrcholových častiach Babej hory, Malej Babej hory a Pilska (Ziętara, 2004) a rozsiahle blokoviská lemujúce tieto terasy. Príčinou vzniku týchto foriem reliéfu sú mierne (10 až 30°), prevažne na juh sklonené vrstvy morfológicky odolnejších kýčerských pieskovcov.

Predpokladáme, že na niekoľkých miestach sa v minulosti udialo alebo sa ešte udeje načapovanie doliny vedľajším tokom. Najvýznamnejšie načapovanie očakávame asi 1 km sv. od horárne Borsušie, kde potok Przybyłka (PL) načapuje potok Jalovec. Výška hlavného rozvodia je tu iba okolo 5 m nad nivou potoka Jalovec. Je to spôsobené tým, že gradient tokov na poľskej strane rozvodia je výrazne vyšší než gradient tokov na slovenskej strane. Prejavuje sa to aj v tom, že poľská strana hrebeňa je výrazne strmšia než slovenská. Z dlhodobého hľadiska to spôsobuje posun rozvodia na slovenskú stranu. Pozorovali sme zosuvy s pohybom na poľské územie, no ich odtrhová hrana zasahuje až niekoľko desiatok metrov za hrebeň na slovenskú stranu. Staršie načapovanie je možné identifikovať aj sz. od Mútneho, kde horná časť potoka Bystrá (PL) v minulosti pravdepodobne vtekala do Zlatného potoka. Načapovanie predpokladáme aj v prípade potoka Riečka potokom Michalovka z. od Klina.

PLEISTOCÉN

STREDNÝ PLEISTOCÉN

Strednopleistocénne akumulácie sú na území povodia Bielej Oravy zachované len zriedkavejšie, najmä v doline hlavného toku a dolinách jeho väčších prítokov. Vystupujú v podobe dvoch morfológických úrovní tzv. vrchných a dvoch, prípadne troch úrovní stredných fluviaálnych terás. Okrem fluviaálnych sedimentov zaznamenávame z obdobia mladšej časti stredného pleistocénu aj prítomnosť proluviaálnych sedimentov náplavových kužeľov bočných prítokov do tokov hlavných dolín.

STREDNÝ PLEISTOCÉN – staršia časť

18 fluviaálne sedimenty: piesčité štrky nečlenených vrchných terás (mindel)

Sedimenty pozične najvyšších staropleistocénnych fluviaálnych terás patria k najstarším sedimentom kvartéru skúmaného územia. Z pôvodne ucelených te-

rasových pásiem lemujúcich hlavné toky v kotline a v dolinných úsekoch sú dnes zachované len izolované zvyšky na malých plošinách medzidolinových chrbtov, prípadne vo vnútorných častiach poklesnutých meandrov. Výskyty štrkov sú ojedinelé a často zachované len v reziduálnej podobe, prípadne vo forme erozívnych stupňov. Akumulácie sú porušené neskoršími svahovými procesmi alebo pokryté svahovými hlinami.

Najrozsiahlejšie plochy výskytu uvedených terás boli identifikované na sz. okraji Oravskej kotliny na medzidolinových chrbtoch na pravobreží Polhoranky. V severnej časti regiónu boli pozorované štrky pravdepodobne mindelského stupňa na hrebienku pri Polhorskej píle vo výške 25 – 35 m nad nívami Polhoranky a Ludmovky. Ide o pomerne hojne sa vyskytujúce obliaky pieskovcov spolu s úlomkami podložného belovežského súvrstvia.

Vo väčšine výskytov ide o štrky s variabilnou prímесou fluvialnej piesčitej frakcie, prevažne strednozrnne až hrubozrnne ($\varnothing$ 2 až 10 cm), v menšej miere, najmä na báze, až veľmi hrubé ($\varnothing$ do 12 až 15 cm) a balvanovité (s $\varnothing$ do 25 cm). Obliaky sú dobre opracované a selektívne výrazne navetrané.

STREDNÝ PLEISTOCÉN – mladšia časť

17 fluvialne sedimenty: piesčité štrky a štrky vyšších stredných terás
(starší riss)

15 fluvialne sedimenty: piesčité štrky v nižších stredných terasách
(mladší riss)

Fluvialne štrky strednopleistocénnych terás sú na skúmanom území zachované v dvoch výškových úrovniach. V izolovaných plochách tvoria rôzne rozsiahle, bočnými prítokmi prerušované, morfológicky výrazné pásma pozdĺž hlavných tokov (pozri geologickú mapu). Najzachovanejšie a najucelenejšie výskyty oboch úrovní stredných terás sa zistili na sv. okraji Oravskej kotliny v Námestove a medzi Námestovom a Klinom.

V doline Bielej Oravy sú to mnohopočetné maloplošné výskyty začínajúce sa v priľahlej časti obce Zákamenné (ľavobrežne) a pokračujúce v pásme od Zákamenného po Lomnú a po kratšom prerušení od Lomnej po Krušetnicu (pravobrežne). Ďalej po toku sa zistili vo vnútornej časti poklesnutého meandra pri Breze a v úzkom pruhu v západnej časti Námestova. V doline Hruštinky sa stredné terasové stupne vyskytujú len ojedinele na malých plochách, najrozsiahlejšie na pravobreží v okolí Lokce aj priamo v obci. Povrch vyššej risskej terasy dosahuje výšku 17 až 22 m nad nivou a povrch nižšej risskej terasy 12 až 16 m nad nivou. Hrúbka sedimentov sa pohybuje v rozmedzí 1 až 7 m. Bázy sedimentov sa nepodarilo spoľahlivo odčítať.

V terasách Bielej Oravy a jej väčších prítokov sú, na rozdiel od Čiernej Oravy, štrky monomiktne (paleogénne pieskovce a siltovce plochého tvaru).

Nižšia stredná terasa potoka Bystrá sa nachádza aj nad Hviezdoslavovou hájovňou. Vyznačuje sa asi 400 m dlhou, morfológicky rozoznateľnou plošinou s hojnou prítomnosťou obliakov, ktoré výškovo siahajú zhruba 13 m nad paralelne prebiehajúcu nízku terasu (würm) a až 22 m nad úroveň recentného alúvia.

Istý fenomén v horskej oblasti predstavuje aj reziduálny maloplošný výskyt zväčša semioválnych až semiangulárnych zvetraných živcových drobových kýčerských pieskovcov veľkých 5 až 50 cm spolu s ostrohrannými glaukonitovými pieskovecami z podložia. Štrky sa nachádzajú východne od Hviezdoslavovej hájovne vo výške 850 až 870 m n. m. (d. b. F814). Ležia na sklonenej plošine asi 15 m nad nivou toku. Z ich pozície usudzujeme, že ide o relikt terasy (resp. kužeľa?) vyššej časti toku, zachovanej z obdobia mladšej časti stredného pleistocénu.

16 proluviálne sedimenty: piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nižších stredných náplavových kužeľoch (mladší riss)

Na území povodia Bielej Oravy ide o najstaršiu zachovanú generáciu periglaciálnych náplavových kužeľov.

Štrky risských kužeľov ležia asi 15 až 25 m nad úrovňou recentného alúvia. Plošne najrozsiahlejšia je proluviálna akumulácia Bystrej pod Babou horou. V apikálnej časti kužeľa pod Hviezdoslavovou hájovňou je hrúbka štrkov v nánosoch až 5 m. Smerom k distálnej časti kužeľa hrúbka štrkov klesá, až sa miestami v sedimente objavujú aj úlomky z podložia. Podobne, ako klesala unášacia sila toku, klesá aj veľkosť obliakov – od priemeru viac ako 50 cm v hornej časti cez zriedkavý priemer 30 cm v strede až po priemer 10 až 15 cm v dolnej časti kužeľa. Obliaky sú sprevádzané žltým piesčito-hlinitým matrixom. Tieto obliaky, na rozdiel od ďalej opísaných mladších (würmských) obliakov, sú podstatne zvetranejšie a často aj hranatejšie po puklinovom rozpade. Dolinky zarezané v spodnej časti risského kužeľa pravdepodobne sledujú pozíciu starších risských korýt. Slúžili ako základ na vytvorenie ronových rýh a následné zarezanie dolín.

Postgenetická erózia povrchu risských kužeľov spôsobila, že ich obliakový materiál sa zachoval len zriedka. Napríklad plošne rozsiahly kužeľ pod Pilskom na miestach vyústení Randovej a Stranianskeho potoka je dobre rozoznateľný podľa morfológie, no drobné obliaky sa nachádzajú len veľmi obťažne, aj to len na malom počte lokalít v zatrávnenom teréne bez orby a zárezov ciest. Preto nie sú sedimenty kužeľov zobrazené na geologickej mape. Z plochej morfológie a výšky plošiny (bázy akumulácie) nad tokmi predpokladáme, že bola vytvorená v období rissu. Tomu, že toky Randová a Stranianský potok boli uložené na vlastných, pôvodne hrubých náplavoch, nasvedčuje aj fakt, že východne prebiehajúci Hlboký potok je zarezaný až o 25 m hlbšie.

Na ľavom brehu Bystrého potoka jz. od Pilska sa nachádza rovnomerne sa zvažujúci hrebeň, ktorého relatívna výška nad nivou sa v smere toku postupne znižuje z 30 m na zhruba 15 m. Touto pozíciou sa javí ako možná analógia paleoreliéfu bázy sedimentov risského kužeľa Bystrej pod Babou horou. Nenašli sa tu však žiadne obliaky, ktoré by to potvrdili.

MLADŠÍ PLEISTOCÉN

Akumulácie mladšieho pleistocénu sú v regióne plošne rozsiahle a objemovo veľké. Pod holocénnymi nívnymi náplavami vyplňajú dná dolín všetkých hlavných tokov a ich väčších prítokov (dnová akumulácia) alebo na okrajoch nívneho krytu vystupujú priamo na povrch v podobe nízkej terasy. Okrem toho zaznamenávame lokálnu prítomnosť prolúviálnych sedimentov nízkych náplavových kužeľov, situovaných sporadicky v miestach vyústenia bočných prítokov do tokov hlavných dolín.

14 prolúviálne sedimenty: piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych náplavových kužeľoch (würm)

Uvedené akumulácie tvoria prechodný typ medzi nižšími strednými kužeľmi a nívnymi kužeľmi. Ich materiál tvorený piesčitou hlinou so striedavým obsahom až dominanciou štrkov a úlomkov hornín je často uložený na sedimentoch ďalej opísanej dnovej akumulácie alebo syngeneticky prstovito zasahuje do jej centrálnej a vrchnej časti. Povrch kužeľov zväčša prekrývajú hliny s hrúbkou 1 až 2 m. Ich bázu tvoria zahlinené piesky, štrky a úlomky hornín s priemerom 5 až 10 cm. Celkove sú sedimenty zväčša hrubozrnnejšie až balvanovité, málo vytriedené, tvorené hlinito-piesčitými a hlinitými štrkami a úlomkami hornín, s variabilnou hrúbkou a chaotickým uložením vrstiev. Štrky a úlomky hornín v kužeľoch majú zväčša monomiktne petrografické zloženie lokálnych znosových oblastí flyšovej zóny.

Vo väčšine prípadov ide o akumulácie so sporadickým výskytom menších plošných rozmerov, no identifikované boli aj telesá nízkych kužeľov väčších aj rozsiahlych plošných rozmerov, ako napríklad na južnom úpätí Babej hory, prípadne medzi Námestovom a Klinom v z. časti Oravskej kotliny. Všeobecne sa tieto kužeľe zistili pri vyústení tokov bočných dolín, napríklad v doline Bielej Oravy na jej pravobreží v mieste vyústenia Zimnej vody a na ľavobreží v Breze pri vyústení Kýčery. V doline Hruštinky sú to výskyty paralelných kužeľov na pravobreží medzi Hruštínom a Babínom, z ktorých mapa zobrazuje len ich distálne zóny, alebo na ľavobreží v mieste vyústenia Vaňovky. V doline Klinianky sa zistil 1 výskyt malých rozmerov v Novoti, v doline Mútňanky 3 menšie a 1 plošne väčší výskyt kužeľa Mlynského potoka tesne pred vyústením Mútňanky do Bielej

Oravy a v doline Veselianky 4 menšie výskyty pri vyústení jej kratších bočných prítokov.

Všetky uvedené kužele sú laterálne terasované, s bázou akumulácie vo výške 3 až 7 m nad strednou hladinou toku. Pozostatok pôvodnej akumulácie dosahuje hrúbku len 4 až 5 m, čím sa povrch takýchto telies pohybuje zväčša v rozsahu 3 až 12 m nad recentným alúviom.

Mierne odlišná situácia je v prípade sedimentov kužeľov horských potokov vynášajúcich materiál z masívov Babej hory a Pilska. Telesá týchto kužeľov v hornej časti niekedy úplne splývajú s alúviom, no smerom po toku recentné alúvium býva do mladopleistocénneho kužeľa vrezané do hĺbky asi 6 až 8 m. Toto zarezanie sa však výrazne zmenšuje v proximálnej zóne recentného nivného kužeľa, až nakoniec jeho sedimenty prekrývajú akumuláciu staršieho kužeľa (potok Bystrá pod Babou horou). Povrch mladopleistocénnych kužeľov je oproti recentným výrazne rovnejší, pokrytý hlinami a nezriedka aj rašeliniskami. Zriedka sú prítomné ronové ryhy. Plošné zachovanie sedimentov mladopleistocénnych kužeľov je bez redukcie až po alúvium tokov.

Obliaky mladopleistocénneho kužeľa Bystrej pod Babou horou sú čerstvé, nezvetrané, nerozpukané. Na rozdiel od plochých riečnych obliakov nižších častí tokov, tieto obliaky majú tvar vajcovitý až takmer sférický. Pokles veľkosti obliakov od proximálnej po distálnu časť kužeľa je len minimálny – v hornej časti ich priemer presahuje aj 60 cm, v dolnej časti je maximálne 40 až 50 cm. Asi 98 % obliakov tvoria drobové pieskovce magurského typu. Najväčšiu hrúbku majú štrky v hornej časti a pozdĺž stredovej osi kužeľa.

Štrky mladopleistocénnych terás až kužeľa sú hojne zachované v dolnej časti Bystrého potoka jz. od Pilska. Zarovnaný povrch kužeľa je pri Mútňanke priemerne 3 m, v spodnej časti 2 m a v hornej časti až 4 m nad nivou. Asi z polovice je prekrytý rašeliniskami. Obliaky sú veľmi dobre zaoblené, s priemerom až 40 cm. Niva tu má nerovný povrch, s agradačnými valmi okolo toku potoka a zvyškami starých a občasných korýt. Bystrý potok je tu zarezaný 1,5 až 3 m do nivy a na mnohých miestach odkrýva podložie.

13 fluviálne sedimenty: piesčité štrky, štrky a piesky dnovej akumulácie nízkych terás (*würm*)

Fluviálne piesčité štrky posledného glaciálu tvoria súvislú, ale nerovnomernú výplň dno dolín všetkých väčších tokov zobrazených na mape. Sedimenty majú takmer všade erodovaný povrch, prekrytý mladšími nivnými náplavmi, zväčša povodňovej fácie. Štrky vystupujú na povrch len v erozívnych zvyškoch ich pôvodnej akumulačnej úrovne, dnes zachovanej len vo forme nízkej (nadmivnej) terasy priebežne pri okrajoch nív väčších tokov.

Dnová akumulácia Bielej Oravy dosahuje v nízkej terase hrúbku maximálne 6 m. V prípade Klinianky, Mútňanky, Veselianky, Polhoranky a Hruštinky je to

0,2 (0) až 3 m. Jej báza sa pohybuje v rozmedzí 0 až 3 m a povrch nízkej terasy 2 až 3 m nad povrchom holocénnej nivy. Litologické zloženie sedimentov v profile akumulácie nízkej terasy vykazuje silnú piesčitosť, resp. hlinitosť vo vrchných vrstvách. Piesky a hliny tvoria súvislý pokryv v hrúbke presahujúcej 2 m.

Sedimenty würmskej terasy Čiernej Oravy tvoria väčšie plošiny na severnom brehu Oravskej priehrady. Ďalej na západ sa ponárajú pod jej hladinu a sú identifikovateľné na starých ortofotomapách (<http://mapy.tuzvo.sk/HOFM>). Tvoria ich fluválne štrky, zložené prevažne z obliakov spodnotriasových kremencov a drobových pieskovcov magurského typu, menej glaukonitových pieskovcov a zriedkavo aj iných hornín bradlového pásma a subtatranských príkrovov. Prítomnosť týchto hornín dokladá, že Čierny Dunajec tvoril ešte v období würmu významný prítok Čiernej Oravy. Štrky sa striedajú s povodňovými pieskami až hlinami.

Nad Hviezdoslavovou hájovňou v doline Bystrej je pomerne dobre rozoznateľná syngenetická nízka terasa, najmä podľa hojnosti obliakov, menej morfológie, keďže je značne erodovaná a prekrytá delúviom. Jej hrana je 6 až 8 m nad alúviom. Würmská terasa sa v horskej oblasti zachovala aj v doline Bystrého potoka jz. od Pilska. Jej hrana je 7 až 9 m nad alúviom. Obliaky sú dobre zaoblené, s priemerom až 50 cm.

PLEISTOCÉN – HOLOCÉN

Zosuvy

Celé územie povodia Bielej Oravy je v značnej miere postihnuté svahovými deformáciami. Z hľadiska materiálového zloženia sú zosuvné telesá tvorené blokovými balvanovitými zahlinenými sutinami a zvetraninami, ktorých hrúbka v odlučných oblastiach je len niekoľko metrov, no v oblastiach akumulácie aj 20 až 30 metrov. V pozdĺžnom profile sa mení zloženie, najmä v dôsledku vytriedenia transportom: v čelnej zóne sú nehomogénne zahlinené bahnité sutiny, v odlučnej oblasti prevládajú zahlinené kamenité a blokové sutiny. Medzi najvýznamnejšie zosuvné oblasti regiónu patrí dolina Ráztoky z. od Pilska (foto 5, 64), z. svah Malej Babej hory (foto 68) a s. aj j. svah Babej hory (foto 66, 67).

Vekové začlenenie je možné odhadnúť na základe pozície oproti súčasným lokálnym erozívnym bázam. Najstaršie zosuvy sa tvorili zrejme ešte v pleistocéne. Viacero menších recentných zosuvov sa reaktivovalo v zrážkovo bohatom roku 2010.

Pod hájovňou Borsučia zosuvy z k. Javorina (1 047) a pravdepodobne čiastočne aj z k. Bajerovka (924) prehradili tok Polhoranky. Vzniklo menšie jazero, ktorého pozostatkom sú štrkové sedimenty, svojou výškou a charakterom pripomínajúce nízku (würmskú) terasu. Zachované sú na sútoku Hlásnej rieky s Jalovcom (vo výkope na vodojem – d. b. F 880) a poniže na pravom brehu.

Prehradenie toku je dobre pozorovateľné jz. od Pilska, kde zosuv z východného svahu k. Minčol (1 273) zahradiť Bystrý potok, ktorý tečie v mieste prehradenia strmo po pieskovcových blokoch. Nad prehradením vytvára mierne sklonenú nivu s meandrujúcim tokom. Do nivy sa zosúva severná časť tohto zosuvu.

V regióne sme odlišili dva základné typy zosuvov: plazivé plytké zosuvy a blokové hlboké zosuvy.

Plazivé plytké zosuvy. Patria k nim takmer všetky zosuvy mimo masívov Babej hory a Pilska, ktoré vznikli na podloží tvorenom striedajúcimi sa pieskovecami a ílovcami.

Blokové hlboké zosuvy. Vystupujú predovšetkým na masívoch Babej hory a Pilska, kde je podložie tvorené kýčerským, prípadne szczawinským typom pieskovcov. V súvrství sa nevyskytujú ílovce, na ktorých by sa mohli aktivovať šmykové plochy. Prostredím ich vzniku sú prevažne kýčerské pieskovce tvoriace polohy hrubé niekoľko stoviek metrov. Zriedkavejšie sa vyskytujú na szczawinských pieskovcoch, ktoré nevytvárajú až také hrubé polohy pieskovcov. Pre blokové zosuvy je typické, že sú zvyčajne odlišiteľné len v hornej časti odtrhu a aj cez 20 m vysoké morfológické stupne sú bežne sprevádzané odkrymi skalného podložia, blokovou sutinou a kamennými morami. Z trhlín odtrhu zosuvov je známych asi 8 pseudokrasových rozsadlinových jaskýň (Bella et al., 2007). V niektorých prípadoch môže tento typ zosuvov v nižšej časti prechádzať aj do typu plazivých zosuvov. Tvoria ho však prevažne pieskovcové bloky a sutina (južný svah Babej hory). Na k. Trup (Szczawiny, 1 352) západne od Pilska sú pod hranou odtrhu zosuvu (až 20 m vysoká skalná stena zo szczawinských pieskovcov – foto 5) bloky pieskovcov, ktoré „plávajú“ na mäkkom plastickom podloží z červených ílovcov a tenko vrstveného flyšu.

Blokoviská

V tejto skupine deluviálnych sedimentov sú zvlášť vyčlenené subtypy svahovín a sutín s výraznou, resp. výrazne odlišnou litofaciálnou náplňou. Ide o sedimenty s prevládajúcou kamenitou až blokovitou zložkou nad zložkou hlinitou a piesčitou. Vyskytujú sa najmä v horných a strmých častiach svahov a hlavných hrebeňov Babej hory a Pilska, pod výstupmi skalného podložia a v odtrhových častiach zosuvov (foto 10, 65, 66).

Ich zloženie závisí od materskej horniny. Materiál je neusporiadaný. Tvoria ho prevažne úlomky až bloky kýčerského typu pieskovcov dosahujúce priemer 30 až 200 cm. Na exponovaných svahoch s výstupom skalného podložia, resp. na miestach skalného rútenia prechádzajú až do lokálnych kamenných morí. Najčastejšie však prechádzajú do hlinito-kamenitých sutinových sedimentov, ktoré sú náchylné na skĺzanie.

12 deluviálne sedimenty: kamenité svahoviny a sutiny

Sedimenty sa viažu na exponované svahy s výstupom skalného podložia, prípadne na destabilizované svahy s výskytom blokových zosuvov až kamenných prúdov. Väčšinou ide o druhotne soliflukčne rozvlečené balvanovito-blokovité sedimenty produktov mrazového zvetrávania, resp. až skalného rútenia.

Sedimenty majú podobu osypov, hrubých blokovísk, kamenných prúdov až kamenných morí. Klasty hornín sú ostrohranné, zväčša nerovnomerne zmiešané s piesčitou až piesčito-hlinitou frakciou.

11 deluviálne sedimenty: litofaciálne nečlenené hlinité, hlinito-ílovité, hlinito-piesčité až hlinito-kamenité svahoviny a sutiny

Je to najčastejší a plošne aj objemovo najrozšírenejší typ kvartérnych sedimentov na skúmanom území. Do tejto skupiny sú zahrnuté tie sedimenty, pri ktorých nebolo možné v dôsledku častého striedania frakcií svahovín a sutín stanoviť reprezentatívny litofaciálny typ. Spravidla ide o zmes deluviálno-soliflukčných svahovín (foto 62) a sutín od piesčito-kamenitých a piesčitých cez hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po výlučne hlinité polygenetické svahové hliny. Sutiny a svahoviny sú vyvinuté takmer na všetkých svahoch a úpätiach, na rozsiahlejších plochách hladko modelovaného reliéfu kotliny, ale najmä v dnách a svahoch úvalovitých dolín.

Sedimenty tvoria zriedkavo aj celé vnútrohorské pokryvy. Ich hrúbka je variabilná a do veľkej miery závisí od členitosti predkvartérneho podkladu (iniciálneho reliéfu), strmosti a priebehu svahov. Striktne vzaté, svahoviny tvoria takmer kompaktný pokryv podložia, no situácia na mape zohľadňuje len ich hrúbku presahujúcu 2 m.

Deluviálne sedimenty sa na území vyskytujú v monotónnom druhovom zastúpení, zväčša však ako hlinito-kamenité deluviálno-soliflukčné svahoviny. Na hladšie modelovanom reliéfe kotliny vystupujú ako žltohnedé a svetlohnedé ílovité, premenlivo piesčité polygenetické svahové hliny s úlomkami pieskoviec a ílovcov, prípadne ako deluviálno-fluviálne splachové hliny pokrývajúce časti pleistocénnych terás a kužeľov Bielej Oravy a jej väčších prítokov.

10 deluviálno-fluviálne sedimenty: splachové (ronové) hliny

9 preplavené deluviálne sedimenty: splachové (ronové) hliny, štrky s blokmi hornín vyšších častí horských tokov

Výskyt uvedených typov sedimentov je na skúmanom území veľmi častý a priebežne rozšírený. Vyčlenené uloženiny tvoria prechodnú fáciu medzi rôznymi varietami deluviálnych a fluviálnych nívnych sedimentov. Vyskytujú sa ako

priame a bezprostredné pokračovanie fluvialnej nivnej výplne dien dolín smerom nahor do úvalinových dolín, resp. horných úsekov dolín bez stáleho aktívneho toku alebo ako pozdĺžne lemy nív na úpätiach svahov dolín. Často prechádzajú do deluviálno-proluviálnych dejekčných kužeľov (opísané ďalej).

Splachy sú zložené z hlinitých pieskov s úlomkami hornín, pričom tie v mnohých prípadoch v sedimente prevažujú. Materiál je všeobecne slabo vytriedený, občas zvrstvený. Najväčšia hrúbka splachov na úpätiach svahov je 1 až 3 m.

8 deluviálno-proluviálne sedimenty: piesčité hliny s úlomkami hornín v dejekčných kužeľoch

Deluviálno-proluviálne sedimenty predstavujú kombináciu deluviálnych sedimentov (svahovín a sutín) redeponovaných na kratšiu vzdialenosť, ktoré boli akumulované v typickej forme proluviálnych vejárov dejekčných kužeľov. Väčšinou ide o strmšie, morfológicky výrazné výnosové kužele menších rozmerov, ale zistili sa aj menej strmé (plytšie) formy väčších plošných rozmerov.

Materiál dejekčných kužeľov predstavuje produkt sporadických aj cyklických, zväčša však náhlych privalových vôd, spôsobených jednorazovými, časovo krátkymi klimatickými udalosťami. Litologická náplň telies kužeľov je totožná s náplňou deluviálno-fluviálnych splachov dnovej výplne dolín, výmoľov a iných znížení reliéfu, na ktoré tieto sedimenty geneticky nadväzujú. Na základe toho sa deluviálno-proluviálne sedimenty delia na celý rad litologických variet.

Formovanie dejekčných kužeľov sa začalo v neskorom glaciáli, no podstatná časť telies sa sformovala až v období holocénu. Ich sedimentácia je miestami spätá aj s formovaním nivného krytu, do ktorého môže prstovito zasahovať. Hrúbka telies dejekčných kužeľov sa pohybuje v rozmedzí 3 až 8 m.

7 proluviálne sedimenty: hliny, piesčité hliny až hlinité štrky vo vyšších nivných náplavových kužeľoch (starší würm až holocén)

Na študovanom území sa zistili viaceré výskyty proluviálnych akumulácií vyšších nivných náplavových kužeľov tvoriacich prechodné štádium medzi nízkymi a nivnými kužeľmi. Akumulácie sú sedimentačne späté s formovaním bázy nivného krytu. Staršie, vyššie nivné kužele majú svoje založenie v neskorom würme a ich tvorba trvala približne do konca staršieho holocénu (boreál).

6 organogénne sedimenty: rašelina, rašeliniská, vrchoviská a slatiny (starší až mladší holocén)

Región Bielej Oravy je oblasť Západných Karpát najbohatšia na rašeliniská rôznych druhov a veľkostí. Zvyškami rašelinísk sú často pokryté najmä mladopleistocénne terasy a kužele, menej strednopleistocénne terasy a holocénne kužele,

ale aj vyššia niva. Väčšina rašelinísk sa však v minulosti plánovite odvodňovala melioračnými zásahmi v rámci „socialistického skultúrňovania“ krajiny. Tie boli úplne odvodnené a premenené na pasienky, alebo bola významne ovplyvnená ich hydrologická rovnováha.

Najvýznamnejšie rašeliniská sú v súčasnosti vyhlásené za rezervácie: Klinské rašelinisko (vrchovisko, NPR, foto 61), Ťaskovka (podsvahová slatina, PR), Beňadovské rašelinisko (slatina, PR), Pustizeň – Mútnanská píla (slatiny až vrchoviská, PR), Spálený grúnik (slatiny až vrchoviská, NPR, foto 63), Rabčické bory (slatina s enklávami vrchovísk), Tisovnica (slatina až vrchovisko, PR), Hraničný Kriváň (slatina), Polhorská píla (slatina až vrchovisko), Kasárne (slatina) a Žabinec (slatina) (Trnka in Stanová et al., 2000). Pri Bobrove a bývalej obci Ústie nad Oravou boli priehradou zaplavené rozsiahle rašeliniská Oravskej kotliny (bobrovské rašelinisko, Bor, Čierna zem). Počas vypustenia priehrady v r. 1990 bolo bobrovské rašelinisko intenzívne ťažené. Za rašeliniská sme pri výskume považovali územia s vrstvou rašeliny hrubšou ako 30 cm. Vrstva rašeliny sa na skúmanom území zvyčajne pohybuje od 50 do 300 cm, výnimočne môže dosiahnuť hrúbku až 10 m.

HOLOCÉN

Obdobie postglaciálu reprezentujú najmä sedimenty nívneho krytu dnovej akumulácie tokov. V prípade horských tokov, kde absentuje dnová akumulácia, vypínajú holocénne sedimenty dna dolín v celom profile. V lokálnych zníženinách reliéfu vznikli rašeliniská. Na svahoch sa výrazne uplatnili gravitačné procesy, výsledkom čoho sú rôzne druhy svahovín a sutín.

STARŠÍ HOLOCÉN

5 proluviálne sedimenty: hliny, piesky a piesčité hliny v nívnych náplavových kuželoch

Proluviálne sedimenty nívnych kuželov sú syngenetické s fluviálnymi nívny-
mi sedimentmi vodných tokov (opísané ďalej), ktoré priamo na ne nadväzujú. Vystupujú na mnohých miestach študovaného územia na styku riečnych nív hlavných tokov s vyústeniami menších bočných prítokov, kde tvoria ploché, vejárovite sa rozširujúce výplavy, miestami sa prstovito vkladajú do nívnych sedimentov.

Formovanie kuželov sa začalo koncom posledného glaciálu, podstatná časť telies sa však sformovala v období holocénu a sedimentačne je úzko spätá s formovaním nívneho krytu. Na základe granulometrického zloženia majú uvedené kužele viaceré variety, všeobecne sú však zložené z chaoticky naplaveného nevytriedeného štrkovitého a hlinitého materiálu, na báze miestami

s podielom preplavených neopracovaných horninových klastov. Hrúbka telies je premenlivá, no pri plošne väčších kužeľoch sa pohybuje medzi 3 až 6 m.

Najmladšie sú sedimenty horských aluviálnych kužeľov, kde je možné pozorovať prekladanie koryta v podstate v recente a korytá potokov sú bez zreteľného zarezania (zarezanie max. do hĺbky 1 až 2 m). Povrch kužeľov býva zbrázdený staršími zaniknutými korytami. Je výrazne štrkovitý, s minimálnym pôdnym pokryvom. Pri väčších povodniach býva zaplavovaný.

4 fluvialne sedimenty: hliny, piesčité hliny, hlinité piesky a štrky vyššieho nívneho stupňa (*starší holocén*)

Popleistocénna sedimentácia sa na skúmanom území prejavila akumuláciou fluvialnych sedimentov tvoriacich aluviálny jemnozrnný (hrubý 0,5 až 1,5 m) náplavový sedimentačný pokryv piesčito-štrkového súvrstvia dnovej akumulácie alebo len samostatnú výplň dnen dolín všetkých tokov tak, ako sú zobrazené na geologickej mape.

Sedimenty sú väčšinou tvorené vrstvovými ílovitými sivohnedými nevápnitými nívnymi hlinami, humusom, prípadne až rašelinou, alebo piesčitými hlinami a pieskami, v spodnej časti s resedimentovanými obliakmi.

Vyššia niva má zarovnaný povrch, len mierne sklonený od okraja k toku. Počas povodní je zaplavovaná len veľmi zriedkavo. Jej povrch je 2 až 5 m nad korytom toku a 0,5 až 2 m nad nižšou nivou (foto 59).

Staršie sú sedimenty horských alúvií. Tu je recentné zarezanie tokov do hĺbky od 2 až do 4 m (max. 7 m). Bežne sa tok prerezáva až do podložia. Dôležitým znakom horského alúvia je „kopčekovitý“ povrch s viditeľnými staršími priebehmi koryta so zarezaním zvyčajne do 1 m. Hojné sú dobre ováľané obliaky s priemerom až do 60 cm. Napojenie horského alúvia na alúvium iného hlavného toku je morfológicky zvýraznené erozívnou hranou popri hlavnom toku.

MLADŠÍ HOLOCÉN

3 fluvialne sedimenty: hliny, piesčité hliny, hlinité piesky a štrky nižšieho nívneho stupňa (*mladší holocén*)

Tieto uloženiny sú produktom najmladšej (postglaciálnej) fluvialnej akumulácie. Fluvialne nívne sedimenty tvoria prevažnú časť povrchového krytu dnovej akumulácie väčších tokov v skúmanom území (foto 59). Tam, kde sa mladopleistocénna dnová akumulácia nezachovala, čo je časté najmä v prípade menších potokov v pohorí, nívne sedimenty vyplňajú celý priečny profil dolinných nív.

Fluvialne nívne sedimenty tvoria litofaciálne najpestrejšie, laterálne aj horizontálne sa meniace súvrstvie. Jeho genéza úzko súvisí s množstvom a intenzitou

zmien hydrodynamického režimu jednotlivých tokov. Povodňové nívne sedimenty ležia čiastočne diskordantne na piesčitých štrkoch mladopleistocénnych dnových akumulácií. Sedimenty sú väčšinou zložené z vrstvových ílovitých sivohnedých nívnych hĺn alebo piesčitých hĺn a pieskov, v spodnej časti s obsahom obliakov alebo úlomkov hornín. Celková hrúbka nívnych sedimentov sa pohybuje v rozmedzí 1,5 až 2 m.

Nižší nívny stupeň má povrch zvlnený, štrkovitý, 0,5 až 3 m nad korytom. Pri väčších povodniach býva zaplavovaný. Na jeho povrchu je možné rozoznať polohu starších korýt. Výrazne býva ovplyvnený meandrujúcim, prekladajúcim a zarezávajúcim sa tokom a jeho bočnou eróziou. Z korýt mnohých tokov sa v poslednom čase v menšej miere ťaží štrk najmä na násypy lesných ciest (Veselianka a Mútnanka). To pravdepodobne ovplyvňuje aj zarezávanie týchto tokov. Najčistejším a prírodne najcennejším tokom je alúvium Mútnanky (III. stupeň ochrany).

2 organogénne sedimenty: humózne hliny (*holocén až recent*)

Sedimenty humózných hĺn úzko súvisia s vývojom holocénnych nív tokov v študovanom území. Vyvinuli sa najmä na vyššom nivnom stupni, kde je pozdĺž päty svahu zvýšený prínos vody. Bežné sú aj v lokálnych zníženinách a na miernejších svahoch s nepriepustným podložím. Zriedkavejšie sú späté s vývojom mŕtvych ramien.

Charakterom vegetácie a zvodnením sú podobné rašeliniskám. Rašelina sa na nich pre mladší vek nevyvinula alebo len do hrúbky 30 cm.

1 antropogénne navážky, násypy a skládky (*recent*)

Ide o najmladšie kvartérne uloženiny, ktoré majú oproti všetkým predchádzajúcim sedimentom výnimočné postavenie v tom, že sú produktom ľudskej činnosti. Na geologickej mape sú vyznačené len tie z nich, ktoré svojim plošným rozsahom, hrúbkou, tvarom, resp. charakterom obsiahnutého materiálu výraznejšie ovplyvňujú pôvodné geologické, geomorfologické, ako aj súčasné ekologické pomery.

Najvýznamnejšie sú navážka na brehu vodnej nádrže Orava v Námestove a skládka odpadu v Zubrohlave. Na území sú časté staré, resp. divoké skládky prevažne domového a stavebného odpadu, najmä pozdĺž brehov potokov v obciach a ich blízkosti (napr. v Hruštine, pri Lokci, Sihelnom a Oravskej Lesnej), okolo ciest a tiež ako výplne jám a ťažobných priestorov.

Špecifické postavenie majú umelé násypy hrádzí tajchov, v minulosti používané na splavovanie dreva. Väčšie z nich sú napr. na Polhoranke (Borsučie a Jalovec) a v Oravskej Lesnej (Flajšová). Tieto hrázde sú sčasti zanesené sedimentmi potokov.

MAGURSKÝ METEORIT

Meteorit z Oravskej Magury bol v minulosti špecifickým a asi najvýznamnejším objektom výskumu, okrajovo sa týkajúcim študovaného regiónu. Bol označovaný ako meteorit Magura alebo Slanica. Z historického hľadiska je meteorit z Oravskej Magury najvýznamnejším meteoritom zo Slovenska (z územia Slovenska je známych 8 meteoritov). Jeho nález významne napomohol rozvoju meteoritiky. Čas ani presné miesto jeho pádu nie sú známe. Šlo o nálezy veľkého počtu úlomkov železa v rozpätí rokov 1830 až 1840 na svahoch najsevernejších výbežkov Oravskej Magury jz. od vtedajšej obce Slanica. Lesní robotníci tu nachádzali 1 až 40 kg vážiace kusy železa. Pokladali ho za kvalitnú železnú rudu a odnášali do hút (napr. do Podbiela). Tak sa stratilo najmenej 1,6 t vzácneho materiálu. Miesta nálezov dlho tajili, až kým Heidinger (1846) nezistil pôvod železa. Nenašiel sa žiadny väčší impaktný kráter. Množstvo úlomkov (ojedinele aj vyše 50 kg) nasvedčuje, že nešlo o pád monolitného telesa, ale o mohutný meteoritický dážď.

Neskôr sa meteorit Magura stal predmetom intenzívnych výskumov, ktoré viedli k novým poznatkom (napr. Heidinger, 1846; Brezina, 1889; Weinschenk, 1889; Buchwald, 1975 a i.). V meteorite boli prvýkrát opísané minerály schreibersit a cohenit. Našli sa v ňom aj drobné pseudomorfózy grafitu po diamante. Usudzuje sa, že mohli vzniknúť silnou zrážkou telies vo vesmíre. Zloženie meteoritu Magura je blízke zloženiu meteoritu z Canyon Diablo z Arizony. Meteorit je klasifikovaný ako hrubý oktaedrit, ktorého lamely a prúžky majú šírku približne 2,4 mm. Jeho chemické zloženie je typické pre železné meteority – 92,6 % Fe, 6,7 % Ni, 0,5 % Co, 0,2 % P a stopové gálium, germánium a irídium.

Úlomky meteoritu Magura sa nachádzajú prakticky vo všetkých významnejších muzeálnych zbierkach po celom svete s celkovou hmotnosťou asi do 200 kg. Najväčší kus sa nachádza v Tübingene (45,5 kg), vo Viedni sú 4 kusy, z ktorých najväčší má 10,6 kg, a v Bratislave je 180 g. V zbierke geofondu ŠGÚDŠ sa tiež nachádza jeden kus.

TEKTONIKA

Magurská skupina príkrovov

Región Biela Orava je tvorený výlučne magurskou skupinou príkrovov flyšového pásma, sčasti pokrytou sedimentmi neogénu Oravskej kotliny. Z juhu magurskú skupinu príkrovov tvorí krynická, bystrická a v severnej časti (najmä masívy Babej hory a Pilska) aj račianska tektonicko-litofaciálna jednotka (obr. 12). Hranice týchto jednotiek prechádzajú po línii prešmykov jednej z mnohých tektonických šupín. Sú zvolené tak, aby oddeľovali oblasti s rozdielnym litofaciálnym

a litostratigrafickým vývojom. Výber takejto línie medzi krynickou a bystrickou jednotkou je pomerne jednoznačný, aj keď na mnohých miestach v teréne veľmi ťažko identifikovateľný. Zložitejšia je voľba medzi bystrickou a račianskou jednotkou v severnej časti regiónu, kde sú tektonika a litofaciálny vývoj oboch jednotiek veľmi podobné. Tektonické šupiny v račianskej jednotke sú sklonené na juh, sklon je len okolo 15 až 50°. Sklon šupín bystrickej jednotky je premenlivý a smerom na juh postupne narastá. Krynická jednotka je v študovanej oblasti strmo vztýčená a sklon vrstiev je strmý smerom na sever. Južnejšie v Oravskej Magure je presunutá na juh cez bradlové pásmo (Potfaj et al., 1991). Takto magurská skupina príkrovov vytvára mohutný klin s vrásovo-šupinovou stavbou. Tá bola neskôr porušená systémom priečných severojužných zlomov, výrazným najmä v oblasti Pilska. Tektonikou na poľskom území západne od Pilska sa zaoberal Ryłko (1994).

Račianska jednotka

Račianska jednotka je zastúpená najmä masívmi Pilska a Babej hory, a to iba dvomi tektonickými šupinami (obr. 12). Druhá šupina (z juhu) vystupuje iba obmedzene na najsevernejšom mieste regiónu a sz. od Pilska.

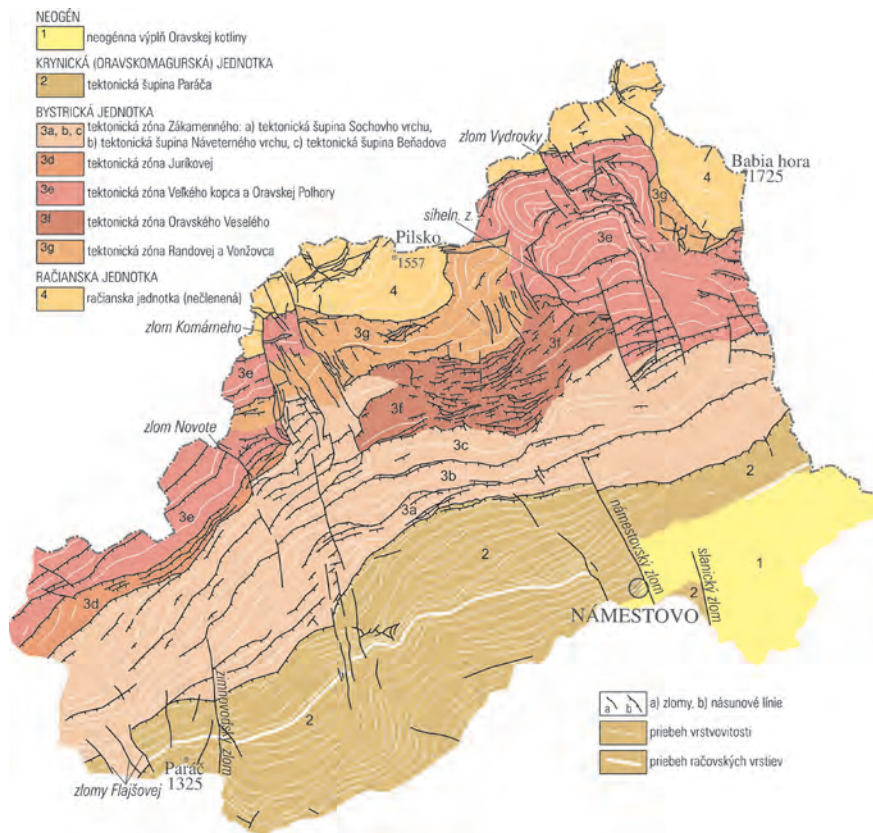
Medzi Pilskom a Babou horou je veľký a medzi Pilskom a Malým kopcom menší poklesnutý „záliv“ tvorený bystrickou jednotkou. Toto poklesnutie sa udialo sčasti na systéme severojužných zlomov a pri Oravskej Polhore aj sčasti jednoduchým poklesom centrálnej časti depresie. To dokazuje ohyb sklonu vrstiev bystrickej jednotky (s. od Slanej vody, v. od Pilska). Na morfológický fenomén masívov Pilska a Babej hory mohlo mať vplyv aj litologické zloženie, keďže najvyššia časť kýcherských vrstiev tvorená tzv. babohorskými pieskovecami sa vyskytuje iba na týchto dvoch miestach. Na iných miestach bola pravdepodobne pri presúvaní tektonických šupín odtrhnutá.

Severozápadne od Pilska vystupujú na povrch vo forme silno tektonicky deformovaných šošoviek najstaršie zachované litostratigrafické jednotky skúmanej oblasti. Vrstvový sled tu však nie je súvislý, ale v zázname najmladšej kriedy až staršieho paleocénu je tektonicky zredukovaný. Najvýraznejšia redukcia je na mieste styku cebulského súvrstvia s bystrickými ílovcami. Najmenší stupeň istoty určenia hranice bystrickej a račianskej jednotky je na Spálenom grúniku.

Kvôli len okrajovému zastúpeniu račianskej jednotky a jej rozbitiu severojužným systémom zlomov na množstvo menších blokov ju delíme zvlášť na tektonické šupiny.

Bystrická jednotka

Bystrickú jednotku tvorí mnoho tektonických šupín, ktoré sa v mnohom navzájom líšia (najmä hrúbkou a zachovaným litostratigrafickým sledom), ale majú



Obr. 12. Tektonická schéma regiónu Biela Orava (F. Teťák).

aj určité spoločné znaky. Na základe skupiny tektonických šúp podobného charakteru definujeme tektonické zóny (obr. 12): 1. tektonická zóna Zákamenného, 2. tektonická zóna Juríkovej, 3. tektonická zóna Veľkého kopca a Oravskej Polhory, 4. tektonická zóna Oravského Veselého, 5. tektonická zóna Randovej a Vonžovca. V časti zóny Zákamenného je možné charakterizovať šupy samostatne. Inde majú tektonické šupy nepravidelný priebeh alebo nie je možné dobre ich identifikovať, takže ich opisujeme len ako súčasť tektonickej zóny.

Na juhu v rámci zóny Zákamenného to sú tektonické šupy Beňadova, Náveterného vrchu a Sochovho vrchu, ktoré sa smerom na západ a východ zlievajú a nedajú sa jednoznačne odlíšiť. Ďalej na severe je zóna Oravského Veselého, na západe a severovýchode zóna Juríkovej a severne od Oravskej Lesnej pri Oravskej Polhore zóna Veľkého kopca a Oravskej Polhory. Na úpätí Pilska je zóna Randovej a na úpätí Babej hory zóna Vonžovca. Táto zóna je v rámci bystrickej jednotky najsevernejšia a pokračujú šupy račianskej tektonicko-litofaciálnej jednotky.

Tektonické šupiny bystrickej jednotky majú väčšinou neprevrátený vrstvový sled so sklonom na juh. Len zriedka, a to na násunových plochách šupín až šupinových vrás v belovežskom súvrství sme pozorovali opačné sledy s prevráteným vrstvovým sledom. Je to pozostatok zavínovania vrás a ich neskoršieho pretrhnutia a presunu ako šupín.

Zóna Zákamenného

Tvorí južnú časť bystrickej jednotky. Typické je pre ňu zastúpenie drobových pieskovcov (magurského typu) oravskoveselských vrstiev zlínskeho súvrstvia. Je zložená z viacerých hrubých aj tenších tektonických šupín, ktoré bežne náhle menia svoju hrúbku, až sa vyklinujú. Tektonické šupiny sú medzi Novou a Klimom vďaka belovežskému súvrstviu dobre identifikovateľné, no smerom na západ a východ sa ich odlišenie komplikuje.

Zóna Zákamenného litofaciálne tvorí špecifickú prechodnú časť bystrickej jednotky. S bystrickou jednotkou má spoločný vývoj v belovežskom súvrství a tektonické vystupovanie šupín. Špecifické sú oravskoveselské vrstvy, ktoré sa charakterom striedania drobových a glaukonitových pieskovcov podobajú na babišké vrstvy račianskej jednotky, no vekovo sú staršie, súveké s bystrickými vrstvami, do ktorých laterálne prechádzajú. Podobný tektonický a litofaciálny vývoj sme pozorovali aj na severných svahoch Gorcov (M. Cieszkowski – ústna informácia).

Tektonická šupina Beňadova

Je najjužnejším vystupovaním bystrickej jednotky. Pravdepodobne ide o prevrásnenie bázy krynickej jednotky s bystrickou jednotkou (tenko vrstvený flyš a červené ílovce vrstiev Redikálneho alebo belovežského súvrstvia) sú zavrásnené do drobových pieskovcov (oravskoveselských vrstiev alebo zábavského súvrstvia). Je tu typické striedanie polôh prevládajúceho tenko vrstveného flyšu a drobových pieskovcov magurského typu. Zaradenie spomínaných litofácií v tektonicky podrvených zónach (jv. od Beňadova, sz. od k. Výsypková) je nemožné. Prikláňame sa k priradeniu do bystrickej jednotky.

Podobne aj južne od kóty Grebáčovka vystupujú na malom úseku silno tektonicky podrvené červené a modrosivé nevápnité ílovce až siltovce spolu s tenkými jemnozrnnými, šikmo laminovanými pieskovecami s rastlinnou drvinou a muskovitom. Nie je jasné, či ide o ekvivalent vrstiev Redikálneho alebo belovežského súvrstvia.

V oblasti východne od Polhoranky pokračuje táto šupina smerom k poľsko-slovenskej hranici. V severnej časti šupiny (spodná časť vrstvového sledu) je pomerne dobre vyvinuté belovežské súvrstvie, ktoré je smerom na východ viac tektonicky zredukované a postupne sa vyklinuje. Podstatnú časť šupiny Beňadova tvoria oravskoveselské vrstvy zlínskeho súvrstvia.

Tektonická šupina Náveterného vrchu

Pomenovanie dostala podľa Náveterného vrchu medzi Oravským Veselým a Beňadovom. Výnimočne dobre je odkrytá v koryte Veseliansky južne od Oravského Veselého. Vďaka tomu je možné do detailu opísať jej litologickú stavbu a definovať novú litostratigrafickú jednotku – oravskoveselské vrstvy. Na báze šupiny vystupuje, ako je to v bystrickej jednotke zvykom, belovežské súvrstvie bystrickej proveniencie v nadloží s oravskoveselskými vrstvami zlínskeho súvrstvia. Aj na kratšom úseku medzi Zákamenným a Polhorankou vidno, že nejde o jednoduché teleso, ale na mnohých miestach je tektonická šupina na báze zdvojená a aj vo vyššej časti vidieť vkladné menšie šupiny.

Tektonická šupina Sochovho vrchu

Je to z juhu tretia tektonická šupina bystrickej jednotky. Pomenovanie dostala podľa vrchu jz. od Oravského Veselého. Má podobný litostratigrafický sled ako dve južnejšie šupiny. Okrem hlavného telesa tejto šupiny najmä v západnej časti vystupuje viacero menších šupín.

Kontakt medzi šupinami Náveterného a Sochovho vrchu je smerom v údolí Polhoranky nejasný pre absenciu belovežského súvrstvia na povrchu. V tejto oblasti je zrejme väčšie množstvo pruhov glaukonitových pieskovcov v rámci oravskoveselských vrstiev zlínskeho súvrstvia v porovnaní s vývojom oravskoveselských vrstiev v južnejšej tektonickej šupine Beňadova.

Tektonická zóna Zákamenného, nedeliteľná na šupiny

Severnejšie v zóne Zákamenného (dobré pozorované pri Novoti) je bystrická jednotka rozbitá na množstvo menších šupín, ktoré často náhle menia svoju hrúbku, až sa úplne vyklinujú. Len zriedka majú zachované na báze aj belovežské súvrstvie, litologicky sú málo pestré a navyše, sú porušené systémom severojužných zlomov. Preto je obtiažné identifikovať ich ohraničenie a zónu podrobnejšie nedeliť.

Zóna Juríkovej

Je to úzky pás, v ktorom sa od Demänovej (Oravská Lesná) až po vyšný koniec Novote pomerne stabilne ťahajú 3 až 4 šupiny bystrickej jednotky, strmo sklonené na juh. Je to tektonicky veľmi silno postihnutá zóna. Je zaujímavé, že hoci sú jednotlivé šupiny hrubé len 100 až 500 m, na ich báze skoro v celej dĺžke sú zachované aspoň menšie zvyšky belovežského súvrstvia (spolu s oravskoveselskými vrstvami). Horniny v tejto zóne sú veľmi silno tektonicky podrvené, s množstvom kalcitových žíl až tektonických brekcií. Vďaka tomu sú jednotlivé tektonické šupiny odlišiteľné. V tejto časti bystrickej jednotky sa výrazne mení sklon vrstiev – šupín. Smerom na V táto zóna nepriamo prechádza do zóny Oravského Veselého.

Zóna Oravského Veselého

Je rozšírená v oblasti Mútneho, Oravského Veselého a Sihelného. Typické pre ňu je výrazné zastúpenie reologicky mäkkšieho belovežského súvrstvia (najmä jeho mladšej časti bez červených ilovcov). Celá táto oblasť je výrazne tektonicky porušená. Bystrické a oravskoveselské vrstvy sú zastúpené len útržkovito. Keďže sú to súvrstvia s prevahou tvrdších hornín (drobové pieskovce, kremité glaukonitové pieskovce a ľahké slieňovce), tvoria šošovky až menšie šupiny s hrúbkou niekoľko metrov až 200 m. Často sú rozmiestnené v líniiach, „akoby bradielka“. Miestami sme pozorovali, že tvrdšie horniny sú od belovežského súvrstvia oddelené tektonicky, no väčšinou je možné predpokladať túto stratigrafickú postupnosť: spodné belovežské vrstvy – vrchné belovežské vrstvy – bystrické alebo oravskoveselské vrstvy. Celkový charakter a morfológické vystupovanie tvrdších súvrství akoby vo forme bradiel navodzuje dojem bradlovej stavby.

Zóna Veľkého Kopca a Oravskej Polhory

Je vyvinutá v dvoch oblastiach, v severnej oblasti bystrickej jednotky nad Oravskou Lesnou a Novotou (kóta Veľký kopec) a v okolí Oravskej Polhory. Severozápadne od Novote prechádzajú z Kysúc tri výrazné hrubšie tektonické šupiny najsevernejšej časti bystrickej jednotky, ktoré tu dosahujú hrúbku okolo 700 až 1 500 m. Výrazne je zastúpené vychylovské (resp. belovežské) súvrstvie a v jeho nadloží bystrické vrstvy zlínskeho súvrstvia. Šupiny sú sklonené 35 až 50° na juh.

Podobný vývoj bystrickej jednotky je aj v depresii medzi Pilskom a Babou horou. Tu sa hrubšie tektonické šupiny striedajú s časťami tvorenými tenšími šupinami. Štruktúra tejto zóny je navyše výrazne ovplyvnená tektonikou, ktorou vznikla depresia medzi Pilskom a Babou horou, a systémom severovýchodných zlomov.

V oblasti východne od Polhoranky je väčšie množstvo tektonických šupín hlavne v južnej časti tejto zóny v blízkosti jej kontaktu s tektonickou zónou Zákameného. Aj tu platí, že spodné časti šupín tvorí deformované belovežské súvrstvie, v ktorého nadloží sú najmä bystrické vrstvy zlínskeho súvrstvia. V okolí Rabče v najjužnejších šupinách zlínske súvrstvie zastupujú oravskoveselské vrstvy.

Zóna Randovej a Vonžovca

Táto zóna je rozšírená v dvoch, tektonicky a geologicky veľmi podobných oblastiach najmä na úpätí Pilska a menej pod Babou horou. V minulosti ju priradili rôzne k bystrickej aj račianskej jednotke. Roth et al. (1963) szczawinské pieskovce, vtedy označované ako „soláňské vrstvy“, spájali s pieskovecami tvoricami masívy Pilska a Babej hory a ako celok aj so sprievodnými súvrstviami ich dávali do bystrickej jednotky. Napríklad Lexa et al. (2000) a Pivko (2002) priradili oblasť tejto zóny k račianskej jednotke.

Typické je pre ňu zastúpenie starších súvrství – mladšej kriedy až paleocénu. Zjednodušene možno povedať, že táto zóna má antiklinálnu až vrásovo-šupinovú

stavbu. Presnejšie ohraničiť tektonické šupiny sa nám nepodarilo. V jadre antiklinály severozápadne od hájovne Randová vystupuje niekoľko šošoviek so silno podrvenými horninami, litologicky zhodnými s bystrickými vrstvami. Prikláňame sa k interpretácii zaseknutej tektonickej šupiny s náplňou bystrických vrstiev v jadre antiklinály, čomu zodpovedá litologické zloženie sedimentov aj ich silné tektonické podrvenie. Podľa inej interpretácie možno glaukonitové pieskovce považovať za mladokriedovú súčasť vrstvomého sledu (vrstvy Wiatrowky). Jednoznačne ide o horniny včlenené do szczawinských vrstiev tektonicky.

Krynická (oravskomagurská) jednotka

Krynická tektonicko-litofaciálna jednotka je v regióne Biela Orava vyvinutá ako jedno mohutné teleso – tektonická šupina Paráča (obr. 12). Jej vrstvomý sled je súvislejší a zachovaný vo väčšom rozsahu, než je to v Oravskej Magure (Potfaj et al., 1991). Od Zákamenného na západ a od Námestova na východ je výraznejšie zredukovaná spodná časť, ale lepšie je zachovaná vyššia časť šupiny Paráča.

Tektonická šupina Paráča je silno podrvená až zošupinatená pozdĺž jej severného okraja – násunovej plochy – v rámci vrstiev Redikálneho. Všeobecne sa však správa ako jedno celistvé teleso. Výraznejšie tektonické drvenie sme sledovali len lokálne, napr. v račovských vrstvách severne od Brezy a z. od k. Slepčianka vo Veselianke (d. b. F131). V dokumentačnom bode F258 (sv. od k. Vráta) sme okrem drvenia pozorovali aj vrásu.

Severný okraj krynickej jednotky je intenzívne tektonicky porušenou zónou. V dlhšom pruhu tu vystupujú flyšové sedimenty vrstiev Redikálneho, litofaciálne blízke spodným a vrchným belovežským vrstvám bystrickej jednotky. Prikláňame sa k interpretácii, že ide o najstaršiu časť krynickej jednotky na báze jej tektonickej šupiny. Nevylučujeme však ani interpretáciu, že by mohlo ísť o najjužnejšiu tektonickú šupinu bystrickej jednotky.

Výrazné deformácie krynickej jednotky sme v študovanom území pozorovali v údolí Hruštinky, kde na povrch vystupuje raciborské a malcovské súvrstvie. Vrstvomý sled týchto súvrství je tu zvyčajne sklonený pod uhlom asi 25 až 50° na SZ, S až SV v prevrátenej (inverznej) pozícii.

Významným stratigrafickým markerom sú napr. račovské vrstvy, ktorých mäkké ílovcové zloženie ich predurčuje na vyššiu tektonickú deformáciu. Bola pozorovaná najmä medzi Brezou a Oravskou Jasenicou. Vďaka račovským vrstvám môžeme lepšie pozorovať najvýraznejší sigmoidálny ohyb priebehu vrstiev krynickej jednotky v regióne, vyvinutý medzi Brezou a Zákamenným. Vďaka dobrému odkrytiu terénu, kontrastnému litologickému zloženiu a dostatku markerov môžeme aj kartograficky zobraziť zlomy, ktorými sú porušené zámky vrás v častiach s prevahou pieskovcov magurského typu, a plastický ohyb reologicky plasticky sa správajúcich račovských vrstiev. Na východ od Brezy majú priamy smer bez väčších vrásových či zlomových porušení. Západne od Brezy sa priebeh

vrstiev krynickej jednotky stáča o 90° a pri Krušetnici je opäť stočený späť o 90°. Podľa priebehu račovských vrstiev s mäkkým plastickým charakterom je to ohyb bez roztrhnutia a výraznejšieho porušenie račovských vrstiev. V krehkejšie sa správajúcom zábavskom súvrství medzi Krušetnicou a Zákamenným možno však dobre sledovať silné podrvenie pieskocov a rozbitie súvrstvia na bloky. Výrazný sigmoidálny ohyb je zrejímavý aj v úseku medzi Hruštínom a Vaňovkou, kde vrstvy menia priebeh zo smeru SV – JZ do smeru SSZ – JJV.

Na západ od zázrivskej sigmoidy vychádza krynická jednotka iba veľmi obmedzene v tektonicky podrvenej zóne severne od bradlového pásma na Kysuciach (Potfaj et al., 2003). Ďalej na západ leží v podobnej pozícii, medzi bradlovým pásmom a bystrickou jednotkou, skupina bielokarpatských prikrivov. Má však jedinečné postavenie (odlišnú litostratigrafickú náplň a tektoniku (Potfaj, 1993; Potfaj a Teťák et al., 2014; Teťák a Potfaj et al., 2015).

Tektonika neogénnej výplne Oravskej kotliny

Výplň Oravskej kotliny je slabo tektonicky porušená. Nepozorovali sme jej zvrásnenie. Zlomy porušujúce kotlinovú výplň na východe sú interpretované na základe tiažového modelu. Významnejšie z nich majú východno-západný smer a podieľajú sa na asymetrickej stavbe kotliny. Zlomy s väčšími skokmi obmedzujú panvu na severe, najmä v Poľsku (Pospíšil, 1990). Južný okraj kotliny je plochejší, skôr transgresívneho charakteru, než ovplyvnený zlomami.

Zhruba južne od kóty Bobrovský grúň (693) až k hraniciam s Poľskom predpokladal Pospíšil (1990 in Gross et al., 1993) zlomové pásmo so sklonom na juh, ktoré nazval *zlom Zubrohlava*. Pri podrobnom geologickom mapovaní sa zistilo, že po tejto línii prechádzajú račovské vrstvy krynickej jednotky, ktoré svojím mäkkým ilovcovým charakterom spôsobujú morfológický skok aj ďalej na západ v línii od Námestova po Paráč. Preto pripúšťame, že aj severne od Bobrova nemusí ísť o tektonické ohraničenie neogénnej panvy, ale o morfológický stupeň podmienený litologickým vývojom podložia. Ďalším dôvodom na tieto úvahy je výskyt odkryvov raciborského súvrstvia v potoku Kriváň, zatiaľ čo na svahoch sú neogénne sedimenty.

Západné ohraničenie kotliny je dané najmä priebehom niekoľkých zlomov zo systému severojužných zlomov (najmä námestovský a slanický zlom). Podľa výsledkov vrtného prieskumu v oblasti Námestova (Malatinský, 1965) je možné uvažovať aj o existencii zlomov s malou výškou skoku a relatívne krátkym smerným dosahom, obmedzujúcich neogénu výplň sz.-jv. smerom.

Systém severojužných zlomov

Vrásovo-šupinová stavba krynickej, bystrickej a račianskej tektonicko-litofaciálnej jednotky je porušená systémom menších aj väčších severojužných

zlomov. Výrazné sú najmä v línii Spálený grúnik – Novot’ – Lomná (napr. zlom Komárneho), v obmedzení masívov Pilska a Babej hory, pri Sihelnom (napr. sihelniansky zlom) a pri Námestove. Prejavujú sa posunom priebehu až prerušením jednotlivých šupín. Napriek tomu, že sa z mapy zdá, že ide o horizontálne posuny, najmä na výraznejších liniách predpokladáme prevládajúci vertikálny smer pohybu blokov na zlome. Tak je to najmä pri zlome Komárneho, Novote, Vydrovky a pri sihelnianskom, námestovskom a slanickom zlome (ale aj na viacerých iných miestach najmä v severnej časti regiónu). Horizontálny charakter týchto porúch sme pozorovali napr. v rieke v ohybe vrstiev medzi Novot’ou a Zákamenným (d. b. F369). V prípade zlomových línii zobrazených na mape predpokladáme prevažne vertikálny „nožnicový“ pohyb/pokles, a to rádo vo desiatkach až stovkách metrov. Nožnicovému pohybu na zlome nasvedčuje to, že pomerne výrazné línie sú náhle ukončené a ďalej na juh či sever sa neprejavujú (sledované najmä v severnej časti regiónu). Takáto je aj zlomová porucha prebiehajúca severne od Námestova, na ktorej sa otvára najzápadnejší výbežok Oravsko-nowotarskej panvy, no severnejšie sa prejavuje len minimálne a v bystrickej jednotke náhle zaniká. (Rovnaký charakter môže mať aj línia od Slanického ostrova po Štefanov, na ktorej je zakončená Oravská Magura. Tieto línie sú výrazné z geologického mapovania.) Západnejší z nich, prechádzajúci cez Námestovo, pomenúvame ako námestovský zlom a východnejší, prechádzajúci východne od Slanického ostrova, ako slanický zlom. Tieto zlomy ohraničujú neogénnu výplň Oravskej kotliny.

Na západ medzi Krušetnicou a Lomnou sú na základe priebehu račovských vrstiev a ich kontaktu so zábavským súvrstvom dobre identifikovateľné tri severojužné poruchy zo systému Novot’ – Lomná.

Predpokladáme, že aj zázrivská sigmoida mohla mať v severnej časti podobný „nožnicový“, prevažne vertikálny charakter pohybu s poklesnutím východného bloku Oravskej Magury a vyzdvihnutím Malej Fatry. Hoci je to jedno z najvýraznejších porušení priebehu bradlového pásma a výrazne obmedzuje pokračovanie krynickej jednotky na západ, smerom do flyšového pásma veľmi rýchlo vyznieva a v severnej časti krynickej jednotky ani v bystrickej jednotke sa viac neprejavuje.

Doznievaním zázrivskej sigmoidy v študovanom území môže byť zimnovodský zlom smeru S – J až SSZ – JJV a jeho sprievodné štruktúry. Tento zlom sa prejavuje niekoľkými spôsobmi: 1. geofyzikálne – pomerne výrazné tiažové rozhranie s.-j. smeru (Kubiš et al., 1989) je zhodné s priebehom zlomu, 2. sprievodnou tektonikou – prizlomová rotácia vrstiev (najmä v závere doliny Zimnej vody), tektonické brekie flyšových pieskocov s kalcitovými žilami, sporadické zlomové plochy s lineáciami (striácie, lineácie predĺženia kalcitových minerálov), 3. zmenou priebehu niektorých litostratigrafických jednotiek (napr. račovských vrstiev v závere doliny Zimnej vody) alebo ich zakončením na tejto štruktúre (beľovežské súvrstvie bystrickej jednotky je na tomto zlome ohraničené zo z. strany a ďalej smerom na JZ nepokračuje), 4. morfológicky – dolina Zimnej vody je výraznou a hlbokou depresiou, ktorá je priečne orientovaná na priebeh vrstiev.

Okrem zimnovodského zlomu sú v regióne aj niektoré ďalšie zlomy rovnakého smeru – napr. zlom v závere doliny Nová rieka ssz. od k. Paráč a v doline potoka Požehovka. Charakteristickou zložkou pohybu na týchto štruktúrach sú sinistrálne šikmé (menej smerné) posuny kombinované s poklesmi.

Ďalšiu skupinu porúch tvorí systém zlomov Flajšovej generálne smeru SZ – JV až ZSZ – VJV. Na týchto zlomových štruktúrach je najmarkantnejší pokles a v menšej miere sa zistil aj výskyt smerných alebo šikmých posunov. Zlomy tohto smeru sú prítomné najmä v jz. časti územia v údolí Priehybského potoka, Brveníka a sv. od kóty Príslopová skalka, kde je pozdĺž nich zaklinený úzky výbežok bystrickej jednotky medzi hlavnú časť krynickej jednotky na východe a jej izolovanú menšiu časť na západe.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ

Vývoj flyšového pásma – magurskej skupiny príkrovov

Charakteristika geologického vývoja regiónu Biela Orava vychádza z geologickej stavby skúmaného územia, na ktorej sa dominantne podieľa magurský príkrov flyšového pásma a diskordantne, subhorizontálne uložené neogénne (sarmat až panón) a kvartérne sedimenty.

Jednotlivé čiastkové tektonicko-litofaciálne jednotky magurského príkrovu sa odlišujú faciálnym vývojom, hrúbkou a stratigrafickým rozsahom sedimentárnych sukcesí, ktoré ich tvoria. Stratigrafický rozsah na povrch vystupujúcich sedimentov týchto jednotiek je mladšia krieda (cenoman) až mladší oligocén (starší miocén?). Tieto sedimenty sú hlbokomorského pôvodu a vznikli ako výplň magurského bazéna. Vznik magurského bazéna bol spätý s otvorením alpinskej Tethys v strednej jure (Schmid et al., 2008). Tento oceán mal neskôr v kriede dve vetvy – severnú a južnú, ktoré oddeľovala briançonská zóna. Východným ekvivalentom briançonskej zóny bol pravdepodobne czorsztynský chrbát (sedimentačný priestor jednotiek bradlového pásma; Birkenmajer, 1986), na ktorom sedimentovali jursko-kriedové, prevažne karbonátové fácie, zachované dnes v oraviku. Severnú zónu alpinskej Tethys predstavoval valaiský oceán, ktorého východným pokračovaním bol magurský oceán (bazén; napr. Golonka et al., 2000; Oszczytko, 2006; Schmid et al., 2008). Južnú zónu alpinskej Tethys tvoril ligursko-piemontský oceánsky bazén a jeho pokračovaním do priestoru Západných Karpát bol vážsky oceán (resp. váhikum; Mahel', 1986; Plašienka, 2003). Magurský bazén vznikol ako najvnútornejšia časť sedimentačného priestoru Vonkajších Západných Karpát. Z južnej strany bol ohraničený czorsztynským chrbtom a zo severnej sliezskou kordilérou (napr. Oszczytko, 2006).

Obdobie, keď sa **magurský bazén začal formovať**, nie je spoľahlivo preukázané. Uvažuje sa o staršej až strednej jure (Birkenmajer, 1986; Oszczytko,

1992, 2006; Golonka et al., 2000; Golonka a Waškowska-Oliwa, 2007) až mladšej kriede (napr. Plašienka, 2003) v ohraničení magurskou (čorštynskou) kordilérou (chrbtom) z juhu a sliezsou kordilérou zo severu. Oszczytko (1992) v sedimentárnej evolúcii magurského bazéna odlišil tri etapy: 1. strednojursko-albskú s pelagickou sedimentáciou, 2. cenomansko-kampánsku s hemipelagickou sedimentáciou, 3. mástrichtsko-oligocénnu s turbiditnou sedimentáciou. Sedimenty zachované v skúmanom regióne vznikli v 2. a 3. etape. Na začiatku kriedy bol sedimentačný priestor Vonkajších Západných Karpát transformovaný zo zvyškového oceánskeho bazéna na kolízny predpoľný bazén (napr. Oszczytko, 2006). Golonka a Waškowska-Oliwa (2007) rozoznávajú vo vývoji magurského bazéna 4 etapy: 1. jura až staršia krieda: postriftová etapa vývoja s hlbokomorskou sedimentáciou rádiolaritov a vápencov s rohovcami, 2. najmladšia časť staršej kriedy až paleocén: pelagická sedimentácia červených slieňovcov a ílovcov, v závere aj s hojným prínosom klastického materiálu, 3. eocén: postup akrečnej prizmy z juhu, migrácia osi bazéna na sever, červené ílovce a distálny, tenko vrstvený flyš, nahrádzaný klastickou sedimentáciou, 4. najmladší eocén až starší miocén: zvyškový magurský bazén má charakter neseného „piggy-back“ bazéna.

Sedimenty sa usádzovali prevažne v hlbokomorskom prostredí magurského bazéna a čiastočne aj na svahoch jeho šelfu (Oszczytko, 1992; Marschalko a Potfaj, 1982). V skúmanom regióne sú najstarším záznamom sedimentácie v magurskom bazéne sedimenty cebulského súvrstvia zachované v severnej sedimentačnej zóne magurského bazéna (v račianskej jednotke). Červené hemipelagické ílovce a slieňovce tohto súvrstvia sa spolu s tenko vrstvenými turbiditnými pieskvcami ukladali pod úrovňou CCD (cenoman až kampán).

Od mástrichtu začala v magurskom bazéne dominovať klastická turbiditná sedimentácia (Oszczytko, 1992), ktorá je typická pre szczawinské vrstvy a solánske súvrstvie. Zvýšený prínos klastík do bazéna súvisel s vyzdvihnutím sliezskej kordiléry na severe a magurskej kordiléry pri južnom okraji bazéna a jej kolíziou s centrálnokarpatským blokom. Obe zdrojové oblasti poskytovali klastický materiál, ktorý bol transportovaný gravitačnými prúdmi do oblasti sedimentácie. V szczawinských vrstvách sa zistili chrómspinely poukazujúce na južný zdroj klastík (Oszczytko a Salata, 2005).

Koncom paleocénu a v eocéne pokračovala v bazénoch Vonkajších Západných Karpát subsidencia, globálne otepľovanie a stúpanie morskej hladiny (Poprawa et al., 2002). Tieto udalosti kulminovali v strednom eocéne a prejavilo sa to v sedimentácii tenko vrstvených distálnych facií hlavne v centrálnej a severnej časti magurského bazéna (červené ílovce a tenko vrstvený flyš belovežského súvrstvia v bystrickej a račianskej jednotke). Aj v tomto, relatívne pokojnom období boli udalosti, keď bolo do magurského bazéna prinášané väčšie množstvo klastického materiálu. V období sedimentácie spodných a po kratšej prestávke aj vrchných belovežských vrstiev to boli zo západu riečanské pieskovce (Teťák,

2008) a zo severu skawské (ciężkowické) pieskovce (Cieszkowski a Waškowska-Oliwa, 2001; Sikora a Żytka, 1959; Książkiewicz, 1966), nezasiahli však až do skúmaného regiónu. V období sedimentácie vrchných belovežských vrstiev zasahoval až do nášho regiónu sedimentačný vejár glaukonitových pieskovcov (bystrické vrstvy, ekv. osielecké a ľacké vrstvy, hrubozrnný až zlepcový vývoj sú pasierbiecke pieskovce, v západnej časti račianskej jednotky označované ako spodné luhačovické vrstvy). V pasierbieckych pieskovcoch v Osielci sa zistili olistolity gabra (Cieszkowski et al., 2010). Materiál glaukonitových pieskovcov bol derivovaný zo sliezskej kordiléry. V južnej časti magurského sedimentačného priestoru (v krynickej jednotke) tejto etape môže zodpovedať tenko vrstvený flyš zábavského súvrstvia a račovské vrstvy. Aj v zábavskom súvrství však pozorujeme zvýšený prínos klastického materiálu z magurskej kordiléry. V strednom eocéne sa začal magurský bazén výraznejšie diferencovať na račiansku, bystrickú a krynickú litofaciálnu oblasť.

V mladšej časti stredného eocénu a v mladšom eocéne nastúpila v magurskom bazéne mohutná sedimentácia pieskovcov nie iba pri okrajoch bazéna, ale aj v jeho centrálnej časti. Tento jav bol pravdepodobne spätý s poklesom morskej hladiny a vyzdvihnutím zdrojových oblastí. Zo sliezskej kordiléry boli derivované kremité piesky, ktoré boli na jej šelfe obohatené o glaukonit a veľké foraminifery. Najjužnejší dosah ich sedimentácie sme pozorovali v raciborskom súvrství krynickej jednotky medzi Hruštínom a Krušetnicou. Z magurskej kordiléry boli derivované menej vytriedené piesky drobových pieskovcov magurského (kýčerského, babohorského, strihovského...) typu (Bromowicz, 1992; Teťák, 2008, 2010). Typická je pre ne progradácia smerom na sever a prelínanie s glaukonitovými pieskovcami (oravskoveselské a babišké vrstvy).

Mladoeocénnu až oligocénnu etapu vývoja magurského bazéna v jeho južnej časti (v krynickej jednotke) zastupuje malcovské súvrstvie. Je výplňou menších obmedzených subbazénov subparalelných s priebehom magurského bazéna. Vznik a izolácia týchto subbazénov súviseli s alpínskou tektonikou (vznik a izolácia Parathetys; Báldi, 1980), ako aj s významnými klimatickými zmenami na hranici medzi eocénom a oligocénom, keď sa klíma veľmi ochladila a nastala glacieustatická regresia. To sa odrazilo v charaktere procesov (anoxia a eutrofizácia) sedimentov v tomto období. Koncom priabónu a počas rupelu bol zaznamenaný významný výzdvih v priestore Vonkajších Západných Karpát (Poprawa et al., 2002).

Koncom oligocénu a v staršom miocéne až do bádenu pokračoval presun príkrovových jednotiek flyšových Karpát (včítane magurského príkrovu) smerom na S a pri redukcii priestoru sa rozvíjala vrásovo-šupinová stavba (Roth, 1980; Kováč, 2000). Predpokladá sa, že magurský príkrov bol presunutý na vzdialenosť aspoň 50 km (napr. Oszczytko, 2006) a dnešná konfigurácia flyšového pásma je výsledkom staro- až strednomiocénneho vrásnenia.

Neogénny vývoj Oravskej kotliny

Roth et al. (1963) sa domnievajú, že počiatočný vznik Oravskej kotliny je spätý s flexúrovým prehybom kôry, ktorý sa sformoval pravdepodobne počas sarmatu ako následok prevrášnenia a spätného násunu magurského príkrovu a tektonickej inkorporácie oligocénno-miocénnej výplne pôvodne morskej panvy (bazéna *piggy-back*) do tohto príkrovu. Z tohto pohľadu Oravskú kotlinu možno považovať za retroarkovú panvu („retroarc basin“).

Mladšia história panvy je spojená s otváraním panvy mechanizmom *pull-apart* (Pospíšil, 1990; Nagy et al., 1996). Vlastná Oravská kotlina je relatívne mladá. Vznikla po vrásnivých procesoch v sarmate. Tieto procesy privedili zánik panvy typu *piggy-back*, ktorá ako morská panva perzistovala od konca oligocénu do staršieho sarmatu vrátane na chrbte magurského príkrovu. Oravská kotlina, resp. Oravsko-nowotargská panva vznikla ako panva typu *pull-apart* v mladšom sarmate a pretrvala až do pliocénu. Počas stredného sarmatu až panónu prebiehala sedimentácia v oblasti dnešnej Oravskej kotliny v sladkovodnom prostredí s hojnými prítokmi okolitých riek. Panva v uzatvorenom priestore degradovala a tvorili sa v nej početné močiare. Sedimentačné prostredie aluviálnych kužeľov a vhodná klíma poskytli podmienky na vznik uhoľných ílov a uhoľných slojov, ktoré tvoria vo výplni kotliny šošovky a nepravidelné sloje. Okrajové časti v tejto oblasti obsahujú piesčité štrky a piesky, ktoré sa smerom do centra panvy vytrácajú na úkor pelitickej sedimentácie.

Neogénne štrky východne a južne od Bobrova obsahujú obliaky výlučne glaukonitových pieskovcov bystrických vrstiev. To znamená, že paleogeografické podmienky počas sarmatu až panónu v období sedimentácie v Oravsko-nowotargskej panve sa výrazne líšili od dnešných. Rieky v tejto časti panvy ústili zo severu (SZ až SV), kde sa bystrické vrstvy vyskytujú aj dnes. Predpokladáme, že krynická jednotka severne a západne od Bobrova bola prekrytá okrajom panvy, preto neprodukovala žiadny klastický materiál (napovedá to aj súčasný zrez hrebeňov Podbeskydskej vrchoviny do rovnakej výšky). Výzdvih Oravskej Magury a masívov Pilska a Babej hory je zjavne mladší fenomén. Masívy Pilska a Babej hory boli prekryté bystrickými vrstvami.

Stupeň preuhoľnenia uhoľných slojov oravského súvrstvia je prekvapujúco vysoký. V kotline chýbajú akékoľvek prejavy lokálneho vulkanizmu, t. j. nie sú tam žiadne vulkanické centrá ani mladé intruzívne magmatity, ktoré by mohli dodať teplo aktuálnemu stupňu preuhoľnenia organickej hmoty v uhoľných slojoch. Výplň kotliny nie je prevrášnená a nie je metamorfovaná, čiže stupeň preuhoľnenia nemohol byť vyvolaný procesmi dynamometamorfózy. Relatívne vysoký stupeň karbonifikácie uhlia od bývalej obce Ústie nad Priehradou (pričlenená k obci Trstená) možno objasniť tak, že uhlie počas zapíňania kotliny bolo pochované do hĺbky zhruba 1 150 m, kde bola dostatočná teplota, aby mohlo nadobudnúť zodpovedajúci stupeň tepelnej premeny (Nagy et al., 1996).

Po miocéne, ale hlavne po pliocéne bola kotlina vyzdvihnutá a jej výplň sčasti erodovaná do tej miery, že uhlie sa v okolí Ústia nad Priehradou dostalo až na súčasný povrch kotliny. Výzdvihová tendencia kotliny pretrváva až dodnes, o čom svedčia merania recentných vertikálnych pohybov povrchu Západných Karpát.

Podľa Vanka (1988) väčšia časť Oravskej kotliny leží v oblasti, ktorá sa dvíha priemernou rýchlosťou $+0,5$ mm/rok, resp. rýchlosťou medzi $0,0$ až $+0,5$ mm. Priemerná rýchlosť dvíhania kotliny od pliocénu po recent ($+0,18$ mm/rok) je v súlade s recentnými vertikálnymi pohybmi.

Kotlina tak počas pliocénu (dáku) stratila panvovú geodynamiku, prestala subsidovať a naopak, začala so svojím geologickým okolím stúpať. Za to, že si zachovala geomorfologickú formu kotliny, nevďačí pokračujúcim poklesom, ale litologickému kontrastu medzi mäkkou, erózií poddajnejšou sedimentárnou výplňou kotliny a oveľa tvrdšími horninami obklopujúcimi kotlinu.

ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Geofyzikálna preskúmanosť

Študované územie z hľadiska ložiskových prieskumov nepatrí medzi „exponované“ oblasti. Z toho vyplýva aj pomerne menej rozsiahly objem geofyzikálnych prác detailnejšieho charakteru. Napriek tomu v posledných desaťročiach minulého storočia kvôli overovaniu pozitívnych príznakov na uhl'ovodíkovú prospekciu sa stalo predmetom hlbšieho skúmania. Tieto údaje významnou mierou prispeli nielen k rozšíreniu vedomostí o území, ale aj k formovaniu predstavy o jeho hlbšej geologickej stavbe a interpretácii „globálnej geologickej hranice“ – rozhrania karpatský blok/európska platforma. Väčšina realizovaných prác v oblasti má teda regionálny charakter. Priamo z regiónu Oravy staršie geofyzikálne práce interpretovali Potfaj a Šucha (1988).

Tak ako vo väčšine regiónov, aj tu platí, že množstvo a úroveň použitých podkladov sú rôzne. Tento región je charakteristický tým, že chýbajú relevantné údaje z menšej hĺbky väčšieho plošného rozsahu.

Seizmické metódy

Územie bolo pomerne exponované z hľadiska vykonávania seizmických meraní (obr. 13), pretože bolo zaradené medzi územia perspektívne z hľadiska potenciálneho výskytu uhl'ovodíkov. Na štúdium hlbšej geologickej stavby boli využité reflexné seizmické profily 2T, 41/90 a 512/86, ako aj priečne profily (Tomek et al., 1987). Tieto profily boli v neskoršom období opätovne spracované a interpretované (Pereszlényi a Perezslényiová in Szalaiová et al., 2004). Hlavným cieľom opätovného spracovania a testovacích prác bolo zvýšenie pomeru

signál/šum a zvýšenie rozlišovacej schopnosti seizmických profilov. Hlavne seizmický profil 2T bol vďaka interpretáčnym poľom pre mnohých odborníkov zaoberajúcich sa geologickou stavbou jednotiek, ktoré ako transkarpatský profil pretínal. Interpretácia jeho najsevernejšej časti ale ostáva prakticky stále rovnaká – postupné poklesávanie severoeurópskej platformy pod flyšové sekvencie až za pomyselnú hranicu bradlového pásma. Významný tektonický prvok – bradlové pásmo – nemá, žiaľ, rovnako významný seizmický prejav. Platí to aj pri ostatných použitých geofyzikálnych metódach – gravimetrii a geoelektrických metódach.

Gravimetria

V päťdesiatych rokoch 20. storočia sa v tejto oblasti realizoval tiažový prieskum na zostavenia štátnej gravimetrickej mapy 1 : 200 000 (Ibrmajer et al., 1962). Neskôr bolo územie podrobené tiažovému mapovaniu v mierke 1 : 25 000 s hustotou meraných bodov 3 až 6 bodov/km². Na týchto prácach participovalo množstvo autorov takmer dve desaťročia. V neskoršom období sa v oblasti uskutočnil tiažový prieskum, situovaný na seizmických profiloch (Janošík et al., 1989). Záverečné opätovné spracovanie tiažových meraní aj s revíziou výpočtu topokorekcií sa robilo v rámci projektu *Atlas geofyzikálnych máp a profilov* (Grand et al. in Kubeš et al., 2001). Posledné hodnotenie geofyzikálnych údajov tohto charakteru je v správe Szalaiovej et al. (2004).

Magnetické metódy

Prvou regionálnou informáciou bola aeromagnetická mapa vtedajšej ČSSR v mierke 1 : 200 000. Merania sa uskutočnili s pomerne veľkou chybou (± 25 nT) pri vzdialenosti profilov 2 km. Pre nízku presnosť sa merania ukázali ako pomerne málo vhodné na podrobnejšiu charakteristiku jednotlivých oblastí (Mašin, 1963). Neskôr bolo toto územie premerané magnetometrickými metódami (zložka Z zemského magnetického poľa – Odstrčil, 1968).

V ďalšom období sa uskutočnili práce leteckej skupiny a študovaná lokalita bola zmeraná v mierke 1 : 25 000 (spolu s gamaspektrometriou). Meral sa vektor totálnej intenzity magnetického poľa *T* s výškou letu 80 m nad reliéfom terénu. Vzdialenosť profilov bola 250 m, s krokom merania 25 až 55 m (Gnojek a Janák, 1986). Po opätovnom spracovaní boli výsledky inkorporované do magnetickej databázy Slovenska (Kubeš et al., 2001).

Okrem toho sa na seizmických profiloch realizovali profilové magnetické merania (totálny vektor magnetického poľa) s krokom merania 20 a 40 m (Janošík et al., 1988).

Geoelektrické metódy

V oblasti sa uplatnili najmä profilové a sondážne práce. Severná časť profilu 2T/G od poľských hraníc až k Malatinej, teda úsek od 100 po zhruba 600 m,

bola geoelektricky spracovaná s využitím symetrického odporového profilovania (SOP) a vertikálnej elektrickej sondáže (VES). Metóda SOP sa realizovala s dvomi rozostúpeniami prúdových elektród AB, a to 120 a 480 m pri rovnakom rozostúpení merných elektród MN = 40 m. Krok merania pri kratšom rozostúpení bol 20 m, pri dlhšom 40 m. Metóda slúžila hlavne na identifikáciu tektonických zlomov. Pri metóde VES bolo maximálne rozostúpenie prúdových elektród AB od 1 000 do 8 000 m. Vzdialenosť medzi jednotlivými bodmi merania VES bola okolo 400 m, rozvinutie prúdovej línie AB bolo kolmo na profil. Všetky krivky VES (170) boli reinterpretované kvalitatívne aj kvantitatívne. Výsledky sú podstatnou súčasťou správy o geofyzikálnom prieskume *Geofyzikální indikace ve vztahu k tektonické stavbě okolí Oravy* (Janošík et al., 1989).

Rádiometria a gamaspektrometria

Táto metodika sa začala v regióne využívať v 90. rokoch minulého storočia, keď v jeho časti sa realizovali letecké merania (spolu s magnetometrickými) v mierke 1 : 25 000 (Gnojek a Janák, 1986). Výsledky tejto metódy sú súhrnne spracované spolu s pozemnými meraniami (Čížek et al. in Kubeš et al., 2001). Okrem toho bolo územie zhodnotené v rámci celého Slovenska z hľadiska kontaminácie rádionuklidom ^{137}Cs ako najdlhšie žijúcim rádioaktívnym produktom černobyľskej jadrovej katastrofy v roku 1986.

Fyzikálne vlastnosti hornín

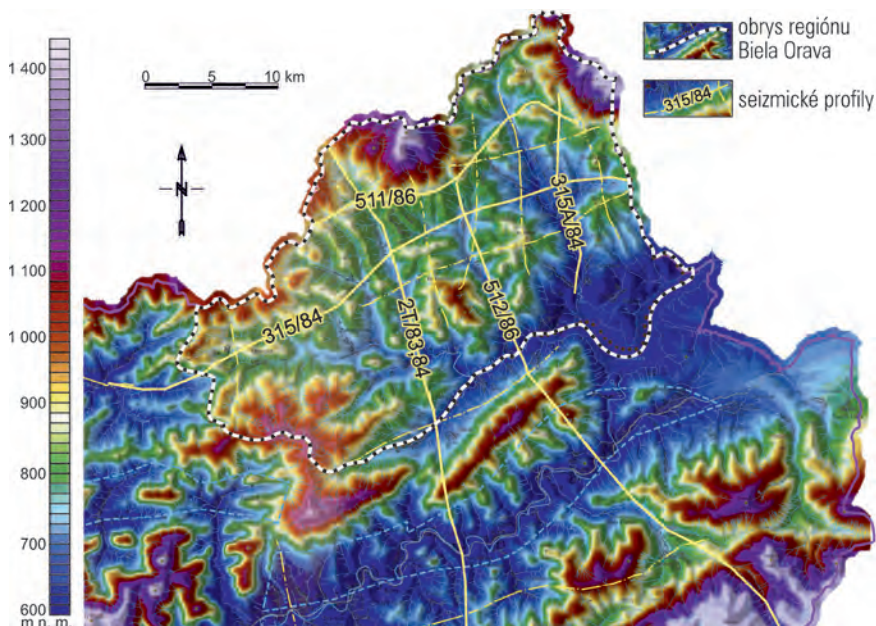
Základné fyzikálne vlastnosti sa zistili z hlbokého štruktúrneho vrtu FPJ-1 (Oravská Polhora; Zakovič et al., 1988). Z jeho jadra bol spracovaný materiál na skúmanie hustotných a magnetických vlastností, rýchlosti šírenia pozdĺžnych vĺn, rezistivity a prirodzenej rádioaktivity hornín. Vrt prenikol do hĺbky 130 m cez bystrickú jednotku a prešiel do podložnej račianskej jednotky, kde overil jej prevapujúco malú hrúbku (len do hĺbky 1 300 m). Od tejto hĺbky až po koniec vrtu (2 417 m) sa prevrtané horniny zaraďujú do jednotky Obidowej-Slopníc. Priemerná objemová hustota v magurskej jednotke je $2,627 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, v podložnej jednotke Obidowej-Slopníc $2,606$ až $2,68 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Píchová a Plička et al. in Zakovič et al., 1988). Hodnoty pórovitosti sú relatívne vyššie v plytších úrovniach v magurskej jednotke, čo sa analogicky prejavuje aj v rýchlosti šírenia seizmických vĺn. Tento aspekt sa hodnotí ako prejav vyššieho tektonického ovplyvnenia. Z hľadiska hodnot magnetickej susceptibility sú horniny zastihnuté vrtom vyhodnotené ako slabé magnetické. Drobné zvýšenia boli pozorované len na vzorkách s obsahom peľokarbonátov. Magnetická anizotropia je vyhodnotená nejednoznačne – ani sedimentárna, ani deformačná (Hroudá, ibid.). Obsah rádioaktívnych prvkov je veľmi nízky. Mierne zvýšenie obsahu uránu (relatívne) sa zaznamenalo len v niektorých prachovcoch. Hranica medzi jednotkami (magurskou a Obidowej-Slopníc) je zreteľná v objemovej hustote, pórovitosti, magnetickej susceptibilite, magnetickej

anizotropii a zdanlivej mernej rezistivite. Zaujímavé zistenie je v zhruba posledných 200 m vrtu, kde sa zistila vyššia koncentrácia otvorených puklín indikujúca blízkosť významnejšej poruchy. Okrem týchto výsledkov sa štúdiom hustotných parametrov v danom území zaoberali Chrumová (1980), Stránska et al. (1986), ako aj Hrouda a Ondra (1988).

Mapy digitálneho modelu reliéfu terénu

Mapa spolu s vloženým interpretovaným obrazcom z diaľkového prieskumu Zeme (DPZ) predstavuje neoddeliteľnú časť príspevku k riešeniu geologickej stavby hlavne v takýchto územiach, kde odkrytie hornín je relatívne malé (obr. 13). Na jednej strane si uvedomujeme, že v tomto prípade nie je priestor na dôkladnú morfoloģickú analýzu, ale na druhej strane si myslíme, že táto mapa môže byť určitým pomocným prostriedkom pri zakresľovaní geologickej mapy.

Upozorňujeme aspoň na neprehliadnuteľné črty, ktoré by sa mali na novo koncipovanej geologickej mape objaviť. V prvom rade je dobre čitateľná súbežnosť povrchových prejavov bradlového pásma a severnejšie ležiaceho celku Paráča a Oravskej Magury. Dextrálny posun bradlového pásma na zákrivskom zlome (asi 7 km) zodpovedá rovnakému posunu stredného segmentu Oravskej Magury s Kubínskou hoľou oproti severnejšie ležiacemu segmentu kóty Paráč. Podobne aj tektonické prelomenie a posun hrebeňa Oravskej Magury v priestore sedla Príslop medzi Oravským Podzámkom a Hruštínom (opäť dextrálny, ale menej výrazný posun) je kopírované posunom v severnom okraji bradlového pásma.



Obr. 13. Mapa digitálneho modelu reliéfu (Ľ. Kucharič, A. Gluch).

V strednej časti územia (medzi Beňadovom a Rabčou) je konfigurácia hrebeňov v smere S – J, resp. V – Z (oblasť Podbeskydskej vrchoviny). Výrazný pokles v hrebeni Oravských Beskýd medzi dominantnými kótami Babia hora a Pilsko je podľa nášho názoru produktom tejto širokej tektonickej zóny, ktorá predstavuje pokračovanie stredoslovenského zlomového pásma (Kováč et al., 2002) do priestoru na sever od bradlového pásma. Do tejto zóny počítame aj zlom prechádzajúci sedlom na západnom okraji kóty Pilsko (pokračovanie zázrivského zlomu). Vzhľadom na paralelnosť elevačných štruktúr terénu s bradlovým pásmom sa natiska otázka, či celá oblasť Oravskej Magury nie je produktom spätného násunu, zastaveného na línii bradlového pásma(?). Sklon bradlového pásma je v danom regióne pri povrchu na sever (uvedieme ďalej).

Štruktúrny výskum realizovaný v okolí zázrivského zlomu a následná analýza získaných deformačných prvkov umožnili vyčleniť štyri hlavné deformačné udalosti charakterizované zodpovedajúcimi paleonapät'ovými poľami. Vo vzťahu k napät'ovým poľiam bola preverená kinematická aktivita zázrivského zlomu a bol zostavený geodynamický model jeho evolúcie (Gaži, 2006).

Vznik a funkcia zázrivského zlomu súvisí s mladými tektonickými procesmi kontrolovanými vývoj pozdĺž kolíznej zóny medzi centrálnymi a vonkajšími Karpatmi a na stredoslovenskom zlomovom pásme. Predpokladáme, že počas oligocénu až skorého miocénu ešte bradlové pásmo v študovanej oblasti nebolo výrazne porušené priečnou dislokáciou. V ranom až strednom miocéne bol zázrivský zlom založený ako s.-j. tenzná diskontinuita, v strednom a neskorom miocéne bol zlom reaktivovaný ako dextrálny smerný posun. Po neskorom miocéne dextrálny pohyb pokračoval a zvýrazňoval sa rozdiel vo vertikálnej pozícii poklesnutého východného a vyzdvihnutého západného bloku (Gaži, 2006).

Je preto logické, že účinky stredoslovenského zlomového pásma by mali byť indikované aj vo flyšovom komplexe. Doterajšie mapy však tomu príliš nenásvedčujú, ale je to asi otázka koncepcie zostavovania mapy, pretože mimo územia Slovenska, v Poľsku, je zmapovaný zlom tohto smeru v pokračovaní stredoslovenského zlomového pásma medzi Żywcom a Andychowom v sliezskej jednotke (Golonka et al., 2009).

V oblasti však okrem dominujúcich meridionálnych smerov (resp. smerov blízkyh meridionálnemu) sú badateľné smery ekvatoriálne, ktoré v súčasnosti využíva horný tok Bielej Oravy (generálny smer V – Z), ako aj čiastkové segmenty dolín medzi Mútnym a Rabčou.

Seizmické profily

V niektorých prípadoch sú problémy s presnou identifikáciou seizmických profilov (nutnosť archívneho dopracovania), ale regionálne profily 2T a 512/86 sú k dispozícii s relatívne kvalitnými záznamami. Kvôli lepšej čitateľnosti časových rezov prikkladáme graf závislosti strednej rýchlosti seizmických vln od hĺbky (Pereszlenyi a Pereszlenyiová in Szalaiiová et al., 2004). Z neho je dobre badateľná takmer lineárna závislosť medzi týmito veličinami, poukazujúca na fakt, že rýchlosť v hĺbke 10 km je v porovnaní s pripovrchovými časťami takmer dvojnásobná.

Oproti ostatným študovaným regiónom majú seizmické profily z tohto územia pomerne dobrú kvalitu, pretože boli podrobené opätovnému spracovaniu. Opätovné spracovanie uvedených reflexných seizmických rezov sa uskutočnilo použitím softvéru Geovecteur (CGG). Hlavným cieľom opätovného spracovania uvedených seizmických rezov bolo zvýšenie pomeru signál/šum, zvýšenie rozlišovacej

schopnosti seizmických rezov a v neposlednom rade prepojenie seizmických rezov 2T/83, 84 a 2AT/84 do jedného kompozitného rezu pred migráciou (Pospíšil in Szalaiová et al., 2004).

Obraz vlnového poľa na jednotlivých profiloch je rozdielny v závislosti od seizmogeologických podmienok, ale aj od metodiky seizmických meraní. Pri korelácii bola vyvinutá snaha v maximálnej miere viesť línie pozdĺž súvislých reflexov, ktoré obyčajne charakterizujú násunové plochy alebo litologické rozhrania. Na priebeh tektonických línií profilom, resp. vztýčených čiel príkrovov alebo subvertikálnych rozhraní rozdielnych blokov sa usudzovalo na základe náhleho zakončenia reflexov alebo ich prerušenia, prípadne na základe zmeny sklonu reflexov.

Vzhľadom na zameranie práce sa vyčleňovali (pokiaľ to obraz vlnového poľa dovoľoval) len bloky základných geologických jednotiek (t. j. európska platforma, flyšové pásmo, bradlové pásmo, mezozoikum centrálnych Západných Karpát, kryštalinikum centrálnych Západných Karpát, centrálnokarpatský paleogén, neogénne sedimenty a pod.). Vyčlenená je aj viac-menej hypotetická jednotka, ktorú v tejto práci nazývame substrát flyšového pásma. Kde sa končí európska platforma a začína sa substrát flyšového pásma, je z daných materiálov ťažké posúdiť. Teoreticky možno predpokladať, že niekde v oblasti bradlového pásma, resp. medzi európskou platformou a substrátom flyšového pásma nemusí byť ostrá hranica, ale postupný prechod typickej kontinentálnej kôry napr. do paraocéánskej (Pereszlényi in Szalaiová et al., 2004).

Profil 2T sa začína vo flyšovom pásme na poľsko-slovenskej hranici v Slovenských Beskydách, pokračuje cez bradlové pásmo, Skorušinské vrchy, Chočské vrchy a Liptovskú kotlinu do severnej časti Ďumbierskych Tatier. Sústredíme sa len na nami skúmané územia (základná interpretácia Pereszlényi a Pereszlényiová in Szalaiová et al., 2004). Kvôli lepšej, nezaťaženej predstave ho prezentujeme v geologicky neinterpretovanom stave, iba s malou vsuvkou. V obrázku sme vyznačili len zónu, ktorá predstavuje inflexné miesto zmeny zakrivenia odrazových plôch vlny. V severnej časti profilu ide o juhovergentné sklony plôch, kým smerom na juh od vyznačeného miesta sa objavujú sklony reflexných plôch na sever, a to najmä v plytších častiach profilu. Potenciálne môže ísť o oblasť, v ktorej nastali spätné násuny flyšového komplexu. Profil zastihuje všetky čiastkové jednotky flyšového pásma magurského príkrovu, t. j. račiansku, bystrickú a krynickú jednotku. Majú vejárovitú stavbu a generálny sklon na juhovýchod. Vo vnútornej stavbe magurskej zóny príkrovov sa prejavuje niekoľko zväzkov výrazných reflexov, ktoré by mohli zodpovedať násunovým plochám v rámci čiastkových jednotiek. V severnej časti seizmického profilu na časoch okolo 1 až 2 sekúnd je výrazná skupina subhorizontálnych reflexov, ktorá sa skláňa smerom na juh a teoreticky môže byť prejavom povrchu spodnejšej jednotky flyšového pásma, t. j. krosnianskej príkrovovej zóny. Ak postupujeme ďalej po časovej osi, tak v severnej časti profilu na časoch zhruba 2,5 až 4,5 sekundy sa nachádza výrazný zväzok reflexov, ktorý by mohol charakterizovať sedimentárny pokryv platformy. Viac-menej transparentný seizmický obraz pod týmto zväzkom reflexov by mohol byť charakteristický pre kryštalinikum platformy. Južný okraj európskej platformy je možné sledovať po čelo krynickej jednotky.

Geologický fenomén výrazný na povrchu, bradlové pásmo, sa na seizmickom profile nie veľmi odlišuje od flyšového pásma. Na styku s centrálnymi Západnými Karpatmi však vytvára subvertikálnu štruktúru, ktorá sa stráca smerom do hĺbky na čase medzi 3 a 4 sekundami.

Ako sme už predznamenal, profil 2T ako transkarpatský bol vďaka platforme na uplatnenie geologických predstáv či hypotéz pre niekoľko záujmových skupín rôznych

generácii regionálnych geológov (Tomek et al., 1989; Vozár et al., 1998, 1999 a iní). Geologická interpretácia Tomka (1993) je vo svojom základe súhlasná s doteraz najviac pertraktovaným názorom na geologickú stavbu medzi vnútornými a vonkajšími Karpátmi, a z hľadiska usporiadania základných štruktúrnych jednotiek ju možno označiť za „klasickú“. Bradlové pásmo sa tu postupne vyklinuje smerom do hĺbky, ale je pomerne hlboko zakorenené, čo však nie práve explicitne dokumentuje seizmický záznam. Substrát flyšových príkrovov zasahuje ďaleko do vnútorných Karpát. Odrazovým plôškam severnej vergencie nie je venovaná pozornosť, podobne ako v pôvodnej interpretácii (Tomek et al., 1989; Tomek, 1993).

Interpretácia Hrušeckého (in Szalaiová et al., 2004) vykazuje atribúty snažiace sa o nekonformný obraz. Interpretácia povrchu platformy a nadložných jednotiek je v podstate rovnaká, pretože relatívna jednoznačnosť reflexov vylučuje voľnejšie narábanie s údajmi. Interpretácia stavby bradlového pásma je podľa nášho názoru podaná príliš expresívne a je ťažké predpokladať, že by sa intenzívne stlačená zóna prejavovala takýmto „košatým“ priebehom. Sám autor tvrdí (ibid.): „... bradlové pásmo nemá od povrchu smerom do hĺbky kontinuálny reflexný obraz ako tektonostratigrafická jednotka“. Podľa seizmického obrazu seizmických rezov môžeme o prejave bradlového pásma smerom do hĺbky hovoriť len ako o prejave subvertikálnej zlomovej štruktúry, ktorá je súčasťou pomerne širokej zlomovej zóny. Tá vyzerá ako asymetrická „fan-wise“ (resp. „flower“) štruktúra nachádzajúca sa v strednej časti obidvoch seizmických rezov na kontakte vnútorných a vonkajších Karpát. Na spomenutom obrázku ja ale nápadné aj jeho pomerne plytké zakorenenie – okolo času 1,5 sekundy.

Model „flower structure“ ako produkt transpresie na štruktúre bradlového pásma spôsobený miocénym CCW pohybom vnútorných Karpát uplatňujú aj Vozár et al. (1999) a nakoniec aj Pícha (in Golonka a Pícha et al., 2006). Tento model ja nášmu chápaniu najbližší, a to najmä z hľadiska dopĺňajúceho tiažového údaja, ktorý je tu excelentným vstupom a ktorý sme už študovali a interpretovali na štruktúre bradlového pásma v Humenských vrchoch (Kucharič et al., 2012) a v Bielych Karpatoch (Kucharič in Teťák et al., 2014).

Predstavu „flower structure“ demonštruje Pícha (Golonka a Pícha et al., 2006). Bradlové pásmo sa tu chápe ako južná vetva „flower structure“ so sklonom na sever v povrchovejších častiach rezu. Severnú vetvu tvorí akrečná prizma balíka flyšových príkrovov. Veľmi výrazné je podsunutie mezozoických karbonátových komplexov z juhu do podložia bradlového pásma (až do 10 km). Tento aspekt prináša praktický výsledok, pretože pri akceptovaní, a hlavne potvrdení platnosti daného modelu možno uvažovať o potenciálnom území na získavanie zdrojov geotermálnej energie, ak by bol komplex karbonátov zastihnutý v hĺbke väčšej ako 1 km.

Kvôli dokresleniu hĺbkovej situácie prezentujeme priečny profil 39/90 bez interpretácie, len s jemne naznačenými rozhraniami (lepšia čitateľnosť), ktorým možno dať geologický význam. Najspodnejší zväzok reflexov patrí k povrchu platformy, paralelne nad ňou je jej sedimentárny pokryv. Platforma je relatívne hlboko, čo je v súlade s našou interpretáciou, ktorú uvedieme v časti o magnetometrii. Smerom na povrch nasleduje hrubý komplex spodných flyšových súborov a nakoniec nečlenený magurský príkrov, v ktorom možno rozlíšiť niekoľko elevačných štruktúr. Pretože najvyššie štruktúry sú relatívne blízko k povrchu (takmer 1 000 m), dávame do pozornosti otázku, či takáto antiklinála má atribúty, ktorými ju možno indikovať aj v povrchovej geologickej stavbe. Približne 2 km hrubá zóna na jz. konci profilu je priradená k jednej z vetiev závrivského zlomového pásma.

Tiažové mapy

Aj tiažové mapy predstavujú základný informačný materiál o danom území. Preto sme okrem „klasickej mapy“ úplných Bouguerových anomálií pri objemovej hustote $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ zostavili aj odvodené mapy rôznych hĺbkových úrovní. Mapa úplných Bouguerových anomálií síce obsahuje všetky črty, ale je čitateľná poväčšine len pre špecialistov. Názernejšie sú preto odvodené mapy, ktoré obsahujú aj istý kvantitatívny údaj potrebný pri geologických interpretáciách.

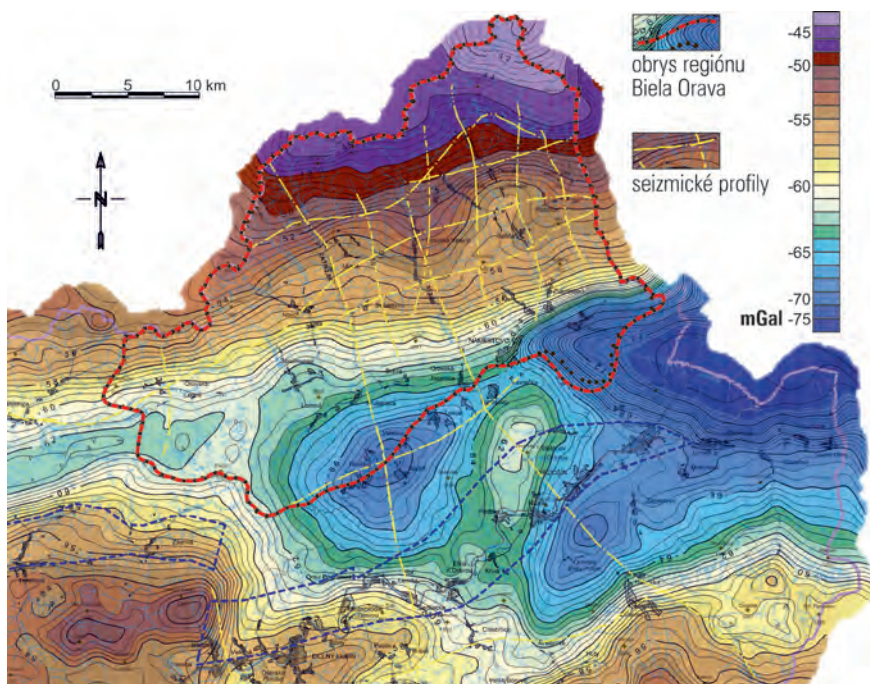
Mapa úplných Bouguerových anomálií

Túto mapu sme zostavili pri redukčnej hustote $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (obr. 14). Kvôli lepšiemu chápaniu tiažového poľa sme museli zvoliť väčší priestorový výrez, než je konzekventne vymedzená plocha na zostavenie geologickej mapy študovaného územia. Do všetkých máp sme premietli povrchový obrys bradlového pásma, pretože ako jeden zo základných stavebných prvkov Západných Karpát majú deformácie v jeho priebehu pokračovanie aj v študovanom území. Dominujúcim tiažovým prvkom v skúmanom území je prítomnosť regionálneho karpatského tiažového minima, ktoré prechádza južnou časťou územia (Tomek et al., 1979; Bielik, 1998). Anomálne pásmo sa nachádza vo vonkajších Karpatoch s dĺžkou niekoľko stoviek kilometrov. Ide o anomálny prvok známy už z 50. rokov minulého storočia, keď sa predpokladalo, že zdrojom anomálie je hustotný deficit vo vrchných častiach kôry. Neskôr Popelář (1968) pripisoval tento efekt zníženej úrovni Moho-diskontinuity. Tomek et al. (1979) pokladajú tiažový účinok za prejav nahromadenia ľahkých a poréznych molasových sedimentov. Objavujú sa aj názory, že zdroj anomálie môže byť spôsobený ľahkými granitmi (Pospíšil a Fiřo, 1983), ale v súčasnosti je akceptovaná interpretácia prehnutia Moho-diskontinuity v dôsledku zhrubnutia hrúbky kôry (Bielik, 1995).

V časti na východ od Námestova do tvorby anomálneho poľa prispievajú ľahšie neogénne sedimenty Oravskej kotliny. Stojí za povšimnutie, že smerom na východ sa anomálna zóna rozširuje, čo je v podstate v severnom pokračovaní zázrivského zlomu spôsobujúceho „ohyb“ izočiar medzi Veličnou a Novoťou. Minimum je tu narušené lokálnym maximom v oblasti kóty Paráč a Oravskej Lesnej, resp. Zákamenného (podľa nášho predpokladu ide o vplyv reliéfu). Od tohto maxima sa charakter minima mení: ako sme už spomenuli, jeho šírka aj amplitúda dosahuje oveľa nižšie hodnoty, čo nasvedčuje o nedostatku objemovej hustoty. V skúmanej oblasti minimum len lemuje jeho juhovýchodnú hranicu. Smerom na sever od minima sa anomálne pole správa v podstate uniformne, s postupným nárastom hodnôt izolínií, ktoré sú takmer súhlasné so smerom súvrství. Je narušené iba sporadickými lokálnymi minimami v širšom okolí Mútneho a Rabče, ktoré sú spôsobené pravdepodobne hrubšími kvartérnymi sedimentmi a ílovcovými súbormi ležiacimi na povrchu.

Mapa úplných Bouguerových anomálií pri objemovej hustote $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ponúka pomerne variabilný obraz územia, v ktorom tiažové pole kolíše v intervale -74 až 40 mGal . Možno tu rozlíšiť dve základné skupiny. Približne od spojnice Oravská Lesná – Zákamenné – Námestovo – Zubrohlava, ktorú reprezentuje intenzívnejší gradient smerom na sever, tia-

žové pole postupne stúpa, pričom gradient je pomerne rovnomerný. Narušený je len dvomi čiastkovými lokálnymi anomáliami záporného charakteru v širšom okolí Mútneho a podobne aj v okolí Rabče. Pretože súčasne sa dvíha aj reliéf terénu až k najvyšším eleváciám Pilska a Babej hory, ktoré sú v prevahe tvorené ťažšími pieskovcovými komplexmi, po analýze reliéfu terénu sme dospeli k záveru, že záporné anomálie môžu byť aj topografického charakteru, teda bez geologického významu. Na juh od spomenutej spojnice sa tiažové pole diametrálne líši. Generálne sice klesá na intenzite, ale v rámci študovaného územia možno vyčleniť od západu na východ tri lokálne depresie. Prvá „prichádza“ do skúmaného územia vo forme minima s osou v smere SSV – JJZ a je situovaná do južnejšieho okolia Oravskej Lesnej. Tu je ukončená lokálnym maximom smeru SSV – JJZ, ktoré sa v pokračovaní na sever začleňuje do spomenutej severnej časti oblasti. To by samo osebe nemuselo znamenať nič podstatné, ale ak si všimneme posun bradlového pásma na tzv. zázrivskej sigmoide, ktorá je vlastne zlomom, možno tejto lokálnej anomálii prisúdiť spätosť s tektonickou aktivitou. Smerom na východ sa záporná anomália rozširuje do izometrického tvaru, s centrom v okolí obcí Hruštín – Babín (aj mimo študovaného územia), pričom jej azimut sa stáča do sv. smeru. Anomália sa v tomto smere redukuje na úzku oblasť v okolí Ťapešova, pretože z juhu vybieha ďalší výrazný kladný tiažový chrbát takmer meridionálneho smeru. Posledná, najzápadnejšia anomália koinciduje s terénou depresiou, zhruba sledujúc záplavovú oblasť vodnej nádrže Orava.



Obr. 14. Mapa úplných Bouguerových anomálií, objemová hustota $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Ľ. Kuchaříč a A. Gluch, upravené podľa Granda et al., 2001).

Celá záporná štruktúra je vlastne segmentom karpatského tiažového minima. Ak si všimneme povrchový priebeh bradlového pásma, tak vidíme, že nemá žiadnu afinitu k tiažovému poľu. Je to na zamyslenie, pretože taký významný tektonický prvok z hľadiska hlbinného založenia by mal mať aspoň nepriame symptómy jeho možnej interpretácie. Uvedený obraz to však úplne vylučuje.

Podľa konfigurácie izoliníí (gradientu) je zrejmé, že sklon ťažších hornín vrátane bradlového pásma je na sever, čo je nakoniec doložené aj na tiažovej kvantitatívnej interpretácii pozdĺž profilu 2T (Vozár et al., 1999). Pritom nie je isté, či bradlové pásmo s. s. má pozitívny tiažový potenciál, pretože jeho typickou črtou je absencia triasových karbonátov (Rakús, 1998), ktoré sú nositeľmi vyššej objemovej hustoty. Na profilových tiažových meraniach realizovaných na seizmickom profile 2T sa oblasť bradlového pásma prejavuje lokálnym minimom. Preto predpokladáme, že s najväčšou pravdepodobnosťou do anomálie prispievajú karbonátové komplexy južnejšie ležiaceho fatrika. Už skôr bol interpretovaný spätný násun bradlového pásma na vnútorné Karpaty vo vzdialenosti do 10 km (Chmelík in Maheľ a Buday, 1968). V súčasnosti sa tento prejav interpretuje ako „flower structure“ – kyticová štruktúra (Vozár et al., 1999). Podobne hlbšiu geologickú stavbu v tejto oblasti chápu Picha et al. (2006). To najviac vyhovuje nášmu chápaniu morfológie a hĺbkového dosahu bradlového pásma. Tento zaujímavý tiažový prvok – pokračovanie ťažších horninových súborov do priestoru vonkajších Karpát – sme zaregistrovali tak v západnom segmente bradlového pásma (východne od Podbranča), ako aj vo východnom, beňatinskom úseku. Svedčí to o určitej zákonitosti a nie o náhodnom prvku. Geodynamickými aspektmi bradlového pásma sa zaoberali Maheľ (1989) a Potfaj (1998) s poukázaním na jeho osobitosti, ale v tých časoch neboli k dispozícii údaje, ktorými disponujeme v súčasnosti.

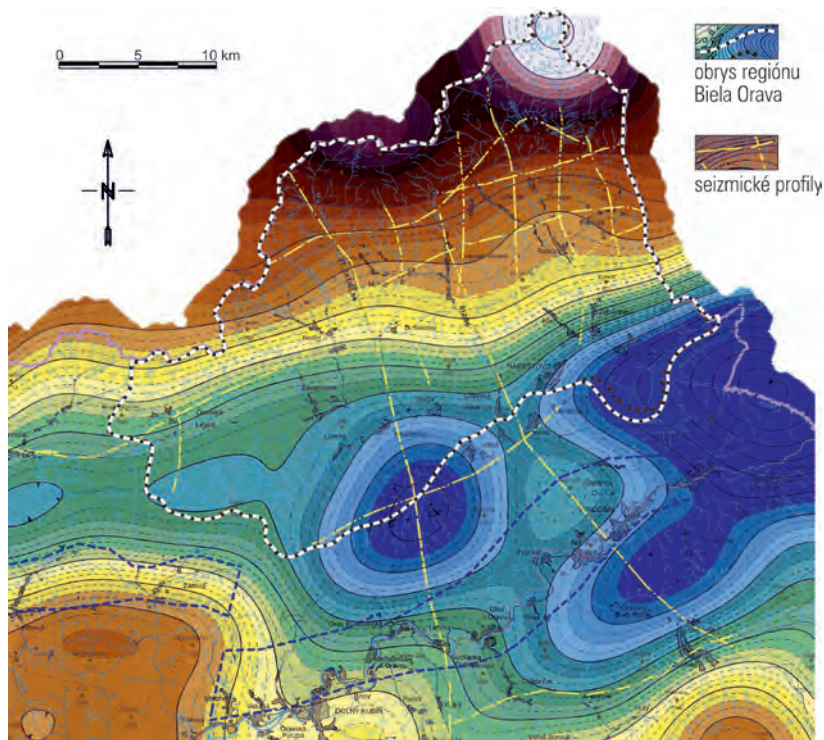
Podľa nášho názoru hlavne hĺbkový dosah bradlového pásma je chápaný príliš ortodoxne, možno snád až dogmaticky. Takéto chápanie nemôže prispievať k ďalšiemu kvalitatívnemu posunu vo vedomostiach o hlbšej geologickej stavbe nielen v tomto území, ale ani pozdĺž celého jeho priebehu.

Podobne možno polemizovať, ak berieme do úvahy výsledky vrtu FPJ-1 v Oravskej Polhore (Zakovič et al., 1988), kde je zdokumentovaná jednotka Obidovej-Slopníc už v hĺbke 1 298 m. To by znamenalo elevačné vyklenutie celého balíka flyšových príkrovov spolu s podložíom a následnou, pomerne výraznou redukciou hrúbky najvrchnejšieho magurského príkrovu v dôsledku denudácie. Tiažová mapa však takúto eventualitu nepotvrdzuje. Teoreticky ostáva otvorená aj možnosť vrásovej štruktúry vnútri flyšovej skupiny, bez príspevku aktivity platformy. Podľa najnovších geologických a geofyzikálnych údajov z poľského územia vonkajších Karpát je akcentovaný vzťah medzi flyšovými príkrovmi a fundamentom (Golonka et al., 2011).

Mapa regionálnych tiažových anomálií (hĺbka viac ako 6 km)

Pri konštrukcii mapy bol využitý pásmový filter FFT (rýchla Fourierova transformácia) programu OASIS MONTAJ (obr. 15). V porovnaní s predchádzajúcou mapou je jej charakter v hlavných črtách podobný, ale s tým rozdielom, že sú zahladené reziduálne amplitúdy a mapa ponúka ucelenejší obraz. Dominujúcim útvarom je tu tak isto karpatské tiažové minimum. Niektoré plytšie anomálie sú ale ofiltrované, pretože referenčná hĺbka je približne 6 km pod povrchom terénu.

Aj v tomto prípade možno konštatovať prevahu ľahkých hmôt vo východnej časti oblasti, čo interpretujeme ako zväčšenie hrúbky flyšového komplexu. Markantné je v pr-

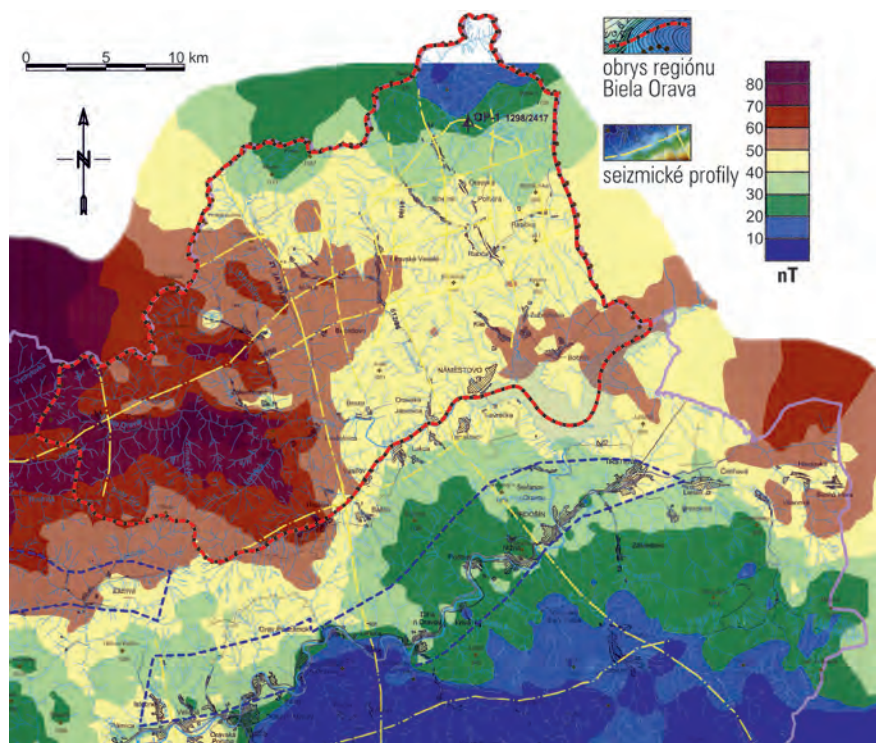


Obr. 15. Mapa úplných Bouguerových anomálií, hĺbka viac ako 6 km, objemová hustota $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, FFT – rýchla Fourierova transformácia (Ľ. Kucharič a A. Gluch).

vom rade potlačenie tiažového minima pri Oravskej Polhore, ktoré považujeme za vplyv reliéfu terénu, obdobne ako čiastkovej tiažovej depresie pri Mútnom. Je zaujímavé, že tiažovú depresiu s centrom pri dedine Hruštín sa nám nepodarilo eliminovať. Môže to naznačovať, že okrem vplyvu reliéfu k jej generovaniu prispieva geologická informácia z hĺbky, svedčiaca o vývoji ľahkých hornín. Zredukované je aj topografické maximum, zreteľné na predchádzajúcej mape medzi kótou Paráč a Zákamenným. Zárizvský zlom je dobre identifikovateľný. V priestore Dlhej nad Oravou sa ponúka interpretácia podobnej štruktúry – dextrálny posun (menej intenzívny gradient) spojený s poklesom, ten však nie je zobrazený v povrchovom priebehu bradlového pásma. Tiažová elevácia medzi minimom pri Hruštine a hlavným minimom vo východnej časti územia ostala zachovaná. Zo seizmických záznamov sotva možno k tomuto fenoménu priradiť geologicky zodpovedajúci prejav. Celá severná časť plochy vykazuje relatívne kladné pole s postupne stúpajúcim gradientom.

Magnetická mapa a odvodené mapy

Samotná lokalita neobsahuje horniny, ktoré by boli nositeľmi výrazných magnetických (ferimagnetických) vlastností. Vyplýva to z jej litologickej náplne,



Obr. 16. Magnetická mapa, upravená podľa Kubeša et al. (2001) (L. Kucharič a A. Gluch).

pretože flyšové horninové komplexy, okrem zriedkavých výnimiek, neobsahujú magnetické minerály. Tomu zodpovedá aj charakter magnetického poľa, v ktorom absentujú anomálie povrchového, resp. plytkého charakteru (obr. 16). Celková amplitúda zemského magnetického poľa dosahuje hodnotu prevažne takmer 80 nT.

Je to spôsobené účinkom magnetických hornín v podloží flyšovej sekvencie. Podľa gradientu je zrejmé, že ide o hlboký zdroj, ktorého centrálna časť je mimo územia Slovenska (smerom na sever, na území Poľska). V zmysle Kubeša et al. (2001) je tento anomálny objekt spôsobený kadómskym fundamentom – magnetickými horninami bloku Brunia, časti severoeurópskej platformy (sensu Dudek, 1980), ktorý obsahuje magnetické a ťažké horniny – bázické granitoidy a gabroamfibolity, podsúvajúce sa pod západokarpatskú oblasť. Do našej skúmanej oblasti magnetická anomália prichádza z oblasti západnejšie ležiacich Kysúc. Podsúvanie platformy pod flyšové sekvencie je v hĺbke viac ako 6 km. Magnetická mapa poskytuje ešte jeden zaujímavý prvok, a to badateľne vyššie hodnoty magnetického poľa v západnej časti oblasti oproti východnej časti, s hranicou meridióneho smeru v oblasti Oravský Podzámok – Hruštín – Mútne. Tento aspekt je prejavom zázrivsko-revúcko-budapeštianskeho pásma (Kubinyi, 1962), ktorého časťou je aj dextrál-

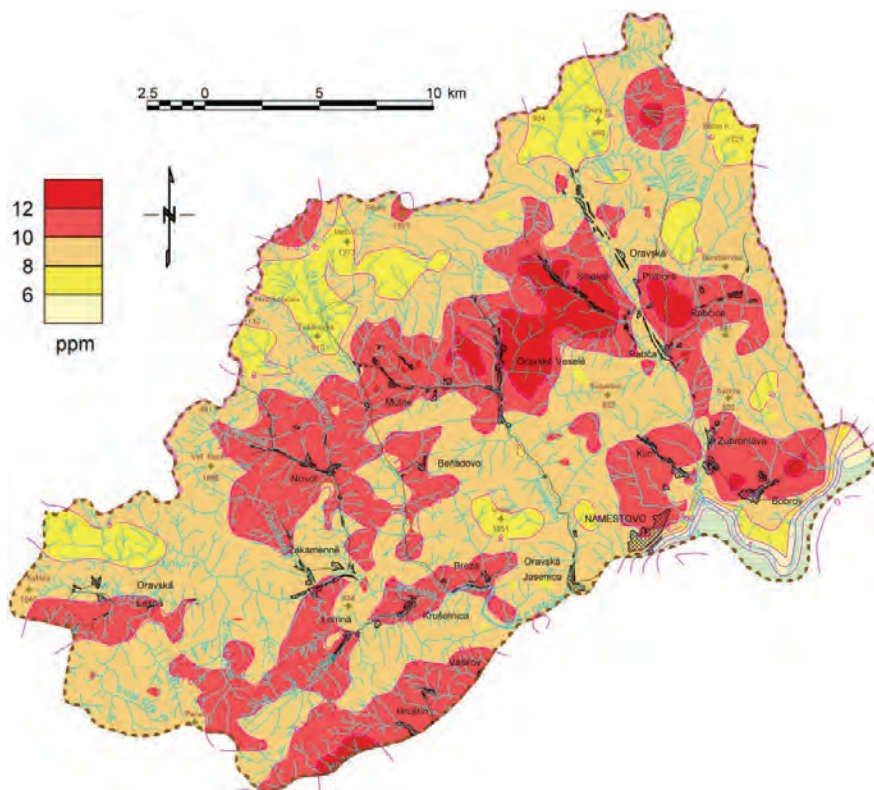
ny posun bradlového pásma smerom na juh v priestore Zázrivá – Itebné, nazývaný aj ako zázrivská sigmoida. Je samozrejme, že nejde o jediný zlom, ale zlomovú zónu širokú niekoľko kilometrov. Na tektonickej mape Slovenskej republiky (Bezák et al., 2004) je táto štruktúra označená ako zázrivský zlom a je ukončená na severnom okraji bradlového pásma. Rovnako aj jej pokračovanie smerom na juh je obmedzené len na limitáciu mezo-zoických jednotiek. Z mapy je jasne viditeľné jeho pokračovanie smerom na sever pod flyšové prikrovy. Najvýraznejšie sa prejavuje v údolí Bielej Oravy medzi Zákamenným a Oravskou Lesnou (vplyv reliéfu terénu, vertikálne priblíženie k magnetickej, kvázi horizontálnej platni). Predpokladáme, že pozdĺž tejto (mladej) štruktúry nastal pokles platformy – jej východného segmentu v danom území, pretože mierne zvýšené pole obdobného charakteru (oveľa menej výraznejšie) registrujeme vo východnej časti územia (na východ od Námestova). Smerom na sever by malo magnetické pole narastať v dôsledku postupne stúpajúceho stropu platformy (Žyto et al. in Poprawa a Nemčok, 1988 – 1989; Oszczycko et al., 2002; Pereszlenyi in Szalaiová et al., 2004). Magnetický účinok platformy smerom na sever je potlačený so stúpajúcou nadmorskou výškou reliéfu terénu (okolie kót Babia hora a Pilsko). V relatívnom ponímaní to predstavuje stratu signálu v dôsledku nemagnetického, asi 800 m hrubého pieskovcového komplexu.

Mapy koncentrácie rádioaktívnych prvkov

Hoci študované územie nepatrí v rámci Západných Karpát medzi rádioaktívne výrazné, jednako v jeho obraze možno nájsť niekoľko pozoruhodných črt (obr. 17 až 20). Do máp rádioaktivity najviac prispieva pôdny pokryv. Vo všeobecnosti pokryv s hrúbkou 1 m a objemovou hustotou $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ odfiltruje aj rudnú koncentráciu rádioaktívnych prvkov. Pretože hrúbka pokryvu v študovanej oblasti presahuje uvedenú hodnotu, nemožno očakávať do dôsledku zmapovanie jednotlivých litologických typov budujúcich túto oblasť. Na tento účel by sa musela použiť oveľa vyššia hustota meracích bodov. V zásade však môžeme formulovať všeobecný princíp, že horninové súbory s prevahou ílovitých súborov majú vyššiu celkovú rádioaktivitu oproti piesčitým súborom.

Mapa celkovej rádioaktivity

Celková rádioaktivita oblasti je nízka, so strednou hodnotou 8 až 12 ppm. Možno tu vyčleniť tri oblasti s relatívne vyššími hodnotami rádioaktivity (obr. 17). Smer osí týchto oblastí je súhlasný s hlavným smerom horninových komplexov, ktoré tu boli v minulosti zmapované. Prvá, najvýraznejšia oblasť smeruje od Rabčíc cez Oravské Veselé a Mútne až po Novot'. Okrem spojitého priebehu sa prezentuje aj najvyššími hodnotami prirodzenej rádioaktivity, >12 ppm. Južnejšie ležiace pásmo s paralelným smerom pozorujeme od Bobrova na východe až do južného okolia Oravskej Lesnej. Je však nespojité, útržkovitého charakteru a nedosahuje maximálne hodnoty predchádzajúceho opísaného objektu. Najjužnejšie

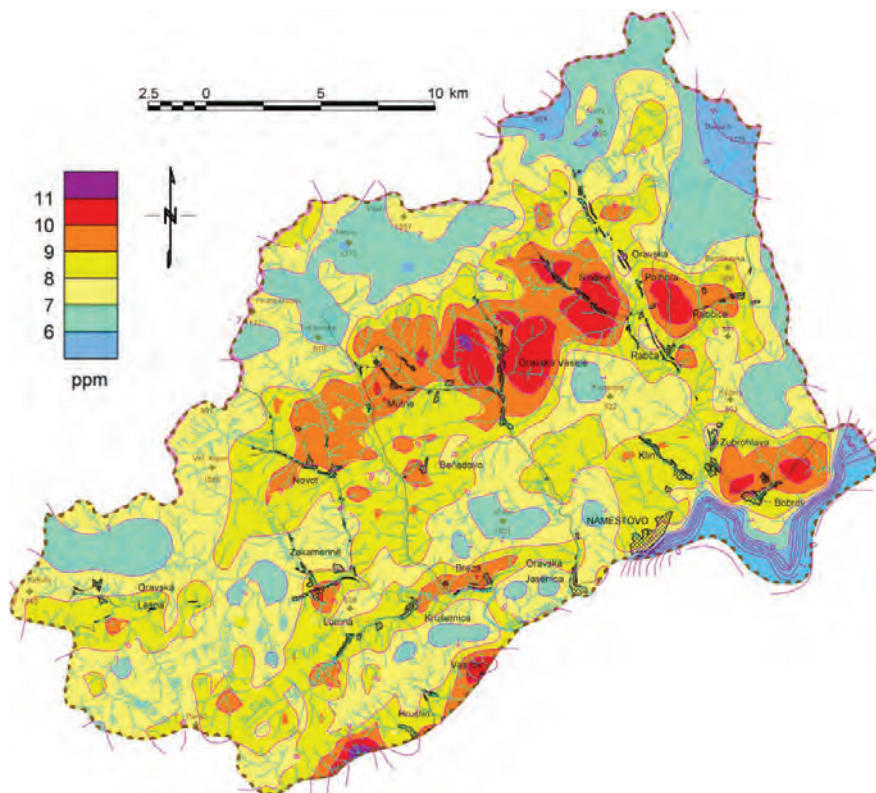


Obr. 17. Mapa celkovej prirodzenej rádioaktivity (podľa Čížka et al. in Kubeš et al., 2001).

pásmo zvýšenej rádioaktivity zasahuje do skúmaného územia iba okrajovo, a to v okolí obcí Vasil'ov a Hruštín, s ďalším pokračovaním na JZ. Relatívne zvýšená rádioaktivita indikuje územia s vývojom ílovitých horninových súborov. Z troch prirodzených rádionuklidov najpodstatnejším prispievateľom do integrálneho spektra rádioaktivity je tórium.

Tórium

Koncentrácia Th v porovnaní s niektorými regiónmi Slovenska sa pohybuje v pomerne úzkom intervale, 2 až 12 ppm, a preto sme zvolili možno nie celkom korektnú gradáciu nameraného poľa koncentrácie, 1 ppm (pri tomto prvku vzhľadom na presnosť jeho stanovenia sa zvyčajne volí gradácia 2 ppm, obr. 18). Zo všetkých troch prirodzených rádioaktívnych prvkov má Th najväčší potenciál prispievať ku geologickému mapovaniu, a to nielen z hľadiska jeho chemických vlastností, ale aj v prípadoch, ak sú splnené technické podmienky na jeho zmys-



Obr. 18. Mapa distribúcie koncentrácie Th (podľa Čížka et al. in Kubeš et al., 2001).

luplné využitie (malá hrúbka pokryvu – maximálne 2 m – a dostatočná hustota pozorovacích bodov). To, žiaľ, v študovanej oblasti nie je splnené. Preto aj prezentované výstupy majú len indikatívny charakter. Relatívne najvyššia koncentrácia bola detegovaná v oblasti s osou v smere JZ – SV v okolí obcí Mútne – Oravské Veselé – Rabča, s vyznievaním na JZ smerom k Novoti.

V tejto oblasti je koncentrácia Th 8 a viac ppm. Z geologického hľadiska oblasť tvoria najmä belovežské vrstvy, ktoré obsahujú v prevahe ílovcové sedimenty. Podľa doterajších výsledkov sú nositeľmi tejto koncentrácie najmä pestré ílovce a jemnozrnné zlepence bystrickej fácie. Zlínske súvrstvie so svojim prevažujúcim pieskovcovým prostredím sa vyznačuje výrazne nižšími hodnotami. Pomerne nezvyčajné zvýšenie hodnôt je v okolí Bobrova vo východnej časti oblasti, viazané na neogénne a kvartérne sedimenty. Predpokladáme, že tento efekt môže byť produktom transportu prostredníctvom vodných tokov, ktoré drénujú viac rádioaktívne belovežské súvrstvie.

Draslík

Priemerný obsah tohto prvku v študovanej oblasti, ako aj variačné rozpätie (0,5 až 1,5 %) sú minimálne (vychádzajúce z reálnej geologickej situácie), a preto nie je ilustratívne zostavovať mapu jeho distribúcie.

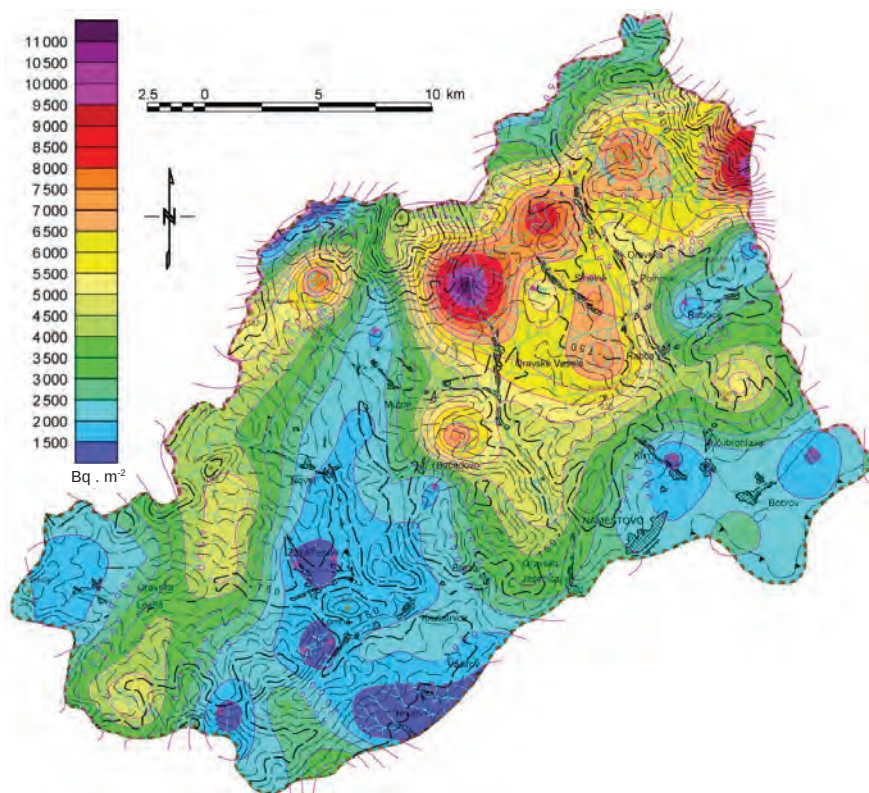
Cézium (^{137}Cs)

Táto mapa bola zaradená do súboru máp ako environmentálny príspevok, pretože územie Slovenskej republiky bolo pomerne výrazne ovplyvnené rádioaktívnym spadom z černobyľskej jadrovej katastrofy v apríli 1986. Väčšina produktov rádioaktívneho štiepenia (Sr, I, ^{134}Cs atď.) boli krátko žijúce rádionuklidy s malým polčasom rozpadu, ktoré sa prakticky do niekoľkých mesiacov po katastrofe úplne rozpadli. Jedinou výnimkou je rádionuklid ^{137}Cs . Jeho osobitou črtou je, že má polčas rozpadu 30,17 rokov. Podľa všeobecných fyzikálnych princípov sa rozpadne 90 % pôvodného rádioaktívneho množstva za 6- až 8-násobok polčasu rozpadu. To znamená, že účinky tohto rádionuklidu budú aktívne v danom priestore minimálne 200 rokov. V prírodných podmienkach ^{137}Cs reaguje s vodou, produkuje hydroxid cézia rozpustný vo vode. Z roztoku ho môžu efektívne prijímať rastliny a živočíchy ho dokážu asimilovať do svojich tiel kvôli chemickej podobnosti s draslíkom, základným nutričným prvkom. Hlavným faktorom, ktorý zabraňuje prenosu ^{137}Cs do živých organizmov, je tendencia viazať sa, niekedy až nevratne, na ílové minerály prítomné vo väčšine pôd a sedimentov (NCRP, 2006). Jeho biologické správanie je podobné ako správanie draslíka a rubídia. Po vstupe do ľudského tela sa rovnomerne rozmiestni v celom tele, pričom vyššia koncentrácia je v svalovom tkanive než v kostiach. Jeho dlhodobé účinky môžu viesť k zvýšeniu rizika tvorby zhubných nádorov. Vážna expozícia je však málo pravdepodobná, pokiaľ to nie je v blízkosti zdroja katastrofy.

Právne normy zaoberajúce sa problematikou radiačnej ochrany a hodnotením ožiarenia sú zákon NR SR 470/2000 Z. z. o ochrane zdravia ľudí a vyhláška MZ SR 547/2007 Z. z. o požiadavkách na zabezpečenie radiačnej ochrany na Slovensku. Zákon 470/2000 okrem iného definuje zásahovú úroveň (hodnota dávky, ktorej prekročenie odôvodňuje vykonanie opatrení a zásahu na obmedzenie ožiarenia v prípade radiačnej nehody, resp. radiačnej havárie) a odvodenú zásahovú úroveň (hodnota priamo merateľnej veličiny, ktorej prekročenie sa považuje za prekročenie zásahovej úrovne). Podľa vyhlášky 547/2007 je odvodená zásahová úroveň rádionuklidu ^{137}Cs po prechode rádioaktívneho mraku pri radiačnej nehode v prípade kontaminácie vody a pastvy (určenej na výrobu mlieka) $10 \text{ kBq} \cdot \text{m}^{-2}$. Zásahová úroveň na trvalé presídlenie obyvateľstva je po prekročení plošnej aktivity na zemskom povrchu $10\,000 \text{ kBq} \cdot \text{m}^{-2}$.

Distribúcia tohto rádioaktívneho rádionuklidu (obr. 20) závisí od nadmorskej výšky, smeru vetrov v čase katastrofy a množstva atmosférických zrážok. Z nej je zrejmé, že najvyššia hodnota plošných aktivít, viac ako $10\,000 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$, bola nameraná bodovo v údolí potoka Veselianska severne od Oravského Veselého,

a to $12\,317\text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$. Touto anomáliou je zakončený maximálny spad rádionuklidu, ktorý prichádzal do oblasti v smere vetra a kontaminoval južné svahy kót Babia hora, Ostrý vrch a jv. svah kóty Pilsko. Dĺžka anomálnej zóny je okolo 17 km pri približnej šírke 4 km (kvôli názornosti sme v prílohe zobrazili aj kontúry vrstevníc nadmorskej výšky). Smerom na juh od spomenutej línie kontaminácia postupne vyznieva, ale siahla až po širšie okolie Námestova, čím zaberá ďalší pás v šírke zhruba 8 km. Tu už detegujeme hodnoty nižšie ako $3\,000\text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$. Depresné formy reliéfu medzi Hruštínom, Zákamenným a Mútnym sú kontaminované už veľmi nízko. Vyššia úroveň kontaminácie je zaznamenaná v smere na západ, kde možno sledovať líniovú anomáliu sledujúcu elevačné štruktúry medzi kótami Minčol a Veľký kopec až po západný svah kóty Paráč. Intenzita znečistenia tu už nie je taká vysoká a klesá od $7\,000\text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ zo severu až do $4\,500\text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$. Napriek pomerne výraznej anomálnej zóne, ktorá je prakticky mimo osídlení (s výnimkou



Obr. 20. Mapa kontaminácie rádionuklidom ^{137}Cs s vrstevnicami reliéfu (A. Gluch a E. Kucharič, 2009).

severnej časti Oravskej Polhory), územie nepredstavuje výrazné riziko pre životné prostredie a zdravotný stav obyvateľstva.

Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácii MGII

Na zostavenie mapy sme využili mapy digitálneho modelu reliéfu terénu, údaje z diaľkového prieskumu Zeme (DPZ), tiažové mapy vrátane odvodených tiažových máp, magnetickú mapu a jej odvodené mapy a mapu rádioaktivity s prihliadnutím na výsledky seizmických rezov. Okrem gamaspektrometrie a interpretovaného priebehu tektonických zlomov na povrchu majú príspevky zakreslené na mape hlbší, resp. hlbinný charakter, a to z hĺbky 3 až 7 km.

Dominujúcim tiažovým prvkom je oblasť známeho karpatského tiažového minima, ktorá prechádza južnou časťou oblasti. Minimum je výrazne deformované – do oblasti prichádza zo západu vo forme relatívne úzkej zóny po prechode zlomom, ktorý je severným pokračovaním závrzskej sigmoidy (Andrusov, 1938). Pozdĺž nej je východnejšie ležiaci segment bradlového pásma, posunutý približne o 7 km smerom na juh (dextrálny posun). Nejde o sigmoidu, ale o normálny *strike slip fault*. Tiažové pole po prekročení tejto línie naberať väčšiu šírku, ktorá sa rapídne redukuje v priestore južne od Námestova, ale na východnom priestore plochy sa opäť prejavuje vo forme rozsiahlej plošnej anomálie. Ak prihliadneme na celkovú konfiguráciu tiaže, môžeme konštatovať, že východná časť územia sa prejavuje ľahšími hmotami, čo možno interpretovať v spojitosti s väčšou hrúbkou flyšových súborov. Priebeh tiažového poľa je deformovaný výraznými poruchovými zónami smeru približne S – J, ktoré pokladáme za pokračovanie stredoslovenskej zlomovej zóny a ktoré odzrkadľuje aj interpretácia DPZ. Ide o mladú (miocénnu) štruktúru. Tá svojím dextrálnym posunom bradlového pásma s poklesom východného bloku, flyšového bloku, ktorý sme interpretovali z magnetických a tiažových meraní a ktorý indikujú aj štruktúrne výskumy (Marko et al., 2005), by mala mať na mape nezastupiteľné miesto.

Zaujímavý je prejav bradlového pásma, ktoré nemá žiadnu afinitu k tiažovému poľu, a teda jeho interpretácia smerom do hĺbky je skôr modifikovaná geologickou predstavou podmienenou historickou významnosťou tohto tektonického fenoménu. Nemáme v úmysle nihilizovať význam tejto dôležitej jednotky, ale len upozorniť na skutočnosť, že jeho interpretácia hlavne vo vertikálnom smere nie je dostatočne podložená fyzikálnymi reflexmi (nielen gravimetrickými). Podotýkame, že tiažové mapy sú napriek revízii pomerne značne zaťažené vplyvom reliéfu terénu (Grand et al. in Kubeš et al., 2001). Také sú napr. anomálie pri Oravskej Polhore, Hruštine atď.

Ďalším výrazným prvkom je magnetická anomália, ktorú interpretujeme ako prejav magnetických hmôt platformy – bloku Brunie (Kubeš et al., 2010). Je badateľný v západnej časti oblasti a pomerne výrazne je amputovaný v pokračovaní na východ pozdĺž štruktúry prebiehajúcej sedlom Príslop, ktoré presekáva hrebeň Oravskej Magury (pozdĺž tohto zlomu je aj bradlové pásmo posunuté o necelý 1 km smerom na juh). Pokles magnetického signálu smerom na sever pripisujeme zvyšujúcemu sa reliéfu terénu až do úrovně najvyšších kôt Babia hore a Pilsko, kde sa nadmorská výška zvyšuje o sedemsto metrov. V ďalšom pokračovaní smerom na východ magnetické pole postupne slabne a v priestore vodnej nádrže Orava už detegujeme len nevýraznú kladnú anomáliu. Vyznievanie intenzity magnetického poľa interpretujeme ako pokles magnetického platformového bloku do väčšej hĺbky pozdĺž už spomínaných štruktúr smeru S – J, ktoré priradujeme k stredoslovenskej tektonickej zóne. Pokles podložných blokov dokumentuje aj sedimentácia neogénu v okolí vodnej nádrže so súčasným ponorením bradlového pásma pod povrch. Analogicky

by sme v tomto zmysle mohli predpokladať aj zväčšenie hrúbky sedimentov magurského príkrovu v tomto priestore. Proti takémuto predpokladu je však kontroverzná pomerne veľká blízkosť jednotky Obidowej-Slopníc pod povrchom, vo vrte FPJ-1 v hĺbke 1 298 m (Zakovič et al., 1988). Podobne ako pri tiažovom poli, aj v tomto prípade bradlové pásmo nevymedzuje magnetické pole smerom na juh. Tento predpoklad by bolo potrebné testovať modelovacími postupmi (magnetometria), ktoré sú však už mimo rámca tejto práce. V tejto oblasti sa potenciálne predpokladá prítomnosť oravika, resp. váhika. Váhikum ako oceánska doména by malo mať výrazný prejav v magnetometrii. V našich výsledkoch sice magnetický prejav je detegovaný, ale v rámci interpretačného záberu celého Slovenska ho priradíme k Brunii ako časti európskej platformy (Kubeš et al., 2010). Iné magnetické prejavy sme v oblasti nezaznamenali. Preto prítomnosť váhika, resp. penninika v tomto priestore považujeme za málo pravdepodobnú.

Z povrchových črt sme na mapu zaznačili plochy s najvyššími hodnotami koncentrácie Th v rámci študovanej oblasti. Zodpovedajú prostrediu, ktoré tvoria predovšetkým ílovcové súvrstvia (v danom prípade belovežské súvrstvie). Je veľmi pravdepodobné, že pri vyššej hustote gamaspektrometrických meraní by táto metóda priniesla pri geologickom mapovaní oveľa viac informácií.

Plochy kontaminované rádionuklidom ^{137}Cs napriek výraznosti sme do mapy nezakomponovali, pretože to je aspekt, ktorý nesúvisí s geologickou situáciou.

Záverčné zhodnotenie

Geofyzikálne črty územia možno charakterizovať takto:

Zaoberali sme sa zázrivským zlomom, ako aj stredoslovenskou tektonickou zónou (uvedený zlom je jednou z jej častí), ktorá ako miocénny prvok smerom na sever od bradlového pásma nemá preukázateľnejšie zistené pokračovanie vo flyšovom komplexe. Podľa štruktúrnych meraní a interpretácie tiažových a magnetických meraní je dextrálny posun na bradlovom pásme evidentný. Okrem transpresného aspektu (*strike slip*) stredoslovenský zlomový systém obsahuje aj pokles (*dip-slip*). Východná strana flyšu (za bradlovým pásmom) deteguje pokles na úrovni povrchu platformy, čím sa markantne zväčšuje hrúbka nadložných sedimentárnych jednotiek. Sedimentácia neogénu v najnižšej časti územia (okolie vodného diela Orava) tomu nasvedčuje. V zmysle interpretácie výsledkov gravimetrie by bolo potrebné prehodnotiť dokumentáciu vrtu FPJ-1 z hľadiska zaradenia úseku od 1 298 m do konca vrtu do jednotky Obidowej-Slopníc.

Filtráciou magnetického poľa sme zistili, že po úroveň 3 km pod povrchom niet možnosti na výskyt magnetických hornín. V západnej časti oblasti však už v hĺbke 3 km zaznamenávame magnetický signál. Tento jav by bolo žiaduce otestovať modelovacími postupmi. Magnetický signál v príslušnej hĺbke ešte nemusí znamenať, že zdrojový litotyp sa nachádza v tej istej úrovni. Podstatné však je, že pokles platformy na stredoslovenskej tektonickej zóne je v zmysle našej interpretácie okolo 2 km. Penninikum, resp. váhikum nemožno na základe magnetických výsledkov v tejto oblasti očakávať.

Interpretácia seizmických profilov je v súlade s doterajšími základnými predstavami. Problematickou ostáva otázka „flower structure“ celej akrečnej prizmy flyšových súvrství aj s bradlovým pásmom ako jeho súčasťou – južným komponentom. V prípade existencie jeho severného sklonu v pripovrchových častiach možno potom predpokladať karbonatický vývoj pokračujúci z vnútorných jednotiek Západných Karpát v podloží tejto štruktúry. Pri hĺbke viac ako 1 km možno uvažovať o určitom teoretickom potenciáli zdroja geotermálnej energie.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Územie regiónu Biela Orava sa vyznačuje zložitou geologickou stavbou. Podľa hydrogeologickej rajonizácie spracovanej v roku 1984 sa v tomto regióne nachádzajú nasledujúce hydrogeologické rajóny (obr. 21):

- PN 025 – *Paleogén povodia Bielej Oravy a neogén Oravskej kotliny,*
- PQ 028 – *Paleogén a kvartér povodia Kysuce.*

Predkvartérne útvary podzemnej vody sú v regióne zastúpene nasledujúcimi útvarmi (obr. 22):

- SK2001800F – *útvár puklinových podzemných vôd západnej časti flyšového pásma a podtatranskej skupiny oblasti povodia Váhu,*
- SK2003200P – *útvár medzizrnových podzemných vôd Oravskej kotliny oblasti povodia Váhu.*

Geologická stavba hodnoteného územia je jedným zo základných faktorov, ktorý determinuje charakter hydrogeologických pomerov územia. Podľa geologickej stavby môžeme na území vyčleniť niekoľko hydrogeologických celkov s odlišnými hydraulickými vlastnosťami horninového prostredia, odlišným režimom aj chemickým zložením podzemnej vody:

- *hydrogeologický celok sedimentov flyšového pásma s puklinovou priepustnosťou,*
- *hydrogeologický celok neogénnych sedimentov s puklinovou priepustnosťou,*
- *hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov s medzizrnovou priepustnosťou.*

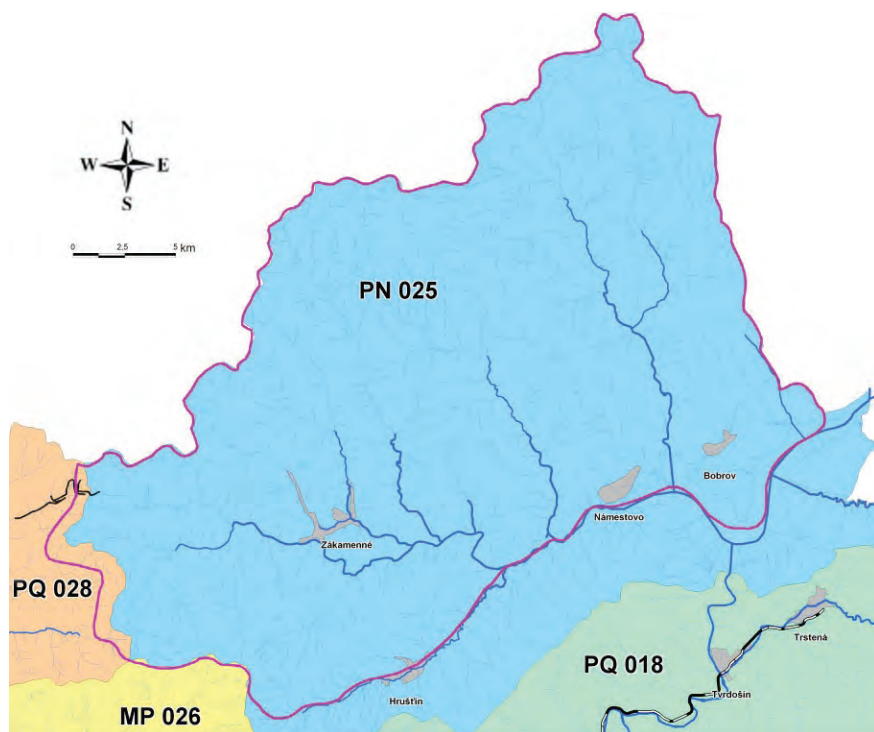
Hydrogeologický celok flyšového pásma

Sedimenty flyšového pásma budujú podstatnú časť hodnoteného územia a pri-náležia k magurskej skupine príkrovov. V rámci magurského príkrovu sú vyčle-nené tri tektonicko-litofaciálne jednotky (krynická/oravskomagurská, bystrická a račianska jednotka).

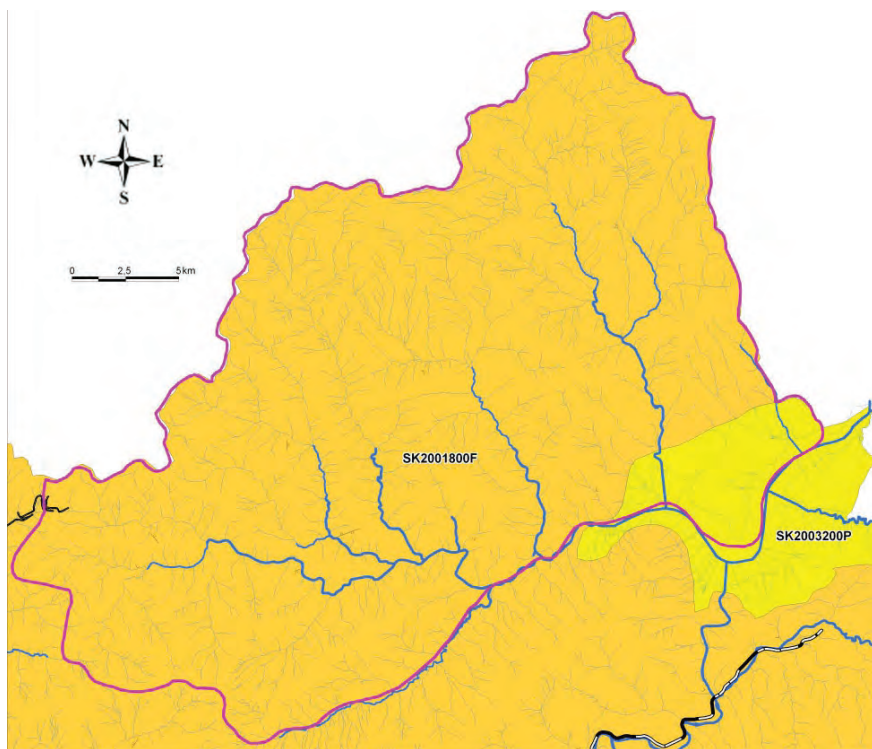
Z hľadiska hydrogeologickej funkcie možno v jednotlivých litostratigrafic-kých jednotkách magurskej skupiny príkrovov flyšového pásma v regióne Bielej Oravy vyčleniť tri hydrogeologicky odlišné komplexy hornín:

- a) súvrstvia v prevažne pieskovcovom vývoji reprezentujú **kolektory** podzemnej vody s puklinovou, sporadicky s puklinovo-medzizrnovou priepustnosťou,
- b) súvrstvia v ílovcovo-pieskovcovom vývoji flyšového charakteru s preva-hou pieskovcov predstavujú komplex kolektorov striedajúcich sa s izolá-tormi, komplex ako celok vystupuje ako **poloizolátor**,
- c) súvrstvia v ílovcovom a pieskovcovo-ílovcovom vývoji s prevahou ílov-cov, komplex ako celok plní pre podzemnú vodu funkciu **izolátora**.

Do komplexu hornín v **pieskovcovom vývoji** v hodnotenom území sú začlenené tieto litostratigrafické jednotky: kýčerské vrstvy, szczawinské pieskovce a pieskovce magurského typu (oravskoveselské vrstvy, sčasti zábavské a raciborské súvrstvie). Tento komplex hornín je vo flyšovom pásme hlavným kolektorom podzemnej vody, charakterizovaný puklinovo-medzizrnovou priepustnosťou. Regionálne hodnotenie hydraulických parametrov hornín v pieskovcovom vývoji poukazuje na to, že priepustnosť a zvodnenie tohto komplexu sú značne premenlivé. Charakteristiku hydraulických vlastností pripovrchovej zóny hornín paleogénu z oblasti susedného región Kysúc podáva Jetel (1994). Ich premenlivosť dokumentuje koeficient filtrácie (k_f), ktorý je v rozpätí $4 \cdot 10^{-5}$ až $3 \cdot 10^{-7}$, v priemere $3,7$ až $4,1 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. V zmysle 8-triednej klasifikácie Jetela je to dosť slabá priepustnosť (V. trieda). Koeficient prietochnosti (T) sa pohybuje v rozpätí $6 \cdot 10^{-4}$ až $5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, v priemere $5,9$ až $7,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, čo v zmysle 6-triednej klasifikácie Krásneho zodpovedá horninovému prostrediu s nízkou prietochnosťou (IV. trieda).



Obr. 21. Hydrogeologické rajóny podzemnej vody v regióne Bielej Oravy (hranica regiónu je vyznačená fialovou farbou).



Obr. 22. Predkvartérne útvary podzemnej vody v regióne Bielej Oravy (hranica regiónu je vyznačená fialovou farbou).

Komplex hornín v **ílovcovo-pieskovcovom vývoji flyšového charakteru** tvorí podstatnú časť hodnoteného regiónu. K tomuto typu sú začlenené nasledujúce litostratigrafické jednotky: bystrické vrstvy, väčšia časť zábavského a raciborského súvrstvia a malcovské súvrstvie. Na rozdiel od komplexu v pieskovcovom vývoji, tento súbor sedimentov sa vyznačuje rytmickým striedaním pieskovcov a ílovcov, resp. prevahou pieskovcov v niektorých častiach súvrstvia, t. j. hornín s kolektorovými vlastnosťami s izolátormi, ktoré obmedzujú cirkuláciu podzemnej vody v komplexe. Zvodenie sa viaže na pukliny pásma povrchového rozvoľnenia aj tektonického pôvodu. Podobne ako v pieskovcovom komplexe, aj v tomto súbore sú značné rozdiely v priepustnosti a zvodení, podmienené stupňom porušenia. Významná je však funkcia ílovcov ako izolátora, ktorých prítomnosť v zóne rozvoľnenia a zvetrávania znižuje priepustnosť a zvodenie celého súvrstvia. Dokumentujú to poznatky o hydraulických vlastnostiach tohto komplexu v oblasti susedného región Kysúc. Koeficient filtrácie (k_f) vsetínskych, kýčerských a bystrických vrstiev sa podľa Jetela (1994) pohybuje od $3 \cdot 10^{-4}$ do $8 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,

priemerne od $1,7 \cdot 10^{-5}$ do $4,4 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, čo ich charakterizuje ako sedimenty s miernou (IV. trieda) až dosť slabou priepustnosťou (V. trieda). Koeficient prietochnosti (T) sa pohybuje od $1 \cdot 10^{-3}$ do $2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, v priemere $1,6 \cdot 10^{-4}$ až $5,9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, čo zodpovedá strednej až nízkej prietochnosti (III. až IV. trieda).

Komplex hornín v **ílovcovom a pieskovcovo-ílovcovom vývoji s prevahou ílovcov** prezentujú nasledujúce litostratigrafické jednotky: spodné a vrchné belovežské vrstvy, ropianske vrstvy, újezdské vrstvy, vychylovské súvrstvie, sčasti bystrické vrstvy, račovské vrstvy a malcovské súvrstvie. Komplex hornín má charakter hydrogeologického izolátora, pri ktorom sa neuplatňujú účinky trieštivej tektoniky vďaka ich plastickému charakteru. Pri porušení uzatvárajú vlastné pukliny, ale čiastočne aj pukliny v okolitom horninovom komplexe. Ich priepustnosť a zvodnenie sú preto veľmi nízke. Plnia funkciu hydrogeologického izolátora, ktorý usmerňuje alebo obmedzuje cirkuláciu a obeh podzemnej vody v tektonických jednotkách so súvrstviami v pieskovcovom a flyšovom vývoji magurskej skupiny príkrovov. Región Bielej Oravy je charakterizovaný prevažne plytkým obehom podzemnej vody, viazaným hlavne na pripovrchovú zónu rozvoľnenia. Iba malá časť podzemnej vody zostupuje po ojedinelých otvorených puklinách do väčšej hĺbky, do pásma obmedzeného hlbšieho obehu.

Hydraulické parametre hornín magurskej skupiny karpatského flyšu v regióne Bielej Oravy pochádzajú iba z lokálnych prieskumných prác (Oravské Veselé, Rabčice) zameraných na získanie podzemnej vody pre poľnohospodárske družstvá a na zásobovanie menších bytových jednotiek. Hydrogeologické vrty overili pripovrchovú zónu rozvoľnenia horninového masívu do hĺbky 10 až 15 m, budovaného belovežským súvrstvom bystrickej jednotky. Čerpacie skúšky na vrtoch HV-1 Oravské Veselé (Hrabovec, 1981), HV-1 Oravské Veselé (Hrabovec, 1982) a HR-1 Rabčice (Mikuláš, 1967), ktoré trvali 14, 23 a 18 dní, zdokumentovali nepriaznivé podmienky na akumuláciu podzemnej vody. Hodnoty koeficientu filtrácie (k_f) a koeficientu prietochnosti (T) belovežského súvrstvia v regióne Bielej Oravy uvádza tab. 1 a 2.

Tab. 1

Charakteristika rozdelenia hodnôt indexu priepustnosti Z a hodnoty koeficientu filtrácie $k_f (\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1})$ belovežského súvrstvia bystrickej jednotky v regióne Bielej Oravy.

Litologické zloženie	(n)	Index prietochnosti Z							k – koeficient filtrácie [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]	
		min. – max.	x	Md	R	d	s	x + d ± s	x + d	x + d ± s
Flyš – prevaha ílovcov nad pieskovecami	3	3,0 – 3,82	3,39	3,34	0,82	–0,20	0,41	2,78 3,60	$1,55 \cdot 10^{-6}$	$6,00 \cdot 10^{-7}$ $4,02 \cdot 10^{-6}$

Poznámka: n – počet údajov, min., max. – minimálne a maximálne hodnoty súboru, x – aritmetický priemer zistených hodnôt, Md – medián zistených hodnôt, R – rozdiel hodnôt max. a min., s – smerodajná odchýlka v súbore.

Tab. 2

Charakteristika rozdelenia hodnôt indexu prietočnosti Y a hodnoty koeficientu prietočnosti T ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) belovežského súvrstvia bystrickej jednotky v regióne Bielej Oravy.

Litologické zloženie	(n)	Index prietočnosti Y							T – koeficient prietočnosti [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]	
		min. – max.	x	Md	R	d	s	x + d ± s	x + d	x + d ± s
Flyš – prevaha ílovcov nad pieskovecami	3	3,6 – 4,48	4,07	4,12	0,87	–0,20	0,44	3,43 4,31	$7,39 \cdot 10^{-6}$	$2,69 \cdot 10^{-6}$ $2,03 \cdot 10^{-5}$

Obeh podzemnej vody flyšového pásma sa realizuje predovšetkým v pripovrchovej zóne zahŕňajúcej pásmo podpovrchového rozvoľnenia puklín spolu so zvetraninovým plášťom (Jetel a Rybářová, 1983). Má vyššiu priepustnosť ako hlbšie časti horninového masívu. Prebieha viac-menej konformne s povrchom terénu a zasahuje najčastejšie do hĺbky 20 až 40 m s početnými lokálnymi odchýlkami. Mimo dolín funguje iba ako vodiaci (nie nádržový) kolektor, lebo po prerušení napájania zo zrážok sa môže postupne celkom odvodniť prírodným gravitačným odtokom. Rozvoľnenie hornín je tu spôsobené predovšetkým účinkom teplotných zmien a podzemnej vody, na svahoch vyššie aj účinkom uvoľnenia horizontálnych zložiek napätia v horninovom masíve pri zahlbovaní údolia a zosúvaním po predisponovaných plochách sklonených po svahu. V masívoch flyšových pieskovcov na hrebeňoch a svahoch vznikajú miestami široko otvorené trhliny, ktoré môžu vytvárať celé sústavy podzemných dutín, zvyšujú akumulačnú schopnosť flyšového masívu a umožňujú infiltráciu zrážkovej vody. Možno predpokladať, že takéto otvorené pukliny až dutiny v kýčerských vrstvách na svahoch Pilska a Babej hory prispievajú k vyššej výdatnosti prameňov.

Podstatne nižšiu priepustnosť má v porovnaní s pripovrchovou zónou prechodná zóna otvorených puklín umožňujúcich ešte viac-menej súvislý obeh podzemnej vody, zasahujúca v priemere do hĺbky 80 až 100 m. Vo väčšej hĺbke sa potom vyskytujú otvorené pukliny už iba zriedkavo, a to ako anomálne diskontinuity v horninovom masíve, podmienené spravidla tektonickým porušením. Dôsledkom nevyhranosti vzťahu medzi litologickým zložením a hydrogeologickou funkciou flyšových hornín je aj nižší stupeň ovplyvnenia obehu podzemnej vody geologickou štruktúrou (uložením a sklonom vrstiev, vzájomnou pozíciou telies psamítov a pelitov a pod.). Určitý vzťah ku geologickej stavbe naznačuje poloha prameňov na kontaktoch litologicky odlišných typov hornín (napr. pieskovcové telesá szczawinských vrstiev na vrstvách pelitov, bystrických vrstiev na belovežskom súvrství a pod.). Význam hlbšieho vrstvomého obehu je tu však pomerne malý v dôsledku sústredenia prevažnej väčšiny obehu do pripovrchovej zóny. Výrazne sa však uplatňuje vplyv tektonického porušenia, podmieňujúci hlbší obeh na puklinových zónach.

Podzemná voda sedimentov paleogénu chemicky patrí väčšinou k Ca-HCO_3 typu vôd s mineralizáciou od 140,0 do 545,0 mg . l⁻¹. V prípadoch, keď výdatnosť prameňov je silne ovplyvnená vodou z deluviálnych sedimentov, je mineralizácia podstatne nižšia, iba 47,0 až 108,0 mg . l⁻¹. Bodiš (in Zakovič et al., 1990) uvádza z račianskej jednotky mineralizáciu podzemnej vody od 79,4 do 300,2 mg . l⁻¹ (priemerne 176,8 mg . l⁻¹), z bystrickej jednotky 115,5 až 450,2 mg . l⁻¹ (priemerne 266,0 mg . l⁻¹) a z oravskomagurskej jednotky 206,1 až 391,1 mg . l⁻¹ (priemerne 323,9 mg . l⁻¹). V podzemnej vode flyšových sedimentov paleogénu je častá prítomnosť Fe a H₂S.

Z hľadiska vodohospodárskeho využitia podzemnej vody viazanej na paleogénne sedimenty sú dôležité tieto skutočnosti (Zakovič et al., 1990):

- a) vo väčšine prípadov (okrem foriem dusíka) podzemná voda neprekračuje stanovený obsah ukazovateľov kvality vody určenej na ľudskú spotrebu (nariadenie vlády č. 354/2006 Z. z.),
- b) prítomnosť dusitanov v asi 15 % analyzovanej vody,
- c) častý výskyt amoniaku (nie je však sprevádzaný zvýšeným obsahom ostatných indikátorov fekálneho znečistenia; možno predpokladať, že vzniká biochemickým rozkladom prírodných organických látok priamo v obehových cestách),
- d) prítomnosť fosforečnanov v asi 16 % analyzovanej vody (koncentrácia však ani v jednom prípade nepresahuje hodnotu 1 mg . l⁻¹), ich maximálny obsah je 0,17 mg . l⁻¹ a súvisí s rozpúšťaním apatitu.

Hydrogeologický celok neogénnych sedimentov

V Oravskej kotline regiónu Biela Orava sú neogénne sedimenty zastúpené oravským súvrstvom (sivé prachy s medzivrstvami piesku, štrku a lignitu, menej bentonitov a tufov). Miestami sú v nich šošovky jemných pieskov, ktoré vzhľadom na svoju hydraulickú izolovanosť nedosahujú intenzívne zvodnenie. Z hydrogeologického hľadiska majú väčší význam bazálne hrubozrnné pieskovce a zlepenice. Neogénne sedimenty sú pokryté kvartérnymi sedimentmi, ktoré v okolí Bobrova dosahujú hrúbku 2,5 m. Hladina podzemnej vody v sedimentoch neogénu je na päť.

Hydraulické parametre neogénnych sedimentov boli overené v okolí Bobrova hydrogeologickými vrtmi hlbokými 40 a 100 m. Čerpacie skúšky zdokumentovali štandardnú mernú výdatnosť na úrovni 0,16 až 0,19 l . s⁻¹ (Méry et al., 1989; Ondruš, 1960). Tejto hodnote zodpovedá koeficient prietochnosti $T = 2,57 \cdot 10^{-4}$ až $3,69 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Obeh a režim podzemnej vody v horninovom prostredí sedimentárneho neogénu je limitovaný jeho litologickým charakterom a vodnou nádržou Orava, ktorá zatápa západnú časť Oravskej kotliny. Územie je síce silne zamokrené, ale na akumuláciu podzemnej vody nie sú priaznivé podmienky.

Chemické zloženie podzemnej vody neogénu sa formuje v horninovom prostredí, kde sa striedajú piesčité a štrkové polohy s polohami ílov. Pri formovaní chemického zloženia sa uplatňujú mineralizačné procesy prebiehajúce na fázovom rozhraní hornina – podzemná voda, pričom vzniká výrazný chemický typ vody Ca-HCO_3 . Prehľad základných hydrogeochemických parametrov podzemnej vody neogénu dokumentuje tab. 3.

Tab. 3
Vybrané hydrogeochemické parametre podzemnej vody neogénu v regióne Bielej Oravy (Méry et al., 1989).

Lokalita Vrt		Mineralizácia	pH	Celková tvrdosť (mval . l ⁻¹)	Ca ²⁺ (mg . l ⁻¹)	Mg ²⁺ (mg . l ⁻¹)	HCO ³⁻ (mg . l ⁻¹)	NO ³⁻ (mg . l ⁻¹)
Bobrov HN-1	1	342,51 – 350,18	7,4	3,48 – 3,66	55,71 – 58,12	8,51 – 9,24	244,07 – 250,17	0,5
	2	346,35	7,4	3,57	56,91	8,88	247,12	0,5

Poznámka: 1 – rozptyl hodnôt, 2 – priemer.

Hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov

Rieka Biela Orava preteká dolinou dlhou 37 km, ktorá sa miestami rozširuje, ako napr. v okolí Krušetnice a Oravskej Jasenice. V doline Bielej Oravy sú riečne terasy málo zachované. Na rozšírených úsekoch dominujú nízke terasy a sedimenty dnovej akumulácie. Najrozsiahlejšie sú štrkopiesčité sedimenty poriečnej nivy, ktoré dosahujú hrúbku 5,0 až 9,5 m. Najmenšia hrúbka uvedených sedimentov bola zdokumentovaná v okolí Lomnej a najväčšia v dolnej časti toku medzi Brezou a Oravskou Jasenicou (Méry et al., 1989). Štrkopiesčité sedimenty majú v hornej časti povodia Bielej Oravy (Oravská Lesná – Breza) vyšší obsah ílovitej zložky, ktorý možno sledovať aj pri vyústení bočných prítokov.

V uvedenej časti povodia Bielej Oravy sa vo vrchnej časti štrkopiesčitých sedimentov nachádzajú povodňové hliny s hrúbkou do 1,0 m a v dolnej časti (Breza – Oravská Jasenica) bola zdokumentovaná piesčitá hlina s hrúbkou do 1,5 m. Hladinu podzemnej vody pod povrchom terénu vo fluvialných náplavoch v regióne Bielej Oravy dokumentuje tab. 4.

Tab. 4

Hladina podzemnej vody vo fluvialnych sedimentoch v regióne Bielej Oravy.

Tok	Lokalita	Hladina podzemnej vody pod terénom (m)
Biela Orava	Oravská Lesná	0,8
	Breza	4,5
	Oravská Jasenica	1,4
Klinianka	Zákamenné	4,3
Mútňanka	Breza (500 m nad ústím Mlynského potoka)	1,2
Veselianka	Oravská Jasenica (300 m pod sútokom s Poperačským potokom)	1,4
Polhoranka	Oravská Polhora	1,8
	Klin	3,0
	Zubrohlava	2,5

Ľavostranné prítoky Bielej Oravy (Klinianka, Mútňanka, Veselianka) majú malú hydrogeologickú preskúmanosť. Výnimkou je len Polhoranka, kde sa realizovalo viacero hydrogeologických vrtov, ktoré overili sedimenty kvartéru. Rieka Polhoranka preteká dolinou dlhou 27 km naprieč račianskou, bystrickou a krynickou jednotkou. Fluvialne sedimenty dosahujú hrúbku od 5 m (Oravská Polhora, Rabča) do 6 m (Klin) až 7 m (Zubrohlava) a majú charakter ílovito-hlinitých až ílovito-piesčitých štrkov.

Fluvialne sedimenty Klinianky majú v oblasti Zákamenného charakter ílovitých a ílovito-piesčitých štrkov s hrúbkou 8 m. Fluvialne sedimenty Mútňanky dosahujú hrúbku 6 m a bola overená asi 0,5 km nad ústím Mlynského potoka. Tieto sedimenty majú charakter ílovito-piesčitých štrkov. Fluvialne sedimenty Veselianky majú charakter ílovito-hlinitých štrkov a dosahujú hrúbku 6 m (zhruba 300 m pod sútokom s Poperačským potokom). Hladina podzemnej vody sa nachádza 1,4 m pod povrchom terénu.

Hydraulické parametre fluvialnych sedimentov Bielej Oravy a Polhoranky dokumentujú tab. 5 a 6. Hydraulické parametre fluvialnych sedimentov Klinianky (Zákamenné), Mútňanky (Breza) a Veselianky (Oravská Jasenica) overené čerpacími skúškami na hydrogeologických vrtoch zdokumentovali koeficient prietočnosti T na úrovni $T = 5,11 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $T = 9,58 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a $T = 3,56 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Méry et al., 1989). Z regionálneho pohľadu hodnota variability transmisivity charakterizuje fluvialne sedimenty Bielej Oravy ako značne nehomogénne a fluvialne sedimenty Polhoranky ako dosť nehomogénne.

Obbeh a režim podzemnej vody fluvialnych sedimentov je v priamej hydraulickej spojitosti s hladinou v povrchových tokoch. Na dopĺňaní zásob podzemnej

vody sa výrazne podieľa zvýšený prietok v recipientoch v období jarného topenia snehu alebo ako odraz intenzívnych zrážok. Maximá sú viazané na jarné mesiace, v prevažnej väčšine objektov na mesiac apríl, ojedinele máj. V priebehu roka sa vyskytujú 2 až 3 vedľajšie maximá vyvolané intenzívnou zrážkovou činnosťou. Režim hladín podzemnej vody je pomerne ustálený, s koeficientom stálosti v priemere okolo 1,5 (1,3 až 1,9) a s rozptylom v priemere 0,06 až 0,1.

Chemické zloženie podzemnej vody fluviaálnych sedimentov regiónu Bielej Oravy sa formuje z infiltrujúcej povrchovej vody s rôznou, v čase aj priestore premenlivou mineralizáciou a rôznym chemickým zložením. Pri formovaní chemického zloženia sa uplatňuje úzka hydraulická spojitost' podzemnej vody údolnej nivy s povrchovým tokom a jej zmeny v čase a priestore, resp. existencia viac-menej nezávislých prúdov vody paralelných s tokom. V dôsledku hydrodynamického pôsobenia týchto prúdov je infiltrujúca povrchová voda usmerňovaná do daného smeru vektorovým sčítaním pôsobiacich hydrodynamických síl a postupne sa premiešava s vodou krajných a potom aj ďalších prúdov. V tomto systéme sa uplatňuje aj vplyv priamo infiltrujúcej zrážkovej vody, eventuálne aj rozptyl vody z podložínych zvodnených hornín (Méry et al., 1989).

Tab. 5

Charakteristika rozdelenia hodnôt indexu priepustnosti Z a hodnoty koeficientu filtrácie k_f ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) fluviaálnych sedimentov v regióne Bielej Oravy.

Tok	Litologické zloženie	(n)	Index prietočnosti Z							k – koeficient filtrácie [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]	
			min. – max.	x	Md	R	d	s	x + d ± s	x + d	x + d ± s
Biela Orava	piesčité štrky	5	4,58 – 6,02	5,47	5,66	1,44	–0,01	0,58	4,88 6,04	$2,89 \cdot 10^{-4}$	$7,54 \cdot 10^{-5}$ $1,11 \cdot 10^{-3}$
Polhoranka	ílovito-piesčité štrky	6	3,90 – 5,62	4,88	4,81	1,71	0,07	0,5	4,45 5,45	$8,89 \cdot 10^{-5}$	$2,80 \cdot 10^{-5}$ $2,83 \cdot 10^{-4}$

Tab. 6

Charakteristika rozdelenia hodnôt indexu prietočnosti Y a hodnoty koeficientu prietočnosti T ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) fluviaálnych sedimentov v regióne Bielej Oravy.

Tok	Litologické zloženie	(n)	Index prietočnosti Y							T – koeficient prietočnosti [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]	
			min. – max.	x	Md	R	d	s	x + d ± s	x + d	x + d ± s
Biela Orava	piesčité štrky	5	5,28 – 6,85	6,20	6,48	1,57	–0,01	0,64	5,55 6,83	$1,55 \cdot 10^{-3}$	$3,58 \cdot 10^{-4}$ $6,72 \cdot 10^{-3}$
Polhoranka	ílovito-piesčité štrky	6	4,30 – 6,18	5,51	5,48	1,88	0,07	0,5	5,026,13	$3,77 \cdot 10^{-4}$	$1,05 \cdot 10^{-4}$ $1,35 \cdot 10^{-3}$

Poznámka: n – počet údajov, min., max. – minimálne a maximálne hodnoty súboru, x – aritmetický priemer zistených hodnôt, Md – medián zistených hodnôt, R – rozdiel hodnôt max. a min., s – smerodajná odchýlka v súbore.

Podzemná voda fluvialných sedimentov je výrazného, nevýrazného a zmiešaného chemického typu Ca–Mg–HCO₃, pričom je pozorovateľná veľká priestorová variabilita jej mineralizácie. Prehľad základných hydrogeochemických parametrov podzemnej vody kvartéru dokumentuje tab. 7.

Tab. 7
Vybrané hydrogeochemické parametre podzemnej vody fluvialných sedimentov regiónu Biela Orava (Méry et al., 1989).

Lokalita, vrt, tok		Mineralizácia	pH	Celková tvrdosť (mval . l ⁻¹)	Ca ²⁺ (mg . l ⁻¹)	Mg ²⁺ (mg . l ⁻¹)	HCO ₃ ³⁻ (mg . l ⁻¹)	NO ₃ ³⁻ (mg . l ⁻¹)
Zákamenné HB-8 Biela Orava	1	455,01 – 460,79	7,4	4,86 – 5,0	78,16 – 84,17	9,73 – 11,67	298,99 – 323,4	0,6 – 0,7
	2	457,9	7,4	4,93	81,17	10,7	311,2	0,65
	3							
Breza HB-5 Biela Orava	1	615,47 – 659,32	7,3 – 7,7	8,02 – 8,8	135,47 – 150,3	15,08 – 16,78	274,58 – 286,78	12,7 – 37,9
	2	630,2	7,4	8,29	140,18	15,75	280,68	29,3
	3	623,0	7,3	8,17	137,48	15,57	280,68	33,30
Breza HB-6 Biela Orava	1	686,63 – 739,08	7,4 – 7,7	8,88 – 9,9	140,68 – 157,11	21,89 – 25,05	244,07 – 262,38	108,7 – 118,5
	2	707,90	7,58	9,33	148,09	23,53	253,23	114,13
	3	704,44	7,6	9,26	147,29	23,59	253,23	114,65
Oravská Jasenica HB-1 Biela Orava	1	575,32 – 743,44	7,15 – 7,65	6,54 – 8,24	106,61 – 135,87	14,59 – 17,75	317,29 – 384,41	28,7 – 64,3
	2	633,58	7,34	7,09	116,53	15,44	349,33	40,10
	3	607,77	7,28	6,78	111,83	14,72	347,81	33,7
Oravská Jasenica HB-2 Biela Orava	1	590,56 – 650,12	7,3	6,68 – 7,24	110,22 – 119,04	14,35 – 16,05	323,4 – 366,11	33,7 – 40,3
	2	624,78	7,3	7,03	115,43	15,4	347,8	36
	3	633,66	7,3	7,16	117,03	15,81	353,9	34
Zákamenné HK-1 Klinianka		444,47	7,3	5,02	84,17	9,97	315,09	0,9
Breza HM-1 Mútňanka	1	323,03 – 387,36	7,4 – 8,2	4,04 – 4,74	55,31 – 78,56	9,97 – 15,56	176,95 – 231,87	14,9 – 30,5
	2	364,78	7,70	4,51	70,81	11,83	205,43	21,83
	3	383,94	7,5	4,74	78,56	9,97	207,46	20,1
Zubrohľava HP-1, HP-2, HP-3 Polhoranka	1	227,61 – 398,19	6,45 – 7,1	2,48 – 4,64	37,68 – 75,75	7,3 – 12,89	146,44 – 262,38	0,9 – 0,9
	2	331,53	6,85	3,83	59,99	10,22	219,73	0,9
	3	368,8	7	4,38	66,53	10,46	250,38	0,9

Poznámka: 1 – rozptyl hodnôt, 2 – priemer, 3 – medián

Minerálna a termálna voda

Vo flyšovom pásme sa vyskytujú dva druhy studenej vody, a to sírovodíková a metánová (tab. 8). Prvý druh vody s nepatrnou výdatnosťou prameňov (stotiny a tisíciny $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$, v jednom prípade desatiny $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$) patrí k slabo a stredne sírovodíkovým ($\text{H}_2\text{S} = 0,6$ až $6,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), veľmi slabo mineralizovaným ($M = 0,2$ až $0,7 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) vodám HCO_3 a $\text{CO}_3\text{--Cl}$ typu s rôznym kationovým zložením. Je to voda s plytkým obehom, ktorá sa tvorí v paleogénnych sedimentoch. Uvedená voda flyšového pásma patrí k atmosférogénnym vodám s karbonátogénnou a hydrosilikátogénnou mineralizáciou. H_2S vzniká biogénnou redukciou síranov, ktoré sa tvoria oxidačnou degradáciou rozptýlenej sulfidickej síry, hlavne pyritu.

Ďalší druh vody, taktiež s nepatrnou výdatnosťou, sa vyskytuje v Oravskej Polhore, na lokalite Slaná voda a v Sihelnom. Obsah metánu v rozpustených ne-kyslých plynch je v Sihelnom 86,2 % a v Oravskej Polhore 92,8 obj. %. V Sihelnom je to voda veľmi málo mineralizovaná ($M = 4,4 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), v Oravskej Polhore zasa veľmi silno mineralizovaná ($M = 41,6 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), v oboch prípadoch výrazného Na–Cl typu. Voda z Oravskej Polhory patrí k nedegradovaným marinogénnym typom živličného pôvodu. V Oravskej Polhore existujú prírodné vývery aj kopané studne slanej vody vystupujúcej na priečnych puklinách v belovežskom súvrství vnútri bystrickej jednotky magurskej skupiny príkrovov (Franko a Michalíček, 1982). Voda sa pred prvou svetovou vojnou využívala v kúpeľoch aj na výrobu jódovej soli. Niekoľkými prieskumnými vrtmi sa zistil soľňankový obzor v hĺbke asi 30 m s využiteľnou výdatnosťou $2,5 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$. Do hĺbky vyššie 100 m už nebol navŕtaný hlbší obzor (Hynie, 1963). Voda obsahuje 13,6 až $14,6 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ J a 132 až $135 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ Br, takže ide o jódovo-brómovú soľanku, v ktorej práve jód mal terapeutické účinky.

Na objasnenie geologických a hydrogeologických pomerov sa v roku 1959 uskutočnil vrt B-1 hlboký 105 m (Chmelík, 1959). Prítoky vody sa zistili v hĺbke 12,8 m, 92,0 m a 105,0 m. V blízkosti vrtu B-1 bol vyhlbený vrt B-3 hlboký 105 m (Klago, 1971), ktorý potvrdil výsledky vrtu B-1. Z vrtu bol odporúčaný prerušovaný odber vody tak, aby sa 8 až 10 hodín odoberalo $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vody a 48 hodín by bola prestávka. Odporúčané maximálne zníženie bolo 8 m. Voda obsahuje $20,9 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ rozpustných solí, $8,24 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ J a $50,0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ Br. Na objasnenie štruktúrno-geologických a hydrogeologických pomerov bol vyhlbený vrt B-2 hlboký 600 m (Leško a Porubský, 1965). V hĺbke 360 až 450 m sa zistil veľmi malý prítok (asi $5 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$) vody, viazaný na poruchové pásmo.

Na existujúcich troch starých vŕtaných studniach (Studňa I – Anna, vrt Arta – Ľudmila a vrt P-12 – Václav) hlbokých 101 m, 52 m a 51 m boli urobené čerpacie skúšky (Orvan, 1968, in Klago, 1970). Z vrtov sa čerpalo maximálne $6 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$ vody s obsahom J v rozmedzí 12 až $34 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Nové svetlo do problematiky celej lokality priniesli až výsledky štruktúrneho hydrogeologického vrtu FPJ-1 Oravská Polhora hlbokého 2 417 m (tab. 8), ktorý

bol zrealizovaný v rokoch 1986 až 1988 (Zakovič et al., 1988) podľa projektu Franka a Potfaja (1983). Do hĺbky 1 300 m bol prevŕtaný magurský prikrov tvorený malcovskými a belovežskými vrstvami (prevaha ílovcov nad pieskovecami – belovežským súvrstvom), ktoré predstavujú izolátor. V ich podloží sú sedimenty jednotky Obidowej-Słopnic, ktoré sú zastúpené krosniansko-menilitovým súvrstvom (izolátor) a pieskovcovým súvrstvom (kolektor). V pieskovcovom súvrství v hĺbke 1 814 až 2 170 m je vrtom overené $2,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vody na prelive s teplotou 41°C a obsahom $\text{J } 18 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, typu Na–Cl a mineralizáciou $47,1 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Výsledky získané vrtom potvrdili pôvodný predpoklad, že voda je primárne akumulovaná v pieskovcovom súvrství vo väčšej hĺbke, odkiaľ vystupuje na povrch po zlomoch cez nadložné, menej priepustné flyšové súvrstvia.

Vajcovka (DK-5 Hruštín). – Prameň minerálnej vody sa nachádzal pred objektom požiarnej zbrojnice v centrálnej časti obce Hruštín na ľavom brehu miestneho potoka. Voda sa už nevyužíva, bol zlikvidovaný pri výstavbe obecného vodovodu. Betónová skruž s priemerom 0,5 m, ako aj pozostatky obmurovky naznačujú jeho bývalú polohu.

Vajcovka pred horárňou (DK-10, Mútne). – Prameň sa nachádza pod bývalou horárňou v k. ú. Mútne, lokalita Vajdovka. Prameň s priemerom asi 0,4 m je obložený prírodným kameňom. Nie je znečistený, je udržiavaný miestnymi obyvateľmi.

Vajcovka pod lesom (DK-11, Mútne). – Prameň je zaniknutý, nevyužíva sa.

Studňa S-1 (DK-12), studňa S-2 (DK-13), studňa S-3 (DK-14), studňa S-4 (DK-15), Arta (studňa S-5) (DK-15), prameň S-6 (DK-17), studňa P-6 (DK-18), studňa P-12 (Václav) (DK-19) Oravská Polhora. – Pramene minerálnej vody sa nachádzajú v blízkosti chaty Slaná voda pod cestou. Slané jódo-vo-brómové pramene sú známe už dávno. Minerálna voda sa v minulosti využívala na pitie, v súčasnosti sa pramene nevyužívajú, sú zasypané.

Vajcovka za Hviezdoslavovou horárňou (DK-20, Oravská Polhora). – Prameň minerálnej vody sa nachádza asi 1 km od Hviezdoslavovej horárne. Prístup k prameňu je po lesnej ceste cez potôčik v lesnom poraste. Prameň je upravený, prekrytý zrubovou konštrukciou. Pretože sa prameň nachádza mimo turistickej trasy a od obce Oravská Polhora je pomerne vzdialený, jeho využitie je len občasné.

Vajcovka pod Babou horou (DK-21, Oravská Polhora). – Prameň sa nachádza pod masívom Babej hory v lesnom poraste. Prístup je po lesnej ceste, od okraja upraveného svahu je vzdialený len asi 6 m. Je prekrytý zrubovou konštrukciou. Pre svoju odľahlú polohu sa využíva len málo.

Vrt B-3 (DK-35) a vrt B-1 (DK-36) Oravská Polhora. – Vrty B-1 a B-3 sú umiestnené v lokalite Slaná voda na trávinatej lúke asi 100 m od studne DK-12. Sú uzavreté a nevyužívajú sa. Podľa ČSN 86 8000 ide o prírodnú minerálnu vodu, silno mineralizovanú, chloridovo-sodnú, jódomú. Podľa ISM je to slaná voda, jódomá.

Vrt FPJ-1 (DK-38, Oravská Polhora – foto 69). – Vrt FPJ-1 sa nachádza zhruba 1 km od chaty Slaná voda smerom k Hviezdoslavovej hájovni. Sprístupnený je panelovou cestou po odbočení z hlavnej cesty cez potok. Je uzavretý v drevenom objekte, plocha okolo vrtu je spevnená betónovými panelmi. Vrt bol vyhlbený do hĺbky 2 417,0 m. Dosiaľ sa oficiálne nevyužíval.

Vajcovka (DK-24, Rabčice). – Prameň minerálnej vody sa nachádza 2 km od obce na lúke pod lesom. Prístup je dobrý, po lesnej ceste. Prameň ovplyvňovaný zrážkami je zachytený do betónovej skruže s priemerom 0,8 m. Povrchovo ho znečisťuje pasúci sa dobytok.

Slaný prameň (DK-25, Sihelné). – Prameň slanej vody sa nachádza na lúke pod lesom na rozhraní k. ú. Oravské Veselé a Sihelné. Je poškodený a znečistený pasením dobytka. Nevyužíva sa.

Vajcový prameň (DK-26, Sihelné). – Prameň minerálnej vody sa nachádza na zamokrenom teréne pod lesom asi 50 m od Slaného prameňa. Prístup je náročný, po znehodnotenej poľnej ceste z obce Sihelné. Prameň nie je upravený ani zachytený. Miesto výveru je znečistené a znehodnotené pasúcim sa dobytkom.

Vajcovka pod Pilskom (DK-42, Sihelné). – Prameň sírnej minerálnej vody sa nachádza asi 1,0 km severne od obce Sihelné. Prístup je dobrý, po lesnej ceste Oravské Veselé – Sihelné. Prameň je zachytený v betónovej rúre s priemerom 50 cm, chránený je zrubovou konštrukciou so strieškou. Využívajú ho občania z Oravského Veselého a Sihelného. Pri prameni je vybudované sedenie z dreva.

Tab. 8
Zdroje minerálnej vody v regióne Bielej Oravy.

Registr. číslo	Lokalita	Názov (hlbka vrtu v m)	Q (l . s ⁻¹)	M (g . l ⁻¹)	T (°C)	pH	CO ₂ (mg . l ⁻¹)	H ₂ S (mg . l ⁻¹)	Chemický typ vody/ viac ako 20 ekv. %, (20 – 10 ekv. %)	Iné zložky	Typ zdroja	Zdroj informácie
DK-05	Hruštín	Vajcovka	0,05	0,3	9	7,3	23,1	1,8	Ca-(Na, Mg)-HCO ₃	H ₂ S, N ₂	P*	Zakovič et al., 1990
DK-10	Mútne	Vajcovka pred hájovňou	0,016 7	0,2	6	7,2	12,76	2,67	Ca-(Mg)-HCO ₃	H ₂ S	P	Krahulec et al., 1978
DK-11	Mútne	Vajcovka pod lesom	0,005	0,3	11	8,6	0	0,9	Na-(Ca)-HCO ₃	H ₂ S, N ₂ , CH ₄	P*	Zakovič et al., 1990
DK-12	Oravská Polhora	Studňa S-1 (96 m)			10,9				Na-Cl		S*	Fabián, 1947
DK-13	Oravská Polhora	Studňa S-2 (18 m)	0,000 025	2,8	13,5				Na-Cl		S*	Fabián, 1947
DK-14	Oravská Polhora	Studňa S-3 (11 m)			15,5				Na-Cl		S*	Fabián, 1947
DK-15	Oravská Polhora	Studňa S-4 (12,2 m)	0,000 027						Na-Cl		S*	Fabián, 1947
DK-16	Oravská Polhora	Arta-studňa S-5 (12,6 m)	0,01	44,84	8,5	7,4	132	0	Na-Cl		Š*	Krahulec et al., 1978
DK-17	Oravská Polhora	Prameň S-6 (8,5 m)							Na-Cl		P*	
DK-18	Oravská Polhora	Studňa P-6							Na-Cl		S*	
DK-19	Oravská Polhora	Václav P-12	0,1	41,6	10,5	7,1	261,8	0	Na-Cl	CO ₂ , CH ₄	S*	Zakovič et al., 1990
DK-20	Oravská Polhora	Vajcovka za Hviezdoslavovou horárňou	0,02	0,3	7,5	8	8,8	4	Na-(Ca)-HCO ₃	H ₂ S, N ₂ , CH ₄	P	Zakovič et al., 1990

pokračovanie tab. 8

Registračné číslo	Lokalita	Názov (hĺbka vrtu v m)	Q (l · s ⁻¹)	M (g · l ⁻¹)	T (°C)	pH	CO ₂ (mg · l ⁻¹)	H ₂ S (mg · l ⁻¹)	Chemický typ vody/ viac ako 20 ekv. %, (20 – 10 ekv. %)	Iné zložky	Typ zdroja	Zdroj informácie
DK-21	Oravská Polhora	Vajcovka pod Babou horou	0,003	0,2	7,5	8,9	0	6,5	Na-HCO ₃	H ₂ S, N ₂ , CH ₄	P	Zakovič et al., 1990
DK-24	Rabčice	Vajcovka	0,003	0,3	9,8	7,4	16,5	0,6	Ca-(Mg)-HCO ₃	H ₂ S, N ₂	P	Zakovič et al., 1990
DK-25	Siheľné	Slaný prameň	n	4,4	14,5	7,9	5,5	0	Na-Cl	CH ₄	P	Zakovič et al., 1990
DK-26	Siheľné	Vajcový prameň	0,01	0,3	6	6,2	20,24	7,37	Na-(Ca)-Cl-HCO ₃		P	Klago et al., 1970
DK-35	Oravská Polhora	Vrt B-3 (105 m)	0,1						Na-Cl		V	Klago et al., 1971
DK-36	Oravská Polhora	Vrt B-1 (105 m)	0,1	20,9					Na-Cl		V	Klago et al., 1970
DK-38 (foto 69)	Oravská Polhora	Vrt FPJ-1 (2 417 m)	2,5*	47,1	41				Na-Cl		V	Zakovič et al., 1988
DK-42	Siheľné	Vajcovka pod Pliskom	0,003	0,2	7,8						P	

Poznámka: P – prameň, S – studňa, Š – šachta, V – vrt, * – zaniknuté alebo zlikvidované zdroje zdokumentované počas rekognoskácie v roku 1997/ŠAŽP.

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Vyčlenené územie má prevažne vrchovinný, menej hornatinový reliéf, rozčlenený početnými širšími údolnými nivami väčších riek a úzkymi údoliami menších tokov. Svahy v území sú mierne aj strmé, s početnými a výraznými prejavmi svahových deformácií a erózie. Údolia väčších vodných tokov sú obvykle lemované terasovými stupňami.

V zmysle inžinierskogeologickej rajonizácie SR (Matula a Pašek, 1986; Matula et al., 1973) patrí študované územie do regiónu karpatského flyšu. Z oblasti flyšových hornatín je zastúpená Oravská Magura a Oravské Beskydy. Okrajovo zasahuje aj do regiónu neogénnych tektonických vkleslín (oblasť vnútrohorských kotlín – Oravská kotlina).

Na geologickej stavbe územia sa podieľajú predovšetkým predkvartérne horniny flyšového pásma a v oblasti Oravskej kotliny aj neogénne sedimenty. Vo flyšovom pásme sú zastúpené viaceré základné litologické komplexy:

- prevažne pieskovcové komplexy – kýčerské vrstvy, szczawinské vrstvy, pieskovce magurského typu v zábavskom a raciborskom súvrství, oravsko-veselské vrstvy;
- komplexy tenko vrstveného flyšu – belovežské súvrstvie, vrstvy Redikálneho, ropianske vrstvy;
- prevažne ílovcové komplexy – ílovce bystrického typu bystrických vrstiev, cebulské súvrstvie, spodné belovežské vrstvy, raciborské súvrstvie a malcovské súvrstvie.

Pieskovcové komplexy majú charakter skalných hornín. Vyznačujú sa hrubolavicovitou až masívnou vrstvovitosťou s iba tenkými vložkami ílovcov. Prevládajúcim typom sú polymiktné drobové alebo glaukonitické pieskovce, ktoré sa vyznačujú značnou odolnosťou proti zvetrávaniu. S narastajúcim podielom ílovitej a prachovitej frakcie v základnej hmote klesá odolnosť pieskovcov proti exogénnym činiteľom, a teda zhoršujú sa ich inžinierskogeologické charakteristiky. V prípade pieskovcov magurského typu, ktoré sa ťažili v lome v Oravskej Jasenici, uvádzajú Holzer et al. (2009) priemernú blokovitosť 200 až 600 mm a pomerne veľkú nehomogenitu fyzikálno-mechanických vlastností, napr. pevnosť v jednoosovom tlaku $\sigma_{c1} = 104,6$ MPa a $\sigma_{c3} = 30,5$ MPa. Uvedené pieskovce sa využívali na stavebné účely a na výrobu stavebných látok a zmesí, ale aj na zhotovovanie kamenných prvkov.

Ílovcové komplexy a komplexy tenko vrstveného flyšu majú charakter posklalných hornín. Dostatká odľučnosť až zbridlíchnatenie podmieňujú vysokú anizotropiu fyzikálno-mechanických vlastností. Charakteristickou vlastnosťou je mimoriadne vysoká náchylnosť na zvetrávanie.

Neogénne komplexy zastupuje v juhovýchodnej časti študovaného územia oravské súvrstvie, ktoré zaraďujeme do subformácie prechodných miocénnych

sedimentov, aj keď ich sedimentácia sa odohrávala v jazernom prostredí. V súvrstvách dominujú predovšetkým peliticko-aleuritické komplexy, vyskytujú sa však aj nepravidelné vrstvy až šošovky drobných až stredných štrkopieskov a vzácné aj bentonitické íly. Typické je rozšírenie uhoľných ílov s lignitovými slojmi.

Kvartérne komplexy zastupujú:

- deluviálne a deluviálno-eluviálne sedimenty na svahoch – hliny a íly s rôznym percentuálnym zastúpením úlomkov podložných hornín až hlinito-kamenité a kamenité sutiny;
- tzv. zosuvné delúvium – obdobné zloženie ako deluviálne sedimenty;
- proluviálne sedimenty pri vyústení potokov – pestré, netriedené, prevažne štrky, menej íly a hliny s úlomkami, obliakmi až blokmi s rôznym stupňom opracovania;
- fluviálne sedimenty – sedimenty údolnej nivy a terasových stupňov, zastupujú ich prevažne štrky, miestami s pokryvom hĺn a ílov;
- organogénne sedimenty – rašeliný, miestami na slovenské pomery s mimoriadnou hrúbkou (až do 10 m) a značným plošným rozšírením.

Geodynamické javy

Územie regiónu Bielej Oravy pomerne často postihujú výrazné svahové deformácie a svahová erózia. Svahové deformácie vo flyšovom pásme predstavujú najrozšírenejší geodynamický jav. Vyplýva to najmä z geologických štruktúr flyšových horninových masívov reprezentovaných komplexmi ílovcov, slieňovcov a prachovcov striedajúcich sa s lavicami pieskovcov. Poskytujú veľmi vhodné podmienky na vznik svahových pohybov rôzneho druhu (Nemčok, 1982). Podľa *Atlasu stability svahov SR* (Šimeková a Martinčeková et al., 2006) plocha svahových deformácií na území regiónu Bielej Oravy zaberá plochu 52,03 km², čo predstavuje 8,09 % porušenosť z celkového územia. Hlavné faktory, ktoré najviac ovplyvňujú tvorbu svahových deformácií, sú zrážkové anomálie, sklony drobných slienitých až ílových vrstiev uložených konzekventne so šmykovou plochou, bočná erózia tokov a v neposlednom rade antropogénna činnosť.

Typy svahových deformácií charakteristických pre flyš:

Blokové rozsadliny a blokové polia flyšových vrstvovitých komplexov posunutých po vrstvových plochách. Tento typ poruchy je rozšírený v tých štruktúrach, kde v hornej časti svahu prevládajú flyšové súvrstvia s prevahou pieskovcov, v dolnej časti svahu flyšové súvrstvia s prevahou ílovcových súvrství. Tieto formy svahových deformácií sa vyskytujú najmä na dlhých svahoch Babej hory, Malej Babej hory, Pilska, Trupu a Minčola. Výrazne sú vyvinuté aj na Javorine, Vysokej, Sihelnianskom hrádku a inde (foto 67 a 68).

Blokové rozsadliny a blokové polia z flyšových komplexov zosadnutých a posunutých po priečných puklinách a trhlinách. Tieto svahové poruchy sú

rozšírené na svahoch, ktoré režu čelá alebo boky flyšových súvrství. Bývajú to zväčša svahy hrebeňov s inverzným reliéfom alebo svahy dolín režúcich čelá vrstiev v monoklinálne uložených flyšových súvrstviach. Tieto formy svahových deformácií sa vyskytujú najmä vo vrcholových častiach Babej hory, Malej Babej hory, Pilska a Mechov (foto 66).

Splazy pokryvných útvarov. Sú pravdepodobne najrozšírenejším typom svahových porúch vo flyšovom pásme. Plazivý pohyb svahových uloženín prebiehal najmä v období glaciálov alebo prebieha aj v súčasnosti, spravidla v každej výraznej svahovej depresii sklonenej do doliny. Na vznik týchto foriem svahových deformácií sú náchylné najmä mäksie modelované svahy v podloží s ílovcovými komplexmi a komplexmi tenko vrstveného flyšu.

Zosuvy a zemné prúdy pokryvných útvarov a rozvetraných častí flyšového podkladu. Majú najvýraznejšie morfológické formy a sú zviazané najmä so špecifickým vývojom hrubých pokryvných útvarov. Sú hojné najmä v oblastiach, kde podložie tvoria bystrické vrstvy, prípadne na styku bystrických vrstiev a belovežského súvrstvia. Vyskytujú sa aj v oblasti krynickej jednotky.

Na blokové rozsadliny sa viažu viaceré tzv. pseudokrasové (puklinové) jaskyne (Bella et al., 2007) v pieskovcových komplexoch v oblasti Pilska a Babej hory (tab. 9), ktoré predstavujú ťahové trhliny v odlučných zónach.

Tab. 9
Prehľad pseudokrasových jaskýň v oblasti Babej hory
(Bella et al., 2007, aktualizované podľa www.smapaj.sk/sk/zoznam_jaskyn.pdf).

Pomenovanie	Nadmorská výška [m n. m.]	Dĺžka [m]	Typ
Jaskyňa v Babej hore	1 680	10	rozsadlinová
Jaskyňa v Malej Babej hore I	1 367	60	rozsadlinová
Jaskyňa v Malej Babej hore II	1 352	50	rozsadlinová
Jaskyňa v Malej Babej hore III	1 352	18	rozsadlinová
Ľadová diera	1 403	4	—
Zlatá studňa I (Medvedia jaskyňa)	1 403	10	rozsadlinová
Zlatá studňa II	1 400	8	rozsadlinová

Vhodné podmienky na rozvoj svahovej erózie sú podmienené malou priepustnosťou flyšového, najmä ílovcového predkvartérneho podkladu a jeho ílovito-hlinitých zvetranín.

Vplyvom prevádzky vodnej nádrže Orava, ale aj účinku vlnobitia dochádza najmä na brehoch nádrže tvorených neogénnymi sedimentmi k výraznej abrázii

a vzniku menších zosuvov – k pretváraníu brehov. Počas vypustenia Oravskej priehrady v r. 1990 boli sanované brehy od časti Studnička po ústie Polhoranky (foto 55a, b). Miesta s exponovanou rekreáciou a vodnými športmi sa postupne sanujú podľa povahy zosuvu a nárokov na využitie. Väčšie objemy antropogénnych násypov vznikajú na pobreží Oravskej priehrady pri Námestove so zámerom rozšírenia zástavby mesta.

Rýchlo zvetrávajúce paleogénne flyšové komplexy sú dobrým predpokladom na vytváranie hrubých deluviálnych pokryvov. Rozhranie delúvií a predkvartérneho podkladu je mimoriadne priaznivé na vytváranie šmykových plôch a často poskytuje veľmi vhodné inžinierskogeologické, geotechnické a hydrogeologické podmienky na vznik, resp. reaktiváciu svahových deformácií.

Environmentálne záťaž

Z hľadiska výskytu environmentálnych záťaží sú v študovanom území identifikované viaceré objekty (tab. 10).

Tab. 10
Objekty výskytu environmentálnych záťaží v študovanom území.

Názov environmentálnej záťaže	Register	Identifikátor	Obec
NO (001) / Mútne – STKO	A	SK/EZ/NO/538	Mútne
NO (002) / Námestovo – STKO Svätý Ján	A	SK/EZ/NO/539	Námestovo
NO (003) / Oravská Lesná – skládka TKO Vaňovské bory	A	SK/EZ/NO/540	Oravská Lesná
NO (004) / Zubrohlava – kalové pole – ZTS Námestovo	B	SK/EZ/NO/541	Zubrohlava
NO (002) / Zákamenné – CS PHM Slovnaft	C	SK/EZ/NO/1366	Zákamenné

Skládky komunálneho odpadu Mútne, Námestovo-Svätý Ján a Oravská Lesná-Vaňovské bory sa v zmysle klasifikácie environmentálnych záťaží (kategória A, <http://envirozataze.enviroportal.sk/>) považujú za pravdepodobné environmentálne záťaž, ktoré môžu negatívne ovplyvniť možnosti ďalšieho využitia územia.

Úložisko kalov ZTS Námestovo v Zubrohľave bolo vybudované v blízkosti miesta ťažby ílov pre tehľu v Zubrohľave. Samotné kalové pole je nádrž s celkovým objemom 22 000 m³. Odpadový materiál zo závodu ZTS Námestovo sa podľa zachovaných dokumentov ukladal od roku 1986 až do mája roku 1991. Uvedená záťaž je klasifikovaná v kategórii B – environmentálna záťaž – a bola zaradená do programu monitorovania environmentálnych záťaží MEZ (<http://www.geology.sk/new/sk/node/1161>).

Na lokalite Zákamenné, čerpacia stanica PHM Slovnaft, prebehla sanácia, ktorá preukázateľne (t. j. na základe výsledkov monitoringu) odstránila znečis-

tenie (t. j. hodnoty kontaminujúcich látok dlhodobo nepresahujú cieľové limity, prípadne ID limity). Uvedená záťaž je klasifikovaná v kategórii C – sanovaná environmentálna záťaž (<http://envirozataze.enviroportal.sk/>).

Chránené územia prírody

Väčšia časť územia regiónu Bielej Oravy je od roku 1979 súčasťou CHKO Horná Orava. Na severe v oblasti Babej hory susedí územie CHKO s Babohorským národným parkom (Babiogórski Park Narodowy, Poľská republika). Územie CHKO je aj Chráneným vtáčím územím Horná Orava SKCHVU008. Územie CHKO s rozlohou 58 738 ha bolo v roku 2003 diferencované na štyri časti s rôznym stupňom ochrany v zmysle zákona 543/2002 Z. z. – zákona o ochrane prírody a krajiny.

Zóna A: výmera 1 263 ha s najprísnejším, 5. stupňom ochrany. Ide o pôvodné smrekové pralesy Babej hory a Pilska, vysokohorské a horské biotopy nachádzajúce sa nad nimi a rašeliniská v lokalite Spálený grúnik. Na juhozápadnom okraji regiónu Biela Orava bola v roku 1980 vyhlásená *Prírodná rezervácia Paráč* s 5. stupňom ochrany. Chránené územie je zriadené na ochranu zachovaných zvyškov pôvodných porastov vysokohorských smrečín s jarabinou na flyšovom podklade Oravskej Magury na vedeckovýskumné a náučné ciele.

Zóna B: výmera 3 355,6 ha so 4. stupňom ochrany. Patria sem všetky významné lesné aj nelesné rašeliniská okrem Spáleného grúnika a časť Oravskej priehrady vrátane Vtáčieho ostrova.

Zóna C: výmera 14 793,2 ha s 3. stupňom ochrany. Predstavuje ochranné pásmo významné z hľadiska migrácie živočíchov a výskytu veľkých šeliem. Ide o lesné komplexy Oravských Beskyd, časti Oravskej Magury a veľkú časť ochranného lesného pásma Oravskej priehrady, Slanický ostrov a ďalšie.

Zóna D: výmera 39 325,5 ha s 2. stupňom ochrany. V uvedenej zóne je možný rozvoj aktivít človeka pri rešpektovaní prírodných daností a zachovaní prírodnej rôznorodosti, krajinnej štruktúry a špecifických foriem osídlenia.

NERASTNÉ SUROVINY

Región Bielej Oravy má z hľadiska výskytu nerastných surovín len okrajový význam (obr. 23). Ložiská a výskyty nerastných surovín sú vzhľadom na geologickú stavbu územia zastúpené najmä stavebnými surovinami, ktorých výskyty sa viažu na horniny flyšového pásma (paleogénne pieskovce) a neogénne (íly, hliny) a kvartérne sedimenty (štrkopiesky). Evidované ložiská sú známe v lokalite Bobrov (tehliarske suroviny) a Trstená (štrkopiesky – Oravská priehrada). V súčasnosti sa nevyužívajú. Viaceré ťažobne a lomy sú už opustené a nie sú evidované v súčasných štátnych bilanciách.



VYSVETLIVKY

— hranica regiónu

■ výhradné ložisko

1 – Oravská Polhora (minerálne I-Br vody)

■ ložisko nevyhradeného nerastu

2 – Bobrov (tehliarske suroviny)

3 – Trstená (štrkopiesky a piesky)

■ ostatné ložiskové objekty

4 – Oravská Polhora (stavebný kameň)

5 – Novoť (stavebný kameň)

6 – Beňadovo (stavebný kameň)

7 – Klin (stavebný kameň)

8 – Zubrohlava (stavebný kameň)

9 – Oravská Jasenica – Veselianka (stavebný kameň)

10 – Breza (stavebný kameň)

11 – Oravská Lesná (stavebný kameň)

12 – Oravská Jasenica (stavebný kameň)

13 – Lomná (stavebný kameň)

14 – Hruštín (stavebný kameň)

15 – Oravská Polhora (rašelina)

16 – Bobrov (rašelina)

Obr. 23. Ložiská a výskyt nerastných surovín v regióne Biela Orava (zostavili P. Baláž a F. Teťák).

Energetické suroviny sú zastúpené ekonomicky nevýznamnými výskytmi hnedého uhlia a lignitu (lokality Bobrov, Námestovo, Trstená, Vavrečka). Niektoré z nich boli overované kutacími prácami malého rozsahu, neskôr vrtmi, občasne sa v minulosti aj ťažili (Trstená, Vavrečka). V Štefanove a v Ústí nad Priehradou (v súčasnosti pričlenené k Trstenej) boli v druhej polovici 19. storočia objavené uhoľné sloje. Preto vznikla v Ústí Kamennouhoľná účastinná spoločnosť a boli otvorené bane. Výskyt lignitu sa však ukázal nedostatočný na priemyselnú ťažbu. Lignit patrí k rašelinovému (detritickému) typu, má nepravidelné uloženie a hrúbku slojov do 0,40 m. V katastri obce Oravská Polhora je známy výskyt rašeliny (rašeliníková a drevná rašelina), ktorá sa v minulosti využívala na vykurovanie, v súčasnosti sa neťaží. Predstavuje však surovinu vhodnú na poľnohospodárske účely (hnojivo, podstielka). Pri vypustení vodnej nádrže Orava v roku 1990 sa rašelina príležitostne ťažila pri obci Bobrov.

Rudné suroviny reprezentuje ekonomicky bezvýznamný výskyt sedimentárnych mangánových rúd v lokalite Zázrivá (jz. od okraja študovaného územia). Mineralizácia je vyvinutá v mezozoických sedimentoch bradlového pásma. Ďalšia rudná poloha je známa z vápencov krížňanského príkrovu. V histórii obce Oravské Hámre (zanikla v r. 1953 zaplavením vodnou nádržou Orava, dnes katastrálne územie Trstenej) je zmienka o ťažbe a spracovaní železnej rudy na začiatku 17. storočia. Zmienka o baníctve kovov a soli je aj v histórii obce Rabčice. Ekonomicky nevýznamné výskytu bentonitu sú známe z neogénnych sedimentov (Bobrov). V chotári obce Oravské Veselé sa podľa historických záznamov nachádzala vhodná surovina na výrobu hrnčiarskych produktov, v roku 1781 bolo v obci jedenásť hrnčiarskych vepáľovacích pecí.

Nerudné suroviny zastupuje výhradné ložisko mineralizovaných I-Br vôd Oravská Polhora. Ložisko bolo navŕtané viacerými hlbšími vrtmi. V súčasnosti sa nevyužíva. Prírodné vývery (pramene Slaná voda), ktoré sú známe už od roku 1564, obyvateľstvo používalo namiesto soli. V roku 1860 tu boli vybudované aj kúpele a postupne sa realizovalo viacero plytkých hydrogeologických vrtov, ktoré overili rôzne výdatné výtoky minerálnej vody z puklín belovežského súvrstvia. Na objasnenie štruktúrnogeologických a hydrogeologických pomerov sa v roku 1965 zrealizoval vrt B-2 hlboký 600 m, ktorý však overil len veľmi malé prítoky minerálnej vody v hĺbke 360 až 450 m, stopy tekutej živice a výrony metánu. V rokoch 1970 až 1971 sa uskutočnil vrt B-3 hlboký 105 m s nízkou výdatnosťou. Pri podrobnom hydrogeologickom prieskume v rokoch 1986 až 1988 štruktúrny prieskumný vrt hlboký 2 417 m overil v pieskovcoch krosniarskych vrstiev v hĺbke 1 814 až 2 170 m prítoky slanej minerálnej vody. Na úpätí Babej hory bolo opísaných viacero výskytov soli, ktorá sa v minulosti v malej miere aj povrchovo ťažila (Koděra et al., 1989). V 18. storočí v okolí slaných prameňov otvorili solné bane, ktoré však zakrátko zanikli.

Niektoré spomínané, ale aj ďalšie lokality historickej ťažby a potenciálne vhodné oblasti zhodnotili v správach Malatinský (1965), Smiešková a Hasch (1981), Beleš a Tabak (1986) a Hrnčar a Smiešková (1993).

V rokoch 2003 až 2011 bolo na väčšine plochy Bielej Oravy vytýčené prieskumné územie na ropu a horľavý zemný plyn, Au, Ag a polymetalické rudy. Prieskumné aktivity však nedospeli k objaveniu nových, ekonomicky zaujímavých nálezísk.

Výhradné ložiská

Oravská Polhora (mineralizované I-Br vody, ev. č. geofondu 157)

Ložisko sa nachádza 2,3 km na SV od obce Oravská Polhora. Kolektorom mineralizovanej vody sú pieskovce krosnianskeho súvrstvia jednotky Obidovej-Slopníc nachádzajúcej sa pod magurským príkrovom. Surovinou je vysoko mineralizovaná chloridovo-sodná (slaná) jódovo-brómová voda z hĺbky 1 814 až 2 170 m s výdatnosťou $2,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplotou 41°C . Celková mineralizácia je $45 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, obsah I $15 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, B $110 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a HBO_2 $416 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Na^+ $16\,500 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, Cl^- $26\,500 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Surovina je vhodná na priemyselné alebo liečebné účely, limitujúcim faktorom využívania je nedostatočná výdatnosť. V štátnej bilancii nie je uvedené množstvo zásob. Ako priemyselný zdroj I a Br je ložisko v súčasnosti ekonomicky nevyužiteľné.

Ložiská nevyhradených nerastov

Bobrov (tehliarske suroviny, ev. č. geofondu 4 373)

Ložisko leží v. a jv. od obce Bobrov v okolí kóty Zadná Črehľa, Vydierky a Veľké pole. V blízkosti sa nachádza vodná nádrž Orava, ložisko však leží nad jej erozívnou bázou. Tvoria ho sedimenty kvartéru (ílovito-prachovité a piesčito-prachovité íly, hrúbka do 4 m) a neogénu (miocénne piesčité a piesčito-prachovité íly). Ložiskovú výplň tvoria tri technologické typy: I. technologický typ sú kvartérne hliny, II. technologický typ predstavujú slabo slienité íly a III. technologický typ reprezentujú piesčité íly. I. technologický typ predstavuje samostatne spracovateľnú surovinu, II. technologický typ vyžaduje ostrenie a III. technologický typ je ostrivom. Dominantným ílovým minerálom je montmorillonit, v menšej miere sú zastúpené minerály illit a kaolinit. Ložisko sa už viac ako 25 rokov nevyužíva, pôvodná ťažobňa je zrekultivovaná.

Trstená (štrkopiesky a piesky, ev. č. geofondu 4 116)

Plocha ložiska leží v oblasti vodnej nádrže Orava v katastri obce Trstená, časť Ústie nad Priehradou. Surovinu tvorili štrkopiesky a piesky. Po 2. svetovej vojne sa využili pri stavbe priehrady. Ložisko nie je v súčasnosti ťažiteľné.

Ostatné ložiskové objekty (staré banské diela, opustené ťažobne a i.)

Prejavy starej banskej činnosti v podobe pozostatkov kutacích prác na lignit a hnedé uhlie sa vyskytujú na lokalite Trstená. Na lokalite Vavrečka sa v 50. rokoch minulého storočia realizovali prieskumné šachtice na lignit.

Pozostatky po ťažbe stavebných surovín predstavujú v regióne najmä staré opustené štrkovne, lomy a ťažobne na kamenivo (pieskovec, štrkopiesky, tehliarske suroviny), v minulosti využívané napr. pri regionálnej a miestnej výstavbe a stavbe ciest. Občasne ich využívajú aj v súčasnosti miestni obyvatelia. V hodnotenom území sa nachádzajú v lokalitách Oravská Lesná, Novot', Lomná, Beňadovo-Duľov, Hruštín, Ťapešovo, Breza, Oravská Jasenica, Klin, Zubrohlava a Oravská Polhora.

Ekonomický význam ložísk

V študovanom území nie sú ložiská nerastných surovín, ktoré sa v súčasnosti využívajú. Ekonomická hodnota evidovaných ložísk nerudných a stavebných surovín je nevýznamná. Na overenie ekonomicky významných ložísk rudných a energetických surovín nie sú predpoklady.

Výhradné ložisko mineralizovanej I-Br vody Oravská Polhora sa v súčasnosti nevyužíva, ale uvažuje sa o obnovení kúpeľov známych v regióne už od 19. storočia. Pre nedostatočnú výdatnosť existujúcich zdrojov je potrebná investícia do ďalšieho hlbokého vrtu. Realizácia si vyžaduje podrobnú štúdiu.

Ložiská stavebných surovín sú v území zastúpené štrkopieskami, stavebnými kameňmi (pieskovcami) a tehliarskymi hlinami, no prakticky sa nevyužívajú, resp. využívajú sa sporadicky v súvislosti s aktuálnou stavebnou aktivitou v regióne. Ďalšie zásoby stavebných a nerudných surovín sú dostupné len v obmedzenom množstve v blízkosti hraníc územia.

Vplyvy ťažby na životné prostredie

V študovanom území je v súčasnosti evidované jediné výhradné ložisko – Oravská Polhora (mineralizovaná voda) a dve ložiská nevyhradených nerastov (Bobrov, Trstená), ktoré sa nevyužívajú. Ložiská ležia v území CHKO Horná Orava a vo vyhlásenom Chránenom vtáčom území SKCHVU 008 Horná Orava. V prípade ložiska Oravská Polhora nie je v budúcnosti vylúčené jeho využívanie na pôvodné ciele v oblasti poskytovania služieb v cestovnom ruchu a pri tvorbe kúpeľného areálu. V prípade využívania a ťažby mineralizovanej vody môže vzniknúť potenciálne riziko nepriaznivých vplyvov slanej vody na okolité prírodné prostredie. Vhodnou technológiou úpravy a vypúšťania slanej vody do okolia je však možné toto riziko podstatne eliminovať.

Ostatné neevidované výskyty nevyhradených nerastov (stavebného kameňa, tehliarskych surovín, štrkopieskov a pieskov) identifikované v území sa v súčas-

nosti nevyužívajú, resp. ich využívajú len ojedinele miestne organizácie a obyvatelstvo.

Opustené lomy spravidla nie sú žiadnym spôsobom rekultivované, podliehajú prirodzenej modelácii reliéfu a zarastajú vegetáciou. Negatívnou skutočnosťou je, že takéto opustené ťažobne sa miestami využívajú ako nelegálne skládky rôznych druhov odpadu.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

Podľa kritéria dobrej dostupnosti lokality a rovnomerného zastúpenia litostratigrafických jednotiek sme z množstva zaujímavých a dôležitých lokalít regiónu zvolili 10 významných a ďalších 6 doplnkových lokalít (obr. 24). Odkryvy v neťažených lomoch podliehajú pomerne rýchlo zasutineniu a zarasteniu vegetáciou.



Obr. 24. Mapa lokalizácie vybraných významných geologických lokalít regiónu Biela Orava.

Ešte rýchlejšie sa menia odkryvy v riekach a potokoch, ktorým pomáha prepláchnutie pri povodniach. V čase tvorby tejto práce boli najlepšie tieto lokality: 6. Novot' (lom), 3. Breza (lom), 5. Beňadovo (lom) a 12. rašelinisko Spálený grúnik.

1. Oravská Jasenica (rieka Veselianska)

Lokalizácia: odkryv v rieke Veselianska; GPS: N 49° 24' 8,804", E 19° 26' 13,423"

Prístup: parkovanie pri autobusovej zastávke na hornom konci obce pri lávke, lávkou sa dá prejsť na ľavý breh rieky k odkryvom (d. b. F46, F85, F86)

Stratigrafické zaradenie: krynická jednotka, raciborské súvrstvie (165/80°n až 155/55°n)

Opis lokality: Na hornom konci Oravskej Jasenice v rieke Veselianska na úseku aspoň 200 m vystupuje množstvo odkryvov (foto 43). Stav odkrytia sa pomerne rýchlo mení. Odkrytie do roku 2010 zdokumentoval Teťák (2010). V súčasnosti sa lepšie odkryvy presúvajú smerom proti prúdu rieky. Vystupujú tu ojedinelé vrstvy až horizonty v hrúbke do 15 m s pieskovecami magurského typu. Pieskovce sú masívne, bezštruktúrne, len zriedka s misovitými stopami po úniku vody a stopami preliezania sedimentu organizmami. Sú stredno- až jemnozrnné, niekedy na báze alebo v šošovkách s klastami veľkými do 3 mm. V hornej časti vrstiev pieskovcov sú hojné ílovcové intraklasty, zuhoľnatená rastlinná drvina a hojnejší muskovit. Pieskovce sa striedajú s hrubšími vrstvami sivých vápnitých siltových ílovcov s hnedým povlakom (foto 46) a s horizontmi tenko vrstveného flyšu s laminovanými jemnozrnnými pieskovecami (foto 45). Bežne tu vystupujú 2 až 10 cm (až 1 m) hrubé vrstvy mäkkých plastických svetlookrových ílov, siltov až piesčitých ílov sklzového pôvodu (foto 44 a 45). Zriedkavé sú vrstvičky Fe-pelokarbonátov s hrúbkou do 4 cm. Na spodných plochách pieskovcov bolo namerané veľké množstvo prúdových stôp, ktoré poukazujú na transport gravitačných prúdov prevažne zo SV na JZ. Teťák (2010) opisuje cykly sedimentácie a od nich závislú zmenu smerov paleoprúdov.

2. Oravská Jasenica (lom)

Lokalizácia: lom na začiatku obce; GPS: N 49° 23' 33,249", E 19° 26' 45,616"

Prístup: na začiatku Oravskej Jasenice odbočiť asfaltovou cestou k prevádzke Autosklo až k lomu (d. b. F1160)

Stratigrafické zaradenie: krynická jednotka, raciborské súvrstvie, horizont s prevahou pieskovcov

Opis lokality: Lom nie je činný a zarastá vegetáciou (foto 50). Ťažil sa v ňom stavebný kameň a kameň na spevňovanie brehov riek a ciest. Profil lomu zdokumentovali Marschalko a Potfaj (1982). Takmer výlučne sú zastúpené vrstvy stredno- až jemnozrnných drobových pieskovcov magurského typu hrubé 50

až 400 cm, často amalgamované, len nevýrazne gradačne zvrstvené, v hornej časti majú bežne ílovcové intraklasty a len tenký interval šikmého zvrstvenia obohatený o rastlinnú drvinu a muskovit. Medzivrstvové škáry sú vyplnené sivým siltovcom až ílovcom s hrúbkou do 10 cm. Na spodných plochách vrstiev sú bežné prúdové stopy (foto 51), stopy vtlačania a bioglyfy.

3. Breza (lom)

Lokalizácia: lom severne od obce Breza; GPS: N 49° 23' 58,248", E 19° 22' 44,681"

Prístup: po asfaltovej ceste cez Brezu a parkovať pri posledných domoch, ďalej na S poľnou cestou popri potoku, prejsť cez potok a lesnou cestou asi 100 m do svahu k lomu (d. b. F43)

Stratigrafické zaradenie: krynická jednotka, zábavské súvrstvie (326/45°p)

Opis lokality: Ťažba v lome je len sporadická (bez nových odstrelův), ťaží sa stavebný kameň. Steny lomu sú čerstvé (foto 31). Odkryté je až 25 m profilu (z toho 5 m tenko vrstvený flyš a 20 m prevažne pieskovcový vývoj). V tenko vrstvenom flyši sa striedajú sivozelené až biele tvrdšie (až siltové) ílovce a hnedé až hnedozelené ílovce s laminovanými jemnozrnnými až siltovými pieskovecami hrubými 2 až 4 cm (zhruba 9 vrst./m). Štyri vrstvy pieskovca sú porušené sklzom. Pieskovcovú časť tvoria viaceré vrstvy stredno- až hrubozrnných drobových pieskovcov magurského typu, bežne s amalgamovanými vrstvami, väčšie klasty v šošovkách alebo na báze vrstiev dosahujú veľkosť 3 až 5 mm, bežné sú intraklasty ílovcův, „obrnéné“ intraklasty, prúdové stopy a stopy vtlačania (foto 35 a 36).

4. Lomná (lom)

Lokalizácia: lom medzi Lomnou a Zákamenným pri malej vodnej nádrži; GPS: N 49° 22' 4,334", E 19° 17' 59,135"

Prístup: asfaltovou cestou z Lomnej do Zákamenného pri vodnej nádrži na ľavom brehu Bielej Oravy, potrebné sú čižmy alebo nepremokavá obuv, čiastočne po hati a popod ňu je možné prejsť pri bežnom stave rieky (d. b. F42)

Stratigrafické zaradenie: krynická jednotka, zábavské súvrstvie (330/65°p)

Opis lokality: Ťažba v lome na stavebný kameň je len sporadická (bez nových odstrelův). Obnovená bola krátkodobo počas výstavby malej vodnej nádrže pri lome. Steny lomu sú sčasti čerstvé (foto 32) a sčasti už zarastajú vegetáciou. Profil tvorí zhruba 25 m hrubý pieskovcový flyš a asi 10 m hrubý tenko až stredne vrstvený flyš. Pieskovcovú časť tvoria vrstvy stredno- až hrubozrnných drobových pieskovcov magurského typu hrubé 50 až 400 cm. Väčšie klasty v šošovkách alebo na báze vrstiev dosahujú veľkosť 3 až 11 mm, gradácia je nevýrazná, amalgamácia je zriedkavá. Tenšie vrstvenú časť [I = 6 až 11 vrstiev/m, P(p/i) = asi 3/1] tvoria vrstvy jemnozrnných, výrazne šikmo a konvolútne laminovaných pieskovcov hrubé 2 až 25 (40) cm s hojným muskovitom a rastlinnou drvinou. Ílovce sú zelenosivé, siltové, často bioturbované.

5. Beňadovo (lom)

Lokalizácia: lom pri ceste medzi Beňadovom a Duľovom; GPS: N 49° 25' 46,072", E 19° 19' 23,200"

Prístup: lom sa nachádza vo svahu pri ceste v strede medzi odbočkou do Beňadova a Duľovom (d. b. F193)

Stratigrafické zaradenie: bystrická jednotka, oravskoveselské vrstvy (140/45°n)

Opis lokality: Ťažba v malom lome je len sporadická (bez nových odstrelov), ťaží sa stavebný kameň. Steny lomu sú čerstvé (foto 24). V lome je odkrytý profil flyšového súvrstvia hrubý 14 m. Tvorí ho 5 vrstiev jemno- až strednozrnných drobových pieskovcov magurského typu hrubých 25 až 75 cm (hrúbka vrstiev sa výrazne mení), vrstva gradačne zvrstveného, vo vyššej časti paralelne laminovaného pieskovca s hojným glaukonitom hrubá 125 cm, vrstva drobového pieskovca so sklzovými vrásami potrhanej sklzom a niekoľko tenkých vrstiev siltových pieskovcov s hrúbkou do 10 cm. Ílovce sú bystrického typu, siltové, masívne, hrubé až 3 m. Zaujímavosťou sú pieskovcové dajky prerážajúce cez hrubé ílovce (foto 24).

6. Novot' (lom)

Lokalizácia: lom nad obcou medzi Malým kopcom a Veľkým kopcom; GPS: N 49° 26' 7,787", E 19° 14' 2,410"

Prístup: asfaltovou cestou v hornej časti Novote pod úžinou medzi Malým kopcom a Veľkým kopcom (d. b. F2)

Stratigrafické zaradenie: bystrická jednotka, bystrické vrstvy (100/50°n, v pravej časti 65/20°n)

Opis lokality: Ťažba v lome na stavebný kameň je len sporadická. Steny lomu sú čerstvé (foto 22 a 25). V lome je odkryté 60 m bystrických vrstiev (p/i = približne 1/2). Pieskovce sú niekoľkých typov: 1. jemnozrnné pieskovce sú hrubé 20 až 100 cm, sú modré, tvrdé, sklovité až konvolútne laminované, s ostrým lomom a hojným glaukonitom; 2. stredno- až hrubozrnné kremité pieskovce sú hrubé do 250 cm, majú vysoký obsah glaukonitu a obsahujú zvetrané veľké foraminifery; 3. ojedinelé sú lavice zle vytriedených pieskovcov až bahnotuku s hrúbkou vyše 1 m, hojnou rastlinnou drvinou a muskovitom, obsahujú ílovcové intraklasty a *Ophyomorpha*; 4. výrazne jemnozrnné laminované pieskovce sú hrubé 2 až 10 cm. Ílovce sú drobivé, zelenosivé až hnedosivé, prechádzajú do tvrdých masívnych lastúrnatých sivých, po navetraní sivomodrých siltových ílovcov bystrického typu až ľacých slieňovcov s rastlinnou drvinou s hrúbkou do 6 m.

7. Oravské Veselé (Veselianka)

Lokalizácia: odkryvy v rieke Veselianka pri dolnom konci Oravského Veselého; GPS: N 49° 26' 49,803", E 19° 23' 35,568"

Prístup: pred prvým domom v Oravskom Veselom zísť z cesty vpravo a tam sa dá parkovať, ďalej pešo asi 100 m k rieke, potrebné sú čizmy, výhodou je nízky stav vody v rieke a nezakalená voda (d. b. F348, F349, F355)

Stratigrafické zaradenie: bystrická jednotka, belovežské súvrstvie (spodné a vrchné belovežské vrstvy) a oravskoveselské vrstvy bystrickej jednotky (zhruba 130/80°n)

Opis lokality: Spodné belovežské vrstvy s červenými ílovcami sú tu značne tektonicky deformované (nad ústím ľavého prítoku). Červené ílovce sú nevápnité a obsahujú zelené šmuhy a zelené bioturbácie. Sprevádzajú ich ílovce rôznych tónov sivej farby, väčšinou sfarbené do zelena a modra a hrubé 1 až 4 cm, výrazne laminované jemnozrné pieskovce zelenomodrej farby. Táto časť súvrstvia je lepšie odkrytá v spomínanom ľavom prítoku. Smerom do nadložia, už v rámci vrchných belovežských vrstiev, nasleduje 10 m tenko vrstveného flyšu, ktorý už odtiaľto má väčšie zastúpenie pieskovcov na počet vrstiev aj ich hrúbku než v nižšej, pestrej časti súvrstvia. Ďalej nasleduje aspoň 70 cm hrubá vrstva glaukonitového pieskovca, potom pokračuje 15 m úsek tenko vrstveného flyšu a 2 m vrstva glaukonitového pieskovca smerom do nadložia s horizontom ílovcov bystrického typu hrubým 4 m. Ďalších 50 m znovu pokračuje tenko vrstvený flyš. Ďalšia vrstva glaukonitového pieskovca má hrúbku 50 cm a nad ňou pokračuje 110 cm vrstva drobných sivých ílovcov. Pokračuje 10 m tenko vrstveného flyšu (d. b. F355). Nasleduje vložka špecifických pestrofarebných sedimentov podobných spodnej časti súvrstvia hrubá asi 20 m, len bez červených ílovcov. Počet vrstiev (cyklov) $I = 20$ až 30 na 1 m. Jeden cyklus obsahuje $0,5$ až 3 cm šikmo laminovaného jemnozrného až siltového pieskovca s výraznými bioglyfmi. Ten gradačne prechádza do svetlosivého až bielosivého mäkkšieho vápnitého siltového ílovca až ílovca. Táto časť ako celok je preležená bioturbáciou, takže bioturbácia v ílovcoch je často vyplnená pieskom. Zriedka (asi $1 \times$ na 2 m) sa vyskytuje aj vrstva jemnozrného laminovaného pieskovca hrubá 4 až 15 cm. Smerom do nadložia pokračuje asi 110 m hrubý horizont s pravidelnou, tenko vrstvenou sedimentáciou. Zastúpenie pieskovcov je tu o niečo vyššie než v tenko vrstvených sedimentoch v podloží. $I = 8$ až 13 vr./m a P (p./i.) = $3/1$ až $1/2$, ale zvyčajne mierne prevládajú pieskovce. Jemnozrné pieskovce sú hrubé 4 až 10 cm (zriedka 2 až 15 cm), sú výrazne šikmo až konvolútne laminované, s typickými bioglyfmi, rastlinnou drvinou a muskovitom. Zriedkavejšie sú paralelne laminované jemnozrné pieskovce s hrúbkou 15 až 25 cm. Dvakrát sme pozorovali aj masívny drobný pieskovec (nie magurský typ) s hrúbkou do 35 cm. Ílovce sú sivé, hrubé do 10 cm (zriedka až do 30 cm), ale často sú to hnedosivé sklzové(?) ílovce. Hemipelagický interval tvorí len najvyššiu, 1 až 3 cm hrubú vrstvu zelenosivého nevápnitého ílovca. Miestami vystupujú aj tenké vrstvičky mäkkých vápnitých bielych, okrových alebo hnedosivých sklzových(?) ílovcov. Typická je drobná bioturbácia na spodných plochách pieskovcov, ale aj preliezanie naprieč vrstvami. Typickým, ale zriedkavo sa vyskytujúcim bioglyfom je stopa *Paleodictyon* (foto 19) v tvare včelieho plástu. Ďalej po toku rieky smerom do nadložia

sa odkryvy končia a zhruba po 100 m sa objavuje niekoľko hrubých vrstiev drobových pieskovcov magurského typu a glaukonitové pieskovce s hrubými vrstvami siltových ílovcov oravskoveselských vrstiev.

8. Oravská Polhora – Slaná voda – Babia hora

Lokalizácia: niekoľko lokalít na Slanej vode pod Babou horou; GPS: N 49° 31' 34,698 706 1", E 19° 28' 22,910 041 8" (chata Slaná voda)

Prístup: v Oravskej Polhore odbočiť na chatu Slaná voda, kde sa dá parkovať, ďalej pešo popri potoku Vonžovec a neskôr odbočiť vpravo k Hviezdoslavovej horárni, turistickým chodníkom od Hviezdoslavovej horárne; časovo náročnejšia, ale zaujímavejšia je cesta cez Malú Babiu horu, časť cesty je možné prejsť autom, no je potrebné povolenie na vjazd na lesné cesty

Stratigrafické zaradenie: rašeliniská, würmský a risský kužeľ, vrt FPJ-1, kýčerské vrstvy

Opis lokality: V oblasti Slanej vody a priľahlej Babej hory sa nachádza niekoľko zaujímavých lokalít. 200 m na S od parkoviska pri chate Slaná voda (N 49° 31' 41,392", E 19° 28' 27,602") sa nachádza náučný chodník cez rašelinisko dlhý asi 500 m. Po 350 m smerom na S treba odbočiť cez most na západ a po 150 m je plošina so štruktúrnym vrtom FPJ-1 (N 49° 31' 58,050", E 19° 28' 22,407") (foto 69). Južne od Hviezdoslavovej horárne sa nachádzajú štrky würmskej a risskej úrovne terás, pričom potok Bystrá je zarezaný do podlažia. Nad mostom západne od horárne v potoku (d. b. F277, N 49° 32' 29,369", E 19° 29' 53,984") vychádza na povrch hrubá vrstva (210/35°n) hrubozrnného pieskovca szczawinských vrstiev (klasty veľké až 5 mm). Asi 500 m na V od horárne za potokom vyviera málo výdatný minerálny sírovodíkový prameň Roveň so silne vajcovou chuťou (N 49° 32' 28,529", E 19° 30' 26,371"). 500 m jjv. od horárne sa na risskom stupni kužeľa rozprestiera rozsiahle zachované rašelinisko Rabčický bor. Turistický chodník od horárne na vrchol Babej hory spočiatku prechádza szczawinskými vrstvami s prevahou hrubých vrstiev pieskovcov s hojným muskovitom, medzi ktorými sa miestami vyskytujú aj hrubšie horizonty tenko vrstveného flyšu ropianskych vrstiev so zelenými muskovitickými laminovanými jemnozrnnými pieskovecami a zelenými a červeným nevápnitými ílovcami. Samotný masív Babej hory je tvorený magurským (kýčerským, babohorským) typom pieskovcov kýčerských vrstiev, ktorých vrstvy sú mierne sklonené na juh. Na vrchole Babej hory tieto pieskovce vytvárajú blokoviská a rozsadliny (foto 65 a 66).

9. Babín (rieka Hruštinka)

Lokalizácia: zárez v ľavom brehu Hruštinky asi 400 m zjz. od futbalového ihriska v Babíne (d. b. M644); GPS: N 49° 20' 6,672", E 19° 22' 7,699"

Prístup: po poľnej ceste od futbalového ihriska v Babíne proti prúdu Hruštinky

Stratigrafické zaradenie: krynická jednotka, malcovské súvrstvie

Opis lokality: V odkryve (25 x 5 m) je odkrytý typický, stredne až hrubo zvrstvený flyš malcovského súvrstvia (foto 53). Vrstvy pieskovcov dosahujú hrúbku 5 až 60 cm. Tenšie vrstvy majú charakter zvrstvenia $T_{c(d)}$, hrubšie vrstvy majú zvrstvenie $T_{bc(d)}$, $T_{abc(d)}$ a $T_{ac(d)}$. Masívne pieskovce sú jemno- až strednozrnné, zle vytriedené, miestami sa nachádzajú droby. Hojne obsahujú živce, sľudy a úlomky hornín. Laminované pieskovce (T_c) sú veľmi jemnozrnné, kremené, s muskovitom. Na bázach pieskovcových vrstiev sú bežné prúdové stopy poukazujúce na smer paleoprúdenia 180 až 212°. Ílovce sú vápnité, svetlej sivozelenej až sivej farby a dosahujú hrúbku 9 až 232 cm. Pomer $P(p/i)$ je zhruba 0,4 a index zvrstvenia okolo 1. Vo vrstvovom slede sa našla 2 cm vrstvička Fe-pelokarbonátu. V ílovcoch boli určené spoločenstvá nanoplanktónu stredného eocénu (zóna NP16) na základe zastúpenia druhov *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUKRYET PERCIVAL a *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON. Ide o redeponované mikrofosílie. Vek malcovského súvrstvia je podľa nás mladší (mladší eocén až starší oligocén).

10. Hruštín (lom)

Lokalizácia: lom pri západnom okraji obce Hruštín s. od poľnohospodárskeho družstva (d. b. M545); GPS: N 49° 19' 14,03", E 19° 19' 42,35"

Pristup: asfaltovou cestou z Hruštína na Zábavu, asi 150 m po poľnej ceste na S od PD

Stratigrafické zaradenie: krynická jednotka, raciborské súvrstvie

Opis lokality: Lom s pôdorysom zhruba 30 x 30 m je neriadený (foto 42), zarastá vegetáciou, využíva sa na miestne účely (stavebný kameň). V lome sú 3 základné fácie raciborského súvrstvia, typické hlavne pre vrchnú časť tohto súvrstvia: 1. ílovce bystrického typu, 2. glaukonitové pieskovce, 3. drobové pieskovce. Na južnej strane sú vrstvy ílovcov bystrického typu hrubé do 4 m s vrstvou kremenného, veľmi jemnozrnného pieskovca až siltovca (T_{ab} , obsah glaukonitu asi 3 %) s odrazovými stopami na bazálnej vrstvovej ploche (smer paleoprúdenia po sklopení 312°). Na východnej strane lomu je minimálne 1,2 m hrubá vrstva kremenného jemnozrnného pieskovca ($T_{abc}?$) s vysokým obsahom glaukonitu (okolo 15 %) a prúdovými stopami na bazálnej ploche (smer paleoprúdenia po sklopení 244°). Na severnej strane sú pozorovateľné vrstvy amalgamovaných, mierne až dobre vytriedených subarkóz až sublitarenitov. Pieskovce majú veľa rastlinnej sečky, intraklasty ílovcov veľké do 0,5 cm, bežný je muskovit a biotit. Vrstvy sú hrubé do 5 m, pravdepodobne amalgamované, tektonizované kalcitovými žilami. Z ílovcov bystrického typu bolo opísané pomerne bohaté spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu. V spoločenstve dominovali zástupcovia rodu *Discoaster*. Na základe zastúpenia druhov *Helicosphaera euphratis* HAQ a *Coronocyclus nitescens* (KAMPTNER) BRAMLETTE et WILCOXON bol určený mladoeocénny vek spoločenstva, zóna NP18.

Dalšie dôležité geologické lokality v regióne:

11. **Dolina Ráztoka** – cebulské súvrstvie račianskej jednotky (foto 1, 2, 3) a pod hrebeňom **k. Trup (Szczawiny)** sú pieskovce szczawinských vrstiev (foto 5 a 6) (lokalita je horšie dostupná).
12. **Rašelinisko Spálený grúnik** – rozsiahle a asi najzachovanejšie lesné rašelinisko – vrchovisko až slatina, národná prírodná rezervácia (foto 63) (dostupnosť iba s povolením na vjazd na lesné cesty).
13. **Oravské Veselé** – tektonicky postihnuté drobové pieskovce kýčerského typu tvoriace „bradlá“ v belovežskom súvrství.
14. **Dolina Redikálne** – typová lokalita vrstiev Redikálneho (foto 28 a 29).
15. **Neogénne prachové piesky** v brehu vodnej nádrže Orava z. od ústia Polhoranky (foto 55a, b).
16. **Račovské vrstvy** v erozívnej koľaji cesty na hrebienku sz. od Brezy.
17. **Polhorská pila** – v Polhoranke sú odkryté vrchné belovežské vrstvy (foto 16), severnejšie vystupujú bystrické vrstvy, niekoľko horšie zachovaných rašelinísk a podmáčaných lúk.

ZÁVER

Vykonané geologické práce priniesli množstvo nových geologických poznatkov, ktoré významne prispeli k zostaveniu geologickej mapy regiónu Biela Orava v mierke 1 : 50 000 a vysvetliviek k nej. Geologická mapa a vysvetlivky k nej syntetizujú poznatky o geologickej stavbe a tektonike daného územia. Pri porovnaní navrhovaných cieľov projektu s výsledkami môžeme konštatovať, že všetky stanovené ciele geologickej úlohy boli splnené.

Geologické práce svojím charakterom zodpovedajú koncepcii geologického mapovania SR na roky 2007 až 2011 a vychádzajú zo smernice MŽP SR č. 4/1996-3.1 na zostavovanie a vydávanie základných geologických máp v mierke 1 : 25 000 a regionálnych geologických máp z celého územia Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000 a vysvetliviek k nim. Vecný a časový harmonogram geologických prác bol zostavený podľa zaužívaného postupu zostavovania a vydávania regionálnych geologických máp, ale zároveň s ohľadom na špecifické podmienky regiónu. Realizáciou tohto projektu dostáva štátna správa a verejnosť do rúk novú geologickú mapu koncipovanú a spracovanú na základe najaktuálnejších poznatkov o geologickej stavbe regiónu spolu so syntetizujúcim textom vysvetliviek.

Mapové diela tohto druhu tvoria nevyhnutný podklad hospodárskej a správnej činnosti SR. Okrem základných informácií o geologickej stavbe a zákonitostiach geologického vývoja zobrazeného regiónu poskytujú primárne údaje na zostavovanie širokého spektra nadstavbových účelových, tematických aj prehľadných geologických máp a napomôžu k efektívnejšej tvorbe a ochrane životného prostredia.

Nové poznatky o geologickej stavbe

Nová geologická mapa zobrazuje územie flyšového pásma, ktoré doteraz nebolo pokryté regionálnou geologickou mapou. Charakterizovali sme litostratigrafickú a litofaciálnu stavbu krynickej, bystrickej a račianskej jednotky flyšového pásma a neogénnych a kvartérnych sedimentov zmapovaného územia. Je zrejmé, že potreba nového mapovania bola opodstatnená a získané poznatky výrazne dopĺňajú stav poznania geologickej stavby nielen tohto územia, ale aj celých Západných Karpát. Počas geologického výskumu sa riešili viaceré, zatiaľ v literatúre neopísané alebo len veľmi všeobecne definované problémy.

V rámci krynickej tektonicko-litofaciálnej jednotky sme spresnili rozsah a náplň zábavského a raciborského súvrstvia. Vyčlenili sme a definovali novú litostratigrafickú jednotku – vrstvy Redikálneho. Nové je aj určenie račovských vrstiev, ktoré z tejto časti dosiaľ neboli známe. Zistili sme hojné vystupovanie glaukonitových pieskovcov medzi Lomnou a Hruštinom.

Tektonika bystrickej tektonicko-litofaciálnej jednotky je v tejto oblasti nezvyčajne pestrá. Pravidelné tektonické šupiny sa striedajú s oblasťami, kde prevažnú časť tvorí belovežské súvrstvie, v ktorom v pásach vystupujú tektonicky izolované šošovky glaukonitových a drobových pieskovcov. Zaujímavé je vystupovanie drobových pieskovcov v južnej časti bystrickej jednotky a ich postupné nahrádzanie glaukonitovými pieskovecami smerom na sever. Tu sme definovali novú litostratigrafickú jednotku – oravskoveselské vrstvy. Nie vždy jednoznačne je určiteľný kontakt tektonicko-litofaciálnych jednotiek – krynickej, bystrickej a račianskej. Szczawinské a ropianske vrstvy na úpätí Pilska a Babej hory tvoria najstaršiu časť bystrickej jednotky.

Hoci je račianska jednotka zastúpená len svojím najjužnejším okrajom, vystupuje v rozsahu cenoman/turón až rozhranie eocén/oligocén. Nové je zistenie vystupovania újezdských a babiškých vrstiev.

Sedimenty neogénu sú v oblasti vodnej nádrže Orava v piesčito-ílovitom vývoji. Nachádzajú sa tu aj horizonty štrkov s obliakmi pochádzajúcimi z flyšového pásma. Sedimenty sú v sladkovodnom vývoji, reprezentujúcom aluviálne výnosy pravdepodobne sarmatsko-pliocénneho veku.

Prínosom mapovania je poznanie značne rozšírených glacifluviálnych sedimentov Babej hory a Pilska v rozsahu až niekoľko km². Terasové systémy a veľké množstvo menších aj väčších rašelinísk demonštrujú zatiaľ málo známy vývoj Bielej Oravy počas posledných ľadových dôb.

Výsledkom geologického výskumu je výrazná zmena geologickej mapy v celej skúmanej oblasti. Snažili sme sa rozlišovať litofácie a toto poznanie preniesť do mapy, aby detailne zobrazovala skutočnú geologickú stavbu. Napriek horšiemu odkrytiu terénu a monotónnemu horninovému zloženiu flyšových súvrství sa podarilo získať mnoho nových poznatkov o litofaciálnej, stratigrafickej a petrografickej stavbe, ako aj tektonickom a paleogeografickom vývoji tejto geologicky málo preskúmanej oblasti.

Čiastkové výsledky geologického výskumu autori priebežne publikovali (Teťák et al., 2011, 2013, 2014a, 2014b, 2014c, 2015) a na záver boli zhrnuté v záverečnej správe (Teťák et al., 2016).

Výsledky výskumu týkajúce sa špeciálnych otázok napríklad paleogeografie, sedimentológie, datovania sedimentov, tektoniky či korelácie vo vzťahu k okolitým oblastiam i v rámci Západných Karpát budú po detailnejšom spracovaní publikované samostatne v odborných periodikách.

Ako najvážnejší problém, ktorý je potrebné v blízkej budúcnosti riešiť, sa ukazuje zjednotenie litostratigrafického členenia flyšového pásma Západných Karpát redefinovaním litostratigrafických a tektonicko-litofaciálnych jednotiek, a to za účasti poľsko-slovensko-českej komisie. Ďalšou úlohou bude zostavenie regionálnej geologickej mapy Oravskej Magury.

LITERATÚRA

- <http://maps.google.sk> – topografický podklad mapky
<http://mapserver.geology.sk> – Digitálna geologická mapa Slovenska 1 : 50 000, od r. 2005
<http://mapire.eu/en/> – historické mapy habsburskej monarchie
<http://mapy.tuzvo.sk/HOFM/> – ortofotomapy Slovenska z r. 1950, Technická univerzita Zvolen
- Nariadenie vlády č. 354/2006 Z. z., ktorým sa ustanovujú požiadavky na vodu určenú na ľudskú spotrebu a kontrolu kvality vody určenej na ľudskú spotrebu.
- Vyhláška MZ SR 547/2007 Z. z., ktorou sa ustanovujú podrobnosti o požiadavkách na zabezpečenie radiačnej ochrany pri činnostiach vedúcich k ožiareniu a činnostiach dôležitých z hľadiska radiačnej ochrany.
- Zákon NR SR 470/2000 Z. z. Zákon, ktorým sa mení a dopĺňa zákon Národnej rady Slovenskej republiky č. 272/1994 Z. z. o ochrane zdravia ľudí v znení neskorších predpisov o ochrane zdravia ľudí.
- Aleksandrowski, P., 1985: Interference fold structure of the Western Flysch Carpathians in Poland. In: Carpatho-Balkan Geol. Association, 13th Congress, Proc. Reports, Kraków, 1, 159 – 162.
- Alexandrowski, P., 1989: Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej góry (Structural geology of the Magura Nappe in the Mt. Babia góra Region, Western Outer Carpathians). Stud. geol. pol., 96, 6 – 140.
- Andrusov, D. a Matějka, A., 1931: Guide des excursions dans les Carpathes Occidentales organisées à l'occasion de la troisième réunion de l'Association. Praha, Ústř. Úst. geol., 397 s.
- Andrusov, D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Část III.: Tektonika. Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 9, 1 – 135.
- Aubry, M. P., 1983: Biostartigraphie du Paleogene epicontinental de l'Europe du Nord-Ouest. Etude fondée sur les nannofosiles calcaires. Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, 89, 317 s.
- Baumgart-Kotarba, M., 2001: Continuous tectonic evolution of the Orava Basin (Northern Carpathians) from Late Badenian to the present-day? Geol. Carpath. (Bratislava), 52, 2, 103 – 110.
- Báldi, T., 1980: The early history of the Paratethys. Földt. Közl. Bull. Hung. Geol. Soc. (Budapest), 110, 456 – 472.
- Beleš, F., 1974: Výskyt bentonitu na Orave. Miner. slov. (Bratislava), 6, 2, 155 – 157.
- Beleš, F., Ivančenko, M., Bondarenková, A. a Kováč, J., 1972: Trstená-Bobrov – tehliarske suroviny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Beleš, F. a Tabak, J., 1986: Kysuce – Orava, stavebný kameň, posúdenie lomov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bella, P., Hlaváčová, I., Holúbek, P. et al., 2007: Zoznam jaskýň Slovenskej republiky (stav k 30. 6. 2007). Liptovský Mikuláš, Slov. múz. ochr. príro. a jaskyn., 361 s.
- Bezák, V., Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004: Tektonická mapa SR a vysvetlivky v mierke 1 : 500 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 71 s.
- Bezák, V., Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, L., Grecula, P., Hraško, L., Ivanička, J., Jacko, S., st., Jacko, S., ml., Janočko, J., Kaličiak, M., Kobulský, J., Kohút, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Bratislava),

- Kováčik, M. (Košice), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšovský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teták, F., Vozárová, A., Vozár, J. a Žec, B., 2009: *Výsvetlivky k Prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000*. Ed.: V. Bezák. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 534 s.
- Bieda, F., 1946: *Stratigrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic*. Roczn. Pol. Tow. geol. (Kraków), 16, 1 – 52.
- Bieda, F., 1951: *Starszy trzeciorzed. Regionalna Geologia polski, Karpaty, Stratygrafia 1*. Krakow, 113 – 153.
- Bieda, F. a Książkiewicz, M., 1958: *V sprawie wieku pieskowca Babiej Góry*. Kwart. geol. (Warszawa), 2, 841 – 856.
- Bieda, F., Geroch, S., Koszarski, L., Książkiewicz, M. a Żyto, K., 1963: *Stratigraphie des Karpates Externes Polonaises. Association géologique Karpato-Balkanique VI – Éme congrés Varsovie – Cracovie 1993*, Rech. géol. dans les Karpates, 10, 181, 5 – 175.
- Bieda, F., 1966: *Duże otwornice z eocenu seriesi magurskiej okolic Babiej Góry*. In.: *Przewodnik XXXIX zjazdu Polskiego towarzystwa geologicznego*. Warszawa, Inst. Geol., 60 – 90.
- Bieda, F., Jednorowska, A. a Książkiewicz, M., 1967: *Stratigraphy of the Magura Series around Babia Góra*. Biul. Inst. Geol. (Warszawa), 2, 211.
- Bielik, M., 1995: *Continental convergence in the Carpathian region by density modelling*. Geol. Carpath. (Bratislava), 46, 3 – 12.
- Bielik, M., 1998: *Analysis of the gravity field in the Western and Eastern part of Carpathian junction area: density modelling*. Geol. Carpath. (Bratislava), 46, 75 – 83.
- Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemček, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996a: *Geologická mapa Slovenskej republiky v mierke 1 : 500 000*. Bratislava, MŽP SR – GS SR.
- Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemček, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996b: *Výsvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000*. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 77 s.
- Birkenmajer, K., 1978: *Neogene to early Pleistocene subsidence close to the Pieniny Klippen belt, Polish carpathians*. Stud. geomorphol. carpatho-balcanica (Kraków), XII, 17 – 28.
- Birkenmajer, K., 1986: *Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians*. Stud. geol. pol. (Warszawa), 88, 7 – 32.
- Birkenmajer, K. (Ed.) et al., 1985: *Main geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow – Zakopane). Guide to excursion 2, Geological Institute, XIII Congress Carpatho-Balkan geological association*. Kraków, 188 s.
- Birkenmajer, K. a Oszczytko, N., 1989: *Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians*. Ann. Soc. geol. Pol., 59, 145 – 181.
- Bouma, A. H., 1962: *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam, Elsevier, 168 s.
- Bown, P., 1998: *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Dordrecht, Kluwer Acad. Publ., 315 s.
- Brezina, A., 1889: *Cliftonit aus dem Meteoreisen von Magura, Arvaer Comit. Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 4, 102 – 106.
- Bromowicz, J., 1992: *Basen sedimentacyjny i obszary źródłowe piaskowców magurskich*. Geologia (Kraków), 54, 116 s.

- Buchwald, W. F., 1975: Handbook of Iron Meteorites. Univ. California Press., 792 – 795.
- Bukry, D., 1973: Coccolith stratigraphy, eastern equatorial Pacific, Leg 16, Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 16, 653 – 711.
- Ciezkowski, M., 1992: Marine miocene deposits near Nowy Targ, Magura nappe, Flysch Carpathians (South Poland). Geol. Carpath. (Bratislava), 43, 339 – 346.
- Cieszkowski, M., Oszczytko, N. a Zuchiewicz, W., 1989: Upper Cretaceous siliciclastic – carbonate turbidites at Szczawa, Magura nappe, West Carpathians, Poland. Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 37, 3 – 4, 231 – 245.
- Cieszkowski, M., Zuchiewicz, W. a Schnabel, W., 1998: Sedimentological and tectonic features of the Poprad sandstone Member, Eocene, Magure Nappe: Case study of the Klikuczowa quarry, Outer West Carpathians, Poland. Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 46, 1, 55 – 74.
- Cieszkowski, M., Egger, H., Oszczytko, N. a Schnabel, W., 1999: The Zasadne Section of the Magura Nappe (Western Outer Carpathians, Poland) and its relation to the Rhenodanubian Flysch (Eastern Alps, Austria). Abh. Geol. Bundesanst. (Wien), 56, 1, 333 – 336.
- Cieszkowski, M. a Waśkowska-Oliwa, A., 2001: Skawce Sandstone Member – a New Litostratigraphic Unit of the Labowa Shale Formation (Paleocene – Eocene: Magura Nappe, Siary Subunit) Polish Outer Carpathians. Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 49, 2, 137 – 149.
- Cieszkowski, M., Kysiak, T., Sláczka, A. a Wolska, A., 2010: Olistoliths of gabbro from Osielec (Magura nappe, outer Carpathians, Poland). Miner. slov. (Bratislava), 42, 4, Geovestník, 507 – 508.
- Čechovič, V., 1940: Zpráva o prieskume Oravskej uhoľnej panve. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Dovolič, M., 1960: Hydrogeologický posudek o vrtu B-2 v Oravské Polhoře. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Dudek, A., 1980: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. Rozpr. Čs. Akad. Věd (Praha), 90, 8, 1 – 85.
- Dzudzík, J., Hasch, J. a Januš, J., 1991: Štrkopiesky Vitanová – Liesek. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fabian, L., 1947: Súhrn výsledkov hydrogeologického výskumu v kúpeľoch Oravská Polhora v r. 1941 – 1943. Manuskript. Bratislava, archív MZ SSR – Inšpektorát kúpeľov a žriediel.
- Faupl, P., 1996: Tiefwassersedimente und tektonischer Bau der Flyschzone des Wienerwaldes. Exkursion A2, Exkursionsführer, Sediment 96. Wien, Geol. Bundesanst., 32 s.
- Franko, O. a Michaliček, M., 1982: Jódobromové vody Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 4.
- Franko, O. a Potfaj, M., 1983: Geologický projekt výskumného vrtu FPI-1 Oravská Polhora na geotermálne jódobromové vody, čiastková záverečná správa, GÚDŠ. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 40 s.
- Gaží, P., 2006: Význam a funkcia závrivského zlomu v mladšom terciéri. Abstrakt. Brno, Studentská geol. konferencie.
- Gluch, A. a Kucharič, E., 2009: Kontaminácia územia Slovenska rádionuklidom Cs¹³⁷. Contaminated area conference, Poster Section. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnní zpracování letecky měřených geofyzikálních polí Vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Golonka, J., 1977: Wyniki badań litostratygraficznych serii magurskiej między Babia Góra a Pilskiem. *Kwart. geol. (Warszawa)*, 21, 398 – 399.
- Golonka, J., 2007: Tektonika polskich Karpat fliszowych pomiędzy Bielskiem-Białą a Nowym Targiem. *Kwart. AGH, Geol. (Warszawa)*, 33, 4/1, 29 – 38.
- Golonka, J. a Malata, E., 1976: Stratigraphy of the Magura Unit in Żywiecki Beskid between Babia Góra and Pilsko. *Manuskript. Krakow, archiw. Państw. Inst. Geol.*, 10 s.
- Golonka, J. a Wójcicki, A., 1978: Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Jelesnia. Warszawa. *Pol. Inst. Geol.*
- Golonka, J., Oszczytko, N. a Ślęczka, A., 2000: Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the Circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. geol. Pol.*, 70, 107 – 136.
- Golonka, J., Pietsch, K. a Marzec, P., 2011: Structure and Plate Tectonic Evolution of the Northern Outer Carpathians, *Tectonics*. Damien Closson (Ed.).
- Golonka, J., Pícha, F. (eds.) et al., 2006: The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. (Tulsa)*, 84, 600 s.
- Golonka, J. a Waśkowska-Oliwa, A., 2007: Stratygrafia polskich Karpat fliszowych pomiędzy Bielskiem-Białą a Nowym Targiem. *Kwart. AGH, Geol. (Warszawa)*, 33, 4/1, 5 – 27.
- Golonka, J., Pietsch, K., Marzec, P., Stefaniuk, M., Waskowska, A. a Czeskowski, M., 2009: Tectonics of the western part of the Polish Outer Carpathians. *Geodin. Acta*, 22, 1 – 2, 81 – 97.
- Gross, P., Köhler, E. (eds.), Mello, J., Haško, J., Halouzka, R., Nagy, A., Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salaj, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil, L., Bystrická, H., Samuel, O. a Snopková, P., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 319 s.
- Haško, J. a Potfaj, M., 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list M-34-99-A-b Zázrivá, čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 52 s.
- Haško, J. a Polák, M., 1977: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 145 s.
- Haško, J. a Polák, M., 1978: Geologická mapa Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*.
- Heidinger, W., 1846: Graphit, pseudomorph nach Schwefelkies. *Poggendorff's Ann.*, 67, 437 – 439.
- Holzer, R., Laho, M., Wagner, P. a Bednarik, M., 2009: Inžinierskogeologický atlas hornín Slovenska. Bratislava, *Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 532 s.
- Hrabovec, M., 1981: Oravské Veselé – hospodársky dvor. Podrobný hydrogeologický prieskum. Pôdohospodársky projektový ústav, Žilina. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Hrabovec, M., 1982: Oravské Veselé – 4 x 6 bytových jednotiek. Podrobný hydrogeologický prieskum. Pôdohospodársky projektový ústav, Žilina. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Hrnčár, A. a Smiešková, K., 1993: Regionálne štúdie nerastných surovín okresov SR – okres Dolný Kubín M 1 : 50 000. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Hrouda, F. a Ondra, P., 1988: Geologické perspektívy nových výskytov ropy a zemného plynu v SSR, technická správa za etapu 1987, čiastkové úlohy: 1. Magnetická anizotropia hornín v okolí profilu 2T. 2. Litopetrofyzikálne korelácie paleogénnych súvrství Oravy a Kysúc. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Hynie, O., 1963: Hydrogeológia ČSSR II., Minerální vody. Praha, Čs. Akad. Věd.

- Chmelík, F., 1959: Geologický popis profilu vrtu B-1 a kopaných rýh R-1 a R-2 v kúpeľoch Oravská Polhora. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Chmelík, F., 1959: Geologické a hydrogeologické zhodnotenie nárazového vrtu B-1 v kúpeľoch Oravská Polhora. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol., Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Chrumová, E., 1980: Geofyzikálny výskum flyšového pásma a vnútoro-karpatských jednotiek. Hustotné meranie. Ročná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 17 s.
- Ibrmajer, J., 1962: Souborné zpracování a interpretace gravimetrických měření ve flyšové oblasti ČSSR. Sbor. Prací Ústř. Úst. Geol. (Praha).
- Jankowski, L. a Kopciowski, R., 1999: Correlation of the Magura and Dukla Units of the Polish-Slovak border area. *Biuletyn (Państw. Inst. geol.) (Warszawa)*, 387, 106 – 114.
- Janošík, M. a Viščor, I., 1988: Zpráva o geofyzikálním průzkumu. Oblast Orava, magnetometrie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 20 s.
- Janošík, M., Kubiš, P., Viščor, I., Vomáčková, R. a Zavřelová, D., 1989: Zpráva o geofyzikálním měření v širším okolí Oravy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 58 s.
- 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.
- Jednorowska, A., 1980: Microfauna and age of the Malinowa Shale Formation, Upper Cretaceous, in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. geol. pol. (Warszawa)*, 67, 8 – 21.
- Jetel, J., 1994: Priepustnosť a prietoknosť pripovrchovej zóny západného úseku flyšového pásma Západných Karpát. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 12.
- Jetel, J. a Rybářová, L., 1983: Hydrogeologie a hydrogeochemie. In: Menčík, E. et al.: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. Praha, Ústř. Úst. geol.
- Knobloch, E., 1976: Neogénna flóra zo slovenskej časti oravskej panvy. Praha, Ústř. Úst. geol. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 26 s.
- Klago, M., 1970: Oravská Polhora – zdroje minerálnej vody. Manuskript. Bratislava, archív MZ SSR – Inšpektorát kúpeľov a žriediel.
- Klago, M., 1971: Oravská Polhora – zdroje minerálnej vody – vyhodnotenie vrtu B-3. Manuskript. Bratislava, archív MZ SSR – Inšpektorát kúpeľov a žriediel.
- Knobloch, E., 1968: Nové rastlinné nálezy z neogénu slovenské časti Oravské pánve. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 13, 4, 469 – 476.
- Köhler, E. a Salaj, J., 1999: Ortophragminae (veľké foraminifery) v magurskej jednotke nízkych Javorníkov (západné Slovensko). *Zem. Plyn. Nafta (Hodonín)*, 44, 73 – 81.
- 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 Mútna a 26-231 Oravské Veselé. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 78 s.

- Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: Nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Bratislava, Veda, 202 s.
- Kováč, M., Bielík, M., Hók, J., Kováč, P., Labák, P., Moczo, P., Plašienka, D., Šefara, J. a Šujan, M., 2002: Seismic activity and neotectonic evolution of the Western Carpathians (Slovakia). EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 3, 167 – 184.
- Kováčik, M., Bóna, J., Gazdačko, L., Kobulský, J., Maglay, J. a Kučera, M., 2011: Geologická mapa Nízkych Beskýd-západná časť 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováčik, M. (ed.), Bóna, J., Gazdačko, L., Kobulský, J., Maglay, J., Žecová, K., Derco, J., Zlinská, A., Siráňová, Z., Boorová, D., Bónová, K., Buček, S., Kucharič, L., Kubeš, P., Bačová, N., Petro, L. a Vaněková, H., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Beskýd-západná časť v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 180 s.
- Kozikowski, H., 1953: Budowa geologiczna okolic Kłęczan-Pisarzowej. Biul. Inst. Geol. (Warszawa), 85, 1 – 81.
- Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska. Krenografia 2. Martin, Osveta, 1 040 s.
- Książkiewicz, M., 1935: Budowa brzeżnych mas magórskich między Sułkowicami a Sucha. Roczn. Pol. Tow. geol. (Kraków), 11, 104 – 122.
- Książkiewicz, M., 1948: Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry (Stratigraphy of the Magura series North of the Babia Góra). Biuletyn (Państw. Inst. geol.) (Warszawa), 48, 1 – 35.
- Książkiewicz, M., 1953: Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. Region. geol. Polski, Karpaty, Tektonika (Kraków), 1, 2, 305 – 361.
- Książkiewicz, M., 1958: Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. Biuletyn (Państw. Inst. geol.) (Warszawa), 135, 43 – 82.
- Książkiewicz, M., 1966: Geologia regionu babiogórskiego. In: Przewodnik XXXIX zjazdu Polskiego towarzystwa geologicznego. Warszawa, Inst. Geol., 5 – 59.
- Książkiewicz, M. a Leško, B., 1959: On the relation between Krosno and Magura Flysch. Bull. Acad. pol. Sci., Ser. Sci. chim. geol. geogr. (Warszawa), 7, 773 – 780.
- Kubeš, P., Bezák, V., Kucharič, L., Filo, M., Vozár, J., Konečný, V., Kohút, M. a Gluch, A., 2000: Magnetic field of the Western Carpathians (Slovakia): reflection on the structure of the crust. Geol. Carpath. (Bratislava), 61, 5, 437 – 447.
- Kubeš, P., Bielík, M., Daniel, S., Čížek, P., Filo, M., Gluch, A., Grand, T., Hrušický, I., Kucharič, L., Medo, S., Pašteka, R., Smolárová, H., Šefara, J., Tekula, B., Ujpál, Z., Valušáková, A., Bezák, V., Dublan, Š., Elečko, M., Határ, J., Hraško, L., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Kohút, M., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Šimon, L. a Vozár, J., 2001: Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 320 s.
- Kubiš, P., Višňor, I., Vomáčková, R. a Zavřelová, D., 1989: Geofyzikálna indikácia vo vzťahu k tektonickej stavbe okolia Oravy. Geofyzikálny prieskum, Geofyzika, Brno. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kubinyi, D., 1962: Geologická pozícia Starohorského kryštalinika. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 109 – 114.
- Kucharič, L., Bezák, V., Majcin, D. a Vozár, J., 2012: Carbonate complexes underlying Flysch belt and subsurface Neogene vulcanism in the NE part of Slovakia – a potential for geothermal energy and raw materials. Contr. Geophys. Geod., 42, 4, 283 – 294.

- Ladwein, W., Schmidt, F., Seifert, P. a Wessely, G., 1991: Geodynamics and generation of hydrocarbons in the region of the Vienna basin, Austria. In: Spencer, A. M. (ed.): Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons. Spec. Publ. EAPG, 1, 289 – 305.
- Leško, B. a Porubský, A., 1965: Ku geológii vrtu B-2 v Oravskej Polhore. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 35, 53 – 60.
- Leško, B. a Samuel, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 245 s.
- Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M. a Vozár, J. (eds.), 2000: Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých území v mierke 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR a Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lowe, D. R., 1982: Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J. sed. Petrology (Tulsa), 52, 279 – 297.
- Łój, M., Madej, J., Porzucek, S. a Zuchiewicz, W., 2007: Young tectonics of the Orava Basin and Southern part of the Magura Nappe, Polish Western Carpathians, in the light of gravity studies: A new research proposal. Stud. Quater., 24, 53 – 60.
- Mahel', M., 1986: Island character of Klippen Belt; Vahicum – continuation of Southern Penninicum in West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 32, 293 – 305.
- Mahel', M., 1989: Bradlové pásmo z aspektu geodynamického modelu. Miner. slov. (Bratislava), 21, 99 – 108.
- Mahel', M., Andrusov, D., Buday, T., Franko, O., Ilavský, J., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, M., Roth, Z., Seneš, J., Schebner, E. a Zoubek, V., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Banská Bystrica M-34-XXVI. Bratislava.
- Mahel', M. a Buday, T., 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. Praha, Geol. Surv. Czechoslov., 724 s.
- Malata, E. a Oszczyko, N., 1990: Deep-water agglutinated foraminiferal assemblages from Late Cretaceous red shales of the Magura Nappe, Polish Westwtn Carpathians. In: Paleocology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera. Amsterdam, Kluwer Acad. Publ., 507 – 524.
- Malata, E., Malata, T. a Oszczyko, N., 1996: Lito- and biostratigraphy of the Magura Nappe in the eastern part of the Beskid Wyspowy Range (Polish Western Carpathians). Ann. Soc. geol. Pol., 66, 269 – 284.
- Malatinský, K., 1965: Oravská panva – nerudné suroviny, záverečná správa, Ústřední geologický úřad Praha, Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Marko, F., Vojtko, R., Plašienka, D., Sliva, L., Jablonský, J., Reichwalder, P. a Starek, D., 2005: A contribution to the tectonic of the Periklippen zone near Zázrivá (Western Carpathians). Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 11, 1, 37 – 43.
- Marschalko, R. a Potfaj, M., 1982: Sekvenčná analýza, paleoprúdenie a prostredie uloženia spodnoeocénného flyšu Oravskej Magury a bradlového pásma. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 78, 97 – 122.
- Mašín, J., 1963: Aeromagnetická a aerorádiometrická mapa ČSSR v mierke 1 : 200 000. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.
- Matějka, A. a Zelenka, L., 1931: Geologie flyšového uzemí v širším okolí Bardejova a Zborova. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 10, 27 – 64.
- Matějka, A. a Roth, Z., 1949: Geologie magurské skupiny flyšové v povodí Kysuce (The geology of the Magura Flysch Group on the drainage basin of the Kysuca). Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 16, 521 – 619.

- Matějka, A. a Roth, Z., 1952: Zpráva o výskumu magurského flyše v povodí Bílé Oravy. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 27, 212 – 216.
- Matějka, A. a Roth, Z., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu medzi Bytčou a Trenčínem. Praha, 332 s.
- Matějka, A. a Chmelík, F., 1955: Zpráva o geologickém výzkumu a mapování magurského flyše v povodí Bílé Oravy. Manuskript. Praha, archiv Ústř. Úst. geol.
- Matějka, A. (ed.), Buday, T., Březina, J., Cicha, I., Čechovič, V., Čtyroký, P., Dornič, J., Eliáš, M., Fusán, O., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Kuthan, M., Kvitkovič, J., Marschalko, R., Mazúr, E., Nemčok, J., Porubský, A., Pesl, V., Slávik, J., Stráňák, Z., Švagrovský, J. a Zorkovský, B., 1964b: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, listy M-34-XXII Zborov – M-34-XXVIII Košice. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, Ústr. Úst. geol., 254 s.
- Matula, M. (ed.), 1973: Inžinierskogeologické štúdium horninového prostredia a geodynamických procesov. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 336 s.
- Matula, M. a Pašek, J., 1986: Regionálna inžinierska geológia ČSSR. Bratislava, Alfa.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Atlas Slovenskej socialistickej republiky. Bratislava, Slov. Akad. Vied, Slov. úrad geodézie a kartografie, 296 s.
- Mazúr, E. a Jakál, J., 1982: Atlas SSR. Bratislava, Veda.
- 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.
- Méry, V., Lenártová, J., Vrábľová, M., Klúz, M., Kováčik, J., Kazmuková, M. a Kuchár, Š., 1989: Povodie Oravy II. – vyhladávací hydrogeologický prieskum. Žilina, IGHP. Manuskript. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mikuláš, E., 1967: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu pre OOV B Rabčice. Hydrogeologický prieskum. Vodné zdroje. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mutti, E. a Rocci-Lucchi, F., 1972: Turbidites of northern Apenines: introduction to facies analysis. Int. Geol. Rev. (Washington), 20, 125 – 166.
- Nagy, A., Vass, D., Petrik, F. a Pereszlenyi, M., 1996: Tectonogenesis of the Orava Depression in the light of latest biostratigraphia investigations and organic matter alteration study. Slovak. Geol. Mag. (Bratislava), 1/96, 49 – 58.
- NCRP, 2006: Report No. 154, Cesium-137 in the Environment: Radioecology and Approaches to Assessment and Management. NCRP, 382 s.
- Nemčok, A., 1982: Zosuvy v Slovenských Karpatoch. 1. vyd. Bratislava, VEDA, Vyd. Slov. Akad. Vied, 318 s.
- Nemčok, J., 1990: Geologická mapa Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Nemčok, J., Zakovič, M., Gašpariková, V., Ďurkovič, T., Snopková, P., Vrana, K. a Hanzel, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 131 s.
- Nemčok, M., Korábová, K., Vranovská, A., Siráňová, Z., Beňuška, P. a Raková, J., 1990: Oblasť mapového listu 1 : 25 000 M-34-87-C-d (Oravská Lesná) (spracovanie územia pre podkladovú mapu 1 : 50 000 regiónu Oravy). Čiastková záver. správa. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 28 s.

- Odstrčil, J., 1968: Geomagnetický průzkum v širším okolí Oravské Magury. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 320 s.
- Ondruš, L., 1960: JRD Bobrov, okres Námestovo – hospodársky dvor. Doplňujúci hydrogeologický prieskum. Krajský štátny ústav pre projektovanie poľnohospodárskej a lesníckej výstavby. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Orvan, J., 1968: Hydrogeologické zhodnotenie dlhodobých čerpacích skúšok na zdrojoch slanej jódo-brómovej minerálnej vody Oravská Polhora. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Oszczypko, N., 1973: Budowa geologiczna kotliny Sądeckiej. Biuletyn (Państw. Inst. geol.) (Warszawa), 17, 271, 101 – 179.
- Oszczypko, N., 1979: Budowa geologiczna północnych stoków Beskidu Sądeckiego 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, Przewodnik LXIII zjazd PTG, 11 – 20.
- Oszczypko, N., 1992: Late Cretaceous through Paleogene evolution of Magura Basin. Geol. Carpath. (Bratislava), 43, 6, 333 – 338.
- Oszczypko, N., 2006: Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). Geol. Quart., 50, 1, 169 – 194.
- Oszczypko, N., Dudziak, J. a Malata, E., 1990: Stratigraphy of the Cretaceous through Paleogene deposits of the Magura Nappe in the Beskid Sądecki Range, Polish Outer Carpathians. Stud. geol. pol. (Warszawa), 97, 109 – 181.
- Oszczypko, N., Cieszkowski, M. a Zuchiewicz, W., 1991: Variable orientation of folds within the Upper Cretaceous-Paleogene rocks near Szczawa, the Bystrica Subunit, Magura Nappe, West Carpathians. Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 39, 1, 67 – 84.
- Oszczypko, N., Andreyeva-Grigorovich, A., Malata, E. a Oszczypko-Clowes, M., 1999: The Lower Miocene deposits of the Rača Subunit near Nowy Sącz (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). Geol. Carpath. (Bratislava) 50, 6, 419 – 433.
- Oszczypko, N., Malata, E., Oszczypko-Clowes, M. a Duńczyk, L., 1999: Budowa geologiczna Krynicy (płaszczowina magurska). Przegl. geol. (Warszawa), 47, 6, 549 – 559.
- Oszczypko, N., Golonka, J., Malata, T., Poprawa, P., Slomka, T. a Uchman, A., 2002: Tectono-stratigraphic evolution of the Outer Carpathian basin (Western Carpathians, Poland). Geol. Carpath. (Bratislava), Spec. Iss.
- Oszczypko, N. a Salata, D., 2005: Provenance analyses of the Late Cretaceous – Palaeocene deposits of the Magura Basin (Polish Western Carpathians) – evidence from a study of the heavy minerals. Acta geol. pol. (Warszawa), 55, 237 – 267.
- Oszczypko, N. a Oszczypko-Clowes, M., 2010: The Paleogene and Early Neogene stratigraphy of the Beskid Sądecki Range and Lubovnianska Vrchovina (Magura Nappe, Western Carpathians). Acta geol. pol. (Warszawa), 60, 317 – 348.
- Oszczypko-Clowes, M., 2001: The nannofossil biostratigraphy of the youngest deposits of the Magura Nappe (East of the Skawa river, Polish Flysch Carpathians) and their palaeoenvironmental conditions. Ann. Soc. geol. Pol., 71, 139 – 188.
- Oszczypko-Clowes, M., 2010: Calcareous nanoplankton biostratigraphy of the terminal sediments of the Magura Basin-a case study of the Polish sector (Polish Western Carpathians). In: Christofides, G., Kantiranis, N., Kostopoulos, D. S. a Chatzipetros, A.

- (eds.): Proceedings XIX Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Thessaloniki, Greece, 23 – 26 September 2010. Sci. Ann. School Geol., Aristotle Univ. Thessaloniki, Fac. Sci., Spec. Vol. 100, 231 – 240.
- Oszczypko-Clowes, M., 2012: Reworked nannofossils from the youngest flysch deposits in the Magura Nappe (Outer Western Carpathians, Poland) – A case study. *Geol. Carpath.* (Bratislava), 63, 5, 407 – 421.
- Oszczypko-Clowes, M. a Żydek, B., 2012: Paleoecology of the Late Eocene Early Oligocene Malcov Basin based on the calcareous nannofossils – a case study of the Leluchów section (Krynica Zone, Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Geol. Carpath.* (Bratislava), 63, 2, 149 – 164.
- Paul, C. M., 1868: Die nordliche Arva. *Jb. Geol. Reichsanst. (Wien)*, 18, 201 – 246.
- Paul, C. M., 1869: Die geologischen Verhältnisse des nördlichen Saroser und Zempliner Comitates. *Jb. Geol. Reichsanst. (Wien)*, 18 – 19, 241 – 280.
- 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., 1964: Vnitřní zóna račanské jednotky na východním Slovensku. *Zpr. geol. Výsk. r. 1963, zv. 2, Slovensko (Bratislava)*, 127 – 129.
- Pesl, V., 1965: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 3, 179 – 212.
- Pesl, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových karpát na území ČSSR a PLR. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 9, 71 – 118.
- Pesl, V. a Menčík, E., 1966: Příspěvek k litofaciálnímu vývoji paleogénu račanské jednotky ve východním povodí Kysuce. *Zpr. geol. Výzk. Ústř. Úst. geol. v r. 1964 (Praha)*, 299 – 301.
- Pickering, K. T., Stow, D., Watson, M. a Hiscott, R. N., 1986: Deep water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev. (Amsterdam)*, 23, 75 – 174.
- Pivko, D., 1998: Cycles of different scale in the turbidites of the Magura nappe on the northern Orava, Western Carpathians (Campanian – Upper Eocene). *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 4, 2, 95 – 106.
- Pivko, D., 2000: Geologická stavba a vývoj územia okolia Pilska na severnej Orave. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont., PriF UK, 131 s.
- Pivko, D., 2002: Litostratigraphic and facies division of the Flysch units, Outer Western Carpathians (northern Orava, Slovakia). *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 6, 2 – 3, 158 – 164.
- Pivko, D., 2002: Geology of Pilsko mountain and surroundings (Flysch belt on northern Orava). *Acta geol. Geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 57, 67 – 94.
- Pivko, D., Beňuška, P., Kováčik, M. a Vranovská, A., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape okolia Pilska 1 : 25 000 na listoch 26-142 Mútna a 26-231 Oravské Veselé. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 78 s.
- Plašienka, D., 2003: Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. *Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien)*, 93, 79 – 98.
- Polák, M., Potfaj, M., Filo, I., Broska, I., Kohút, M., Mello, J., Bezák, V., Tetřák, 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.

- Polášek, S. a Slávik, J., 1957: Správa o výskume neogénu Oravskej panvy v oblasti Vavrečka – Námestovo s ohľadom na uhl'onosnosť územia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Popelář, J., 1968: Gravity Field and Isostasy in the Area of the Czechoslovak West Carpathians. Sbor. geol. Věd. (Praha), 7.
- Poprawa, D., Nemčok, J. (eds) et al., 1988 – 1989: Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. Warszawa, Panstw. Inst. Geol., – Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Poprawa, P., Malata, T. a Oszczytko, N., 2002: Ewolucja tektoniczna basenów sedimentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji. Przegl. geol. (Warszawa), 11, 1 092 – 1 108.
- Porubský et al., 1963: Predbežné zistenie tektonických pomerov a chemizmu vôd v hlbších častiach antiklinálneho pásma Kohútovej doliny – Oravská Polhora. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pospíšil, L., 1990: Tíhové modely oravské neogénnej pánve. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 35, 3 – 4, 301 – 307.
- Pospíšil, L. a Fiľo, M., 1980: Centrálné tiažové minimum Západných Karpát a jeho interpretácia. Miner. slov. (Bratislava), 12, 2, 149 – 164.
- Potfaj, M., 1983: Postavenie magurských pieskovcov a malcovské vrstvy na Orave. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 79, 117 – 140.
- Potfaj, M., 1988: Štruktúrny výskum flyšového pásma Západného Slovenska s využitím interpretácie geofyzikálnych prác (Orava). Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 96 s.
- 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., 1993: Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 98, 55 – 78.
- Potfaj, M., 1998: Geodynamic development of the Klippen belt and the Flych belt of the Western Carpathians. In: Rakús, M., 1998 (ed): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, Dionýz Štúr Publ., 143 – 154.
- Potfaj, M., Haško, J., Gašpariková, V., Snopková, P. a Samuel, O., 1981: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26-411 (Trstená). Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 51 s.
- Potfaj, M. a Marschalko, R., 1981: Faciálna analýza magurských pieskovcov na Orave. Zbor. ref. zo IV. slov. geol. konf., sek. 4, zv. 3. Bratislava, SGÚ, Dom techniky, 79 – 83.
- Potfaj, M. a Šucha, P., 1988: Geologická interpretácia geofyzikálnych prác v oblasti Oravy (gravimetrické, seizmické a elektrické merania). Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 40 s.
- Potfaj, M., Ďurkovič, T., Jurkovičová, H., Raková, J., Samuel, O., Snopková, P., Siráňová, Z., Surková, E. a Širáňová, V., 1989: Komplexné geologické vyhodnotenie štruktúrno-hydrogeologického vrtu FPJ-1 Oravská Polhora. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 38 s.
- Potfaj, M., Samuel, M., Raková, J. a Samuel, O., 1991: Geologická stavba Kubínskej hole (Orava). Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 15, 25 – 66.
- Potfaj, M. a Vass, B., 1997: Geologická mapa flyšového pásma medzi údoliami Petrovičky a Rovnianky, južne od hrebeňa Javorníkov (s. od Bytče). Ročná správa za rok 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- 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., Šlepecký, T., Maglay, J., Hanzel, V., Boorová, D., Žecová, K., Kohút, M., Nagy, A., Teťák, F., Vass, B., Sandanus, M., Buček, S., Sýkora, M., Köhler, E., Fejdiová, O., Kandra, K., Samuel, O., Bubík, M. a Beleš, F., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Kysúc 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 193 s.
- Potfaj, M. a Teťák, F. (eds.), Havrila, M., Filo, I., Pešková, I., Olšovský, M. a Vlačíky, M., 2014: Geologická mapa Bielych Karpát (južná časť) a Myjavskej pahorkatiny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pulec, M., 1974: Výskum neogénu v Oravskej kotline. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pulec, M., 1976: Záverečná správa z vrtu OH-1 (Hladovka – Oravská kotlina). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pulec, M. a Zakovič, M., 1977: Výskum neogénu v Oravskej kotline. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 55 s.
- Rakús, M. (ed.), 1998: Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, GS SR, , 290 s.
- Roth, Z., 1980: Západní Karpaty – terciární struktura střední Evropy. Ústf. Úst. geol., (Praha), 55, 128 s.
- Roth, Z. a Matějka, A., 1954: Zpráva o geologickém výzkumu magurského flyše na Západním Slovensku a na východní Moravě v roce 1953. Zpr. geol. Výzk. r. 1953 (Praha), 174 – 183.
- Roth, Z., Benešová, E., Čechovič, V., Eliáš, M., Hanzliková, E., Chmelík, F., Matějka, A. a Pícha, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Trstená M-34-XX. Bratislava, Geofond – Čs. Akad. Vied, 57 s.
- Rylko, W., 1992: Litostratigrafia osadów płaszczowiny magurskiej w południowo-wschodniej części Beskidu Żywieckiego (Karpaty Zewnętrzne). Biuletyn (Państw. Inst. geol.) (Warszawa), 368, 37 – 63.
- Rylko, W., 1994: Tektonika jednostki magurskiej w południowo-wschodniej części Beskidu Żywieckiego (Karpaty zewnętrzne). Biul. Państw. Inst. Geol. (Warszawa), 367, 31 – 47.
- Rylko, W., Żytko, K. a Raczkowski, W., 1992: Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1 : 50 000, Arkusz Cadca, Ujsoly. Warszawa, Państw. Inst. Geol., 36 s.
- Seneš, J. a Tomský, R., 1953: Správa o vrtnom prieskume Oravskej neogénnej panvy v roku 1953. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- 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.
- Shanmugam, G., 1997: The Bouma sequence and the turbidite mind set. Earth Sci. Rev. (Amsterdam), 42, 201 – 229.
- Shanmugam, G., 2000: 50 years of the turbidite paradigm (1950s – 1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective. Marine Petrol. Geol., 17, 285 – 342.
- Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M. a Ustaszewski, K., 2008: The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. Swiss J. Geosci., 101, 139 – 183.
- Schnabel, W., 1992: New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. Cretaceous Res. (London), 13, 405 – 419.

- Sikora, W., 1957: Nowe dane o stratygrafii serii magurskiej w okolicy Grybowa. *Geol. Quart.*, 1, 3 – 4, 498 – 512.
- Sikora, W., 1970: Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Szymbarkiem Ruskim a Nawojową. *Biuletyn (Państw. Inst. geol.)* (Warszawa), 13, 235, 5 – 93.
- Sikora, W. a Żytko, K., 1959: Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. *Biuletyn (Państw. Inst. geol.)* (Warszawa), 141, 60 – 204.
- Ślącza, A. a Miziolek, M., 1995: Sytuacja geologiczna warstw ropianieckich w Ropiance (Polskie Karpaty fliszowe). *Ann. Soc. géol. Pol.*, 65, 29 – 41.
- Slávik, J. et al., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Bratislava, SVTL, 510 s.
- Smiešková, K., Ivančenko, M., Januš, J., Vondráček, L., V. a Bondarenková, A., 1979: Záverečná správa – výpočet zásob – Bobrov, tehliarske suroviny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Smiešková, K. a Hasch, J., 1981: Orava – štúdia, dekoračný kameň. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Soták, J., 2006: Mikrostratigrafické datovanie veku magurských pieskovcov na Orave: nové dáta zo štúdia planktonických foraminifer. *Scr. Fac. Sci. Natur. Univ. Masaryk. Brunensis, Geol. (Brno)*, 84, 33 – 34.
- Soták, J., Oszczytko-Clowes, M., Oszczytko, N. a Šurka, J., 2012: New integrated biostratigraphic studies of the youngest deposits of the Magura Nappe on the Horná Orava region (Slovakia). 8th Conference ESSEWECA 2012. Abstract. Bratislava, s. 48.
- Starek, D., 1997: Geologická stavba a sedimentologická charakteristika račanskej jednotky v oblasti Kolárovicej doliny. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 60 s.
- Stráňík, Z., 1965: Geologie magurského flyše Čerhovského pohorí a západní části Ondavské vrchoviny. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 3, 125 – 173.
- Stráňská, M., Ondra, P., Husák, Ľ. a Hanák, J., 1986: Hustotná mapa hornín Západných Karpát na území ČSSR. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Svoboda, J. (ed.) et al., 1960: Naučný geologický slovník. 1. díl. Praha, Čs. Akad. Věd, 700 s.
- Szalaiová, V., Bielík, M., Halászová, E., Katona, M., Novomestská, P., Šefara, J., Tkáčová, H., Zahorec, P., Potfaj, M., Vozár, J., Fejdi, V., Hruščeký, I., Jihlavec, F., Král, M., Kubeš, P., Pavlíková, S., Pereszlényi, M., Pereszlényiová, A. a Pospíšil, L., 2004: Štruktúrne geologické pomery stavby Západných Karpát v prihraničných územiach severného Slovenska a ich interpretácia na základe geofyzikálnych meraní. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 132 s.
- Świdziński, H., 1961: La Série de Richvald dans les Karpates Flyscheuses. *Bull. Acad. pol. Sci., Ser. Sci. géol. géogr.* (Warszawa), IX, 2, 109 – 119.
- Šimeková, J., Martinčeková, T., Abrahám, P., Gejdoš, T., Grenčíková, A., Grman, D., Hrašna, M., Jadroň, D., Záthurecký, A., Kotrčová, E., Liščák, P., Malgot, J., Masný, M., Mokrá, M., Petro, Ľ., Polaščinová, E., Solčiansky, R., Kopecký, M., Žabková, E., Waniekova, D., Baliak, F., Caudt, L., Rusnák, M. a Sluka, V., 2006: Atlas map stability svahov SR M 1 : 50 000, orientačný IGP. Bratislava, MŽP SR, INGEO-IGHP, Katedra geotechniky SvF STU, Št. Geol. Úst. D. Štúra, GEOKONZULT, PriF UK.
- Šplíchal, J., 1921: Poloha a geologické pomery okolí lázní v Polhoře. Manuskript. Bratislava, archív MZ SSR – Inšpektorát kúpeľov a žriediel.
- Švábenická, L., Bublik, M., Krejčí, O. a Stráňík, Z., 1997: Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura Group of nappes in Moravia (Czech Republic). *Geol. Carpath.* (Bratislava), 48, 3, 179 – 191.

- Teťák, F., 2000: Dynamický paleoprúdový režim sedimentácie magurských pieskovcov v oblasti Oravská Jasenica – Breza (práca v rámci Študentskej vedeckej konferencie). Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 36 s.
- Teťák, F., 2005a: Geologická stavba pohoria Javorníky. Distribúcia klastického materiálu v západnej časti magurského bazénu (Javorníky, Orava). Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry Geol. a paleont. PriF UK, 62 s.
- Teťák, F., 2005b: Sedimentácia glaukonitových a kýcherských pieskovcov zlinského súvrstvia v západnej časti magurského bazénu (Javorníky, Kysuce). Miner. slov. (Bratislava), 37, 3, 304 – 306.
- Teťák, F., 2008: Paleogene depositional systems and paleogeography of the submarine fans in the western part of the Magura Basin (Javorníky Mountains, Slovakia). Geol. Carpath. (Bratislava), 59, 4, 333 – 344.
- Teťák, F., 2010: The gravity flow dynamics of submarine fan sedimentation in the Magura Basin of the Western Carpathians (Magura Nappe, Slovakia). Geol. Carpath. (Bratislava), 61, 3, 201 – 209.
- Teťák, F., 2011: Geologická mapa regiónu Biela Orava v mierke 1 : 50 000 (projekt geologickej úlohy). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 23 s.
- Teťák, F., Kováčik, M., Nagy, A., Pešková, I. a Buček, S., 2013: Aktuálne geologické poznatky z mapovania regiónu Biela Orava (flyšové pásmo, magurská jednotka). Abstrakt. Miner. slov. (Bratislava), 45, 4, Geovestník, 27 – 28.
- Teťák, F., Kováčik, M., Nagy, A., Pešková, I., Buček, S., Maglay, J., Vlačiky, M., Laurinc, D., Žecová, K. a Zlinská, A., 2014a: Geologická mapa regiónu Biela Orava v mierke 1 : 25 000 (južná časť). Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 95 s.
- Teťák, F., Kováčik, M., Nagy, A., Pešková, I., Buček, S., Maglay, J., Vlačiky, M., Laurinc, D., Žecová, K. a Zlinská, A., 2014b: Prvé výsledky geologického mapovania regiónu Biela Orava (flyšové pásmo, magurská jednotka). Abstrakt. Miner. slov. (Bratislava), 46, 4, Geovestník, 28 – 29.
- Teťák, F., Pešková, I. a Kováčik, M., 2014: Tectonics of the Magura Nappe in the Biela Orava region (Western Carpathians) – preliminary results (abstract). The 2014 CETeG Conference „Łądek“. Geol. Sudet. (Wrocław), 42, 95.
- Teťák, F., Kováčik, M., Pešková, I., Nagy, A., Maglay, J., Vlačiky, M., Laurinc, D., Žecová, K. a Zlinská, A., 2015: Geologická mapy regiónu Biela Orava v mierke 1 : 25 000 (severná časť). Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 97 s.
- Teťák, F. a Potfaj, M. (eds.), Havrila, M., Filo, I., Pešková, I., Boorová, D., Žecová, K., Laurinc, D., Olšavský, M., †Siráňová, Z., Buček, S., Kucharič, Ľ., Gluch, A., Šoltés, S., Pažická, A., Iglárová, Ľ., Liščák, P., Malík, P., Fordinál, K., Vlačiky, M. a Köhler, E., 2015: Vysvetlivky ku geologickej mape Bielych Karpát (južná časť) a Myjavskej pahorkatiny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 306 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., 2016: Geologická mapy regiónu Biela Orava v mierke 1 : 50 000. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tokarski, A., Świerczewska, A., Zuchiewicz, W., Starek, D. a Fodor, L., 2012: Quaternary exhumation of the Carpathians: a record from the Orava-Nowy Targ Intramontane

- Basin, Western Carpathians (Poland and Slovakia). *Geol. Carpath.* (Bratislava), 63, 4, 257 – 266.
- Tollmann, A., 1985: *Geologie von Österreich. Band II. Auser Zentralalpinen Anteil.* Wien, Franz Deuticke, 710 s.
- Tomek, Č., 1993: Deep crustal structure beneath the central and inner West Carpathians. *Tectonophysics* (Amsterdam), 226, 417 – 431.
- Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Mayerová, M., Zbořil, A., Dečeneček, O. a Kouřil, M., 1987: Dílčí zpráva o hlubinném reflexně seismickém průzkumu metodou SRB na profilech 2T v oblastech flyšového pásma na Oravě, vnitrokarpatkých jednotek a neogenu Lučenecké kotliny za roky 1983 – 1985. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tomek, Č., Ibrmajer, I., Koráb, T., Biely, A., Dvořáková, L., Lexa, J. a Zbořil, A., 1989: Korové struktury Západných Karpát na hlubinném reflexním seismickém profilu 2T. *Miner. slov.* (Bratislava), 21, 3 – 26.
- Tomek, Č., Švancara, J. a Budík, L., 1979: The depth and the origin of the West Carpathian gravity low. *Earth planet Sci. Lett.* (Amsterdam), 44, 39 – 42.
- Trnka, R., 2000: Ochrana biodiverzity rašelinísk v Chránenej krajinej oblasti Horná Orava. In: Stanová, V. (ed.): *Rašeliniská Slovenska.* Bratislava, DAPHNE, Inštitút aplikovanej ekológie, 51 – 58.
- Uhlig, V., 1885: Zur Stratigraphie der Sandsteinzone in West-Galizien. *Verh. geol. K.-Kön. Reichsanst.* (Wien), 33 – 46.
- Uchman, A., 1998: Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material. *Ann. Soc. geol. Pol.*, 68, 105 – 218.
- Vanko, J., 1988: Mapa recentných vertikálnych pohybov Západných Karpát na Slovensku pre epochu 1952 – 1977. *Geod. kartogr. Obz.* (Bratislava), 34/76, 9, 216 – 222.
- Vass, D., 2000: Litostratigrafia Západných Karpát. Neogén a budínsky paleogén. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 202 s.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Lexa, J. a Nemčok, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vozár, J., Szalaiová, V. a Šantavý, J., 1998: Interpretation of the Western Carpathian deep structures on the basis of gravimetric and seismic sections. In: Rakús, M. (ed.), 1998: *Geodynamic development of the Western Carpathians.* Bratislava, GS SR, 241 – 257.
- Vozár, J., Šantavý, J. (eds.), Potfaj, M., Szalaiová, V., Scholtz, P., Tomek, Č., Šefara, J., Gnojek, I., Šály, B., Machková, M., Pereszlenyi, M., Hrušecký, I., Jureňa, V., Rudinec, R., Magyar, J. a Slávik, M., 1999: Atlas hlbinných reflexných seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Watycha, L., 1975: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000*, ark. Nowy Targ. Warszawa, Inst. Geol.
- Watycha, L., 1976: Neogen niewki orawsko-nowotarskiej. *Kwart. geol.* (Kraków), 20, 3, 575 – 587.
- Watycha, L., 1976: *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*, ark. Nowy Targ. Warszawa, Inst. Geol.
- Węclawik, S., 1969: The geological structure of the Magura Nappe between Uście Gorlickie and Tylicz, Carpathians (Lower Beskid). *Prace Geol.* (Kraków), 59, 1 – 96.
- Weinschenk, E., 1889: Ueber einige Bestandtheile des Meteoreisens von Magura, Arva, Ungarn. *Ann. K.-Kön. naturhist. Hofmus.* (Wien), IV, 2, 93 – 101.

- Wetzel, A. a Uchman, A., 2001: Sequential colonization of muddy turbidites in the Eocene Beloveža Formation, Carpathians, Poland. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (Amsterdam), 168, 171 – 186.
- Woźny, E., 1976: Stratygrafia slodszego trzeciorzędu niecki orawsko-nowotarskiej na podstawie makrofauny slodkowodnej i ladowej. *Kwart. geol.* (Kraków), 20, 3, 589 – 595.
- Zakovič, M., Bodiš, D., Fendek, M., Gabauer, G. a Bálint, J., 1988: Geologický výskum jódobrómových vôd vo vybraných oblastiach SSR. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zakovič, M., Hanzel, V., Kullman, E., Jetel, J., Franko, O., Bodiš, D., Polák, M., Gross, P., Potfaj, M., Gašparik, J., Vaškovský, I., Klinec, A. a Haško, J., 1990: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list 26 Žilina. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 146 s.
- Ziętara, T., 2004: Modifying of cryoplanation terraces in the flysch Carpathians. *Geogr. Čas.* (Bratislava), 56, 2, 85 – 97.
- Zuchiewicz, W., 1994: Late Cainozoic jointing and small-scale faulting in the Polish Outer Carpathians: hint for stress field reorientation. *Bull. INQUA Neotectonics Comm.*, 17, 34 – 38.
- Zuchiewicz, W. a Oszczytko, N., 2002a: Topography of the Magura floor thrust surface and orthotectonic behaviour of the Polish Outer Carpathians. *Geol. Carpath.* (Bratislava), spec. iss., 53.
- Zuchiewicz, W., Tokarski, A. K., Jarosiński, M. a Márton, E., 2002b: Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians. *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 3, 185 – 202.
- Žec, B., Gazdačko, L., Kováčik, M., Kobulský, J., Bóna, J., Pristaš, J. a Potfaj, M., 2006: Geologická mapa Nízkych Beskýd – stredná časť 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Žyto, K., 1962: Stratigraphy of the Magura Unit in the southwestern part of the Beskid Żywiecki (Flysch Carpathians). *Bull. Acad. pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Googr.* (Warszawa), 10, 3, 167 – 177.

SUMMARY

Geological setting and evolution of the Biela Orava region

The map offers a new, more detailed description of the geological setting of the region, which thanks to its location and junction of geological units allows solving the geological structure issues of the Flysch Zone of the Western Carpathians. In the Biela Orava region three tectonic-lithofacies units are present – Veľká Rača, Bystrica and Krynica (Oravská Magura). They form a folded-sliced system of Magura group of nappes, which on the south is thrust 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. The Krynica unit is overlain by post-nappe Neogene sediments of the Orava-Nowy Targ Basin. The area is covered with a diverse range of Quaternary sediments.

In the scope of recent geological research there have arisen several issues, some of them were even not described in the literature, and if any, only very broadly defined. Within the Krynica unit we have refined the scope and content of the Zábava and Racibor Fms. In addition, we have allocated and defined a new lithostratigraphical unit – Redikálne Mb. – as the oldest element of the Krynica unit. The newly described Račová Mb. has not yet been known from this region. Glauconite sandstones are strongly present in the Racibor Fm. In the southern part of the Bystrica unit, in the Zlín Mb., greywacke sandstones were observed; to the north they are gradually replaced by glauconite sandstones – they were designated as a new lithostratigraphic unit – Oravské Veselé Mb. The research suggests new palaeo-geographic and tectonic interpretation of geological evolution.

Rača unit

Although the Rača unit in the Orava region is present only in a very limited extent and its sequence is tectonically disturbed and reduced, its lithofacies and tectonic presence are very colourful and its lithostratigraphic range is wide – Cenomanian to Latest Eocene. Cebula Fm. (Cenomanian to Campanian) consists mostly of red claystones and hard marlstones with small intercalations of green claystone. In Ropianka Mb. (Maastrichtian to Palaeocene) non-calcareous thin-bedded flysch prevails, made of green laminated muscovite sandstones and green-grey non-calcareous claystones; less abundant are red claystones. Szczawiny Mb. (Maastrichtian to Palaeocene) is made of thick medium-grained sandstones without substantial gradation, amalgamated, sporadically with fine-grained conglomerates distinctly rich in muscovite. Beloveža Fm. (Palaeocene to Middle Eocene) is stratigraphically divided into Lower and Upper Beloveža Mbs. The formation consists of a thin-bedded non-calcareous flysch with laminated sandstones and siltstones and grey claystones. In the bottom part red claystones are present. The Zlín Fm.

– Bystrica Mb. (Middle Eocene) represents flysch sequence of quartzite glauconite sandstones and claystones of Bystrica type. Mostly in the thin-bedded flysch complex, in-between Bystrica and Kýčera Mbs. the Újezd Mb. (Middle and Younger Eocene) is positioned, represented by claystones of the Bystrica type (less Lącko marlstones) and quartzite glauconite sandstones. Babiše Mb. (Middle? and Younger Eocene) is typical of alternation of the Kýčera (greywacke) and glauconite type of sandstone in the middle part of the Rača unit. However, they reach in the Orava region only marginally. The Kýčera Mb. (Middle? and Younger Eocene) represents flysch sequence with significant dominance of greywacke sandstones of the Kýčera type in the massif of Pilsko and Babia hora.

Bystrica unit

Within the Orava region this unit has preserved a wider stratigraphic range and also significantly more varied lithofacies and tectonic evolution than in the western part of the Magura Nappe. We have also identified Kýčera, Ropianka, Szczawiny Mbs. and in particular newly allocated the Oravské Veselé Mb. In the Ropianka Mb. (Maastrichtian to Palaeocene) non-calcareous thin-bedded flysch prevails with green laminated muscovite sandstones and green-grey non-calcareous claystones; less abundant are red claystones. The Szczawiny Mb. (Maastrichtian to Palaeocene) is made of thick medium-grained sandstones without substantial gradation, amalgamated, sporadically with fine-grained conglomerates, distinctly rich in muscovite. Beloveža Fm. (Palaeocene to Middle Eocene): The Lower Beloveža Mb. is characterized by brightly coloured red and green clays with thin-bedded flysch. The Upper Beloveža Mb. has thin-bedded character with a predominance of laminated sandstones. Vychylovka Fm. (Middle Eocene) represents a transitional facies between the Beloveža Fm. (sublayer) and the Bystrica Mb. (overburden) with a characteristic alternation of Beloveža and Bystrica lithofacies. Zlín Fm. – Oravské Veselé Mb. (Middle and Younger Eocene) with a predominance of greywacke sandstones in the southern part, turning northwards gradually into glauconite sandstones of the Bystrica Mb. The Bystrica Mb. (Middle and Younger Eocene) is a flysch sequence of quartzite glauconite sandstones with claystones of the Bystrica type and the Lącko marlstones. The Újezd Mb. (Middle and Younger Eocene) was identified at several locations in the roof of the Bystrica Mb. as mostly thin-bedded flysch. The Kýčera Mb. (Middle? and Younger Eocene) is a flysch sequence with predominance of greywacke sandstones of the Kýčera type.

Krynica (Oravská Magura) unit

It is the southernmost unit of the Magura Nappe. A sequence is likely to be uninterrupted in a thickness of up to 5 000 m. The Redikálne Mb. (Palaeocene?) is known only unclearly. Its main defining feature is the presence of non-calcareous red claystones and accompanying thin-bedded flysch sediments more similar to the

Beloveža rather than the Zábava Fm. The Zábava Fm. s. s. (Younger Palaeocene to Middle Eocene) is characterized by the alternation of 10 – 30 m thick sandstone layers of the Magura type and sections of thin-bedded lithofacies (to a lesser extent the Bystrica type claystones). In the Račová Mb. (Middle Eocene) disintegrating grey claystones are in prevail. Less frequent are thin-laminated sandstones. In the upper part occurs typically one thin layer of calcareous red claystone. The nature of the Racibor Fm. s. s. (Middle Eocene to Older Oligocene) is conspicuously variegated. The layers of the Magura sandstone alternate with the rather variegated thinly-laminated sediments, clay shales of the Bystrica type and abundant slumps. Dominant facies of the Malcov Fm. (Younger Eocene to Younger Oligocene) are grey calcareous claystones and siltstones (Malcov lithotype) with horizons of quartz-carbonate sandstones and greywackes (flysch facies). The formation is typical of chaotically bedded sandstones (slumps), greywacke sandstones and red claystones.

Neogene

In its south-eastern segment the Magura nappe is covered with Neogene sediments of the Orava-Nowy Targ Basin – Orava Fm. The Orava Fm. (Middle Sarmatian and Pannonian) is made of monotonous grey clays and silts with variable proportion of sandy admixture and gravel layers of freshwater facies. Coal seams and horizons of coal clays are also present. Bentonite and acid tuffs layers are rare.

Quaternary cover

The region is covered with a diverse range of Quaternary sediments. Terrace systems and a number of smaller and more extensive peatlands demonstrate yet little-known development of the region during the Pleistocene. The asset of the carried out mapping is delineation of very widespread glaciofluvial deposits in the area of Babia hora and Pilsko. Among the Quaternary sediments we distinguish the following genetic types: fluvial, proluvial and deluvial sediments. Peat bogs are also present in great numbers.

Tectonics

The Biela Orava region consists exclusively of Magura group of nappes of the Flysch Zone, to some extent overlain by the Neogene sediments of the Orava Basin. From the south the Magura group of nappes is formed by Krynica, Bystrica and Rača tectonic-lithofacies units. The boundaries among them are aligned along the lines of tectonic slices. The tectonic slices in the Rača unit are sloping to the south with a dip of only about 15 to 50°. The slope of the Bystrica slice unit is variable and gradually increases to the south. The Krynica unit in the study area is very steep with a dip to the north. In the south in the Oravská Magura Mts. it is thrust southwards over the Klippen Belt. Thus the Magura group of nappes

creates a powerful wedge with folded-sliced structural pattern. This structure was later disrupted by the system of transverse north-south trending faults particularly conspicuous in Pilsko, Babia hora, Novot' and Námestovo.

Geological evolution

The stratigraphic extent of the exposed sediments of the Magura Nappe is Younger Cretaceous (Cenomanian) to Younger Oligocene (Older Miocene?). The time when the Magura Basin started to open has not yet been reliably confirmed. There is assumed the time span of the Older and Middle Jurassic to Younger Cretaceous. The sediments were deposited mainly in the deep-sea environment of the Magura Basin and partly on the slopes of its shelf. Within the region in question the oldest record of sedimentation represent red claystones and hemipelagic marlstones of the Cebula Fm. Along with thin-bedded turbidity sandstones they were deposited below the CCD level. Since Maastrichtian in the Magura Basin clastic turbidity sedimentation dominated, which is typical for Szczawina and Soláň Mbs. Increased contribution of clastic rocks in the basin was connected with the Silesian Cordillera uplift in the north and the Magura Cordillera at the southern edge of the pool and with its collision with Central Carpathian Block. Both source areas provided clastic material, which was transported by gravitational currents in the sedimentation area. In the Late Palaeocene and Eocene subsidence, the global warming and sea-level rise continued. These events culminated in the Middle Eocene and they were manifested by the deposition of thin-bedded distal facies mainly in the central and northern part of the Magura Basin (red claystone and thin-bedded flysch of the Beloveža Fm. and Račová Mb.). Even in this relatively calm period events occurred which brought into the Magura Basin more clastic material. The massive sandstone sedimentation started in the late periods of the Middle Eocene and in Younger Eocene. From the Silesian Cordillera there were derived siliceous sands on the shelf enriched in glauconite and large foraminifera. From the Magura Cordillera there were derived less graded sands of the Magura type greywacke sandstones. This phenomenon was linked with a decrease in sea level and uplift of the source areas. The Late Eocene to Oligocene stage of the Magura Basin evolution represents the Malcov Fm. The rocks of the formation filled smaller sub-basins. By the end of Oligocene and in Older Miocene till Badenian overthrust of the nappe units of the Flysch Carpathians continued towards the S and due to the consequent reduction of space folded-sliced structure evolved. It is assumed that the Magura Nappe was thrust over a distance of at least 50 km.

The Orava Basin as a part of the Orava-Nowy Targ Basin is a relatively young structure. It was formed by folding processes as pull-apart basin in Sarmatian and lasted until Pliocene. These processes led to extinction of piggy-back basin, which as sea basin existed from Late Oligocene to Older Sarmatian on the Magura Nappe. During the Middle Sarmatian and Pannonian the sedimentation took place in freshwater environment with abundant contribution from surrounding streams.

The basin degraded in an enclosed area and numerous swamps were formed. During Pliocene (Dacian) the basin lost its geodynamics, ceased to subside and vice versa the uplift began along with its geological surroundings.

Hydrogeological conditions

Although the area is heavily waterlogged, the conditions for accumulation of groundwater are not favourable. The area is known for several mineral springs of regional importance (i.e. Slaná voda). The circulation of groundwater of the Flysch Zone occurs primarily in near-surface zone comprising a zone of subsurface fissures along with the weathering mantle. In terms of hydrogeological features within the lithostratigraphic units of the Magura group of nappes of the Flysch Zone, in the region there are three different hydrogeological rock complexes: a) predominantly sandstone complexes represent aquifers with fissure, sporadically with fissure-intergranular permeability, b) claystone-sandstone complexes of flysch character with a predominance of sandstones represent aquifers alternating with aquicludes; as a whole they function as semi-aquicludes, c) complexes of claystone and sandstone-claystone facies with a predominance of claystone as a whole function as aquiclude. Groundwater circulation and regime in the Neogene sedimentary rock environment is limited by lithological character of deposits and Orava Reservoir, which has flooded a part of the Orava Basin.

Raw materials

The Biela Orava region is of marginal significance in terms of occurrence of mineral resources. Given the geological structure the deposits and occurrences of minerals are represented primarily by building materials, whose occurrences are bound to rocks of the Flysch Zone (Palaeogene sandstones), Neogene (clays, loams) and Quaternary sediments (gravel/sand). Registered deposits are known in the locality Bobrov (brick raw material) and Trstená (gravel – Orava Reservoir). Currently they are not exploited. Several pits and quarries are now abandoned and not included in the current national raw materials balance. Energy raw materials are represented by economically insignificant lignite. Exclusive deposit of mineralized I-Br waters Oravská Polhora is currently not exploited.

Fotografická příloha

Autori fotografií:

F. Teták: 1 – 41, 43 – 46, 50, 51, 55a, b, 59 – 69

I. Pešková: 47, 48, 49, 52

A. Nagy: 56, 57a, b, 58

M. Kováčik: 42, 53, 54



Foto 1. Červený a zelený slieňovec mladšej časti malinowského súvrstvia (**54**) (Západný Podhoľ z. od Pilska, d. b. F1146).

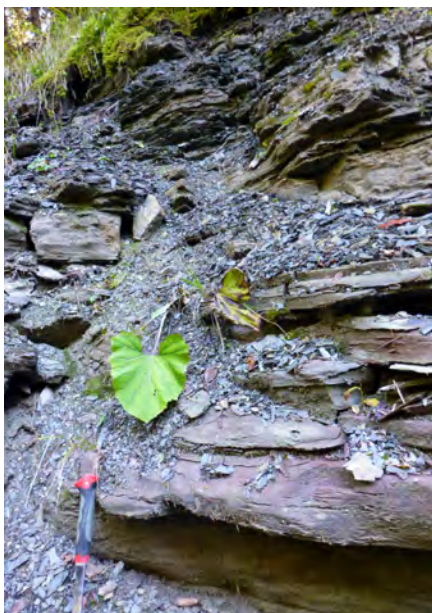


Foto 2. Červené, zelené a sivé vápnité ílovce až slieňovce vyššej časti malinowského súvrstvia (**54**) (potok Ráztoka z. od Pilska, d. b. F860).



Foto 3. Sivý tvrdý slieňovec s bielou patinou v najvyššej časti malinowského súvrstvia (**54**) (potok Ráztoka z. od Pilska, d. b. F859).



Foto 4. Tektonicky podrvený zelený laminovaný pieskovec s červenými ílovcami – ropianske vrstvy (**52**) (potok Riečka, d. b. F1130).



Foto 5. Hrubé lavice szczawinských pieskovcov na odtrhovej hrane zosuvu **(51)** (južný svah k. Trup – Szczawiny, d. b. F855).



Foto 6. Detail hrubých lavíc szczawinských pieskovcov so zriedkavou, tenko vrstvenou vložkou na odtrhovej hrane zosuvu **(51)** (južný svah k. Trup – Szczawiny, d. b. F855).



Foto 7. Tektonicky porušené, tenko vrstvené flyšové sedimenty s červenými ílovcami spodných belovežských vrstiev račianskej jednotky (**50**) (potok Riečka z. od Pilska, d. b. F1119).



Foto 8. Tenko vrstvené sedimenty újezdských vrstiev (**47**) (potok Jalovec, d. b. F 848).



Foto 9. Tenko vrstvené sedimenty a ílovce bystrického typu újezdských vrstiev (**47**) (potok Jalovec, d. b. F845).



Foto 10. Doskovitá odlučnosť drobových kýčerských (babohorských) pieskoviec (45) na plochách „water escape structures“ a otváranie puklín (k. Mechy j. od Pilska, d. b. F740).



Foto 11. Tenko vrstvené flyšové sedimenty s červenými ílovcami (43) vystupujúce spolu s ropianskymi vrstvami bystrickej jednotky (Bystrý potok jz. od Pilska, d. b. F657).

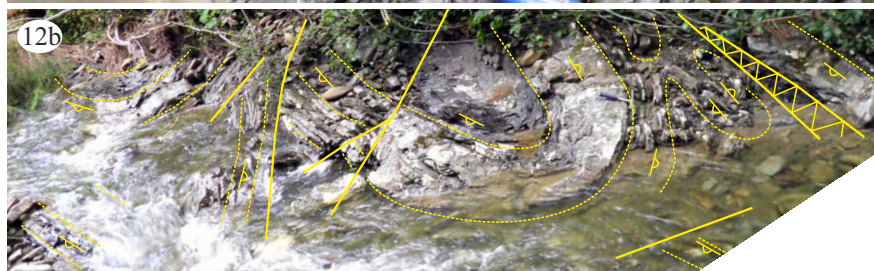


Foto 12a, b. Zvrásnené a tektonicky rozbité ropianske vrstvy bystrickej jednotky (44) (Mútňanka, d. b. F713).



Foto 13. Tenko vrstvené flyšové sedimenty s červenými ílovcami spodných belovežských vrstiev bystrickej jednotky (41) (severne od horárne Vydrovka, Oravská Polhora, d. b. F1085).

Foto 14. Tenko
vrstvené flyšové
sedimenty
s červenými
ílovcami spodných
belovežských
vrstiev bystrickej
jednotky **(41)**
(jv. od Oravského
Veselého,
d. b. F350).



Foto 15. Tenko
vrstvené flyšové
sedimenty vrchných
belovežských
vrstiev s plastickými
fíliami sklzového
pôvodu **(40)**.

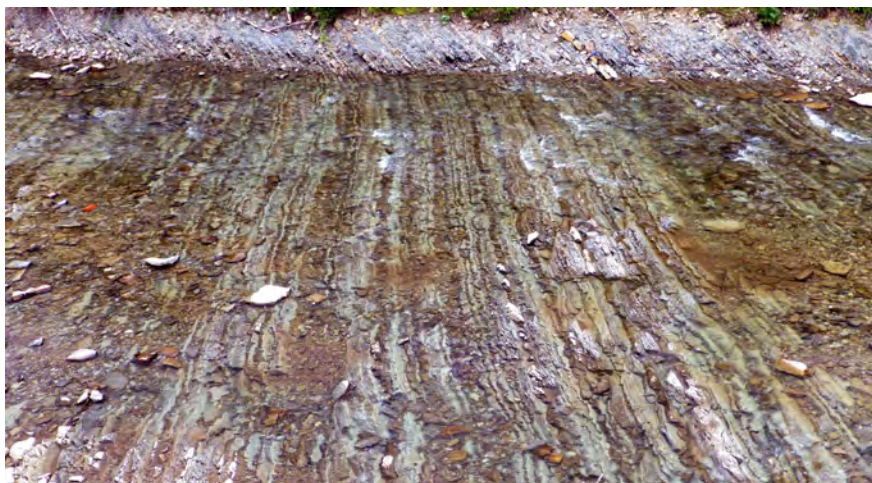


Foto 16. Tenko vrstvené flyšové sedimenty vrchných belovežských vrstiev **(40)** (v Polhoranke pri Polhorskej pile, d. b. F1055).



Foto 17. Zvrásnené, tenko vrstvené flyšové sedimenty vrchných belovežských vrstiev – tenké laminované pieskovce, sivé nevápnité ílovce a mäkké svetlé okrové a sivé sklzové íly (40).



Foto 18. Tenko vrstvené sedimenty vrchných belovežských vrstiev (40) (j. od Bielej farmy pri Nižnom mlyne, d. b. F963).



Foto 19. Stopa *Paleodictyon* a iné bioglyfy a prúdové stopy na spodnej ploche pieskovej vrstvy – vrchné belovežské vrstvy (40).



Foto 20. Bioglyfy *Protopaleodictyon*? na spodnej ploche pieskovca belovežského súvrstvia (40).



Foto 21. Čerinová (šikmá) laminácia v pieskovci, typická pre belovežské súvrstvie (40).



Foto 22. Glaukonitové pieskovce a ílovce bystrického typu až ľalké slieňovce – bystrické vrstvy (36) (lom v Novoti, d. b. F2).



Foto 23. Sférický rozpad sivých siltových ílovcov bystrického typu bystrických vrstiev (36) (jv. od Polhorského hrádku, d. b. F991).



Foto 24. Klastická dajka jemnozrnného pieskovca v ílovcoch bystrického typu – oravskoveselské vrstvy bystrickej jednotky (38) (lom medzi Beňadovom a Duľovom, d. b. F193).



Foto 25. Korytová erózia gravitačným prúdom – bystrické vrstvy **(36)** (lom Novot', d. b. F2).



Foto 26. Hrubá poloha modrosivých siltových ílovcov bystrického typu – bystrické vrstvy bystrickej jednotky **(36)** (malý lom pri odbočke na pílú v Oravskej Polhore, d. b. F1066).



Foto 27. Zvetrané veľké foraminifery v glaukonitových pieskovcoch bystrických vrstiev bystrickej jednotky (36). Detail – rovníkový rez schránkou numulitu, ktorého komôrky sú vyplnené glaukonitom.



Foto 28. Červené nevápňité ílovce vrstiev Redikálneho (33) (dolina Redikálne, d. b. F155).



Foto 29. Tenko vrstvený flyš vrstiev Redikálneho (32) (dolina Redikálne, d. b. F156).



Foto 30. Stopa lezenia po dne *Scolicia* – zábavské súvrstvie (31) (Hruštín, Zábava).

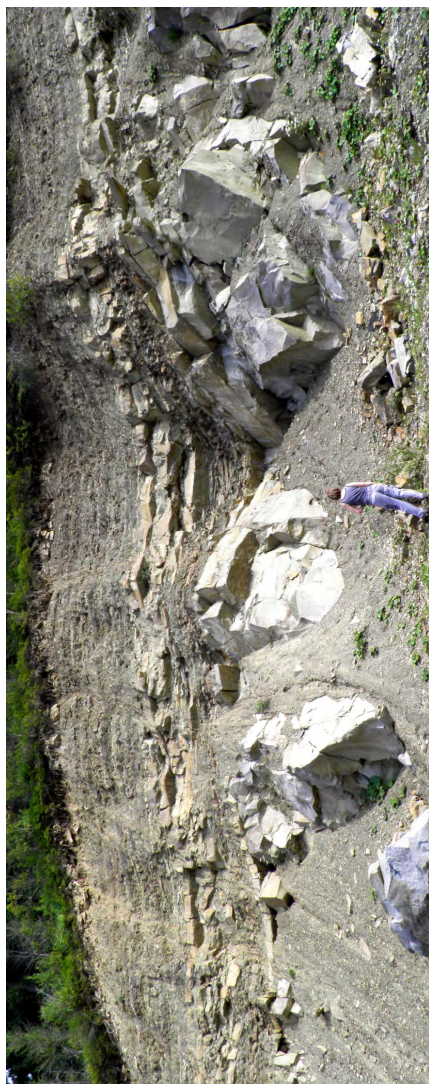


Foto 31. Pohľad na drobové pieskovce magurského typu a tenko vrstvený flyš – zábavské súvrstvie (30 a 31) (lom severne od Brezy, d. b. F43).



Foto 32. Tenko a stredne vrstvená sedimentácia v pravej časti lomu a hrubé vrstvy pieskovcov v ľavej časti lomu – zábavské súvrstvie (30 a 31) (lom pri Lomnej, d. b. F42).



Foto 33. Misovité štruktúry, stopy po úniku vody, drobových pieskovec magurského typu – zábavské súvrstvie (31) (500 m z. od k. Kamenný vrch, d. b. F289).



Foto 34. Parazlepenec sublitoťacie A1 drobových pieskovec magurského typu – zábavské súvrstvie (31) (1 km v. od k. Vráta, d. b. F18).



Foto 35. Stopy vtlačania na spodnej strane vrstvy pieskovca a horizont ílovcových intraklastov – drobové pieskovce magurského typu zábavského súvrstvia (31) (lom severne od Brezy, d. b. F43).



Foto 36. „Obmený“ ílovcový intraklast v drobových pieskovcoch magurského typu zábavského súvrstvia (31) (lom severne od Brezy, d. b. F43).



Foto 37. Tenko vrstvené sedimenty zábavského súvrstvia (30) (zárez Veselianky nad ústím potoka Riečka, d. b. F131).



Foto 38. Tenko vrstvené sedimenty zábavského súvrstvia (30) (800 m v. od k. Vráta, d. b. F19).



Foto 39. Horizont vápnitých červených ílovcov račovských vrstiev **(28)** (poľná cesta na S od Oravskej Jasenice, d. b. F 21).



Foto 40. Vrstvy ľalkých sliedovcov račovských vrstiev **(28)** (poľná cesta na S od Oravskej Jasenice, d. b. F21).



Foto 41. Drobný rozpad ílovcov račovských vrstiev **(28)** (poľná cesta na S od Oravskej Jasenice).



Foto 42. Lom s. od družstva v Hruštine v raciborskom súvrství. Na pravej strane sú drobové pieskovce magurského typu, vľavo sú glaukonitové pieskovce **(25)** (d. b. M545).

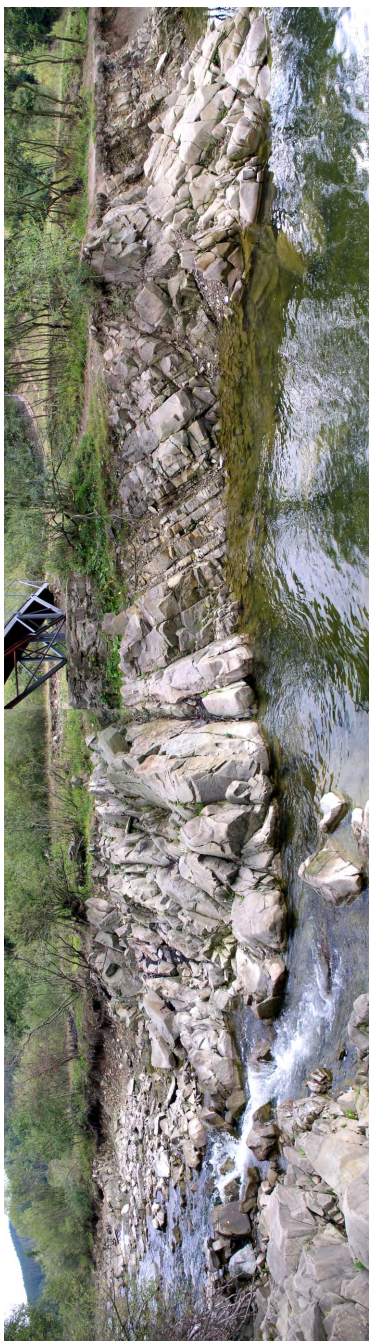


Foto 43. Profil v rieke Veselianka v Oravskej Jasenici, striedanie pieskovcových horizontov – raciborské súvrstvie **(26 a 27)** (d. b. F46).



Foto 44. Pestrá sedimentácia raciborského súvrstvia (**26**) – tenšie aj hrubšie vrstvy pieskovcov, sklzové íly (koryto Veselianky v Oravskej Jasenici, d. b. F46).



Foto 45. Pestrá sedimentácia raciborského súvrstvia (**26**) (koryto Veselianky v Oravskej Jasenici, d. b. F46).



Foto 46. Čepťovitý rozpad ílovcov bystrického typu – raciborské súvrstvie (26) (koryto Veselianky v Oravskej Jasenici, d. b. F46).



Foto 47. Ílovcce bystrického typu s naplaveninami potoka – raciborské súvrstvie (26) (v potoku Lomná, d. b. I125).



Foto 48. Tenko vrstvený flyš, masívne ílovce bystrického typu s Fe-pelokarbonátmi a jemnozrnné laminované pieskovce – raciborské súvrstvie (26) (d. b. I58).



Foto 49. Drobový pieskovec magurského typu – raciborské súvrstvie (27). Prúdové stopy na báze pieskovcovej vrstvy sú vyplnené hrubozrnným materiálom až mikrokonglomerátmi (d. b. I77).



Foto 50. Raciborské súvrstvie vo vývoji s prevahou drobových pieskencov magurského typu (27) (lom v Oravskej Jasenici).



Foto 51. Prúdové stopy na spodnej vrstvovej ploche – raciborské súvrstvie (27) (lom v Oravskej Jasenici).

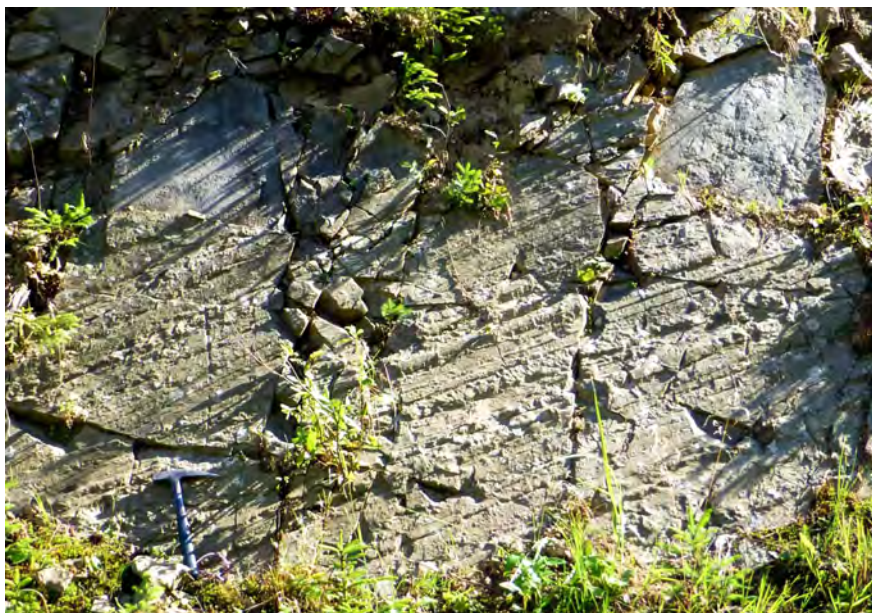


Foto 52. Báza jemnozrnného drobového pieskovca magurského typu sprúdovými stopami, stopami po vlečení a po lezení organizmov – raciborské súvrstvie (27) (d. b. I87).



Foto 53. Flyšová fácia malcovského súvrstvia s typickými sivými ílovcami a vápnitými pieskovecami (21) (zárez Hruštinky nad ihriskom v Babíne, d. b. M644).



Foto 54. Sklzový pieskovec („pebbly mudstone“) s nepravidelne rozptýlenými klastami drobových pieskovcov – malcovské súvrstvie (23) (zárez Hruštinky vsv. od horárne Zábava).

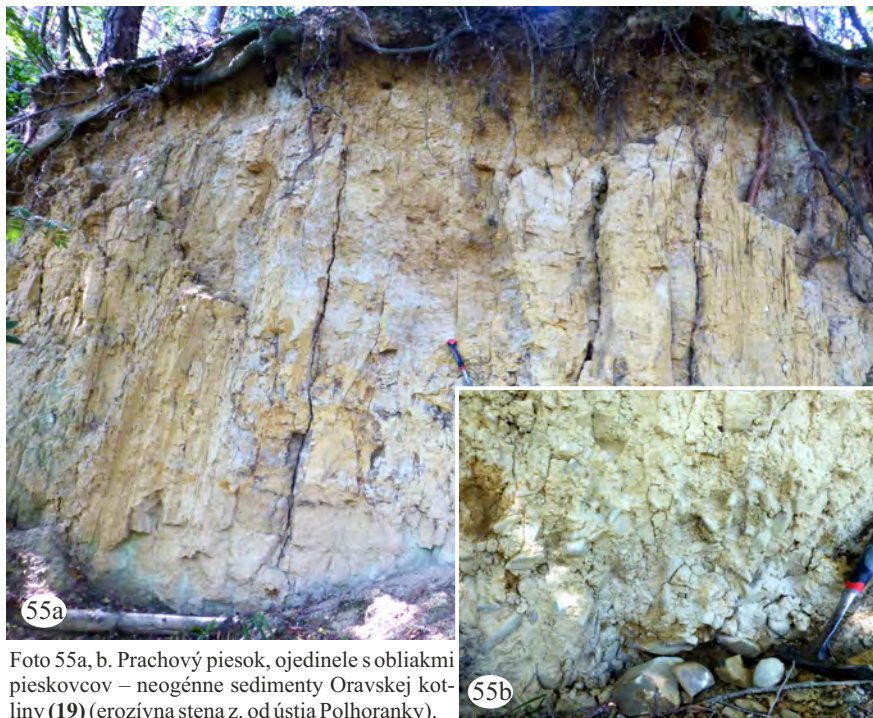


Foto 55a, b. Prachový piesok, ojedinele s obliakmi pieskovcov – neogénne sedimenty Oravskej kotliny (19) (erozívna stena z. od ústia Polhoranky).



Foto 56. Hnedožlté škvrnité piesčité íly vo výkope studne (1,0 až 3,0 m) a sivomodré piesčité íly v kope vykopaného materiálu (19) – neogénne sedimenty Oravskej kotliny (Bobrov).



57a



57b

Foto 57a, b. Výkop studne (3,0 až 6,5 m), sivomodré piesčité íly a vyorané hnedožlté škvrnité piesčité íly – neogénne sedimenty Oravskej kotliny (19) (Bobrov).



Foto 58. Hrdzavý ílovitý až prachový piesok – neogénne sedimenty Oravskej kotliny (19) (najjužnejší cíp severného brehu vodnej nádrže Orava).



Foto 59. Alúvium Polhoranky nad Zubrohlavou. Fotené z nižšieho nívneho stupňa (3), dom stojí na vyššom nívnom stupni (4).



Foto 60. Sloj lignitu v neogénnych sedimentoch (**19a**) (pri odbočke na Studničku v Námestove).



Foto 61. Kľinské rašelinisko (**6**), vrchovisko – národná prírodná rezervácia (medzi Námestovom a Kľinom).



Foto 62. Do metra nad potokom je tenko vrstvený flyš belovežského súvrstvia (**40**). Do dvoch metrov nad potokom sú štrky nivy (**3**) s výrazným povrchom a nad nimi je 6 m deluviálnych sedimentov (**10**) (Kohútov potok, d. b. F916).



Foto 63. Lesné rašelinisko Spálený grúnik, slatina až vrchovisko **(6)** (prírodná rezervácia severne od Mútneho).



Foto 64. Jazierko na plošine veľkého blokového zosuvu kýčerských pieskovcov **(45)** (západný svah Pilska).



Foto 65. Blokovisko – blokový rozpad kýčerských pieskovcov (45) na svahu Pilska.



Foto 66. Bloková rozsadlina (zosuv) v kýčerských pieskovcoch (45) južne od k. Babia hora.



Foto 67. Zosuv až bloková rozsadlina po priečných puklinách (južný svah Babej hory).



Foto 68. Aktívny odtrh zosuvu – blokovisko v kýčerských pieskovcoch (južný svah Malej Babej hory, d. b. F618).



Foto 69. Štruktúrny vrt FPJ-1 (dosiahol hĺbku 2 417 m, Oravská Polhora-Slaná voda, d. b. F273).

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE REGIÓNU BIELA ORAVA

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2016
Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Grafická úprava a technické spracovanie: Slávka Žideková

Tlač a knižárske spracovanie: ŠGÚDŠ Bratislava

ISBN 978-80-8174-016-9

ISBN 978-80-8174-016-9