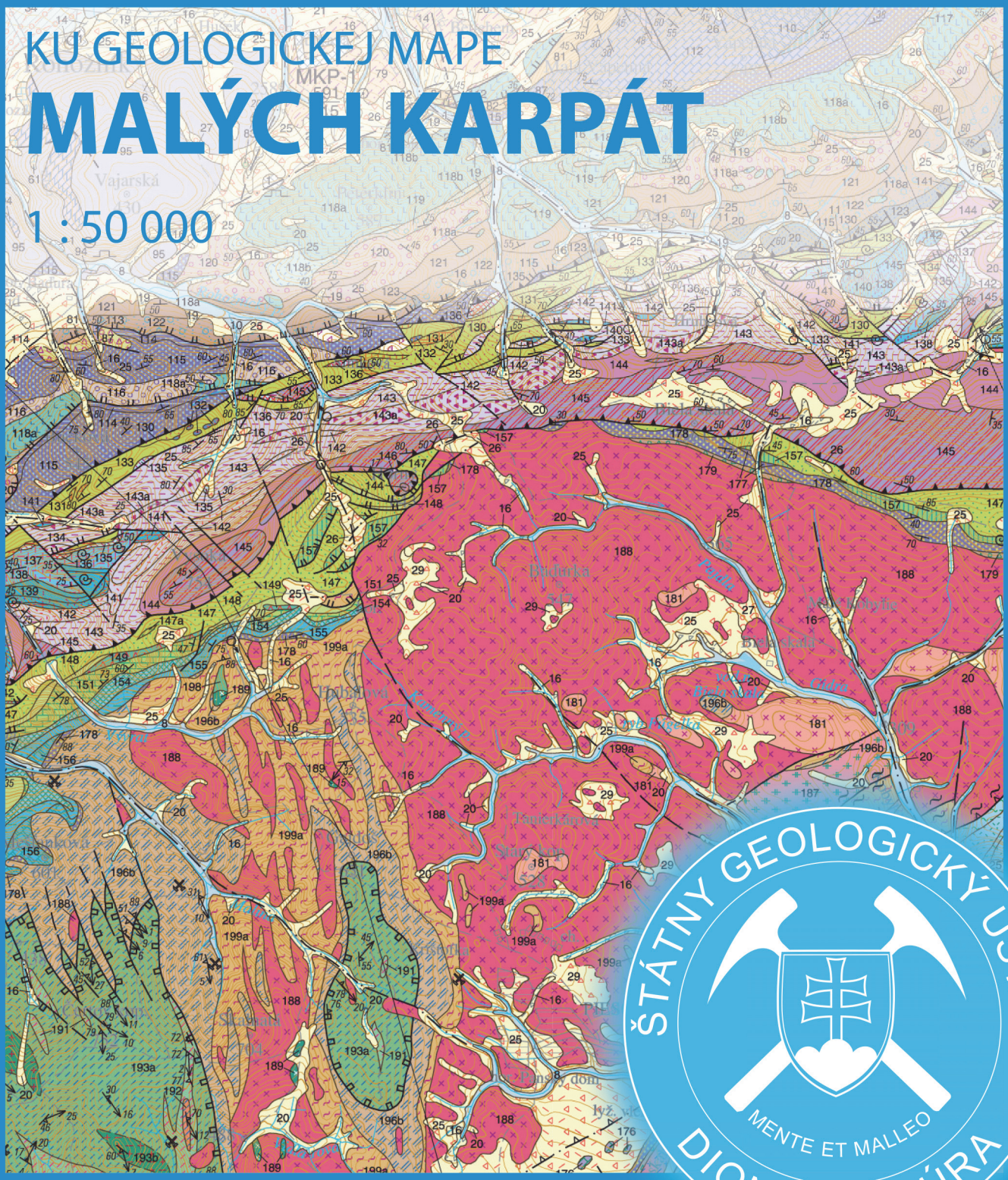
VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
MALÝCH KARPÁT

1 : 50 000



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
MENTE ET MALLEO

EDITOR: MILAN POLÁK

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2012

VYSVETLIVKY
KU GEOLOGICKEJ MAPE
REGIÓNU MALÉ KARPATY
1 : 50 000

Recenzenti:
doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.
RNDr. Ján Mello, CSc.

Predseda vydavateľskej rady:
Ing. Branislav Žec, CSc.

Vedecký redaktor:
RNDr. Juraj Maglay, PhD.

Členovia redakčnej rady:
Ing. Peter Baláž, PhD., RNDr. Klement Fordinál, PhD., RNDr. Milan Havrila, RNDr. Ľubomír Hraško, PhD., RNDr. Milan Kohút, CSc., RNDr. Pavel Liščák, CSc., RNDr. Peter Malík, CSc., RNDr. Alexander Nagy, CSc., RNDr. Michal Potfaj, CSc., doc. RNDr. Stanislav Rapant, DrSc., RNDr. Anton Remšík, CSc.

MILAN POLÁK, DUŠAN PLAŠIENKA, MILAN KOHÚT, MARIÁN PUTIŠ, VLADIMÍR BEZÁK, JURAJ MAGLAY, MÁRIO OLŠAVSKÝ, MILAN HAVRILA, STANISLAV BUČEK, MICHAL ELEČKO, KLEMENT FORDINÁL, ALEXANDER NAGY, ĽUBOMÍR HRAŠKO, ZOLTÁN NÉMETH, PETER MALÍK, PAVEL LIŠČÁK, JÁN MADARÁS, MIROSLAV SLAVKAY, PETER KUBEŠ, ĽUDOVÍT KUCHARIČ, DANIELA BOOROVÁ, ADRIENA ZLINSKÁ, † ZUZANA SIRÁŇOVÁ a KATARÍNA ŽECOVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE REGIÓNU

MALÉ KARPATY

1 : 50 000

ZOSTAVIL: MILAN POLÁK

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2012

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2012

ISBN 978-80-89343-67-6

OBSAH

ABSTRAKT 7

ÚVOD 10

GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA (*J. Maglay a M. Polák*) 11

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD (*M. Polák, D. Plašienka, M. Kohút, M. Havrila, S. Buček, K. Fordinál* a *J. Maglay*) 15

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC (*M. Polák, D. Plašienka, M. Kohút, S. Buček, K. Fordinál* a *J. Maglay*) 23

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK 29

TATRIKUM 29

Kryštalinikum tatrika (*M. Kohút, M. Putiš, Ľ. Hraško, Z. Németh* a *V. Bezák*) 29

Mezozoikum tatrika (*D. Plašienka*) 46

FATRIKUM (*M. Polák*) 63

Vysocký príkrov 63

Zliechovský príkrov 71

HRONIKUM (*M. Olšavský, M. Havrila a S. Buček*) 73

Veterlínsky príkrov 73

Vrchné paleozoikum – spodný trias (*M. Olšavský*) 73

Stredný až vrchný trias 81

Veterlínska sukcesia (*M. Havrila*) 81

Považský príkrov (*S. Buček* a *M. Olšavský*) 101

TERCIÉR 108

Paleogén (*S. Buček*) 108

Neogén (*K. Fordinál, M. Elečko* a *A. Nagy*) 117

KVARTÉR (*J. Maglay*) 129

TEKTONIKA (*M. Polák, D. Plašienka, M. Kohút, M. Putiš, V. Bezák, M. Elečko, M. Havrila* a *S. Buček*) 155

GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ (*M. Polák, D. Plašienka, M. Kohút, S. Buček, K. Fordinál* a *J. Maglay*) 175

ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV (*P. Kubeš* a *Ľ. Kucharič*) 184

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (*P. Malík*) 189

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (*P. Liščák* a *J. Madarás*) 202

NERASTNÉ SUROVINY (*M. Slavkay*) 211

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (*D. Plašienka*, *M. Kohút, M. Olšavský, S. Buček, M. Polák* a *P. Uher*) 222

ZÁVER 233

LITERATÚRA 234

SUMMARY 252

FOTOTABUĽKY I – XVI 255

ABSTRAKT

Územie sa nachádza v západnej časti Západných Karpát. Z hľadiska geologickej stavby predstavuje dôležitý segment na styku Západných Karpát a Východných Vápencových Álp. Na geologickej stavbe regiónu sa podieľajú paleoalpínske tektonické jednotky ***tatrika***, ***fatrika*** a ***hronika***. Vrchnokriedové, paleogénne, neogénne a kvartérne sedimenty už nie sú súčasťou týchto jednotiek, ale ako vekovo mladšie ich do rôznej miery prekrývajú.

Tatrikum

Tatrikum buduje najväčšiu časť územia Malých Karpát. Tatrikum v Malých Karpatoch, na rozdiel od ostatných jadrových pohorí, sa však člení na celú sústavu čiastkových príkrovových jednotiek zahŕňajúcich tak predalpínsky fundament, ako aj viacero mezozoických sukcesií, často zásadne odlišných (Plašienka et al., 1991). Podľa vystupovania sa čiastkové tatrické jednotky členia na dve skupiny – subautochtónne jednotky vystupujúce v najnižšej štruktúrnej pozícii odkrytej tektonickej stavby (teda relatívne autochtónne vo vzťahu k tektonickému nadložiu; ich vzťah k prípadným, tektonicky ešte nižším jednotkám však nie je známy). Sú to *borinská jednotka* vystupujúca na juhozápadnom okraji pohoria a *orešianska jednotka* na jeho východnom okraji. Tektonické nadložie oboch týchto jednotiek tvorí veľká alochtónna jednotka nazývaná *bratislavský príkrov*, ktorá buduje podstatnú časť tatrika Malých Karpát.

Kryštalinikum Malých Karpát je budované komplexom staropaleozoických metabazitov a metasedimentov, ako aj karbónskych granitoidných magmatitov formujúcich bratislavský a modranský masív. Komplexy metamorfitov pozostávajú najmä z amfibolitov, aktinolitických bridlíc, fylitov, svorových rúl, kontaktných rohovcov a metakarbonátov. V porovnaní s ostatnými tatrickými jadrami sa kryštalinikum Malých Karpát vyznačuje viacerými špecifikami. Patrí k nim najmä prítomnosť relatívne slabšie metamorfovaných hornín, zachované sedimentárne textúry v metasedimentoch, relatívne veľké rozšírenie čiernych bridlíc, jasne intruzívny vzťah granitoidov k metamorfnému plášťu a rozšírené prejavy kontaktnej a periplutonickej metamorfózy.

Vek metamorfného (vulkanicko-sedimentárneho) komplexu kryštalinika Malých Karpát bol v minulosti určený na základe paleontologického výskumu ako devónsky a v spodnokarbónskom období bol tento komplex intrudovaný granitoidmi bratislavského a modranského masívu (SHRIMP U-Pb datovanie zirkónov 355 ± 5 mil. r., resp. 347 ± 4 mil. r.; Kohút et al., 2009). Metamorfóza komplexu mala polyštadiálny charakter (predgranitová regionálna epizonálna metamorfóza s naloženou periplutonickou pri intrúzii granitov), s lokálnym prejavom alpínskej retrográdnej metamorfózy. Geologický vývoj hornín kryštalinika Malých Karpát sa začal v staršom paleozoiku (ordovik – silúr?) sedimentáciou prekurzorov dnešných rulovitých hornín spodnej stavby. Ich klastický materiál pochádzal najpravdepodobnejšie z kambricko-ordovických kyslých magmatitov aktívneho kontinentálneho oblúka severného okraja Gondwany. Tieto drobovo-pelitické (flyšoidné) horniny boli v devónskom období prekryté mladšími sedimentmi a vulkanicko-sedimentárnymi horninami z Rheického oceánu Paleotetýdy sedimentujúcimi na pasívnom (v neskorších fázach aktivizovanom) okraji kontinentu v rámci zaoblúkového bazénu, do ktorých pred 370 mil. r. intrudovali gabroidné horniny (Putiš et al., 2009). Horninový súbor majúci základ v tomto období tvoria nízko metamorfované horniny ***pezinskej*** a ***perneckej skupiny*** [rozličné typy fylitov, metadrôb, čierne bridlice, silicity, karbonáty – skarnoidy (erlany), metabazity (amfibolity) a metagabrá].

Pre litologické zloženie pezinskej skupiny sú charakteristické flyšové sekvencie a postupné zjemňovanie zrnitosti s prechodom do pelitickej a karbonatickej sedimentácie. Spodnú časť pezinskej skupiny tvoria rytmicky sa striedajúce ílovité bridlice a drobový pieskovec s vrstvami kvarcitických bridlíc až kvarcitov s variabilným obsahom organickej hmoty a tufogénnej prímesi a s horizontom litickej droby. Vo vyšších častiach flyšoidného súvrstvia sú prítomné laminy a preplástky bázického tufu, hrubé súvrstvie čiernych bridlíc s medzivrstvami tmavosivých kvarcitov a čiernych silicitov – lyditov – a polohy karbonátov. Regionálne metamorfovaným ekvivalentom týchto horninových typov sú nízkostupňové parabridlice, ktoré sú aj kontaktne metamorfované v kordieritovo-andaluzitovej zóne.

Pernecká skupina reprezentuje exhumovanú nekompletnú ofiolitovú suitu (oceánska kôra zaoblúkového typu?). Hlavným litotypom perneckej skupiny sú rekryštalizované jemnozrnné bazalty, gabrá a sprievodné tufitické horniny. Lokálne sa zistili žilné telesá doleritického gabra, gabrodioritov až porfyritov a preplástky čiernych a aktinolitických bridlíc, lokálne so stratiformnou mineralizáciou tzv. produktívnych zón. Periplutonická metamorfóza lokálne dosiahla až spodnú časť amfibolitovej fácie. Pernecká skupina sa vyskytuje najmä vo vejárovitej štruktúre medzi bratislavským a modranským masívom v tektonickej pozícii nad pezinskou skupinou.

Rozloženie jednotlivých typov granitoidov v bratislavskom masíve je paralelné so smerom pretiahnutia kryštalického jadra (SV – JZ). Kým modranský masív budujú dva základné typy granitických hornín a oba masívy v rámci Malých Karpát sú lokálne obohatené o dioritické horniny, na stavbe bratislavského masívu sa podieľa päť základných skupín granitoidných hornín. Vo vertikálnom reze reprezentujú pravdepodobne rôzne úrovne masívu. Vrchnú časť tvoria drobno- až strednozrnné biotitické granodiority (s častými xenolitmi biotitických rúl a amfibolitov) preniknuté žilami pegmatitov/aplitov. Nachádzajú sa v jeho jv. časti. Strednozrnné neporfýrické muskovitícko-biotitické granodiority podstielajú vrchnú časť masívu a v súčasnom erozívnom zreze sa nachádzajú v sz. časti masívu. Porfýrické hrubozrnné muskovitícko-biotitické granodiority až granity tvoriace hlbšiu časť plutónu prerážajú cez nadložné typy najmä v osovej časti bratislavského masívu. Svetlé mylonitizované „leukokratné" muskovitické a dvojsľudové granity lemujúce bratislavský masív v sz. časti sú skôr produktom deformácie a alterácie ako magmatickej frakcionácie. Suitu granitických hornín dopĺňajú biotiticko-amfibolické diority vo forme malých telies a žíl v jjv. časti bratislavského masívu. Modranský granitoidný masív budujú najmä dva základné typy granitoidných hornín, a to: biotitické a muskovitícko-biotitické granodiority až tonality vyskytujúce sa v sz. a jv. časti masívu a dvojsľudové granodiority až granity v centrálnej časti masívu. Diority tvoria len malé telieska v oblasti Peterklina a Modranského potoka. Podobne ako v bratislavskom, tak aj v modranskom masíve sa sporadicky vyskytujú intenzívne mylonitizované deriváty (blastomylonity) z granitických hornín pozdĺž tektonicky exponovaných zón, ktoré sú zväčša alpínskeho veku.

Mezozoické sedimentárne komplexy tatrika Malých Karpát rozdeľujeme na šesť základných tektonických jednotiek.

Borinská jednotka má najnižšiu štruktúrnu pozíciu v rámci tatrika. Aj na základe litostratigrafickej náplne, ktorá je odlišná od všetkých ostatných jurských sukcesií Západných Karpát, sa zaraďuje do infratatrika. Borinská skupina pozostáva väčšinou z klastických až hruboklastických jurských sedimentov, ktoré sa rozdeľujú na päť hlavných súvrství. Korenecké, marianske a slepianske súvrstvie vystupujú najmä v sz. častiach borinskej jednotky. Tvoria ich zväčša jemnozrnnejšie resedimenty vonkajších častí hlbokomorských náplavových vejárov a hemipelagity osových častí panvy. Prepadlianske a somárske súvrstvie v jv. časti jednotky sú tvorené prevažne hruboklastickými, často chaotickými komplexmi marginálnej časti jurskej borinskej panvy (Plašienka, 1987).

Orešianska jednotka má identický subautochtónny charakter ako borinská jednotka, ale s tým rozdielom, že má jasne definovaný vzťah k podložným litostratigrafickým jednotkám. Podložie tvorí väčšinou spodnotriasové lúžňanské súvrstvie, nadložie je takmer vždy tektonické, kryštalický fundament tak modranského, ako aj sčasti bratislavského príkrovu.

Vrstvový sled orešianskej sekvencie má hlavne v jurských sekvenciách výrazne špecifické znaky, ktoré ju odlišujú od ostatných sekvencií tatrických komplexov Malých Karpát, ale aj v rámci tatrika celých Západných Karpát.

Bratislavský príkrov

Bratislavský príkrov je frontálna, výrazne alochtónna časť vrchnokôrovej superjednotky tatrika s. s. Zaberá plošne najväčšiu časť Malých Karpát a je zložený z veľmi pestrých komplexov tak predalpínskeho fundamentu, ako aj jeho mezozoického sedimentárneho pokryvu. Kryštalinický fundament pozostávajúci zo stredno- až nízkostupňových metamorfitov a telies variských plutonitov sa do dnešnej podoby sformoval najmä počas variských tektonometamorfných udalostí.

Obalové sedimentárne sledy sú v bratislavskom príkrove zachované na viacerých, sčasti oddelených miestach, pričom sa navzájom dosť líšia. Predriftové permsko-triasové komplexy boli počas spodnojurského riftingu hlboko, miestami až úplne erodované a denudované, a preto sú zachované len rudimentárne. Jursko-spodnokriedové sledy vystupujú na sz. periférii bratislavského fundamentu a zaraďujeme ich do štyroch samostatných sukcesií: devínskej, kuchynskej, kadlubskej a solírovskej (Plašienka et al., 1991).

Fatrikum

Fatrikum (Andrusov, Bystrický a Fusán, 1973) predstavuje v tektonickej stavbe Západných Karpát sústavu pripovrchových príkrovov ležiacich v tektonickom nadloží tatrika. V rámci fatrika bol vyčlenený samostatný čiastkový vysocký príkrov ležiaci v podloží zliechovského (krížňanského) príkrovu.

Vysocký príkrov

Podstatnú časť fatrika Malých Karpát budujú sedimenty vysockého príkrovu.

Litostratigrafický obsah vysockého príkrovu zodpovedá rozsahu stredný trias až cenoman. Spodné časti príkrovu tvoria typické vysocké vápence aniského veku s nadložnými ladinskými ramsauskými dolomitmi.

Charakteristický je mohutný vývoj karpatského keuperu vo vývoji pestrých ílovcov, dolomitov a kremencov norika. Najvyšší trias je v klasickom vývoji čiernych biodetritických, lumachelových, často koralových vápencov a slieňovcov.

Jursko-spodnokriedová vysocká sekvencia je etalónom plytkovodnejších prahových sekvencií fatrika. V spodnej časti sa nachádza súvrstvie tmavých piesčitých krinoidových vápencov a bridlíc spodnoliasového veku hrubé asi 100 m. Nadložné pestré piesčité krinoidové vápence prechádzajú do hľuznatých vápencov adnetského, resp. prístodolského súvrstvia vrchnoliasového veku (Koša, 1998). Nasledujú dogerské pestré krinoidové vápence, pestré rádiolóriové vápence, rádiolarity a červené hľuznaté vápence vrchnojurského veku. Spodnokriedový sled reprezentujú masívne rohovcové a brekciovité vápence (padlovodské súvrstvie), bridličnaté slienité rohovcové vápence (hlbočské súvrstvie) a bioklastické vápence (barémsko-aptské bohatské súvrstvie) – cf. Plašienka et al. (1991). Albsko-cenomanské porubské súvrstvie tvoria najmä silicifikované slieňovce, len v najvyšších polohách sa objavujú vložky turbiditových pieskovcov.

Zliechovský príkrov

Zliechovský príkrov vystupuje len v obmedzenom rozsahu v severnej časti Malých Karpát v oblasti Majdanského medzi dolinou Bohatá a Lošoncom vo forme niekoľkých tektonických zvyškov. Zastupujú ho len jurské a spodnokriedové litostratigrafické jednotky.

Najcharakteristickejšie je allgäuské súvrstvie (fleckenmergel) tvorené tmavosivými slienitými škvrnitými vápencami a slienitými bridlicami lotarinského veku, ktoré prechádza do kremitého fleckenmergelu álenu. Strednú juru zastupuje ždiarske súvrstvie, vrchnú jaseninské a osnické súvrstvie. Spodnokriedové litostratigrafické členy zastupuje mraznické súvrstvie tvorené slienitými bridličnatými vápencami a slienitými bridlicami beriasu – hoterivu.

Hronikum

V hroniku boli vyčlenené dva samostatné čiastkové príkrovy. Spodný – **veterlínsky** – litostratigrafický rozsah zodpovedá vrchnému karbónu až vrchnému karnu. Mladopaleozoická vulkanoklastická sukcesia zodpovedá ipoltickej skupine. Bazálne spodnotriasové členy tvoria klastické benkovské a šuňavské súvrstvie. Aniský stupeň tvoria platformové vápence a dolomity. Vyššie sedimentovali panvové karbonáty a záver tvoria rifové sedimenty. V tektonickom nadloží veterlínskeho príkrovu leží čiastkový **považský** príkrov, zložený z havranickej a jablonickej kryhy. Litostratigrafický rozsah príkrovu zodpovedá spodnému triasu až najvyššiemu triasu, rétu.

Popríkrovové vrchnokriedové sedimenty sú zastúpene len rudimentárne zachovanými karbonátovými klastikami brezovskej skupiny. Paleogénne sedimenty kolmatujú paleoalpínsku tektonickú stavbu. Zastupujú ich klastické sedimenty myjavsko-hričovskej skupiny a malokarpatskej skupiny.

Spodno- až strednomiocénne sedimenty transgredujú na rôzne litostratigrafické členy malokarpatskej sústavy.

Kvartér predstavujú sedimenty holocénu a pleistocénu v terestrickom vývoji. Z celkovej škály genetických typov majú na území z hľadiska objemu hmoty a plošného rozsahu dominantné postavenie rozličné litologické variety **eluviálnych** a **deluviálnych sedimentov** – pleistocénno-holocénnych zvetranín, svahovín, sutín a ich kombinácií s fluviálnymi a proluviálnymi sedimentmi.

ÚVOD

Geologická mapa Malých Karpát v mierke 1 : 50 000 zobrazuje územie západného okraja interníd Západných Karpát. Poskytuje širší pohľad na postavenie Malých Karpát (MK) vo vzťahu k ostatným jadrovým pohoriam a ako celku k Východným Alpám. Potreba nového geologického mapovania a zostavenia geologickej mapy MK vyplynula z potreby koncepčne moderného mapového diela, ktoré prinesie nové pohľady na geologickú a tektonickú stavbu tohto pohoria. Nadväzuje na pôvodnú geologickú mapu MK (Maheľ a Cambel, 1972), ktorá priamo odzrkadľuje poznatky a vedomosti z obdobia konca päťdesiatych a šesťdesiatych rokov minulého storočia.

Nová mapa je výsledkom práce kolektívu geológov Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, ktorí pri jej zostavovaní použili výsledky prác svojich predchodcov, a predovšetkým vlastné mapové podklady a terénne štúdie doplnené o detailné výsledky petrografického, petrologického, biostratigrafického, štruktúrneho a geofyzikálneho výskumu. K tvorbe tejto mapy a vysvetliviek výrazným dielom prispeli pracovníci Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave a Geologického ústavu SAV v Bratislave.

GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Podľa geomorfologického členenia Slovenskej republiky (Mazúr a Lukniš, 1978; Mazúr a Lukniš in Mazúr a Jakál, 1980) územie zobrazené na geologickej mape patrí do viacerých geomorfologických jednotiek niekoľkých rádov. Hlavnú časť územia tvoria **Malé Karpaty** (s podcelkami Devínske Karpaty a Pezinské Karpaty), ktoré patria k fatransko-tatranskej oblasti. Na okrajovú časť územia zo západnej časti zasahuje oblasť Záhorskej nížiny reprezentovaná **Borskou nížinou**, z ktorej sem zasahuje podcelok Podmalokarpatská znížena, západne od Stupavy zasa podcelok Novoveská plošina. Lem z východnej strany MK patrí do oblasti Podunajskej nížiny zastúpenej celkami **Podunajská rovina** a **Podunajská pahorkatina** (podcelok Trnavská pahorkatina, časť Podmalokarpatská pahorkatina).

Zo samotných **MK** sú na území zastúpené podcelky **Devínske Karpaty (DK)** a **Pezinské Karpaty (PK)**. Devínske Karpaty tvoria maloplošné juhozápadné zakončenie MK, Pezinské Karpaty tvoria ich hlavnú časť. Devínske Karpaty tvoria pododdiely: **Devínska Kobyla**, **Devínska brána**, **Bratislavské predhorie** a **Lamačská brána**. Pezinské Karpaty sú tvorené **Homoľskými Karpatmi**, ktoré zaberajú najväčšiu časť územia od Lamača na juhu po Doľany a na severovýchode až po južné svahy Vysokej pri Morave a Kuchyňu. Západný lem z juhu na sever tvorí **Stupavské predhorie**, **Kuchynská hornatina** a **Plavecké predhorie**. Hlavný hrebeň pohoria budujú **Biele hory** s najvyššími vrcholmi Vysoká (754 m n. m.) a Záruby 767 m n. m.). Biele hory zo západu lemuje **Bukovská brázda** a z východu **Smolenická vrchovina** s **Lošonskou kotlinou** uprostred.

Výraznejšie geomorfologické hranice vymenovaných oblastí a celkov sú založené najmä na morfoštruktúrnej báze a s ňou súvisiacich vertikálnych pohyboch jednotlivých tektonických štruktúr (blokov). Morfologicky najvýraznejší sa javí kontakt poklesových štruktúr Borskej a Podunajskej nížiny s elevačnou štruktúrou MK.

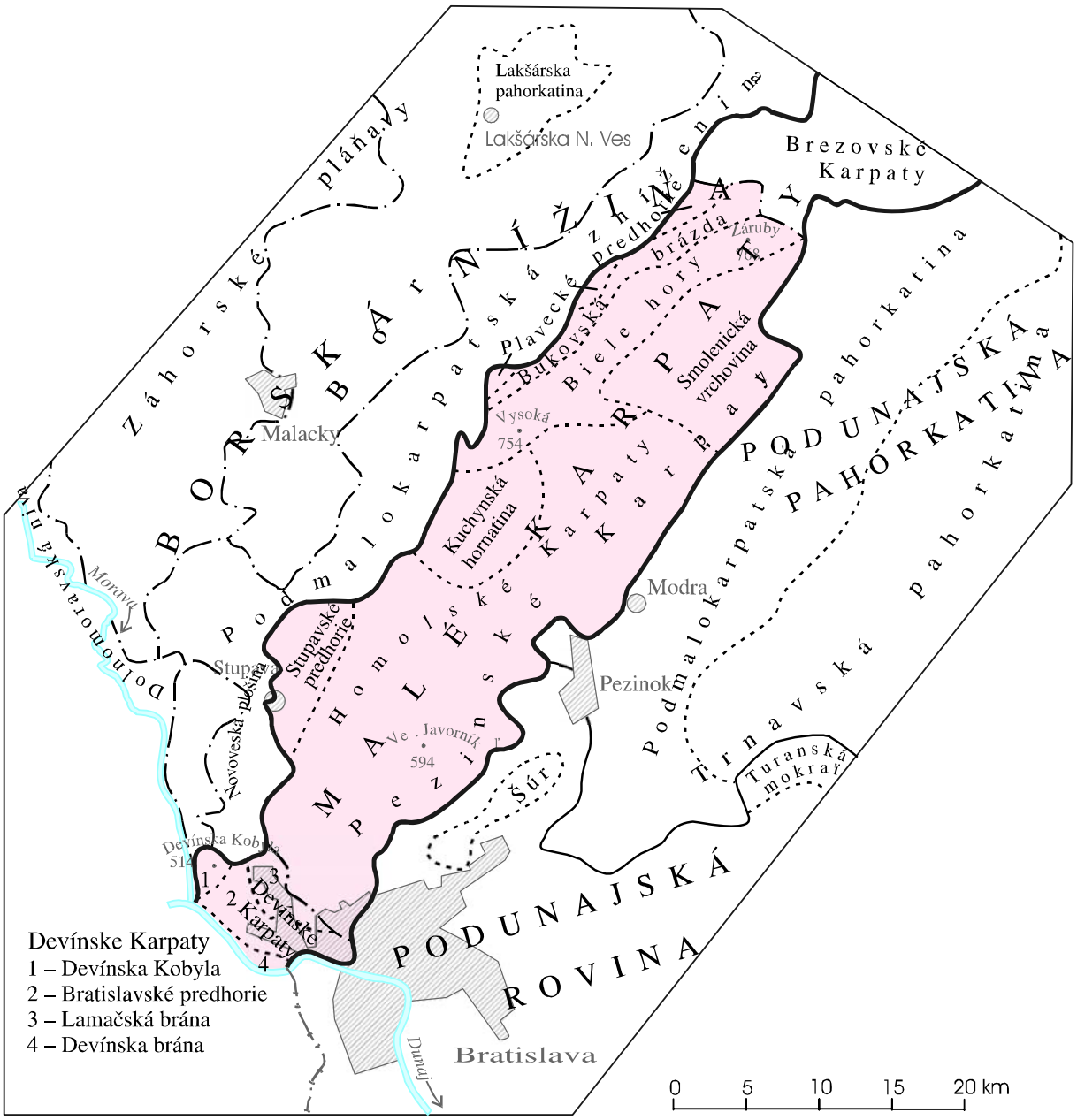
Na súčasnom stave reliéfu, ako aj na priestorovom rozložení jednotlivých foriem majú výrazný podiel najmä vertikálne geodynamické pohyby štruktúrno-tektonických blokov, ako sú poklesávajúce časti Viedenskej a Dunajskej panvy a dvíhajúce sa pohorie. Významné sú aj štruktúrne pomery a mechanické vlastnosti rozličných druhov sedimentárnych a magmatických hornín a ich rozdielna morfologická odolnosť proti exogénnym procesom, podmieneným najmä rôznorodými a špecifickými faktormi kvartérnej klímy.

Počas pliocénu a kontinuálne v kvartéri bolo územie postihnuté viacerými fázami relatívne nerovnomerných tektonických pohybov prerušovaných obdobiami tektonického pokoja. To malo za následok, že na pozitívnych štruktúrach MK a čiastočne aj na prechodných štruktúrach Borskej a Podunajskej nížiny a na okrajoch pohoria sa prejavovali kvalitatívne zmeny v striedaní laterálnej a hĺbkovej fluviálnej a proluviálnej erózie a akumulácie. Naopak, na výrazne negatívnych štruktúrach Borskej nížiny a Podunajskej roviny (mimo zobrazeného územia) sa zaznamenalo niekoľko cyklov fluviálnej akumulácie v superpozičnom vývoji.

Erozívna báza na území pozitívnych morfotektonických štruktúr MK sa vplyvom striedania chladných a teplých období klímy v kvartéri postupne etapovito znižovala až po dnešný stav. Na tomto území ju môžeme situovať do nivy Dunaja v Bratislave do výšky zhruba 137 m n. m. Od najvyššie položených miest, ktoré sa v južných častiach hrebeňa Pezinských Karpát pohybujú priemerne vo výške od 400 do 500 m n. m., je celkový hĺbkový erozívny efekt južnej časti pohoria oproti nížine asi 360 m a v severnej časti 400 m a viac.

Podľa Činčuru (in Mazúr a Jakál, 1980) sa na území stretávame s horninami I. – IV. stupňa morfologickej odolnosti, pričom najodolnejšie proti zvetrávaniu, erózii a denudácii sa javia magmatické komplexy granitoidov a metamorfitov Pezinských Karpát. II. stupeň odolnosti majú komplexy masívnych vápencov a hornín v slienitom vývoji s polohami vápencov. III. stupeň odolnosti vykazujú komplexy peliticko-psamitických, resp. pelitických hornín neogénu vyznačujúce sa mäkkým, hladko modelovaným reliéfom Stupavského predhoria. Vplyv litologickej náplne hornín na odolnosť proti exogénnym procesom uzatvárajú kvartérne, zväčša proluviálne a deluviálne sedimenty, ako aj komplexy spraší, sprašových hlín a naviatych pieskov prislúchajúce k IV. stupňu morfologickej odolnosti.

Na hranici pliocénu a pleistocénu bola časť povrchu územia relatívne zarovnaná na tzv. *poriečnu roveň*. Jej morfologické pozostatky, dnes už zväčša bez zachovania fluviálno-limnických, resp. fluviálnych sedimentov, možno pozorovať na mnohých miestach medzidolinových a medziúvalinových chrbtov Stupavského predhoria. Povrch pozostatkov poriečneho systému zarovnania vystupuje všade vo výške 230 – 270 m n. m. (Lukniš, 1964; Mazúr a Činčura, 1964). Starší povrch zarovnania, formovaný už v období panónu, je identifikovateľný najmä v južnej časti Pezinských Karpát a je situovaný vo výške 300 – 520 m n. m.



Obr. 1. Geomorfologické členenie Malých Karpát (Devínskych Karpát a Pezinských Karpát) (podľa E. Mazúra a M. Lukniša, 1980).

Tektonickým výzdvihom MK počas kvartéru sa opäť zintenzívnila hĺbková erózia, v studených klimatických obdobiach sprevádzaná kratšími úsekmi laterálnych fáz erózie. Takto vznikli napríklad série stupňov terasovaných proluviálnych sedimentov (kužeľov) po obvode pohoria a série riečnych terás. Vplyvom hĺbkovej erózie sa retrográdne prehlbovali doliny všetkých malokarpatských tokov a modelovali sa horské a medzidolinové chrbty.

V iniciálnom reliéfe územia sa zachovalo viacero základných foriem. V horských častiach sú to plošiny *stredohorského* a *poriečneho systému zarovnania*, erozívno-denudačné a tektonicky predisponované svahy, doliny tvaru V a úvalinové doliny a hlavné a medzidolinové chrbty s množstvom sediel. Na plošinách *stredohorského systému zarovnania* sa zachovali eluviálne plášte, spestrené lokálnymi zamokrenými zníženinami a litologicky odolnejšími pahorkami označovanými ako tvrdoše. Dná menších dolín, resp. dolín s občasným tokom sú zanesené soliflukčným, v postglaciáli terasovaným materiálom. Časti územia s výstupom karbonátových hornín reprezentujú prelomové doliny, skalné veže, steny a stupne s častými erozívnymi sedlami, ako aj jaskynnými portálmi a skalnými prevismi (Borinský kras). Pod skalnými stenami sú niekedy vyvinuté fosílne i recentné odrobinové kužele, blokové sutiny a produkty skalného rútenia.

Na hladšie modelovanom reliéfe v pahorkatinných častiach Stupavského predhoria dominujú medziúvalinové chrbty, úvaliny, pahorky a doliny tvaru U. Ojedinele sa tu zachovali kratšie hlboké a plytšie výmole, dnes zväčša neaktívne a so zaneseným dnom. Vo vyústeniach úvalín, resp. suchých dolín tvaru U sú časté výnosové (dejekčné) alebo mladé náplavové kužele.

Západné aj východné úpätie pohoria lemujú vejáre terasovaných a naložených viacgeneračných náplavových kužeľov, v sz. časti pokrytých eolickými pieskami. Zobrazenú časť Borskej nížiny a Podunajskej roviny reprezentujú aluviálne nivy, na povrchu členené zníženinami mokradí, mŕtvych ramien a slatinných rašelinísk.

V dôsledku rozdielnych litologických vlastností hornín (napr. morfologická odolnosť a vnútorné štruktúry), tektonickej predispozície morfoštruktúr a intenzity pozitívnej tektoniky sa exogénne činitele uplatnili na tvorbe reliéfu v rôznej miere. Tým vznikli čiastočne odlišné typy reliéfu. Na základe stavu súčasných poznatkov možno konštatovať, že na území listu sa podľa Mazúra (in Mazúr a Jakál, 1980) vyvinulo niekoľko typov tektonického až štruktúrno-tektonického, na povrchu morfotektonicky diferencovaného aj nediferencovaného reliéfu kryštalických, vrásovo-zlomových (kryhových) a sedimentárnych štruktúr.

Na štruktúrno-tektonických blokoch (kryhách) MK prejavujúcich sa výrazne pozitívnou pohybovou tendenciou sa vyvinulo niekoľko základných typov morfotektonicky diferencovaného reliéfu. Južnú časť Pezinských Karpát a celé Bratislavské predhorie tvorí planačno-fluviálny, mierne až stredne rezaný reliéf na kryštalických štruktúrach so stredným až silným uplatnením litologického zloženia. Priemerný sklon svahov je 6 – 14°.

Na príkrovovo-vrásových štruktúrach sa stredne rezaný rázsochovitý typ reliéfu fluviálne rezanej vrchoviny s priemerným sklonom svahov 14 – 24° vytvoril v západnej časti Devínskych Karpát na Devínskej Kobyle, no najmä v celej severnej časti Pezinských Karpát medzi Bukovou, Smolenicami, Lošoncom a Sološnicou.

Obdobný typ reliéfu fluviálne stredne rezanej planiny, ale už na príkrovovo-vrásových štruktúrach so stredným stupňom uplatnenia litologického zloženia, sa vyvinul na karbonatických horninách v severnej časti pohoria medzi Plaveckým Podhradím a Plaveckým Mikulášom a v západnej časti Pezinských Karpát medzi Borinkou a Lozornom.

Pre východný okraj Pezinských Karpát v pásme od Rače po Svätý Jur je príznačný stredne rezaný rázsochovitý reliéf fluviálne rezanej vrchoviny na kryštalických štruktúrach s priemerným sklonom svahov 14 – 24°.

Západnú časť Pezinských Karpát označovanú ako Stupavské predhorie reprezentuje silno zvlnený reliéf na sedimentárnych štruktúrach proluviálno-fluviálnej pahorkatiny so slabým uplatnením litologického zloženia. Priemerný sklon svahov sa pohybuje v rozmedzí 2 – 6°.

V ostrom kontraste s predchádzajúcimi typmi reliéfu sú typy morfotektonicky slabo diferencovaného, resp. na povrchu nediferencovaného štruktúrno-tektonického reliéfu horizontálnych až subhorizontálnych sedimentárnych štruktúr s relatívne negatívnou pohybovou tendenciou blokov prislúchajúce k Borskej a Podunajskej nížine.

Pre Podunajskú rovinu je príznačný rovinný až nepatrne zvlnený akumulačný reliéf fluviálnej roviny, miestami až fluviálnej a slatinnej mokrade s nepatrným, resp. žiadnym uplatnením litologického zloženia. Priemerný sklon svahov nepresahuje 2°. V priľahlých častiach Borskej nížiny prevažuje nepatrne až mierne zvlnený akumulačno-erozívny reliéf fluviálno-eolickej, severnejšie až eolicko-fluviálnej zvlnenej roviny, ktorá smerom k Pezinským Karpatom prechádza do proluviálnej zvlnenej roviny.

Súčasné reliéfotvorné procesy na území Pezinských Karpát reprezentuje silný fluviálno-erozívny proces so zväčša stredne intenzívnou hĺbkovou eróziou a stredne silným až silným pohybom hmôt po svahoch (soliflukcia, tečenie, ron a i.). Na vybraných typoch karbonatických hornín územia medzi Borinkou a Lozornom sa zaznamenal čiastočný fluviálno-krasový proces s tvorbou krasových a polokrasových foriem vrátane tvorby zovretých dolín alebo aj fluviálno-subaerický proces vyvetrávania.

Pre úpätie Pezinských Karpát je charakteristický proluviálny akumulačno-erozívny proces kombinovaný s výmoľovou eróziou.

Pre pahorkatinnú časť Stupavského predhoria sú príznačné zväčša slabšie fluviálno-erozívne (čiastočne aj akumulačné) procesy s tvorbou rozovretých úvalinovitých dolín s miernym pohybom svahových hmôt. Častý je aj výmoľový, ale najmä eolický proces, pre ktorý je v Borskej nížine charakteristická tvorba dún a presypov. Roviny vykazujú fluviálny, čiastočne akumulačno-erozívny, no prevažne akumulačný proces.

Horizontálna členitosť reliéfu je veľmi rozdielna. Podľa Mazúra (in Mazúr a Jakál, 1980) sa pohybuje v rozmedzí od 0 – 0,5 km/km^2 v rovinných častiach nížin do 1,75 – 3,5 km/km^2 v Pezinských Karpatoch.

Sieť vodných tokov územia je výrazne nerovnomerná a lokálne tektonicky predisponovaná. Má kombinovaný stromovitý a mozaikovitý charakter, pričom toky vo vzťahu k štruktúram sedimentárnych hornín pahorkatín sú prevažne konsekventné až subsekventné. Územie prináleží k povodiam Moravy, Váhu a Čiernej vody, celkovo však k povodiu Dunaja ako povodiu I. rádu. Hustota riečnej siete je na väčšine územia výrazne nerovnomerná. Po obvode Pezinských Karpát dosahuje hodnoty 1 500 – 2 500 m/km^2, na rovinách len 100 až 500 m/km^2.

Všetky toky majú dažďovo-snehový režim odtoku z vrchovinno-nížinných oblastí. Vysokú vodnosť dosahujú v III. – IV. mesiaci, s výraznejším podružným zvýšením koncom jesene a začiatkom zimy. Väčšina vody územia pochádza zo zrážok. Aj podzemná voda na väčšine územia pochádza zo zrážok, len v nivách a Podunajskej rovine asi 80 % z riek a potokov (Šimo a Zaťko in Mazúr a Jakál, 1980).

Na celom území sa vyvinulo približne 6 pôdnych typov s množstvom subtypov v rôznom druhovom zastúpení.

Veľkú plochu zaberajú nivy tokov reprezentované nivnými pôdami. Zatiaľ čo v nivách Borskej nížiny prevažujú nivné pôdy na nekarbonátových sedimentoch, sprievodne prechádzajúce do glejových fluvizemí až regozemí na pieskoch, v nivách tokov Podunajskej roviny sú to karbonátové nivné pôdy, sprievodne glejové na karbonátových sedimentoch.

Na ľahkých nekarbonátových sedimentoch morfologicky vyšších častí reprezentovaných proluviálnymi kužeľmi s občasným pokryvom naviatych pieskov sa vyvinuli čiernice, sprievodne glejové čiernice až gleje a na pieskoch regozeme.

Karbonátové čiernice so sprievodnými glejovými čiernicami a lokálne až rašelinovými pôdami v depresných častiach sa vyvinuli na kužeľoch a zníženinách východného úpätia MK.

Väčšiu časť jadra Pezinských Karpát reprezentujú typické kambizeme vyvinuté na ťažkých zvetraninách, kyslé, lokálne až kambizemné rankery. Uvedený typ pôd na stredne ťažkých zvetraninách a svahovinách okraja pohoria postihnutých soliflukciou prechádza do typických nasýtených kambizemí so sprievodnými rankermi a lokálne aj do pseudoglejových kambizemí.

Na zvetraninách západnej úboče Pezinských Karpát nachádzame prevažne rendziny v rôznych subtypoch, od typických cez kambizemné, sutinové až vylúhované, a na zvetraninách pevných karbonátových hornín sú to aj rendzinové kambizeme (Hraško, Linkeš a Šurina in Mazúr a Jakál, 1980).

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Úvod

Malé Karpaty sú najzápadnejšie jadrové pohorie tatransko-fatranského pásma centrálnych Západných Karpát. Vystupujú v rámci dlhej (celkove vyše 100 km), ale relatívne úzkej (10 – 15 km) hrasti smeru JZ – SV, ktorá oddeľuje neogénnu Viedenskú a Dunajskú panvu. Súčasťou tejto hrasti je aj Litavské pohorie (Leitha Gebirge) v Rakúsku, ktorého stavba je však od Pezinských a Devínskych Karpát už dosť odlišná. Naproti tomu, stavba Hainburských vrchov (Hainburger Berge) na rakúskej strane Dunaja je temer identická so stavbou Devínskych Karpát (Maheľ, 1983, 1987; Kullmanová, 1990).

Pezinské Karpaty sú v rámci tejto hrasti dlhé okolo 50 km a široké do 15 km. Hrasť je obmedzená extenznými zlomovými systémami smeru JZ – SV. Zo sz. strany hranicu s Viedenskou panvou tvoria strednomiocénne až subrecentné transtenzné ***litavsko-lábske zlomy***, ktoré sú pokračovaním seizmoaktívneho zlomového systému Mur – Mürz – Leitha Východných Álp (Marko a Jureňa, 1999). Smerom na SV pokračuje litavsko-lábsky zlomový systém do oblasti Brezovských Karpát ako dobrovodský zlom a potom do oblasti stredného Považia až k Žiline. Všetky tieto zlomy majú prevládajúcu sinistrálnu bočnoposunovú zložku pohybu a vykazujú síce slabú, ale dosť častú seizmickú aktivitu (Šefara et al., 1998). Zlomové obmedzenie oproti Dunajskej panve sa označuje ako ***malokarpatský zlom***. Je to poklesový zlom mladoneogénneho až kvartérneho veku. Priečne zlomové systémy smeru SZ – JV členia najmä južnú časť Pezinských Karpát, kde podmieňujú existenciu výrazných priečnych depresií – prielomov, v geomorfologickej terminológii nazývaných „brány“. Široká Karnuntská brána tvorí južnú hranicu a oddeľuje Pezinské Karpaty od Litavských vrchov (a zároveň aj Západné Karpaty od Východných Álp). Devínskou bránou tečie v súčasnosti Dunaj, Lamačská brána sledujúca ***lamačské zlomy*** sa nachádza na území Bratislavy. Existencia ďalšieho priečneho, tzv. ***cajlanského zlomu*** medzi Pezinkom a Pernekom bola však spochybnená (Polák a Rak, 1982).

Kryštalinikum tatrika

Na geologickej stavbe ***paleozoika – kryštalinika*** MK – sa podieľali geologické procesy troch Wilsonových cyklov, spolu prepojených pri formovaní západokarpatskej kôry. Hercýnsky cyklus bezprostredne nadväzuje na vývoj mladej, „nezrelej“ kadomskej kontinentálnej kôry. Po kolíznom zhrubnutí a delaminácii priamo počas formovania hercýnskej molasy prostredníctvom riftogenézy nastúpil alpínsky cyklus. Aj keď kryštalický fundament včítane granitoidov tvorí v súčasnej, dominujúcej alpínskej stavbe Západných Karpát relatívne minoritný komponent najmä z hľadiska plošného obrazu, svojím štruktúrnym autochtónnym, respektíve paraautochtónnym charakterom predstavuje určujúci fenomén stavby. Paleozoický vývoj kryštalického fundamentu Západných Karpát, a teda aj MK (hercýnsky tektonicky nediferencovaného) prebiehal najpravdepodobnejšie porovnateľne s vývojom stabilných oblastí Európy (Centrálny masív a Český masív), pričom hercýnsky orogén v Európe sa dnes spája s kolíznymi procesmi typu kontinent-kontinent a výraznými horizontálnymi posunmi (Badham, 1982; Matte, 1986, 1991; Burg et al., 1989; Franke, 1992; Franke et al., 1995). Obdobný vývoj sa predpokladá aj v prípade kryštalického fundamentu alpsko-karpatskej oblasti (Neubauer a von Raumer, 1993; Stampfli, 1996; Plašienka et al., 1997b; Petrík a Kohút, 1997). Pri kolízii dvoch veľkých kontinentálnych platní – Gondwany a Baltiky (Laurázia) – došlo k uzavretiu oceánskych domén a ku kolízii viacerých menších kontinentálnych fragmentov derivovaných zo severného okraja Gondwany. Paleozoickú históriu kryštalinika Západných Karpát môžeme v súlade s vývojom stabilných oblastí Európy rozdeliť na tri geodynamické štádiá:

a) eohercýnske obdobie (kambrium – silúr). Predstavuje predkolízne obdobie, v ktorom sa „mladá kadomská kontinentálna kôra“ na severnom okraji Gondwany fragmentovala za vzniku menších oceánskych bazénov (kambrium – ordovik). Tie boli následne v silúre pohltené subdukciami a amalgamované. Predpokladáme, že v Západných Karpatoch v tomto období vznikol tzv. leptynitovo-amfibolitový komplex (LAC) v zmysle Hovorku et al. (1994), ako aj metamorfovaný vulkanicko-sedimentárny komplex a granitoidné prekurzory dnešných ortorúl typu S (Petrík a Kohút, 1997; Poller et al., 2000). V Malých Karpatoch sem môžeme zaradiť sedimentáciu psefiticko-pelitických sedimentov, ktoré sa metamorfovali na rulovité horniny spodnej stavby.

b) mezohercýnske obdobie (devón – starší karbón). Charakterizujú ho vlastné kolízne procesy s tvorbou kôrových príkrovov a intrúziami kolíznych, najmä peraluminóznych granitov. V rámci Západných Karpát sem zaraďujeme harmónsku a perneckú sériu, komplex Prednej hole a komplex Jánovho grúňa, ako aj vulkanicko-sedimentárny komplex Hlavinky. Z granitoidov sem patria najmä normálne synkolízne granity typu S tatrika a veporika. V MK sem môžeme zaradiť vznik vulkanicko-sedimentárnej **harmónskej** a **perneckej** série, ktoré predstavujú vrchnú litostratigrafickú stavbu fundamentu Západných Karpát, ich progresívnu metamorfózu (pred zhruba 365 – 355 mil. r.), ako aj intrúzie bežných muskoviticko-biotitických granodioritov až granitov (asi 350 – 340 mil. r.).

c) neohercýnske obdobie (vrchný karbón – perm). Je späté s kolapsom orogénu po kolíznom zhrubnutí kôry v dôsledku litosférickej delaminácie, respektíve oddelenia litosférického koreňa *(slab breakoff)*, keď „vystúpili" plášťové hmoty a tým sa preteplila stenčená kôra a tavili sa granity typu I. V období permu sa zmenila kompresná tektonika na transpresnú až extenznú, pokračovalo „odstrešenie" fundamentu, do oslabených zón intrudovali peraluminózne granity typu S, ale aj alkalické – anorogénne – granity typu A. Formovali sa molasové bazény, v ktorých skončil materiál erodovaný z nadložia, ako aj vrchných častí samotných granitových masívov. V perme boli horninové komplexy kryštalinika exhumované – vyzdvihnuté. Sformoval sa erodovaný paleopovrch, na ktorý sedimentovali bazálne členy mezozoickej obalovej sekvencie.

Staršie paleozoikum kryštalinika MK je budované komplexom sedimentárnych a vulkanických hornín premenených vo fácii nízko- až strednostupňovej metamorfózy. Granity na študovanom území sú súčasťou bratislavského príkrovu, tvoriac telesá bratislavského, modranského a staromestského masívu. Kryštalické bridlice MK vznikali pri regionálnej metamorfóze v nízkom stupni metamorfózy, v podmienkach biotitovej, resp. biotitovo-granátovej zóny (Dyda, 1979; Korikovskij et al., 1984; Krist et al., 1992) počas 387 ± 38 mil. r. (Bagdasarjan et al., 1983). Bridlice boli vzápätí kontaktne metamorfované intrudujúcimi granitmi. Tektonická porušenosť periplutonického obalu je argumentom v prospech variskej a alpínskej fragmentácie metamorfného obalu (Dyda, 1999).

Fundament bratislavského príkrovu

Kryštalinický fundament pozostávajúci zo stredno- až nízkostupňových metamorfitov a telies variských plutonitov sa do dnešnej podoby sformoval najmä počas variských tektonometamorfných udalostí. Alpínske orogenetické procesy síce do značnej miery ovplyvnili veľkorozmerovú stavbu predalpínskych komplexov a redistribuovali ich vzájomné vzťahy, no do štruktúry mezo- a mikrookrskov zasiahli len minimálne (okrem úzkych lokalizovaných strižných zón). Napriek tomu je však stavba fundamentu zložitá, pretože sú tu odkryté rôzne štruktúrne a metamorfné úrovne kryštalinika.

Staropaleozoické, varisky metamorfované vulkanicko-sedimentárne komplexy sa v Pezinských Karpatoch v minulosti označovali ako „pezinsko-pernecké kryštalinikum (séria)". Jeho najmladšia, slabšie metamorfovaná a litologicky pestrejšia časť východne od Modry je známa ako „harmónska séria". V súčasnosti sa tieto komplexy rozdeľujú na niekoľko litotektonických jednotiek (Ivan et al., 2001; Putiš et al., 2004; Ivan a Méres, 2006).

Pezinská jednotka (skupina) pozostáva z tisícky metrov hrubého, pravdepodobne silúrsko-devónskeho monotónneho súboru pôvodne flyšových – piesčitých a ílovitých (drobových) – sedimentov premenených na kremité svorové ruly a biotitické fylity. Ruly sú v plášti bratislavského masívu lokálne migmatitizované, smerom nahor metamorfná premena klesá. Vyššie časti sú litologicky pestrejšie, obsahujú polohy grafitických bridlíc a kvarcitov a telesá vnútroplatňových bázických vulkanitov – hyaloklastitových a mandľovcových bazaltov a ich tufov. V najvyšších častiach („harmónska séria") sa lokálne vyskytujú aj tmavosivé vápence s krinoidmi (staršie nálezy tentakulitov sa neskôr nepotvrdili) spodnokarbónskeho veku.

Pernecká jednotka (skupina) má oceánsky charakter a je pravdepodobne devónsko-spodnokarbónskeho veku. Je to vulkanicko-sedimentárna sukcesia, varisky metamorfovaná vo fácii zelených bridlíc. Pozostáva z rozčlenených ofiolitov – metagabier a gabrodioritov, metabazaltov a ich tufov (albiticko-epidotické amfibolity a chloritické a aktinolitické bridlice), pelagickej sekvencie čiernych grafitických bridlíc a kvarcitov (pôvodne hlbokovodných silicitov – lyditov), na ktoré sa viaže exhalačno-sedimentárne pyritovo-pyrotínové zrudnenie a mladšie hydrotermálne antimonitovo-sulfidické zrudnenie, ktoré sa v minulosti ťažili pri Cajle a Perneku (tzv. rudné, či produktívne kryštalinikum).

Predpokladá sa, že sa uskutočnilo starovariské – predvisénske – príkrovové zblíženie pezinskej a perneckej jednotky, a to ešte pred metamorfózou a intrúziou bratislavského granitoidného masívu (Putiš, 1987, 1992, 1994). Aj neskôr „pezinsko-pernecké kryštalinikum" postihli výrazné mladovariské transpresné deformácie. Ich výsledkom je strmá vejárovitá vrásová stavba komplexov fundamentu orientovaná v smere SZ – JV, ktorá výrazne modifikuje aj príkrovový styk oboch variských jednotiek. Alpínsky bola táto stavba postihnutá už len málo, a to najmä v čele bratislavského príkrovu a v blízkosti modranskej násunovej strižnej zóny v Hrubej doline. Ostatné časti v plášti bratislavského masívu (Devín – Marianka) a v oblasti Harmónie

a „dolianskeho kryštalinika“ orešianskej jednotky majú predalpínsku stavbu orientovanú v smere JZ – SV, miestami zvýraznenú vrásami s klivážou osovej roviny.

Metamorfóza staropaleozoických sukcesií bratislavského príkrovu má typický variský nízko- až strednotlakový (350 – 500 MPa) a stredno- až vyššieteplotný trend (do 600 °C) biotitovej, biotitovo-granátovej, staurolitovo-chloritovej, staurolitovo-sillimanitovej a miestami až sillimanitovo-andaluzitovej zóny v exokontakte bratislavských granitoidov (Korikovskij et al., 1984, 1985). Podľa starších, dosť nepresných rádiometrických Rb-Sr datovaní je táto metamorfóza starovariská – 387 ± 38 mil. r. Podstatné časti perneckej sukcesie sú metamorfované len v prostredí biotitovej až granátovej zóny.

Do staropaleozoického metamorfného plášťa fundamentu bratislavského príkrovu sa počas variskej orogenézy umiestnili dva veľké granitoidné masívy. *Bratislavský masív* v južnej časti preniká do hornín pezinskej sukcesie a obsahuje početné xenolity a utopené kryhy plášťa. Tvoria ho leukokratné granity typu S a monzogranity s hojnými žilami pegmatitov a aplitov (Cambel a Vilinovič, 1987). Vek intrúzie je okolo 355 mil. r. (Kohút et al., 2009).

Modranský masív v severnej časti MK tvoria granodiority až tonality s afinitou k typu I, ktoré intrudovali do vyšších štruktúrnych úrovní ako bratislavský masív, väčšinou do hornín perneckej sukcesie. Prejavuje sa to aj kontaktnými dvormi škvrnitých a plodových bridlíc s andaluzitom a kordieritom (pri vyše 600 °C okolo 200 MPa, t. j. 7 – 8 km). Karbonáty „harmónskej série“ sú miestami zmenené na erlany. Modranský masív je mladší ako bratislavský, intrudoval okolo 347 mil. r. (Kohút et al., 2009).

Mezozoické komplexy tatrika

V zmysle členenia predpaleogénnych a popríkrovových jednotiek vnútorných Západných Karpát (Andrusov, Bystrický a Fusán, 1973) sú na území MK vyčlenené nasledujúce tektonické a litostratigrafické jednotky.

Tatrikum buduje najväčšiu časť územia MK. Tatrikum MK, na rozdiel od ostatných jadrových pohorí, sa však člení na celú sústavu čiastkových príkrovových jednotiek zahŕňajúcich tak predalpínsky fundament, ako aj viacero mezozoických sukcesií, často zásadne odlišných (Plašienka et al., 1991). Podľa vystupovania sa čiastkové tatrické jednotky členia na dve skupiny. Subautochtónne jednotky vystupujú v najnižšej štruktúrnej pozícii odkrytej tektonickej stavby (teda relatívne autochtónne vo vzťahu k tektonickému nadložiu, ich vzťah k prípadným, tektonicky ešte nižším jednotkám však nie je známy). Také sú **borinská jednotka** a **orešianska jednotka.** Vyššiu a veľkú alochtónnu jednotku nazývame **bratislavský príkrov.**

Borinská jednotka vystupuje na sz. svahoch a predhorí MK od Lamača a Záhorskej Bystrice na SV, najmä však v širokom pruhu medzi Borinkou a Pernekom. Na povrchu ju temer výlučne tvoria jurské anchimetamorfované uloženiny hrubé až okolo 1 500 m, zaraďované do *borinskej sukcesie (skupiny).* Vzhľadom na najnižšiu štruktúrnu pozíciu v rámci tatrika a na litostratigrafický obsah, ktorý je odlišný od všetkých ostatných jurských sukcesií Západných Karpát, sa borinská jednotka zaraďuje do infratatrika (Plašienka et al., 1997).

Borinská skupina väčšinou pozostáva z klastických až hruboklastických jurských sedimentov, ktoré sa rozdeľujú na päť hlavných súvrství. Korenecké, marianske a slepianske súvrstvie vystupujú najmä v sz. častiach borinskej jednotky. Tvoria ich zväčša jemnozrnnejšie resedimenty vonkajších častí hlbokomorských náplavových vejárov a hemipelagity osových častí panvy. Prepadlianske a somárske súvrstvie v jv. časti jednotky sú tvorené prevažne hruboklastickými, často chaotickými komplexmi marginálnej časti jurskej borinskej panvy (Plašienka, 1987). *Korenecké súvrstvie* tvorí až 800 metrov hrubý komplex sivých škvrnitých hemipelagických slieňovcov, miestami silicifikovaných (spongolity) a gradačne zvrstvených turbiditových siliciklastických pieskovcov a piesčitých vápencov pravdepodobne strednoliasového veku. Turbiditový komplex je poprekladaný sklzovými telesami borinských vápencov a karbonatických brekcií zasahujúcich z prepadlianskeho súvrstvia. Tie nesú viacero megaolistolitov triasových karbonátov, ako je napr. pajštúnska hradná skala (tab. IV).

Korenecké súvrstvie sa smerom na JV laterálne „prstovito“ zastupuje s *prepadlianskym súvrstvím* (200 až 400 m). Jeho hlavnou zložkou je známy *borinský (ballensteinsky, pajštúnsky) vápenec*. Sú to sivé masívne až lavicovité, ale často laminované vápence s rôzne veľkými ostrohrannými „plávajúcimi“ úlomkami triasových karbonátov koncentrovanými do viacerých nepravidelných polôh (tab. IV, obr. 2, 3). Vo vrchných častiach borinských vápencov pribúdajú klasty hornín fundamentu a prechádzajú do polymiktných brekcií somárskeho súvrstvia.

Marianske súvrstvie leží hlavne na koreneckom, len sčasti na prepadlianskom súvrství. Sú to najmä čierne slienité bridlice s grafitoidným pigmentom a hojným pyritom poukazujúcim na anoxické podmienky sedimentácie. Obsahujú doskovité polohy čiernych turbiditových krinoidovo-piesčitých vápencov a v minulosti aj pokusne ťažených manganolitov (tab. IV, obr. 7). Pruh marianskeho súvrstvia lemuje sz. okraj výstupov borinskej jednotky, kde dosahuje hrúbku až 500 m. V druhej polovici 19. storočia sa pri ťažbe bridlíc v Marianke našli odtlačky deformovaných amonitov poukazujúce na vrchnoliasový, toarkský vek marianskeho súvrstvia (cf. Rakús, 1994). Jeho vyššie časti sú však už asi strednojurské – batské (Plašienka et al., 1989).

V severnej časti borinskej jednotky východne od Jablonového sa s marianskym súvrstvím sčasti laterálne zastupuje a sčasti leží nad ním kalciturbiditové slepianske súvrstvie. Tvoria ho sivé, často silicifikované slieňovce a resedimentované klastické vápence – kalkarenity (tab. IV, obr. 8). Asociácie mikroorganizmov v bioklastických kalciturbiditoch (najmä machoviek) poukazujú s veľkou pravdepodobnosťou už na vrchnojurský vek slepianskeho súvrstvia (Zágoršek, ústna informácia).

Juhovýchodné časti koreneckého, marianskeho i slepianskeho súvrstvia sa laterálne prstovito zastupujú s marginálnym *somárskym súvrstvím* („brekcie Somára“) ležiacim hlavne na prepadlianskom súvrství. Podľa tejto pozície je somárske súvrstvie stredno- až vrchnojurského veku. Pozostáva z komplexu hrubého asi 500 m, zloženého z aspoň šiestich, až 100 m hrubých telies chaotických polymiktných brekcií (tab. IV, obr. 5, 6). Telesá majú na báze sklzové polohy intra- aj extraklastových vápencov a pieskovcov, nadložné brekcie majú podpornú štruktúru klastov a často vôbec žiadny matrix. Sú to mixtity – neorganizované, gravitačne resedimentované sutiny (prizlomové *„scarp“* brekcie) zložené z úlomkov hornín od mikroskopických po megaolistolity dosahujúce v priemere desiatky metrov. Úplne prevládajú klasty hornín nízkostupňového kryštalinika podobného fundamentu bratislavského príkrovu: rozličné typy fylitov, aktinolitických bridlíc a amfibolitov, vo vyšších častiach sa však objavujú aj granitoidy a ruly. Olistolity pozostávajú zo spodnotriasových kremencov, strednotriasových karbonátov a hornín fundamentu.

Borinská jednotka vystupuje v tektonickom polokne spod rozsiahleho bratislavského príkrovu fundamentu. Násunová plocha šikmo utína súvrstvia podložnej borinskej jednotky. Vo vyšších štruktúrnych úrovniach čelo bratislavského príkrovu prekrýva mladšie súvrstvia borinskej sukcesie (západne od Limbachu somárske, pri Perneku marianske a slepianske súvrstvie). V hlbších štruktúrnych úrovniach odkrytých v doline Prepadlé sú bratislavské granity nasunuté priamo na vrchné časti komplexu borinských vápencov. Násunovú plochu sklonenú mierne na JV tu sprevádza nonkoaxiálna duktilná *prepadlianska strižná zóna* hrubá pár desiatok metrov. Vápence sú silne deformované až na kalcitové mylonity a majú penetračnú deformačnú stavbu spojenú so vznikom nízkometamorfnej foliácie paralelnej s násunovou zónou a lineácie roztiahnutia sklonenej na JV (Plašienka, 1990). Orientácia lineácie určuje smer tektonického transportu. Jeho zmysel je daný kinematickými indikátormi poukazujúcimi na pohyb alochtónu z JV na SZ. Anchizonálna metamorfóza je v strižnej zóne intenzívnejšia, smerom od nej klesá, a to aj do štruktúrneho podložia, je teda inverzná (Plašienka et al., 1993). V granitoidoch bezprostredného nadložia násunovej plochy prevládajú krehké tektonity – rozličné typy kataklazitov až po krehkoduktilné protomylonity S – C (Putiš, 1991). Deformácia a metamorfóza je pravdepodobne vrchnosenónskeho veku (Putiš et al., 2009).

Orešianska jednotka má identický subautochtónny charakter ako borinská jednotka, a to s tým rozdielom, že má jasne definovaný vzťah k podložným litostratigrafickým jednotkám. Jursko-kriedové komplexy orešianskej sekvencie vystupujú v sv. časti MK od obce Píla až po Horné Orešany. Podložie tvorí väčšinou spodnotriasové lúžňanské súvrstvie, nadložie je takmer vždy tektonické, kryštalický fundament tak modranského, ako aj sčasti bratislavského príkrovu.

Vrstvový sled orešianskej sekvencie má najmä v jurských sekvenciách výrazné špecifické znaky, ktoré ju odlišujú od ostatných sekvencií tatrických komplexov MK, ale aj v rámci celých Západných Karpát. Bazálne časti pozostávajú z brekciovitých vápencov borinského typu, dolomitov a biodetritických a piesčitých vápencov. V nadloží vystupuje súvrstvie Slepého. Tvorí ho súbor svetlých kalkarenitov, kalcisiltitov a rohovcových vápencov. Súvrstvie dosahuje hrúbku až 300 m, vek je doger. Nadložné súvrstvie tvoria najmä tmavé slieňovce a čierne biodetritické vápence s častými čiernymi rohovcami a vložkami turbiditov tvorených čiernymi piesčito-krinoidovými rohovcovými vápencami (Plašienka, 1989). Vekovo zodpovedajú vrchnej jure až spodnej kriede. Vyššie časti tvorí lučivnianske súvrstvie beriasu – hoterivu. V jeho nadloží vystupuje solírovské súvrstvie tvorené biodetritickými vápencami barému – spodného aptu. Vrstvový sled sa končí flyšoidným porubským súvrstvím albu – cenomanu.

Bratislavský príkrov

Bratislavský príkrov je frontálna, výrazne alochtónna časť vrchnokôrovej superjednotky tatrika s. s. Zaberá plošne najväčšiu časť MK a je zložený z veľmi pestrých komplexov tak predalpínskeho fundamentu (pozri predchádzajúci text), ako aj jeho mezozoického sedimentárneho pokryvu.

Mezozoický sedimentárny pokryv

Obalové sedimentárne sledy sú v bratislavskom príkrove zachované na viacerých, sčasti oddelených miestach, pričom sa navzájom dosť líšia. Predriftové permsko-triasové komplexy boli počas spodnojurského riftingu hlboko, miestami až úplne erodované, a preto sú zachované len rudimentárne. Jursko-spodnokriedové sledy vystupujú na sz. periférii bratislavského fundamentu a zaraďujeme ich do štyroch samostatných sukcesií: **devínskej**, **kuchynskej**, **kadlubskej** a **solírovskej** (Plašienka et al., 1991).

Mladopaleozoické sedimenty sú v MK tvorené len lokálnymi, nepravidelne hrubými (max. 20 m), asi vrchnopermskými nezrelými terestrickými klastikami *devínskeho súvrstvia* (Vozárová a Vozár, 1988). Tvoria ho brekciovité zlepence, hrubozrnné arkózy a drobové pieskovce, ktorých zloženie indikuje pôvod klastického materiálu z bezprostredného podložia. V Hainburských vrchoch boli opísané aj kyslé vulkanity – ryolity („porfyroidy").

Spodnostriasové klastiká, ako všade inde v tatriku, pozostávajú z pieskovcového *lúžňanského* a bridličnatého *verfénskeho súvrstvia*, pričom najmä to druhé často chýba. Lúžňanské kremence v hrúbke maximálne 200 m budujú napr. hrebeň Devínskej Kobyly a vystupujú aj v rámci modranského čiastkového príkrovu v Hrubej doline pri Pezinku-Cajle. V druhotných výskytoch sa vyskytujú vo forme klastov až megaolistolitov v brekciách Somára a ojedinele aj v bádenských zlepencoch devínskonovoveského súvrstvia.

Strednotriasové karbonáty, hoci sú zachované rudimentárne, sa vyznačujú značnou pestrosťou fácií. V pôvodnej pozícii sa hrubšie strednotriasové karbonátové komplexy vyskytujú len v Devínskych Karpatoch a Hainburských vrchoch (až okolo 500 m), kde sú miestami prítomné aj vápence s dasykladálnymi riasami a krinoidovým detritom (Mišík, 1986). Boli opísané aj synsedimentárne, seizmicky generované deformačné štruktúry (tsunamity). Celkove možno karbonátové komplexy korelovať s gutensteinským a ramsauským súvrstvím.

Vrchnotriasové a spodnoliasové horniny v MK nie sú známe ani z primárnych, a s podstatnej časti ani zo sekundárnych výskytov. Je pravdepodobné, že sedimenty daného časového úseku sa tu pôvodne usadili a boli neskôr erodované počas spodnojurského riftingu. Jediný vekovo dokázateľný klast rétskeho lumachelového vápenca sa našiel v liasových extraklastových vápencoch devínskeho hradného brala (Kochanová et al., 1967).

Devínska sukcesia

Sled devínskej sukcesie je skonštruovaný z viacerých izolovaných odkryvov v oblasti devínskej hradnej skaly, opustených lomov na západných svahoch Devínskej Kobyly a brala Slovinec pri Devínskej Novej Vsi. Ich vzájomné prepojenie je na povrchu prekryté transgresívnymi miocénnymi sedimentmi.

Najstaršie sedimenty jursko-kriedovej devínskej sukcesie sú extraklastové brekciovité vápence, ktoré vypĺňajú nerovnosti a tvoria neptunické žily v podložných strednotriasových karbonátoch (Koutek a Zoubek, 1936). V okolí Devína sa v nich vyskytujú úlomky hematitických a fosfatických hornín (často fosfatizovaných arietidných amonitov a rybích a žraločích zubov), zrejme deštruované staršie liasové hardgroundy. Početné belemnity a brachiopódy poukazujú na toarksko-álenský vek tejto „plešskej brekcie" (Michalík et al., 1994). Ich nadväznosť na mladšie členy nie je odkrytá.

Strednojurský až spodnokriedový hlbokovodný pelagický sled devínskej sukcesie je v obrátenej pozícii obnažený na brale Slovinec pod Sandbergom. Pozostáva z béžových a sivých bridličnatých slienitých a kremitých vápencov prechádzajúcich do silicitov. Nasledujú červenkasté hľuznaté vápence kimeridžu, biele lavicovité kalpionelové vápence titónu až beriasu a potom svetlosivé doskovité rohovcové vápence (*lučivnianske súvrstvie*). Priamo v Devínskej Novej Vsi v záreze cesty vystupujú sivozelené slienité piesčité bridlice, ktoré priraďujeme k albsko-cenomanskému *porubskému súvrstviu*.

Devínska sukcesia a podložné triasové horniny vystupujú v spodnom ramene a jadre veľkej ležatej vrásy vyvinutej v čele bratislavského príkrovu. Styk s podložnou borinskou jednotkou vidieť v záreze železnice medzi závodom Technické sklo a bývalou Štokeravskou vápenkou, kde sú slieňovce a piesčité vápence koreneckého súvrstvia prekryté karbonatickými tektonickými brekciami vyvinutými na báze presunutej devínskej jednotky.

Kuchynská sukcesia

Kuchynská sukcesia tvorí obal fundamentu sz. časti bratislavského príkrovu medzi Pernekom a Kuchyňou a ďalej na SV v doline Vývrat pod Vysokou pri Morave. Jej špecifikom je, že jurské členy ležia primárne väčšinou priamo na kryštalinickom substráte, len ojedinele sa zachovali zvyšky spodnotriasových kremencov. Na báze sa vyskytujú nesúvislé telesá plytkovodných liasových sedimentov (*dudziniecke súvrstvie* podľa Michalíka et al., 1994) – vápence borinského typu, extraklastové karbonátové brekcie, vápence s ostrohrannými klastami podložných hornín fundamentu, pieskovce, piesčité a biodetritické vápence s brachiopódovými alebo belemnitovými lumachelami (*plešská brekcia* vrchnoliasového veku – Michalík et al., 1994). Časté sú vápencové neptunické žily vypĺňajúce rozsadliny v kryštalinickom substráte hlboké až niekoľko desiatok metrov.

Súvislý sled kuchynskej sukcesie sa začína toarksko-spodnodogerskými tmavými slienitými bridlicami, vyššie sa objavujú spongolity. Plynule z podložia sa vyvíja ždiarske súvrstvie, reprezentované sivými, žltými a červenými rádioláriovými vápencami a rádiolaritmi. Vekove zodpovedajú dogeru – oxfordu. Najvyššiu juru

a spodnú kriedu reprezentuje *lučivnianske súvrstvie* svetlých doskovitých rohovcových vápencov. Pre jeho vrchné časti sú však charakteristické početné vložky alodapických bioklastických vápencov (*starohlavské súvrstvie* – Michalík et al., 1993, 1994). Vyššie nasledujú škvrnité kremité a slienité vápence aptu a spodného albu, nad ktorými sa nachádza veľké teleso hyaloklastitových bazanitových láv (*vývratská formácia* – Hovorka a Spišiak, 1990). Sled sa končí flyšovým *porubským súvrstvím*. Na Soľnom vrchu pod Vysokou pri Morave sa v ňom nachádza malá šošovka hrubozrnných zlepencov s dokonale zaoblenými obliakmi silne premenených granitov s priemerom až 30 cm.

Kadlubská sukcesia

Kadlubská sukcesia vystupuje na plošne malom území okolo opustenej horárne Kadlubek na južnom úpätí vrchu Jelenec (Geldek). Je to však významná sukcesia v typickom prahovom vývoji s kondenzovaným sledom plnom hiátov, neptunických žíl a hardgroundov (Michalík et al., 1994). Tak ako v ostatných sukcesiách bratislavského príkrovu, celkové vrchnoliasové ponorenie je zaznamenané toarkským kondenzovaným horizontom s hematitovými krustami prekrývajúcimi šošovky plytkovodných strednoliasových vápencov. Vyššie sedimentovali prahové kondenzované pestré biodetritické vápence, tvoriace aj časť výplne početných neptunických žíl prenikajúcich do podložných gutensteinských karbonátov. V najvyššej jure sa začali usadzovať pelagické kondenzované *oberalmské vápence*, napriek malej hrúbke siahajúce pravdepodobne až do spodného albu. Najmladšie je opäť *porubské súvrstvie*, v tomto prípade temer bez pieskovcov.

Solírovská sukcesia

Solírovská sukcesia je z väčšej časti odlepená od svojho fundamentu a svojimi strednojurskými členmi spočíva v príkrovovej pozícii na orešianskej jednotke v hornej časti doliny toku Parná. Je to opäť hlbokovodná pelagická sukcesia, ktorej bázu tvoria strednojurské sivé slienité bridlice s doskami alodapických krinoidových vápencov prechádzajúce do béžových a ružových silicitov – rádiolaritov (*žďiarske súvrstvie*). Potom nasleduje vápencový komplex so sivými hľuznatými vápencami kimeridžu, lavicovitými a doskovitými rohovcovými vápencami titónu a neokómu (*lučivnianske súvrstvie*) a piesčitými siliciklasticko-biodetritickými resedimentovanými vápencami barému – spodného aptu (*solírovské súvrstvie* – Jablonský et al., 1993). Nasledujú škvrnité slieňovce s telieskami hyalobazanitov a flyšové *porubské súvrstvie*.

Solírovská sukcesia je podobne ako podložná orešianska sukcesia zošupinovatená a tvorí dva opakujúce sa sledy nad sebou. Transpresiu sprevádzalo aj mezoskopické vrásnenie na sústavu zovretých juhovergentných asymetrických vrás s osami v smere JZ – SV. Podobne ako ostatné jursko-kriedové sukcesie bratislavského príkrovu je však len veľmi slabo metamorfovaná, vrchné členy sú už prakticky nemetamorfované.

Fatrikum

Fatrikum buduje v Malých Karpatoch podstatnú časť územia Kuchynskej hornatiny, jz. časť Bielych hôr a Smolenickú vrchovinu.

Fatrikum (Andrusov, Bystrický a Fusán, 1973) predstavuje v tektonickej stavbe Západných Karpát sústavu pripovrchových príkrovov ležiacich v tektonickom nadloží tatrika. V rámci fatrika boli vyčlenené formácie obsahujúce hlbokovodné sedimenty v strednej a vrchnej jure, čiastočne v spodnej kriede, ktoré Maheľ (1964) označil názvom zliechovská faciálna oblasť krížňanského príkrovu. V oblasti MK v rámci krížňanského príkrovu vyčlenil Maheľ (1959) samostatnú vysockú sériu. Na základe prítomnosti plytkovodných sedimentov predovšetkým strednej jury s čiastočne odlišným vývojom spodnej kriedy ju charakterizoval ako formáciu kordilérového typu. Neskôr Andrusov (1965) definoval vysockú sériu ako samostatný čiastkový vysocký príkrov ležiaci v podloží zliechovského (krížňanského) príkrovu.

Podstatnú časť fatrika MK budujú sedimenty vysockého príkrovu. Krížňanský príkrov s. s. (zliechovský) vystupuje len v obmedzenom rozsahu v sv. časti pohoria vo forme niekoľkých tektonických trosiek. Vrstvové sledy fatrika prebiehajú v pruhu širokom zhruba 2 – 4 km od obce Kuchyňa sv. smerom cez Prístodolok, Vysokú pri Morave, Skalku, Dlhý vrch, Majdanské, Jahodník, Driny až po Smolenice.

Litostratigrafický obsah vysockého príkrovu zodpovedá rozsahu stredný trias až cenoman. Spodné časti príkrovu tvoria typické vysocké vápence aniského veku s nadložnými ladinskými ramsauskými dolomitmi. Charakteristický je mohutný vývoj karpatského keuperu vo vývoji pestrých ílovcov, dolomitov a kremencov norika. Najvyšší trias je v klasickom vývoji čiernych biodetritických a lumachelových, často koralových vápencov a slieňovcov.

Jursko-spodnokriedová vysocká sekvencia je prototypom plytkovodnejších prahových sekvencií fatrika. V spodnej časti sa nachádza súvrstvie tmavých piesčitých bridlíc hetanžského veku hrubé asi 100 m. Nad-

ložné pestré piesčité krinoidové vápence prechádzajú do hľuznatých vápencov adnetského, resp. prístodolského súvrstvia vrchnoliasového veku (Koša, 1998). Nasledujú dogerské tmavé slienité a kremité bridlice, silicity a kremité vápence, miestami aj tenké polohy oxfordských rádiolaritov, ktoré tvoria polohy v červených hľuznatých vápencoch vrchnojurského veku. Spodnokriedový sled reprezentujú masívne rohovcové a brekciovité vápence (padlovodské súvrstvie), bridličnaté slienité rohovcové vápence (hlbočské súvrstvie) a bioklastické vápence (barémsko-aptské bohatské súvrstvie) – cf. Plašienka et al. (1991). Albsko-cenomanské porubské súvrstvie tvoria najmä silicifikované slieňovce, len v najvyšších polohách sa objavujú vložky turbiditových pieskovcov.

Zliechovský príkrov (krížňanský príkrov s. s.)

Zliechovský príkrov vystupuje len v obmedzenom rozsahu v severnej časti MK v oblasti Majdanského medzi dolinou Bohatá a Lošoncom vo forme niekoľkých tektonických zvyškov. Zastupujú ho len jurské a spodnokriedové litostratigrafické jednotky.

Najviac charakteristické je allgäuské súvrstvie (fleckenmergel). Tvoria ho tmavosivé slienité škvrnité vápence a slienité bridlice lotarinského veku, ktoré prechádzajú do kremitého fleckenmergelu álenu. Strednú juru zastupuje ždiarske súvrstvie, vrchnú jaseninské a osnické súvrstvie. Spodnokriedové litostratigrafické členy zastupuje mraznické súvrstvie tvorené slienitými bridličnatými vápencami a slienitými bridlicami beriasu – hoterivu.

Hronikum

Veterlínsky príkrov sa v súčasnosti chápe v zmysle prác Havrilu (1993, 2004, 2008, in Plašienka et al., 1997, in Kováč a Havrila, 1998, in Havrila a Boorová, 2002), t. j. považuje sa za jeden z čiastkových príkrovov hronika. Za jeho súčasť sa považujú aj mladopaleozoické horniny permu a karbónu. Takéto chápanie jeho obsahovej náplne a jeho príslušnosti k vyššej tektonickej jednotke je v značnej zhode s predstavami Maheľa (1959, 1961a, b, in Maheľ et al., 1967). V sukcesii príkrovov vystupujúcich v MK zaberá veterlínsky príkrov pozíciu najmä nad vysockým a sčasti aj nad zliechovským príkrovom fatrika, pričom leží na báze telesa hronika, teda je najspodnejším čiastkovým príkrovom hronika, ktorý tu vystupuje na povrch. Nad ním leží havranický príkrov, ktorý sa v súčasnej terminológii pod názvom havranická kryha považského príkrovu hronika považuje za súčasť považského príkrovu. Ten sa v dôsledku neogénnej tektoniky pri vzniku jadrových pohorí rozpadol na súčasné izolované kryhy.

Vrchná krieda – paleogén

V brezovskej skupine senónu sú zastúpené vápence Vápenkovej skaly (organodetritické piesčité vápence a drobnozrnné zlepence veku kampán – ?mástricht).

V najvyššej časti dánu a v spodnom tanete sa na karbonátovej platforme usadili plytkovodné organogénne rifové „kambühelské“ vápence myjavsko-hričovskej skupiny.

Pravdepodobne v najvyššej časti ?vrchnej kriedy až paleocénu? sedimentovali predtransgresívne sedimenty malokarpatskej skupiny (bartalovská brekcia, karbonátové brekcie a balvanovité až strednozrnné karbonátové zlepence).

Sedimenty malokarpatskej skupiny paleogénu Bukovskej brázdy vystupujúce v nadloží hronika sú zastúpené transgresívnymi klastickými a plytkomorskými litofáciami súvrstvia Jelenej hory (?spodný ilerd – vrchný kuis) a hemipelagickými sedimentmi bukovského súvrstvia (vrchný kuis – lutét) a hrabníckeho súvrstvia kišcelského veku.

Neogén

Z neogénnych sedimentov sa na geologickej stavbe MK podieľajú egenburské až sarmatské sedimenty.

Egenburské až karpatské usadeniny sa nachádzajú na severnom okraji pohoria. Zastupujú ich podbrančské zlepence, planinské súvrstvie a jablonické zlepence. Bádenské až sarmatské sedimenty vystupujú na východnom a západnom okraji MK a reprezentujú okrajové vývoje neogénnych sedimentov Dunajskej a Viedenskej panvy. Na východnom okraji MK ich zastupujú sedimenty špačinského, báhonského a vrábeľského súvrstvia. Na západnom okraji pohoria sa nachádzajú usadeniny devínskonovoveského, studienčanského, holíčskeho a skalického súvrstvia.

Kvartér

Územie regiónu MK, no najmä priľahlých okrajov Viedenskej a Podunajskej panvy pokrývajú kvartérne uloženiny rôznorodých genetických typov v nerovnomernom vývoji a nerovnomernej zachovanej hrúbke. Z genetického hľadiska majú v pohorí plošne aj objemovo najväčšie rozšírenie rozličné variety deluviálnych sedimentov, stratigraficky zaraďovaných do obdobia vrchného pleistocénu až holocénu, a ich prechodné deluviálno-proluviálne a deluviálno-fluviálne kombinácie.

Z hľadiska objemu hmoty nasledujú stratigraficky významné fluviálne sedimenty dolinných nív a terás zachované pozdĺž priľahlých úsekov tokov Moravy a Dunaja a proluviálne sedimenty terasovaných náplavových kužeľov malokarpatských tokov, paralelne vyvinutých pozdĺž západného a východného úpätia pohoria. Ich spoločné stratigrafické rozpätie reprezentuje obdobie od spodného pleistocénu až po holocén.

Na územie zasahujú aj výskyty eolických sedimentov vrchnopleistocénneho veku, zo západnej strany v podobe naviatych pieskov a z východnej strany v podobe spraší a ich derivátov, najmä sprašových hlín. Spraše a sprašové hliny sa výrazne podieľajú na zahladzovaní foriem iniciálneho reliéfu a často pokrývajú aj spomenuté fluviálne a proluviálne akumulácie.

Z lokálnych maloplošných výskytov sa v pohorí nachádzajú rezíduá chemogénno-organogénnych sedimentov v podobe sladkovodných vápencov (vrchný pleistocén – holocén), v nivách organogénne sedimenty reprezentované slatinnými rašelinami holocénneho veku a priebežne po obvode pohoria antropogénne skládky, haldy a násypy (subrecent – recent).

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Kryštalinikum

Prehľad výskumov kryštalinika MK do roku 1960 je uvedený vo vysvetlivkách ku generálnej mape 1 : 200 000 (Buday et al., 1962). Najstaršie geologické správy z tohto územia sú práce Fichtela (1780) a Beudanta (1822) a týkajú sa geologickej stavby Pezinských Karpát. Z hľadiska problematiky kryštalinika MK sú dôležité práce Richarza (1908) a Toborffyho (1916). Z medzivojnového obdobia je najdôležitejšia práca *Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 75 000, list Bratislava* od Koutka a Zoubka (1936a). Kryštalinikum MK v podstatnej miere terénne a laboratórne študoval Cambel (1954, 1976) so spolupracovníkmi (Cambel a Kupčo, 1952; Cambel a Valach, 1956). Z novších prác sú to najmä *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Wien – Bratislava* (Buday et al., 1962). Aj keď v roku 1972 bola z pohoria MK publikovaná mapa (prvá v mierke 1 : 50 000), kartografický obraz kryštalinika sa výraznejšie nezmenil. Príčinou bolo najmä prevzatie pôvodných máp Cambela, ako aj intenzívne zakrytie územia kvartérnymi sedimentmi. Novšie bolo územie kartograficky spracované na *Geologickej mape 1 : 25 000 Veľká Bratislava* (Vaškovský et al., 1988). V polovici 80. rokov sa v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave riešila úloha *Veľká Bratislava*. Výsledkom bola publikovaná mapa v mierke 1 : 25 000 (Vaškovský et al., 1988). Výsledky štruktúrneho výskumu granitických hornín sú publikované v prácach Marka a Uhera (1992) a Marka a Jureňu (1999). V súčasnosti Kohútová (2008) v diplomovej práci detailne zmapovala (mierka 1 : 10 000) metamorfity v oblasti Veľkej a Malej Bane, pričom identifikovala ich dvojklivážovú stavbu. Spresnený štruktúrny výskum s použitím AMS (anizotropie magnetickej susceptibility) potvrdil dvojklivážovú stavbu a jednoznačne kvantifikoval primárnu metamorfnú foliáciu v smere SZ – JV. Ide o nóvum v poznaní tejto časti MK (Kohútová et al., 2008, 2009). Moderným petrologickým a geochemickým spôsobom sú spracované granitoidné a metamorfované horniny v týchto prácach: Vilinovič (1981), Vilinovič a Petrík (1984), Cambel a Kuhn (1983), Korikovskij et al. (1984), Cambel a Vilinovič (1987), Ivan et al. (2001) a Broska et al. (2006). Datovaním hornín kryštalinika za pomoci Rb/Sr a K/Ar metódy sa zaoberali práce Bagdasaryana et al. (1982, 1983) a Kantora et al. (1987). V rámci štúdia granitoidov Západných Karpát (ZK) boli spracované aj vzorky z MK vrátane vzoriek z tohto územia (Cambel et al., 1982). Ojedinelé izotopové charakteristiky (Rb/Sr, Sm/Nd a O) granitov ZK zo študovaného územia možno nájsť v práci Kohúta et al. (1999) a Kohúta a Nabeleka (2008). Najnovšie predstavy o stavbe MK sú v práci Kohúta et al. (2008, 2009) a rovnako aj moderné datovanie granitických hornín (U-Th-Pb na zirkónoch) s využitím prístroja SHRIMP (Kohút et al., 2009).

Mezozoické komplexy tatrika

Medzi najstaršie práce so záznamom o mezozoických sekvenciách, ktoré pochádzajú z konca 19. a začiatku 20. storočia, patria práce Schaffera (1899) a Toulu (1901). Dovtedajšie syntézy sa opierali o poznatky zhrnuté v monografii Becka a Vettersa (1904), podávajúcej prvý podrobnejší obraz o stavbe južnej časti MK. Za prvú skutočnú monografiu, ktorá komplexne spracúva stavbu MK, možno však pokladať až prácu Koutka a Zoubka (1936a). Títo autori vcelku správne vyriešili aj otázku veku „ballensteinských“ vápencov v oblasti Devínskej Kobyly, o ktorých triasovom či liasovom veku sa dovtedy (ale aj neskôr) viedli polemiky. Dlhodobým problémom bola aj príslušnosť karbonátov pajštúnskej hradnej skaly. Sú to triasové vápence a dolomity gutensteinského súvrstvia, ktoré sú však obklopené evidentne jurskými sedimentmi (napr. brekciovité vápence s belemnitmi). Andrusov (1946) ich pokladal za trosku lokálneho príkrovu, Maheľ (1952) za jadro ležatej vrásy, za tektonické šupiny vyvlečené z podložia (Maheľ in Buday et al., 1962), za morfologické útvary predjurského podložia – klify a „falézy“ (Maheľ in Maheľ et al., 1967), dokonca ich stratigraficky preradil do jury (Maheľ in Maheľ a Cambel, 1972). Plašienka (1987) ich opísal ako megaolistolity.

Výsledky komplexného geologického výskumu obalovej jednotky MK v 50. rokoch minulého storočia (Maheľ, 1952; Cambel, 1954; Kullmanová, 1957) sú zhrnuté vo vysvetlivkách a v prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000, list Wien – Bratislava (Buday et al., 1962) a v monografii Maheľa et al. (1967), resp. v prácach Kochanovej et al. (1967) a Kullmanovej (1971). Zistené údaje o geologickej stavbe obalovej jednotky boli kartograficky spracované na *Geologickej mape Malých Karpát 1 : 50 000* (Maheľ a Cambel, 1972). V ďalšom období sa značná pozornosť venovala problematike mezozoických komplexov. Cenné kritériá na rozlišovanie triasových a liasových súvrství uvádzajú Kullmanová (1971), Kahan et al. (1973), Mišík a Jablonský (1978) a Mišík (1986). K poznaniu borinskej jednotky prispeli Maheľ (1986, 1987) a Plašienka (in Vaš-

kovský et al., 1988; Plašienka et al., 1989, 1991; Plašienka in Kováč et al., 1991). Najnovšie bolo územie kartograficky spracované na *Geologickej mape 1 : 25 000 Veľká Bratislava* (Vaškovský et al., 1988), pričom tento mapový obraz je prevzatý do geologickej mapy DANREG 1 : 100 000 (ed. Császár, 1998, 2000).

Maheľ (in Maheľ et al., 1967) označil obalovú jednotku MK ako *malokarpatskú sériu* (s borinským a devínskym vývojom – Maheľ, 1961) s charakteristickým vývojom jury, so slabým zastúpením stredného a vrchného triasu, úplným nedostatkom typických fácií karpatského keuperu a rétu a, naopak, prítomnosťou fácií, ktoré inde v jadrových pohoriach nie sú známe, akými sú borinské vápence, marianske vrstvy a krinoidovo-rohovcové vápence vrchného neokómu. Neskôr týmto „vývojom" prisúdil (Maheľ, 1981, 1983, 1986, 1987) aj značný tektonický význam.

Problematiky mezozoických súvrství tatrika Pezinských Karpát sa dotýkajú mnohé ďalšie práce. Spodnotriasové kremence spracovali Fejdiová (1971) a Mišík a Jablonský (1978, 2000), karbonáty triasu až neokómu Kullmanová (1971) a Kochanová et al. (1967), amonity marianskych bridlíc Schaffer (1899) a Rakús (1994) a mangánové rudy marianskych bridlíc Polák (1957), stavbu devínskeho hradného brala opísali Kahan et al. (1973), exkurzné lokality spracoval Mišík (1976) a k otázke charakteru brekcií Somára sa vyjadrili okrem iných aj Cambel (1954) a Klinec (1965).

Koncepcia tektonickej stavby tatrika MK prešla v posledných dvoch desaťročiach minulého storočia zásadnými zmenami. Tatrikum sa prestalo chápať ako málo komplikované autochtónne podložie subtatranských príkrovov a miesto toho sa začala zdôrazňovať jeho príkrovová stavba. Kým však u Maheľa (1983, 1986, 1987) išlo o zmenu koncepcie bez nových výskumov, štruktúrne relevantné argumenty priniesli až práce Putiša (1986, 1987, 1991), Plašienku a Putiša (1987), Plašienku (1987, 1990, 1999), Plašienku et al. (1991), a predovšetkým obsiahla, podrobne dokumentovaná rukopisná správa Plašienku et al. (1989).

Mezozoické komplexy fatrika

Informácie o stavbe a litostratigrafickej náplni hlavných príkrovových komplexov MK pochádzajú zo 60. až 80. rokov najmä od Maheľa (1967). Týkajú sa najmä tektonickej stavby vysockej série krížňanského príkrovu, ako aj základného litostratigrafického rozčlenenia týchto tektonických jednotiek. To vyústilo do vydania *Geologickej mapy Malých Karpát v mierke 1 : 50 000* v roku 1972 (GÚDŠ). Zo šesťdesiatych rokov pochádzajú viaceré stratigrafické štúdie na základe paleontologických prác (Kochanová, 1957, 1962). Značný objem nových poznatkov najmä biostratigrafického charakteru prinášajú práce Michalíka (1984, 1993, 1994, 1997), Michalíka et al. (1986, 1993, 1994) a Borzu a Michalíka (1987).

Hronikum

Vrchné paleozoikum a spodný trias

Vrchnopaleozoické sedimenty sa v prvotných prácach (Vetters, 1904; Andrusov, 1936, 1959) vnímali ako sedimenty spodného triasu. Až podrobnejšie mapovanie pri zostavovaní geologickej mapy Malých Karpát (Maheľ, 1961; Ľuptovčiak, 1962) ukázalo, že prevažná časť „verfénu s melafýrmi" patrí k permu. Potvrdil to aj výskum sporomorf (Čorná a Ilavská, 1962; Snopková in Maheľ – ed., 1962, s. 107; Snopková, 1964). Až vyššia časť zodpovedá spodnotriasovému veku. Podrobnejšie informácie o geologickej stavbe *„chočského príkrovu"* (hronika) nachádzame v prácach Maheľových diplomantov (Ľuptovčiak, 1962; Peržel, 1964, 1966). Ľuptovčiak (na základe Maheľovej práce z. r.1961) rozdelil vrchné paleozoikum na: a) *spodný morský perm,* b) *perm – verukano* spolu s výlevnými horninami a ich tufmi. Podobne Peržel (1964) členil spodnú časť melafýrovej série chočskej jednotky na *?morský perm* a *perm – verukano* s vulkanickými členmi. V prácach Peržela (l. c.) však nachádzame pokročilejšie informácie o geologickej stavbe. V roku 1963 sa sz. od Lošonca uskutočnil štruktúrny vrt (S-1) (Kullmanová a Vozár, 1964). Napriek tomu litostratigrafické vzťahy v okolí situovaného vrtu neboli uspokojivo vyriešené. Sivé sedimenty v nadloží bazaltov sa naďalej považovali za spodný perm. Rozčlenenie *„melafýrovej série"* (Maheľ, 1961; Maheľ in Buday et al., 1962) na štyri členy [a) tmavé súvrstvie ílovcov, b) súvrstvie sýtočervených ílovcov, pieskovcov a brekcií sprevádzané melafýrovými horninami, c) súvrstvie kremencov, d) súvrstvie sivých a zelenkavých slieňovcov a ílovcov] bolo správne z pohľadu litologického zloženia. Maheľ (in Buday et al., 1962, str. 109) poznamenáva: *„Súvrstvie čiernych ílovcov je bezpochyby najstaršou časťou melafýrovej série, a hlavne podielom grafitickej substancie dosť pripomína karbón. Aspoň sčasti možno prijať aj jeho spodnopermský vek"*. Tento litologický opis sa však vzťahuje na sivé súvrstvie v nadloží bazaltových efúzií. Neistota okolo stratigrafického zaradenia obidvoch sivých súvrství sa preniesla aj do obdobia o desaťročie neskôr, keď na geologickej mape Malých Karpát Maheľ et al. (1972) obe súvrstvia zaradili do spodného permu, a to na základe nejednoznačného karbónskeho (resp. vrchnopermského) spoločenstva sporomorf z čiernych bridlíc, ktoré určila Snopková (1964, s. 12).

Sivé súvrstvie vystupujúce na báze hronika sa stratigraficky prehodnotilo a označilo ako karbónske až neskôr, a to na základe novších výskumov mladšieho paleozoika z oblasti Nízkych Tatier. Tieto výsledky viedli k definovaniu *ipoltickej skupiny* a vymedzeniu formálnych litostratigrafických jednotiek ako reprezentanta mladšieho paleozoika hronika (Vozárová a Vozár, 1979, 1981; Vozárová, 1981). Ide teda predovšetkým o litologickú koreláciu. Spodnú časť pôvodne označovanej *„melafýrovej série“* tak tvorí vrchnokarbónske *nižnobocianske* a permské *malužinské súvrstvie*. Napriek tomu Maheľ (1986, s. 288) vo svojej monografii zaradil toto sivé súvrstvie ešte do spodného permu.

Vulkanické horniny *„melafýry“* Malých Karpát priťahovali pozornosť geológov už v predminulom storočí. Dokumentujú to viaceré práce: Partsch (1844) označil vulkanické horniny ako augitické a mandľovcové porfýry, Pettkó (1856) rozlíšil tri základné typy, Štúr (1860), rovnako ako Adrian a Paul (1864), považoval *„melafýry“* za permské, Stein (1881) rozlíšil päť typov *„melafýrov“*, pričom opísal aj produkty premien minerálov. Výskyt baritovej mineralizácie z okolia Smoleníc bol dôvodom na štúdium bázických vulkanitov a ich rozšírenia (Čechovič, 1948). Zorkovský (1949) sa zaoberal chemickým zložením bázických hornín. Detailnejšou petrografickou charakteristikou „melafýrov“ sa zaoberal Vozár (1964, 1965, 1967). K pyroklastikám sa vyjadril aj Hovorka (2004).

Vyššia časť *„melafýrovej série“* (sensu Andrusov, 1936) patrí k spodnému triasu (Maheľ in Buday et al., 1962; Peržel, 1963). Sedimenty vrchnej časti spodného triasu boli identifikované na základe nájdenej fauny pri Rohožníku (Vetters, 1904). Neskoršie nálezy *„kampilskej“* fauny (Maheľ in Buday et al., 1962; Peržel, 1964) tento údaj potvrdzujú a spresňujú (Kochanová, 1962, 1980; Kochanová a Maheľ, 1964). V spodnom triase boli rozlíšené dve súvrstvia (Maheľ, l. c.): a) *„súvrstvie kremencov“*, b) *„súvrstvie šedých až zelenkavých ílovcov a slieňovcov s polohami doskovitých vápencov“*. Až v 80. rokoch minulého storočia boli pre analogické súvrstvia hronika Nízkych Tatier navrhnuté (neformálne stratigrafické jednotky) termíny *„benkovské a šuňavské súvrstvie“* (sensu Biely, 1985, in Andrusov a Samuel et al., 1985, s. 60). Tieto termíny pre spodnotriasové sedimenty Malých Karpát použil vo svojich prácach Buček (1988, Buček et al., 1991).

Trias

Prvé zmienky o litostratigrafických jednotkách oblasti Bielych hôr (Pezinské Karpaty) pochádzajú od Foetterleho (1853), Pettka (1856), Stura (1860), Paula (1864; in Andrian a Paul, 1864), Vettersa (1904; in Beck a Vetters, 1904) a Lóczyho ml. (1915). Po zistení, že v Západných Karpatoch existujú okrem „subtatranského príkrovu (sensu Uhlig, 1907) aj „vyššie subtatranské príkrovy“ (Vetters, 1908), zahrnul Lóczy ml. (1917) „vonkajšiu subtatranskú oblasť“ Vettersa do tektonickej jednotky, ktorú nazval chočský príkrov (Biele, Brezovské a Nedzovské pohorie), na rozdiel od Andrusova (1935, 1936), ktorý ju definoval ako „vetrnicky příkrov“ ekvivalentný strážovskému príkrovu (v Strážovských vrchoch). „Jablonický príkrov“ a „nedzovský príkrov“ (sensu Andrusov, 1930) by mali byť podľa Andrusova (1938) tektonickými jednotkami vyššími ako „vetrnicky příkrov“, resp. jednotkami „príkrovovej skupiny, ktorej vyššia poloha nad chočským príkrovom nie je istá“.

Po druhej svetovej vojne sa problematikou stavby Bielych hôr zaoberal Maheľ (1957, 1958, 1959a, b, 1961a, b, 1979a, 1987, in Buday et al., 1962, in Maheľ et al., 1967, in Maheľ a Buday et al., 1968). Maheľ (1959a) jednoznačne priraďuje „vetrnícky príkrov“ (sensu Andrusov, 1936) k chočskej jednotke a pokladá ho za netypický vývin chočskej jednotky. „Havranoskalské vápence“ považuje (Maheľ, 1961b, 1962) na základe zistenej makrofauny koralov (Kolosváry, 1958a, b) za vrchnotriasové (vrchný karn, resp. karn). Na základe stratigrafického rozpätia jednotlivých litostratigrafických jednotiek Maheľ (1959a) usudzoval, že v Malých Karpatoch niet tzv. vyšších subtatranských príkrovov. Tieto „vyššie príkrovy“ pokladal iba za osobitnú štruktúru chočskej jednotky s menšími faciálnymi odlišnosťami niektorých členov. V rámci chočskej jednotky vyčlenil (Maheľ, 1961b, in Buday et al., 1962) veternícku a jablonickú sériu a zaviedol označenie veternícka štruktúra (in Buday et al., l. c.). Neskôr Peržel (1966a, b) na základe výskytu dasykladálnych rias anisu vyčlenil v havranických vápencoch Bielych hôr veterlínsky príkrov/sériu, havranický čiastkový príkrov, resp. havranickú sériu a jablonickú sériu. Nové poznatky Peržela viedli Maheľa (in Maheľ et al., 1967) k vyčleneniu nasledujúcich vývojov v rámci veterníckej série: *vápenický* (dolomity na báze vápencovo-dolomitového komplexu a hrubé súvrstvie rohovcových vápencov); *havranický* (spodné tmavosivé a vrchné svetlosivé vápence, dolomity, bielosivé až biele vápence) a *jablonický* (súvrstvie karnských vápencov, tzv. karditové vrstvy a rohovcové vápence anisu).

Otázku, či v nadloží krížňanského príkrovu v Malých Karpatoch je trias reprezentantom iba chočského príkrovu, alebo či je vyšším príkrovom ako chočský („vetrnický príkrov“ sensu Andrusov, 1936), alebo či nie sú v ňom zastúpené obidva spomenuté príkrovy, t. j. chočský príkrov aj gemeridné príkrovy, riešili Bystrický a Maheľ (1970). Zaradili litostratigrafické jednotky do chočského príkrovu, veterníckeho a havranického čiastkového príkrovu. Čiastkové príkrovy chápali ako čiastkové príkrovy strážovského príkrovu, patriace do skupiny príkrovov „gemerika“. Neskôr Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) na geologickej mape MK od tohto členenia upustil a vrátil sa k pôvodnému názoru o veterníckej sérii s tým rozdielom, že v nej ponechal len

vápenický vývoj, kým jej havranický vývoj, resp. havranickú sériu pokladá za ekvivalentnú bebravskej sérii (Maheľ, 1979a).

Otázkou príslušnosti vápencového komplexu Vajarskej pri Rohožníku k veterníckemu alebo k havranickému čiastkovému príkrovu sa zaoberal Bystrický (1973). Litologicko-petrografické zhodnotenie mezozoických hornín z výkopu tranzitného plynovodu na liste M-33-131-B-d Trstín urobila Kullmanová (1974). Zhrnutie novších poznatkov od roku 1961 z Bielych hôr je v práci Bieleho et al. (1980) a v monografii Maheľa (1986).

Novšie poznatky získané kolektívom pracovníkov Geologického ústavu SAV v 80. a 90. rokoch minulého storočia o stavbe, stratigrafii, litologickom zložení, tektonike, ako aj o geochémii „vyšších príkrovov" Bielych hôr sú zhrnuté v týchto prácach: Masaryk et al. (1984), Michalík (1984), Michalík et al., (1986, 1989a, b, 1993), Masaryk (1988, 1990), Buček (1988, 1989), Lintnerová (1988), Lintnerová a Hladíková (1992), Lintnerová et al. (1988, 1990), Lobitzer et al. (1990), Köhler a Buček (1991), Buček et al. (1991), Kováč et al. (1991), Plašienka et al. (1991), Kováč et al. (1991), Masaryk et al. (1993) a Soták a Lintnerová (1994).

Neoddeliteľnou súčasťou geologických výskumov v Bielych horách sú práce paleontologického zamerania [Maheľ (1958, 1961a), Kochanová (1957, 1961, 1962, 1963, 1964a, b, c, 1973, 1979, 1980a, b, 1982, 1984), Peržel (1964a, b, d, 1965, 1966a, b), Kristan-Tollman a Peržel (1966), Kochanová a Pevný (1966, 1982), Kolosváry (1958, 1963, 1966, 1967), Pevný (1963, 1964a, b, 1966, 1971, 1975, 1980, 1984), Andrusovová (1976), Salaj et al. (1983), Masaryk et al. (1984), Buček et al. (1991), Gašpariková et al. (1992) a Roniewicz a Michalík (1998, 2002)], resp. petrograficko-biostratigrafické práce: [Kullmanová a Kochanová (1973, 1975) a Kullmanová (1974)].

Paleogén

Matějka (in Buday et al., 1962) vo vysvetlivkách k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 Wien – Bratislava v rámci centrálnokarpatského vývoja paleogénu odlíšil bazálne vrstvy a flyšové vrstvy (pieskovce a ílovce), ktoré na základe spoločenstiev malých foraminifer (Benešová, 1958) zaradil do stredného až vrchného eocénu. Andrusov (1965) zaradil paleogén MK do stredoslovenského vývinu paleogénu, resp. do súľovsko-podhalského vývinu súľovského súvrstvia, v ktorom odlišuje súľovské súvrstvie (veku ypres – biaritz) a zakopanské súvrstvie (veku stredný až vrchný eocén, cf. Benešová, l. c.).

Podľa Chmelíka (in Buday et al., 1967) paleogén MK je zaradený do pribradlového vývoja myjavsko-žilinského pásma, resp. do prechodnej zóny, laterálne faciálne zblíženej s typickými vývojmi vnútrokarpatského paleogénu.

K paleogénu MK je zaradené aj ílovcové súvrstvie stredno- až vrchnoeocénneho veku zistené vo vrte Nižná-1 medzi Veľkými Kostoľanmi a Chtelnicou v tzv. trnavskom zálive (Buday a Špička, 1964), patriace pravdepodobne k paleogénu podtatranskej skupiny Považského Inovca. Naproti tomu, paleocénne sedimenty zistené vo vrtoch Studienka-3 a -39 v predneogénnom podloží Viedenskej panvy Buday a Špička (1964) považujú za pokračovanie vrstiev vychádzajúcich na povrch v Myjavskej pahorkatine. K paleogénu Bukovskej brázdy by podľa Budaya et al. (1967) mohol patriť pestrý eocén s polymiktnými zlepencami z vrtu Lakšárska Nová Ves-5.

Na geologickej mape MK 1 : 50 000 (Maheľ a Cambel, 1972) sú paleogénne sedimenty litostratigraficky rozdelené na bazálne zlepencové súvrstvie a organogénne vápence (paleocén – eocén), flyšové pieskovcové súvrstvie s vložkami ílovcov, zlepencov a piesčitých vápencov a flyšové súvrstvie, prevažne ílovce (stredný až vrchný eocén). Gross, Köhler a Peterčáková (1986), Gross a Köhler (1989, in Kováč et al., 1991) a Gross (in Plašienka et al., 1991) v rámci podtatranskej skupiny paleogénu (sensu Gross et al., 1984) rozlíšili nasledujúce súvrstvia: bazálne transgresívne súvrstvie – borovské súvrstvie (karbonátové brekcie, zlepence, karbonátové pieskovce, organogénne a organodetritické vápence) veku vrchný paleocén – ilerd (sensu Köhler a Samuel, 1977) až spodný až stredný eocén a hutianske súvrstvie (ílovce s hrubšími polohami karbonátových pieskovcov a ílovce vo výraznej prevahe, ojedinelé lavice drobnozrnných zlepencov až hrubozrnných pieskovcov), vekovo zaradené do spodného a stredného eocénu (kuis – lutét). Paleogénne sedimenty MK majú určité spoločné črty tak s pribradlovým, ako aj s vnútrokarpatským vývinom paleogénu. Autori (Gross a Köhler, l. c.) sa prikláňajú k názoru, že paleogénne sedimenty MK v terajšej pozícii a za jestvujúceho stavu vedomostí predstavujú prechodný vývoj medzi pribradlovým a vnútrokarpatským, s výraznejšou afinitou k pribradlovému vývoju.

Neogén

O stratigrafii neogénnych sedimentov a geologickej stavbe neogénu tohto územia existuje množstvo údajov. Prvé poznatky sa získali už v 19. storočí v období rakúsko-uhorskej monarchie. Ďalšie sa získali v 20.

storočí pri stratigrafických výskumoch jednotlivých povrchových lokalít, pri naftovom prieskume a regionálnom geologickom mapovaní tohto územia (Koutek a Zoubek, 1936a; Vaškovský et al., 1988).

Najstaršie poznatky o faune neogénnych sedimentov Viedenskej panvy, konkrétne z lokality Sandberg a z okolia Devínskej Novej Vsi, pochádzajú od Hörnesa (1856, 1870). Bádenské sedimenty v okolí Devínskej Novej Vsi boli predmetom štúdia aj v neskoršom období. Schaffer (1898) z nich opísal foraminifery, ježovky, mäkkýše a zvyšky rýb. Ďalšie poznatky o faune tejto lokality získal koncom 19. storočia Toula (1901). Vo výskume uvedenej lokality pokračovali obaja uvedení paleontológovia aj začiatkom 20. storočia (Schaffer, 1908; Toula, 1915a). V 30. rokoch 20. storočia na lokalite v Devínskej Novej Vsi zmeny fauny v závislosti od fácie študoval Sieber (1934). Z litotamniových vápencov na lokalite Sandberg boli spracované riasy (Schaleková, 1969, 1978). V polovici 70. rokov Cicha et al. (1975) zosumarizovali dovtedy známe údaje o faune bádenských sedimentov z lokality v Devínskej Novej Vsi. Predpokladali, že fosilonosné sedimenty sa usadzovali na rozhraní stredného a vrchného bádenu v cirkalitorálnej až batyálnej zóne. Na tejto lokalite sa skúmal aj vápnitý nanoplanktón (Lehotayová, 1977). Začiatkom 80. rokov minulého storočia opísal Švagrovský (1981) faunu mäkkýšov (gastropódov a bivalvií) z lokality Sandberg a íloviska tehelne v Devínskej Novej Vsi.

V nedávnom čase sa z lokalít v okolí Devínskej Novej Vsi študovali fosílie patriace k rozličným fosílnym skupinám. Boli spracované foraminifery (Hudáčková a Kováč, 1993), mäkkýše (Tomášových, 1998), ryby a žraloky (Holec, 2001; Hutyrová, 2001; Chalupová, 2003), cicavce (Fejfar a Sabol, 2002), fosílna flóra a sporomorfy (Sitár a Kováčová-Slamková, 1999) a dinoflageláta (Banasová a Reháková, 2003; Banasová et al., 2004). Z lokality Sandberg bol opísaný nález korytnačky *Trionyx rostratus* ARTH. (Holec a Schlögl, 2000) a zuby krokodílov (Holec a Schlögl, 2004).

Z územia boli opísané 3 litostratigrafické jednotky neogénu Viedenskej panvy. Ide o strednobádenské devínskonovoveské vrstvy, ktoré boli vyčlenené vo vrte DNV-1, s čiastkovými profilmi na z. svahoch MK (Vass et al., 1988b), vrchnobádenské sandberské vrstvy (Baráth et al., 1994) a sarmatské karloveské vrstvy (Nagy et al., 1993). Všeobecné charakteristiky litostratigrafických jednotiek neogénu podieľajúcich sa na geologickej stavbe Viedenskej a Podunajskej panvy sú uvedené v práci Vassa (2002).

Kvartér

Geologický výskum kvartérnych uložení na území MK v porovnaní s výskumom uvedených starších útvarov nemá dlhú tradíciu. Spočiatku prebiehal len sporadicky a nerovnomerne, najčastejšie ako súčasť geografických a geomorfologických štúdií. Neskôr v súvislosti so základným geologickým výskumom a mapovaním priľahlých nížin bol zameraný najmä na okrajové úpätné lemy pohoria.

Historicky prvé využiteľné poznatky o kvartérnych sedimentoch okraja MK vrátane nížinných oblastí popri neogénnych sedimentoch podal Kornhüber (1859, 1860) a neskôr v súvislosti s agrogeologickým výskumom Horusitzky (1909a, b, 1917). Viaceré práce s informáciami o genéze reliéfu vrátane opisu uložení kvartéru pochádzajú od Daneša (1931) a Hromádku (1935, 1943). Najstaršia publikovaná geologická mapa obsahujúca záznam o kvartérnych uloženinách južnej časti regiónu je geologická mapa 1 : 75 000 listu Bratislava s vysvetlivkami (Koutek a Zoubek, 1936a, b).

Po roku 1950 sa kvartérnogeologický a geomorfologický výskum v širšej oblasti územia všestranne zintenzívnil, vzájomne prepojil a postupne rozšíril o sedimentárno-petrografický a biostratigrafický (paleontologický) výskum. V geológii kvartéru sa začali uplatňovať nové metódy a neskôr aplikovať aj výsledky štruktúrno-tektonického výskumu. K problematike štúdia kvartéru v oblasti MK sa geológovia spočiatku dostávali prostredníctvom prác geografov a geomorfológov, ako boli najmä práce Lukniša (1955, 1957, 1964, 1977) a širšie koncipovaná práca o eolických pieskoch od Janšáka (1950). Matula (1957) študoval periglaciálne javy na úpätí MK, pričom poukázal aj na mladé tektonické pohyby. Faciálny vývoj kvartérnych uložení v Devínskej Novej Vsi bol objektom výskumu Šajgalíka (1958) a strednú časť v. úpätia MK geomorfologicky vyhodnotil Zaťko (1959).

Začiatkom 60. rokov minulého storočia sa na území Slovenska začal koordinovaný a koncepčne riadený základný i regionálny geologický výskum a mapovanie v mierkach 1 : 25 000 aj väčších (1 : 10 000). Výskum kvartéru MK a priľahlej časti Záhorskej nížiny sa stal jeho počiatočnou súčasťou. Výsledky tohto systematického výskumu kvartéru sú zhrnuté v archívnych správach Vaškovskej (1967), Minaříkovej (1969), Baňackého a Sabola (1969), no najmä prvých dvoch regionálnych geologických mapách MK (Maheľ a Cambel, 1972) a Záhorskej nížiny (Baňacký a Sabol, 1973) vydaných tlačou začiatkom 70. rokov. Z tohto obdobia je známa aj práca Novodomca (1967), v ktorej sa autor zaoberá podrobným vyhodnotením geomorfologických pomerov povodia Parnej.

Od začiatku 70. rokov minulého storočia sa kládol pomerne veľký dôraz aj na štúdium fluviálnych terasových a proluviálnych sedimentov. Terasové stupne Devínskej brány a j. časti Borskej nížiny spracovala

Mazúrová (1972, 1973), pričom vyčlenila 7 terás vrátane plošinovej, ktorú zaradila do pliocénu. Šajgalík a Hulman (1976) vyčlenili v centre Bratislavy 3 stredné terasové stupne. O niečo novšie údaje najmä zo stratigrafie a korelácie úrovní terás poskytli Halouzka a Minaříková (1977).

V 2. polovici 80. rokov minulého storočia bol zostavený súbor základných geologických máp listov mierky 1 : 25 000 s vysvetlivkami (Vaškovský et al., 1984, 1987, 1988). Obsahoval najucelenejší súhrn poznatkov o geologickej stavbe a vývoji kvartéru územia Bratislavy a okolia. Sedimentárno-petrografický výskum fluviálnych uložení v rámci tohto územia realizoval Horniš (1987).

Komplexné zhodnotenie kvartéru Bratislavy a okolia v kontexte so stredoeurópskym výskumom kvartéru populárno-vedeckou formou podal Halouzka (in Štefaničová – ed., 1993). V rovnakom roku bola zostavená rukopisná autorská čistokresba novšej verzie geologickej mapy MK so zjednodušeným zobrazením prevažne horského kvartéru (Plašienka et al., 1993).

V súvislosti s medzinárodným tripartitným projektom *Podunajsko – DANREG* bola zostavená prvá rukopisná povrchová geologická mapa v mierke 1 : 50 000 (Pristaš et al., 1992a) a litogenetická mapa s vyznačením hrúbky kvartéru v mierke 1 : 100 000 (Pristaš et al., 1992b) a v mierke 1 : 50 000 (Pristaš et al., 1993). Všetky mapy boli zhodnotené v súhrnnej archívnej správe za kvartérnu časť výskumu (Pristaš et al., 1996, in Kováčik et al., 1996). Záverom 90. rokov sa tlačou vydalo medzinárodné súborné mapové dielo *Podunajsko – DANREG*, v rámci ktorého boli zostavené aj relevantné mapy v mierkach 1 : 100 000 a 1 : 200 000 (Császár – ed., Pistotnik et al., 1998; Scharek – ed., Molnár et al., 1998; Elečko – ed., Pistotnik et al., 1998; Halouzka – ed., Schäffer et al., 1998; Matura – ed., Wessely et al., 1998).

Na výskum relevantných abiotických prvkov životného prostredia bola zostavená účelová kvartérnogeologická mapa 1 : 50 000 vrátane textových vysvetliviek (Maglay a Pristaš in Stanková et al., 1998), ktorá zasahuje do pohoria z východnej strany.

Začiatkom 21. storočia sa účelový a neskôr aj základný a regionálny geologický výskum zameral na územie Trnavskej pahorkatiny, ktorá tvorí východný lem na mape zobrazeného územia. Z tohto výskumu vzišlo viacero geologických máp, správ a publikácií. V rámci súboru regionálnych máp geofaktorov životného prostredia SR bola spolu s textovými vysvetlivkami zostavená účelová geologická mapa Trnavskej pahorkatiny a priľahlej časti MK 1 : 50 000 (Schwarz et al., 2004). Kvartérne uloženiny pahorkatiny a v. okraja pohoria boli komplexne zhodnotené v rámci základného a regionálneho geologického výskumu (Maglay et al., 2005) a v tlačou vydanej geologickej mape regiónu Podunajská nížina-Trnavská pahorkatina 1 : 50 000 (Maglay et al., 2006), ako aj vo vysvetlivkách k nej (Maglay et al., 2011).

Prínosom k objasneniu geodynamiky vývoja morfoštruktúr územia v období vrchného pliocénu až kvartéru je súbor všeobecných i konkrétnych (lokálnych) poznatkov získaných prostredníctvom štúdia tektonicky podmienených foriem reliéfu. Na styku MK s Borskou a Podunajskou nížinou sa proluviálnymi sedimentmi v súvislosti s neotektonickým vývojom zaoberal Lacika (1980). Celkové hodnotenie geomorfologických pomerov MK s prihliadnutím na neotektoniku spracoval Urbánek (1966, 1989, 1992, 1993). Morfoštruktúrnou analýzou MK sa zaoberali Jakál et al. (1990) a morfoštruktúrnym vývojom kontaktnej zóny MK a Trnavskej pahorkatiny Stankoviansky (1994a, b, 1995).

Poznatky o súčasných vertikálnych pohyboch MK a priľahlých častí nížin sú sústredené v prácach Pospíšila et al. (1978, 1992), Vaškovského (1986), Kvitkoviča a Vanka (1990), Baňackého et al. (1993) a Maglaya et al. (1993, 1999a, b).

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

TATRIKUM

Kryštalinikum tatrika

Metamorfované horniny

Kryštalinikum Malých Karpát je budované komplexom staropaleozoických metabazitov a metasedimentov, ako aj karbónskych magmatitov formujúcich bratislavský a modranský granitoidný masív. Metamorfovaný komplex pozostáva najmä z amfibolitov, aktinolitických bridlíc, fylitov, rúl, kontaktných rohovcov, ako aj metakarbonátov. Metabazity vystupujú zväčša v úzkej asociácii s čiernymi bridlicami a stratiformnými pyritovo-pyrotitovými ložiskami tzv. *produktívnej zóny*. Výskyty metabazitov situovaných v metasedimentoch sú obmedzené len na malé telesá výlučne v okolí Harmónie (Cambel, 1952, 1954; Cambel a Khun, 1983). V porovnaní s ostatnými tatrickými jadrami sa kryštalinikum MK vyznačuje viacerými špecifikami, ku ktorým patria najmä: 1. prítomnosť aj relatívne slabšie metamorfovaných hornín, 2. zachované sedimentárne textúry v metasedimentoch, 3. relatívne veľké rozšírenie čiernych bridlíc, 4. jasne intruzívny vzťah granitoidov k metamorfnému plášťu, 5. rozšírené prejavy kontaktnej a periplutonickej metamorfózy (Cambel et al., 1961, 1989; Korikovskij et al., 1984). Vek komplexu magmatických a sedimentárnych hornín kryštalinika MK bol určený na základe paleontologického výskumu ako devónsky (Andrusov, 1958), vrchnodevónsky až karbónsky (Čorná, 1968; Cambel a Čorná, 1974) alebo vrchnosilúrsky až spodnodevónsky (Planderová a Pahr, 1983; Cambel a Planderová, 1985). V spodnokarbónskom období bol komplex intrudovaný granitoidmi bratislavského a modranského masívu (SHRIMP U-Pb datovanie zirkónov 355 ± 5 mil. r., resp. 347 ± 4 mil. r.; Kohút et al., 2009). Metamorfóza komplexu mala polyštadiálny charakter. Cambel (1962, in Buday et al., 1962) ju charakterizoval ako kombináciu regionálnej predgranitovej epizonálnej, respektíve alpínskej retrográdnej metamorfózy a hlbinnej kontaktnej (periplutonickej) metamorfózy. Cambel (1954) považoval komplex metasedimentov a metabazitov kryštalinika Malých Karpát za viac-menej jednotný litostratigrafický celok a zaviedol preň označenie *pezinsko-pernecké kryštalinikum.* Z dôvodov prevažne litologicko-faciálnych odlišností vyčlenil v tomto celku osobitnú jednotku – *harmónsku sériu*.

V klasickej litostratigrafickej klasifikácii spodnopaleozoických sekvencií MK sa súbor metasedimentov (psamity, v menšej miere pelity, miestami s obsahom organickej substancie) a metabazitov (masívne magmatogénne amfibolity z pôvodných bazaltov, aktinolitické bridlice z bazaltových vulkanoklastík a hrubozrnných amfibolitov – metagabier) považoval za jednotný litostratigrafický celok – **pezinsko-pernecké kryštalinikum** (Cambel, 1954). Kvôli litologicko-faciálnym odlišnostiam v porovnaní s predchádzajúcim súborom hornín – striedanie psamitov a pelitov, vrstvy vápenca organogénneho pôvodu a polôh bazaltových vulkanoklastík – bola navyše vyčlenená osobitná regionálna jednotka v nadloží pezinsko-perneckej – **harmónska séria** (l. c.; Cambel a Čorná, 1974). Medzi obidvoma jednotkami sa predpokladal stratigrafický hiát. Obidve jednotky boli vyčlenené aj na publikovaných geologických mapách v mierke 1 : 200 000 a 1 : 50 000 (Maheľ a Cambel, 1972).

Na základe výsledkov geochemického štúdia metabazaltov a metasedimentov kryštalinikum MK budujú dve staropaleozoické litostratigrafické jednotky: 1. pernecká skupina, 2. pezinská skupina (Ivan et al., 2001; Méres a Ivan, 2000, 2003; Ivan a Méres, 2003, 2006). *Perneckú skupinu* budujú horniny, ktoré primárne predstavovali bazalty, dolerity, gabrá a hlbokovodné oceánske sedimenty spolu so stratiformnými hydrotermálnymi sulfidickými polohami. Pernecká skupina predstavuje metamorfovanú nekompletnú rozčlenenú ofiolitovú sekvenciu, relikt vrchnej časti kôry oceánskeho bazénu v rozvinutom štádiu evolúcie. *Pezinskú skupinu* tvorí komplex primárne klastických sedimentárnych hornín peliticko-psamitického charakteru s menším podielom pelitov s organickou hmotou a karbonatických sedimentov, lokálne so synchrónnym bázickým vulkanizmom. Pezinská skupina predstavuje relikt výplne riftogénneho bazénu, ktorý sa otvoril pravdepodobne v tyle magmatického oblúka. Zdrojom sedimentov pezinskej skupiny bola vrchná kontinentálna kôra a pravdepodobne acidné až intermediálne magmatity. Ich sedimentácia sčasti flyšoidného charakteru prebiehala v distálnej časti bazénu. Vek pezinskej skupiny je pravdepodobne spodný devón, vek perneckej skupiny nie je známy, je však starší ako visén = stredný Mississippian > 350 mil. r. Obe skupiny boli v tektonickom (príkrovovom) styku už v období turnénu až visénu, keď boli intrudované bratislavskými a modranskými typmi granitoidov. Nízko- až strednostupňová metamorfóza oboch skupín sa viaže na výstup granitoidných telies a má charakter kontaktnej až periplutonickej metamorfózy. Indície staršej premeny typu oceánskych riftov sa zachovali len v metagabrách perneckej skupiny. *Metabazalty pezinskej skupiny* sa

vyznačujú obohatením LREE/HREE (La_N/Yb_N = 4,8 – 9,58) a obohatením o HFSE. Distribúcia stopových prvkov a Nd izotopové zloženie (εNd_{370} = cca +3; Ivan et al., 2007) poukazujú na ich pôvod v obohatenom plášťovom zdroji a ich blízkosť k vnútroplatňovým alkalickým bazaltom oceánskych ostrovov (OIB), resp. ku kontinentálnym tholeiitom (CT). *Metasedimenty pezinskej skupiny* majú variabilný obsah SiO_2 (58 – 75 hm. %) a Al_2O_3 (12 – 20 hm. %). Relatívne vysoký pomer Th/U > 1 poukazuje na prevažne oxidačné podmienky počas sedimentácie. Podobné hodnoty Th/U, ako aj iných geochemických parametrov (Méres, 2005, 2007; Kohút et al., 2008) v metasedimentoch a v metabazaltoch tejto skupiny indikujú spoločnú zdrojovú oblasť a sedimentačný bazén. Hodnoty pomerov metasedimentov Th/U > 1, Th/Sc 0,3 – 0,8, La_N/Yb_N > 5 a Eu/Eu* 0,6 – 0,9 poukazujú na zdrojovú oblasť protolitu v mladom diferencovanom vulkanickom oblúku (Méres, 2005, 2007; Méres a Ivan, 2008). Rovnaké rozpätie hodnôt geochemických parametrov (Th/U, La/Sc, La/Ce, Th/Sc, Th/Yb, Ta/Yb, REE) všetkých petrografických typov metasedimentov tejto skupiny (čierne bridlice, fylity, ruly, kontaktne metamorfované bridlice) poukazuje na rovnakú zdrojovú oblasť protolitu, podobné materské horniny a spoločné sedimentačné prostredie (Méres, 2005, 2007; Kohút et al., 2008). *Metabazalty perneckej skupiny* majú chemické zloženie typické pre N-MORB bazalty. Chondritovo normalizované REE týchto hornín majú charakteristické ploché tvary (La_N/Yb_N = 0,87 – 1,39) a sú ochudobnené o LREE (La_N/Sm_N = 0,66 – 0,89). Na pôvod z ochudobneného plášťového zdroja poukazuje aj distribúcia iných imobilných prvkov (napr. HFSE; Ivan a Méres, 2006), ako aj izotopové zloženie Nd (εNd_{370} = cca +9; Ivan et al., 2007). *Metasedimenty perneckej skupiny* majú nízky obsah Al_2O_3 (do 12 hm. %) a relatívne vysoký obsah SiO_2 (60 – 96 hm. %). Nízky obsah Th (< 5 ppm) a vysoký obsah U (5 – 60 ppm) v metasedimentoch tejto skupiny poukazuje na redukčné podmienky počas sedimentácie. Podobné hodnoty pomeru Th/U, La/Sc, La/Ce, Th/Sc, Th/Yb, Ta/Yb a REE v týchto metasedimentoch a v metabazaltoch N-MORB typu indikujú synchrónny bázický vulkanizmus počas sedimentácie protolitu metasedimentov perneckej skupiny. Variabilné zloženie, pomer Th/U < 1, pomer Th/Sc < 0,25, pomer La_N/Yb_N < 6 a hodnota Eu/Eu* ~1 poukazuje na to, že mali zdrojovú oblasť v mladom nediferencovanom vulkanickom oblúku (Méres, 2005, 2007; Kohút et al., 2008). Obrazy REE normalizované na PAAS vykazujú typickú negatívnu Ce-anomáliu, pozitívnu alebo žiadnu Eu-anomáliu a sú výrazne ochudobnené oproti PAAS o LREE v porovnaní s HREE. Takéto charakteristiky REE sú typické pre pelagické sedimenty.

Na základe recentných geochemických výskumov, ktoré indikujú dve odlišné geotektonické prostredia formovania bazaltov a asociovaných hornín v pezinsko-perneckom kryštaliniku, boli definované dve základné spodnopaleozoické litostratigrafické jednotky – pernecká a pezinská skupina (Ivan a Méres, 1996). Tento krok podnietil diskusiu o prvenstve v definovaní dvoch geotektonicky odlišných celkov hornín, lebo termíny pezinská a pernecká sukcesia (Putiš in Plašienka et al., 1991) a pezinská a pernecká skupina (Putiš in Chovan et al., 1999; Putiš in Pomorský et al., 2002; Putiš a Uher, 2002; Hrdlička et al., 2003) definoval Putiš už skôr. V paralelnej koncepcii ale M. Putiš definoval aj detailnejšie litostratigrafické členenie spodnopaleozoických hornín na sedem formácií odzrkadľujúcich geotektonické pozadie ich vzniku, ale aj ich recentnú priestorovú distribúciu ako dôsledok pred- a pogranitoidnej násunovej tektoniky. V oblasti **bratislavského masívu (pezinská a marianska sukcesia)** to boli odspodu **limbašská formácia** s tektonicky nasunutou **marianskou formáciou** v stratigrafickom nadloží s **lamačskou formáciou** a tektonicky nasunutou **formáciou Sv. vrchu**. **Modranský masív (pernecká a harmónska sukcesia)** obsahoval **harmónsku formáciu** s **dubovskou formáciou** v stratigrafickom nadloží a tektonicky dosunutou **formáciou Čertovho kopca** (Putiš et al., 2004; Putiš, 2006).

Z pohľadu praktického používania predkladanej geologickej mapy v mierke 1 : 50 000 považujeme za vhodnejšie ponechať klasické prehľadné členenie na dve základné litostratigrafické jednotky – **perneckú skupinu a pezinskú skupinu**, pričom **harmónska sukcesia je integrálnou súčasťou pezinskej skupiny**. Toto už skôr definované a tradične používané členenie má svoje opodstatnenie kvôli odlišnému sedimentačno-vulkanickému prostrediu vzniku horninových súborov v týchto skupinách a tiež kvôli geodynamike riftogénneho vývoja. Horniny pezinskej skupiny sú späté s počiatočným obdobím riftogenézy na kontinentálnej kôre so znosom detritického materiálu zo starších, kadomských? horninových blokov rozpadávajúceho sa kontinentu v osi divergencie za vzniku grabenovej stavby. Horniny perneckej skupiny reprezentujú obdobie pokročilého štádia riftogenézy s generovaním oceánskej kôry v osi divergencie. V neskoršom hercýnskom kolíznom obraze reprezentujú exhumovanú a tektonicky vejárovite nakopenú nekompletnú ofiolitovú suitu. Metamorfované horniny Malých Karpát tvoria paleozoicky metamorfovaný obal bratislavského a modranského granitoidného masívu (BM a MM), ako aj staromestského masívu (SmM) granitov na ich styku. Súvislé polohy metamorfitov sa nachádzajú na jz. okraji BM od Dúbravky po Borinku a na sv. ohraničení MM od Modry po Orešany. Tvoria aj vejárovitú štruktúru na styku BM a MM. V menšej miere sa vyskytujú vo forme xenolitov (miestami až megaxenolitov do 0,5 – 1,5 km), najmä v BM. Vo všeobecnosti staropaleozoické metamorfované horniny Západných Karpát tvoria metamorfovaný plášť granitoidných masívov na Slovensku, ale ich plošný rozsah a hrúbka jednoznačne závisia od erozívneho zrezu granitických plutónov. Najväčšia exhumácia, a teda aj erózia kryštalinika Západných Karpát sa uskutočnila v perme

a v terciéri. Súčasná erozívna úroveň Pezinských Karpát napovedá, že najviac erodované sú centrálne, hrebeňové partie pohoria, pretože väčšina xenolitov metamorfitov sa nachádza na okrajových častiach pohoria. Zaujímavé je, že na západnej strane Pezinských Karpát sa nachádzajú zvyšky nižšie metamorfovaných vulkanicko-sedimentárnych hornín devónsko-karbónskeho veku – fylitov a metadrôb, ako aj metabázických – amfibolitických – hornín (analógov harmónskej série) predstavujúcich vrchnú litostratigrafickú stavbu. Na východnej strane dominujú viac metamorfované svorovo-rulovité horniny spodnej, kambricko-silúrskej litostratigrafickej stavby.

Pezinská skupina

Pre litologické zloženie pezinskej skupiny sú charakteristické flyšové sekvencie a postupné zjemňovanie zrnitosti s prechodom do pelitickej a karbonatickej sedimentácie. V modernej interpretácii boli horniny pezinskej skupiny na JZ od osi spodnopaleozoickej divergencie (z pohľadu recentných koordinát) označené aj ako limbašská formácia (Putiš et al., 2004) a na SV od osi divergencie ako harmónska formácia s nadložnou dubovskou formáciou (l. c.). Horniny pezinskej skupiny vystupujú z podložia triasových hornín v širšej zóne generálne s.-j. priebehu medzi kótou Vysoká (754) a horárňou Rybníček pod tektonicky nasunutými súbormi perneckej skupiny, ktoré reprezentujú sv. násunovú vetvu kompresného vejára s vergenciou násunu na SV a príkrovovú trosku na J od kóty Gajdoš (650). Poloha horninových súborov pezinskej skupiny v tejto zóne bola v s.-j. smere penetrovaná intrúziou modranského granodioritu až tonalitu, takže pri súčasnom vystupovaní tieto súbory tvoria relatívne úzke horninové pruhy, široké maximálne 1 000 m.

Spodnú časť pezinskej skupiny v tejto zóne tvoria rytmicky sa striedajúce ílovité bridlice a drobový pieskovec s vrstvami kvarcitických bridlíc až kvarcitov s variabilným obsahom organickej hmoty a tufogénnej prímesi a s najvrchnejším horizontom litickej droby. Vo vrstvách drobového pieskovca sa miestami zistilo gradačné zvrstvenie (napr. Putiš et al., 2004). Typická je laminárna stavba pelitických členov, ojedinele so znakmi synsedimentárnych konvolútnych mezovrás ako výsledku synsedimentárneho skĺzania flyšoidných sedimentov po svahu do hlbšej časti bazénu (l. c.). Markerovým horizontom je poloha kremenného drobového pieskovca hrubá do 100 m. V najvyšších častiach flyšoidného súvrstvia sú prítomné laminy a preplástky bázického tufu. Typové lokality spodnej časti pezinskej skupiny sa nachádzajú medzi Harmóniou a Dubovou.

Regionálne metamorfovaným ekvivalentom uvedených horninových typov sú nízkostupňové parabridlice, ktoré sú aj kontaktne metamorfované v kordieritovo-andaluzitovej zóne. Tento súbor hornín sa v skorších štúdiách označoval ako harmónska séria či súvrstvie, sukcesia alebo formácia.

Vrchnú časť pezinskej skupiny v tejto oblasti tvorí súvrstvie čiernych bridlíc hrubé 150 m s medzivrstvami tmavosivých kvarcitov a čiernych silicitov – lyditov. V čiernych bridliciach sú prítomné aj polohy vápencov s preplástkami bázického tufu a hyaloklastitmi. Putiš et al. (2004) tento súbor hornín definovali ako dubovskú formáciu, ale v týchto vysvetlivkách sme od tohto označenia upustili.

199a svorové ruly až biotitické pararuly (s granátom, staurolitom, sillimanitom a andaluzitom)

199b svorové ruly až biotitické ruly s vyšším obsahom uhlíkatej substancie

Kryštalické bridlice metamorfované v strednom stupni metamorfózy (ruly a svorové ruly) sú jemnozrnné až drobnozrnné, lokálne aj hrubozrnné horniny tmavosivej až sivočiernej farby. Indexom 199b označujeme výskyty svorových rúl – čiernych metapieskovcov – vystupujúce severne od osi divergencie v pruhu sv. smeru v dnových častiach dolín od Častej. V zmysle Putišovho (napr. Putiš et al., 2004) členenia staropaleozoického kryštalinika horninové súbory s označením 199b sú súčasťou dubovskej formácie (nadložná formácia harmónskej formácie). Horninové súbory označené indexom 199a v zmysle tejto koncepcie sú súčasťou limbašskej formácie pezinského príkrovu analogického časového zaradenia. Horninové súbory svorových rúl a rúl, ktoré vystupujú v metamorfovanom plášti modranských granitoidov sv. od osi hercýnskej divergencie (v zmysle dnešných koordinát) reprezentovanej matabazitmi a čiernymi bridlicami v oblasti Čertovho kopca, sú v zmysle Putišovej koncepcie súčasťou harmónskej série. Domnievame sa, že vzhľadom na litologickú príbuznosť (prevaha metapsamitického a metadrobového zloženia a monotónny charakter horninového súboru) nie je dôvod tieto súbory vystupujúce z oboch strán súboru metabazitov oddeľovať z iného, ak nie z koncepčného hľadiska. Na ich označenie preto používame jednotný symbol.

Majú lepidoblastickú až granoblastickú štruktúru a lokálne sú niekedy porfyroblastické. Textúra je typicky bridličnatá, páskovaná. Páskovanie obyčajne spôsobujú šupinky biotitu, orientované rovnobežne s bridličnatosťou horniny, hoci biotity ojedinele vytvárajú v základnej hmote aj priečne porfyroblasty veľké až 1 mm. Najväčšie porfyroblasty, niekedy až 4 – 5 mm, však tvorí staurolit. Základnú minerálnu asociáciu tvorí kremeň, plagioklas, biotit, muskovit a indexové minerály (granát, staurolit, chlorit a fibrolitický sillimanit). Hercýnska, kontaktne periplutonická metamorfóza týchto metasedimentov pod vplyvom intrúzie bratislav-

ského granitového masívu dosiahla podmienky amfibolitovej fácie pri teplote asi 400 – 550 °C a tlaku 300 až 350 MPa (Korikovskij et al., 1984). V periplutonicky metamorfovných zónach boli opísané nasledujúce dominantné paragenézy (Krist et al., 1992):

1. v staurolitovo-sillimanitovej zóne St + Sill + Qtz + Gr + Pl,

2. v staurolitovo-chloritovej zóne St + Chl +Bi + Gr + Pl + Qtz, pričom miestami pri vyššej teplote vzniká andaluzit, a teda možno hovoriť aj o staurolitovo-andaluzitovej subfácii, charakterizovanej paragenézou Bt + St + Andl + CW + Mu +Qtz,

3. v granátovej zóne Gr + Bi + Chl + Ser + Ilm ± Pl + Qtz.

Z geochemického štúdia vybraných minerálov kryštalických bridlíc Malých Karpát vyplynulo, že dominujúcou zložkou granátov je almandínová zložka. Chemické zloženie biotitov je na rozhraní medzi Mg a Fe biotitmi. V biotitovej zóne sú plagioklasy albitového zloženia a v staurolitovo-sillimanitovej zóne bazicita plagioklasov kolíše v rozmedzí 20 – 30 % An zložky.

Biotitické svorové pararuly podľa analógie s inými jadrovými pohoriami Západných Karpát patria k najstarším horninovým komplexom na Slovensku. Predpokladá sa, že sedimentovali v kambricko-silúrskom období. Majú polymetamorfný charakter, pričom variská periplutonická metamorfóza zamaskovala prípadné staršie metamorfné udalosti a dnes už nemôžeme vylúčiť ani ich kriedové anchimetamorfné postihnutie. Na území bratislavského masívu sa vyskytujú vo forme xenolitov najmä v oblasti Železnej studienky, Dúbravky a Záhorskej Bystrice. Migmatitizované partie sú v oblasti Svätého Jura a medzi Svätým Jurom a Myslenicami, menšie výskyty boli identifikované aj v oblasti Medvedej doliny, plošne väčšie výskyty sa nachádzajú severne od Pezinka v rámci pezinskej skupiny a harmónskej formácie modranského masívu. Pararuly až svorové ruly vystupujú v pezinskej skupine aj na SV od osi divergencie, napr. v menších polohách na S od rekreačného zariadenia v Častej-Papierničke, ale aj v plášti granodioritov až tonalitov modranského typu.

Makroskopicky sú to sivé až tmavosivé horniny, miestami aj tmavohnedosivej farby. Majú výrazne plošne paralelnú až bridličnatú textúru a väčšinou majú jemnozrnný až drobnozrnný, ojedinele aj strednozrnný charakter. Štruktúra je usmernená – lepidogranoblastická až granolepidoblastická.

Na minerálnom zložení sa podieľajú: kremeň, plagioklas (albit až oligoklas), ojedinele aj K-živec (ortoklas), biotit, muskovit, ± sillimanit, ± granát, lokálne bol pozorovaný aj staurolit. Z akcesórií sa vyskytuje zirkón, apatit a monazit. Majú peliticko-psamitický charakter, čo sa miestami prejavuje striedaním bohatších biotitických partií (pôvodne pelitické – ílovité – bridlice) a kremenno-živcových polôh (pôvodné droby). Na základe geochemického štúdia sa stanovilo, že protolitom týchto rulovitých hornín boli najmä nezrelé psamitické (arenitické) horniny drobovitého charakteru s prispením vyzretejších hydrolyzátových ílovitých hornín, ako aj polôh piesčito-arkózovitých hornín.

Z geotektonického hľadiska zdrojom týchto pôvodne klastogénnych a chemogénnych sedimentov bol recyklovaný panafrický kontinentálny magmatický oblúk severného okraja Gondwany (Ivan et al., 2001; Ivan a Méres, 2006).

V oblasti Svätého Jura pri štátnej ceste sú známe výskyty biotitických svorových pararúl, ktoré sú diskordantne, ale aj konkordantne injekčne migmatitizované okolitými granitoidmi za vzniku hybridných migmatitických hornín s arteritickou a nebulitickou textúrou. Svorové ruly Pezinských Karpát boli regionálne periplutonicky metamorfované v staurolitovo-chloritovej a staurolitovo-sillimanitovej zóne (Korikovskij et al., 1984; Krist et al., 1992). Vek metamorfózy týchto biotitických svorových pararúl bol stanovený Rb/Sr metódou (Bagdasarjan et al., 1983) na 380 ±20 mil. r. V rámci našej úlohy sme tieto svorovo-rulové horniny datovali pomocou EMP na monazite, pričom vzorky xenolitov rúl z oblasti Panskej lúky – Malého Slavína vykazujú vek metamorfizmu 357 ± 5,5 mil. r.

198 aktinolitické amfibolity

Ide o nízko metamorfovaný komplex bázických vulkanitov. Sú prevažne svetlozelené, masívne alebo foliované, zložené najmä z aktinolitu, albitického plagioklasu, prehnitu alebo klinozoisitu. Obsahujú akcesorický karbonát, titanit a pyrit. Nízkoteplotné amfibolity obsahujú aj modrozelený amfibol (magneziohornblend alebo tschermakit) a albitický plagioklas. Aktinolit je lokálne zachovaný ako reliktné jadrá v porfyroblastoch amfibolu. Magnetit a pyrit sú bežné akcesorické minerály. Protolitom boli tak výlevné, ako aj vulkanoklastické horniny (bázické tufy a tufity). Metamorfované bázické vulkanity sa často striedajú s polohami bridlíc s prímesou organickej hmoty. Protolitom čiernych bridlíc bol pelagický íl s organickou hmotou (Ivan a Méres, 2003). Protolitom a geochemickou charakteristikou metabazitov sa najnovšie zaoberali najmä Ivan a Méres (2006). Metabazity zaraďujú (l. c.) do perneckej skupiny a podľa ich geochemických štúdií predstavujú neúplnú ofiolitovú sekvenciu z oceánskej kôry zaoblúkového bazénu. Za najpravdepodobnejší vek týchto hornín považujú devón až spodný karbón. Metabázické horniny tvoria charakteristickú súčasť vulkanicko-sedimentárneho komplexu harmónskej série v metamorfovanom obale Pezinských Karpát ako súčasť vrchnej litostratigrafickej stavby. Metamorfované bázické vulkanity – amfibolity – tvoria väčšie telesá v oblasti

Dúbravky, Hrubej pleši (krematórium), Železnej studienky, Veľkej a Malej Bane, ako aj malé telesá v oblasti Lamača, Rače a Koliby v rámci bratislavského masívu. Väčšie telesá v rámci modranského masívu sa nachádzajú aj v pezinsko-perneckom kryštaliniku, či už v pezinskej skupine alebo harmónskej formácii a formácii Čertovho kopca. Malé polohy (telesá) sú aj v oblasti Hrubej doliny a Dolinkovského vrchu. Väčšinou sú to tmavosivé až zelenočierne jemno- až strednozrnné horniny so všesmerne zrnitou až masívnou, ale aj mierne bridličnatou, plošne paralelnou textúrou. Ojedinele sa vyskytujú aj škvrnité typy. Štruktúra je lepidogranoblastická, nematoblastická, prípadne granonematoblastická.

Na minerálnom zložení sa podieľajú amfibol (aktinolitický ± obyčajný), miestami uralitizovaný, a plagioklas (tvoria 80 – 90 obj. % horniny), menej kremeň, biotit, chlorit a minerály epidotovo-zoisitovej skupiny. V akcesorickom množstve sa vyskytujú magnetit, titanit, titanomagnetit a apatit, z rudných minerálov sa najčastejšie vyskytuje pyrit a pyrotín. Plagioklas s pôvodným zložením oligoklas – andezín je miestami albitizovaný a vyplnený klinozoisitom. Amfiboly majú najčastejšie hnedý alebo tmavozelený pleochroizmus, ale vyskytujú sa aj ihlice s modrozeleným pleochroizmom. Poukazuje na to aj zloženie od aktinolitu po magneziohornblend. V niektorých tufitických varietach zelených bridlíc je prítomný aj pôvodný sedimentárny karbonát, zmenený na mramorizovaný kalcit. V oboch výskytoch dominujú metamorfované analógy tufitických typov. Pravé žilné telesá výlevných bázických magmatitov sa tu nezistili, aj keď sú typické pre harmónsku sériu s. s.

Z geodynamického hľadiska aktinolitické amfibolity predstavujú produkty devónskeho bázického vulkanizmu späté s vývojom zaoblúkovej panvy, ktoré boli následne v spodnom karbóne metamorfované. Metamorfná rekryštalizácia metabazitov spojená s kolíznym pohltením zaoblúkovej panvy a zhrubnutím kôry dosiahla fáciu epidotických amfibolitov (Korikovskij et al., 1984; Krist et al., 1992).

197 metapieskovce, čierne bridlice, lokálne s preplástkami bázického tufu, hyaloklastitmi, čiernymi kvarcitmi, silicitmi a lyditmi

Čierne bridlice sú na viacerých miestach nositeľmi Fe a sulfidickej mineralizácie. Príkladom takejto zóny je ostrý s.-j. hrebeň medzi kótami Čertov kopec (751,8) a Skalnatá (704,1). Nižší obsah Co, Cu, Ni, Cr, Sr, V a B indikuje šelfové prostredie ich vzniku (Khun, 1985). Vyšší obsah O indikuje litorálne prostredie. Nižší pomer V/Cr korešponduje s viac anoxickým prostredím (Putiš et al., 2004).

Makroskopicky sú to jemno- až drobnozrnné horniny tmavosivej až čiernej farby, miestami sa okrem metapieskovcov nachádzajú aj metapelitické variety. Majú bridličnatú laminárnu až páskovanú textúru. Štruktúra je heterogénna, s prechodmi od lepidoblastickej do granoblastickej, v typických laminárnych až páskovaných typoch väčšinou lepidogranoblastická až granolepidoblastická. V bridličnatých varietach lokálne pozorujeme krenulačnú kliváž. Na minerálnom zložení sa podieľajú najmä jemnozrnný izometrický kremeň s veľkosťou menej ako 0,3 mm a jemnozrnný grafitický pigment. V menšej miere sa vyskytuje aj jemnozrnný albit, biotit a sericit, z akcesórii apatit a zirkón. Z obdobných grafitických hornín sa v minulosti stanovil vek sedimentácie týchto hornín z oblasti Harmónie na devónsky na základe stratigrafie akritárch, fytodetritu a spór (Cambel a Čorná, 1974; Cambel a Planderová, 1985).

Tenké telesá metabazaltov vystupujúce v čiernych bridliciach sú geochemicky blízke E-MORB, OIB a CT (kontinentálne tholeiity; vnútroplatňová geochemická afinita; Ivan et al., 2001). To ich odlišuje od bazaltov typu N-MORB v perneckej skupine. Reliktné textúry pôvodných mandľovcovitých bazaltov sprevádzané hyaloklastikami a pyroklastikami v asociácii s vrstvami a šošovkami mramoru indikujú plytkovodné prostredie – môžu reprezentovať okrajovú časť zaoblúkového bazénu so stenčenou kontinentálnou kôrou. Spoločné vystupovanie uvedených litotypov spolu s malými žilami gabier až gabrodioritov v prostredí čiernych bridlíc sa zistilo vo vrchnej časti harmónskej sukcesie v sz. okolí Modry. Metamorfované gabrá až gabrodiority predstavujú strednozrnné až hrubozrnné tmavosivé, tmavozelené a zelenkavé horniny s nápadnými výrastlicami bieleho plagioklasu. Hlavnou minerálnou súčasťou amfibolických hornín je vápenatý amfibol (hornblend), plagioklas, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny a olivín. Lokálne je prítomný biotit, chlorit, albit a kalcit, v akcesorickom množstve magnetit (často titanomagnetit), titanit, apatit, kremeň, pyrit a pyrotit a sporadicky aj zirkón. V rámci hrubozrnnej textúry dosahujú minerály priemernú veľkosť do 3 mm.

196a fylity, metapelity a biotitické metapieskovce a metadroby s polohami grafitických bridlíc

196b fylity s vysokým obsahom grafitickej hmoty

Ide o komplex nízko metamorfovaných hornín z vyššej časti pôvodnej hercýnskej kôry. Prevládajúcim typom hornín sú fylity, buď sivozelenkavé sericiticko-chloritické, prevažne pelitického pôvodu, detailne zvrásnené, so sekrečnými žilkami kremeňa (typicky sú vyvinuté na devínskom brale), alebo sú biotitické, tenkobridličnaté, s vložkami čiernych bridlíc a sericiticko-chloriticko-biotitických bridlíc. Miestami prechádzajú do metapieskovcov (metadrôb). V komplexe fylitov vystupujú hojné metabázické horniny, čo sa prejavuje

miestami vulkanickou prímesou v pôvodných sedimentoch. Čierne grafitické bridlice reprezentujú charakteristický litotyp vrchnej časti pezinskej skupiny vystupujúci v celom jej priebehu. Plošne najrozsiahlejší je ich výskyt v širšom južnom okolí kóty Mešťanková (611,1) na území listu Modra-Harmónia. Tam sa smerom ku kóte Čertov kopec (751,8) v dôsledku silne komprimovanej až izoklinálnej stavby tektonicky zubovite stýkajú s metabazitmi perneckej skupiny. Prítomnosť preplástkov čiernych a tmavosivých silicitov a lyditov v súbore čiernych bridlíc súvisí s počiatkom submarinného vulkanizmu, ktorý sa neskôr intenzívne prejavoval v perneckej skupine vo forme bimodálneho a bazaltového vulkanizmu (efuzíva a extrúzie). Silicity a lydity sa zistili najmä v zóne severného vystupovania kryštalinických hornín pri východnom závere Švancpošskej doliny a južne od Drevárne v závere Modranskej doliny, kde sa s nimi spája prítomnosť stratiformnej sulfidickej mineralizácie. Základné metamorfné minerály fylitov sú kremeň, albit, chlorit, muskovit a biotit. Ojedinele sa vyskytuje granát, miestami obsahujú uhlíkatú hmotu. Z komplexu fylitov sa urobilo množstvo chemických analýz (sústredené najmä v práci Cambela et al., 1990) na stanovenie protolitu a ďalšie geochemické závery. Protolitom boli rozličné typy psamitických hornín (najmä charakteru drôb), v menšej miere pelitické sedimenty s obsahom organickej hmoty (Cambel et al., l. c.). Podľa výskumu palynomorf (Čorná, 1968; Cambel a Planderová, 1985) by uvedené metasedimenty mali vekove patriť do spodného paleozoika. Na rozdiel od svorových rúl sú produktmi mladšieho orogenetického cyklu, keďže sedimentovali na okraji devónskeho bazénu a metamorfované boli pri jeho pohltení počas kolízie variského orogénu. Tvoria vrchnú litostratigrafickú stavbu staropaleozoického metamorfovaného komplexu Západných Karpát. Na zmapovanom území sa vyskytujú ako tenké polohy (preplástky) vo vulkanicko-sedimentárnom komplexe oblasti Velkej a Malej Bane, ako aj na západnom okraji kryštalinika v oblasti Medených hámrov, Panského lesa, Prostredného vrchu a Volhoviska. V modranskom masíve sa vyskytujú v rámci harmónskej formácie zase v Hrubej doline, na Malej homoli, nad Vinosadmi-Kamenicou, v samotnej Harmónii a v pruhu od Častej po Orešany.

Makroskopicky sú to tmavosivé horniny. Majú typickú plošne paralelne bridličnatú až laminárnu textúru, ale aj nevýrazne plošne usmernenú až masívnu. Väčšinou sú to jemnozrnné až drobnozrnné horniny. Majú usmernenú lepidogranoblastickú štruktúru. Väčšinou majú psamitický charakter s malou prímesou peliticko-ílovitého materiálu, pričom pri časti sľúd nevylučujeme ani detritálny pôvod. V grafitických fylitoch je evidentný grafitický pigment. Na minerálnom zložení týchto metasedimentárnych hornín sa podieľajú kremeň, plagioklas, K-živec, biotit, ± grafit, z akcesórií najmä granát, zirkón a monazit. Metamorfná rekryštalizácia spojená s kolíznym prekrytím a umiestnením mezohercýnskych granitoidov dosiahla vyššiu časť fácie zelených bridlíc. Chemické zloženie základných minerálnych fáz metadrôb a fylitov vykazuje relatívne homogénnu kompozíciu (Plg s An = 27,5 – 30,5, Bt s Mg/Mg + Fe = 0,44 – 0,50, Grt – Alm = 67,5 – 73,6, Sps = 13,1 – 16,4, Grs = 3,2 – 7,2, Prp = 9,1 – 10,2). Bridlice zelenkavej alebo sivozelenej farby reprezentujú jemnozrnné horniny (fylity), metamorfované vo fácii zelených bridlíc, ktoré sú často detailne prevrásnené. Vďaka dominujúcemu chloritu a muskovitu, resp. sericitu majú lepidoblastické štruktúry a jemnobridličnatú textúru. Charakteristická minerálna paragenéza biotitovej zóny je Chl + Ms + Ilm + Qtz ± Pl ± Bt. Ako akcesórie sa uvádzajú leukoxén, zirkón a apatit. Lokálne býva prítomná aj organická substancia. Protolitom fylitov a fylitických bridlíc z oblasti bratislavského masívu boli pelitickejšie horniny, na rozdiel od fylitov a fylitických hornín na SV od osi divergencie, kde bol metamorfovaný všeobecne psamitickejší protolit. V prikontaktných zónach s granitoidnou magmou fylity lokálne nadobúdajú charakter svorových rúl až rúl s granátom a staurolitom.

Kvarcity až metapieskovce reprezentujú metamorfované pôvodné psamitické sedimenty. Sú to tvrdé húževnaté svetlosivé, sivé až žltosivé, ostrohranne sa rozpadávajúce horniny. Vystupujú v malých polohách v oblasti 700 m na Z od kóty Peterklin (553,4) a asi 900 m na JJZ od kóty Skalnatá (704,1).

Z geotektonického hľadiska zdrojom týchto pôvodne (dominantne) klastogénnych hornín bol kontinentálny magmatický oblúk na okraji devónskej zaoblúkovej panvy. Metamorfné postihnutie na okraji bratislavského masívu ma zonálny regionálny periplutonický charakter a metamorfóza fylitov a biotitických metadrôb dosiahla biotitovú zónu (Korikovskij et al., 1984; Krist et al., 1992).

195 mramory a erlany

Metamorfované slienité vápence až erlany tvoria stratiformné polohy uprostred fylitov až kontaktných rohovcov harmónskej sukcesie ako súčasti pezinskej skupiny. Ich výraznejšie povrchové výskyty sú v severnom okolí obce Dubová, kde vystupujú vo viacerých šošovkách. Metamorfované slienité vápence sú sivej, ružovkastej alebo zelenkastosivej farby so zreteľnou sedimentárnou vrstvovitosťou. Miestami majú značné množstvo uhlíkatej substancie a nadobúdajú tmavosivú farbu. Pôvodný vápenec morského pôvodu sedimentoval v spodnom až strednom devóne, ako na to poukazujú sporadické nálezy článkov krinoidov, goniatitov a zvyškov tentakulitov (Chlupáč in Buday et al., 1962). Typickou lokalitou výskytu skarnitizovaných rekryštalizovaných vápencov až mramorov je oblasť Dolinkovského vrchu. Metakarbonátové teleso na tejto

lokalite má hrúbku asi 20 m a nachádza sa v prostredí čiernych bridlíc s preplástkami bázických tufov a hyaloklastitov. Vekové zaradenie do stredného devónu indikuje aj ich stratigrafická pozícia nad emskými litickými metadrobami vo vrchnej časti harmónskej sukcesie (Cambel a Čorná, 1974; Cambel a Planderová, 1985). V aureole kontaktných vápenatých erlanov (resp. vápenato-silikátových rohovcov) sa zistila minerálna asociácia kalcit, grossulár, vesuvianit, wollastonit, diopsid, epidot, klinopyroxén, kremeň a titanit (Cambel et al., 1989; Gaweda a Kohút, 2007). Granáty vytvárajú porfyroblasty s veľkosťou do 1 cm v jemnozrnnom matrixe so zložením kalcit – kremeň – diopsid. Grossulárový poikiloblastický granát vykazuje nevýraznú mikrochemickú zonálnosť s poklesom obsahu Fe a Ti od jadra porfyroblastu smerom k okrajom. V granáte sa zistili inklúzie diopsidu, kalcitu, kremeňa a titanitu (cf. Kohút et al., 2008; Uher a Kohút, 2009). Makroskopicky sú to svetlosivozelenkavé horniny s červenohnedými granatickými polohami. Majú drobno laminovanú až šmuhovitú textúru. Štruktúra je granoblastická, s náznakom páskovania. Študované erlany sú zložené z klinopyroxénu (zmesi diopsidu a hedenbergitu), granátu s grossulárovým zložením, epidotitu, klinozoisitu, plagioklasu dvoch generácií – stredne bázický Plg I (andezín až labradorit) a Plg II (albit), K-živca, biotitu, karbonátu – kalcitu – a kremeňa. Z akcesorických minerálov boli pozorované titanit, rutil a pyrotín. Cambel a Macek (1972) a Cambel et al. (1989) okrem spomenutých minerálov vo vápenato-silikátových horninách Veľkej Bane identifikovali aj vesuvianit, augit a pumpellyit ako inklúziu v granáte. Autori (l. c.) predpokladali, že tieto erlany reprezentujú metamorfované polohy karbonátov v prostredí bázických tufov a tufitov.

Metamorfóza erlanových polôh dosiahla hodnota P = 350 MPa (3,5 kbar) a maximálnu teplotu T = 550 až 560 °C. Je to v zhode s metamorfným stupňom okolitých amfibolitov podľa Korikovského et al. (1984), Cambela et al. (1989) a Krista et al. (1992). Chemické zloženie vybraných analyzovaných minerálov je v tab. 1.

Pernecká skupina

Pernecká skupina vystupuje v osovej zóne pezinsko-perneckého kryštalinika vo výraznom a silne komprimovanom pruhu so sz.-jv. priebehom. V zmysle definície a geologicko-tektonických evidencií Putiša et al. (2004), ale aj geochemických evidencií Ivana et al. (2001) a Ivana a Méresa (2006) reprezentuje exhumovanú nekompletnú ofiolitovú suitu (oceánska kôra zaoblúkového typu?). Prevládajúca vergencia transpresného vejára je na JZ, čo sa prejavuje násunom rekryštalizovaných bazaltových hornín na pararuly pezinskej skupiny, ale aj na SV, kde sú tieto horniny severovergentne nasunuté na čierne fylity vrchnej časti pezinskej skupiny. Zachovali sa aj v príkrovovej troske južne od kóty Gajdoš (650). V novej interpretácii Putiša et al. (2004) perneckú skupinu reprezentuje **formácia Čertovho kopca.** Hlavným litotypom perneckej skupiny sú rekryštalizované jemnozrnné bazalty a sprievodné tufitické horniny. Lokálne sa zistili žilné telesá doleritického gabra, gabrodioritov až porfyritov. Preplástky čiernych a aktinolitických bridlíc, lokálne so stratiformnou mineralizáciou tzv. produktívnych zón (cf. Putiš et al., 2004), vystupujú v úzkych pruhoch sz.-jv. priebehu, ktoré sú reliktom tektonickej redukcie pôvodných sedimentov. Suita metabazaltov s preplástkami čiernych bridlíc a silicitických hornín – lyditov so stratiformnou sulfidickou mineralizáciou tzv. produktívnych zón – je blízka typu N-MORB (Ivan et al., 2001). Vysokotlakové minerálne asociácie sa nezistili. Celková rekryštalizácia hornín s generovaním novotvarového aktinolitu súvisí s orogénnou metamorfózou. Na mnohých miestach sa zistil aj kontaktne metamorfný prepis. Pri metamorfóze perneckej skupiny je pozorovateľný periplutonický a tektonometamorfný prepis spôsobený tepelným účinkom intrudujúcich granitoidov bratislavského a modranského masívu. Periplutonická metamorfóza lokálne dosiahla až spodnú časť amfibolitovej fácie.

Predintruzívnu premenu indikujú relikty hnedého pargasitického amfibolu z počiatočných vysokoteplotných fáz metamorfózy oceánskych riftov (Ivan a Méres, 2006). Stratiformné sulfidické impregnácie a prežilnenia vznikajúce v dôsledku rýchleho chladnutia po výleve bazaltovej lávy indikujú pôvodnú hydrotermálnu cirkuláciu a metamorfózu až do fácie zelených bridlíc. Najslabšie metamorfované metabazity vystupujú na sz. okraji kryštalinika od Svätého vrchu s prerušeniami až po dolinu Javorníky pri Kuchyni. Tvorí ich prevažne asociácia dlhostĺpčekovitého horečnatého aktinolitu, klinozoisitu, plagioklasu a titanitu (l. c.). Zvyšovaním stupňa periplutonickej premeny sa menia na amfibolity – pôvodný aktinolit je nahradený modrozeleným magneziohornblendom a v najvyššom stupni hnedozeleným až hnedým tschermakitom alebo pargasitom vystupujúcim v asociácii s plagioklasom a ilmenitom. Amfiboly najvyššieho stupňa premeny sa zistili v oblasti Modranská Baba – Gajdoš (Ivan, 2008).

Na vek perneckej skupiny sa usudzuje nepriamo podľa veku granitoidov, ktoré do hornín perneckej skupiny intrudujú (348 ± 4 mil. r.; Cambel et al., 1990; rozhranie turnén – visén). Keďže vek pezinskej skupiny, v ktorej laterálnom pokračovaní a nadloží horninové sekvencie perneckej skupiny vznikali, je spodný devón, za najpravdepodobnejší vek perneckej skupiny je potrebné považovať devón až spodný karbón.

Tab. 1. Reprezentatívne chemické zloženie jednotlivých minerálov zo vzorky erlanu z Veľkej Bane.

Min.	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Act	Act	Cpx	Cpx	Pump	Zo	Alb	Ms	Gar	Tt	Ilm
SiO_2	45,094 2	48,978 2	50,998 8	54,493 4	52,388 5	53,715 1	38,463 5	39,196 0	68,282 0	50,497 5	37,937 0	37,937 6	–
TiO_2	0,512 9	0,649 3	0,261 1	0,178 1	0,024 3	0,047 0	0,038 3	0,123 5		0,022 3	0,039 0	36,814 5	54,650 3
Al_2O_3	11,236 9	6,749 1	5,131 0	3,682 1	0,667 3	0,486 1	26,299 5	31,948 5	19,814 0	30,729 9	19,987 0	2,443 7	–
FeO	12,600 9	11,004 1	10,748 1	9,099 2	10,236 4	7,677 4	2,121 6	1,309 0	0,008 0	2,109 5	8,380 0	0,358 3	41,169 0
CaO	12,491 6	12,346 3	12,693 8	13,228 0	24,345 6	24,547 2	23,911 6	24,527 3	0,411 0	0,120 4	31,762 0	28,770 1	0,434 0
MgO	12,706 3	14,899 4	15,762 5	17,780 1	11,347 4	13,487 2	3,277 1	0,014 8	–	1,999 8	0,118 0	0,007 8	0,591 0
MnO	0,266 2	0,273 9	0,196 1	0,176 1	0,360 4	0,234 4	0,107 3	–	–	0,031 6	0,988 0	0,054 1	2,587 3
Na_2O	1,929 9	1,412,0	0,935 4	0,714 3	0,206 0	0,180 5	0,010 0	0,013 9	11,335 0	0,166 4	–	0,002 3	0,012 3
K_2O	0,528 1	0,111 9	0,121 9	0,073 9	0,013 3	–	0,067 9	–	0,046 0	10,036 3	–	–	0,001 1
NiO	0,037 8	0,109 4	0,080 4	–	0,013 4	0,064 9	0,011 2	–	–	–	0,003 0	0,076 4	–
ZnO	–	0,009 3	–	–	0,076 5	–	–	–	–	0,020 4	–	0,028 2	0,070 5
Cr_2O_3	0,165 0	0,125 4	0,113 2	0,041 0	0,044 6	0,046 8	0,005 5	0,042 0	–	–	–	0,009 1	0,025 8
Cl	0,010 3	–	0,002 6	–	0,002 7	0,008 2	0,024 9	0,001 7	–	–	–		0,003 8
SrO	–	–	–	–	–	–	–	–	0,013 0	–	–	–	–
Spolu	97,58		97,04	99,47	99,73	100,49	94,34	97,18	99,91	95,73	99,21	99,10	99,55
Si	21,078	22,894	23,838	25,472	24,488	25,108	17,979	18,321	31,917	23,604	17,733	14,274	–
Ti	0,308	0,389	0,157	0, 107	0,015	0,028	0,023	0,074	–	0,013	0,023	22,070	32,763
Al	5,947	3,572	2,716	1,949	0,353	0,257	13,919	16,909	10,487	16,264	10,578	1,293	–
Fe	9,795	8,554	8,355	7,073	7,957	5,968	1,649	1,018	0,007	1,640	6,514	0,279	32,001
Ca	8,928	8,824	9,072	9,454	17,400	17,544	17,090	17,530	0,294	0,086	22,700	20,562	0,310
Mg	7,662	8,985	9,505	10,722	6,843	8,133	1,976	0,009	0,000	1,206	0,071	0,005	0,356
Mn	0,206	0,212	0,152	0,136	0,279	0,182	0,083	–	–	0,025	0,765	0,042	2,004
Na	1,432	1,048	0,694	0,530	0,153	0,134	0,007	0,010	8,409	0,123	–	0,002	0,009
K	0,438	0,093	0,101	0,061	0,011	–	0,056	–	0,038	8,332	–	–	0,001
Ni	0,030	0,086	0,063	–	0,011	0,051	0,009	–	–	–	0,002	0,060	–
Zn	–	0,008	–	–	0,062	–	–	–	–	0,016	–	0,023	0,057
Cr	0,113	0,086	0,078	0,028	0,031	0,032	0,004	0,029	–	–	–	0,006	0,018
Cl	0,010	–	0,003	–	0,003	0,008	0,025	0,002	–	–	–	–	0,004
Sr	–	–	–	–	–	–	–	–	0,011	–	–	–	–
O	41,631	41,920	42,312	43,935	42,123	43,048	41,513	43,276	48,749	44,426	40,827	40,487	32,022
Spolu	97,58	96,67	97,04	99,47	99,73	100,49	94,33	97,18	99,91	95,73	99,21	99,10	99,54

194 fylity až svorové fylity a kremité biotiticko-muskovitické fylity s granátom, s malým podielom uhlíkatej substancie

Predstavujú komplex detailne prevrásnených hornín, ktoré vystupujú na leme svorových rúl pri styku s amfibolitmi perneckého komplexu v širšej oblasti Podbabskej doliny východne od Perneka. Pôvodne predstavovali cyklickú sedimentáciu ílovitých a ílovito-piesčitých sedimentov, prerušovanú tvorbou silicitov v hrúbke do niekoľko cm. Sú detailne prevrásnené a pravdepodobne zároveň reprezentujú v sedimentárnom priestore hlbšie uloženú sedimentárnu sukcesiu v porovnaní s predchádzajúcim litotypom svorov až svorových rúl.

V porovnaní so svormi a svorovými rulami sú menej metamorfované. Pravdepodobne to súvisí aj s ich distálnejšou pozíciou vo vzťahu ku kontaktným účinkom granitoidov.

Smery uloženia horninových pruhov v oblasti Podbabskej doliny, ale aj vo východnej časti územia Modry-Harmónie (malé šupiny nad kameňolomami v. od Baby) sú paralelné so smermi v blízkych mezozoických členoch borinskej, prípadne orešianskej jednotky. Poukazuje to na výrazné tektonometamorfné prepracovanie v alpínskom cykle.

193a jemnozrnné a strednozrnné metabazity, aktinolitické a čierne bridlice

Na základe petrografických charakteristík a podľa stupňa metamorfózy pôvodných bazaltov možno rozlíšiť tieto petrografické typy: 1. zelené bridlice, 2. nízkoteplotné amfibolity, 3. vysokoteplotné amfibolity. Metamorfované bázické horniny predstavujú produkty hercýnskej regionálnej a kontaktne periplutonickej metamorfózy v podmienkach amfibolitovej fácie pri teplote okolo 400 – 550 °C a tlaku 300 – 350 MPa. V súčasnosti sa tieto horniny ponímajú ako relikt oceánskej kôry. Poukazujú na to metabazalty typu N-MORB a nekompletná ofiolitová sukcesia. Bázické horniny majú svoje maximálne rozšírenie v perneckej skupine, ale vyskytujú sa aj na jz. okraji MK od Devínskej Kobyly po Borinku a sporadicky aj v harmónskej sukcesii. V perneckej skupine ich tvorí mohutný komplex amfibolitov, doleritických gabier a metabázických pyroklastík (aktinolitické bridlice) s rôznym podielom organickej hmoty (čiernych bridlíc) a stratiformnými pyritovo-pyrotitovými polohami. Amfibolity v perneckej skupine sú jemnozrnné až celistvé masívne a tvrdé horniny tmavosivej až čiernej farby. Vyznačujú sa nevýraznou metamorfnou foliáciou až všesmernou textúrou. Metagabrá predstavujú strednozrnné až hrubozrnné tmavosivé horniny s nápadnými výrastlicami bieleho plagioklasu. Hlavnou minerálnou súčasťou amfibolických hornín je vápenatý amfibol (hornblend), v menšej miere je zastúpený plagioklas a minerály epidotovo-zoisitovej skupiny, lokálne biotit, chlority, albit a kalcit, v akcesorickom množstve je prítomný magnetit (často titánový magnetit), titanit, apatit, kremeň, pyrit a pyrotit. Amfibolity – metamorfované bazaltické horniny – v oblasti bratislavského masívu sú prevládajúco jemno- až strednozrnné. Majú nematoblastické až granonematoblastické textúry, ale niekedy sú prítomné aj zle zachované zvyšky doleritických, ofitických, porfýrických, amygdaloidálnych a hyaloklastických textúr. Amfiboly v amfibolitoch bývajú často usmernene orientované. Zelené bridlice sú svetlozelené masívne alebo foliované horniny, zložené najmä z aktinolitu, albitického plagioklasu, prehnitu alebo klinozoisitu. Obsahujú akcesorický karbonát, titanit a pyrit. Nízkoteplotné amfibolity obsahujú modrozelený amfibol (magneziohornblend alebo tschermakit) a albitický plagioklas. Aktinolit je lokálne zachovaný ako reliktné jadrá v porfyroblastoch amfibolu. Magnetit a pyrit sú bežné akcesorické minerály. Vysokoteplotné amfiboly sú zložené z hnedozeleného hornblendu (magneziohornblend alebo pargasit) a albitického plagioklasu. Epigenetický karbonát bol transformovaný na diopsid.

Jedným z výsledkov nového mapovania bolo aj potvrdenie alochtonity hornín perneckej skupiny na komplexe pararúl pezinskej skupiny. Táto alochtonita sa dá preukázať výraznou plastickou deformáciou živcových porfyroblastov v metabazitoch. Už skôr ju doložili Putiš et al. (2004), resp. Putiš (2006). Geochemický výskum potvrdil, že aktinolitické bridlice je možné považovať za relikt ofiolitovej sukcesie.

193b hrubo- až strednozrnné a porfýrické plagioklasové metagabrá, viac-menej deformované, metamorfované

Plagioklasové metagabro je popri aktinolitických bridliciach dôležitým litotypom perneckej skupiny. Výraznejšie polohy metagabra sú medzi obcou Pernek a kótou Kostolný vrch (480,8), v širšom okolí kót Prostredný vrch (601,1), Čmele (708,9) a Javorina (703,3). Metagabro sa vyznačuje svetlozelenou farbou a čiastočne zachovanou gabroidnou štruktúrou. Asociáciu magmatických minerálov reprezentuje bázický plagioklas, klinopyroxén a ilmenit. V dôsledku metamorfnej rekryštalizácie vo fácii zelených bridlíc (prehnit – aktinolit) vznikla nová asociácia tremolit – aktinolit, prehnit, klinozoisit, albit, Mg-chlorit, titanit a karbonáty. Horniny s výrastlicami plagioklasu podľahli pri kompresnej hercýnskej fáze intenzívnej deformácii a pôvodné

výrastlice živcov sú vyvalcované na vretenové útvary s veľkým predĺžením, čo indikuje značný jednosmerný tlak pri ich deformácii.

Distribúcia hlavných a stopových prvkov asociuje gabro s typom N-MORB. Typický je aj nízky obsah HFSE a REE (La_x = 5,06), rovnako ako ploché chondritovo normalizované obrazy REE s ochudobnením o ľahké REE (La_x/Yb_N = 0,71; La_N/Sm_N = 0,55). Zistila sa len nevýrazná Eu anomália (Eu/Eu* = 1,08). Duktilné pretvorenie, ktorým sa vyznačujú litotypy danej formácie, je v prípade tohto hrubozrnného typu magmatickej horniny preukázateľné aj makroskopicky, najmä vďaka výraznej deformácii plagioklasov.

192 pestrý vulkanický komplex – metamorfované produkty bazaltového a keratofýrového vulkanizmu, silicity, zelené a čierne fylity

Horniny pestrého vulkanického komplexu reprezentujú pestrý súbor sedimentov a produktov bimodálneho vulkanizmu z obdobia pokročilého štádia riftogenézy na kontinentálnej kôre a počiatkov oceanizácie kôry – bazalty, keratofýry a ich pyroklastiká, silicity a zelené a čierne fylity.

S pestrým vulkanickým komplexom je asociovaný horizont čiernych bridlíc produktívnych zón s pyritovo-pyrotínovým a Au-Sb zrudnením. Preplástky hornín pestrého vulkanického komplexu boli zmapované v zóne sz.-jv. priebehu severne od kóty Trojárová a v paralelnom sz.-jv. pruhu 800 – 1 000 m na sever od horárne Rybníček.

Na uvedených výskytoch sa nachádzajú relikty starých prieskumných a banských diel. Stratiformná mineralizácia na časti z nich sa ešte v nedávnej minulosti ťažila (napr. ložisko Trojárová).

Horniny pestrého vulkanického komplexu vykazujú znaky orogénnej metamorfózy vo fácii zelených bridlíc, korešpondujúcej s metamorfózou ostatných litotypov perneckej skupiny (novotvorený aktinolit, biotit, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny, dynamická rekryštalizácia kremeňa a ďalších reologicky mäkkých fáz, mylonitové stavby).

191 čierne bridlice produktívnych zón s pyritovo-pyrotínovým a Au-Sb zrudnením

V dôsledku silne komprimovanej transpresnej stavby čierne a aktinolitické bridlice vystupujú v troch budinovaných zónach generálne sz.-jv. priebehu. Najjužnejšou zónou týchto bridlíc vo formácii Čertovho kopca je zóna Trojárovej. Jej integrálnou súčasťou sú aj tenšie (rádovo desiatky metrov) polohy pestrého vulkanického komplexu a tzv. produktívej zóny s pyritovo-pyrotínovým a Au-Sb zrudnením. Ďalšia segmentovaná zóna čiernych a aktinolitických bridlíc prebieha na úrovni Prostredného vrchu a najsevernejšia zóna nachádzajúca sa na sever od horárne Rybníček má generálne severo-južný priebeh.

Na základe zvýšeného obsahu Co, Cu, Ni, Cr, Sr, V a B v čiernych bridliciach produktívnych zón (Khun, 1985) je možné vznik hornín formácie Čertovho kopca asociovať s distálnou časťou bazénu (cf. Putiš et al., 2004). Podobne korelácia S a C_{org} z čiernych bridlíc produktívnych zón indikuje euxínske prostredie ich vzniku a korelácia V/Cr s O indikuje výrazne anoxické prostredie.

190 žily doleritického gabra až gabrodioritu a plagioklasového metagabra

Žily doleritického gabra až gabrodioritu maximálnej veľkosti prvých desiatok metrov boli zmapované v oblasti Kostolného vrchu (481 m n. m.) a v oblasti Bartošky južne od Švancpošskej doliny. Kontaktné účinky malých intrúzií vyznievajú už vo vzdialenosti okolo 50 m od intrúzií. Metamorfované gabrá až gabrodiority predstavujú strednozrnné až hrubozrnné tmavosivé, tmavozelené a zelenkavé horniny s nápadnými výrastlicami bieleho plagioklasu. Hlavnou minerálnou súčasťou amfibolických hornín je vápenatý amfibol (hornblend), plagioklas a minerály epidotovo-zoisitovej skupiny, rovnako ako olivín. Lokálne je prítomný biotit, chlorit, albit a kalcit, v akcesorickom množstve magnetit (často titánový magnetit), titanit, apatit, kremeň, pyrit a pyrotit a sporadicky aj zirkón. V rámci hrubozrnnej textúry dosahujú minerály priemernú veľkosť do 3 mm. Častá je retrográdna premena mafických minerálov v dôsledku rýchleho ochladenia malých intrúzií chladnejšími okolitými horninami, ako aj v dôsledku následných tektonometamorfných procesov a vznik kumulácií chloritu izometrického tvaru, ktoré dosahujú veľkosť až 1 cm.

Izometrické kumulácie chloritu s veľkosťou do 1 cm sú reliktmi po pôvodných mafických magmatických mineráloch [oblasť kóty Hradisko (800) zhruba 1 400 m na V od centra obce Pernek].

GRANITOIDNÉ HORNINY

V záverečných fázach hercýnskeho orogénu po hlavnom vrásnení a metamorfóze vystúpili rozsiahle granitoidné telesá. Počas pomerne širokého časového rozpätia granitizácie (360 – 250 mil. r.) vznikli v Západných Karpatoch neskoroorogénne granitoidy neveľkej diferenciačnej škály. Tak ako vo väčšine

jadrových pohorí, aj v MK granitoidné horniny vytvárajú základ kryštalinika – budujú podstatnú časť bratislavského, ale aj modranského masívu. Vek granitoidných hornín bratislavského masívu bol determinovaný Rb/Sr metódou (Bagdasaryan et al., 1982) na 347 ± 4 mil. r., kým vek modranského masívu poskytol izochrónny vek 324 ± 10 mil. r. Moderným datovaním zirkónov sa však zistil synchrónny vek oboch masívov, zhruba 350 mil. r. (Kohút et al., 2009). Rozloženie jednotlivých typov granitoidov v bratislavskom masíve je paralelné so smerom pretiahnutia kryštalického jadra (SV – JZ). Na stavbe bratislavského masívu sa podieľa päť základných skupín granitoidných hornín, ktoré vo vertikálnom reze reprezentujú pravdepodobne rôzne úrovne masívu. Modranský masív budujú dva základné typy granitických hornín a oba masívy v rámci Pezinských Karpát sú lokálne obohatené o dioritické horniny.

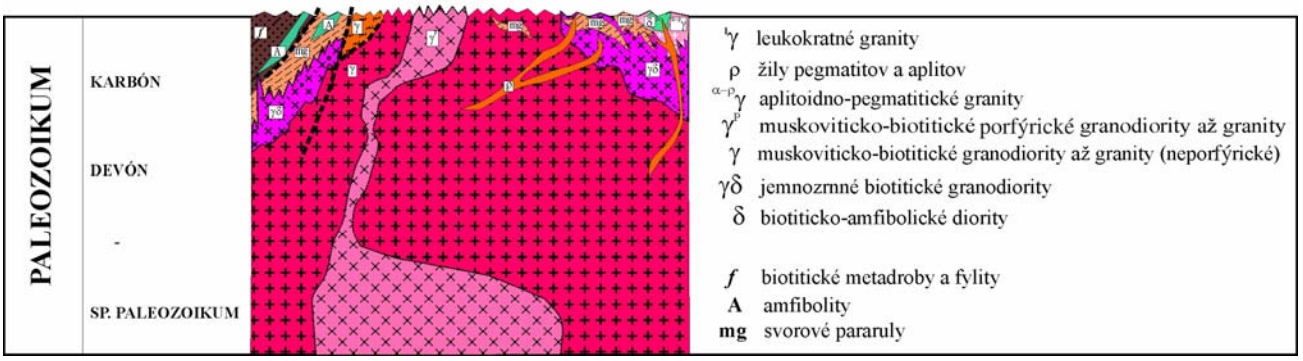
189 biotiticko-amfibolické diority

Tvoria telesá hrubé rádovo niekoľko desiatok až stoviek metrov. Najväčšie teleso v rámci celých Pezinských Karpát predstavuje teleso v Hlbokej ceste bratislavského masívu. Okrem spomenutej lokality sa v rámci bratislavského masívu vyskytujú aj na Kalvárii, Okánikovej ulici a Západnom rade. V modranskom masíve sa vyskytujú najmä na Peterkline, v hornej časti doliny Modranského potoka a pri Pezinku. Známe sú aj z vrtných prác v oblasti Kolárskeho vrchu. Sú to tmavozelenosivé stredno- až hrubozrnné (lokálne aj drobnozrnné) horniny. Majú všesmernú textúru, prítomné sú však aj usmernené typy. Štruktúra je dioritická, hypidiomorfne zrnitá, miestami aj porfýrická a typická kumulátová, s makroskopickým amfibolom tmavozelenočiernej farby (0,5 – 1 cm) v kremenno-živcovej hmote. Ide o magmatickú horninu, o čom svedčí aj prítomnosť titanomagnetitov rozpadnutých na ilmenit a magnetit. Na minerálnom zložení sa podieľajú plagioklas, obyčajný amfibol, kremeň, biotit ± pyroxén ± K-živec. V akcesorickom množstve sa vyskytuje titanit, apatit, zirkón, magnetit, pyrit ± allanit. Plagioklasy sú silne alterované, s náznakom oscilačnej zonálnosti s $An_{25–55}$. Xenomorfný kremeň je väčšinou intersticiálny, s undulóznym zhášaním. Zelené idiomorfné amfiboly (magneziohornblendy a aktinolity s Mg# = 0,5 – 0,8) sú zatlačené biotitom, lokálne sú aj chloritizované. Biotit má pleochroizmus hnedých odtieňov, prerastá s amfibolom a poikiliticky býva uzatvorený aj v plagioklasoch. Na styku dioritov a okolitých granitoidov možno občas pozorovať lemy leukotonalitov. Aplitové a pegmatitové žily často nepravidelne prenikajú aj priamo do dioritového telesa a na ich okraji sú vyvinuté biotitové lemy. Objavujú sa aj drobné telesá masívnych hrubozrnných dioritov až gabrodioritov. Diority možno považovať za samostatné postmetamorfné intruzívne prieniky, ktoré sa pravdepodobne sformovali v začiatku hercýnskeho granitoidného magmatizmu.

Výrazná farebná a minerálna odlišnosť dioritických hornín z jv. okraja MK oproti okolitým muskovitico-biotitickým (± dvojsľudovým) granodioritickým horninám bola znázornená aj na prvej farebnej publikovanej mape MK (Kornhüber, 1865) a neskôr aj na mape Becka a Vettersa (1904). Od čias Andriana (1864) až po Richarza (1908), ale aj Zoubka (1936) a Koutka a Zoubka (1936) sa tieto diority považovali za bázické diferenciáty bratislavského granitového masívu, a teda za komagmatické horniny. Názory na ich genézu sú stále kontroverzné, lebo sa považujú jednak za produkty magmatickej diferenciácie (pozri predchádzajúci text), jednak za produkty asimilácie a metasomatózy amfibolitov (Cambel et al., 1981; podporujú to výskyty blokov amfibolitov medzi blokmi dioritov v oporných múroch na okolí Kalvárie), prípadne za produkty staršieho nezávislého bázického magmatizmu s uplatnením procesov chemického a fyzikálneho zmiešavania – *mixingu* a *minglingu* (Uher et al., 2001). Hoci Zoubek (1936) a Koutek a Zoubek (1936) považovali tieto diority za komagmatické horniny s okolitými granitoidmi, vo vysvetlivkách a v profile tento východ dioritov opisujú ako štruktúru „volského oka“ s výraznou prechodnou zónou do granodioritov. To by sa dnes dalo interpretovať ako zóna interakcie v magmatickom stave pri intrúzii synplutonickej dioritickej žily do granodioritického rezervoáru (mixing). Rozmery dioritického telesa (1 x 0,7 km) však skôr naznačujú, že diority už boli solidifikované pri intrúzii granitickej taveniny, a teda došlo k hybridizácii pri natavení okrajov dioritu, čiže skôr k *minglingu* alebo *stopingu*.

Dioritické horniny Malých Karpát boli exaktne datované viacerými metódami. Na základe K/Ar datovania vychladnutia amfibolov na 373 – 365 mil. r. (zhruba 500 °C) a biotitov na 355 – 345 mil. r. (zhruba 300 °C) v práci Cambela et al. (1979) môžeme predpokladať, že vekovo mierne predchádzali okolité granitoidy alebo sú súveké (synplutonické žily?). To sa potvrdilo aj v súčasnosti datovaním zirkónov U-Th-Pb metódou na prístroji SHRIMP. Datovali sa vzorky z lokalít Hlboká cesta a Peterklin. Zistil sa magmatický vek 353 a 342 mil. r. (Kohút at al., 2011).

V práci Cambela a Vilinoviča (1987) sa uvádzajú charakteristiky dioritov z oblasti Bratislavy-Hlbokej cesty, Kalvárie, Brnianskej, Pražskej a Lamačskej cesty, z oblasti Pezinka-Kolárskeho vrchu a z modranského masívu z oblasti Peterklin – Skalnatá (704,1 m n. m.) a doliny Modranského potoka (asi 1,2 km zjz. od k. Gajdoš (650).



Obr. 2. Litostratigrafická tabuľka kryštalinika tatrika, bratislavský masív Malých Karpát (M. Kohút, 2011).

188 biotitické a muskoviticko-biotitické granodiority až tonality

Budujú najmä západnú časť modranského masívu od Kamenného vrchu cez Skalnatú po Baďurku, od Panského domu cez Prostredník po Hajdúchy, ako aj šupinu kryštalinika Jarky východne od Geldeka. Makroskopicky sú to strednozrnné horniny sivozelenej, ale aj sivobéžovej farby s rovnomerne všesmerne zrnitou, lokálne nevýraznou porfýrickou textúrou a hypidiomorfnou zrnitou štruktúrou. Najhojnejším minerálom je prevažne hypidiomorfný, menej idiomorfný zdvojčatený plagioklas (až do 64 obj. %), ktorý je smerom od stredu k okrajom silne sericitizovaný. V slabo premenených kryštáloch je prítomná lamelácia, prípadne optická zonálnosť. Plagioklas býva bázický, v stredoch až s An_{42}. Kremeň (do 35 obj. %) býva undulózny, alotriomorfný až hypidiomorfný, vystupuje aj intersticiálne, prípadne poikiliticky uzatvára sericitizované plagioklasy. Draselný živec (do 15 obj. %) je slabo pertitický, tvorí myrmekity, väčšinou je intersticiálny, lokálne uzatvára drobné kryštály plagioklasu. Biotit, prevažne xenomorfný (do 12 obj. %), je pleochroický (od hnedočervenej do svetlohnedej farby), na okrajoch niekedy až vybielený, miestami chloritizovaný. Sagenit je zriedkavý. Muskovit sa vyskytuje podstatne menej ako biotit (sporadicky do 2,5 obj. %), vždy však ide o sekundárny bauerit z biotitu. V týchto horninách bol ojedinele pozorovaný aj amfibol. Z akcesórií je prítomný acikulárny apatit, zirkón, allanit a opakové minerály – magnetit, pyrit, ± pyrotín. Zo sekundárnych minerálov okrem baueritu, titanitu a chloritu sa tu vyskytuje prehnit a minerály epidotovo-zoisitovej skupiny.

Podobne ako v bratislavskom masíve, variský vek týchto granodioritov až tonalitov modranského masívu sa potvrdil K/Ar vekom chladnutia biotitov poukazujúcim na stuhnutie pred 344 – 318 mil. r. (Bagdasaryan et al., 1977). Hoci Rb/Sr celohorninové datovanie poskytlo mladší izochrónny vek, 324 ± 10 mil. r. (Bagdasaryan et al., 1982), porovnateľný vek, zhruba 320 mil. r., sa zistil U-Pb konvenčným datovaním zirkónov (Ščerbak et al., 1988).

Prekvapujúco vyšší vek sa zistil U-Th-Pb datovaním monazitov metódou CHIME s využitím elektrónovej mikrosondy (EMP), a to 345 ± 22 mil. r. (Finger et al., 2003). Je to v zhode s našimi novými údajmi získanými metódou CHIME indikujúcimi vek intrúzie 355 ± 18 mil. r. Tento vek je viac-menej zhodný s datovaním U-Th-Pb zirkónov metódou SHRIMP (Kohút et al., 2009), pri ktorom sa zistil vek identickej vzorky 347 ± 4 mil. r. Je zaujímavé, že vek týchto granitov typu I modranského masívu je takmer zhodný s vekom granitov typu S bratislavského masívu.

Už Cambel a Valach (1956) vyčleňovali v modranskom masíve „*autometamorfované granity s ružovými živcami*“, pretože mierka generálnych máp (Cambel in Buday et al., 1962, 1963) nedovoľovala zobraziť tieto polohy na mape. Na regionálnej mape Malých Karpát (Cambel in Maheľ, 1972) sú však v oblasti Kobylskej doliny (Hajdúchy, Rakové, Zakopané) tieto „porfýrové“ granity kartograficky ohraničené. Zo samotných autorských opisov sa dozvedáme, že ide iba o „... *nevýrazné šlírovité polohy*“ a *„... výrastlice sú tvorené hlavne plagioklasom, hornina má znaky deformácie, biotit je miestami deformovaný, chloritizovaný a okrem magnetitu sú tu prítomné aj šupiny spekulatitu...“*, čo indikuje, že ide len o tektonicky deformované partie, kde ružové sfarbenie spôsobilo uvoľnené Fe. Keďže už Cambel a Vilinovič (1987) vylúčili tieto „autometamorfované granity s ružovým živcami“ ako samostatný typ granitoidov modranského masívu a správne ich považovali za produkt deformácie a alterácie, prikláňame sa k tomuto názoru a na mape ich nezobrazujeme.

187 dvojsľudové granodiority až granity

Tento typ granitických hornín buduje v modranskom masíve jeho južnú (jv.) časť v oblasti medzi Kamenicou, Barvienkom, Malou homoľou, Šárkou, Tisovou a Písaným. Makroskopicky sú to nerovnomerné, stredne až hrubšie zrnité horniny svetlosivej až sivobéžovej farby, lokálne aj s pleťovým nádychom. Majú

nehomogénnu textúru, miestami všesmerne zrnitú, lokálne pseudoporfýrickú, v okrajových častiach často so znakmi tektonodeformačného postihnutia. Väčšinou majú hypidiomorfne zrnitú štruktúru, lokálne porfýrickú, v postihnutých častiach mylonitickú až kakiritickú. Na minerálnom zložení tohto typu granitoidov modranského masívu sa podieľa plagioklas, kremeň, K-živec, biotit, muskovit, ojedinele aj amfibol, v akcesorickom množstve je prítomný apatit, titanit, zirkón, monazit, xenotím, ± allanit, opakové minerály magnetit a pyrit, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny a zo sekundárnych minerálov chlorit, bauerit, limonit a titanit.

Plagioklasy sú väčšinou hypidiomorfne obmedzené, s veľkosťou do 2 – 3 mm, lokálne do 5 mm. Uzatvárajú kremeň a biotit, lokálne sú zatlačené K-živcom na okrajoch za vzniku pertitu. Často sú zonálne, pričom centrálna časť je saussuritizovaná. V strednej časti sa miestami zachovalo albitické lamelovanie a na okraji sú albitové lemy. Modálny obsah plagioklasov varíruje v rozmedzí 33 – 45 obj. %. K-živce v objemovom množstve 24 – 10 % sú väčšinou hypidiomorfné, alotriomorfné a intersticiálne, často so znakmi deformácie mikroklínovým mriežkovaním. Poikiliticky uzatvárajú kremeň, plagioklas a biotit, prítomné sú rôzne formy pertitov. Kremeň tvorí veľké alotriomorfné aj hypidiomorfné zrná do 2 – 4 mm s undulóznym zhášaním a zubovitým ohraničením. Uzatvára živce a sľudy, lokálne je prítomný myrmekit. Jeho objemové zastúpenie v tomto type granitoidov je od 38 do 28 obj. %. Biotit tvorí lišty a lupene s veľkosťou do 2 – 3 mm hnedých pleochroických odtieňov prerastajúce s muskovitom. Často je však chloritizovaný a baueritizovaný. Drobné lupienky sú poikiliticky uzatvorené najmä v živcoch. Býva poohýbaný až polámaný. Modálny obsah v hornine je 7 – 11 obj. %. Muskovit tvorí menšie lišty do 1 mm, prerastá s biotitom a jeho obsah je 1 – 3 obj. %. Väčšinou je však prítomný sekundárny muskovit z biotitu. Amfibol bol pozorovaný len ojedinele v podobe drobných hypidiomorfných zŕn s veľkosťou do 0,3 mm. Apatity, či už súdočkovité, uzavreté v biotite, alebo acikulárne v biotite a kremenno-živcových polohách, sú najčastejšou akcesóriou. Vyskytujú sa aj spolu s magnetitom a titanitom. Ojedinelé monazity boli datované na EMP, pričom sa zistili porovnateľné vekové údaje ako pri granodioritoch-tonalitoch modranského masívu.

V oblasti južne od Veľkej a Malej homole vystupujú ako súčasť alpínskej štruktúrno-tektonickej jednotky v tektonickej pozícii nad orešianskou jednotkou. Podrobnejšie sú opísané v skupine blastomylonitov, aj keď sú často dobre zachované primárne magmatické stavby. Granitoidné horniny tohto pruhu sú postihnuté deformáciou najmä v jz. častiach. V smere na SV je teleso tektonicky oddelené len okrajovými mylonitovými zónami zo sz. a jv. strany. V oblasti sz. od Medvedej skaly smerom k Papierničke a Kobylskej doline postupne intruduje do svorových rúl.

186 drobnozrnné biotitické a muskoviticko-biotitické granodiority

Tento typ granitoidných hornín buduje vrchnú etáž bratislavského granitoidného masívu. Sú v ňom zachované takmer všetky enklávy metamorfitov s rozmermi od niekoľko cm až do niekoľko 100 m. Miestami tento typ granitoidov má charakter „hybridných granitoidov“. Pri nedokonalej asimilácii zvyškov rulovitých xenolitov môžeme pozorovať náznaky rulovitej, usmernenej plošne paralelnej stavby. Vyskytujú sa v ňom aj hojné pegmatity a aplity, často aj ako prechodné pegmatitické a aplitoidné syenogranity a alkalické živcové granity, ktoré sú produktom zvyškovej magmy a stuhli v puklinách v menšej hĺbke a pri nižšom tlaku. Tento typ granitických hornín sa vyskytuje v hrebeňovej časti pohoria v oblastiach Brezová lúka – Vajnorská hora, Staré rúbanisko, Panský les, Spariská, Čierny vrch, Hrubý Drieňovec, Húštiny, Kamzík – Mestská hora, Veľký Javorník – Človečia hlava, Hrubý vývoz a Klčovanice – Krkavec – Kolárske.

Makroskopicky sú to nerovnomerne zrnité, drobno-, menej až strednozrnné horniny svetlosivej farby, často v dôsledku zvetrania na povrchu s okrovým nádychom. Majú všesmerne zrnitú, ale aj palimpsetne šmuhovitú textúru, v prípade hybridných typov nevýrazne plošne usmernenú. Štruktúra je najčastejšie hypidiomorfne zrnitá, prípadne panalotriomorfne zrnitá, v hybridných prechodoch reliktne granolepidoblastická. Minerálne zloženie tvorí plagioklas viacerých generácií, kremeň, K-živec, biotit, muskovit a akcesórie – zirkón, apatit, monazit, ilmenit, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny ± opakové minerály. Plagioklas tvorí väčšinou hypidiomorfné zrná s veľkosťou do 1 – 2 mm s náznakom zonálnosti, pričom bázickejšie jadrá (Plg I) bývajú saussuritizované, prípadne sericitizované. Plg II tvorí málo postihnuté zrná okolo Plg I, miestami vyplnené biotitom a oválnym kremeňom. Vyznačuje sa albitovým a menej častým karlovarským lamelovaním. Plg III tvorí albitické lemy na okrajoch kompozitných zŕn. K-živec je väčšinou iba intersticiálny, menej tvorí hypidiomorfné zrná s veľkosťou do 0,5 mm.

Kremeň tvorí hypidiomorfné zrná s veľkosťou do 1 mm a alotriomorfné agregáty do 2,5 mm, často s undulóznym zhášaním. Biotit hnedých pleochroických odtieňov tvorí lištovité zhluky do 2 mm. Väčšinou je do rôzneho stupňa alterovaný za vzniku sekundárneho muskovitu a chloritu. Muskovit sa vyskytuje menej ako biotit, býva uzatvorený v biotite. Monazit tvorí drobné hypidiomorfné uzavreniny v biotite, prípadne v plagioklasoch a kremeni s veľkosťou do 100μm.

Monazity zo vzorky MK-6 z Veľkého Javorníka boli datované na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX 100 v ŠGÚDŠ na 349 ± 11 mil. r.

185 strednozrnné muskoviticko-biotitické granodiority až granity

Budujú centrálnu časť bratislavského masívu. V tomto type sa len ojedinele nachádzajú enklávy metamorfitov. Predpokladáme, že tento typ granitických hornín tvorí relatívne hlbšiu časť bratislavského granitoidného masívu, v ktorej poklesnuté bloky pararúl boli takmer úplne pretavené a resorbované. Tento typ granitoidov podstiela jemnozrnné biotitické granodiority, ktoré tvoria apikálnu časť normálne zonálneho plutónu. Podobne pegmatity a aplity sa vyskytujú v tomto type menej často.

Tento horninový typ predstavuje základnú, najviac rozšírenú varietu granitických hornín v súčasnom erozívnom zreze bratislavského granitoidného masívu. Na zmapovanom území sa tento typ granitických hornín dominantne vyskytuje v oblasti Hrubý Hajdúch – Dubové – Bukovec – Cerová dráha, ale aj Písaný kameň – Kačín a Hrubá Pleš pri krematóriu, Hrubý Hajdúch – Popálené – Hviezda – Kozí chrbát (pod Somárom), Vajnorská hora – Kamenný kopec – Hrnčiare (pri Svätom Jure) a Tri kamenné kopce – Konský vrch – Medvedie údolie. Makroskopicky sú to nerovnomerne zrnité strednozrnné horniny svetlosivej až tmavšie sivej farby s okrovým až hnedastým nádychom. Majú všesmerne zrnitú textúru, miestami s neresorbovanými rulovitými mikroxenolitmi, ako aj drobnými chuchvalcami pegmatitov a aplitov. Štruktúra je hypidiomorfne zrnitá, lokálne s náznakom porfýrickej. Na minerálnom zložení týchto granitických hornín sa podieľajú: plagioklas viacerých generácií, kremeň, K-živec, biotit, muskovit, v akcesorickom množstve najmä apatit, zirkón, monazit, ilmenit a xenotím.

Plagioklas tvorí zrná s alotriomorfným až hypidiomorfnýn obmedzením, len ojedinele boli pozorované idiomorfné tvary. Väčšinou sa vyskytujú dve až tri generácie (Plg I – III). Bazicita Plg I varíruje v rozsahu $An_{(27–41)}$ v rámci andezínu – väčšinou sú to intenzívne premenené jadrá starších plagioklasov, lokálne oscilačne zonálne uzatvorené v Plg II. Ich bazicita varíruje v rozsahu $An_{(18–32)}$ (kyslý až bázický oligoklas), pričom táto generácia sa vyznačuje menšou sericitizáciou, ako aj albitovým a menej častým karlovarským lamelovaním. Plg III tvorí kyslejšie okraje kompozitných zŕn plagioklasov väčšinou albitového zloženia.

Kremeň tvorí väčšie zrná či agregáty s alotriomorfným vývojom s veľkosťou do 2 – 3 mm. V medzizrnových priestoroch je v drobnejšom vývoji spolu so živcami. V závislosti od tektonického postihnutia horniny môže byť viac či menej podrvený, s čiastočným undulóznym zhášaním. Pokiaľ je uzatvorený v živcoch (staršia generácia), je izometrický, kvapkovitých tvarov.

K-živce zastupuje najmä ortoklas, ktorý vytvára väčšie alotriomorfne, menej hypidiomorfne obmedzené zrná, prípadne vypĺňa medzizrnové priestory. Zrná ortoklasu sú často pertitické, menej často môžu byť čiastočne mikroklinizované mriežkovaným mikroklínom, zriedkavo tvorí aj samostatné zrná. Často uzatvára staršie a drobnejšie plagioklasy a kvapkovitý kremeň, zriedkavejšie drobný biotit.

Biotit je hnedý až červenohnedý, tvorí drobnejšie, ako aj väčšie lupene a zhluky. Jeho množstvo je premenlivé. Býva len slabo premenený, uzatvára najmä zirkón, apatit a monazit. Prerastá s muskovitom. So stúpajúcim obsahom muskovitu sa môže zvyšovať aj premena biotitu (vybieľovanie, chloritizácia, epidotizácia). Horečnatosť sa pohybuje od 0,28 do 0,36, pričom jeho zloženie sa mení smerom od siderofylitu po annit (Cambel a Vilinovič, 1987).

Muskovit vytára samostatné väčšie lupene alebo ich zhluky v asociácii s biotitom, bežný je v jemnozrnnom vývoji ako produkt sericitizácie plagioklasu. V niektorých typoch nie je vôbec prítomný, v iných môže byť zastúpený aj v rovnakom množstve ako biotit. Monazity zo vzorky MK-58 z oblasti Človečej hlavy boli datované na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX 100 v ŠGÚDŠ na priemerný vek 353 ±7 mil. r. Dala sa pri tom identifikovať bimodálna distribúcia vekov jednotlivých bodových meraní so starším maximom zodpovedajúcim veku 378 ± 13 mil. r. a mladším maximom 337 ± 11 mil. r. Ich spoločná izochróna dáva vek v zhode s robustným monazitovým datovaním z 290 monazitových bodových údajov, a to 353 ± 2 mil. r. (Uher et al., v tlači).

Zaujímavosťou je, že v tejto analyzovanej vzorke (výbruse) sa nachádza aj biotitický rulový mikroxenolit, z ktorého monazity vykazujú vek 355 ± 17 mil. r. Aj tento vek je zhodný so spodnokarbónskym vekom granitového magmatizmu MK. Nami získaný CHIME vek granitického magmatizmu v bratislavskom masíve je zhodný s vekom stanoveným U-Th-Pb datovaním zirkónov metódou SHRIMP (Kohút et al., 2009) 355 ± 5 mil. r.

184 stredno- až hrubozrnné muskoviticko-biotitické granity, nevýrazne porfýrické

Tento typ granitoidov predstavuje iba varietu základného typu granitických hornín bratislavského granitoidného masívu – strednozrnných muskoviticko-biotitických granodioritov až granitov, od ktorých sa odlišuje najmä relatívnym zväčšením zrnitosti a prítomnosťou výrastlíc K-živca. Pri normálne zonálnych plutónoch porfýrické variety väčšinou tvoria centrálne, hlbšie časti plutónu. Výrastlice pri svojom raste zaznamenali dlhodobejší vývoj magmatických tavenín, často spätých s procesmi frakcionácie. Nevylučujeme, že tieto horniny môžu tvoriť aj samostatnú, mladšiu? intrúziu z hlbších častí plutónu do vrchnejších partií. Ich hranice

s okolitými granitmi sú vždy pozvoľné. Na zmapovanom území sa tento typ granitických hornín vyskytuje v oblasti Devína, Jezuitských lesov, Bieleho kríža, Veľkého Javorníka – Šenkárky – Jazera – Salaša – Hviezdy, menšie prieniky sú aj na hrebeni Krkavec a severne nad Limbachom. Zvýšenie obsahu K_2O v tavenine sa prejavilo nielen zvýšením množstva kryštalizačných jadier samostatných hypidiomorfných zŕn K-živca, ale aj rýchlou kryštalizáciou skeletálnych výrastlíc, ktoré pri rýchlejšom schladení taveniny (výstup do vyšších partií) neorientovane uzatvárali už vykryštalizované minerály (biotit, plagioklas, kremeň). Tieto výrastlice sú lepšie identifikovateľné v navetranom povrchu ako na leštenom povrchu, kde sa stratili rozdiely v ich štruktúrnom usporiadaní, zvýraznené práve zvetraním. Makroskopicky sú to stredno- až hrubozrnné, nerovnomerne všesmerne zrnité, ako aj porfýrické horniny väčšinou svetlosivej až pleťovej farby, miestami aj tmavšej sivej farby s okrovým až hnedastým nádychom. Majú nevýrazne porfýrickú a všesmerne zrnitú textúru. Štruktúra je typicky poikiliticko-porfýrická, s prechodmi do základnej, hypidiomorfne zrnitej.

Na minerálnom zložení sa podieľajú tie iste minerály ako v prípade predchádzajúceho základného typu granitoidov, no v dôsledku miestami zvýšeného obsahu K-živca a muskovitu sú častejšie granitické variety. Monazity zo vzorky MK-26 z oblasti Popáleného boli datované na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX 100 v ŠGÚDŠ. Zistil sa ich priemerný vek 358 ± 8 mil. r. Ako vidíme v rámci chyby merania, tento vek je zhodný s hlavným vekom granitového magmatizmu 353 ± 2 mil. r. (Uher et al., v tlači).

183 apliticko-pegmatitické granity

Bratislavský granitoidný masív ako typicky normálne zonálny granitový masív pozostáva zo 4 typov granitoidov. Najvrchnejšiu časť tvoria apliticko-pegmatitické granity, ktoré sa vo vrcholovej časti masívu vygenerovali v dôsledku „klobúkového“ *(carapace)* efektu pôsobením zvyškových tavenín obohatených fluidami na už solidifikované jemnozrnné biotitické granodiority. Tie tvoria vrch masívu v centrálnej hrebeňovej časti Pezinských Karpát. Vznik takýchto typov granitoidov je obyčajne podmienený existenciou relatívne nepriepustného panciera *(carapace)* nadložných (okolitých – hostiteľských) hornín, ktoré zabránia úniku zvyškových granitických tavenín bohatých na fluidá do vyšších častí kôry, a teda nastane vzájomná interakcia vyúsťujúca do vzniku exo- a endokontaktov. Z mierne „hybridizovaných“ jemnozrnných biotitických a muskoviticko-biotitických granodioritov (**186**) procesmi fluidnej alterácie vznikli apliticko-pegmatitické granity. Ako samostatný horninový typ sme tento typ granitov zobrazili na mape MK v jv. okraji bratislavského granitoidného masívu v oblasti Franclíky, Nová hora, Pekná cesta – Longtále, Tri duby, Vinohrady, Krivé jarky, Koliba, v oblasti Svätého Jura, Hájnej hory a západne od Myslenic-Medvedia. Je jasné, že tento horninový typ nepredstavuje „vyzretý“ homogenizovaný typ granitickej horniny, ale stuhnutú zmes viacerých petrografických typov hornín ako aplity, pegmatity, biotitické granodiority a muskoviticko-biotitické granodiority až granity, detailne opísané v kolónkach **186** a **182**.

182 žily pegmatitov a aplitov

Pegmatity a aplity sa všeobecne hojne vyskytujú v bratislavskom granitoidnom masíve, väčšinou však ako drobné žily a hniezda s rozmermi v priemere do 10 – 25 cm, menej do 1 m, prípadne tvoria celú zónu s ich intenzívnym prienikom do už solidifikovaných granitov, ktorú sme zmapovali ako samostatný horninový typ (pozri ďalej). V dôsledku slabej odkrytosti možno maximálnu hrúbku pegmatitových telies len zhruba odhadnúť na 1 – 2 m. Lokálne sme však zmapovali výskyty pegmatitov a aplitov v rámci iných typov granitoidov a svorových rúl, ktorých rozmery 20 – 40 m umožňujú zobrazenie samostatného telesa v mierke 1 : 10 000. Takéto výskyty pegmatitov a aplitov sme zaznamenali v oblasti Limbachu a Myslenic. Vo väčšine prípadov tieto žily pegmatitoidov majú smer SZ – JV a môžu predstavovať klasické protomagmatické kontrakčné pukliny vznikajúce pri chladnutí masívu, vypĺňajúce sa zvyškovou frakcionovanou granitickou taveninou. Makroskopicky sú pegmatity bratislavského granitoidného masívu hrubozrnné, nerovnomerne zrnité horniny. Na ich stavbe sa podieľajú: kremeň sivej farby s veľkosťoi do 1 – 2 cm, pleťovo ružový, ale aj tmavosivý K-živec s veľkosťou do 3 cm, miestami však tvorí aj veľké agregáty do 5 – 7 cm, a biely plagioklas s veľkosťou do 2 cm. Zo sľúd prevažuje muskovit s maximálnou veľkosťou lupeňov do 2 – 3 cm (ojedinele však boli pozorované aj vejárovité, trsovité zhluky). Biotit s veľkosťou do 0,5 – 2 cm je zastúpený podstatne menej. Ojedinele v Kobylskej doline sa však našli aj „ceruzkovité“ lištovité biotity s veľkosťou do 25 cm. Z akcesórií sa najčastejšie vyskytuje granát, menej zirkón, apatit a rudné minerály, ojedinele beryl a minerály kolumbitovo-tantalitovej skupiny. Aplity sú masívne, jemno- až drobnozrnné horniny svetlých, najčastejšie bielosivých odtieňov s béžovým nádychom. Vystupujú spolu s pegmatitmi, od ktorých sa líšia veľkosťou zrna (menej ako 2 mm). Majú podobné minerálne zloženie, len biotit obsahujú iba zriedka. Majú všesmerne zrnitú textúru a aplitickú, panalotriomorfne zrnitú štruktúru. Vnútornú zonálnosť hrubších pegmatitových žíl zväčša charakterizuje prítomnosť aplitických pegmatitov spolu s grafickými a blokovitými mikroklínmi na okrajovej a prechodnej zóne a hrubozrnný vývoj kremeňa + mikroklínu ± albitu + muskovitu ± biotitu a blokovitého

kremeňa v centrálnych zónach. Sivý pertitický mikroklín a biely albit formujú subhedrálne až euhedrálne kryštalické agregáty do veľkosti až 10 cm. Červenohnedé, sčasti alterované kryštály granátu (~60 – 65 mol. % almandínu, 30 – 35 mol. % spessartínu, do 5 mol. % pyropu + grossuláru) s veľkosťou do 3 cm sa miestami vyskytujú v hrubozrnných prechodných zónach pegmatitov bohatých na mikroklín. Charakteristické akcesorické minerály pegmatitov bratislavského masívu tvoria: metamiktný zirkón (najmä subtyp G_1), apatit, monazit-(Ce), vzácne xenotím-(Y), gahnit, pyrit, beryl a minerály kolumbitovo-tantalitovej skupiny. Na základe prítomnosti Be-Nb-Ta minerálov v najfrakcionovanejších granitových pegmatitoch bratislavského masívu (napr. pri Kamzíku, Sitine a Švábskom vrchu) môžeme tieto pegmatity klasifikovať ako L-C-T skupinu, berylový typ a berylovo-kolumbitový subtyp vzácnoprvkových granitových pegmatitov v zmysle súčasnej klasifikácie (Černý a Ercit, 2005).

V oblasti severne od Koreňového vrchu (599 m n. m.) smerom k sedlu pezinskej Baby a jej okoliu prenikajú pegmatitové žily cez komplex svorových rúl. Tu evidentne porušujú metamorfnú foliáciu svorových rúl, ktorá má sz.-jv. smer. Pegmatitové žily majú v.-z. priebeh.

181 mylonitizované svetlé muskovitické a dvojsľudové granity

Lemujú západnú časť masívu medzi Záhorskou Bystricou a Prepadlým. Koutek a Zoubek (1936a) pokladali tieto granitoidy za okrajovú fáciu bratislavského masívu, Cambel (in Buday et al., 1962) ich označil za mladšiu leukokratnú intrúziu. Podľa Vilinoviča (1981) tieto granitoidy petrologicky nespĺňajú kritérium magmatického vzniku a uvažuje o metasomatickom ovplyvnení ich minerálnej asociácie. Na zmapovanom území sa tieto granity vyskytujú v oblasti Prepadlého, v páse od Červeného potoka cez lokalitu Pri zabitom a na lokalitách Svätá hora, Stádnisko, Sekyl po Písaný kameň a Boky. Na základe terénneho a petrografického štúdia sa domnievame, že tieto horniny vznikli dislokačným postihnutím granitoidov spojeným s metasomatizmom, ku ktorému dochádza pri metamorfóze strižných zón. Tieto granity majú často porfyroklastickú štruktúru, lokálne sú zbridličnatené. Plagioklasy sú značne deštruované za vzniku sericitu, z ktorého miestami vykryštalizovali neoblastické muskovity, a tie sú usmernené. Stupeň postihnutia týchto granitoidov zodpovedá strednému stupňu „c" „pretvorenia" v zmysle *„strain analysis"* (Burg a Laurent, 1978). Väčšinou sú to strednozrnné, miestami aj hrubozrnnejšie a drobnozrnnejšie granitické variety bielej až bielosivej farby so zelenkastým odtieňom, rovnomerne, ale aj nerovnomerne zrnité. Majú heterogénnu, všesmerne zrnitú textúru s prechodmi do tektonicky deformačne usmernenej textúry. Štruktúra je väčšinou dynamofluidálna – porfyroklastická, lokálne so zvyškami pôvodnej, hypidiomorfne zrnitej. Na minerálnom zložení týchto granitoidov sa podieľajú: kremeň, K-živec (mikroklín), plagioklas (albit – oligoklas, An_{4-28}), muskovit, a baueritizovaný biotit, z akcesórií zirkón, apatit, monazit ± granát.

Ojedinelé pne muskovitických svetlých granitov sa často nachádzajú na styku granodioritu až tonalitu modranského typu s nadložnými metamorfitmi. Takýto peň sa nachádza v závere Modranskej doliny j. od k. Gajdoš. Vystupuje v podloží hercýnsky zblížených rúl, vyššie čiernych fylitov a ešte vyššie amfibolitov typu Čertovho vrchu. Samostatné teliesko je tvorené strednozrnným leukokratným peraluminóznym muskovitickým granitom a príznačná je prítomnosť almandínového? granátu.

Granitoidy tohto typu sú často tvorené len živcami, bez obsahu sľúd.

Horniny tohto typu vzhľadom na svoju pozíciu vo vrchných častiach magmatického kozuba modranských tonalitov – granodioritov – tvoria pňovité, ale častejšie doskovité telesá malej hrúbky na styku s vhodnými metasedimentárnymi litologickými zložkami. Buď reprezentujú mladší diferenciát obohatený o fluidnú zložku, alebo, a to je pravdepodobnejšie, predstavujú produkt doplnkového tavenia metasedimentov s vhodným peraluminóznym zložením vplyvom tepelnej a fluidnej kapacity magmy modranských tonalitov – granodioritov.

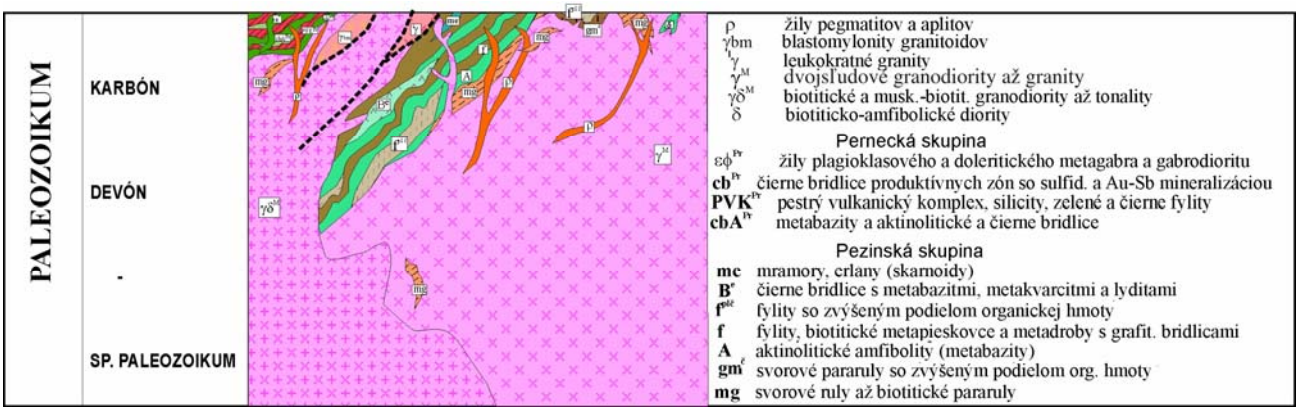
180 blastomylonity granitoidov

Spolu s obalovými členmi mezozoika sú súčasťou významnej alpínskej zóny prebiehajúcej v. od horárne Rybníček (oblasť Vajčatého smerom na Veľkú homoľu (709 m n. m.), Malú homoľu (638 m n. m.) a Tisové (473 m n. m.) na území listu Modra-Harmónia. Túto zónu takmer v celom priebehu lemujú obalové kvarcity spodného triasu. Táto zóna predstavuje významný alpínsky štruktúrny fenomén, ktorý oddeľuje bratislavský a modranský príkrov v zmysle Plašienku (1991). Z ich podložia tu vystupuje subautochtónna orešianska jednotka. Už Cambel (1950) uvádzal: *„Najmä medzi modranskou Veľkou a Malou Homolou a Troma jazdcami nachádzajú sa silne stlačené a mylonitizované horniny, ktoré miestami naznačujú svoj pôvod v žulách; inokedy jasne vidieť, že vznikali pri tektonických presunoch z hornín drobových, zlepencových, prislúchajúcich do série spodnotriasových kremencov, resp. permských klastík."* Tieto horniny niektorí autori (Toborffy, 1917, in Cambel, 1950) považovali aj za porfyroidy.

V tejto zóne možno pozorovať prechody od menej deformovaných granitoidov až po mylonity bridličnatého charakteru s foliačnými plochami pokrytými zelenkavou sľudou a očkami kremeňa, prípadne živcov, pričom pripomínajú arkózové metasedimenty.

Mylonitizované granitoidné horniny reprezentujú prevažne dvojsľudové a muskovitické granity. Sem možno zaradiť alkalicko-živcový granit (vzorka V-2) z oblasti kóty Peprovec alebo vzorky V-213 a VK-214 z územia sz. od Medvedej skaly (Cambel a Vilinovič, 1987).

Predpokladáme, že celý tektonicko-štruktúrny segment v nadloží orešianskej jednotky v uvedenom priebehu až po oblasť Kobylskej doliny pri Píle má afinitu k bratislavskému typu granitoidov. Vzťahy k južnejšie a severnejšie ležiacim modranským typom granitoidov a kryštalinika sú tektonické. V severovýchodnom zakončení tohto pruhu granity intrudujú do svorových rúl, ktoré patria k pezinskej skupine (analóg svorových rúl z pezinskej Baby).



Obr. 3. Litostratigrafická tabuľka kryštalinika tatrika, modranský masív Malých Karpát (M. Kohút, 2011).

Geochemicky študované granodiority až granity bratislavského granitoidného masívu MK majú peraluminózny charakter s typickou dominanciou Na nad K [molárny pomer $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO) > 1$], nižším obsahom TiO_2, Al_2O_3, $Fe_2O_3 + FeO$, MgO a CaO. Takéto črty sú typické pre granitoidy typu S. Záznamy normalizovaných prvkov vzácnych zemín granitoidov bratislavského granitoidného masívu poukazujú na prevahu ľahkých vzácnych zemín nad ťažkými, pričom charakteristická negatívna európiová anomália sa zväčšuje v diferenciačnom trende od granodioritov cez monzogranity až po alkalicko-živcové granity. Trendy obsahu prvkov v Harkerových diagramoch indikujú v rámci vyčlenených granitických typov bratislavského granitoidného masívu podobnosť so suitou granitov typu S a zároveň ich odlišnosť od suity typu I modranského masívu. Shandov index dokumentuje slabú peralkalinitu vyčlenených granitických hornín. Distribúcia Zr poukazuje na rozdiel medzi acidnejšími a intermediárnymi magmatickými produktmi. Klasifikačný diagram R1-R2 indikuje príslušnosť študovaných hornín k orogénnym kolíznym granitoidom. Podľa diskriminačného diagramu v zmysle Pearca et al. (1984) sa vyčlenené granitoidy bratislavského granitoidného masívu premietajú do poľa granitoidov vulkanických oblúkov a synkolíznych granitov. Zirkóny v granitoch bratislavského masívu, ktoré sú súčasťou suity granitov typu S, tvoria obyčajne nízke subtypy S (najmä S_1, S_2, S_6, S_7), vysoké typy L (L_4, L_5) a typy G_1, prezentujúce typické kôrové prostredie vzniku s priemerným typologickým ťažiskom s hodnotami I.A = 326 a I.T = 269 (Broska et al., 2006). Už od čias generálnych máp (Cambel in Buday et al., 1962) sa bratislavský granitoidný masív uvádzal ako typický granitoidný masív s dominanciou kyslých, granitových petrografických variet nad mezokratnými, granodioriticko-tonalitickými varietami granitoidných hornín. Je zaujímavé, že v povedomí širšej geologickej verejnosti tento predsudok čiastočne prežil až do súčasnosti, hoci dôsledné používanie klasifikácie IUGS (Cambel a Vilinovič, 1987) poukázalo na prevahu monzograniticko-granodioritických variet. Snáď to bude aj tým, že monzogranitické a granodioritické variety bohaté na biotit sú náchylnejšie na zvetrávanie a v peneplenizovanom teréne potom výraznejšie vystupujú relatívne mladšie žilné variety svetlých apliticko-pegmatitických granitických typov. Náš petrografický výskum však potvrdil poznatok Cambela a Vilinoviča (l. c.), a teda prevahu mezokratných petrografických typov vo vrchných častiach bratislavského granitoidného masívu (pozri tab. 2). V zmysle hercýnskej tektonickej stavby sú granitoidy bratislavského granitoidného masívu súčasťou imbrikovanej kôrovej stavby, pričom hlavné črty tejto geologickej stavby sú dôsledkom hercýnskej kolízno-násunovej tektoniky. Pri kolízii dvoch veľkých kontinentálnych platní – Gondwany a Laurázie – sa uzavreli oceánske domény a nastala kolízia viacerých menších kontinentálnych fragmentov, derivovaných zo severného okraja Gondwany.

Tab. 2. Modálne zloženie granitických hornín bratislavského granitoidného masívu s použitím integrovaného stolíka Eltinor 4.

Vzorka	MK-6	MK-26	MK-58	MK-66a	MK-66b	MK-104	MK-110	MK-143	MK-184	MK-581	MK-622
Kremeň	38,2	39,3	31,0	35,5	34,3	37,4	36,4	30,1	34,3	29,6	36,3
Plagioklas	40,6	34,5	32,8	43,6	37,8	40,9	41,2	44,4	40,9	39,3	36,8
K-živec	10,1	20,4	28,2	9,2	18,5	14,8	17,3	11,9	13,4	19,2	15,2
Biotit	9,4	3,2	4,6	10,7	8,1	3,4	3,8	9,6	8,1	7,6	4,2
Muskovit	0,7	1,8	2,3	0,2	0,3	3,0	0,9	3,1	2,8	3,5	6,7
Akcesórie	1,0	0,8	1,1	0,8	1,0	0,6	0,4	0,9	0,5	0,8	0,8
Počet bodov	2 268	2 205	2 182	2 154	2 173	2 350	2 420	2 235	2 356	2 188	2 328

V mezohercýnskom období (devón – spodný karbón) pri vlastných kolíznych procesoch s tvorbou kôrových príkrovov došlo k taveniu a umiestneniu intrúzií kolíznych, peraluminóznych granitov.

Mezozoikum tatrika

Tatrikum MK, na rozdiel od ostatných jadrových pohorí Západných Karpát, je bohato členené na sústavu čiastkových príkrovových jednotiek zahŕňajúcich tak predalpínsky fundament, ako aj viacero mezozoických sukcesií, často zásadne odlišných (Plašienka et al., 1991). Podľa vystupovania sa čiastkové tatrické jednotky MK členia na dve skupiny:

- subautochtónne jednotky vystupujúce v najnižšej štruktúrnej pozícii odkrytej tektonickej stavby (teda relatívne autochtónne vo vzťahu k tektonickému nadložiu, ich vzťah k prípadným tektonicky ešte nižším jednotkám však nie je známy) – **borinská jednotka** a **orešianska jednotka**,
- veľkú alochtónnu jednotku nazývanú **bratislavský príkrov**, ktorú budujú **devínska**, **kuchynská**, **kadlubská** a **solírovská sukcesia**.

Perm

179 devínske súvrstvie: polymiktné arkózové brekcie, zlepence, arkózové pieskovce (vrchný perm)

Vrchnopaleozoické klastické sedimenty sú na zmapovanom území známe len z oblasti výskytu devínskej sekvencie bratislavského príkrovu z územia obce Devín a zo z. okolia Dolných Orešian a Dolian (Klokočina, Sklený vrch). Devínske súvrstvie z devínskeho hradného vrchu podrobne opísali Koutek a Zoubek (1936) a Kahan et al. (1973). Ako litostratigrafickú jednotku ho definovali Vozárová a Vozár (1988). V spodnej časti ho tvoria bazálne brekcie a polymiktné zlepence, vo vrchnejších častiach prevládajú hrubozrnné zbridličnatené arkózové pieskovce. Sú to nezrelé kontinentálne sedimenty, ktorých materiál pochádzal z bezprostredného kryštalinického podložia. Typová lokalita sa nachádza v južnej časti hradného areálu Devín, kde devínske súvrstvie leží v nadloží kremitých fylitov fundamentu bratislavského príkrovu a v podloží kremencov lúžňanského súvrstvia. Okrem toho sa úlomky arkóz miestami nachádzajú v sutine na jv. svahoch Devínskej Kobyly. Na rakúskej strane Dunaja v Hainburských vrchoch sa v tomto súvrství nachádza aj teleso kyslých vulkanitov – porfyroidov.

Trias

178 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce, zlepence, sporadicky piesčité bridlice; spodný trias (skýt)

Lúžňanské súvrstvie predstavuje bazálny mezozoický člen tak v autochtónnych sekvenciách tatrika, ako aj v sekvenciách tatrika bratislavského príkrovu. Spodnotriasové kremence vystupujú v borinskej skupine len vo forme blokov a olistolitov v jurských súvrstviach. Najväčšie z nich s objemom až niekoľko stoviek tisíc m³ nachádzame pri východnom okraji obce Borinka, nad lomom Prepadlé a na južnom hrebeni kóty Somár. V orešianskej sekvencii vystupujú na jej báze v pomerne mohutnom vývoji v takmer súvislom pruhu od Troch jazdcov cez Veľkú homoľu, tvoria dva pruhy cez Kamenný potok, Kuklu až do oblasti Píly a Červeného Kameňa a pokračujú severne až do oblasti k Veľkým Orešanom. V devínskej sekvencii vystupuje súvrstvie v priamom nadloží devínskeho súvrstvia v hradnom brale na Devíne a na hrebeni Devínskej Kobyly. V kuchynskej sekvencii vystupuje v menších šošovkách v podloží jurských sedimentov v oblasti Ostrého vrchu, Mešťankovej a v oblasti Starých hláv v závere Vývratskej doliny.

Na zložení súvrstvia sa litologicky podieľajú svetlosivé a ružové kremence, kremenné pieskovce, droby, arkózové pieskovce, miestami v bazálnych polohách aj konglomeráty. Kremence sú vačšinou lavicovité, hrúbka lavíc kolíše od 0,1 do 0,8 m. V bazálnej časti vystupujú zvačša polohy konglomerátov, resp. Mikrokonglomerátov, zložených prevažne z obliakov kremeňa. Len zriedkavo sú prítomné dobre opracované obliaky granitoidných hornín. Veľkosť obliakov nepresahuje 5 cm. Smerom do nadložia sa materiál postupne zjemňuje.

Štruktúra pieskovcov lúžňanského súvrstvia je psamitová, rovnomerne i nerovnomerne zrnitá. Veľkosť zŕn sa pohybuje od 0,1 do 0,3 mm. Z hľadiska štruktúrneho vytriedenia patria pieskovce lúžňanského súvrstvia k dobre vytriedeným sedimentom. Svedčí o tom rovnomerne zrnitá štruktúra, dobrá opracovanosť a pomerne nízky obsah ílovitej zložky.

Z petrografického hľadiska pieskovce lúžňanského súvrstvia patria v zmysle Pettijohna, Pottera a Sievera (1972) do skupiny arenitov.

Podstatnou minerálnou zložkou je kremeň. Zrná kremeňa sú zväčša polykryštalické, silno undulózne a monokryštalické.

Ďalšou určujúcou zložkou sú živce. Najhojnejší z nich je mikroklín. Z ostatných živcov sa zistili mikropertit, ortoklas a plagioklas. Pomerne hojné zastúpenie majú klastické sľudy, najmä muskovit, chlorit, sericit a rozložený biotit. Mišík a Jablonský (2000) uvádzajú časté úlomky kremenno-turmalinitických hornín.

Z úlomkov hornín sa zistili jedine acidné felzity mikrokryštalickej, resp. blastofelzitovej štruktúry. Z akcesorických minerálov sú zastúpené apatit, titanit, zirkón a opakové minerály. Základná hmota je prevažne sericitická. Obsahuje drobný železitý pigment.

Maximálna veľkosť obliakov zlepencov je až 5 cm. Sú zložené z obliakov kremeňa svetlej farby, pravdepodobne pochádzajúcich z pegmatitov a sivozelených silicitov. Za zmienku v devínskom úseku stojí hojná prítomnosť obliakov turmalinických hornín (cf. Bačík a Uher, 2007) a šikmého zvrstvenia poukazujúceho na prínos detritu zo Z – SZ (Mišík a Jablonský, 1978, 2000).

177 pestré ílovito-piesčité bridlice s vložkami kremených pieskovcov; spodný trias

Súvrstvie pestrých bridlíc je bezprostredne späté s podložným lúžňanským súvrstvím. Prechod z podložného súvrstvia je pozvoľný a vyznačuje sa zvýšenou frekvenciou vložiek pestrých peliticko-psamitických hornín. Charakteristickým znakom je ich pestré sfarbenie do fialových, červených a zelenkavých farebných odtieňov. Textúra týchto sedimentov je prevažne laminovaná, podmienená striedaním pelitického a psamitického materiálu.

Petrograficky zodpovedajú ílovito-piesčitým bridliciam až prachovcom. Obsahujú vložky drobnozrnných kremenných pieskovcov. Klastické zrná dosahujú maximálnu veľkosť 0,1 mm. Najčastejšie majú pelitickú a peliticko-psamitickú štruktúru.

Na zložení klastických zŕn sa podieľajú predovšetkým kremeň a úlomky sľúd. Z nestabilnej zložky sú prítomné zrná mikroklínu a sericitizovaného plagioklasu. Bežne sa vyskytujú úlomky acidných vulkanitov blastofelzitovej štruktúry. Z akcesórií je prítomný turmalín, zirkón, apatit, rutil a sporadicky aj titanit.

Ílová časť sedimentov je len slabo rekryštalizovaná, bohatá na limonitový a hematitový pigment. Pre drobnozrnné pieskovce je charakteristická poikiloblastická štruktúra. Základná hmota je sericitická a sericiticko-karbonátová, tmel je kremitý. V základnej hmote sa miestami nachádzajú agregáty anhydritu.

176 gutensteinské vápence a ramsauské dolomity; stredný trias (anis – ladin)

Väčšina triasových karbonátov v borinskej sekvencii vystupuje len vo forme úlomkov v jurských súvrstviach. Ich veľkosť kolíše od mikroskopických rozmerov po megaolistolity. Väčšie olistolity, ktoré sú znázornené aj na mape, nachádzame obyčajne uprostred karbonatických extraklastových brekcií borinských vápencov liasového veku. Triasové karbonáty zrejme tvoria aj normálne podložie borinských vápencov, ako je to vo vrte V-70a nad lomom Prepadlé. Týmto podložím môžu byť aj rozsiahlejšie výstupy dolomitov pri Košarisku a v doline Za Prepadlým. Triasové karbonáty majú podobný charakter ako v primárnych výskytoch v bratislavskej jednotke napr. v podloží devínskej sukcesie na Devínskej Kobyle. Hojné sú najmä pestré znaky selektívnej dolomitizácie a synsedimentárnych deformácií. Veľmi typické sú vápence so selektívne zvetrávajúcimi rohovcovými sférolitmi, ktoré sú v iných častiach Karpát prakticky neznáme (Mišík, 1995, 1996). Z vrtu v Prepadlom a z pajštúnskeho hradného brala uvádza Kullmanová (1990) asociáciu strednotriasovej mikrofauny s *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Diplotremmina* sp., *Glomospira* sp. a *Meandrospira* sp.

Dolomity vystupujú v devínskom úseku najmä v spodných a vrchných častiach komplexu strednotriasových karbonátov. Sú sivých odtieňov, väčšinou doskovité až lavicovité, no často masívne, s brekciovitými textúrami. Brekciovité dolomity, hojné najmä v spodných častiach karbonátového komplexu, vznikli synsedimentárnymi procesmi. Majú podpornú štruktúru ostrohranných dolomitových intraklastov uložených v dolo-

mitickom matrixe. Vrstvovité dolomity majú často peletovú (koprolitovú) štruktúru a početné biele očká a ihličky – pseudomorfózy po kryštáloch sadrovca (Mišík, 1986). Zistili sa aj prierezy dasykladálnych rias aniského veku [*Physoporella dissita* (GÜMBEL) PIA, *Ph*. sp.; určil J. Bystrický], červov *Spirobsis* cf. *phlyctaena* BRÖNNIMANN et ZANINETTI, ulitníkov, ostrakódov, foraminifer (*Glomospira* sp.) a biodetritické krinoidové dolomity (l. c.).

Vápence a dolomitické vápence s polohami dolomitov majú prevahu v stredných častiach strednotriasového karbonátového komplexu. Tvoria ich väčšinou masívne, často laminované a prúžkované sivé a tmavosivé vápence, výrazne metamorfne rekryštalizované a synmetamorfne deformované. Typické sú najmä pruhované vápence, kde sa striedajú laminy a prúžky (0,5 – 3 cm) pelmikritického vápenca a vápenca s drobnými, svetlo zvetrávajúcimi zrnkami dolomitu – selektívne dolomitizovanými koprolitovými peletami vo vápenci. Prítomné sú aj iné znaky selektívnej dolomitizácie (laminy, očká a hniezda) a „červíkovité“ vápence. Niektoré laminované vápence aj dolomity sú pravdepodobne stromatolity (Mišík, 1986). Celkovú hrúbku karbonátového komplexu stredného triasu v devínskom úseku možno vzhľadom na izolovanosť odkryvov len zhruba odhadnúť na 500 m.

175 ramsauské dolomity; stredný trias (anis – ladin)

Sivé dolomity sú väčšinou doskovité až lavicovité, no často aj masívne, s brekciovitými textúrami. V tektonicky exponovaných zónach sú silne podrvené, miestami spojené aj s rauvakmi (okolie Píly). Vystupujú na jednom mieste (vrch Kukla severne od Dolian) aj v rámci orešianskej sukcesie. Na hrebeni Všivavec medzi Hornými Orešanmi a Lošoncom sú zvrásnené sivé doskovité dolomity (cf. Maheľ et al., 1967) pravdepodobne súčasťou šupiny solírovskej jednotky.

Jura

Borinská jednotka

Borinská jednotka vystupuje na sz. svahoch a predhorí Pezinských Karpát od Lamača a Záhorskej Bystrice na SV, najmä však v širokom pruhu medzi Borinkou a Pernekom. Na povrchu ju tvoria temer výlučne jurské anchimetamorfované uloženiny hrubé až okolo 1 500 m, ktoré sa zaraďujú do *borinskej sukcesie (skupiny)*. Vzhľadom na najnižšiu štruktúrnu pozíciu v rámci tatrika a na litostratigrafický obsah, ktorý je odlišný od všetkých ostatných jurských sukcesií Západných Karpát, sa borinská jednotka zaraďuje do **infratatrika** (Plašienka et al., 1997).

Prítomnosť starších ako spodnojurských súvrství v povrchovej stavbe borinskej jednotky sa s určitosťou nepreukázala. Na dne opusteného veľkolomu Prepadlé a vo vrte, ktorý prenikol o pár desiatok metrov hlbšie, vystupujú masívne dolomity striedajúce sa s polohami vápencov. Tie sú síce strednotriasové, môžu to však byť len veľké olistolity v borinských vápencoch prepadlianskeho súvrstvia. Podobné triasové vápence a dolomity tvoria hojnú klastickú zložku jurských terigénnych súvrství. Početné sú aj klasty spodnotriasových kremencov, pravdepodobne permských červených pieskovcov a rozličných hornín predalpínskeho fundamentu. Borinská skupina pozostáva väčšinou z klastických až hruboklastických jurských sedimentov, ktoré sa rozdeľujú na päť hlavných súvrství (obr. 4).

Borinská sukcesia; jura

Súvrstvie Prepadlého

Súvrstvie Prepadlého vystupuje predovšetkým v doline Prepadlé od Medených hámrov až po oblasť na Z od kóty Somár. Smerom na SZ laterálne prstovito prechádza do súvrstvia Korenca podobného flyšu. Styk je však väčšinou zlomový. Jeho podložie presne nepoznáme (pravdepodobne horniny triasu). V nadloží vystupuje buď súvrstvie Korenca, alebo marianske súvrstvie a v oblasti Somára priamo súvrstvie Somára. Hrúbka časti súvrstvia Prepadlého odkrytej na povrchu je okolo 300 m, podľa vrtných prác v okolí lomu Prepadlé dosahuje súvrstvie hrúbku 300 – 400 m. V horninovom súbore súvrstvia Prepadlého rozlišujeme ballensteinské (borinské) vápence, extraklastové karbonatické brekciovité vápence, biodetritické piesčité vápence, pieskovce a polymiktné mixtitové brekcie.

174 borinské (ballensteinské) vápence, brekciovité vápence s karbonátovými extraklastami a biodetritické piesčité vápence; lias (sinemúr – toark)

Borinské vápence (ballensteinské, pajštúnske) budujú podstatnú časť súvrstvia Prepadlého. Predpokladaný vek podľa makrofauny v borinských vápencoch je sinemúr – pliensbach, resp. až toark (Maheľ in Maheľ

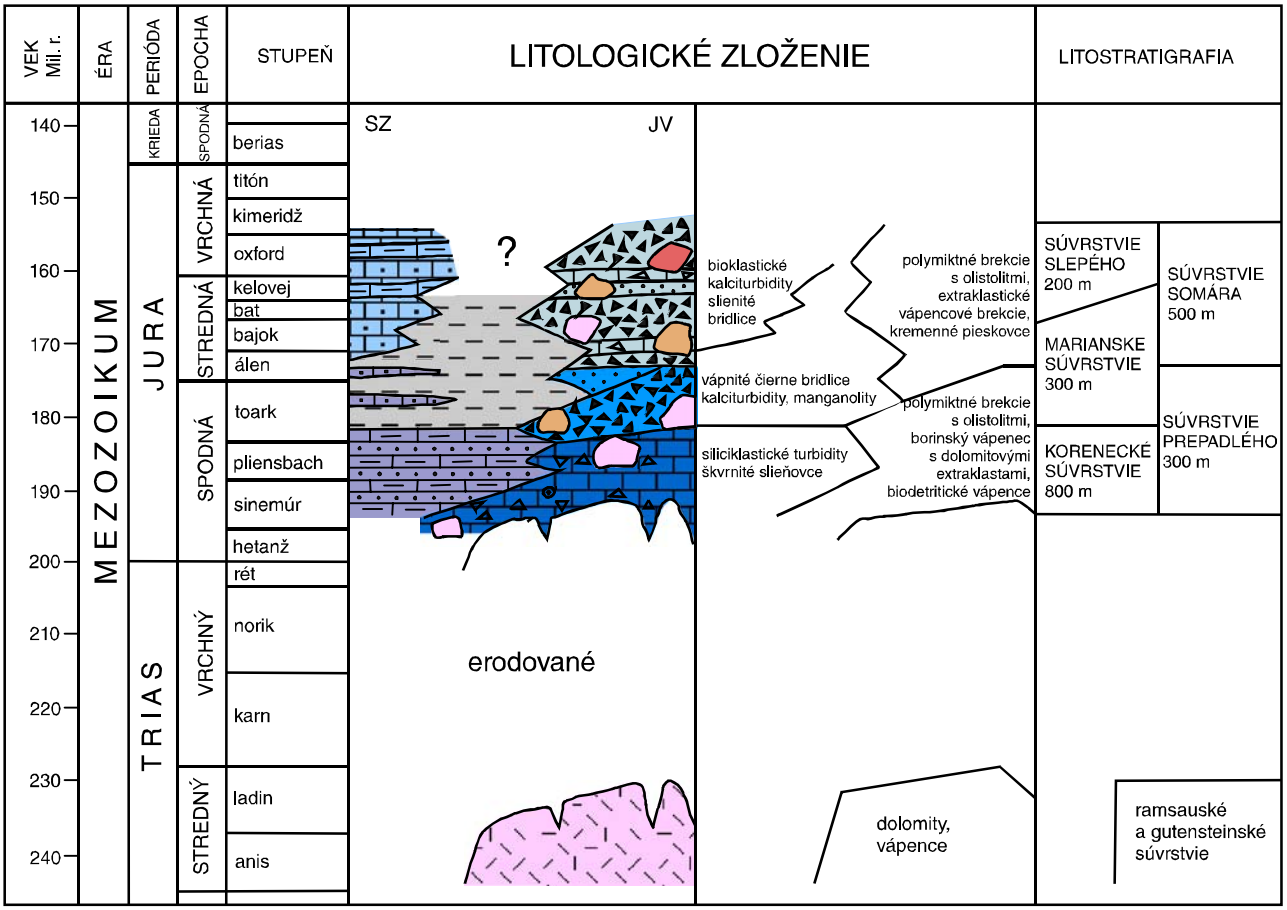
et al., 1967; Mišík, 1986). Stratigrafické zaradenie borinských vápencov oddávna narážalo na problémy, pretože sa často a nesprávne združovali do jedného celku aj s evidentne strednotriasovými karbonátmi napr. na Devínskej Kobyle. Podľa občasných nálezov fosílií sa striedavo celý karbonátový komplex zaraďoval buď to triasu (a to aj vzhľadom na prítomnosť dolomitových polôh), alebo do liasu. Bolo to spôsobené jednak litologickou príbuznosťou gutensteinských a borinských vápencov, jednak ich zložitými vzájomnými sedimentárnymi vzťahmi. Napríklad v devínskej sukcesii na Devínskej Kobyle tvoria liasové vápence výplne rozsadlín – neptunické žily – v podložných strednotriasových vápencoch a dolomitoch. V borinskej sukcesii napr. na hrebeni hradu Pajštún tvoria triasové karbonáty klasty v extraklastových brekciách (taký je aj megaolistolit samotnej pajštúnskej hradnej skaly), kým vo vápencovej základnej hmote brekcií sa sporadicky nachádza evidentne liasová makrofauna, napr. belemnity. Ako však uvádza Maheľ (in Buday et al. – eds., 1962, s. 82), liasový vek ballensteinských vápencov predpokladal už Štúr (1860) a Andrian a Paul (1864) ho podopreli nálezmi belemnitov a brachiopódov z okolia hradu Pajštún: *Terebratula sinemuriensis* LAM., *Waldheimia numismalis* LAM., *Rhynchonella austriaca* SUESS, *Spiriferina rostrata* SCHLOTH. a *Rhynchonella* sp. aff. *moorei* DAVIDS. V prácach Maheľa (Maheľ, 1961; Maheľ in Maheľ, et al., 1967) sa bez presnejšej lokalizácie a autora zberov či paleontologického určenia (podľa Kullmanovej, 1990, to boli Pevný, Kochanová a Činčurová) uvádzajú: *Cincta numismalis* (LAM.), *Lobothyris sinemuriensis* (OPPEL), *Spiriferina* cf. *haueri* SUESS, *Oxytoma münsteri* (GOLDF.), *Eopecten tumidus* (ZIET.), *Arcomya* cf. *pelea* d'ORB., *Uptonia* cf. *jamesoni* (SOW.), *Passaloteuthis* sp. a *Mesoteuthis* sp. Posledné dva uvedené vrchnoliasové belemnity našiel Maheľ (1959) v karbonatických brekciách na západnom hrebeni pajštúnskeho hradu, teda v telese olistostromatických brekcií vystupujúcich vo vrchnej časti súvrstvia Korenca. Maheľ (1986) uvádza aj ďalšie belemnity – *Nannobelus oppeli*, *Coeloteuthis densa*, *Passaloteuthis bisulcatus* a *Passaloteuthis elegans*, čo by mali byť spodnopliensbašské (karix) druhy. Ďalšie skameneliny uvádza aj Andrusov (in Andrusov a Samuel – eds., 1983): *Tetrarhanchia austriaca* (QUENST.), *Spiriferina rostrata* (ZIETEN) a *Chlamys textoria* (SCHLOTH.). Základným litotypom sú sivé masívne alebo hrubolavicovité, väčšinou beztextúrne jemnozrnné až celistvé vápence. Na organické zvyšky sú väčšinou sterilné, len niektoré polohy majú biodetritický charakter. Pre značnú časť borinských vápencov sú typické vtrúsené ostrohranné úlomky triasových karbonátov (najmä dolomitov) rôznej veľkosti, od mikroskopických až po megaolistolity, s objemom niekoľko mil. m^3. Megaolistolity vystupujú v spodných častiach súvrstvia, resp. možno ide aj o odkryvy podložia borinských vápencov s nerovným reliéfom (okolie Košariska). Menšie olistolity a hojné úlomky centimetrových až decimetrových rozmerov sa koncentrujú najmä v najvyšších častiach borinských vápencov. V týchto horninách, označovaných ako brekciovité vápence, klasty nezriedka prevládajú nad vápencovou základnou hmotou. Ide o extraklastové vápence s menším podielom intraklastov, s podpornou štruktúrou matrixu, s prechodmi do karbonatických brekcií s podpornou štruktúrou klastov. V brekciách možno lokálne pozorovať inverzné gradačné zvrstvenie hruboklastického karbonátového materiálu s nepatrným vápencovým alebo pelitickým matrixom.

Niektoré časti borinských vápencov sa vyznačujú sedimentárnou laminációu, ktorú treba odlišovať od metamorfnej tokovej laminácie. Metamorfná tokový laminácia je hustejšia (2 – 5 mm) a foliačné plochy, ktoré tvorí s penetračnou tokovou lineáciou, sú často zvýraznené reziduálnymi filmami a vrstvičkami nerozpustného ílovitého materiálu. Naproti tomu, sedimentárna laminácia je hrubšia (5 – 10 mm), tvoria ju odlišne pigmentované laminy, nevytvára diskrétne plochy odlučnosti a zachovala sa väčšinou len v slabšie metamorfovaných častiach. Často má znaky synsedimentárnej deformácie – pretŕhanie, rozvlečenie, rotovanie až vývoj pseudobrekciovitých textúr.

Masívne biodetriticko-piesčité vápence tvoria nepravidelné telesá približne uprostred karbonátového komplexu súvrstvia Prepadlého. Obsahujú hojný organický detrit (najmä krinoidy) a klasty karbonátov (zrejme triasových) až do veľkosti 2 cm. Prevláda však piesčitá frakcia, hojná je aj prímes klastického kremeňa. Vápenec miestami prestupujú hľuzy, šošovky a hniezda svetlosivých rohovcov. Prítomné sú aj sivé a červenkasté laminované krinoidové vápence, lumachelové a oolitické biodetritické vápence.

173 kremenné pieskovce; spodná až stredná jura (toark – álen?)

S vápencami borinského typu sa často vyskytujú nestratifikované pieskovce, ktoré vo vápencoch tvoria nepravidelné, rôzne veľké klastické žily, šošovky aj väčšie, prstovito sa vyklinujúce telesá uložené naprieč vrstvovitosti. Hrubšie polohy pieskovcov, nachádzajúce sa najmä bezprostredne v nadloží borinských vápencov v doline Prepadlé, sa miestami laterálne zastupujú aj s marianskymi bridlicami. Preto majú sčasti asi aj dogerský vek. Petrografické zloženie pieskovcov sa rýchlo mení v horizontálnom aj vo vertikálnom smere. Mineralogicky aj štruktúrne zrelé kremenné pieskovce sú rýchlo zamieňajú za nezrelé sedimenty s drobovým zložením. Pieskovce majú často kalcitový tmel. Nachádzame v nich aj difúzne telesá polymiktných brekcií s klastami fylitov a amfibolitov s pieskovcovou základnou hmotou.



Obr. 4. Litostratigrafická tabuľka borinskej sukcesie (D. Plašienka, 2005).

172 polymiktné mixtitové brekcie, brekciovité vápence s polymiktnými klastami; spodná až stredná jura

Litologicky prakticky identické polymiktné mixtitové brekcie, miestami s vápencovou základnou hmotou, sa v borinskej skupine vyskytujú tak v súvrství Prepadlého, ako aj v súvrství Somára (všetky sa spolu neformálne označujú ako brekcie Somára). Stratigraficky sa ich nateraz nepodarilo odlíšiť. Do súvrstvia Prepadlého zaraďujeme tie brekcie, ktoré spolu s inými členmi súvrstvia Prepadlého vystupujú v podloží čiernych bridlíc marianskeho súvrstvia vrchnoliasovo-spodnodogerského veku alebo sa s nimi prstovito zastupujú. Podľa tejto pozície by teda nemali byť mladšie ako spodný doger. Naproti tomu, podobné mixtitové brekcie v súvrství Somára vystupujú v nadloží marianskeho alebo aj slepianskeho súvrstvia, a teda sú zrejme stredno- až vrchnojurského veku.

Súvrstvie Korenca

Súvrstvie Korenca zaberá najväčšie plochy budované borinskou sekvenciou medzi Borinkou a Pernekom. Pôvodne sa označovalo ako grestenské vrstvy. Jeho podložie nepoznáme, nadložie tvorí marianske súvrstvie alebo (na JV) priamo súvrstvie Somára. Na JV laterálne prechádza do súvrstvia Prepadlého. Dokumentuje to napr. prítomnosť telies ballensteinských (borinských) vápencov uprostred súvrstvia Korenca aj izochrónna fauna (cf. Maheľ, 1952; Maheľ in Buday et al., 1962). Prevahu však majú sedimenty so znakmi ukladania z turbiditových prúdov – gradačne zvrstvené pieskovce striedajúce sa s ílovitými bridlicami a piesčité vápence striedajúce sa so slieňovcami. Súvrstvie dosahuje celkovú hrúbku až 800 m. Predpokladaný vek je sinemúr – pliensbach až toark.

171 ílovité bridlice, turbiditové pieskovce; spodná jura (sinemúr – pliensbach)

Prevládajúcim členom súvrstvia Korenca je súbor pieskovcov a ílovitých bridlíc. Striedajú sa v ňom doskovité polohy pieskovcov s hrúbkou 10 – 30 cm s hrubšími polohami sivých ílovitých bridlíc. Pieskovce majú

kalcitový tmel, často aj vápnitý matrix a prechádzajú až do piesčitých vápencov. Podobne polohy ílovitých bridlíc zvyšovaním podielu vápnitej zložky prechádzajú do slieňovcov. Hrubozrnnejšie variety pieskovcov s hojnými horninovými úlomkami sú často gradačne zvrstvené. Trochu odlišný litotyp predstavujú pieskovce a bridlice striedajúce sa v tenkých doskách až laminách s kremenno-vápnitým až čisto kremenným matrixom. Ten môže tvoriť aj podstatnú zložku horniny, ktorú potom možno označiť ako silicit. Kryptokryštalická kremenná základná hmota obsahuje miestami hojné ihlice hubiek (ide o spongolity) a veľké klence kalcitu.

170 piesčité vápence a slieňovce; lias (sinemúr – pliensbach – toark)

Súbor slieňovcov a piesčitých vápencov sa od predchádzajúceho súboru líši v podstate len vyšším proporcionálnym zastúpením vápnitého matrixu a bioklastického materiálu na úkor terigénnej piesčitej prímesi. V doskovitých polohách tmavosivých krinoidovo-piesčitých vápencov sú príklady gradačného zvrstvenia terigénneho klastického materiálu (úlomky hornín kryštalinika sú aj v psefitickej frakcii) zvlášť názorné. Ojedinele možno pozorovať aj prípady takmer kompletných Boumových cyklov v piesčitých vápencoch s gradačne zvrstvenými (do 30 cm), laminovanými (20 cm) a konvolútne zvrstvenými polohami, ktoré sú vystriedané spongiovými slieňovcami. Slieňovce sú tmavosivé, ojedinele červenkasté, často s deformovanými tmavými škvrnami a pásikmi – pôvodnými bioturbáciami. V týchto prípadoch slieňovce pripomínajú typický „fleckenmergel“ allgäuského súvrstvia.

Uprostred slieňovcov súvrstvia Korenca vystupujú aj šošovkovité telesá masívnych sivých vápencov (ballensteinských). Sprevádzajú ich extraklastové brekciovité vápence s úlomkami triasových karbonátov, lokálne aj spodnotriasových kremencov a hornín kryštalinika, karbonatické brekcie, kremenné pieskovce a pieskovce s polohami polymiktných brekcií a olistolity triasových karbonátov a kremencov. Tieto telesá sú hrubé 5 – 30 m. Takéto telesá tvoria vrcholové partie kopcov Ostrovec, Vrchné Čisto, Korenec, Kozlisko aj pajštúnskeho hradného vrchu, kde vypreparovaný olistolit triasových karbonátov tvorí aj samotné hradné bralo. Vápence miestami strácajú charakter typických borinských vápencov a prechádzajú do ružových a červenkastých masívnych vápencov s náznakmi pseudohľuznatosti. Nájdu sa aj oolitické a biodetritické vápence s hojnými belemnitmi a miestami aj s biohermnými organizmami (Kullmanová, 1971). Na mape sú znázornené ako súčasť súvrstvia Prepadlého.

V okolí Košariska uprostred borinských vápencov vystupuje súbor sivých a červenkastých spongiových slieňovcov s častými doskovitými polohami extraklastovo-biodetritických vápencov, miestami s čiastočne kremenným tmelom (polohy sú často gradačne zvrstvené, pričom gradačné vytriedenie vykazuje nielen terigénny extraklastový materiál, ale aj organický detrit (belemnity). Pripomínajú alodapické vápence sedimentujúce z turbiditných prúdov. To dokladá laterálne prstovité zastupovanie členov súvrství Prepadlého a Korenca.

169 marianske súvrstvie: tmavosivé a čierne ílovité a vápnité bridlice s doskami čiernych detritických vápencov, manganolity; toark – bat

Marianske súvrstvie sa vyznačuje prevahou tmavosivých a čiernych ílovitých a vápnitých bridlíc, lokálne s doskami čiernych krinoidovo-piesčitých detritických vápencov charakteru kalkarenitov. Jeho litologicko-sedimentologický charakter je veľmi podobný slieňovcovému súboru súvrstvia Korenca. Odlišuje ich nižší podiel vápnitej zložky a vyšší podiel grafitoidového pigmentu v marianskom súvrství, menej polôh alodapických piesčitých vápencov so slabším zastúpením terigénneho materiálu, len ojedinelé telesá ballensteinských (borinských) vápencov, brekcií a pieskovcov, vysoký obsah pyritu, prítomnosť polôh manganolitov, ako aj značná hrúbka a samostatné vystupovanie v čase a priestore. Marianske súvrstvie leží v nadloží tak súvrstvia Korenca, ako aj súvrstvia Prepadlého, pričom tvorí klin hrubnúci smerom na SZ. Súvrstvie Somára leží v jeho nadloží a čiastočne sa s ním laterálne prstovito zastupuje. Marianske súvrstvie dosahuje hrúbku 400 až 500 m. Jeho preukázaný vek na základe amonitov a belemnitov je toark (Schaffer, 1899; Maheľ in Maheľ et al., 1967; Rakús, 1994), pravdepodobne však až doger (bat podľa palynomorf – Mikleová a Planderová in Plašienka et al., 1989). Schaffer (1899) pôvodne určil: *Hildoceras bifrons* (BRUG.), *H. boreale* SEELBACH, *H. metallarium* (DUM.), *Dactylioceras communae* (SOW.), *Lytoceras* sp., *Belemnites tripartitus* SCHLOTH., *B. acuarius* SCHLOTH., *Chondrites intricatus* a *Ch. setaceus*. Schafferova kolekcia z Naturhistorische Museum Wien, ktorú revidoval Rakús, obsahuje deformované, ale determinovateľné amonity zón Serpentinus (vrchná časť spodného toarku) a Variabilis (stredný toark; Rakús, 1994): *Lytoceras* cf. *cornucopiae* (Y. et B.), *Dactylioceras (D.)* cf. *communae* (SOW.), *Dactylioceras (Orthodactylites)* sp., *Orthildaites* gr. *douvillei* (HAUG), *Hildoceras* cf. *bifrons* (BRUG.) a *Haugia (Haugia) metallaria* (DUM.).

Vo vrchných častiach marianskeho súvrstvia, ktoré je už litologicky príbuzné so spodnými časťami nadložného slepianskeho súvrstvia (vo vrchnej časti doliny Rozglôby v zárezе lesnej cesty asi 1,5 km j. od Perneka), sa z tmavých vápnitých bridlíc získali pozitívne palynologické vzorky (Mikleová a Planderová in

Plašienka et al., 1989). Tie ojedinele obsahovali drobný mikrofytoplanktón zo skupiny *Acritarcha* a suchozemské spóry a peľové zrná sa našli len vzácne. Premena exiny akritárch a kerogénu indikuje teplotu metamorfózy medzi 250 a 350 °C. Určiteľné akantomorfné akritarchy rodu *Micrhystridium* indikujú dynamické sedimentačné prostredie v príbrežnom panvovom prostredí. Asociácia palynomorf nemá jednotný vek. Popri druhoch so širším stratigrafickým rozpätím sú prítomné toarkské formy (zrejme preplavené) a druhy úzko indikujúce batský vek, čo je pravdepodobne aj vek hosťujúceho sedimentu.

Súvrstvie Somára; stredná až vrchná jura

Súvrstvie Somára je najvyššie súvrstvie borinskej skupiny. Leží v nadloží všetkých predtým opísaných súvrství, pričom s marianskym sa čiastočne laterálne zastupuje. Súvrstvie Somára je hrubé 500 m a viac. Predpokladáme, že podstatná časť súvrstvia má dogersko-malmský alebo malmský vek. Polohy masívnych vápencov v spodných častiach hrubého komplexu brekcií Somára v nadloží ballensteinských (borinských) vápencov v doline Račieho potoka východne od Limbachu (súvrstvie Korenca a marianske súvrstvie tu nie sú vyvinuté) majú totiž charakter nevýrazne hľuznatých až celistvých pleťovo ružových vápencov a obsahujú sakokómy malmského veku (Kullmanová, 1971).

168 kremenné pieskovce

Kremenné pieskovce vystupujú uprostred polymiktných brekcií vo forme doskovitých a šošovkovitých telies hrubých do 10 – 20 m. Petrograficky sa nelíšia od pieskovcov opísaných v súvrství Prepadlého. V pieskovcoch sa vyskytujú olistolity spodnotriasových kremencov s objemom desiatok až tisícov m³.

167 masívne a brekciovité vápence s karbonátovými a polymiktnými extraklastami

Vápence uprostred hruboklastických komplexov súvrstvia Somára majú často veľmi pestrý charakter. Bežné sú najmä červené hematitizované pseudohľuznaté vápence prechádzajúce do sivých intra- aj extraklastových vápencov s pestrým materiálom triasových karbonátov a skýtskych kremencov a hornín predalpínskeho kryštalinika, najmä metabazitov. Vo vápencoch na hrebeni Klokočín pri Perneku zistila Reháková (in Maheľ et al., 1986) okrem iných aj biomikritické vápence s filamentovou mikrofáciou a s ostrakódmi, globochétmi, foraminiferami, krinoidmi a kalcifikovanými rádiolériami s *Colomisphaera pieniniensis*, na základe čoho ich zaraďuje do keloveju – oxfordu. Spodné polohy vápencov často obsahujú extraklasty dolomitov, vrchné zase fylitov a amfibolitov, ktoré sa postupne stávajú hlavnou zložkou horniny a ktorých medzernú hmotu tvorí vápenec. Aj vo vyššie ležiacich brekciách často nachádzame nepravidelne obmedzené šošovky a „útržky“ vápencov s úlomkami hornín kryštalinika alebo len ich tenké prúžky lemujúce klasty.

166 polymiktné mixtitové brekcie

Hlavnou zložkou súvrstvia Somára sú mohutné masy nestratifikovaných polymiktných brekcií, označovaných ako brekcie Somára či Somárskeho vrchu (Cambel, 1954). Komplex brekcií sa skladá z niekoľkých cyklov (v oblasti Somára ich je 5 – 6) s opakujúcim sa horninovým sledom. Bázu cyklov tvorí poloha pieskovcov a vápencov hrubá 10 – 40 m. Vápence ani pieskovce sa petrograficky nelíšia od tých, ktoré sme už opísali v súvrství Prepadlého.

Hlavné masy nestratifikovaných brekcií sú v jednotlivých cykloch hrubé 100 – 150 m. Klasty pozostávajú predovšetkým z rozličných typov fylitov a metabazitov s rôznym vertikálnym a horizontálnym proporcionálnym zastúpením. Zriedkavé sú úlomky triasových kremencov a karbonátov, vo vyšších cykloch aj granitoidov a rúl. Veľkosť úlomkov kolíše od mikroskopických rozmerov až po megaolistolity. Väčšina brekcií je bez tmelu a matrixu (ide o mixtity), len sporadicky možno okrem vápencového matrixu pozorovať aj piesčitú a ílovitú základnú hmotu. Cambel (1954) uvádza aj kremenný, limonitový a chloritický tmel. Niektoré, najmä spodnejšie časti brekcií, tvorené predovšetkým úlomkami metabazitov, sa počas slabej alpínskej metamorfózy za spoluúčasti vody zmenili na jemnozrnné chloritovo-klinozoisitovo-kalcitovo-sericitické bridlice. V nich po pôvodných klastoch ostali len fantómy s odlišnou zrnitosťou a pigmentom, resp. nie sú už vôbec identifikovateľné (napr. brekcie nad borinskými vápencami v lome Prepadlé).

Súvrstvie Slepého

Súvrstvie Slepého sa vyskytuje len pri severnom okraji územia listu Stupava v oblasti Tureckého vrchu, kde leží vo vyššej stratigrafickej úrovni ako korenecké i marianske súvrstvie, ale laterálne prstovito sa zastupuje so súvrstvím Somára.

165 tmavé ílové, vápnité a kremité bridlice, piesčité a bioklastické vápence; stredná jura

Spodnejšie časti súvrstvia Slepého sú tvorené tmavými ílovými a sčasti slienitými bridlicami s ojedinelými doskami jemnozrnných piesčitých vápencov. Bridlice a vápence sú väčšinou silicifikované a miestami pripomínajú súvrstvie „kremitého fleckenmergelu".

164 slieňovce s doskami klastických rohovcových vápencov; doger – malm

Litologicky ho zastupujú sivé doskovité vápence s ojedinelými hľuzami tmavosivých rohovcov a polohami sivých slieňovcov. Geneticky sú to alodapické vápence uložené turbiditovými prúdmi alebo zrnotokmi. Klastickú zložku tvoria zrná zrejme triasových karbonátov a biodetrit (hlavne krinoidy a úlomky machoviek pripúšťajú zaradenie do strednej až vrchnej jury – Zágoršek, ústna informácia).

Orešianska jednotka

Orešianska jednotka tatrika buduje severovýchodný cíp MK medzi Pílou-Červeným Kameňom a Hornými Orešanmi. Tvoria ju komplexy predalpínskeho kryštalinického fundamentu a jeho vrchnopermsko-mezozoického sedimentárneho pokryvu postihnutého anchizonálnou metamorfnou premenou (Plašienka et al., 1993).

Predalpínsky fundament (tzv. dolianske kryštalinikum) vystupuje na jv. svahoch pohoria medzi Častou a Dolnými Orešanmi. Tvoria ho litologicky monotónne, pôvodne ílovito-piesčité staropaleozoické sedimenty, varisky nízko- až strednostupňovo premenené na chloriticko-biotitické fylity až kremité a svorové biotiticko-granatické ruly. So štruktúrnou hĺbkou oproti predtriasovému paleopovrchu metamorfóza stúpa, žiadne telesá granitoidov sa tu však nenachádzajú.

Obalový sled sa väčšinou začína kremencami spodnoskýtskeho *lúžňanského súvrstvia*, len miestami sa v jeho podloží nachádzajú pár metrov hrubé nepravidelné polohy arkózových pieskovcov *devínskeho súvrstvia* pokladaného za vrchnopermské (Vozárová a Vozár, 1988). Vrchnoskýtske *verfénske súvrstvie* je zachované len na niektorých miestach a strednotriasové *ramsauské dolomity* v normálnej pozícii len na vrchu Kukla západne od Dolian. Vrchnotriasové, ale aj spodnoliasové sedimenty chýbajú úplne.

Jursko-kriedový sled označujeme názvom *orešianska sukcesia*. Je to panvová sukcesia osobitného typu usadená v čiastkovej riftovej panve, pravdepodobne halfgrabene, ktorý však zrejme priamo nesúvisel napr. s borinským halfgrabenom. Podľa všetkého sa nachádzal na opačnej, jv. strane severotatrického prahu a bol sýtený terigénnymi klastikami zo SZ (Plašienka et al., 1991; Jablonský et al., 1993). Tvoril teda externý okrajový halfgraben vnútrotatrickej – šiprúnskej – panvy.

Výrazným znakom orešianskej sukcesie je, že jej sedimenty, väčšinou až strednojurské, prekrývajú hlboko erodovaný substrát, denudovaný až na úroveň predalpínskeho fundamentu. Okrem toho sú jurské a podložné triasové súvrstvia uložené nesúhlasne. Táto uhlová diskordancia je zrejme výsledkom synriftového nakláňania extenzného bloku, na ktorom bol založený orešiansky halfgraben a zároveň vyzdvihnutá hrana tiltovaného bloku bola erodovaná. Blok sa nakláňal počas spodnojurského riftingu, spodnojurské sedimenty zasahujúce z osových častí polpanvy sú preto zachované len rudimentárne. Tvoria ich extraklastové vápence podobné borinským a čierne bridlice mariatalského typu, ale aj polohy drobových a arkózových pieskovcov pripomínajúcich preplavené zvetraninové plášte.

V strednej a možno sčasti aj vo vrchnej jure sedimentovalo v orešianskej sukcesii jej základné, *slepianske súvrstvie*. Je to súbor kalkarenitových resedimentov hrubý vyše 300 m, zložený z dvoch až troch megacyklov. Pre klastické vápence sú charakteristické tmavé rohovce až prechody do spongolitových silicitov. V jeho nadloží je zle odkrytý a stratigraficky neznámy (pravdepodobne ale vrchnojurský a možno až spodnokriedový) súbor tmavých slieňovcov, silicitov a alodapických bioklastických vápencov. Žiadne západokarpatské fácie typické pre vrchnú juru (rádiolarity, hľuznaté či kalpionelové vápence) sa v orešianskej sukcesii nenašli. Najspodnejšia krieda je takisto problematická. Zastupujú ju asi rohovcové vápence *lučivnianskeho súvrstvia*, sú však hrubé len pár metrov. Dobre je ale vyvinuté barémsko-aptské *solírovské súvrstvie*, ktoré je raritné svojím resedimentačným – olistostromatickým – charakterom, pričom obsahuje hruboklastický terigénny materiál aj z kryštalinického fundamentu. Sled orešianskej sukcesie sa končí synorogénnym flyšovým *porubským súvrstvím* (obr. 5).

Orešianska sukcesia; jura – spodná krieda

163 brekciovité extraklastové karbonatické vápence, piesčité a biodetritické vápence, čierne bridlice a drobové pieskovce; vrchný lias?

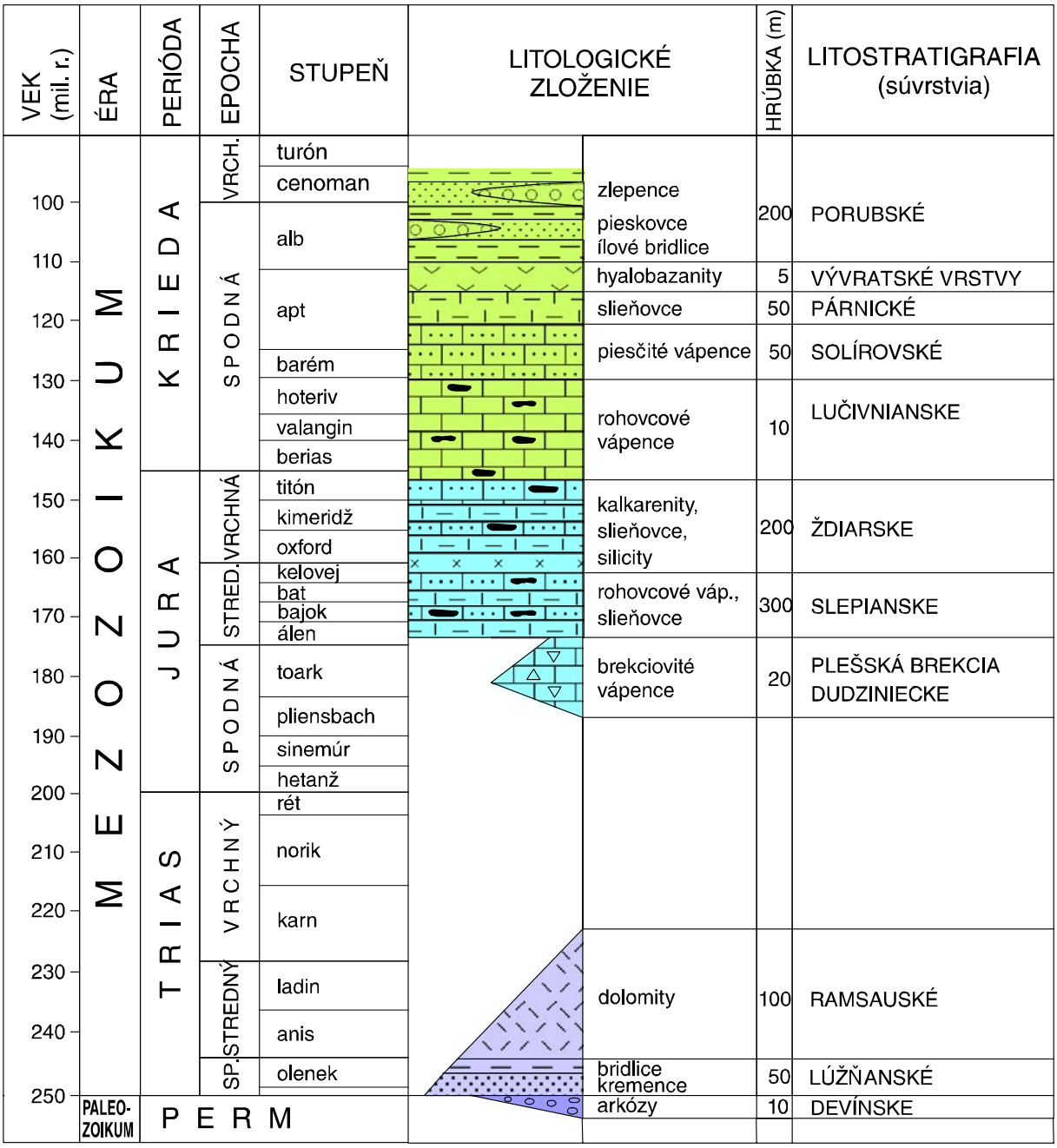
Na niekoľkých miestach severne od hradu Červený Kameň, okolo vrchu Kukla a pod Bolehlavom severne od Dolian v nadloží triasových vápencov (dolomity alebo až verfénske súvrstvie), väčšinou len v sutine,

sa nachádzajú sivé masívne brekciovité vápence s klastami dolomitov, ružovkasté biodetritické a piesčité vápence a čierne bridlice so šošovkami tmavých brekciovitých vápencov a drobových pieskovcov.

Súvrstvie Slepého; stredná až vrchná jura?

162a klastické rohovcové vápence

Je to súbor kalkarenitových resedimentov hrubý vyše 300 m, zložený z dvoch až troch megacyklov. Každý megacyklus sa začína spikulitovými slieňovcami a cez silicifikované kalcisiltitové laminity prechádza do smerom nahor hrubnúceho komplexu doskovitých rohovcových kalkarenitov. Tmavosivé až čierne rohovce (silicifikované kalkarenity) tvoria niekedy aj podstatnú časť horniny. Najvyššie polohy megacyklov obsahujú lavice hrubozrnnejších klastických karbonátov s decimetrovými ostrohrannými klastami dolomitov. V jemnozrnnom materiáli prevládajú kalcitové monokryštály, krinoidové články sú pomerne zriedkavé. Kalkarenity



Obr. 5. Litostratigrafická tabuľka orešianskej sukcesie (D. Plašienka, 2005).

obsahujú len minimum matrixu a nemajú gradačné zvrstvenie. Poukazuje to na pravdepodobne zrnotokový mechanizmus resedimentácie. Prograd̆ačné megacykly indikujú epizodické riftové eventy s postupným vypĺňaním panvy.

Maheľ (Maheľ, 1959; in Buday et al. – eds., 1962; Maheľ et al., 1967) zo svahov Rybnikárky a severnej päty Holého vrchu uvádza tieto druhy (určila Kochanová): *Chlamys* cf. *ambigua* MÜNST., *Arcomya* sp.?, *Oxytoma münsteri* (GOLDF.), *Lima* cf. *lycetti* LAUBE, *Lima (Plagiostoma) anonii* (MERIAN), *Placunopsis* cf. *oblonga* LAUBE, *Modiolus gregarius* (GOLDF.), *Ostrea* sp., *Gryphaea* cf. *sublobata* DESH., *Astarte* cf. *modiolaris* LAMARCK, *Tancredia* cf. *diovillensis* TERQ., *T.* cf. *donaciformis* AG., *Pleuromya* aff. *alduinii* BRONG., *Pl.* cf. *decurtata* GOLDF., *Pinna* cf. *opalina* QUENST., *Pleuromya* sp., *Pholadomya murchissoni* SOW. a *Tharcia* sp. Nr. 1 SCHMIDTILL.

162b sivé slieňovce a silicity

Laminované sivé slieňovce (spikulity) sú často silicifikované (spongolity) a prechádzajú do laminovaných kalcisiltitov tvoriacich bázy smerom nahor hrubnúcich megacyklov súvrstvia Slepého.

161a biodetritické a piesčité vápence; stredná jura – spodná krieda?

Od klastických vápencov podložného slepianskeho súvrstvia sa líšia tmavšími farbami spôsobenými vyšším podielom slienito-ílového matrixu, turbiditovým charakterom s častým gradačným zvrstvením prevažne bioklastickým materiálom (krinoidy), ale aj terigénnou siliciklastickou prímesou a menším zastúpením rohovcov. V niektorých profiloch sa končia turbiditnou sekvenciou gradačne zvrstvených krinoidovo-piesčitých vápencov striedajúcich sa so slieňovcami, ktorá laterálne nadväzuje na barémsko-aptské masívne piesčité vápence solírovského súvrstvia. Preto sa zdá , že toto súvrstvie môže zastupovať aj podstatnú časť spodnej kriedy.

161b tmavé ílovité bridlice, slieňovce, silicity; stredná jura – spodná krieda?

V tomto súvrství sa nenachádzajú odkryvy. Na jeho litologický charakter možno usudzovať len na základe zvetraných úlomkov v sutine. Prevahu majú tmavosivé ílové, slienité a kremité bridlice pomerne veľkej hrúbky (môžu však byť zvrásnené). Obsahujú dosky kalciturbiditov – alodapických bioklastických a piesčitých vápencov.

Bratislavský príkrov

Bratislavský príkrov je frontálna, výrazne alochtónna časť vrchnokôrovej superjednotky tatrika. Zaberá plošne najväčšiu časť Pezinských Karpát. Je zložený z veľmi pestrých komplexov tak predalpínskeho fundamentu, ako aj jeho mezozoického sedimentárneho pokryvu.

Fundament

Kryštalinický fundament má na územiach priľahlých k zmapovaným obalovým sedimentárnym komplexom pestré zloženie, aj keď prevahu majú granitoidy modranského masívu. V prípade spodnejšieho modranského čiastkového príkrovu sú prítomné slabo metamorfované staropaleozoické vulkanicko-sedimentárne komplexy (bývalá „harmónska séria“) a väčšinou silne mylonitizované a kataklastické granitoidy. Vrchný bratislavský príkrov s. s. je alpínsky menej deformovaný, vo fundamente sú zväčša dobre zachované vzťahy predalpínskych vulkanicko-sedimentárnych komplexov – pezinského a perneckého (napr. Putiš et al., 2004; Ivan a Méres, 2006). Granitoidy severnej, baďurskej časti modranského masívu prenikajú do perneckého vulkanogénneho komplexu.

Sedimentárny pokryv

Obalové sedimentárne sledy sú v bratislavskom príkrove zachované na viacerých, sčasti oddelených miestach, pričom sa navzájom dosť líšia. Predriftové permsko-triasové komplexy boli počas spodnojurského riftingu hlboko, miestami až úplne erodované, a preto sú zachované len rudimentárne. Jedine v modranskom čiastkovom príkrove sú do fundamentu zavrásnené pomerne hrubé komplexy sedimentov spodného a stredného triasu, tam však zasa, naopak, chýbajú mladšie členy. Jursko-spodnokriedové sledy vystupujú po sz. periférii bratislavského fundamentu a zaraďujeme ich do štyroch samostatných sukcesií: *devínskej*, *kuchynskej*, *kadlubskej* a *solírovskej* (Plašienka et al., 1991) (obr. 6, 7, 8, 9).

Solírovská sukcesia

160 čierne ílové a slienité bridlice, pieskovce, drobové bridlice; vrchný lias – spodný doger?

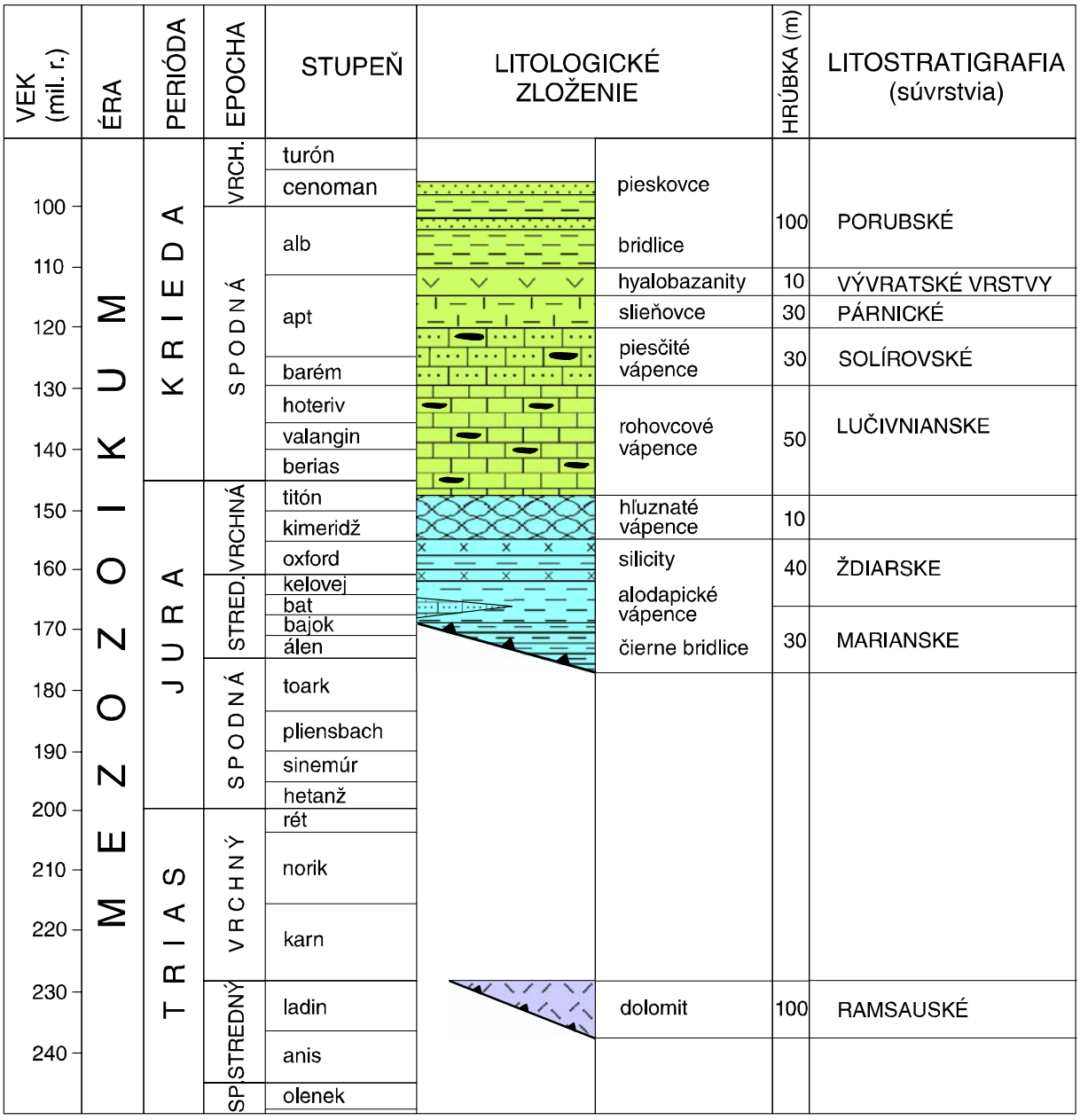
Súvrstvie obsahuje tmavé piesčité sľudnaté bridlice, laminované aleuriticko-pelitické, často silicifikované bridlice, čierne ílové a slabo slienité bridlice a tmavé piesčito-krinoidové vápence. Súvrstvie je bez odkryvov, takže vzťahy týchto sedimentov nemožno sledovať.

Predpokladá sa, že jeho vek je toarksko-spodnodogerský (Plašienka et al., 1989).

159a alodapické bioklastické vápence; stredná až vrchná jura?

159b kremité a slienité vápence, silicity; stredná až vrchná jura?

Silicitové súvrstvie blízke ždiarskemu obsahuje doskovité žltkasto-ružové rádiolarity a sivé slienité a kremité vápence. Sú v ňom šošovkovité telesá alodapických, doskovitých sivých krinoidových a hrubodetritických až lumachelových vápencov s úlomkami schránok lastúrnikov, ramenonožcov a koralov.



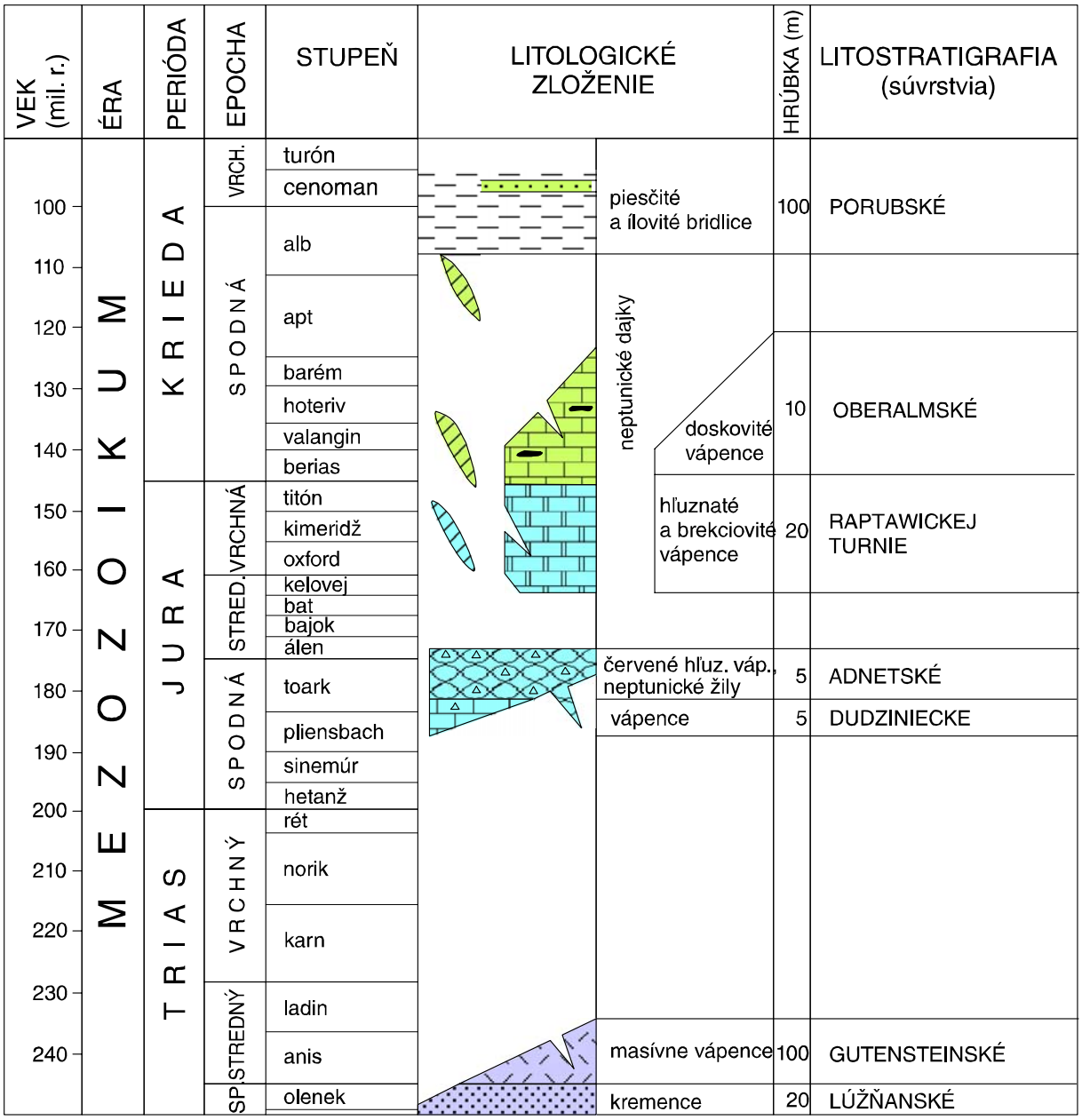
Obr. 6. Litostratigrafická tabuľka solírovskej sukcesie tatrika (D. Plašienka, 2005).

158 hľuznaté vápence; vrchná jura (kimeridž – spodný titón)

Sivé hľuznaté vápence sa v odkryvoch vyskytujú len na západnom hrebeni Vápennej, aj tam však dosahujú hrúbku len pár metrov.

Kadlubská sukcesia

Jursko-kriedové sedimenty kadlubskej sukcesie vystupujú len na malom území okolo bývalej horárne Kadlubek na južnom úpätí vrchu Jelenec v severnej časti bratislavského príkrovu pod polotroskou vysockého príkrovu (cf. Plašienka et al., 1989, 1991; Michalík et al., 1994). Kadlubská sukcesia je tak umiestnená v strede medzi panvovými či svahovými jursko-spodnokriedovými sukcesiami – solírovskou a kuchynskou, od ktorých sa zásadne líši plytkovodnejším, prahovým charakterom. Je pre ňu charakteristická veľmi malá hrúbka (spolu do 50 m) jursko-spodnokriedových sedimentov s početnými hiátmi a erozívnymi povrchmi, kondenzovanými horizontmi a hardgroundmi, ako aj neptunickými žilami prenikajúcimi hlboko do predjurského substrátu (obr. 7).



Obr. 7. Litostratigrafická tabuľka kadlubskej sukcesie (D. Plašienka, 2005).

157 červené kondenzované brekciovité a hľuznaté hematitizované vápence, masívne až lavicovité sivé a ružové celistvé a krinoidové vápence, neptunické žily; spodná jura – spodná krieda

Liasové dudziniecke súvrstvie bolo identifikované len miestami, kým nadložné adnetské súvrstvie toarku je najtypickejším členom kadlubskej sukcesie, hoci je hrubé len pár metrov. Tvoria ho kondenzované, výrazne červené hľuznaté a brekciovité vápence s hardgroundmi a feromangánovými krustami, v ktorých sa našli toarkské amonity *Hildoceras bifrons* (BRUG.) a *Phymatoceras* sp. (Maheľ in Buday et al. – eds., 1962; Maheľ et al., 1967). Podobné červené vápence vypĺňajú aj rozsadliny v podložných gutensteinských vápencoch. Stredno- až vrchnojurské súvrstvie Raptawickej Turnie tvoria masívne a nevýrazne hľuznaté mikritové vápence s brekciovitými polohami. Amonitová fauna (Maheľ in Buday et al. – eds., 1962; Maheľ et al., 1967) indikuje ich oxfordsko-spodnotitónsky vek: *Subplanites* sp., *S.* cf. *pseudocolubrinus* (KILIAN), *Phyloceras (Sowerbyceras)* cf. *tortisulcatum* (d'ORB.) a *Holcophylloceras* cf. *mediterraneum* (NEUMAYR). Spodnokriedový sled reprezentuje oberalmské súvrstvie sivých doskovitých mikritových vápencov s občasnými rohovcami. V jurských a spodnokriedových vápencoch sa nachádzajú neptunické žily s výplňou vrchnojurských, beriaských a albských sedimentov (Michalík et al., 1994).

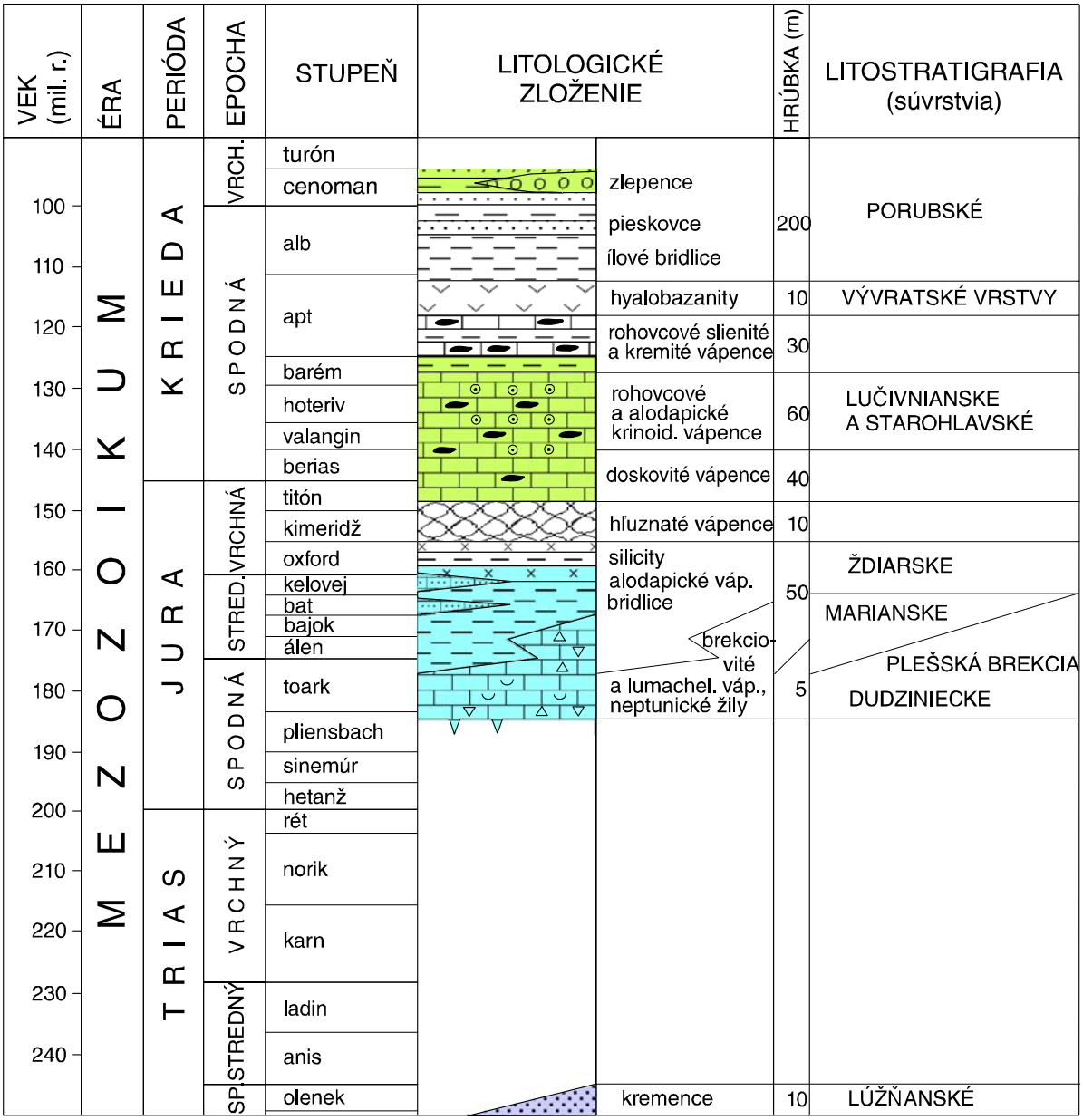
Kuchynská sukcesia

Podľa geomorfologického členenia územie budované kuchynskou sukcesiou patrí do západnej časti Kuchynskej hornatiny a najjužnejšej časti Bielych hôr (Mazúr a Lukniš, 1986). Z juhovýchodu na severozápad tu vystupuje predalpínsky kryštalinický fundament čela bratislavského príkrovu tatrika, v nadloží fundamentu sa nachádza tatrický obalový mezozoický sled označovaný ako kuchynská sukcesia a v jej nadloží strednotriasové karbonáty vysockého príkrovu fatrika. Kuchynská obalová sukcesia je v celokarpatskom kontexte zvláštna tým, že obsahuje v podstate len jursko-kriedové členy, ležiace zväčša primárne priamo na metamorfitoch predalpínskeho fundamentu. Len na pár miestach sa nad fundamentom nachádzajú šošovkovité relikty spodnotriasových kremencov. Celá sekvencia asi nemá primárnu hrúbku väčšiu ako 200 – 300 m, aj keď najmä v sv. cípe sa to zdá viac. Je to zrejme len dôsledkom silného prevrásnenia a zošupinovatenia nekompetentných strednokriedových flyšových sedimentov porubského súvrstvia. Na väčšine miest má kuchynská sukcesia relatívne jednoduchú stavbu s monoklinálnym sklonom normálne uložených sedimentárnych sledov pod strednými uhlami na SZ. Väčšie tektonické komplikácie sú okolo Panských uhlísk, Mešťankovej a pri Perneku. Porubské súvrstvie ako terminálny člen kuchynskej sukcesie je zo sz. strany prekryté bazálnymi členmi vysockého čiastkového príkrovu fatrika, najmä gutensteinskými, resp. vysockými vápencami. Styk je ale len výnimočne originálne príkrovový (Horný vrch, Čertov vrch), zväčša je pôvodný násunový zlom reaktivovaný ako šikmý spätný prešmyk v súvislosti s dextrálnou transpresiou v komplexoch fatrika a hronika severnej časti MK (Plašienka, 1990). Sedimenty kuchynskej sukcesie sú veľmi slabo anchizonálne metamorfované (Plašienka et al., 1993), miestami aj dosť intenzívne krehkoduktilne deformované.

Po usadení bazálnych synriftových sedimentov pravdepodobne vrchnoliasového veku vykazuje kuchynská sukcesia postupné prehlbovanie a v strednej jure až spodnej kriede sedimentáciu hemipelagických a eupelagických slieňovcov, vápencov a silicitov. Vo viacerých stratigrafických horizontoch (stredná jura, spodná krieda) však možno pozorovať početné vložky alodapických resedimentov – kalciturbiditov – prinášajúcich do panvy plytkovodný bioklastický materiál. Svedčí to o blízkosti plytkovodnejších prahových oblastí severného tatrika, ako je napr. kadlubský prah nachádzajúci sa len pár km na V od opisovanej oblasti. Navyše, v sv. cípe kuchynskej sukcesie sú prítomné masívne vrchnojursko-spodnokriedové vápence, ktoré by bolo možno vhodnejšie zaradiť už do kadlubskej prahovej sukcesie. Aj v samotnej kuchynskej sukcesii možno pozorovať laterálne zmeny litofácií a smerom na V pribúdanie alodapických vápencov s plytkovodným detritom (obr. 8).

156 biodetritické, brekciovité a lumachelové vápence (dudziniecke súvrstvie, plešská brekcia); spodná jura (pliensbach – toark)

Na báze jurského sledu kuchynskej sukcesie priamo v nadloží metamorfitov fundamentu alebo lokálne nad spodnotriasovými kremencami leží pomerne pestré, laterálne premenlivé vápencové súvrstvie, ktoré bolo označené názvom dudziniecke súvrstvie (Michalík et al., 1993, 1994). Tvoria ho lokálne vyvinuté červenofialové, slabo slienité vápence s úlomkami amfibolitov, ktoré prenikajú aj vo forme neptunických dajok až niekoľko desiatok metrov hlboko do fundamentu pod predliasový povrch. Častejšie sú ale šošovkovité telesá sivých masívnych extraklastových brekciovitých vápencov s úlomkami hornín kryštalinického fundamentu (amfibolity, fylity, granitoidy) a triasových karbonátov. Miestami obsahujú nepravidelné telesá – šošovky a klastické žily(?) – tmavosivých pieskovcov. Tmavé aj svetlé kremenné pieskovce, ktoré majú zväčša kalcitový tmel, sa miestami vyskytujú aj bez vápencov. Vápence obsahujú aj neostré polohy a hniezda biodetritických a lumachelových vápencov. Belemnitová lumachela sa nachádza neďaleko Panského domu, bralká



Obr. 8. Litostratigrafická tabuľka kuchynskej sukcesie (D. Plašienka, 2005).

brachiopódových lumachiel vystupujú pri Perneku nad Kostolným potokom na jz. hrebeni kopca Pleš. Podľa Pevného (ústna informácia) sú brachiopódy strednoliasového veku (lotaring – domér). Z lokality Pleš uvádza Maheľ druhy *Spiriferina tumida* (v. BUCH.), *Spiriferina haueri* SUESS a *Partschiceras anonymum* (HAAS) a pripisuje im domérsky vek (Maheľ, 1961; Maheľ in Buday et al. – eds., 1962; Maheľ, 1986). Michalík et al. (1994) charakterizujú brachiopódy ako vrchnoliasové a lumachelové vápence a zaradili ich do dudzinieckeho súvrstvia. Tvoria aj bloky v mladších karbonatických brekciách nazvaných plešská brekcia, ktorej pripísali toarksko-álenský vek. Inde vystupujú na báze kuchynskej sukcesie aj ružové a sivé krinoidové a piesčito-krinoidové vápence, v spodných častiach nadložného bridličnatého súvrstvia aj malé bloky – „bradlá“ – tmavosivých kryštalických rohovcových vápencov.

155 tmavé aleuriticko-pelitické a piesčité bridlice, spongolity, piesčité vápence;
spodná až stredná jura (toark – doger)

Skutočnú, všadeprítomnú bázu kuchynskej sukcesie tvoria hemipelagické anoxické sedimenty – tmavosivé až čierne ílové a slienité bridlice, často silicifikované, s laminami siltovcov, vyššie aj s doskami tmavých silicitov – spongolitov. Ílovce obsahujú drobnú klastickú sľudu. Slieňovce (spikulity) prechádzajú do tmavých slienitých vápencov prerastených hľuzami, šošovkami a vrstvami čiernych rohovcov. Miestami sa vyskytujú

aj dosky čiernych krinoidových kalciturbiditov, takisto s rohovcami. Michalík et al. (1994) zaradili tmavé bridlice do marianskeho súvrstvia, čo nie je celkom vhodné, rovnako ako zaradenie doskovitých krinoidových vápencov do slepianskeho súvrstvia. Hrúbka súvrstvia je okolo 10 – 50 m.

154 ždiarske súvrstvie: pestré rádiolóriové vápence, rádiolarity a polohy alodapických bioklastických vápencov; stredná až vrchná jura (doger – oxford)

Z podložného súvrstvia sa plynule vyvíja komplex červených, zelenkavých a hnedých, výrazne tenkolavicovitých (2 – 5 cm) rádiolóriových vápencov a rádiolaritov. V jeho spodných častiach sú pomerne časté polohy tmavosivých biodetritických krinoidových vápencov. Mikrofaciálne sú to biomikrity s monotónnou rádiolóriovou mikrofáciou, ojedinelé sú ostrakódy. Vek súvrstvia je doger.

Miestami sa nachádzajú sivé, nevýrazne hľuznaté vápence kimeridžsko-spodnotitónskeho veku (tegernseeske súvrstvie – Michalík et al., 1994). Majú hrúbku len niekoľko metrov, kartograficky sú neznázorniteľné. Boli pozorované najmä v príkrovovej troske kuchynskej sukcesie nad borinskou jednotkou na vrchu Jastrabník južne od Perneka, inde ich možno definovať len mikrofaciálne.

Miestami nad hľuznatými vápencami leží niekoľkometrová poloha oberalmského súvrstvia celistvých béžových doskovitých vápencov fácie „biancone“ s ojedinelými hľuzami svetlých rohovcov beriasu. Takéto vápence spolu so spodnokriedovými biodetritickými vápencami starohlavského súvrstvia tvoria pomerne hrubé šošovkovité až izometrické telesá v podloží a uprostred porubského súvrstvia v najvýchodnejšej časti územia medzi Panskými uhliskami a Horným vrchom. Tieto telesá vytvárajú bralné formy (Taricove skaly) a pripomínajú bradlá alebo olistolity. Svojím masívnym charakterom a miestami hojným bioklastickým materiálom sa podobajú na súveké sedimenty kadlubskej sukcesie. Oblasť je aj štruktúrne samostatná, nevyskytujú sa tu staršie členy, a preto je možno vhodnejšie zaradiť túto oblasť do kadlubskej, nie kuchynskej sukcesie.

Devínska sukcesia

Jursko-kriedové sedimenty devínskej sukcesie spolu s podložnými vrchnopermskými a triasovými členmi tvoria sedimentárny pokryv predalpínskeho fundamentu rozsiahlej alochtónnej tektonickej jednotky tatrika – bratislavského príkrovu (cf. Plašienka, 1987, 1990, 1999; Plašienka a Putiš, 1987) (obr. 9).

153 brekciovité vápence s karbonátovými extraklastami (plešská brekcia), biodetritické a kalové vápence; vrchný lias – spodný doger

Neptunické žily v triasových karbonátoch

Prítomnosť liasových vápencov uprostred karbonátového komplexu v devínskom úseku Malých Karpát bola síce už dávnejšie paleontologicky preukázaná (Kullmanová, 1971; Mišík, 1986), kartograficky sa ich však doteraz nepodarilo odlíšiť od triasových karbonátov. Príčinou je fakt, že liasové vápence vo forme neptunických žíl v podložných triasových karbonátoch vypĺňajú hlboké rozsadliny (napr. Wajtov lom). Len zriedkavo tvoria hrubšie masy (devínska hradná skala) a často vystupujú len ako drobné nepravidelné „hniezda“ a žilky uprostred triasových karbonátov (severné svahy Devínskej Kobyly, lomy Štokeravskej vápenky). Poukazuje to na vrchnoliasovú transgresiu na členitý, hlboko erodovaný terén.

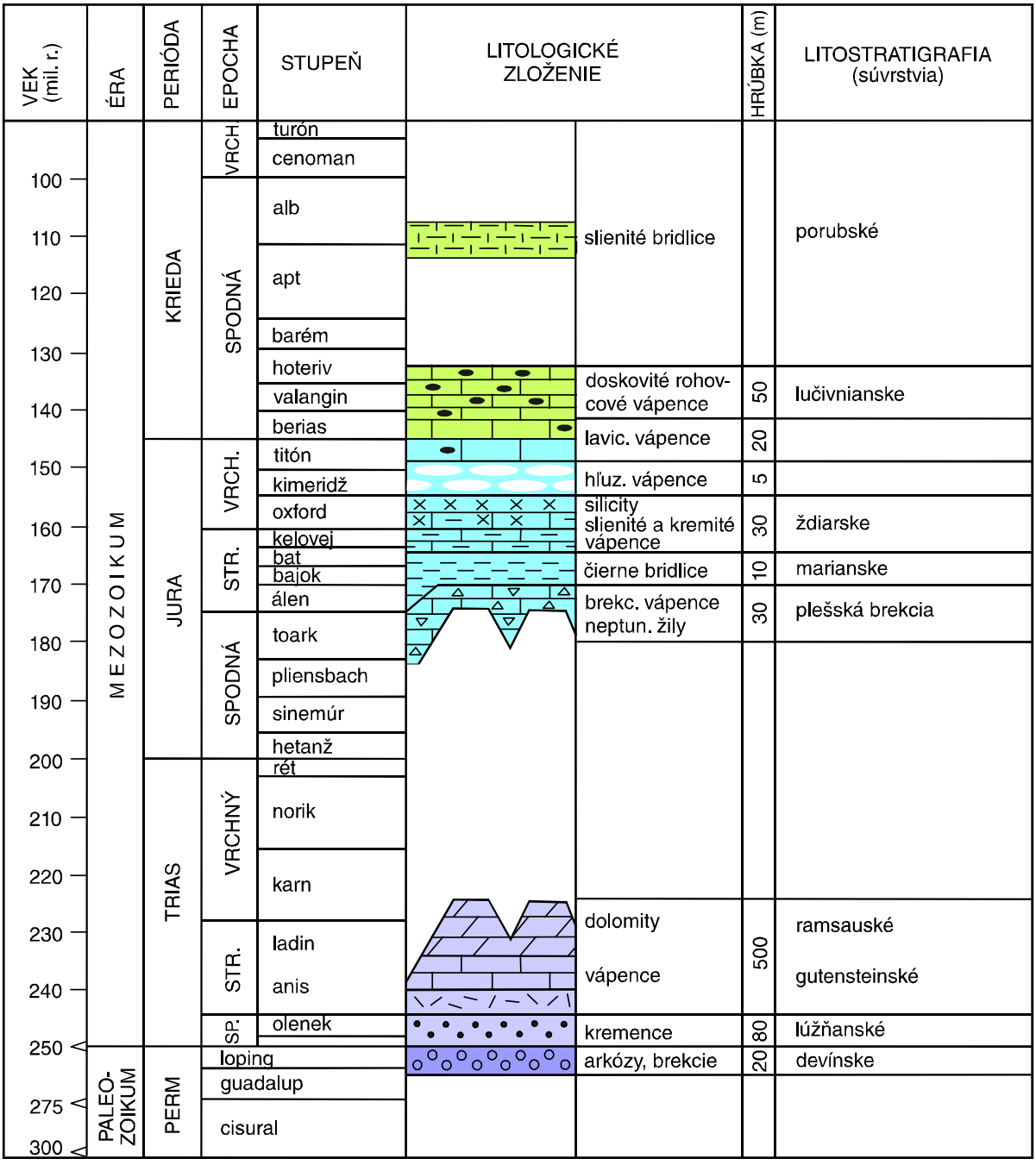
V liasových vápencoch možno odlíšiť dva typy – sivé biodetritické vápence s hojnými krinoidmi, belemnitmi (cf. Beck, 1903) a brachiopódmi. Tie majú podľa Michalíka et al. (1994) vrchnoliasový až spodnodogerský vek. Títo autori označili spodno- až strednojurské brekciovité a bioklastické vápence devínskej aj kuchynskej sukcesie názvom „plešská brekcia“. Karbonátové extraklasty sú tvorené rôznymi typmi strednotriasových vápencov a dolomitov, opísané boli aj rétske lumachelové vápence (Kochanová et al., 1967).

Druhý typ predstavujú svetlé, pleťové kalové vápence, takisto s karbonátovými extraklastami, ale aj s čiernymi úlomkami fosfatických hornín a fosfatizovaných arietidných amonitov (Kahan et al., 1973), zubov ryb rodu *Saurichtys* (Toula, 1901; cf. Mišík 1986) a fosfatizovaných žraločích zubov(?). Na devínskej hradnej skale obsahujú aj miskovité úlomky hematitickej horniny (preplavený hardground?). Kalové vápence uzatvárajú aj oválne intraklasty sivých biodetritických vápencov, a teda sú relatívne mladšie.

Hrúbka liasových vápencov vzhľadom na vypĺňanie nerovností podložia značne kolíše. Najväčšia hrúbka na povrchu (okolo 50 m) sa zistila v okolí Devína.

152 kremité rohovcové a hľuznaté vápence, silicity (rádiolarity); vrchný doger – malm

Vystupujú spoločne s neokómskymi vápencami len na bralku Slovinec na jz. okraji Devínskej Novej Vsi pod lokalitou Sandberg. Vrstvový sled je tu obrátený, takže v tektonickom nadloží (stratigrafickom podloží) vystupujú najskôr sivopleťové a béžové tenkodoskovité až bridličnaté kremité a slienité vápence a sivozelené



Obr. 9. Litostratigrafická tabuľka devínskej sukcesie (D. Plašienka, 2005).

silicity (rádiolarity – cf. Kullmanová, 1965). Okrem nich sa vyskytujú sivoružové celistvé doskovité vápence s hľuzami rohovcov prechádzajúce do ružových a sivozelených, nevýrazne hľuznatých vápencov s kimeridžskými sakokómami a ojedinelými titónskymi kalpionelidmi (Michalík et al., 2000).

Krieda

151 lučivnianske súvrstvie: sivé doskovité, slabo slienité rohovcové vápence; vrchná jura – spodná krieda (valangin – hoteriv)

Lučivnianske súvrstvie tvorené sivými lavicovitými a doskovitými, slabo slienitými rohovcovými vápencami predstavuje výrazný markerový horizont spodnokriedových karbonátov v tatrickom komplexe MK. Začína sa orešianskou jednotkou a pokračuje v solírovskej, kadlubskej, kuchynskej a devínskej sukcesii bratislavského príkrovu.

Lučivnianske súvrstvie litologicky tvoria sivé lavicovité a doskovité, slabo slienité a slienité rohovcové vápence. Sú obyčajne vrstvovité (5 – 10 cm), v bazálnych častiach sú lavice o niečo hrubšie. Vápence obsahujú veľké množstvo silicitov, ktoré sú tmavosivej až čiernej farby. Vystupujú vo forme eliptických hľúz, častejšie však vytvárajú súvislejšie polohy. V súvrství sa nezistili žiadne polohy slienitých bridlíc, ktoré sú v iných obalových sukcesiách v tomto súvrství bežné.

Mikrofaciálne spodnú časť vápencov tvoria biomikrosparity, zriedkavo sa nájdu aj mikritické typy vápencov. Organickú zložku zastupujú ostrakódy, rádiolárie a úlomky krinoidových článkov. V niekoľkých výbrusoch sa našli aj kalpionely, ktorých väčšia časť bola deformovaná. Dali sa určiť iba dve formy – *Calpionella alpina* (LORENZ) a *Calpionella elliptica* (CADISCH). Nadložný komplex je silnejšie postihnutý metamorfózou ako rigidnejšie spodné časti. Prejavuje sa to aj výraznejším zbridličnatením súvrstvia, ktoré sa odrazilo aj na mikroštruktúrnej úrovni. Základná hmota vápencov je prevažne mikrosparitická, resp. sparitická. Medzi organizmami sú zastúpené rádiolárie, ostrakódy, úlomky krinoidových článkov, belemnitov, aptychov a rôzne iné, bližšie neurčiteľné úlomky. Všetky tieto stavebné zložky majú výrazné lineárne usporiadanie. Ojedinelé sú úlomky kremeňa aleuritickej veľkostnej kategórie. Len zriedkavo sa vyskytlo niekoľko zŕn sericitu. Rohovce sú tvorené kryptogénnymi silicitmi, ktoré sú zložené z kryptokryštalického chalcedónu a obsahujú autigénne klence kalcitu bez akýchkoľvek zvyškov, resp. fantómov po organizmoch.

Celý tento komplex stratigraficky zaraďujeme do titónu – hoterivu. Spodná časť na základe uvedených mikrofosílií patrí do titónu – ?beriasu. Vrchnú hranicu na základe analógie s lučivnianskym súvrstvím v ostatných obalových sekvenciách jadrových pohorí Západných Karpát kladieme do hoterivu – ?barému.

150 solírovské súvrstvie: sivé piesčité a biodetritické rohovcové vápence, olistostrómy; spodná krieda (barém – spodný apt)

Solírovské súvrstvie bolo síce litostratigraficky definované v solírovskej sukcesii (Jablonský et al., 1993), ale vyskytuje sa aj v subautochtónnej orešianskej sukcesii malokarpatského tatrika. Okrem kalciturbiditov ho tu tvoria aj chaotické olistostrómové telesá nesúce bloky napr. skýtskych kvarcitov s objemom niekoľko m^3, ako aj klasty kryštalických bridlíc a granitov, pôvodom pravdepodobne z obnaženého „lungauského“, resp. severotatrického prahu (Plašienka et al., 1991; Plašienka, 1995). V solírovskej sukcesii, ktorá leží v tektonickom nadloží orešianskej jednotky a je súčasťou bratislavského príkrovu, má solírovské súvrstvie distálnejší charakter s prevahou bioklastických kalciturbiditov. Solírovské súvrstvie bolo interpretované ako výplň erozívnych kanálov na sz. svahu šiprúnskej panvy s transportom materiálu zo SZ na JV (Jablonský et al., 1993). V orešianskej sukcesii sa usadilo na svahu panvy blízko zdrojov terigénneho materiálu, kým solírovská sukcesia bola situovaná v distálnejšej časti bazénu ďalej na JV.

Solírovské súvrstvie bolo opísané v práci Jablonského et al. (1993) ako súbor tmavosivých hemipelagických škvrnitých slieňovcov a sivých doskovitých až lavicovitých piesčitých biodetritických vápencov (kalciturbiditov) barémsko-spodnoaptského veku hrubý 20 – 60 m. Jeho podložie tvoria spodnokriedové pelagické doskovité rohovcové vápence lučivnianskeho súvrstvia. V nadloží sú tmavosivé slienité bridlice a potom siliciklastické flyšové porubské súvrstvie. Vek súvrstvia bol určený na základe foraminifer z pelagických vrstiev.

Alodapické vápence obsahujú zmiešaný siliciklasticko-bioklastický detrit. Zloženie siliciklastického terigénneho materiálu s prevahou angulárnych zŕn kremeňa, ako aj ťažkých minerálov indikuje pôvod len z lokálnych „intratatrických“ zdrojov. Charakteristická je napr. absencia chrómspinelidov v ťažkej frakcii, ktoré sú inak v súvekých turbiditoch centrálnokarpatských jednotiek bežné. Bioklastický materiál tvoria najmä krinoidy, hojné sú aj litoklasty spodnokriedových kalpionelových vápencov. V najvyšších polohách sa vyskytujú aj hrubozrnné vápnité pieskovce s klastami kremeňa a dolomitov. Transportnými mechanizmami alodapických vápencov boli kohézne sutinotoky a husté trakčné turbiditové prúdy. Vysoko pravdepodobne zo solírovského súvrstvia, aj keď nevedno, či z orešianskej alebo zo solírovskej sukcesie, uvádza Maheľ (Maheľ, 1961; in Buday et al. – eds., 1962; Maheľ et al., 1967; cf. Jablonský et al., 1993) aj barémsko-aptskú makrofaunu *Pseudocidaris* cf. *clunifera* (DESOR.), *Odontaspis* cf. *gracilis* AGASSIZ, *Oxytoma* cf. *gracilis*, *O. curneuliana* (d'ORB.), *Panopea* cf. *dilatata* a *Duvalia* cf. *dilatata* (BLAINVILLE) a mikrofosílie *Lenticulina* sp. a *Gavelinella* cf. *barremiana* BETTENSTÄDT. Jablonský et al. (1993) uvádzajú zo spodnej časti súvrstvia planktonické foraminifery *Hedbergella infracretaces* (GLAESSNER) poukazujúce na vrchnohoterivsko-spodnobarémsky vek. Vyššie v slede sa zistili barémsko-spodnoaptské formy *Caucasella hauterivica* (SUBBOTINA), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *H. planispira* (TAPPAN), *Planomalina (Globigerinelloides) typica* (GANDOLFI) a *Clavihedbergella* aff. *cretacea* (TAPPAN). V bentických spoločenstvách prevládajú barémske foraminifery *Falsurgonina* sp., *Cuneolina* sp., *Anomalina (Gavelinella) sigmoicostata sigmoicostata* DAM, *Sabaudia* aff. *briacensis* ARNAUD-VANNEAU, *Bielorussiella textularoides* (REUSS), *Dorothia praexycona* MOULLADE, *Haplophragmoides* cf. *nonionina* (REUSS) a *Gaudryina tuchaensis* ANTONOVA. Ostatné mikrofosílie reprezentujú zoospóry *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Didemnum carpaticum* MIŠÍK et BORZA, *Stomiosphaera wanneri* BORZA a *Colomisphaera heliosphaera*. Najvyššia časť obsahuje aptské for-

my – sporadicky bentické foraminifery rodu *Thalmaninella*, tintinidy *Praecolomiella* a *Deflandronella* spolu so *Stomiosphaera* cf. *sphaerica* BONET a *Spiroplectamina complata* (REUSS).

149 vývratská formácia: hyaloklastitové bazanitové lávy; spodná krieda (barém – apt)

Ako „vývratské vrstvy" označili Hovorka a Spišiak (1990) teleso hyaloklastitových vulkanitov vystupujúcich nad dolinou Vývrat sv. od Kuchyne na južných svahoch Vysokej v okolí Soľného vrchu. Útržky bázických vulkanitov sú v hyaloklastitových brekciách stmelené bielym kryštalickým kalcitom. Sú súčasťou formácie spodnokriedových submarinných výlevov alkalických bazaltov a bazanitov (Hovorka a Spišiak, 1988, 1993).

148 tmavé ílové bridlice, slieňovce, kremité a biodetritické vápence, škvrnité slieňovce, slienité vápence; spodná krieda (apt – spodný alb?)

Podobne ako v orešianskej sukcesii, toto súvrstvie nie je nikde dobre odkryté. Na jeho charakter možno usudzovať len na základe úlomkov v sutine – tmavosivé a zelenkavé ílové, kremité a slienité bridlice s polohami kremitých vápencov a čiernych alodapických krinoidových vápencov. V doline Parnej pri Sklenej hute sa v tomto súvrství nachádza malé teliesko hyalobazanitových láv (vývratské vrstvy – Hovorka a Spišiak, 1990).

147 porubské súvrstvie: sivé ílové bridlice a turbiditové pieskovce; stredná krieda (alb – cenoman)

147a zlepence

Súvrstvie pozostáva zo sivých ílových a slienitých bridlíc s doskami turbiditových, gradačne zvrstvených vápnitých pieskovcov a piesčitých vápencov. Tých smerom do nadložia pribúda, v najvyšších častiach súvrstvia vystupujú aj lavice masívnejších sivozelených drobových pieskovcov. V oblasti Soľného vrchu pod Vysokou sa v porubskom súvrství nachádza šošovka polymiktných zlepencov s dokonale ováľanými obliakmi kvarcitov, karbonátov a silne premenených hrubozrnných granitoidov, ktoré majú v priemere až 30 cm.

V oblasti Majdanského v severnej časti orešianskej jednotky sa v ňom nachádzajú šošovky polymiktných zlepencov s ováľanými obliakmi najmä karbonátov. Ich zloženie a vek podrobne spracovali Mišík et al. (1981).

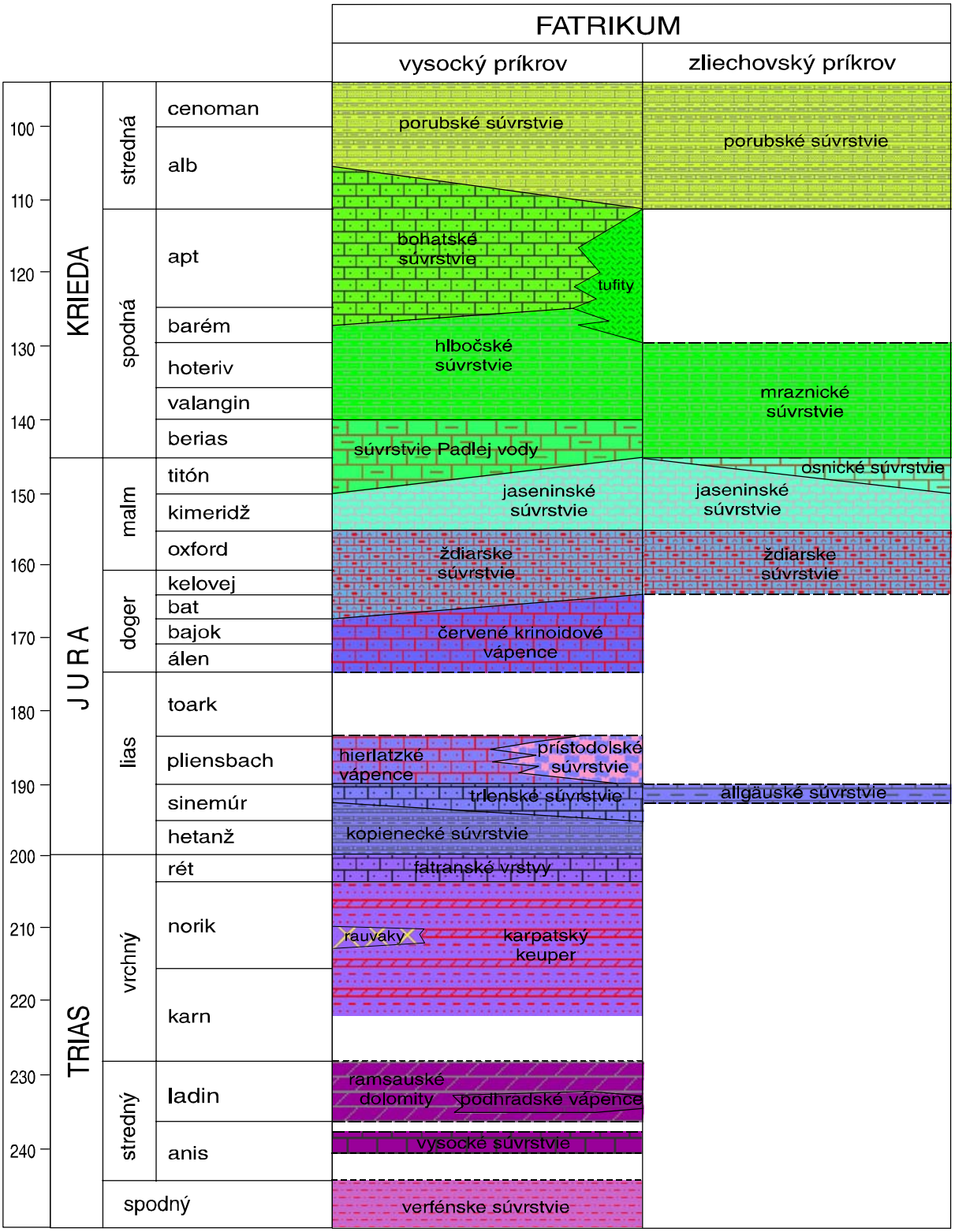
FATRIKUM

Fatrikum (Andrusov et al., 1973) v tektonickej stavbe Západných Karpát predstavuje sústavu pripovrchových príkrovov ležiacich v tektonickom nadloží tatrika. V rámci fatrika boli vyčlenené formácie obsahujúce hlbokovodné sedimenty v strednej a vrchnej jure, čiastočne v spodnej kriede, ktoré Maheľ (1964) označil názvom zliechovská faciálna oblasť krížňanského príkrovu (Andrusov, 1936). V rámci krížňanského príkrovu vyčlenil Maheľ (1959) v oblasti MK vysockú sériu. Na základe prítomnosti plytkovodných sedimentov predovšetkým strednej jury s čiastočne odlišným vývojom spodnej kriedy ju charakterizoval ako formáciu kordilérového typu. Neskôr Andrusov (1965) definoval vysockú sériu ako samostatný čiastkový vysocký príkrov ležiaci v podloží krížňanského (zliechovského) príkrovu.

Podstatnú časť fatrika Malých Karpát budujú sedimenty vysockého príkrovu. Krížňanský príkrov s. s. (zliechovský) vystupuje len v obmedzenom rozsahu v sv. časti pohoria vo forme niekoľkých tektonických zvyškov (trosiek). Vrstvové sledy fatrika prebiehajú v pruhu širokom zhruba 2 – 4 km od obce Kuchyňa sv. smerom cez Prístodolok, Vysokú, Skalku, Dlhý vrch, Majdanské, Jahodník, Driny až po Smolenice.

Vysocký príkrov

Vysocký príkrov je typický reprezentant spodnejších a externejších čiastkových príkrovových jednotiek fatrika s charakteristickou, relatívne „plytkovodnou" jursko-spodnokriedovou vysockou sekvenciou. Vysocký príkrov však zahŕňa aj mohutné triasové členy. Nad šupinami pestrých spodnotriasových bridlíc, ktoré sa sporadicky zachovali na pôvodných príkrovových plochách (Hrubý vrch, Jelenec), leží pomerne hrubé a litologicky pestré *gutensteinské súvrstvie*. Jeho hlavnou súčasťou je vysocké súvrstvie anisko-spodnokarnského veku (250 – 350 m) reprezentujúce typické sedimenty plytkomorskej karbonátovej rampy (Michalík et al., 1992). Nadložné *súvrstvie karpatského keuperu* má hrúbku okolo 200 – 300 m a prevahu pestrých ílových bridlíc s vrstvami kremenných pieskovcov v spodnej časti a doskovitých evaporitických dolomitov vo vrchnej časti. Vrchnorétske *fatranské súvrstvie* pozostáva z neritických fosiliferných vápencov.



Obr. 10. Litostratigrafická tabuľka fatrika Malých Karpát (M. Polák, 2008).

Jursko-spodnokriedová *vysocká sekvencia* je etalónom plytkovodnejších prahových sekvencií fatrika. V spodnej časti sa nachádza súvrstvie tmavých piesčitých bridlíc a tmavých krinoidových vápencov hetanžského veku hrubé asi 100 m. Nadložné pestré piesčité krinoidové a rohovcové vápence prechádzajú do hľuznatých vápencov adnetského, resp. *prístodolského súvrstvia* vrchnoliasového veku (Koša, 1998). Nasledujú dogerské pestré červené krinoidové vápence prechádzajúce do tmavých slienitých a kremitých bridlíc, silicitov a kremitých vápencov, miestami aj tenkých polôh oxfordských rádiolaritov, ktoré tvoria vložky v čer-

vených hľuznatých vápencoch vrchnojurského veku. Spodnokriedový sled reprezentujú masívne rohovcové a brekciovité vápence (*padlovodské súvrstvie*), bridličnaté slienité rohovcové vápence (*hlbočské súvrstvie*) a bioklastické vápence (barémsko-aptské *bohatské súvrstvie*) – cf. Plašienka et al. (1991). Albsko-cenomanské *porubské súvrstvie* tvoria najmä silicifikované slieňovce, len v najvyšších polohách sa objavujú vložky turbiditových pieskovcov.

Trias

146 verfénske súvrstvie: pestré ílovité a piesčité bridlice, arkózovité pieskovce, kremence; spodný trias

Šupiny pestrých ílovitých a piesčitých bridlíc s občasnými vložkami arkózovitých pieskovcov sa sporadicky zachovali na pôvodných príkrovových plochách (Hrubý vrch, Jelenec). Pestré súvrstvie tvoria polohy arkózovitých pieskovcov a ílovitých bridlíc hrubé 10 – 15 cm. Petrograficky sú pieskovce zložené z úlomkov kremeňa angulárnych tvarov s veľkosťou do 1 mm. Jeho obsah sa pohybuje v rozmedzí 40 – 50 %. Nestabilný komponent zastupujú prevažne úlomky živcov typu K aj typu Ca-Na, väčšinou je výrazne sericitizovaný. Hojne zastúpený je muskovit, sericit a sčasti aj biotit.

145 vysocké súvrstvie: tmavosivé až čierne lavicovité a hrubolavicovité vápence; pelsón – spodný ilýr

Vysocké súvrstvie (Beck a Vetters, 1904) je najspodnejší a charakteristický člen triasového karbonátového komplexu vysockého príkrovu MK. Vysocké vápence vystupujú takmer v súvislom pruhu tiahnucom sa z oblasti Ražňovej sz. smerom do oblasti Vysokej, Bielej skaly, Jelenca, Geldeka a Majdanského. Vysocké vápence sú litologicky sivé, sivohnedé, tmavosivé až čierne, lavicovité (10 – 100 cm), často hrubolavicovité (do 2,5 m). V spodnejších častiach súvrstvia sa nachádzajú početné polohy charakteristických červíkovitých vápencov. Časté sú polohy výrazne krinoidových vápencov. Mikrofaciálne sú to biomikrity a mikrity s pomerne nízkou frekvenciou organickej zložky. Tá je zastúpená úlomkami krinoidov, lamelibranchiátov, brachiopódov, gastropódov, ostrakódov a foraminifer, časté sú pelety. Klastická prímes je vo forme úlomkov kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Vysocké vápence sú v podstate varietou gutensteinského súvrstvia, od ktorého sa líšia hojnosťou bioklastických vápencov. Michalík et al. (1992), Zágoršek (1993) a Michalík (1997) vysocké súvrstvie na základe detailného mikrofaciálneho štúdia rozčlenili na tri členy. Bazálnu časť súvrstvia tvorí člen Uhlísk, ktorý je slabo odkrytý a tektonicky redukovaný. Strednú časť súvrstvia zastupuje oberhegský člen (Michalík, l. c.) a najvrchnejšiu časť súvrstvia geldecký člen (Michalík et al., l. c.). Geldecký člen tvoria tmavosivé, faciálne variabilné vápence (na báze masívne, v strede s biogénnymi tempestitmi a cunamitmi pelsónskeho veku, navrchu ooliticko-evaporitové) s dolomitizovanými polohami hrubé 100 až 150 m. Na základe zistenej mikro- a makrofauny (Michalík et al., l. c.; Zágoršek, l. c.) možno posledné dva členy zaradiť do pelsónu – raného ilýru. Vysocké súvrstvie reprezentuje sedimenty plytkej karbonátovej rampy, ktorú výrazne ovplyvňovala búrková a seizmická aktivita (Michalík et al., l. c.). Tieto jednotlivé členy nie je možné kartograficky zobraziť na geologickej mape ako samostatné litostratigrafické jednotky.

144 ramsauské dolomity: sivé lavicovité dolomity, dolomity s vložkami vápencov; ladin

Ramsauské dolomity vystupujú väčšinou v priamom nadloží vysockých vápencov. Litologicky sú to sivé a tmavosivé, výrazne vrstvovité (10 – 100 cm) celistvé jemnozrnné kryštalické cukrovité, často pórovité dolomity. Miestami sú na báze vyvinuté svetlosivé, silno krinoidové až organodetritické typy, ojedinele oolitické, časté sú brekciovité typy. Vek ramsauských dolomitov bol stanovený na základe lamelibranchiátovej fauny (Kochanová, 1957) ako ladin. Z mikrofaciálneho hľadiska majú dolomity zväčša mikrosparitickú a sparitickú štruktúru s rôznou frekvenciou alochémov. Z organických zvyškov sú to predovšetkým zvyšky dasykladaceí, článkov echinodermát, úlomky bivalvií, gastropódov, brachiopódov, bryozoí a ihlíc húb. Pomerne časté sú pelety. Ojedinele sa nájdu polohy oolitických typov. Zriedkavé sú stromatolitové polohy.

Michalík et al. (1992) vyčlenili v komplexe dolomitov vrchný (parniansky) člen, ktorý zahŕňa oolitické biodetritické a lumachelové vápence (hrúbka asi 100 m) s makrofaunou lastúrnikov karnu. Korelujú ich (Michalík et al., l. c.) s porovnateľným oponickým vápencom.

144a podhradské vápence: tmavosivé organodetritické (krinoidové, lumachelové) vápence; ladin

Podhradské vápence vystupujú spravidla uprostred ramsauských dolomitov, kde tvoria polohy hrubé miestami do 50 m. Nachádzajú sa v dvoch šošovkách na južnom svahu Polomu severne od Jelenca. Litologicky ide o tmavosivé až čierne lavicovité (10 – 50 cm) vápence. Sú prevažne organodetritickej povahy, zväčša krinoido-

vé, menej frekventované sú lumachelové typy. Z mikrofaciálneho hľadiska sú to prevažne biomikrity, resp. biomikrosparity s vysokou frekvenciou alochémov. Z organizmov obsahujú úlomky bivalvií, brachiopódov, gastropódov, článkov echinodermát, ihlíc spongií, foraminifer a ostrakódov. Časté sú oolitové polohy a pelety. Klastickú prímes tvoria zrná angulárneho kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Organické zvyšky reprezentujú viac-menej bežné prierezy, resp. časti schránok dierkavcov *Meandrospira deformata* SALAJ (v zmysle Salaja a Poláka, 1978; Salaja, Borzu a Samuela, 1983, a iných autorov, forma charakteristická pre hypersalinické prostredie), veľmi vzácne *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA, *Tolypaminna gregaria* WENDT, ako aj jeden exemplár sesílnej formy *Planiinvoluta* sp. (určila D. Boorová).

Fosílie, resp. ich fragmenty zastupujú aj prierezy hladkostenných *Ostracoda* div. sp., resp. ich misiek. Zriedkavo sa vyskytujú časti schránok najpravdepodobnejšie bivalvií a oválne, prípadne okrúhle, silno rekryštalizované prierezy, ktoré sa nepodarilo bližšie identifikovať, ako aj detrit, resp. biodetrit.

Pre skúmaný sediment sú typické bežné až hojné silno skorodované, nepravidelne „roztrúsené“ klence karbonátov rôznej veľkosti, pričom lokálne vytvárajú akumulácie.

Ako samostatnú litostratigrafickú jednotku ich vyčlenili Míšík, Mock a Sýkora (1977).

Na základe tohto paleontologického materiálu bol stanovený vek podhradských vápencov vrchný anis – ladin.

143 karpatský keuper: pestré ílovité bridlice, sivé ílovité dolomity, kavernózne dolomity – rauvaky, kremité pieskovce, kremence; vrchný karn – norik

143a rauvaky

Súvrstvie karpatského keuperu má vývoj typický pre veporické a fatrické jednotky. Karpatský keuper vystupuje spravidla v priamom nadloží ramsauských dolomitov. Pomerne dobre je súvrstvie odkryté na južných svahoch Bartalovej, na sz. svahoch Vysokej, v oblasti Troch stodôlok, Bukovej hory, na svahoch Horného vrchu, v oblasti Jelenca, na južných a západných svahoch Dlhého vrchu, v doline Parná a ďalej južne od Lošonca až po Jahodník.

Litologicky je toto charakteristické súvrstvie zložené z troch základných komponentov: 1. pelitický – bridlice, 2. karbonátový – rauvaky a dolomity, 3. psamitický – pieskovce.

Pelitický komponent tvoria pestré (červené, fialové, zelené a čierne) ílovité bridlice, ktoré výrazne prevládajú nad ostatnými komponentmi, v pomere k dolomitom zhruba 3 : 1, k pieskovcom 6 : 1. Z petrografického hľadiska sú bridlice zložené predovšetkým z illitu, chloritu, sericitu a jemne dispergovaného hematitu. Kremeň tvorí prímes vo forme ostrohranných, veľmi jemných zŕn s veľkosťou maximálne 0,5 mm.

Dolomity tvoria bežný alternujúci komponent, vystupujú prevažne vo vrchnej časti súvrstvia. Veľmi pekne sú odkryté v oblasti Troch stodôlok a v oblasti Hrubcovej. Sú to sivé a žltkavé ílovité, zväčša lavicovité (20 – 60 cm) primárne dolomity. Mikrofaciálne sú to mikrity bez akýchkoľvek zvyškov. Klastickú prímes tvorí angulárny kremeň aleuritovej veľkosti.

Jedným z najcharakteristickejších litologických typov súvrstvia karpatského keuperu v Malých Karpatoch sú rauvaky. Najčastejšie vystupujú v spodnej až bazálnej časti komplexu karpatského keuperu. Tvoria 20 až 30 m hrubé polohy tvoriace morfologicky výrazné elevácie s pomerne dobrým odkrytím najmä v oblasti Vysokej, v Sološnickej doline, na sz. svahoch Dlhého vrchu a v okolí Mesačnej. Litologicky sú to pestré (sivožlté, hrdzavé a žlté), výrazne pórovité horniny, zložené prevažne z úlomkov rôznych typov dolomitov. Sú charakteristické svojím typickým voštinovitým zvetrávaním, ktoré je prejavom zvetrávania evaporitových polôh obsiahnutých v pôvodnom sedimente.

Psamitickú zložku tvoria polohy a lavice svetlých bielosivých a ružových stredno- a hrubozrnných pieskovcov, obyčajne v pestrých ílovcoch a bridliciach.

Litologicky sú to ružové svetlé pieskovce, resp. kremenné pieskovce. Petrograficky sú na 60 – 70 % zložené z úlomkov kremeňa angulárnych tvarov s veľkosťou do 2 mm. Nasledujú K-živce, Ca-Na-živce, sericit a muskovit. Základná hmota je sericiticko-ílovitá, tmel kremitý. V profile v oblasti Pleši sa v bridliciach nachádza poloha konglomerátov do hrúbky 1 m. Obliaky tvorí najmä svetlý žilný kremeň, ich veľkosť nepresahuje 3 cm. Základná hmota je piesčitá. Tvoria ju úlomky kremeňa, tmel je prevažne karbonátový.

Vek súvrstvia je určený na základe postavenia súvrstvia vo vrstvovom slede a *per analogiam* ako vrchný karn? – norik. Súvrstvie má hrúbku do 300 m.

142 fatranské vrstvy (kössenské vrstvy), čierne organodetritické, lumachelové a koralové vápence, oolitové vápence, slienité vápence, ílovce; rét

Fatranské vrstvy vystupujú v priamom nadloží karpatského keuperu v pomerne obmedzenom rozsahu v okolí Vysokej, vo Vývratskej doline, v jednotlivých izolovaných výskytoch v okolí Bukovej, Dlhého vrchu, Majdanského, na klasickej lokalite D. Štúra na smolenickej kalvárii a v okolí Smolenickej Novej Vsi.

Litologicky sú to tmavosivé až čierne organodetritické, lumachelové, často silno krinoidové a oolitické lavicovité (10 – 100 cm) vápence. Často obsahujú polohy čiernych slienitých vápencov a čiernych slienitých bridlíc. V súvrství sa nachádzajú aj polohy a lavice koralových vápencov.

Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s veľkou frekvenciou organických zvyškov. Sú to charakteristické, pomerne dobre opracované úlomky bivalvií, brachiopódov, gastropódov, krinoidových článkov, koralov, ostrakódov a foraminifer, z ktorých boli určené: *Agathamina* sp., *Galeanella* sp., *Triasina hantkeni* MAJZON, *Planinvoluta deflexa* LEISCHNER, *Frondicularia wodwardi* (HOWCHIN), *Involutina comunis*, *Involutina muranica*, *Glomospirella friedli* a *Glomospirella facilis* HO.

Z fatranských vrstiev pochádza veľké množstvo paleontologického materiálu, predovšetkým brachiopódov a lamelibranchiátov (Kochanová, 1959; Maheľ, 1959; Michalík, 1986). Na základe fosílií bol stanovený vek fatranských vrstiev najvyšší trias (rét).

Jura – krieda

Lias sa vo všeobecnosti vyznačuje veľkou variabilitou litofácií, ktoré sa striedajú tak vo vertikálnom, ako aj v horizontálnom smere. Liasové súvrstvia sa koncentrujú vo Vývratskej doline, Prístodolku, v okolí Bukovej hory, v oblasti Sklenej huty, Parnej doliny a v širšom okolí Smoleníc.

141 kopienecké súvrstvie: ílovito-piesčité bridlice, vápnité pieskovce, tmavosivé a čierne piesčité vápence; hetanž – sinemúr

Bazálnym členom liasového karbonátového komplexu vysockého príkrovu je kopienecké súvrstvie. Vystupuje v malých izolovaných odkryvoch v nadloží fatranského súvrstvia najmä v oblasti medzi kótami Hodková a Hrubcová, v niekoľkých izolovaných šošovkách v masíve Prístodolka, v oblasti Skleného vrchu a Sklenej huty.

Spodnú časť sedimentačného cyklu tvoria tmavosivé a zelenkavé ílovité a ílovito-piesčité bridlice až slieňovce s vložkami jemnozrnných vápnitých pieskovcov.

Smerom do nadložia pribúdajú polohy jemnozrnných krinoidových vápencov. Vo vyššej časti sa zvyšuje podiel organodetritických a lumachelových vápencov.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biosparity a biosparmikrity s vysokou frekvenciou organického detritu, ktorý zastupujú úlomky bivalvií, brachiopódov, krinodových článkov, ostňov ježoviek a foraminifer (*Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp., *Involutina liassica* JONES a *Agathamina* sp.). Zriedkavé sú polohy oolitových vápencov. Jadrá oolitov sú spravidla zložené z úlomkov organického detritu, sú však aj exempláre, kde jadro tvorí úlomok kremeňa. Výrazná je klastická prímes, ktorá v spodných častiach nezriedka dosahuje až 40 %. V týchto prípadoch už ide o vápnité pieskovce. Kremeň má obyčajne angulárne tvary, veľkosť nepresahuje 2 mm.

Makrofauna pochádza z piesčito-krinoidových vápencov. Kochanová (1959, 1964) a Maheľ (1967) uvádzajú: *Chlamys pilenor* (OPP.), *Chlamys substriata* (ROM.), *Chlamys prisca* (SCHLOTHEIM), *Lima duplicata* SOW., *Lima pectinoides* SOW., *Lima aciticosta* MUNST., *Cardinia crassiuscula* (SOW.) a *Arnioceras* cf. *geometricum* (OPP.). Na základe tejto makrofauny zaraďujeme kopienecké súvrstvie vysockého príkrovu MK do hetanžu – sinemúru.

140 trlenské súvrstvie: sivé a čierne krinoidové rohovcové vápence, piesčité a krinoidové vápence s rohovcami, piesčité bridlice; sinemúr – ?lotaring

Súvrstvie vyčlenili Bujnovský, Kochanová a Pevný (1979) v spodnoliasových sedimentoch šiprúnskej sekvencie. Typová oblasť tohto súvrstvia je v oblasti Trlenskej doliny vo Veľkej Fatre. V spodnej časti vysockého príkrovu MK vyčlenil toto súvrstvie Michalík (in Plašienka et al., 1991). Trlenské súvrstvie vystupuje na východnom úpätí Prístodolka vo Vývratskej doline v oblasti masívu Mesačnej a v sz. okolí Smoleníc. Trlenské súvrstvie leží v transgresívnej diskordantnej pozícii na fatranskom súvrství, resp. priamo na súvrství karpatského keuperu.

Z litologického hľadiska je súvrstvie zložené z rytmického sledu sivých až čiernych piesčito-krinoidových vápencov a vápnitých pieskovcov. Vápence a bridlice sú laminované a často majú krížové zvrstvenie. Prevládajúcim komponentom súvrstvia sú piesčito-krinoidové vápence s hrúbkou lavíc od 20 do 80 cm. Je to rytmická litorálna litofácia so slabým vytriedením klastickej zložky. Tmel v pieskovcoch je prevažne vápnitý, zriedkavejšie kremitý, kontaktný, bazálny. Vápence obsahujú časté polohy a hľuzy čiernych pórovitých rohovcov.

Mikrofaciálne ide prevažne o biomikrity a biosparity s pomerne pestrou frekvenciou alochémov. Obsahujú články echinodermátov, brachiopódy, lamelibranchiáty, foraminifery, ostne ježoviek a gastropódy.

Silicity sú z väčšej časti zastúpené spongolitmi. Zhruba na 90 % ich tvoria ihlice spongií, rádiolárie a mikrokryštalický kremeň.

Zo súvrstvia uvádzajú Maheľ et al. (1966) pomerne bohatú makrofaunu: *Lobothyris punctata* (SOW.), *Rhynchonella belemnitica* (QUENST.), *Rhynchonella frassi* (OPPEL), *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.), *Cuneirhyncia retusiormis* (OPPEL), *Zeilleria mutabilis* (OPPEL), *Zeilleria ewaldi* (OPPEL), *Zeilleria subnumismalis* (DAV.), *Zeilleria* cf. *alpina* (GEYER), *Spiriferina alpina* (OPPEL), *Spiriferina tumida ascendes* (E. DESL.), *Spiriferina rostrata* (ZIETEN), *Spiriferina obtusa* (OPPEL), *Modiolus minutus* (GOLD.), *Entolium lunare* (ROEMER), *Chlamys* cf. *falgeri* (MERIAN), *Chlamys* cf. *prisca* (SCHLOTH.), *Lima* cf. *pectinoides* (SOW.), *Gryphea obliqua* (GOLDFUSS.), *Alsatites liassicus* (D'ORBIGNY) a *Arnioceras geometricum* (OPPEL). Na základe tejto makrofauny bolo stanovené stratigrafické rozpätie trlenského súvrstvia na sinemúr – lotaring?.

139 hierlatzké vápence: béžové, ružové, červené a svetlosivé krinoidové a brekciovité vápence; pliensbach – domér

Vystupujú v nadloží spodnoliasového trlenského súvrstvia.

Litologicky sú to pestré, ružové, biele, béžové a červenavé, výrazne krinoidové lavicovité (10 – 30 cm) vápence, ktoré je možné korelovať s hierlatzkou litofáciou. Mikrofaciálne sú to výrazné biosparity. Tvoria ich predovšetkým úlomky a celé kolumnálie krinoidov, ktorých obsah tvorí miestami až 75 % organickej zložky. Okrem toho obsahujú úlomky lamelibranchiát a detrit koralov?, zriedkavé sú zvyšky lagenidných foraminifer. Klastická prímes je zastúpená vo forme angulárnych zŕn kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Z týchto vápencov Maheľ (1967), Kochanová (1964) a Pevný (1964) uvádzajú nasledujúcu faunu: *Spiriferina alpina* OPP., *Lobothyris punctata* (SOW.), „*Rhynchonella" magnicostata asinuosa* ORMOS., *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), *Tetrarhyncia tetraedra* (SOW.), *Gibbirhynchia amalthei* (QUENST.), *Piarorhynchia alberti* (DAV.), *Zeilleria subnumismalis* (DAV.), *Zeilleria lycetti terhousi lunaris* (SCHUBLER et ZIET.), *Spiriferina obtusa* OPP., *Spiriferina tumida* (BUCH.), *Cardium caudatum* GOLDF., *Partschiceras tenuistriatum* (MENEGH.), *Juraphylites* cf. *diopsis* (GEMM.) a *Polymorphytes* cf. *polymorphus* (QUENST.). Na základe tohto faunistického spoločenstva bol vek súvrstvia stanovený na pliensbach až domér.

138 súvrstvie Prístodolka: ružové, béžové a červené krinoidové a brekciovité vápence s hľuzami červených slienitých vápencov; pliensbach – domér

Súvrstvie Prístodolka vyčlenil Koša (1998), s typovým profilom v hrebeňovej časti masívu Prístodolka. Ojedinelé izolované šošovky sa nachádzajú v okolí Bukovej hory. Litologicky sú prístodolské vápence charakterizované ako ružové, ružovosivé a červené krinoidové vápence s nejasne limitovanými hľuzami zloženými z ružového biomikritického vápenca. Charakteristickou črtou je prítomnosť brekciovitých typov, pričom intraklasty pozostávajú predovšetkým z krinoidových vápencov. Mikrofaciálne sú to výrazné biosparity, tvorené predovšetkým úlomkami a celými kolumnáliami krinoidov, ktorých obsah tvorí miestami až 75 % organickej zložky. Okrem toho sú v nich úlomky lamelibranchiát a detrit koralov, časté sú filamenty, globochéty, foraminifery *Involutina liassica* JONES, *Nodosaria* sp. a *Dentalina* sp. a prierezy juvenilných schránok amonitov. Klastickú prímes zastupujú angulárne zrná kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Z týchto brekciovitých hľuznatých a krinoidových vápencov uvádzajú Maheľ et al. (1966) túto faunu: *Lobothyris punctata* (SOW.), *Nucleata nimbata* (OPPEL), *Cirpa fronto* (QUENST.), *Pisinrhynchia inversa* (OPPEL), *Gibbyrhynchia* cf. *amalthei* (QUENST.), *Homeorhynchia tetraedra* (SOW.), *Homeorhynchia capitulata* (TATE), *Furcirhyncia ilminsterensis* (AGER), *Stolmorhynchia bourchardi* (DAV.), *Zeilleria lyceti* (DAV.), *Oxytoma muensteri* (GOLD.), *Chlamys textoria* (SCHLOTH.), *Chlamys* cf. *palaemon* (D'ORB.), *Arca plutonis* (DUMORTIER), *Posidonia bronni* (GOLD.), *Lima gigantea* (SOW.), *Anodonta bollensis* (QUENST.), *Trapezium brevis* (WIGHT), *Eucyclus subangulatus* (MUENSTER), *Plerotomaria* cf. *geometrica* (DUMORTIER), *Nautilus jurensis* (QUENST.), *Hildoceras* cf. *bifrons* (BRUG.), *Haugia* cf. *reiseri* (BOESSE), *Phymatoceras* sp., *Dactylioceras* cf. *broilli* (MITZ.) a *Peronoceras* cf. *perarmatum* (J.-B.). Na základe tohto faunistického spoločenstva bol stanovený vek súvrstvia na pliensbach až domér. Hrúbka celého súboru nepresahuje 20 m.

V nadloží prístodolských vápencov a v podloží červených a pestrých vilských vápencov v zárezе lesnej železničky vo Vývratskej doline sporadicky vystupujú ružové slienité a červené hľuznaté adnetské vápence a bridlice (toarkského veku) v hrúbke maximálne 10 m.

Z litologického hľadiska ich tvoria ružové a červené, slabo slienité, výrazne hľuznaté vápence, ktoré vytvárajú súbor hrubších lavíc (30 – 50 cm). Červené slienité bridlice vypĺňajú medzernú hmotu medzi hľuzami.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to prevažne biomikrity s vysokou frekvenciou predovšetkým filamentov, rádiolárií a ihlíc hubiek. V spodných častiach sú hojnejšie úlomky echinodermát a lamelibranchiát. Pomerne časté sú foraminifery lagenidných typov. Ojedinelé sú prierezy juvenilných cefalopódov. Klastická prímes je zriedkavá, tvoria ju úlomky angulárnych zŕn kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie.

Maheľ (1959, 1967) uvádza z týchto vápencov nasledujúcu faunu: *Lobothyris infraoolithica* (SOW.), *Zeilleria alpina* (GEYER), *Zeilleria lycetti* (DAV.), *Piarorhynchia variabilis* (SCHL.), *Nucula acuminata* BUCH., *Oxytoma munsteri* (GOLDF.), *Chlamys textoria* (SCHLOTH.), *Lima gigantea* (SOW.), *Protocardia truncata* (GOLDF.), *Pleuromya unioides* (ROM.), *Pleurotomaria* cf. *geometrica* DUM., *Pleurotomaria* cf. *zonata* GOLDF., *Hildoceras* cf. *bifrons* (BRUG.), *Peronoceras* cf. *peramatum* (J.-B.) a *Dactylioceras* cf. *broilli* MITZ. Na základe makrofauny bol stanovený vek súvrstvia na toark.

137 ružové, červené a svetlosivé hrubozrnné krinoidové vápence (vilské súvrstvie); álen – bat

Toto súvrstvie je najlepšie odkryté v záreze starej lesnej železničky jv. od horárne Vývrat smerom na okraj hrebeňa Prístodolka. (Názov vilský vápenec zaviedol F. Hauer, 1853, pre pestré krinoidové vápence s hojnou brachiopódovou faunou pri obci Vils v Tirolsku).

Litologicky sú to svetlosivé, ružové, niekedy červené až bordové, zväčša hrubolavicovité (20 – 120 cm), krinoidové, hrubokrinoidové, miestami piesčito-krinoidové vápence obsahujúce výraznú prímes klastického kremeňa s obsahom až 20 %. Mikrofaciálne sú to výrazné biosparity. Prevládajúcou organickou zložkou sú úlomky, ojedinele aj úplne zachované časti stvolov krinoidov, ktoré miestami tvoria až 60 % horniny. Okrem nich sú tam úlomky brachiopódov, lamelibranchiát, gastropódov, amonitov, lagenidných foraminifer a ojedinele aj pseudooolitov. Klastický komponent zastupujú úlomky angulárneho kremeňa psamitickej veľkosti, ktoré ojedinele dosahujú veľkosť až 1 cm. Obsah klastickej prímesi je miestami až 20 %. Na jv. svahu Prístodolka tieto vápence smerom do nadložia prechádzajú do ružových, žltkastých a zelenosivých rádioláriových, výrazne lavicovitých (10 – 30 cm) vápencov s hojnými hľuzami a polohami svetlosivých a medovožltých rádiolaritov. V ich nadloží vystupujú klasické béžové a ružové vápence jaseninského súvrstvia.

Súvrstvie pestrých krinoidových vápencov na základe fosílií stratigraficky zaraďujeme do álenu – batu (Maheľ et al., 1966): *Loboidothyris perovalis* (SOW.), *Lobothyris ventricosa* (HARTMANN), *Lobothyris gerda* (OPPEL), *Nucleata bifida* (ROTHPL.), *Linguithyris curviconcha* (OPPEL), *L. nepos* (CANAVARI), *Zeilleria waltoni* (DAV.), *Z. angustipectus* (ROTHPL.), *Kallirhynchia mutans depressa* (ROTHPL.), *K. mutans* (ROTHPL.), *Rhactorhynchia subtetraedra* (DAV.), *Globorhynchia subobsoleta* (DAV.), *Rhynchonelloidella brentoniaca* (OPPEL), *R. subangulata* (DAV.), *Gnathorhynchia voultensis* (OPPEL), *G. trigona* (QUENST.), *„Rhynchonella“ zisa* (OPPEL), *„Rh“. berchta* (OPPEL), *„Rh“ defluxa* (OPPEL), *„Rh“ coarcata miscella* (OPPEL), *„Rh.“ penninica* (UHLIG), *„Rh.“ atla polymorpha* (OPPEL), *„Rh.“ cymatophora* (ROTHPL.), *“Rh.“ waehneri* (DI STEFANO), *„Rh.“* cf. *niobe* (CHAIPUS et DEW.), *Septocrurella supinifrons* (ROTHPL.), *Stroudithyris infraoolithica* (DESL.), *„Terebratulla rubrisaxenzis* (ROTHPL.), *„T.“ adunca* (ROTHPL.), *„T.“ brevifolis* (ROTHPL.), *„T.“pectorosa* (ROTHPL.), *Aulacothyris carinata* (LAMARCK), *Furcinrhynchia* aff. *furcilata* (THEOD.), *Sphenorhynchia rubrisaxenzis* (ROTHPL.), *Acanthothyris spinisa* (SCHLOTH.), *Posidonia alpina* (GRAS.), *Lima (Plagiostoma) semicircalis* (GOLD.), *Capulus* cf. *lissajoussi* (EOCHE), *Sonninia corrugata* (SOW.), *Normanites orbignyi* (BUCK.), *Ovoides* sp., *Tmetoceras* cf. *scissum* (BEN.) a *Stephanoceras* ex gr. *humphaesianum* (SOW.).

136 ždiarske súvrstvie: doskovité a lavicovité pestré (zelené, sivé, fialové a červené) rádioláriové vápence, rádiolarity a vložky bridlíc; vrchný bat – oxford

Je to jedno z najvýraznejších súvrství fatrika v Západných Karpatoch. Vo vysockom príkrove v MK vystupuje v masíve Prístodolka v priamom nadloží červených krinoidových vápencov (vilské súvrstvie). Litologicky ho tvoria pestré, zelené, sivé, fialové a červené rádioláriové vápence s hľuzami a polohami medovožltých rádiolaritov. Vápence sú obyčajne výrazne lavicovité, s hrúbkou vrstiev 10 – 25 cm. Povrch lavíc vápencov je prevažne zvlnený, nerovný, často obsahujú polohy a vrstvičky ílovitých bridlíc. Mikrofaciálne sú vápence zložené z biomikritov s pomerne monotónnou náplňou. Prevládajúcou organickou zložkou sú predovšetkým kalcifikované rádiolárie spumeláriového typu, ostrakódy, ojedinele aj ihlice hubiek. Vo vrchných častiach sa objavujú filamenty. Veľmi zriedkavo je prítomný hrubší detrit, zastúpený najmä úlomkami krinoidových článkov, ojedinelé sú úlomky belemnitov. Rádiolarity pozostávajú z jemnokryštalickej chalcedónovej hmoty, rádiolárií a iného drobného detritu. Veľmi často sú prítomné autigénne klence kalcitu. Maximálna hrúbka súvrstvia je 20 m. Vek súvrstvia vrchný bat až oxford je stanovený nepriamo, na základe postavenia vo vrstvovom slede v nadloží vilského súvrstvia a v podloží jaseninského súvrstvia, ako aj na základe paleontologických analýz identických súvrství vo fatriku ostatných jadrových pohorí Západných Karpát.

135 jaseninské súvrstvie: červené, ružové a béžové hľuznaté lavicovité sakokómovo-aptychové vápence; kimeridž – titón

Jaseninské súvrstvie vystupuje spravidla v priamom nadloží podložných rádioláriových vápencov a rádiolaritov. Pomerne dobre je odkryté v oblasti Bukovej hory, Sklenej huty, na južných svahoch a hrebeňovej

časti Dlhého vrchu a na južných svahoch Drín, veľmi pekne je odkryté vo vrchnej časti kaňonu hlbočskej doliny západne od Smoleníc (max. 25 m).

Súvrstvie litologicky tvoria v spodnej časti ružové lavicovité (10 – 20 cm), často pseudohľuznaté a rohovcové vápence, ktoré prechádzajú do červených, výrazne hľuznatých vápencov, zriedkavo obsahujúcich vložky červených bridlíc.

Vo vyššej časti prechádzajú do ružových a sivoružových lavicovitých vápencov, v najvyšších častiach do sivých slienitých lavicovitých, miestami tenkolavicovitých rohovcových vápencov.

Mikrofaciálne sú to najmä biomikrity s veľmi hojnou organogénnou drvinou. Prevládajú úlomky planktonických krinoidov rodu *Saccocoma* sp., pridávajú sa rádiolárie, globochéty a filamenty, zriedkavé sú úlomky krinoidových článkov, aptychov, lamelibranchiát a foraminifer. Klastickú zložku zastupujú úlomky kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Detailná biostratigrafická analýza tohto komplexu (Michalík et al., 1990) dokladá vek súvrstvia na kimeridž – titón.

134 súvrstvie Padlej vody: lavicovité a doskovité sivé slienité rohovcové a bioklastické vápence; titón – berias

Do tohto sledu zahŕňame aj sedimenty najvyššej jury, ktoré spolu so spodnokriedovými sedimentmi tvoria jednotný vrstvový sled. Vytvára výrazne morfologicky vystupujúce útvary v oblasti západných svahov Vysokej v oblasti Sološnickej doliny, na sz. svahoch Dlhého vrchu, v doline Parnej, v Bohatej doline, ako aj v oblasti doliny Hlboč pri Smoleniciach, kde vytvára vysoké steny kaňonu. Súvrstvie Padlej vody na základe biostratigrafických štúdii vyčlenili Borza a Michalík (1987). Toto súvrstvie vystupuje, resp. postupne prechádza z podložného komplexu jaseninských vápencov. Spodnú časť tohto komplexu tvoria sivé a svetlosivé slienité hrubolavicovité vápence s výrazne nižším podielom silicitov ako vo vrchnej časti súboru. Tieto vápence aj svojím lomom a charakterom pripomínajú skôr kalpionelové vápence, ale s tým rozdielom, že aj v tejto časti je ich väčšia časť postihnutá metamorfózou.

Litologicky súvrstvie tvoria sivé a tmavosivé slienité vápence. V spodnej časti sú výrazne hrubolavicovité (2 – 3 m), miestami nadobúdajú až masívny charakter. V strednej časti sú obyčajne vrstvovité (10 – 25 cm), v najvyšších častiach nadobúdajú až doskovitú podobu. Vápence obsahujú veľké množstvo silicitov, ktoré sú tmavosivej až čiernej farby. Vystupujú vo forme eliptických hľúz, častejšie však vytvárajú súvislejšie polohy. Obsahujú tenké polohy a vložky slienitých bridlíc.

Mikrofaciálne spodnú časť vápencov tvoria biomikrosparity, zriedkavo aj mikritické typy vápencov. Organickú zložku zastupujú prevažne tintinoidné mikroorganizmy, ostrakódy, rádiolárie, úlomky krinoidových článkov, ojedinele ostne ježoviek a iný drobný detrit. Klastickú zložku tvoria úlomky kremeňa aleuritickej veľkosti. Vyšší komplex je postihnutý dynamometamorfózou, a to silnejšie ako rigidnejšie spodné časti. Prejavuje sa to aj výraznejším zbridličnatením súvrstvia, ktoré sa odrazilo aj na mikroštruktúrnej úrovni. Základná hmota vápencov je prevažne sparitická, resp. mikrosparitická. Spomedzi organizmov sa vyskytujú rádiolárie, ostrakódy, úlomky krinoidových článkov, belemnity, aptychy a rozličné iné, bližšie neurčiteľné úlomky. Všetky tieto stavebné zložky majú výrazné lineárne usporiadanie. Ojedinelé sú úlomky kremeňa aleuritickej veľkostnej kategórie. Rohovce sú zložené z kryptogénnych silicitov s ojedinelými zvyškami rádiolárií a idiomorfnými zrnami kalcitu. Súvrstvie Padlej vody na základe biostratigrafických výsledkov Borzu a Michalíka (1987) stratigraficky zaraďujeme do titónu – beriasu.

133 hlbočské súvrstvie: sivé slienité rohovcové vápence, bridlice; valangin – barém

Podstatnú časť spodnokriedového karbonátového komplexu vysockého príkrovu tvorí hlbočské súvrstvie (Borza a Michalík, 1987). Hlbočské súvrstvie sa vyvíja neprerušene z podložného súvrstvia Padlej vody. Je lokalizované priamo v nadložných častiach súvrstvia Padlej vody. Litologicky ho charakterizujú sivé a tmavosivé slienité doskovité až bridličnaté vápence s pomerne veľkým množstvom tmavých až čiernych rohovcov vystupujúcich vo forme hľúz, často však tvoria súvislé pruhy s hrúbkou do 10 – 15 cm. V najvyšších častiach tohto komplexu pribúdajú tmavosivé slienité vápence, obsahujúce častejšie polohy a hniezda tmavosivých až čiernych škvŕn. Celý tento komplex býva veľmi často dynamometamorfovaný.

Mikrofaciálne sú to biomikrity až biomikrosparity s pomerne bohatou škálou organických zvyškov. Podstatnú časť organických zvyškov tvorí tintinoidná mikrofauna, ostrakódy, foraminifery, zriedkavejší je detrit schránok lamelibranchiát a krinoidov. Klastickú zložku zastupujú úlomky kremeňa, autigénne zrná kremeňa a pyritu a vo vyššej časti zhluky fosfátov.

Hlbočské súvrstvie vysockého príkrovu MK je na základe biostratigrafických údajov Borzu a Michalíka (l. c.) vekovo zaradené do valanginu – barému.

132 tufitické sedimenty s bazaltovým vulkanickým materiálom; barém – apt

Východne od kóty Bučková na ostrom hrebeni nad dolinou Tri stodôlky v niekoľkých odkryvoch vystupujú tmavosivé a zelenosivé tufity s početnými útržkami bázických vulkanitov s úlomkami kryštalického kalcitu. Ide o dezintegrované hyaloklastity, ktoré sú súčasťou podmorských výlevov alkalických bazaltov a bazanitov (Hovorka a Spišiak, 1988, 1993).

131 bohatské súvrstvie: sivé lavicovité organodetritické vápence s rohovcami; vrchný barém – spodný alb

Bohatské súvrstvie (Borza a Michalík, 1987) vystupuje v priamom nadloží slienitých rohovcových vápencov hlbočského súvrstvia. Najlepšie je súvrstvie odkryté v závere doliny Bohatá.

Litologicky sú to tmavosivé, miestami až čierne lavicovité až hrubolavicovité (20 – 120 cm), výrazne organodetritické vápence s hľuzami čiernych rohovcov.

Mikrofaciálne sú to biomikrity až biomikrosparity. Organickú zložku zastupujú prevažne úlomky krinoidových článkov, úlomky lamelibranchiát a gastropódov. Pomerne časté sú prierezy serpulidných červov, úlomky machoviek a filamentov. Foraminifery *Favusella washittensis* (CARSEY), *Globigerinelloides* sp. a cf. *Hedbergella* sp. (určila D. Boorová) dokumentujú aptský vek súvrstvia. Pomerne hojné sú pelety a úlomky tmavých karbonátov. Klastickú zložku zastupujú pomerne časté úlomky kremeňa (miestami až 5 %). Okrem nich sa vyskytujú aj kryštáliky autigénneho kremeňa.

Bohatské súvrstvie sa stratigraficky zaraďuje (Borza a Michalík, l. c.) do vrchného barému – spodného albu, mikrofauna forminifer dokumentuje aptský horizont.

Zliechovský príkrov

Zliechovský príkrov vystupuje len v obmedzenom rozsahu v severnej časti MK v oblasti Majdanského a medzi dolinou Bohatá a Lošoncom vo forme niekoľkých tektonických zvyškov. Zastupujú ho len jurské a spodnokriedové litostratigrafické jednotky.

Jura – krieda

129 allgäuské súvrstvie (fleckenmergel): tmavosivé slienité škvrnité vápence, slienité bridlice; lotaring

Súvrstvie sivých slienitých škvrnitých vápencov a bridlíc je pomerne dobre odkryté na hrebienku jz. od Lošonca a odtiaľ pokračuje do doliny Bohatá. Dosahuje hrúbku maximálne 30 m.

Litologicky allgäuské vrstvy tvorí súbor alternujúcich sivých a tmavosivých slienitých lavicovitých (10 až 25 cm), výrazne škvrnitých vápencov a sivých až slienitých bridlíc. Pre vápence je charakteristická prítomnosť hojných tmavých škvŕn. Prevažná časť škvŕn je orientovaná v smere vrstiev, len ojedinele sú kolmé na vrstvovitosť. Škvrny majú veľkosť v priemere okolo 8 cm, nezriedka sa však nájdu aj podstatne väčšie zoskupenia. Na škvrny sa viaže bituminózna substancia a následne obsahujú zvýšený podiel pyritových globuliek a zhlukov. Škvrny sa všeobecne považujú za zvyšky po činnosti limnotvorných organizmov.

Vápence mikrofacálne zodpovedajú biomikritom s vysokou frekvenciou pomerne monotónnych organických zvyškov. Sú to predovšetkým kalcifikované ihlice hubiek, ktoré sú úplne dominantné, nasledujú rádiolárie, ostrakódy, ojedinele sú prítomné úlomky krinoidových článkov a úplne zriedkavé sú úlomky makrofauny. Ojedinele sa nájdu aj foraminifery (*Frondicularia* sp., *Vidalina* sp.). Klastickú prímes zastupujú úlomky kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Pomerne časté sú globulky pyritu, ktorý v mnohých prípadoch v organických zvyškoch nahrádza kalcit.

Z allgäuského súvrstvia uvádza Maheľ (1967) amonity *Echioceras raricostatum* (ZIETEN) a *Vermiceras* cf. *nodotianum* D´ORB.

Fauna amonitov dovoľuje súvrstvie spoľahlivo zaradiť do lotaringu.

Len na jednom mieste v doline Bohatá vystupuje tenká šošovka tmavosivých celistvých kremitých škvrnitých vápencov. Obsahujú hľuzy čiernych rohovcov. Mikrofaciálne sú vápence zložené z biomikritov. Organickú zložku zastupujú ihlice hubiek a prevažne silicifikované rádiolárie, zriedkavé sú úlomky krinoidových článkov, ojedinelé ostne ježoviek a našiel sa aj úlomok belemnitu. Silicity patria prevažne do skupiny spongolitov. Na 60 % ich tvoria silicifikované ihlice hubiek, rádiolárie a iný detrit. Základnú hmotu tvorí mikrokryštalický kremeň.

Súvrstvie kremitého fleckenmergelu na základe postavenia vo vrstvovom slede stratigraficky patrí najpravdepodobnejšie do álenu.

128 ždiarske súvrstvie: pestré (zelené, sivé, červené) rádiolóriové vápence, rádiolarity; kelovej – oxford

Súvrstvie vystupuje v obmedzenom rozsahu v doline Bohatá a jz. od Lošonca. Má hrúbku maximálne 10 m. Litologicky ho tvoria pestré, zelené, sivé a červené rádiolóriové vápence s hľuzami a polohami rádiolaritov. Vápence sú obyčajne lavicovité, s hrúbkou vrstiev 10 – 20 cm. Povrch lavíc vápencov je prevažne zvlnený, nerovný, často obsahuje polohy a vrstvičky ílovitých bridlíc.

Mikrofaciálne sú vápence zložené z biomikritov s pomerne monotónnou náplňou. Organickú zložku tvoria predovšetkým rádiolárie a ostrakódy, vo vrchných častiach sa objavujú filamenty. Veľmi zriedkavo je prítomný hrubší detrit, zastúpený najmä úlomkami krinoidových článkov, ojedinelé sú úlomky belemnitov. Rádiolarity pozostávajú z jemnokryštalickej kremitej hmoty, rádiolárií a iného drobného detritu. Veľmi často sú prítomné autigénne klence kalcitu.

Ždiarske súvrstvie na základe postavenia vo vrstvovom slede a na základe analógie s ostatnými identickými súvrstviami Západných Karpát stratigrafický najpravdepodobnejšie patrí do keloveja až oxfordu.

127 jaseninské súvrstvie: sivé a červené slienité lavicovité a hľuznaté vápence; kimeridž – titón

Jaseninské súvrstvie je vyvinuté v identických oblastiach pohoria ako podložné rádiolóriové vápence a rádiolarity. Má hrúbku maximálne 30 m.

Súvrstvie litologicky tvoria sivé, zelenkavé a červené, slabo slienité lavicovité, miestami hľuznaté vápence. Veľmi časté sú vložky a vrstvičky slabo slienitých bridlíc. Zriedkavo, najmä v spodných častiach súvrstvia, sa objavujú tenké polohy červených hľuznatých vápencov.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s veľmi hojnou organogénnou drvinou. Prevládajú úlomky ramúl a sekundibranchiálií planktonických krinoidov rodu *Saccocoma* AGASSIZ, nasledujú rádiolárie, globochéty, filamenty, zriedkavejšie sú úlomky lamelibranchiát, echinodermát, prierezy aptychov a foraminifery. Klastickú prímes zastupujú zrnká kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie, zriedkavé sú lupienky sľudy.

D. Boorová určila zo súvrstvia nasledujúce mikrofosílie: *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* LOMBARD, *Stomiosphaera moluccana* WANNER, *Colomispharea minutissima* (COLOM), foraminifery *Frondicularia* sp., *Lenticulina* sp. a *Spirilina* sp. a kalpionely *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinopsella remanei* BORZA, *Calpionella alpina* LORENZ, *Crassicollaria* aff. *intermedia* (DURAND DELGA), *Crasicollaria brevis* REMANE, *Crassicollaria massutiniana* (COLOM), *Crassicollaria parvula* REMANE a *Calpionella* aff. *elliptica* CADISCH.

Na základe uvedenej mikrofauny jaseninské súvrstvie stratigraficky zaraďujeme do kimeridžu – titónu.

126 osnické súvrstvie: svetlosivé, slabo slienité kalpionelové vápence, slienité bridlice; titón

Osnické súvrstvie reprezentujú sivé a svetlosivé slienité vápence s výrazným lastúrnatým lomom a hrúbkou maximálne 20 m. Sú zväčša vrstvovité (20 – 40 cm), s vložkami a vrstvičkami slienitých bridlíc, ktorých hrúbka nepresahuje 5 cm. Vystupujú v bezprostrednom nadloží jaseninského súvrstvia a v podloží mraznického súvrstvia.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s charakteristickou náplňou organických zvyškov. Prevládajú tintinoidy, nasledujú rádiolárie, prevažne kalcifikované, ostrakódy, zriedkavé sú úlomky bivalvií, aptychov, filamenty a foraminifery *Lenticulina* sp., *Globuligerina* sp. a *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA). Klastická prímes je len sporadická, zastúpená zrnkami kremeňa a ojedinelými zrnami sľudy do veľkosti 1 mm.

D. Boorová určila zo súvrstvia nasledujúce mikrofosílie: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella eliptica* CADISCH, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria colomi* DOBEN, *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinopsella longa* (COLOM), *Tintinnopsella doliphormis* (COLOM), *Remaniella* sp., *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Calpionellopsis simplex* (COLOM) a *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH).

Na základe uvedenej mikrofauny vek osnického súvrstvia bol stanovený na titón.

125 mraznické súvrstvie: sivé slienité vápence, slieňovce, slienité bridlice; berias – hoteriv

Mraznické súvrstvie sa vyvíja postupne z podložného osnického súvrstvia a dosahuje hrúbku maximálne 80 m.

Z litologického hľadiska predstavuje alternáciu sivých a tmavosivých slienitých vápencov, slieňovcov a slienitých bridlíc. Vápence sú zväčša lavicovité (10 – 20 cm), často silne zbridličnatené, tektonizované, miestami silne dynamometamorfované a veľmi intenzívne prevrásnené. Bridlice tvoria tenké preplástky a polohy, ktoré dosahujú hrúbku maximálne 5 cm. Hranica s podložným osnickým súvrstvím je neostrá.

Mikrofaciálne sú vápence zložené prevažne z biomikritov. Organické zvyšky zastupujú predovšetkým rádiolárie, zväčša kalcifikované, ostrakódy, sporadicky filamenty a úlomky aptychov a echinodermátových článkov. Klastickú prímes tvoria úlomky kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie.

Mikrofosílie *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Calpionellopsis simplex*, Calpionellopsis ?*thalmani*, *Tintinnopsella longa, Tintinnopsella cadischiana, Stenosemellopsis hispanica, Calpionellites darderi* (COLOM) a *Colomiosphaera minutissima* (COLOM) dokladujú vekové rozpätie súvrstvia berias – valangin – hoteriv.

124, 130 porubské súvrstvie: sivé ílovito-piesčité vápence, bridlice, vápnité pieskovce;
alb – cenoman

Porubské súvrstvie (Jablonský, 1988) sa pozvoľna vyvíja z podložných čiernych vápencov aptu. Je to najmladšie súvrstvie mezozoika vysockého a zliechovského príkrovu MK.

Litologicky sú to sivé, svetlosivé a žltkasté slienité a slienito-ílovité bridlice, piesčité vápence až vápnité pieskovce. Najvyššie časti súvrstvia už tvorí flyšoidná a flyšová sedimentácia, kde prevládajú psamitické typy sedimentov.

Vápence tvorí mikritická štruktúra bez akýchkoľvek organických zvyškov. Naopak, obsahujú veľké množstvo úlomkov klastického kremeňa angulárnych tvarov s veľkosťou do 1 mm. Výrazne metamorfovaná hornina obsahuje veľké množstvo autigénneho sericitu, ku ktorému sa pripájajú živce, prevažne Ca-Na. Z akcesorických minerálov je prítomný najmä zirkón, rutil a rozličné iné rudné minerály.

Stratigrafické rozpätie porubského súvrstvia stanovili Salaj a Samuel (1966) na základe týchto foraminifer z oblasti Škrabáka južne od Bukovej hory: *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Thalmaninnella ticinensis* (GANDOLFI), *Thalmaninnella evoluta* (SIGAL), *Thalmaninnella appenninica* (RENZ), *Thalmaninnella deeckei* (FRANKE), *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Marsonella oxycoma* (REUSS), *Thalmaninnella* aff. *appenninica* (RENZ), *Thalmaninnella reicheli* (MORNOD) a *Rotalipora cushmani cushmani* (MOROW).

Na základe týchto foraminifer bol vek súvrstvia stanovený na stredný alb – vrchný cenoman.

HRONIKUM

Úvod

Termín *hronikum* zaviedli Andrusov et al. (1973) pri redefinícii veľkých tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. Termín nahradil celú sériu starších termínov použitých na označenie príkrovu, resp. príkrovov ležiacich nad *subtatranským príkrovom* sensu Uhlig (1907), t. j. nad veporikom sensu Andrusov (1960), resp. nad *veporikom* sensu Biely (in Biely et al., 1996).

Hronikum je tektonická jednotka sformovaná niekedy medzi kimerskou a mediterránnou fázou (Biely in Biely et al., 1996). V súčasnosti sa uvažuje, že jej formovanie prebiehalo aj neskôr. Dlhodobo pretrváva názor, že táto tektonická jednotka pozostáva zo sústavy imbrikačne usporiadaných tektonických doskovitých telies – príkrovov a šupín, ku ktorým Havrila (in Plašienka et al., 1997) zahrnul aj príkrovy *(veternícky, havranický, jablonický, nedzovský, strážovský, tematínsky,...)*, ktoré sa v minulosti považovali za *vyššie (najvyššie) subtatranské príkrovy* (Vetters, 1908; Andrusov, 1936, 1968), následne boli stotožnené s *gemerikom* (Andrusov, 1967; Andrusov et al., 1973; Bystrický, 1973) a neskôr so *silicikom* (Mello, 1979). Tým sa termín hronikum po obsahovej stránke stal temer synonymom termínu *chočský príkrov* (sensu Maheľ in Maheľ et al., 1967).

V Malých Karpatoch je hronikum (sensu Havrila in Havrila a Boorová, 2002) zastúpené veterlínskym príkrovom a havranickou a jablonickou kryhou považského príkrovu.

Veterlínsky príkrov

Vrchné paleozoikum – spodný trias

V zmapovanom regióne stratigraficky staršiu časť hronika tvoria sedimentárne a vulkanické horniny stratigrafického rozpätia vrchný karbón – trias. Jeho spodnú časť buduje detritická formácia nižnobocianskeho súvrstvia, vulkanicko-sedimentárna formácia malužinského súvrstvia, klastická formácia benkovského súvrstvia a klasticko-karbonátová formácia šuňavského súvrstvia. Tieto formácie patria k tzv. veterlínskemu príkrovu. Časť spodnotriasových sedimentov patrí k spodnej časti považského príkrovu (sensu Havrila, 2004).

Paleozoikum

Ipoltická skupina

Ipoltická skupina (sensu Vozárová a Vozár, 1981) sa nachádza v nadloží vysockej jednotky fatrika a vystupuje v pruhu od Kuchyne až po Smolenice. Je zastúpená obidvomi súvrstviami. Nižnobocianske súvrstvie sa nachádza v normálnom stratigrafickom slede, teda v spodnej časti hronika (od Sološnickej doliny po Lošonec). V ipoltickej skupine dominujú permské pestré kontinentálne sedimenty malužinského súvrstvia. Vo vrchných častiach je komplex bázických a intermediárnych vulkanitov (pôvodne označovaných ako „melafýry“) a vulkanoklastík. V najvyššej časti vulkanogénneho komplexu sú vyvinuté sedimenty, ktorých litologické zloženie je špecifické len pre Malé Karpaty.

Karbón

123 nižnobocianske súvrstvie: sivozelené sľudnaté arkózy, arkózové pieskovce, droby, piesčité zlepence s polymiktným materiálom, drobnozrnné zlepence (stefan)

Za najrozšírenejšie sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia možno považovať sivé sľudnaté arkózy a tmavosivozelenkavé hrubozrnné arkózy. Ide o typické litologické zloženie, aké možno evidovať napr. na lokalitách Nízkych Tatier. Menej sú zastúpené prachovce. Na niekoľkých miestach výskytu nižnobocianskeho súvrstvia sa zaznamenali polohy hrubozrnných sedimentov v podobe sivých nevytriedených zlepencov, niekedy piesčitých zlepencov s polymiktným materiálom s klastami do 10 cm (ľavá strana Sološnického potoka – lok. Tmavá, 600 m na S od k. Mesačná, Nový dom, v. od Novej Bohatej, ľavá strana potoka Bohatá – lok. Nidlová). Bázické vulkanické horniny – žily permského veku (ako sú známe z iných lokalít hronika v ZK) – sa tu nikde nezaznamenali, okrem jedinej lokality. Lokalita sa nachádza zjz. od Lošonca medzi samotami Nová Bohatá a Nové domy. Ide o afanitické bazalty a podľa tvaru expozície je pravdepodobné, že ide o ložné žily. Odkryvy v tomto súvrství sú výnimočné a plošne obmedzené.

Ľuptovčiak (1962) a Peržel (1964a, b, 1966) si všimli, že čierne bridlice a sivé arkózy sa nachádzajú v dvoch pruhoch. Na ich rukopisných mapách sa do spodného permu („spodný morský perm“) zaraďovali sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia spolu so sivým súvrstvím (lošonecké vrstvy) v nadloží vrchnopermských bazaltových efúzií. Pozíciu dvoch pruhov sivých súvrství vysvetľovali odlišne. Ľuptovčiak (1962) na niekoľkých miestach (s. 15, 19) spomína vystupovanie sivých sedimentov v „prešmyknutom krídle“ (pruh sedimentov v nadloží vrchnopermských bazaltov). Peržel (1964, s. 70) uvažuje o „melafýrovej sérii ako o veľkej nesymetrickej antiklinále“. V južnom pruhu, ktorý mimochodom zapadá do prirodzeného litostratigrafického kontextu (od Sološnickej doliny po Lošonec), uvádza Peržel (l. c.) tmavé grafitické bridlice, zlepence a sivozelenkavé pieskovce (študované palynologicky – Čorná a Ilavská, 1962). Maheľ (in Buday et al., 1962, s. 107) uvádza dokonca aj karbonáty „v odkryve pri hájovni v Sološnickej doline“. Nevedno, či bol myslený vrchnopermský sled, pre ktorý je charakteristické vystupovanie karbonátov v sivých bridliciach. V severnom pruhu (sivé súvrstvie južne od Starého plášťa ku kóte Podvrch) sa nachádzajú sedimenty ako sivé arkózy a bridlice, vo východnej časti v asociácii s čiernosivými laminovanými prachovcami s karbonátmi. V tomto pruhu úplne chýbajú hrubozrnné sedimenty – zlepence. Charakteristické sú tu čierne bridlice, karbonáty, žily svetlých aplitoidných hornín a v neposlednom rade vrstvy silicitických hornín (Kullmanová, 1965; Vozárová, 1981, s. 163).

Perm

Malužinské súvrstvie

Na zmapovanom území sa nachádza kompletný stratigrafický záznam malužinského súvrstvia. Pri súčasnom geologickom mapovaní regiónu Malých Karpát bolo možné toto súvrstvie rozčleniť na 5 charakteristických litostratigrafických členov. Členenie vychádza z predchádzajúcich litostratigrafických poznatkov z Nízkych Tatier (Badár a Novotný, 1970; Tulis a Novotný, 1998), kde bolo podobne rozčlenené na viacero nižších litostratigrafických jednotiek – členov (Olšavský, 2008).

122 žliabocké vrstvy: sivé a okrové drobnozrnné zlepence, piesčité zlepence, sivozelené arkózy až subarkózy; spodný perm (autun)

Žliabocké vrstvy reprezentujú najstaršie permské horniny. Boli pomenované podľa lokalít na pravej strane doliny Sološnického potoka v úseku od hájovne Žliabok smerom na východ (Dolné žliabky, Horné žliabky, Sklený vrch) po k. 485. Obsahujú dva charakteristické litotypy – drobnozrnné zlepence a piesčité zlepence

až hrubozrnné arkózy (v prevahe ostrohranný úlomkový detrit) prevažne svetlosivej až béžovej farby. Béžovookrové odtiene sú spôsobené oxidmi Fe (limonitové okre). Obsahujú aj dutinky po vylúhovaní minerálnych komponentov. Pre arkózy je charakteristický vyšší obsah (?kaolinizovaného) živcového detritu, niekedy až v pomere 50 : 50, kremeňa a živcov. Na viacerých lokalitách sú tieto hrubozrnné sedimenty evidentne nesúdržné. Zrejme to spôsobuje kombinácia tektonického postihnutia a špecifického litologického zloženia (chýbanie kremitého cementu). Takto postihnuté horniny veľmi ľahko zvetrávajú na piesčitú hmotu. Druhý typ predstavujú stredno- až jemnozrnné subarkózy (niekedy obsahujú klastickú sľudu) a makroskopicky pripomínajú kremence. Vyznačujú sa sivozelenkavým až zelenosivým zafarbením. Nachádzajú sa najmä vo vrchnej časti žliabockých vrstiev. V žliabockých vrstvách sa nezaregistrovali väčšie odkryvy, čo značne sťažuje pokusy o interpretáciu pôvodu týchto sedimentov. Východy sa obmedzujú na rozsutinené podložie s kamenitou sutinou na povrchu. Okrem masívneho zvrstvenia sa v nich nezistili žiadne špecifické sedimentárne štruktúry. Tieto sedimenty možno korelovať s podobnou sekvenciou v Nízkych Tatrách, kde bola nazvaná bystrianske vrstvy (Olšavský, 2008). Za hlavný dôvod na koreláciu možno považovať litologické paralely, ako je vyšší obsah živcového detritu v niektorých vrstvách a výskyt charakteristických hornín subarkózového radu až kremencov.

121 rohožnícke vrstvy: hnedočervené arkózy, bioturbované droby, prachovce; spodný perm (autun)

Sú pomenované podľa lokalít sústredených v zárezе Rohožníckeho potoka 1 km na JZ a J od k. Veľký Peterklin, kde sú najlepšie odkryté a zároveň sú tu prítomné všetky charakteristické litotypy tejto depozičnej sekvencie. Ďalšie lokality sa nachádzajú v krátkych dolinkách s.-j. smeru v okolí lokality Horné žliabky na pravej strane Sološnického potoka. Sú vyvinuté v spodnej časti malužinského súvrstvia v nadloží žliabockých vrstiev a bez prerušenia ich možno evidovať v takmer celom úseku jeho výskytu. Vyznačujú sa pestrým hnedočerveným zafarbením a zastúpením prevažne piesčitej frakcie (prachovce až hrubozrnné pieskovce). V spodnej časti rohožníckych vrstiev sa zaznamenalo striedanie polôh svetlejších pieskovcov, ojedinele aj drobnozrnných zlepencov s pieskovcami s enormne zvýšeným obsahom ílovitého matrixu (d. b. 190 a 181). Zo sedimentárnych znakov boli pozorované masívne zvrstvenia, laminácie, heterolitické zvrstvenie, prachovcové intraklasty a diagenetické konkrécie, resp. dutinky po ich vylúhovaní a bližšie neurčené ichnofosílie. Sedimentácia prebiehala v prostredí aluviálnej nížiny, kde dochádzalo k povodňovým udalostiam. Evidentne korytové sedimenty sú prekryté polohami pestrých drôb s extenzívnou bioturbáciou. Nedostatok odkryvov však nedovoľuje bližšie definovať sedimentačné prostredie. Vzhľadom na výskyt bioturbovaných polôh v špecifickom litologickom zložení sa dá do istej miery predpokladať, že bezprostredne po povodňových udalostiach tu existovali dočasné vodné nádrže. Uvedené znaky a pozícia tejto sekvencie dovoľujú koreláciu s tzv. červeneckými vrstvami z Nízkych Tatier (Tulis a Novotný, 1998; Olšavský, 2008). Juhovýchodne od Sološnice na lokalitách Brezová a Sklený vrch sa systematicky objavujú žilné telesá afanitických bazaltov (d. b. 127, 129, 133, 134, 189, 141, 181, 176). Najčastejšie vystupujú na rozhraní rohožníckych a peterklinských vrstiev. Ojedinele však vystupujú aj vnútri rohožníckych vrstiev alebo na ich báze.

Podľa petrografickej interpretácie, ktorú urobil Dr. R. Demko z výbrusov MK-129-06a, ide o intersertálny bazalt s amygdaloidmi (mandle). Vyvinutá plagioklasová sieť s drobným euhedrálnym spinelom poukazuje na to, že ide o magmatické minerály. Intersticiálne priestory, pôvodne vyplnené taveninou, neskôr sklom, sú alteračne vyplnené karbonátom a chloritom. Mandle, amygdaloidy, sú len pseudomandle. V skutočnosti ide o alterované bázické sklo, ktoré je produktom segregácie intersticiálnej taveniny z plagioklasovej siete kompakciou. Vzorka MK-129-06b bola interpretovaná ako porfýrický bazalt s pilotaxitickým matrixom a karbonátovými mandľami typu „ocelly“. Fenokrysty boli zastúpené pyroxénom. Sú identifikované podľa morfológie. Pravdepodobne išlo o klinopyroxén. V súčasnosti sú kompletne nahradené karbonátom – synvulkanická alterácia. Štruktúry „ocelly“ sú taktiež vyplnené karbonátom, miestami je aj kremeň. Plagioklasy sú drobné, ihlicovité, miestami obtekajú klinopyroxénom (trachytický vývoj) alebo prechádzajú do arborescentného vývoja.

120 peterklinské vrstvy: sivé až hnedočervené drobnozrnné piesčité zlepence, hrubozrnné zlepence s polymiktným materiálom; spodný perm (saxón)

Peterklinské vrstvy boli pomenované podľa lokalít z vjv. svahov k. Veľký Peterklin (587). Reprezentujú ich zlepence a klasty (obliaky) s veľkosťou ojedinele až do 30 cm. Väčšie klasty sú spravidla veľmi dobre opracované, priestor medzi nimi je vyplnený drobnozlepencovitým materiálom. Charakteristická je ich mineralogická a štruktúrna nezrelosť. Z litologického hľadiska ide najmä o hrubozrnné arkózy/droby sivej až hnedočervenej farby, hnedočervené piesčité zlepence a polymiktné zlepence s extraformačným materiálom (ruly, granity, ryolity, čierne kremité úlomky). Zlepence často podliehajú rozvetraniu a obliakový materiál možno vyzbierať bez veľkého úsilia na viacerých lokalitách (pravá strana Rohožníckeho potoka jv. od Hlbo-

kého jarku, pravá strana Sološnického potoka j. a jjz. od Vápennej, jjz. od k. Klokoč). Hrubozrnné zlepence nie sú vyvinuté stabilne v celom objeme peterklinských vrstiev (uvedené lokality). Laterálne sa zamieňajú s hrubozrnnými arkózami, prípadne drobnozrnnými zlepencami. Dokonca smerom na V od lokality Bohatá – Nové domy ich v stratigrafickom zázname nemožno identifikovať, naproti tomu, hrúbka mladších klokočských vrstiev narastá. Nie je vylúčené, že na ich chýbaní sa podpísala tektonika. Tento stratigrafický záznam možno korelovať s litologicky takmer identickou sekvenciou z Nízkych Tatier (DS3 – kubašské vrstvy; Tulis a Novotný, 1998; Olšavský, 2008). Sedimenty peterklinských vrstiev vznikali pravdepodobne v oblasti širokého aluviálneho vejára s epizodickou sedimentáciou v režime občasných tokov. Svedčia o tom sedimentárne znaky (erozívne kontakty), absencia migrácie dnových foriem, ako aj chýbanie fluviálnych cyklov, najmä však litologický charakter (štruktúrna nezrelosť).

119 klokočské vrstvy: svetlosivé drobnozrnné a piesčité zlepence, hrubozrnné arkózy; spodný perm (saxón)

Klokočské vrstvy boli pomenované podľa lokalít na južných svahoch k. Klokoč (661), kde sú systematicky prítomné v podloží bazaltových efúzií. Ich hrúbka je len zhruba 20 – 30 m. Sedimenty klokočských vrstiev sú svetlosivých odtieňov a najrozšírenejšie typy reprezentujú piesčité zlepence, drobnozrnné zlepence a arkózy. Obsahujú hojný úlomkový detrit červeného kremeňa alebo úlomky ryolitov, čím hornine dodávajú popri prevažne lepšej mineralogickej zrelosti aj charakteristický vzhľad. V najvyššej časti klokočských vrstiev sa na niekoľkých miestach (j. a jz. od Vápennej) zistili pestré hnedočervené jemnozrnné sedimenty zodpovedajúce jemnozrnným drobám. Ich hrúbka sa pohybuje rádovo v metroch. Pri sedimentácii klokočských vrstiev sa uplatňovala väčšia kontinuita medzi transportom a depozíciou. Nezaznamenali sa v nich žiadne špecifické sedimentárne štruktúry, ktoré by mohli napovedať o depozičnom štýle. Majú úplne identické charakteristiky ako analogické vysovské vrstvy v Nízkych Tatrách (Tulis a Novotný, 1998). V Malých Karpatoch nie je vyvinutá podložná sekvencia klokočských vrstiev, ktorá by zodpovedala kravianskym vrstvám ako analógu zo sv. svahov Nízkych Tatier. Bezprostredné podložie klokočských vrstiev tak zastupujú peterklinské vrstvy.

Na lokalite Vydelená južne od Starého plášťa sa popri typických sedimentoch klokočských vrstiev v sutine našiel aj jeden väčší balvan s rozmermi 80 x 60 cm v atypickom litologickom slede evokujúcom popolový jemnozrnný tuf. Táto vzorka sa však neodlišuje len litologickým zložením, ale najmä vysokým obsahom zuhoľnatených častí stromov, pravdepodobne koreňového systému (Olšavský et al., 2009). Je možné rozlíšiť odtlačky kmeňov so štruktúrou kôry. Kmeňové časti boli natoľko stlačené, že nie je možné vyhotoviť výbrus, ktorý by zachytil rastlinné pletivo. Organické zvyšky sú preuhoľnatené a značne nesúdržné a pravdepodobne (podľa vyjadrenia Dr. Opluštila) podľahli horeniu. Ide o ojedinelý nález rastlinných zvyškov v perme Západných Karpát vôbec. Na základe pozície tohto úlomku je možné domnievať sa, že pochádza zo stratigrafického horizontu v podloží bazaltov II. erupčnej fázy a patrí k najvyššiemu saxónu.

118a efúzie a žilné telesá tholeiitických bazaltov, bazaltických andezitov až bazaltických trachyandezitov; vrchný perm (thüring)

Nachádzajú sa vo vrchnej časti malužinského súvrstvia. Bazalty a bazaltické andezity reprezentujú II. erupčnú fázu v zmysle Vozára (1971, 1974) v podobe mnohonásobne navrstvených efúzií. Prvá erupčná fáza v podobe, v akej je známa z Nízkych Tatier, tu nie je prítomná. Menšie telesá bazaltov sa nachádzajú v spodných častiach malužinského súvrstvia v rôznej stratigrafickej úrovni. Najväčšia akumulácia takýchto plošne menších teliesok sa nachádza južne od k. Vápenná (Horné a Dolné žliabky). Niekoľko takýchto teliesok sa zistilo aj jv. od k. Vajarská, vjv. od k. Peterklin a vjv. od k. Klokoč (lok. Babiná). Nie je však zrejmé, či ide o efúzie alebo žilné telesá. Situovanie v rôznovekých sedimentoch, chýbanie vulkanoklastík, litologická uniformita a ich plošné obmedzenie ostro kontrastuje s vulkanickými produktmi II. erupčnej fázy. Tieto mladšie vulkanické produkty sú všeobecne reprezentované bázickými efuzívami v podobe jemnozrnných afanitických variet a pórovitých amygdaloidných bazaltov, ktoré môžu obsahovať veľké agregáty plagioklasov (pozri Vozár, 1967). Amygdaloidné porfýrické bazalty obsahujú výrastlice plagioklasu, pyroxénu a olivínu a z akcesorických minerálov je to najmä ilmenit. V bazaltoch sú rozvinuté rozmanité typy alterácií (hematitizácia, chloritizácia, silicifikácia, karbonatizácia).

118b vulkanoklastiká: pestré laminované tufitické pieskovce, drobnozrnné zlepence s obsahom vulkanického materiálu, peperitové brekcie; vrchný perm (thüring)

Reprezentujú charakteristický litologický fenomén, sústredený najmä v tesnom podloží hlavnej masy bazaltových efúzií (II. erupčná fáza sensu Vozár, 1971), ale aj uprostred nej. Ide o tufitické horniny tmavohnedočervenej, sivej a sivozelenkavej farby s chloritizovanými úlomkami bazaltov. Je možné pomerne ľahko ich makroskopicky identifikovať. Ide o horniny s variabilným pomerom klastickej a vulkanickej zložky. V niekto-

rých prípadoch ide o arkózy s pyroklastickou prímesou bazaltového detritu, alebo až kontaktné peperitové brekcie bazaltu a sedimentu. Úplne identické horniny sa nachádzajú vo vrchnej časti malužinského súvrstvia na Horehroní a na sv. svahoch Nízkych Tatier. Je celkom zrejmé, že tieto horniny reprezentujú systematicky dezintegrovaný lávový prúd jednak pri interakcii ešte horúcej lávy s vodným prostredím, jednak po jeho vychladnutí. Pri týchto procesoch opätovného obnovenia sedimentačných procesov sa klastická zložka (extraformačný materiál) premiešavala s materiálom z eruptovaných bazaltov. Z takýchto udalostí pochádzajú charakteristické pestré vulkanoklastické sedimenty s piesčitou zrnitosťou. Je pre ne charakteristická výrazná laminácia, zvýraznená vyšším obsahom jemnozrnnejšieho komponentu v cemente, pravdepodobne aj obohateného železom. Počas diagenézy boli tieto sedimenty vystavené účinkom fluíd. Niektoré z výskytov týchto hornín neboli cementované kremeňom. Diagenetické procesy spôsobili, že sa vytvárala koncentrická cementácia a vznikali guľovité útvary – konkrécie. Vozár (1966a) tieto útvary pokladal za pyroklastiká – lapily, čiže produkty vzniknuté pri explozívnej vulkanickej činnosti. Špeciálne tieto guľôčkovité útvary novšie opísal Hovorka (2004). Pokladá ich za produkt diagenézy, čo možno plne akceptovať.

Vulkanoklastikum z najmladších vrchnopermských uložení (MK-115-06, s. svahy Veľkého Peterklina) v mikroskopickom pozorovaní zhodnotil Dr. R. Demko. Podľa neho ide o kryštaloklastický až litoklastický bazaltový tuf. Horninu tvorilo bázické sklo, v súčasnosti nahradené chloritom, a kryštaloklasty plagioklasu. Litoklastickú zložku tvoria dominantne rozličné úlomky bazaltu s trachytickou, porfýrickou, mikrofýrickou a intersertálnou štruktúrou. Iná cudzorodá prímes sa nezistila.

117 lošonecké vrstvy: sivočierne laminované prachovce s polohami karbonátov, arkózy, žilné aplity, kremité horniny – silicity; vrchný perm (thüring)

Na JV od k. Čierna skala, resp. na S od kót Jaseňové (429) a Červená (372) sz. od Lošonca, ale najmä na lokalite Lošonec-lom sa nachádzajú sedimenty v charakteristickom litologickom slede. V spomenutom priestore prevažujú čierne prachovce – bridlice – a jemnozrnné arkózy s vložkami tmavosivých kryštalických vápencov (Peržel, 1964, s. 17 – 18). Charakteristické znaky na lokalite Lošonec-lom sú: jemná laminácia prachovcových bridlíc, pravidelne sa vyskytujúce synerézne praskliny na plochách vrstiev, úlomky rastlinného detritu, pyritizácia, polohy sivých hrubokryštalických karbonátov a asociujúce telesá žilných, konkordantne uložených aplitoidných hornín (Uher et al., 2010). Dosahujú hrúbku od 40 do 60 cm, pričom na okrajoch sa zaznamenali kontaktné premeny. Karbonáty tvoria lavice s hrúbkou do niekoľko dm. Sú situované v tmavých prachovcoch. Obsahujú klastický detrit a vo výbrusoch boli pozorované kolónie pyritových baktérií. Kullmanová (in Kullmanová a Vozár, 1964) z vrtu S-1 opisuje aj mikrokryštalické a kalové vápence. V odkryvoch výlučne s klastickým (v prevahe arkózovým) materiálom sú známky čerinových útvarov. Sedimentárne telesá sú usporiadané lavičkovito. Nachádzajú sa v nich aj tenké polohy kremitých sedimentov – silicitov (Kullmanová, 1965), ktoré sú opísané aj z vrtu S-1. Podobné horniny považoval Ľuptovčiak (1962, s. 11) za rádiolarity. Z toho usudzoval, že sedimenty sú morského pôvodu. Peržel (1964) ich vo svojom opise pokladal za kontaktné rohovce a dával ich do súvisu s vyvretými horninami. Vozárová (1981) tieto silicity charakterizovala ako „silicity efuzívno-sedimentárneho pôvodu“ (zaradila ich k horninám nižnobocianskeho súvrstvia). Hoci špecifické litologické znaky celej tejto sekvencie dovolili jej odlíšenie od ostatných (permských) klastických sedimentov, napriek tomu boli tieto horniny ponímané ako spodnopermské a stotožňovali sa so spodným sivým súvrstvím, resp. „spodným morským permom“ (Ľuptovčiak, 1962; Maheľ et al., 1972) a neskôr aj s vrchnokarbónskym nižnobocianskym súvrstvím (Vozárová, 1981). Po prehodnotení starších prác zameraných na vystupovania nižnobocianskeho súvrstvia zamieňaného za spodný perm sme tieto sedimenty zaraďovali k nižnobocianskemu súvrstviu, ale iba dovtedy, pokiaľ sme nemali v rukách výsledky palynologickej štúdie potvrdzujúcej vrchnopermský vek tejto sekvencie. Mimochodom, palynologická analýza potvrdila podobné vrchnopermské spoločenstvo palynomorf, ktoré určila už Snopková (1964).

Čierne laminované bridlice a karbonáty so žilnými aplitmi sú špecifické najmä pre lokality na SZ od Lošonca. Sedimenty tohto vývoja, ako aj ostatné sivé sedimenty vystupujúce v nadloží bazaltových efúzií boli nazvané lošonecké vrstvy podľa obce a rovnomenného lomu, v ktorom vystupujú. V r. 1963 bol popri geologickom mapovaní regiónu vyhotovený aj mapovací vrt S-1 Lošonec, ktorý prechádza sedimentmi lošoneckých vrstiev. Vo vrte sa striedajú sedimenty a bázické vulkanické horniny s asociujúcimi vulkanoklastikami (Kullmanová a Vozár, 1964). Profil vrtu S-1 pravdepodobne reprezentuje niekoľkonásobné striedanie efúzií s vulkanoklastikami s jemnozrnnými sedimentmi prevažne sivej farby s vyšším obsahom organickej prímesi (Vozár in Kullmanová a Vozár, 1964). Vzorky z vrtu boli spracované petrograficky aj palynologicky. Snopková (1964) z nich určila spoločenstvo sporomorf: (*Lueckisporites virkiae* POTONIE et KLAUS, *Lueckisporites richteri* POTONIE et KLAUS, *Lueckisporites* sp., *Illinites* cf. unicus KOSANKE, *Pityosporites schabergeri* POTONIE et KLAUS, *Pityosporites zapfei* POTONIE et KLAUS, *Pityosporites* cf. *granulatus* LESCHIK, *Pityosporites* sp., *Platysacus* cf. *papilionis* POTONIE et KLAUS, *Taeniaesporites* LESCHIK, *Labiisporites* cf. *granulatus* LESCHIK, *Favisporites* cf. *lucidus* LESCHIK a *Striatites* cf. *rugosus* JANSONIUS; mikrospóry: *Florinites* sp. a cf.

Eudosporites WILSON et COE; spóry: *Reticulatisporites* (IBRAHIM), *Laevigatosporites* (IBRAHIM, cf. *Calamospora* (S. W. B) a *Sporites* (POTONIE et IBRAHIM). Toto spoločenstvo vekovo spadá do spodnej časti vrchného permu. Z lomu Lošonec sa pri súčasnom výskume odobrali vzorky na palynológiu, ktoré v ČGÚ Praha určila Dr. J. Drábková. Študované vzorky z hľadiska stratigrafie potvrdili závery Snopkovej. Vzorky určené Čornou a Ilavskou (1962) obsahovali síce podobné spoločenstvo palynomorf, ale z ich práce nie je zrejmé, z ktorých stratigrafických horizontov boli vzorky odobrané. Ich analýza tak poskytuje len dôkaz, že ide o perm, presnejšie vrchný perm.

116 zámocké vrstvy: hnedočervené drobnozrnné zlepence, svetlosivé arkózy; vrchný perm (thüring)

Zámocké vrstvy sú pomenované podľa kóty Zámok (559) (mapový list 34-442 Sološnica). Systematicky sa nachádzajú v nadloží vrchnopermských bazaltov. S najmladšími vrchnopermskými sedimentmi sa môžeme stretnúť v dvoch pozíciách, a to na lokalitách jv. od Rohožníka (sz. od k. Bučková a s. od k. Zámok, lok. Horný les, z. svah lok. Šimková), kde sú zámocké vrstvy prítomné v jednej zo šupín vo vejárovitej štruktúre. Najlepšie východy v podobe rozsutineného podložia (blokové sutiny) sa nachádzajú na severných svahoch k. Zámok. Ich výskyt pokračuje jz. smerom až zhruba 350 m na S od hájovne Vývrat, resp. na V od k. 303. Reprezentujú ich hnedočervené, štruktúrne nevytriedené drobnozrnné zlepence. Na vrstvových plochách zlepencových lavíc sa nachádzajú prachovcové závalky do 1 – 4 cm. Klasty v zlepencoch pozostávajú z červených úlomkov (veľmi pravdepodobne ide o ryolity), svetlých úlomkov z kryštalinika (granitoidy) a ojedinele aj čiernych bridličiek (bazalty?). Zlepence majú v niektorých partiách vyšší obsah ílovitej zložky. Značný je podiel živcového detritu pochádzajúceho pravdepodobne najmä z granitoidných hornín. Ich ďalší výskyt sv. smerom sa spočiatku obmedzuje na izolované telesá na rozhraní vrchnopermských bazaltov a spodnotriasových arkóz benkovského súvrstvia, kde sú tektonicky redukované (v. od k. Vápenná, lok. Mesačná, sz. od k. Klokoč, z. od k. Starý plášť). Juhovýchodným až sv. smerom od k. Starý plášť vrstvy naberajú na hrúbke a bezprostredne asociujú s podložnými sivými arkózami lošoneckých vrstiev (Široké, Zabité, Polámané, až ku k. Podvrch). Litologické zloženie je obdobné, odkrytie je však nedostatočné. Východy sa na povrchu obmedzujú na úlomky v sutine. V tomto výskyte prevažujú svetlejšie variety drobnozrnných zlepencov a hrubozrnných arkóz.

V najmladších permských horninách boli pozorované gradačné, ale najmä masívne zvrstvenia. To dovoľuje predpokladať, že v prostredí epizodických aluviálnych tokov prebiehala veľmi rapídna sedimentácia, teda opätovné obnovenie sedimentácie typu klokočských vrstiev po mohutnej vulkanickej činnosti vo vrchnom perme. Ich stratigraficky a taktiež litologicky analogické variety sú známe z Horehronia (lok. Bystrá-Stupka) a zo sv. svahov Nízkych Tatrách. Tam boli brezovské vrstvy nazvané podľa hájovne Brezová na V od Čierneho Váhu (Tulis a Novotný, 1998). Nachádzajú sa v identickej stratigrafickej pozícii a bol z nich datovaný ryolitový úlomkový materiál (Olšavský a Demko, 2008).

Mezozoikum

Spodný trias

Najstaršie sekvencie mezozoika (spodný trias) veterlínskeho príkrovu vystupujú pravdepodobne len v zdanlivom kontinuálnom slede v nadloží ipoltickej skupiny. Tektonický – subautochtónny – vzťah sa predpokladá na základe evidencie zdvojenia spodnotriasového sledu, ako aj evidentnej redukcie spodnotriasovej sekvencie spolu s vrchnou časťou malužinského súvrstvia (sedimenty a vulkanity) jz. smerom (jv. od Sološnice). Nateraz sa nedá vylúčiť ani alternatíva, že môže ísť o normálny sled, pričom duplicitné vystupovanie slienitého súvrstvia, ktoré litologicky zodpovedá šuňavskému súvrstviu, zodpovedá dvojnásobnej transgresii. Hrúbka súvrství by však bola enormná (okolo 800 m), navyše, podobný prípad v hroniku nie je známy. Zistila sa aj (v bazálnej časti benkovského súvrstvia) absencia charakteristických litologických variet v podobe hrubozrnnejších lavicovitých kremenných arenitov, aké poznáme napr. z nízkotatranskej doliny Benkovo či Ipoltica. V slede vystupujú len v obmedzenej miere (lokality na Z od k. Starý plášť – Na Kamennom jarku, Pri Ámonovi). Aj vzhľadom na tento fakt je vhodné hovoriť o benkovskom súvrství s. l.

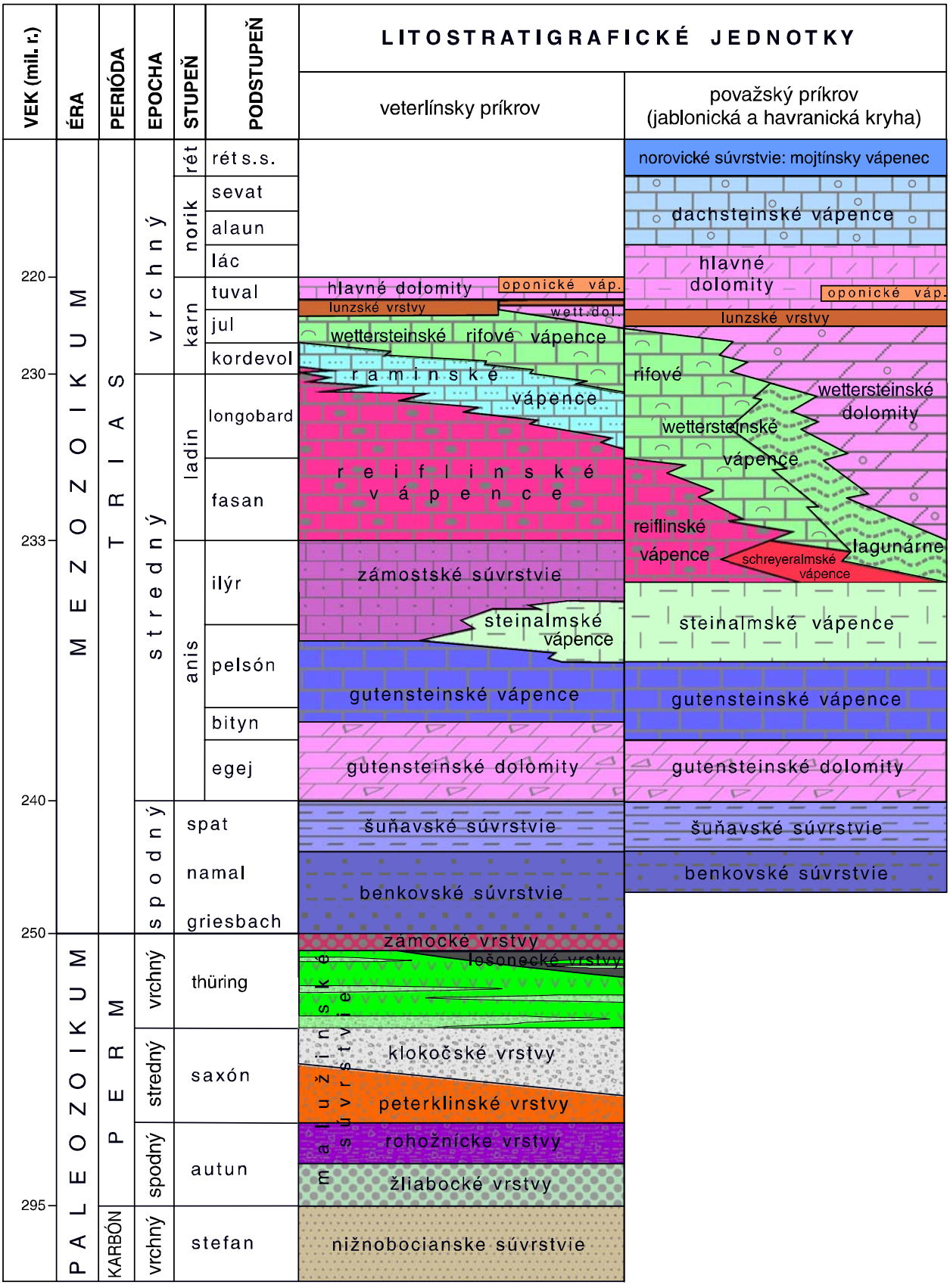
Redukované výskyty spodnotriasových sekvencií sa nachádzajú aj v podloží ipoltickej skupiny na kontakte s vysockou jednotkou fatrika. Ide o zvyšok jednej zo šupín vyklinujúcich sa sv. smerom. Spodnotriasové sekvencie je možné evidovať až v štyroch tektonických šupinách. Vždy ide o identický litologický sled, pričom pomer zachovania z hľadiska hrúbky v jednotlivých výskytoch varíruje. V MK sú v hroniku prítomné dve súvrstvia zodpovedajúce spodnotriasovému veku – *benkovské súvrstvie s. l.* zložené z kremenných arkóz, kremenných pieskovcov, pestrých drôb a prachovcov a *šuňavské súvrstvie* z pestrých piesčitých a slienitých bridlíc s lavičkami karbonátov. Obidve súvrstvia reprezentujú neformálne stratigrafické jednotky (názvy *benkovské* a *šuňavské súvrstvie* navrhol Biely, 1985, in Andrusov a Samuel et al., 1985, s. 60).

115 benkovské súvrstvie: svetločervené arkózy, subarkózy, svetlé kremence, pestré jemnozrnné droby; spodný trias (griesbach/namal)

Benkovské súvrstvie nie je vo veterlínskom príkrove sústredené na jeden výskyt, ktorý by zapadal do jeho stratigraficky vymedzenej polohy. V dôsledku mladších tektonických udalostí ho nachádzame vo viacerých pozíciách. Juhovýchodne od Rohožníka sa nachádza v troch šupinách orientovaných v smere JZ – SV. V úseku medzi kótami Vápenná a Veterlín sa nachádza v komplikovanej ?duplicitnej zóne v rôznom stupni zachovania, pokiaľ ide o hrúbku. V úseku Starý plášť – Veterlín je hrúbka spodnotriasových súvrství oveľa väčšia, zrejme v dôsledku tektonického opakovania. Tu je nutné poznamenať, že benkovské súvrstvie s takým litologickým zložením, ako ho poznáme z Nízkych Tatier (Benkovo a Ipoltica), je v MK zastúpené len nepatrne (napr. jv. od Rohožníka, jjv. od Plaveckého Mikuláša). Drvivú väčšinu jeho výskytov na povrchu reprezentujú jemnozrnnejšie a farebne pestrejšie litologické variety (ktoré inak poznáme napr. aj z oblasti Horehronia) – svetlé strednozrnné arkózy v striedaní s ružovkastými až hnedočervenými laminovanými arkózami, resp. striedanie pestrých arkóz a hnedočervených prachovcov, prípadne jemnozrnných pestrých drôb. Na základe poznatkov o litologickom zložení z priestoru jv. od Rohožníka možno vysloviť predpoklad, že benkovské súvrstvie je vyvinuté z viacerých sekvencií. V spodnej časti prevažujú hrubozrnnejšie variety a výrazne hrubšia lavicovitosť (asi 30 cm). Sú tu prítomné korytovo-krížové, šikmé a planparalelné sedimentárne štruktúry a masívne zvrstvenia. Táto sekvencia najviac pripomína benkovské súvrstvie s. s. Smerom do nadložia je vrstvovitosť tenkolavičkovitá (rádovo cm). Objavujú sa charakteristické sedimentárne znaky ako vertikálne akreované čeriny, resp. duny, polohy prachovcových intraklastov, heterolitické zvrstvenie (striedanie arkóz s polohami hnedočervených bridlíc), čeriny či bioturbačné prejavy. V pestrejších arkózach sa zaznamenali aj prúdové stopy *(flute-casts)*. V tomto heterolitickom litologickom zložení sa nachádza charakteristická ichnofácia so stopou *Diplocraterion parallelum* (Olšavský a Šimo, 2007). Ukážkové lokality s ichnofosíliami sú jv. od obce Rohožník, v okolí k. Bučková (545), Zámok (559) a na ľavej strane Rohožníckeho potoka. Táto časť spodného triasu sa priraďovala ku kampilskému súvrstviu (Peržel, 1964, s. 38). Autor však pripustil, že môže patriť ešte k seisu, pretože sa tu nenachádzajú fosílie.

114 šuňavské súvrstvie: pestré jemnozrnné arkózy, droby, svetlosivé až béžové slienité bridlice a karbonáty; spodný trias – spat

Podobne ako jeho stratigrafické podložie, nachádza sa vo viacerých šupinách. Aj v dôsledku tektonickej redukcie nie je na povrchu zachovaný jeho kompletný stratigrafický záznam. Šuňavské súvrstvie priamo (stratigraficky) neprechádza do strednotriasových karbonátov (stýka sa s nimi vrchná časť benkovského súvrstvia). Prirodzený sled evokujú lokality na J od Veterlína, no východným smerom sa úplne redukuje a strednotriasové vápence sú opäť v kontakte s benkovským súvrstvím. Výskyt šuňavského súvrstvia vo veterlínskom príkrove sa zaznamenal celkovo v troch tektonických šupinách. Juhovýchodne od Rohožníka vystupuje v dvoch úzkych pruhoch jz.-sv. smeru (na sz. svahoch k. 545 Bučková, na S a SV od k. 550 Zámok a na S a SV od k. 481 Šimková) v priamom stratigrafickom nadloží benkovského súvrstvia. Obsahuje typické litologické zložky, ako sú béžové slienité bridlice s karbonatickou prímesou a ojedinele aj polohy (lavičky) karbonátov. Odkryvy v ňom prakticky neexistujú. V tomto stratigrafickom horizonte z úpätia k. 545 Bučková bola dávnejšie opísaná táto fauna: *Myacites fassaensis* (WISSM.), *Myophoria costata* (ZENK.), *Myophoria laevigata* (GOLDF.), *Gervillia* sp., *Anodontophora canalensis* (CAT). a *Natiria costata* (MÜNST.) (Vetters, 1904; Beck a Vetters, 1904). V súčasnosti sú presná lokalizácia a samotné vyzbieranie fauny problematické pre kvartérny pokryv. Napriek tomu sa v jednom vývrate stromu jz. od k. Bučková našla fauna v slienitých bridliciach patriaca k druhu *Myacites*, resp. *Anodontophora* sp. Jeden menší (tektonicky redukovaný) výskyt šuňavského súvrstvia sa nachádza v závere dolinky potoka Bohatá sv. od k. 481 Dlhý vrch. Plošne najrozšírenejšie výskyty šuňavského súvrstvia sa nachádzajú na území listu Smolenice (35-331). Opäť sa nachádza v dvoch pruhoch, no tento raz je situované uprostred starších hornín benkovského súvrstvia. Ide najmä o sivé a sivozelenkavé slienité bridlice s medzivrstvičkami prachovcov s klastickou sľudou. Z tejto oblasti, najmä z južných svahov Veterlína, uvádza Peržel (1964, s. 36 – 38) viacero lokalít s fosíliami, ktoré po vyzbieraní určila Kochanová (in Peržel, 1964): *Myophoria costata* (ZENK.), *Myophoria ovata* (GOLDF.), *Myophoria laevigata* (ZIETEN), *Myophoria laevigata elongata* (PHILIPPI), *Natiria costata* (MÜNST.), *Eumorphotis telleri* (BITTNER), *Gervillia mytiloides* (SCHLOTH), *Gervillia exporrecta* (LEPS.), *Anodontophora canalensis* (CAT)., *Anodontophora fassaensis* (WISM.), *Anodontophora fassaensis bittneri* (CATULO.) a *Turbo* sp. Samotné fosílie predstavujú podľa Kochanovej (1962) širší stratigrafický diapazón, a to vyššiu časť seisu až kampil. Popri súčasnom mapovaní sa na týchto lokalitách našli obdobné asociácie bivalvií. Navyše, našla sa aj brachiopódová fauna v podobe jednodruhového spoločenstva *Lingula* sp. Vystupujúce fácie šuňavského súvrstvia, ako aj výskyt fauny dokumentuje identický vývoj spodnotriasovej sedimentácie, ako ho poznáme z hronika iných lokalít (napr. Nízke Tatry).



Obr. 11. Litostratigrafická tabuľka hronika Malých Karpát. Zostavili: M. Havrila (stredný až vrchný trias veterlínskeho príkrovu), S. Buček (stredný až vrchný trias považského príkrovu) a M. Olšavský (paleozoikum – spodný trias).

Štvrtý výskyt šuňavského súvrstvia sa viaže na tzv. jablonickú sériu (Maheľ, 1961; Maheľ in Buday et al., 1962) či jablonický príkrov (Maheľ, 1986), resp. považský príkrov (Havrila, 2004). Jeho najväčší objem sa nachádza z. od Bukovej medzi kótami Ježovka (399) a Hrubý Kamenec (405). Na tejto lokalite je pravdepodobne v normálnom litostratigrafickom slede nad benkovským súvrstvím a pod strednotriasovými karbonátmi (celý sled je tu sklonený na VJV). Vystupujúce fácie šuňavského súvrstvia, ako aj výskyt fauny dokumentuje identický vývoj spodnotriasovej sedimentácie, ako ho poznáme z hronika na iných lokalitách (napr. Nízke Tatry).

Stredný až vrchný trias

Veterlínska sukcesia

Pre trias spodného príkrovového telesa hronika vystupujúceho v Bielych horách MK, t. j. trias veterlínskeho príkrovu, sú charakteristické pelagické súvrstvia vrchného pelsónu až vrchného longobardu a proximálna časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia vrchného longobardu až kordevolu (t. j. veterlínska skupina sedimentov). Tie smerom do nadložia prechádzajú do plytkovodných súvrství okraja karbonátovej platformy (do bebravskej skupiny sedimentov), ktoré sú od sedimentov skupiny hlavného dolomitu oddelené sedimentmi lunzskej skupiny. Výnimočnosť veterlínskeho sledu spočíva nielen v tom, že obsahuje pelagické fácie i fácie okraja karbonátovej plošiny (na čo upozornil Maheľ, 1959, 1961a, b), ale aj v tom, že nad rifovou fáciou okraja karbonátovej plošiny vystupujú pomerne hrubé sedimenty lunzských vrstiev. Tým sa líši aj od vrstvových sledov rovnakého paleogeografického postavenia, teda od sledu príkrovu Teplého vrchu, Podhradia a Beckova (Havrila in Ivanička, 2007) zachovaného v Považskom Inovci a od sledu príkrovu Ostrej Malenice zachovaného v Strážovských vrchoch. Vystupovanie lunzských vrstiev v tejto pozícii je ojedinelým javom, známym len z druhej strany karbonátovej plošiny, kde v okolí Liptovskej Osady vystupujú nad podobným karbonátovým sledom zavŕšeným wettersteinskou fáciou v rifovom vývoji.

Veterlínsky sled vystupuje medzi Sološnicou a Plaveckým Mikulášom na západnom okraji pohoria a Smolenicami na východnej strane pohoria.

Gutensteinská skupina

K sedimentom tejto skupiny vo veterlínskom slede patria gutensteinské dolomity, gutensteinské vápence a steinalmské vápence. Sú to sedimenty, ktoré vznikli v období anisu (egeju až spodnejšej časti ilýru) v plytkovodnom šelfovom prostredí v priestore súvislej a rozsiahlej karbonátovej (gutensteinskej) plošiny.

113 gutensteinské dolomity: tmavosivé bituminózne vrstvovité dolomity; egej – ?bityn

Gutensteinské dolomity vystupujú v spodnej časti Čertovej doliny na úpätiach Vápennej, medzi kótou Pri Ámonovi a lokalitou Kubašová, v okolí Deravej skaly, najmä ich však možno sledovať východne od kóty Starý plášť cez lokality Pri studienkach, Smoliarovo, Polámané, Čierna skala, Tovariská, Pod Veterlínom až na južné svahy hrebeňa Veterlín – Čelo. Tam sa smerom na V strácajú pod sutinami.

Ich pozíciu vo vrstvovom slede možno dobre sledovať medzi kótou Pri Ámonovi a Deravou skalou v Mokrej doline, kde dolomity tvoria šošovkovité telesá, a medzi Mokrou dolinou a južnými svahmi Veterlína, kde dolomity tvoria súvislé stratiformné teleso. V celom spomenutom úseku dolomity ležia v nadloží sedimentov spodného triasu a v podloží gutensteinských vápencov. Sú teda najspodnejším členom karbonátovej časti telesa veterlínskeho príkrovu. Medzi Vápennou a kótou Pri Ámonovi však vôbec nevystupujú. Celkovo teda netvoria súvislý horizont pod gutensteinskými vápencami. Či ide o primárny jav, alebo či je to spôsobené tektonicky, prípadne či to má iný dôvod (napr. krasovatenie), nie je objasnené. Vo zvyšných úsekoch pozíciu dolomitov v slede nemožno spoľahlivo analyzovať (od južných svahov Veterlína po Smolenice je pozícia dolomitov v slede zastretá sutinami. Navyše, v tomto úseku prebieha zlom v.-z. smeru, ktorý usekáva staršie členy sledu vrátane gutensteinských dolomitov, v Čertovej doline podložie gutensteinských dolomitov nie je prístupné na pozorovanie, nadložie, tak ako všade, tvoria gutensteinské vápence).

Na báze karbonátovej časti veterlínskeho vrstvového sledu vystupujú sivé, tmavosivé až čiernosivé bituminózne vrstvovité dolomity. Hrúbka vrstiev na ojedinelom odkryve severne od kóty Smoliarovo dosahuje 2 – 8 cm a 1 km sv. od Čiernej skaly 10 – 25, ojedinele až 50 cm. Zriedkavejšie v nich možno rozpoznať paralelnú laminációu. Často sú rekryštalizované (zastúpené sú jemne až hrubo „cukrovité“ variety). V dôsledku zvetrávania typického pre dolomity (postupujúceho po puklinách) sa vyznačujú drsným povrchom. Rozpadajú sa na ostrohranné úlomky. Sú zasiahnuté slabým sulfidickým zrudnením (Maheľ, 1961, s. 53, 1962, 1967), vyznačujú sa zvýšeným obsahom Fe a Mn, obsahujú aj Pb, Zn a Cu. V dôsledku toho nadobúdajú hnedé sfarbenie. Odkryvy tvoria skôr zriedkavo (na strmých stráňach a v závrtoch), väčšinou sa vyskytujú len ako úlomky.

Mikrofaciálne ich možno charakterizovať ako dolosparity a dolomikrosparity, ktoré sú temer bez organodetritu. Ojedinele sú reliktne zachované pôvodné štruktúry. Charakteristické sú pseudomorfózy po evaporitoch. Vznikli pravdepodobne v hypersalinickom prostredí. Podľa Bučeka (1988, s. 157) sú to plytkovodné sedimenty supralitorálu (supratidálu), usadené v prostredí prílivovej plošiny s minimálnou energiou.

Tmavosivé doskovité dolomity vo vrstvovom slede rozpoznal už Maheľ (1961, s. 53; in Buday et al., 1962, s. 110). Kartograficky ich znázornil Peržel (1963 in Peržel, 1964, príl. 1; 1964, s. 12, 39). Peržel (1966, s. 158) ich charakterizoval ako *„... tmavošedé a šedé, miestami vrstevnaté dolomity – anis“*. Bystrický (1967, tab. 1) použil názov *gutensteinský dolomit*. Maheľ (in Maheľ et al., 1967, obr. 13) ich v legende ku geologickému rezu označil *„9. dolomity – pelson“*, Bystrický a Maheľ (1970, s. 192) do diskusie prevzali toto označenie a označili ich *„2. Dolomit – Pelson“ (vrstvy č. 9)*. V novom reze (l. c., obr. 1) ich už považovali za *gutensteinský dolomit.* Tento názov prijali aj Biely et al. (1980, schematický geologický rez), Masaryk (1987), Buček (1988; in Buček et al., 1991) a Michalík et al. (1993). Maheľ (in Buday a Maheľ, 1968; 1986. s. 288), Biely et al. (1980, s. 20), Buček (in Michalík et al., 1986, s. 122) a Michalík et al. (1989a) použili označenie *bazálne dolomity*. Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) použil opisný názov *tmavosivé dolomity*. Michalík (1984, obr. 3) s použitím mapy S. Bučeka ich označil jednoducho ako *dolomity,* resp. (l. c., s. 494) ako *„bazálne“ dolomity*.

Jediné fosílie (foraminifery) z gutensteinských dolomitov, bližšie neurčiteľné fragmenty schránok rodov *Glomospira*, *Ammodiscus* a *Arenovidalina?*, uvádza Jendrejáková (in Michalík et al., 1986, s. 180; in Jendrejáková a Papšová, 1989, s. 14).

Peržel (1964, s. 12, 39) tieto dolomity zaradil do anisu, neskôr (1966) do hydaspu, resp. (1966, s. 158) znovu do anisu. Maheľ (in Maheľ et al., 1967, obr. 13) ich zaradil k pelsónu, Bystrický a Maheľ (1970, s. 192) uvažovali o ich veku v rozpätí hydasp – pelsón, Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) ich včlenil do hydaspu, Masaryk (1987) do egeju – bitynu a Buček (1988, s. 148; in Buček et al., 1991, tab. 1) im priradil rozpätie najvyšší spat – bityn.

112 gutensteinské vápence: sivé vrstvovité vápence; ?bityn – spodný pelsón

Gutensteinské vápence tvoria mohutný skalnatý hrebeň Vápennej a Kamennej. Cez Suchú, resp. Ámonovu dolinu smerom na SV ich možno sledovať ku kóte 573 (Pri Ámonovi) a k lokalite Deravá skala v Mokrej doline až po zlomovú líniu Deravá skala – Starý plášť. Od zlomovej línie smerom na SV ich možno súvisle sledovať po Čiernu skalu a pod Veterlín. Ich ďalší priebeh na povrchu je smerom na V (južne od Veterlína) zakončený zlomom v.-z. smeru.

Gutensteinské vápence sedimentovali ako súvislé priebežné teleso. V úseku od lokality Malé paseky pri Sološnici až po Mokrú dolinu v ich podloží vystupujú sedimenty spodného triasu. Len Pri Ámonovi a na Deravej skale sú vápence a sedimenty spodného triasu oddelené šošovkovitými telesami gutensteinských dolomitov. V úseku Deravá skala až Starý plášť je kontakt vápencov so sedimentmi spodného triasu sprostredkovaný zlomom. Východne od zlomu, t. j. od Starého plášťa až pod Veterlín v podloží vápencov vystupuje súvislé teleso gutensteinských dolomitov. Smerom do nadložia gutensteinské vápence na niektorých miestach prechádzajú do steinalmských vápencov, ktoré však kartograficky väčšinou neboli odlíšené (resp. sa v slede ani nevyskytujú). Na mape sú zobrazené ako súčasť gutensteinských vápencov. Preto sú na mape v nadloží gutensteinských vápencov zobrazené sedimenty zámostského súvrstvia (napr. na Vápennej), väčšinou však reiflinské vápence (od Vápennej až pod Veterlín).

Vápence vystupujúce v pozícii gutensteinských vápencov dosahujú vo veterlínskom príkrove Malých Karpát pomerne nápadnú litofaciálnu pestrosť. Sú v nich zastúpené pomerne typické tmavosivé až čiernosivé mikrokryštalické hrubovrstvovité vápence (s hrúbkou vrstiev 20 – 100 cm, ba často presahujúcou aj 100 cm). V asociácii s nimi sa zriedkavejšie vyskytujú aj červíkovité („robačkové“) vápence (tieto bioturbované vápence vystupujú napr. sz. od lokality Pri studienkach, jv. od kóty Javorinky, ale aj na Kamennej). Táto tmavá litofácia je sterilná na organické zvyšky. Nemožno v nej pozorovať ani sedimentárne textúry. Zvetrávaním získava svetlú patinu. Okrem nich sa vyskytujú aj svetlosivé mikrokryštalické vápence, vyznačujúce sa oproti tmavosivej litofácii menšou hrúbkou vrstiev (10 – 20, ale aj 50 cm) a nápadnou laminációu. Severne od Starého plášťa boli pozorované aj čeriny. Laminácia sa v nich viaže najmä na vrstvy s menšou hrúbkou. Hrúbka lamín je jeden aj viac milimetrov. Ide o paralelnú lamináciu, ale vyskytuje sa aj zreteľné nízkouhlové šikmé zvrstvenie. Styk lamín je rovný, ale aj stylolitický. Laminy selektívne zvetrávajú. Vo svetlejšej litofácii sa vyskytujú aj tenšie vrstvy obsahujúce nápadný podiel detritu frakcie jemnozrnného piesku. Vzhľadom na uvedené znaky svetlejšej litofácie treba pripustiť, že vznikala pri uplatnení prúdového režimu, čo je v rozpore so súčasnou predstavou o genéze gutensteinského vápenca. Vzťah oboch fácií je nejasný. Vzhľadom na vystupovanie svetlejšej litofácie aj na báze súvrstvia nie je prijateľný názor, že tu smerom do nadložia ide o postupný prechod od gutensteinských vápencov k steinalmským. Skôr to aspoň čiastočne zodpovedá predstave o nie celkom jednotnom vývoji gutensteinského vápenca (Wagner, 1970).

Uvedené horniny tvoria početné a rozsiahle stenové odkryvy s kamennými moriami na ich úpätí. Rozsiahle plošné odkryvy sú často škrapovito zvetrané.

Ich mikrofaciálnemu štúdiu sa venoval Masaryk (in Michalík et al., 1986, s. 229). Tvrdí, že sú to slabo rekryštalizované mikrity a mikrosparity s veľmi nízkym podielom organického detritu (prevládajú ostrakódy a krinoidy, ojedinelé sú foraminifery, filamenty, aeolisaky a globochéty).

Podľa Bučeka (1988, s. 157) a Bučeka et al. (1991, s. 32) vznikli v prostredí veľmi plochého nediferencovaného šelfu rampového typu bez stôp prílivových alebo iných prúdení, t. j. s nízkou dynamikou prostredia. Upozorňuje však, že miestami možno pozorovať aj gradačne zvrstvené karbonátové tempestity.

Vápence vystupujúce v MK severne od priestoru tvoreného drobami *(Grauwacke)* poznal už Foetterle (1853, s. 107). Stotožnil ich s gutensteinským vápencom *(Guttensteinerkalke)*. Na základe súčasných poznatkov možno vysloviť názor, že gutensteinský vápenec tvoril súčasť tmavých vápencov, ktoré vyčlenil Pettko (1856), vystupujúcich v nadloží verfénskych vrstiev, resp. ich možno stotožniť s tmavými vápencami *(„dunklen Kalken")*, ktoré tvorili súčasť Paulom (1863, s. 60) vyčlenených liasových vrstiev, resp. s tmavými liasovými vápencami Rachsturnu nad Čiernou skalou *(„der dunkle Liaskalk von Rachsturn über die Černá skála")* vyčlenenými Paulom (1864, s. 13) a tiež s tmavými vápencami *(„dunkle Kalke, dunkler Liaskalk")* vyčlenenými Paulom (in Andrian a Paul, 1864, s. 355; rez 8 na s. 357), ktoré považovali za lias. Andrian et al. (1863) na rukopisnej mape mierky 1 : 144 000 listu Malacky a Senica v priestore tvorenom podľa predchádzajúcich autorov spomenutými tmavými vápencami zobrazil *„Liaskalkstein"*. Ako lias, resp. *„Liaskalk"* sú znázornené aj na manuskriptových mapách mierky 1 : 75 000 listov Dürnkrut und Bösing, Tyrnau a Szenicz und Pistyán (spracovaných v Kráľovskom maďarskom geologickom ústave v Budapešti). Ich opisné označenie (tmavé vápence) neskôr Vetters (1904, s. 138) nahradil názvom raštúnske vápence *(„Rachsthurnkalk")*, resp. Vetters (in Beck a Vetters, 1904, Fig. 27, 28) názvom *„Dunkler (Rachsthurn-)Kalk"*, ktorý by podľa Vettersa (1904, s. 138; in Beck a Vetters, 1904, s. 64) na základe svojho uloženia nad verfénskym pieskovcom a pod wettersteinskými vápencami (Vetters in Beck a Vetters, obr. 28) mohol zodpovedať gutensteinským vápencom. Andrusov (1936) preň použil označenie *„guttensteinský vápenec"*. Maheľ (1957, s. 42; 1961, s. 53) použil názov *„raštúnske vápence"* (zahrnul k nim však aj vápence s hľuzami tmavých rohovcov). Maheľ (in Buday et al., 1962, s. 106, 109) použil názov „*tmavé vápence s rohovcami* (*zv. raštúnske*)", resp. *„vápenické* (*predtým raštúnske*) *vápence"* (z uvedeného vyplýva, že k nim zaradil aj reiflinské vápence). Súbor hornín označovaný spomenutými názvami premenoval Peržel (1964) na *„vápennícke vápence"*. Neskôr (l. c., 1964, s. 40) zistil, že termín zahrnuje dve litofácie. Spodnú z nich, ktorú charakterizoval (1964, s. 12, 39, 40) ako *„čierne masívne a lavicovité vápence s kalcitickými žilkami"* (t. j. aj gutensteinské vápence), pomenoval *„vápennícke vápence – spodná časť"*. Peržel (1966, s. 88; 1966, s. 158) ich označil ako *„čierne lavicovité a masívne vápence gutensteinského typu".* Bystrický (1967, tab. 1; 1972, tab. *Faziesverteilung*...) pre ne použil názov *„gutensteinské vápence"*. Maheľ (in Maheľ et al., 1967, obr. 13) ich v legende ku geologickému rezu označil ako *„8. tmavé lavicovité až masívne vápence – hydasp"*, Bystrický a Maheľ (1970, s. 192) v diskusii prevzali toto označenie a označili ich *„3. tmavé lavicovité a masívne vápence – hydasp* (*vrstvy č. 8*)". V novom reze (l. c., obr. 1) ich už však považovali za gutensteinský vápenec (s. l.), pričom podľa nich (l. c., s. 192) najviac zodpovedajú annaberskému vápencu. Zastúpenie gutensteinských vápencov s. s. na ich báze paradoxne považujú za problematické. Na základe fauny a flóry, ktorú podľa nich obsahujú, možno konštatovať, že k nim zahrnuli aj fáciu s riasami vyčlenenú Perželom (1965; 1966, s. 88), t. j. steinalmské vápence a pravdepodobne aj vápence zámostského súvrstvia (keďže tvrdia, že v ich najvyšších partiách sa vyskytujú aj brachiopódy, ktoré poukazujú na pelsón až ilýr, a lamelibranchiáty poukazujúce na stredný trias). Steinalmské vápence a vápence zámostských vrstiev k nim zahrnul aj Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 96). Možno to konštatovať na základe fauny a flóry, ktorú podľa neho obsahujú. Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) použil opisný názov *„tmavé vápence"*, pričom ich časť vystupujúcu na svahoch Vápennej označil indexom vdTa (v legende sa vyskytuje len podobný index dvTa a ním sú označené tmavé vápence s polohami dolomitov, často dolomitické – rozumej gutensteinské vápence – havranického vývoja chočskej jednotky). Biely et al. (1980, *Schematický geologický rez*) pre ne prijali názov *„gutensteinské vápence"*, na inom mieste (l. c., s. 20) použili názov *„annabergský vápenec"* (podľa vymenovaných fosílií možno usudzovať, že k nim zahrnuli aj steinalmské vápence a vápence zámostských vrstiev). Mello (in Biely et al., 1980, s. 40) použil názov *„annaberské vápence"*. To isté urobil Maheľ (1983) a tiež k nim zahrnul steinalmské vápence a pravdepodobne aj vápence zámostských vrstiev. Michalík (1984, obr. 3) s použitím mapy S. Bučeka ich tiež porovnal s annaberským vápencom. Tento názov použil aj Maheľ (1986, s. 288). Na základe fauny a flóry, ktorú podľa neho obsahujú, možno predpokladať, že k nim zahrnul aj steinalmské vápence a vápence zámostských vrstiev. Za annaberské ich považoval aj Buček (in Michalík et al., 1986, s. 123). S gutensteinskými vápencami možno stotožniť „*spodnú časť annaberských vápencov"*, ktorú vyčlenil Buček (in Michalík et al., 1986, s. 124). Masaryk (1987, s. 154) použil názov *„anaberské vápence"*. Buček (1988) ich považoval za annaberské vápence a v rámci nich vyčlenil spodnú, strednú a vrchnú časť, ktorú

v legende k mape označil ako *„annabergské vápence organodetritické s riasami“* (nie je celkom jasné, či túto vrchnú časť môžeme považovať za synonymum pre steinalmské vápence, aj keď pozíciou vo vrstvovom slede podľa mapy Bučeka, 1988, by im zodpovedala, a to najmä preto, lebo aj v havranickej jednotke vyčlenil obe tieto annaberské fácie a okrem nich aj steinalmské vápence). Michalík et al. (1989a) sa vrátili k označeniu *„gutensteinský vápenec“*. Buček et al. (1991, s. 31) použili názov „*annaberský (gutensteinský) vápenec“* a Michalík et al. (1993) názov *„anaberský vápenec“.*

Fosílie z nich (Maheľ, 1961, s. 53; Maheľ in Buday et al., 1962, s. 110; Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 96; Bystrický a Maheľ, 1970, s. 192) podľa súčasných poznatkov patria k iným litostratigrafickým jednotkám (k steinalmským vápencom a k vápencom zámostských vrstiev – pozri ďalej). Buček (in Michalík et al., 1986, s. 124) zo spodnej časti annaberských vápencov (z profilu Čierna skala), ktoré na základe súčasných poznatkov možno stotožniť s gutensteinskými vápencami, uvádza foraminifery *Meandrospira deformata* SALAJ, *M. dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ ET PANTIĆ a *M. insolita* (HO), ktoré, ako uvádza podľa Salaja et al. (1983), potvrdzujú spodný anis. Buček (1988, s. 152) a Buček et al. (1991, s. 31) z viacerých lokalít uvádzajú výskyt foraminifer (*Tolypammina* sp., *Paleonubecularia* sp. a *Meandrospira deformata* SALAJ) zo spodnej a strednej časti annaberských vápencov (v zmysle svojho členenia tejto litofácie). Stredná časť litofácie podľa neho obsahuje zriedkavé polohy organodetritických vápencov s foraminiferami s týmito dasykladálnymi riasami: *Physoporella dissita* (GUEMBEL) PIA, *Ph. prealpina* PIA a *Teutloporella peniculiformis* OTT. Vrchnú časť litofácie, ktorú charakterizoval ako *„annabergské vápence organodetritické s riasami“*, najpravdepodobnejšie možno stotožniť so steinalmskými vápencami, a preto mikrofauna, ktorú obsahujú, je v tejto práci uvedená v časti o steinalmských vápencoch. Jendrejáková (in Michalík et al., 1986, s. 182) uvádza nasledujúce asociácie foraminifer vyskytujúce sa v annaberských vápencoch: z ich bazálnej časti z lokality Sološnica-lom a z lokality Čierna skala uvádza fragmenty schránok *Nodosaria* sp., *Frondicularia* sp. a *Calcitornella* sp., z profilu MAa/84 v Mokrej doline *Glomospirella triphonensis* BAUD, ZANINETTI et BROENNIMANN, *Meandrospira* cf. *pussilla* (HO) a *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), z nedefinovanej časti sledu z profilov IVa a IVb/83 pri ústí Suchej doliny sv. od kóty Kamenná a z profilu MV/82 na južnej časti hrebeňa Malej Vápennej 1 km od Sološnice uvádza *Meandrospira deformata* SALAJ, *M.* aff. *pusilla* (HO), *M. insolita* (HO), *M. dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ ET PANTIĆ, *Glomospirella triphonensis* BAUD, ZANINETTI et BROENNIMANN, *Glomospira sinensis* HO, *Calcitornella* sp., *Tolypammina* sp., *Nodosaria* sp. a *Paleonubecularia*? sp. Vzhľadom na neujasnenosť vrstvového sledu v 80. rokoch minulého storočia je problematické posúdiť, či všetka uvedená mikrofauna pochádza z gutensteinských alebo zo steinalmských vápencev (resp. či je súčasťou redepozitov zo steinalmských do gutensteinských vápencov). Jendrejáková a Papšová (1989, s. 14) na základe ústnej informácie J. Michalíka vrchnú časť annaberských vápencov reprezentovanú detritickým komplexom s početnými polohami foraminifer a dasykladaceí považujú za faciálny a stratigrafický ekvivalent steinalmských vápencov (v tab. 1 napriek tomu vyčlenili len annaberské vápence a sčasti odlišnú asociáciu foraminifer oproti uvedenej, ktorá je temer totožná s asociáciou uvedenou ďalej v steinalmských vápencoch, stotožnili s týmto súvrstvím). Pravdepodobne teda ani tento názor nevniesol istotu do správneho identifikovania litostratigrafických jednotiek tejto časti sledu. Možno to doložiť aj tým, že Jendrejáková a Papšová (l. c., s. 14) z časti sledu, ktorú porovnali so steinalmskými vápencami, spomínajú aj asociáciu konodontov.

Foetterle (1853) na základe pozície týchto vápencov vo vrstvovom slede stanovil ich triasový vek. Neskôr Paul (1863, s. 60; 1864, s. 13; in Andrian a Paul, 1864, s. 355) a Andrian et al. (1863, geologická mapa listu Malacky a Senica) ich zaradili k vápencom liasu. K nim sú zaradené aj na manuskriptových mapách mierky 1 : 75 000 listov *Dürnkrut und Bösing*, *Tyrnau* a *Szenicz und Pistyán* (spracované v Kráľovskom maďarskom geologickom ústave v Budapešti). Vetters (1904, s. 138) pre ne zaviedol názov *„Rachsthurnkalk“* a súčasne ich porovnal s gutensteinským vápencom. Tým sa vrátil k názoru Foetterleho (1853) o ich triasovom veku (spodný člen stredného triasu). Peržel (1964) predpokladal, že vápennícke vápence, resp. vápennícke vápence-spodná časť (ku ktorým gutensteinské vápence zahrnul) zastupujú anis. Maheľ (in Maheľ et al., 1967, obr. 13) ich zahrnul k hydaspu, ale (l. c., s. 96) ich vrchnú časť zaradil k pelsónu. Bystrický a Maheľ (1970, s. 192) predpokladajú, že ich spodná stratigrafická hranica môže ležať v hydaspe, ale vek ich hlavnej časti je pelsón – spodný ilýr. Bystrický (1972, tab. *Faziesverteilung*...) a Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) stanovili vek tejto fácie v rozpätí hydasp – pelsón. Buček (in Michalík et al., 1986, s. 125) spodnú časť annaberských vápencov (rozumej gutensteinské vápence) zaradil do bytinu – pelsónu.

Peržel (1964, s. 40 a príl. 1) k nim v priestore južných svahov Čela a na Lotašárni zahrnul aj vápence vystupujúce v nadloží čiernych doskovitých vápencov s hľuzami rohovcov (v súčasnosti považovaných za reiflinské vápence), ktoré v súčasnosti považujeme za raminské vápence. Bystrický a Maheľ (1970, obr. 1) k nim zaradili aj raminské vápence sledu veterníckeho príkrovu, keďže ich na základe litologickej podobnosti považovali za gutensteinské vápence.

111 steinalmské vápence: svetlosivé vápence s physoporellami; vrchný pelsón – spodný ilýr

Steinalmské vápence sa zistili na viacerých lokalitách (napr. na južnej strane hrebeňa Vápennej, 650 m sz. od kóty Pri Ámonovi, v okolí kóty 558 jv. od Kamenišťa, jv. od kóty Javorinky a v lokalite Bukovina j. od kóty Hurtovec). Kartograficky boli odlíšené len j. od Hurtovca a jz. od Javoriniek. Na mape sú teda väčšinou včlenené do gutensteinských vápencov.

Vo vrstvovom slede steinalmské vápence vystupujú na jednotlivých lokalitách v nadloží gutensteinských vápencov, z ktorých sa smerom do nadložia vyvíjajú, a v podloží organodetritických vápencov zámostského súvrstvia (túto ich pozíciu možno pozorovať na jednotlivých lokalitách, napr. pozíciu v podloží hornín zámostského súvrstvia možno pozorovať na lokalite Bukovina j. od Hurtovca), prípadne v podloží reiflinských vápencov. Vzhľadom na problémy so zmapovaním steinalmských vápencov (stupeň odkrytosti, rozpoznateľnosť fácie) nie je jasné, či tvoria súvislý horizont, alebo len šošovkovité telesá s obmedzeným plošným rozsahom, akési „lúky" dasykladálnych rias v prostredí karbonátovej gutensteinskej plošiny. Je pravdepodobné, že steinalmské vápence neležia jednoznačne nad gutensteinskými vápencami, ale že vo vrchnej časti stratigrafického rozsahu gutensteinských vápencov tvoria telesá s obmedzeným rozsahom, laterálne prechádzajúce do gutensteinských vápencov. Takúto predstavu znázornil Wagner (1970, obr. 11), podľa ktorého sa však steinalmské a gutensteinské vápence laterálne zastupujú v celom stratigrafickom rozpätí gutensteinských vápencov.

Steinalmské vápence sú svetlosivé až bielosivé mikrokryštalické čisté vápence s nápadne svetlou patinou. Miestami sú preplnené dasykladálnymi riasami rodu *Physoporella*. Vzhľadom na to, že jednou z litofácií gutensteinských vápencov veterlínskeho príkrovu sú aj pomerne svetlé vápence, ktoré si možno so steinalmskými vápencami pomýliť, ako aj vzhľadom na to, že v gutensteinských vápencoch sa vyskytujú horizonty detritických vápencov obsahujúcich physoporelly (pravdepodobne ide o redepozity zo steinalmských plytčín do gutensteinských prehlbenín), je oddelenie steinalmských vápencov často problematické. Spoľahlivo ich možno identifikovať nálezom rias v pozícii in situ.

So steinalmskými vápencami možno stotožniť litofáciu *„annabergských vápencov organodetritických s riasami"*, ktorú vyčlenil Buček (1988). Podľa neho je vrchnou časťou annaberských vápencov. Charakterizoval ju takto (l. c., s. 153): *„... vápence sú hrubolavicovité sivohnedej až sivej farby so svetlosivou patinou... bioklasty sú v prevažnej miere zastúpené foraminiferami a dasykladálnymi riasami, nahromadenými v sedimente v podobe lamín až súvislých polôh... vápence sú organodetritické... môžeme ich charakterizovať ako foraminiferový, resp. dasykladáceový grainstone-packstone."* Prostredie ich vzniku charakterizoval (l. c., s. 158) ako plytkovodné prostredie (s maximálnou hĺbkou 30 m, všeobecne však 3 – 5 m) šelfových lagún a prílivovo-odlivových plošín (eulitorálna, intertidálna zóna) s prílivovo-odlivovými valmi (bariérové karbonátové telesá v podobe piesčitých valov) a prielivmi spájajúcimi lagúny s otvoreným morom.

Od gutensteinských vápencov ich oddelil Peržel (1965, 1966, s. 88), keď gutensteinské vápence rozdelil na „*... čierne masívne i lavicovité vápence s výraznými bielymi kalcitickými žilkami*" a „*... tmavosivé a sivé, masívne, miestami pseudoolitické vápence.*" Prvé z nich možno stotožniť s gutensteinskými, druhé so steinalmskými vápencami. Bystrický (1967, tab. 1) „*steinalmské vápence*" považoval za súčasť veterníckeho sledu. Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 96, obr. 13) ich zahrnul k „*tmavým lavicovitým až masívnym vápencom*", ako ich „*vrchnú časť*". Bystrický a Maheľ (1970, obr. 1) ich síce zahrnuli pod „*gutensteinské vápence* (s. l.)", resp. pod „*tmavé lavicovité a masívne vápence – hydasp*" (vrstvy č. 8), ich „*vrchnú časť*" obsahujúcu riasy však zaradili do pelsónu – spodného ilýru. Z hľadiska súčasných poznatkov možno povedať, že v prípade tejto vrchnej časti ide o steinalmské vápence. Bystrický a Maheľ (1970, s. 193) tieto vápence vystupujúce na pravom svahu údolia západne od vrchu Hurtovec (k. 466,3) považovali za „*annabergský vápenec s Physoporella dissita*". Mello (in Biely et al., 1980, s. 40) ich opísal ako „*organodetritické, miestami svetlejšie vápence*" a považoval ich za najvyššiu časť annaberských vápencov. Michalík (1984) s použitím mapy S. Bučeka ich označil názvom „*detritické vápence*", resp. (l. c., s. 496) názvom „*tmavé organodetritické vápence*". So steinalmskými vápencami možno stotožniť „*vrchnú časť annabergských vápencov*", vyčlenenú Bučekom (in Michalík et al., 1986, s. 125), ktorú charakterizuje ako „*organodetritické vápence s výskytom dasycladaceí a foraminifer*", resp. ako „*annabergské vápence organodetritické s riasami*" (Buček, 1988). Podobne so steinalmskými vápencami možno stotožniť „*... vrchnú časť annaberských vápencov...*", ktorú vyčlenili Buček et al. (1991, s. 32), „*... reprezentovanú detritickým komplexom s početnými polohami foraminifer a dasykladaceí, ktorý je faciálnym a stratigrafickým ekvivalentom steinalmských vápencov Álp*". Typický vývoj tejto fácie sa podľa Bučeka (l. c., s. 126) nachádza na profiloch Ma/84 Deravá skala a MAa/84 Mon Repos. Michalík et al. (1989a; 1993) tieto vápence považovali za „*steinalmské vápence*".

Steinalmské vápence charakterizujú dve skupiny fosílií – dasykladálne riasy a foraminifery. Peržel (1965, s. 53) v „*... čiernych a najmä v šedých masívnych vápencoch doposiaľ považovaných za gutensteinské...*" a v „*... tmavošedých masívnych a lavicovitých vápencoch...*", ktoré neskôr (Peržel, 1966, s. 88) charakteri-

zoval ako „*... tmavosivé a sivé, masívne, miestami pseudoolitické vápence...*“ (ktoré však podľa súčasných poznatkov zodpovedajú steinalmským vápencom), našiel na mnohých lokalitách nasledujúce dasykladálne riasy (určil Bystrický): *Physoporella dissita* (GÜMBEL) PIA, *Ph. praealpina* PIA a *Ph. pauciforata* (GÜMBEL) STEINM. var. *sulcata* BYSTRICKÝ. Tie isté riasy uvádza aj Peržel (1966, s. 159). Biely et al. (1980, s. 20) okrem nich uviedli aj Physoporella pauciforata (GÜMBEL) STEINM. var. *undulata* PIA a *Teutloporella peniculiformis* OTT (predpokladali však, že ide o annaberské vápence). Výskyt asociácie physoporel, ktorú uvádzajú Peržel (1966) a Biely et al. (1980), spájal Maheľ (1986, s. 288) s fáciou annaberských vápencov.

Kristan-Tollmann a Peržel (1966, s. 1 – 4) zo sivých masívnych vápencov, ktoré by mohli zodpovedať skôr steinalmským ako gutensteinským vápencom, získali na mnohých lokalitách nasledujúce foraminifery anisu: *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ, *Pilammina densa* PANTIĆ, *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA, *Glomospira* sp., *Endothyra* sp., *Textularia* sp., *Reophax?* sp., *Ammobaculites* sp., *Tetrataxis* sp., *Dentalina* sp., *Angulodiscus?* sp., *Trochamina* sp. a miliolidné foraminifery. Okrem toho v nich zistili aj zvyšky gastropódov, ostrakódov, rias, úlomky echinodermát a ostne ježoviek. Buček (in Michalík et al., 1986, s. 125) z nich uvádza bohaté spoločenstvo foraminifer: dok. bod 114/82 – sz. od kóty 564: *Glomospira densa* (PANTIĆ), *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ, *M. insolita* (HO), *Endothyranella robusta* SALAJ, *E.* cf. *pentacamerata* SALAJ, *E.* aff. *salaji* GAŹDZICKI, *E. wirtzi* (KOEHN-ZANINETTI), *E.* cf. *alpina* ZANINETTI ET BROENNIMANN, *Diplotremina* cf. *persublima* KRISTAN-TOLLMANN, *Earlandinita elongata* SALAJ, *E. oberhauseri* SALAJ, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI a *Nodosaria* sp.; dok. bod 138/82 – sz. od Kamennej: *Glomospira densa* (PANTIĆ), *Earlandinita* sp. a *Endothyranella* sp.; dok. bod 326/85 – Deravá skala, 550 m jv. od kóty 486: *Glomospira densa* (PANTIĆ), *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ, *Reophax asperus* CUSHMAN et WATERS, *Glomospirella semialpina* (KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ) a *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI.

Jendrejáková (in Michalík et al., 1986) „*v detritickom komplexe (ktorý má tvoriť vrchnú časť annaberských vápencov) obsahujúcom početné polohy dasykladaceí a foraminifer*“ (podľa súčasných znalostí táto litofácia zodpovedá steinalmským vápencom) v superpozícii odlíšila nasledujúce foraminiferové asociácie: 1. *Meandrospira dinarica* so sprievodnou, vysoko diverzifikovanou faunou tvorenou druhmi *Valvulina azzouzi*, *Endothyra badouxi*, *Meandrospira insolita* a i.; 2. *Glomospira densa*, monospoločenstvo iba s nodosaridnými formami; 3. *Glomospirella grandis – G. semiplana – Glomospira densa*; 4. *Agathammina judicariensis – Glomospira densa* – niekedy v sprievode s *Glomospirella grandis*. Z hrubolavicovitých riasových vápencov z dok. bodu 90/82 severne od Veľkej Vápennej určila: *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ, *M. insolita* (HO), *Glomospirella semiplana* (PANTIĆ), *Earlandinita grandis* SALAJ, *E. elongata* SALAJ, *E. soussii* SALAJ, *Endothyra badouxi* ZANINETTI et BROENNIMANN, *E. tricamerata* SALAJ a *E. pentacamerata* SALAJ. Temer totožnú asociáciu foraminifer uvádzajú Jendrejáková a Papšová (1989, tab. 1) z annaberských vápencov, ale v texte upozorňujú, že ich vrchnú časť porovnávajú so steinalmskými vápencami. Podobnú asociáciu uvádzajú aj Buček et al. (1991, s. 32). Masaryk (1987, s. 159) uvádza sčasti odlišné foraminiferové asociácie, resp. ich poradie.

Buček (1988) v „*annaberských organodetritických vápencoch s riasami*“, ktoré mali byť vrchnou časťou annaberských vápencov a ktoré podľa súčasných znalostí možno považovať za steinalmské, zistil na viacerých lokalitách sčasti zhodné spoločenstvo foraminifer a nasledujúce spoločenstvo dasykladálnych rias: *Teutloporella peniculiformis* OTT, *Oligoporella pilosa* PIA var. *intusannulata* PIA, *O. pilosa* PIA var. *varicans* PIA, *Physoporella pauciforata* (GUEMBEL) STEINM. var. *undulata* PIA, *Ph. prealpina* PIA, *Ph. dissita* PIA a *Favoporella* sp. Podobné spoločenstvo uvádzajú Buček et al. (1991, s. 35) z rozhrania medzi steinalmským a jasenským vápencom. Bohatší zoznam uvádzajú ďalej (l. c., s. 32), ten je však spoločný pre steinalmské vápence veterlínskeho aj havranického príkrovu.

Michalík et al. (1989a) a Buček et al. (1991, s. 35) zo steinalmských vápencov uvádzajú aj konodonty *Neospathodus kockeli* (TATGE), *N. germanicus* KOZUR a *Neohindeodella* sp.

Peržel (1966, s. 89; 1966, s. 159) na základe stratigrafického rozpätia rias stanovil vek týchto vápencov v rozpätí hydasp – pelsón. Maheľ (in Maheľ et al., 1967, obr. 13) ich zahrnul k hydaspu, resp. (l. c., s. 96) k pelsónu. Bystrický a Maheľ (1970, obr. 1) ich ako vrchnú časť gutensteinského vápenca s. l. zaradili do pelsónu – spodného ilýru. Vek vrchnej časti annaberských vápencov (rozumej steinalmských vápencov) je podľa Bučeka (in Michalík et al., 1986, s. 126) vyššia časť pelsónu, podľa Jendrejákovej (l. c., s. 186) pelsón. Buček (1988, s. 157 – 158) uvádza stratigrafické zaradenie do spodného pelsónu, prípadne pelsónu.

Bystrický a Maheľ (1970, s. 194 a obr. 1) k nim zaradili aj spodnú časť *„wetterlingských vápencov“* (vzhľadom na to, že raminský vápenec vystupujúci vo vrstvovom slede veterníckeho príkrovu nepoznali a považovali ho za gutensteinský vápenec, predpokladali, že vápence v jeho nadloží sú *steinalmské – wettersteinské*).

Veterlínska skupina

Veterlínska skupina obsahuje panvové (pelagické) karbonátové fácie vrchného pelsónu až vrchného longobardu (čiastočne až kordevolu), ako aj proximálnejšiu časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia vrchného longobardu až kordevolu (prípadne až julu). Sedimentovali po rozpade súvislej karbonátovej plošiny v okrajovej časti intrašelfového bazénu Dobrej Vody, nadväzujúcej na okraj mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny.

110 zámostské súvrstvie: čiernosivé bituminózne vrstvovité vápence s organodetritom; vrchný pelsón – ilýr

Zámostské súvrstvie bolo kartograficky vyčlenené len na severných svahoch Vápennej, tesne pod hrebeňom. Vystupuje však aj na iných lokalitách (napr. v Suchej doline, východne od Kamennej a v lokalite Bukovina južne od Hurtovca), na ktorých však predbežne nebolo odčlenené od reiflinských vápencov a na mape je znázornené ako ich súčasť.

Vo vrstvovom slede vystupujú horniny zámostského súvrstvia v nadloží steinalmských vápencov (pri ich nevystupovaní, resp. kartografickom neodlíšení v nadloží gutensteinských vápencov) a v podloží reiflinských vápencov. Horniny zámostského súvrstvia nevytvárajú súvislý horizont. V sedimentačnom priestore pravdepodobne zaberajú areál priliehajúci ku karbonátovej platforme, z ktorej bol organodetrit do areálu transportovaný. Pri takejto predstave dosah zámostských sedimentov od platformy do panvy je obmedzený a ich výskyt viazaný na okraj panvy nemusí byť ani pozdĺž tohto okraja súvislý. To je pravdepodobný dôvod, prečo na niektorých miestach v nadloží gutensteinských vápencov vystupujú priamo reiflinské vápence bez prechodu cez steinalmské vápence a vápence zámostského súvrstvia.

Do zámostského súvrstvia sú zaradené čiernosivé bituminózne vrstvovité vápence s organodetritom (biomikrity, *mudstone-wackestone*) až organodetritické, najmä krinoidové vápence (*packstone*), ktoré sú redeponované z plytkovodných zón okrajovej časti karbonátovej platformy. Striedajú sa v nich pomerne hrubovrstvovité vápence (s hrúbkou vrstiev do 0,5 – 1 m) s tenkovrstvovitými (s hrúbkou vrstiev do 10 cm), pričom hrúbka vrstiev smerom do nadložia klesá. Vrstvové plochy sú nerovné – zvlnené. Hľuzy rohovcov sa nezistili (podľa literárnych údajov sú veľmi ojedinelé).

Buček (1988, s. 160, 164) ich charakterizoval ako *packestones-wackestones* obsahujúci zvyšky brachiopódov, foraminifer, konodontov, holotúrií, krinoidov, hubiek, ostrakódov, ojedinelých rádiolárií, bivalvií a drobných gastropódov. Predpokladal (l. c., s. 168), že sedimentovali v prostredí otvorenej vnútroplatformovej lagúny plytkej neritickej zóny s normálnou salinitou. Na základe diverzifikácie, najmä mikrofauny, usudzuje na členité rôznorodé prostredie s bohatým zastúpením organizmov. V práci Kochanovej a Michalíka (1986) sa poukazuje na vznik sedimentov v hĺbke niekoľko desiatok metrov (sublitorálna, resp. subtidálna zóna). Podobnú predstavu o prostredí sedimentácie hornín zámostského súvrstvia prezentovali Michalík et al. (1989b). Predpokladali, že počas vrchného pelsónu morské zátoky prenikli do plochého šelfu a vrchná časť súvrstvia sedimentovala v zóne karbonátových piesčitých „kôs“, ktorá počas transgresie postupovala cez otvorené lagúny spodnej časti súvrstvia. Masaryk et al. (1993) ich považovali za sedimenty hlbokých (niekoľko desiatok metrov, pod bázou vlnenia) otvorených lagún. Vzhľadom na to, že časť sedimentov zámostského súvrstvia nesie znaky transportu (detritické vrstvy s gradačným a laminárnym zvrstvením, opracovanosť bio- a litoklastov), uvedené predstavy o prostredí ich sedimentácie nemusia byť celkom výstižné (navyše, nezistili sa ortosparity, typické sú preplnené biomikrity, zjavné sú znaky anoxického prostredia, v ktorom nemohlo žiť pomerne pestré spoločenstvo bentosu vyskytujúce sa v súvrství).

Zámostské súvrstvie vyčlenili Kochanová a Michalík (1986). Dovtedy sa horniny patriace k nemu začleňovali k iným litostratigrafickým jednotkám.

Napríklad Andrian et al. (1863) na južných svahoch Vápenice *(Rachsturn-u)* znázornil aj „*svetlé vápence s rohovcami (lichter Hornsteinkalk)“*. Z toho istého miesta, z tej istej pozície vo vrstvovom slede a pod rovnakým názvom *(„lichter hornsteinführender Kalk“)* ich opísal aj Paul (1864, s. 12; in Andrian a Paul, 1864, s. 355). Ako „*lichter Hornsteinkalk“* sú označené aj na manuskriptovej mape mierky 1 : 75 000 listu *Dürnkrut und Bösing* (spracovanej v Kráľovskom maďarskom geologickom ústave v Budapešti). Podľa súčasných znalostí ich pravdepodobne možno stotožniť s reiflinskými vápencami, resp. s vápencami zámostských vrstiev. Neskôr sa vôbec nevyčleňovali a stali sa súčasťou „*raštúnskych“* (Vetters, 1904), neskôr „*vápenníckych“* (Peržel, 1964, s 12 – 13, 39 – 40) vápencov. Maheľ (in Maheľ, 1967, s. 96) ich zahrnul k tmavým lavicovitým až masívnym vápencom, čo možno konštatovať na základe fauny, ktorú podľa neho obsahovali. Bystrický a Maheľ (1970, s. 192) ich zahrnuli k tmavým lavicovitým a masívnym vápencom (vrstvy č. 8), resp. ku gutensteinskému vápencu (s. l.), tak isto na základe fauny, ktorú uvádzali z ich najvyšších partií. Podľa Michalíka (1984, s. 496) na lokalite Hurtovec sa reiflinské vápence začínajú *„čiernymi vrstvami“* so silicifikovanými brachiopódmi. Podľa súčasných znalostí ich môžeme s istotou stotožniť so zámostskými vrstvami.

Buček (in Michalík et al., 1986, s. 126) toto *„čierne súvrstvie“* považoval za bazálnu časť reiflinských vápencov a stotožnil ho s vápencami zámostského súvrstvia, resp. (Buček, 1988, s. 159) s *„krinoidovými vápencami súvrsvia zámostských vápencov“*. So zámostským súvrstvím možno stotožniť horizont konodontovej fauny, ktorý vyčlenil Masaryk (1987, s. 167) v rámci fácie reiflinského a göstlinského vápenca. Označil ho číslom 1 (bazálny horizont s druhmi *Gondolella bifurcata*, *G. constricta* a *G. excelsa*) a stotožnil ho s ilýrskym vekom. Názov zámostské súvrstvie použili potom aj Michalík et al. (1989a, b; 1993), Jendrejáková a Papšová (1989) a Buček et al. (1991, s. 35).

Sedimenty zámostského súvrstvia obsahujú pestré spektrum fauny. Peržel (1964, s. 42; 1965, s. 53) na lokalite na severnom svahu Vápennej západne od Kamennej pri Plaveckom Podhradí našiel v *„šedých vrstevnatých pseudoolitických a slabokrinoidových vápencoch“,* ktoré považoval za vápenické (raštúnske) vápence a ktoré skôr zodpovedajú vápencom zámostského súvrstvia, tieto brachiopódy: *Zeilleria (Aulacothyris) angusta* (SCHLOTHEIM), *Z. (A.)* cf. *angustaeformis* BOECKH, *Mentzelia mentzeli* (DUNKER) a *Tetractinella trigonella* (SCHLOTHEIM)[1]. Toto spoločenstvo z vápenníckych vápencov uviedol už Maheľ (1961, s. 53; in Buday et al., 1962, s. 110), neskôr Pevný (1963, s. 2; 1964, s. 74; 1966, s. 36, lok. č. 62) aj Peržel (1966, s. 159). Časť tohto spoločenstva uviedli aj Biely et al. (1980, s. 20) zo *„slabokrinoidových lavicovitých vápencov“*, ktoré považovali za súčasť *„annabergského vápenca“*. Podobne Maheľ (1986, s. 288) spojil toto spoločenstvo s *„annabergským vápencom“*. Pevný (1966, s. 30) z lokality č. 49 jv. od kóty 492,2 jv. od Plaveckého Podhradia zo sutiny tmavosivých celistvých vápencov (priradenie ku konkrétnej litostratigrafickej jednotke podľa tohto opisu je problematické) určil *„Rhynchonella“ trinodosi* BITTNER a *„R.“ vivida excavata* BITTNER. Kochanová (1964, 1979, 1980) z tej istej lokality určila lamelibranchiáty *Entolium* sp., *Leptochondria inaequistriatus* GOLDFUSS a *Mysidioptera* sp. Faunu z tejto lokality (z. od Kamennej) zaradil Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 96) k tmavým lavicovitým až masívnym vápencom (rozumej ku gutensteinským vápencom). Tú istú faunu, odvolávajúc sa na Maheľa (1961, s. 53) a Peržela (1966, s. 159), zaradili Bystrický a Maheľ (1970, s 192) ku gutensteinským vápencom s. l. Bystrický a Maheľ (1970, s. 193) upozornili, na *„... nález druhu Rhynchonella trinodosi BITTN. (určil M. Siblík, 1969, písomné oznámenie) v spodnej časti zóny hľuznatých rohovcových vápencov na pravom svahu údolia, západne od vrchu Hurtovec (k. 466,3), teda v nadloží tmavošedých vápencov (annabergský vápenec) s Physoporella dissita“.* Na ten istý nález, odvolávajúc sa na Siblíka (1970), upozornili aj Kollárová-Andrusovová a Bystrický (1974, s. 126) a tiež Masaryk et al. (1984, s. 244), odvolávajúc sa tiež na Siblíka (1971, s. 175). Podľa súčasných poznatkov v takejto pozícii na spomenutej lokalite vystupujú vápence zámostských vrstiev. Pevný (1971, s. 2) z lokality z. od kóty 466,3 Hurtovec jjv. od Plaveckého Petra (km štvorec 73/77) z *„tmavých vápencov chočskej jednotky“* určil *Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER) a *P. trinodosi minutula* (BITTNER). Okrem toho z nich Salaj (in Salaj et al., 1983, s. 27, 182) určili foraminifery: *Turritelella mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI, *Ammodiscus* sp., *Nubecularia vujisici* UROŠEVÍC et GAŹDZICKI, *Nodobacularia cylindriformis* SALAJ, *Lituotuba carpathica* SALAJ, *Ophthalmidium tricki* (LANGE) a *O. exiguum* KOEHN-ZANINETTI. Jendrejáková (1973, s. 114) z tmavých vápencov (ktoré považovala za annaberské) z lokality Hurtovec ležiacich v bezprostrednom podloží reiflinských vápencov obsahujúcich *Piarorhynchia trinodosi* (BITTNER) určila foraminifery *Citaella* aff. *insolita* (HO), *Glomospira densa* (PANTIĆ), *Glomospirella* aff. *irregularis* (MOELLER), *Ammodiscus* sp., *?Earlandinita* sp. a *Frondicularia* sp. Kollárová-Andrusovová (in Kollárová-Andrusovová a Bystrický, 1974, s. 127, 131) z tejto fácie (za predpokladu, že ide o reiflinský vápenec) z Hurtovca určila hlavonožce *Semiornites* sp., *Judicarites prezzanus* (MOJS) a *Longobardites* sp. Kochanová (1979, s. 5; 1980, s. 10) z nej určila bivalvie: *Daonella (Daonella)* sp. 1, *Daonella (Daonella)* sp. *2*, *Chlamys (Praechlamys)* sp. a *Damesiella torulosa* TORNQUIST. Maheľ (1986, s. 288) výskyt uvedených amonitov stotožnil s fáciou reiflinských vápencov. Z *„čierneho súvrstvia“* (rozumej z vápencov zámostského súvrstvia) z dok. bodu 166/83 – ľavý svah Suchej doliny, 300 m sz. od kóty 564 uvádza Buček (in Michalík et al., 1986, s. 126; 1988, s. 165; in Buček et al., 1991, s. 35) nasledujúce spoločenstvo brachiopódov (určil J. Michalík): *Mentzelia mentzeli mentzeli* (DUNKER), *Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER) a *Coenothyris* sp. Z dok. bodu 89/82 – lokalita Veľká Vápenná, 250 m v. od kóty 752 uvádza spoločenstvo foraminifer: *Arenovidalina chialingchiangensis* HO*, A. amylovoluta* HO*, Glomospira densa* (PANTIĆ) a *Agathamina judicariensis* PREMOLI-SILVA. Uvádza aj spoločenstvo konodontov: z dok. bodov S/84A Suchá dolina – *Gondolella bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV), *G. cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *G. constricta* MOSHER et CLARK a *G. excelsa* (MOSHER); M/84a Deravá skala – *Gondolella bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV), *G. bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV), *G. cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *Nicoraella germanica* (KOZUR), *Nicoraella kockeli* (TATGE) a *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL); 166c/84 a 166/83 Suchá dolina 300 m sz. od kóty 564 – *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *G. excelsa* (MOSHER) a *G.* cf. *alpina* (KOZUR et MOSTLER). Jendrejáková (in Michalík et al., 1986, s. 187 – 188) *„v bazálnej časti reiflingských vápencov resp. v prechodnom člene do reiflingských vápencov“* (podľa súčasných znalostí ide o zámostské

[1] Buček (1988, s. 165) informoval, že zbery makrofauny – okrem *Tetractinella trigonella* (SCHLOTHEIM) – urobil M. Peržel v roku 1961 a určil ich Maheľ (1961).

súvrstvie) vyčlenila nasledujúce asociácie: 1. *Glomospira densa*; 2. *Agathammina judicariensis*, *Glomospira densa* a *Glomospirella grandis*; 3. *Agathammina judicariensis*, *Glomospira densa*, *Arenovidalina chialingchiangensis* a *Meandrospira dinarica*; 4. *Arenovidalina chialingchiangensis* a *A. amylovoluta*. Podľa Jendrejákovej (in Jendrejáková a Papšová, 1989, s. 14; in Buček et al., 1991, s. 35) v zámostských vápencoch nastáva explozívny rozvoj druhov *Glomospira densa* (PANTIĆ), *Glomospirella semiplana* (PANTIĆ) a *G. grandis* (SALAJ). Súčasne s nimi nastupuje *Agathammina judicariensis* PREMOLI-SILVA, ktorú vo vyšších častiach súvrstvia sprevádzajú arenovidalíny. Tie neskôr tvoria monospoločenstvá druhov *Arenovidalina chialingchiangensis* HO a *A. amylovoluta* HO. Papšová (in Jendrejáková a Papšová, 1989, s. 15; in Buček et al., 1991, s.35 – 36) v zámostskom súvrství zistila dve asociácie konodontov – spodnejšiu s druhmi *Neospathodus kockeli* (TATGE), *Gondolella bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV), *G. bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV) a *G. bifurcata bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV) a vyššiu s druhmi *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. constricta* MOSHER et CLARK a *G. constricta* morph. *cornuta* (BUDUROV et STEFANOV). Okrem platničkovitých konodontov uvádza ozúbkované konodonty, foraminifery, hubky, gastropódy, drobné lastúrniky, krinoidy, ostrakódy, zvyšky ježoviek a ofiuroideí, rádiolárie a holotúrie. Podobnú asociáciu konodontov uvádza aj Papšová (in Michalík et al., 1989).

Prvé údaje o vápencoch, ktoré možno stotožniť s vápencami zámostských vrstiev, resp. s reiflinskými vápencami, pochádzajú od Andriana et al. (1863) a hovoria o ich vrchnotriasovom zaradení. Vetters (1904) a Peržel (1964) predpokladali, že raštúnske a vápennícke vápence (ku ktorým zámostské súvrstvie zahrnuli, keďže ho samostatne nevyčlenili) zastupujú anis. Maheľ (1961, s. 53) tieto vápence, ktoré považoval za súčasť raštúnskych (rozumej gutensteinských) vápencov, považoval na základe výskytu brachiopódov v nich za aniské. Maheľ neskôr (in Maheľ et al., 1967) tieto vápence zahrnul k tmavým lavicovitým až masívnym vápencom hydaspu, resp. (l. c., s. 96) k vrchným polohám týchto vápencov pelsónskeho veku. Bystrický a Maheľ (1970, s. 192) informovali, že brachiopódy pochádzajúce zo západného svahu Kamennej poukazujú na pelsón až ilýr. Na základe nálezu *Rhynchonella trinodosi* BITTN. upozornili (l. c., 1970, s. 193) na to, že spodná hranica tejto fácie sa začína v ilýre. Kolárová-Andrusovová a Bystrický (1974) vápence (predpokladali, že ide o reiflinské vápence) na základe výskytu amonitov zaradili do ilýru (zóna *Paraceratites trinodosus*). Biely et al. (1980, s. 20) hornú stratigrafickú hranicu fácie umiestnili v rozpätí pelsón – spodný ilýr. Buček (in Michalík et al., 1986, s. 126 – 127) na základe stratigrafického rozpätia foraminifer a konodontov stanovil vek *„čierneho súvrstvia“* (rozumej vápencov zámostského súvrstvia) v rozpätí pelsón – spodný ilýr, neskôr (1988, s. 167) ho spresnil na vrchný pelsón – spodný ilýr.

109 reiflinské vápence: vrstvovité a hľuznaté vápence s hľuzami rohovcov; fasan – kordevol

Reiflinské vápence vystupujú na rozsiahlej ploche na sz. svahoch Vápennej a Kamennej. Teleso, ktoré budujú, možno odtiaľ sledovať cez Suchú dolinu na Kamenisko a Javorinky až do Mokrej doliny. Z Mokrej doliny, kde je teleso prerušené zlomom s.-j. smeru, ich cez Hrabovec možno sledovať po sz. svahoch Čiernej skaly až po lesnú cestu vedúcu z Plaveckého Petra do Smoleníc. Pozdĺž nej je teleso useknuté zlomom v.-z. smeru. Severne od zlomu vystupujú v lokalite Bukovica južne od Hurtovca, najmä však na južných svahoch hrebeňa Veterlín – Čelo. Odtiaľ ich v nesúvislých výskytoch možno sledovať priečne cez pohorie na jeho východnú stranu temer až k Smolenickému zámku. V úseku od južného svahu Veterlína až po Smolenický zámok sú z juhu obmedzené už spomenutým zlomom v.-z. smeru.

Reiflinské vápence vystupujúce v telese veterlínskeho príkrovu sú na celom území výskytu priebežným telesom a v nadloží sú celoplošne sledované raminskými vápencami. V podloží reiflinských vápencov vystupujú gutensteinské vápence. Medzi obomi fáciami sú nesúvislé telesá steinalmských vápencov a vápencov zámostského súvrstia.

Mikrokryštalický až kalový reiflinský vápenec sivohnedej, hnedej, zriedkavo ružovohnedej farby obsahujúci ílovitú prímes je vyvinutý v dvoch fáciách, vrstvovitej a hľuznatej. Hľuzy rohovcov sa viažu na vrstvovitú fáciu. Drobnejšie hľuzy (tzv. hráškové rohovce) sa vyskytujú aj v hľuznatej litofácii. Vrstvy majú nerovné poprehýbané uzlovito-hľuznaté vrstvové plochy. Vývoj vrstvovitej fácie *(„Bankkalk-u“)* je prerušovaný hľuznatým vývojom *(„Knolenkalk-u“)*. Oba litologické typy sa vertikálne striedajú. Vrstvy vrstvovitej fácie dosahujú hrúbku 3 – 15 cm, zriedkavejšie 25, ale aj 50 cm. Hľuznaté horizonty dosahujú menšiu hrúbku, maximálne do 15 cm. Vo vyššej časti súvrstvia, kde hrúbka vrstiev klesá, vystupujú nápadne hrubšie rovnoploché vrstvy čistejšieho a svetlejšieho raminského vápenca s obsahom organodetritu jemnozrnnej frakcie. Nezriedkavo prítomná ružová farba (resp. prelivy ružovej a sivej) reiflinských vápencov zvádza k úvahám pokladať ich, ak už nie za schreyeralmské vápence, tak aspoň za prechodnú, schreyeralmsko-reiflinskú fáciu.

V porovnaní s horninami iných litostratigrafických jednotiek často podliehajú deformácii – prevrásneniu. Tým sa buď zväčšuje, alebo redukuje ich pravá hrúbka.

Reiflinské vápence sú pravdepodobne známe od prvopočiatkov geologických výskumov Malých Karpát. Andrian et al. (1863) na južných svahoch Vápenice *(Rachsturnu)* znázornili *„svetlé vápence s rohovcami*

(lichter Hornsteinkalk)". Z toho istého miesta, z tej istej pozície vo vrstvovom slede a pod rovnakým názvom *(„lichter hornsteinführender Kalk")* ich opísal aj Paul (1864, s. 12; in Andrian a Paul, 1864, s. 355). Ako *„lichter Hornsteinkalk"* sú označené aj na manuskriptovej mape mierky 1 : 75 000 listu *Dürnkrut und Bösing* (spracovanej v Kráľovskom maďarskom geologickom ústave v Budapešti). Podľa súčasných znalostí ich pravdepodobne možno stotožniť s fáciami obsahujúcimi rohovce, t. j. s reiflinskými vápencami, resp. s vápencami zámostských vrstiev (tie sú však tmavé). Pôvodne boli súčasťou raštúnskych (Vetters, 1904; Maheľ, 1961, s. 53; 1962, s. 109), neskôr vápenníckych (Peržel, 1964, s 12 – 13, 39 - 40) vápencov. Peržel (1964, s. 40) zistil, že termín zahrnuje dve litofácie. Vrchnú z nich, ktorú charakterizoval (1964, s. 12 – 13, 39, 40) ako *„čierne doskovité vápence s hľuzami a tenkými polohami sivých rohovcov"* (t. j. aj reiflinské vápence), pomenoval *„vápennícke vápence – vrchná časť"*. Pod podobným opisným pomenovaním sa vyskytujú aj v ďalších prácach Peržela (1966, s. 89; 1966, s. 159). Toto ich opisné pomenovanie v mierne modifikovanej forme *(„tmavošedé, doskovité až lavicovité rohovcové vápence, často hľuznaté, s nepravidelne roztrúsenými čiernymi rohovcami")* prevzal aj Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 96), ktorý (l. c., obr. 13) ich v legende ku geologickému rezu označil aj skráteným tvarom „7. *rohovcové vápence – hydasp"*. Predtým ich (Maheľ, 1961, s. 52) označil ako *„aniské tmavé vápence s rohovcami, zv. Raštúnske",* resp. (Maheľ, 1961, s. 25) ako *„raštúnske rohovcové vápence (anis)".* Ako *„reiflingské vápence"* ich označil Bystrický (1967, tab. 1; 1972, tab. *Faziesverteilung*...). Bystrický a Maheľ (1970, s. 192) v diskusii prevzali Maheľom (l. c.) zavedené označenie aj poradie vo vrstvovom slede a označili ich *„4. tmavé rohovcové hľuznaté vápence – hydasp (vrstvy č. 7) "*, ale v novom reze (l. c., obr. 1) ich už považovali za *„reiflinský vápenec".* Tento názov prijali aj Biely et al. (1980, *Schematický geologický rez* a s. 20) a Mello (in Biely et al., 1980, s. 40). Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) opäť použil opisný názov *„tmavé rohovcové vápence"*. Michalík (1984, obr. 3) s použitím mapy S. Bučeka pre ne použil názov *„reiflinské vápence"*. Masaryk et al. (1984, s. 247) použili názov *„rohovcové vápence reiflinského typu"*. Michalík (1984, s. 496) s reiflinským vápencom stotožnil *„sekvenciu typického rohovcového vápenca"*. Termín *„reiflinský vápenec"* použili aj Buček (in Michalík et al., 1986, s. 127; 1988; in Buček et al., 1991, s. 37), Masaryk (1987, s. 154), Michalík et al. (1989a) a Jendrejáková a Papšová (1989). S reiflinským vápencom možno stotožniť horizonty konodontovej fauny, ktoré vyčlenil Masaryk (1987, s. 167) v rámci fácie *„reiflinského a göstlingského vápenca"*. Označil ich (l. c.) číslom 2 (horizont s druhmi *Gondolella excelsa*, *G. mombergensis* a *Gladigondolella tethydis*) a stotožnil s fasanským vekom a číslom 3 (vrchný horizont s asociáciou *Gondolella foliata*, *Neocavitella tatrica*, *Metapolygnathus hungaricus* a *Gladigondolella tethydis*) s longobardským vekom.

Masaryk et al. (1984) a Masaryk (in Michalík et al., 1986, s. 233) opísali tmavohnedé až sivohnedé doskovité, miestami tenkodoskovité, slabo slienité organodetritické vápence s pomerne zriedkavými rohovcami a priemernou hrúbkou vrstiev 25 cm. Považovali ich za súčasť rohovcových vápencov reiflinského typu, za ich najvyššiu časť, t. j. za *„pseudoreiflingské vápence"*. V oboch prácach sa venovali aj ich mikrofaciálnemu štúdiu. Odlíšili v nich nasledujúce mikrofácie: sprvu biopelmikit, pelmikrit, pelsparit a biointramikrit, neskôr *grainstone* až *floatstone* a *wackestone*. Z organických zvyškov v nich identifikovali „filamenty", ostrakódy, foraminifery, krinoidy, rádiolárie, ihlice húb, lamellibranchiáty a hojné mikroproblematiká (earlandie a globochéty). V najvyšších častiach identifikovali úlomky hubiek, stromatoporoideí, solenopór a časté onkolitické-riasové štruktúry. Pseudoreiflinské vápence považovali za faciálny prechod medzi reiflinskými vápencami a komplexmi wettersteinských a raminských vápencov. Michalík (1984, obr. 3, s. 496) s použitím mapy S. Bučeka informoval o tom, že nad reiflinským vápencom nasledujú *„pseudo-reiflinské vápence (slienité mikritické vápence s hľuznatými vrstevnými plochami)"*. Podobne aj Buček (in Michalík et al., 1986, s. 120) informoval, že najvrchnejšiu časť reiflinského vápenca zastupuje *„pseudoreiflingský vápenec"* kordevolského veku a na niektorých miestach nad ním vystupuje *„ramingský vápenec (svetlosivý organodetritický vápenec s polohami lavicovitého tmavosivého vápenca)".* Uvažoval aj o tom (l. c., s. 129), že pseudoreiflinský vápenec laterálne zastupuje najvyššiu časť reiflinských vápencov. Opísal ho (l. c., s. 129) ako vápenec s bohatým detritom, bez rohovcov, s rovnými vrstvovými plochami.

Pri uvedených opisoch pseudoreiflinského vápenca raz prevládajú prvky charakteristické pre reiflinský vápenec, inokedy prvky charakteristické pre raminský vápenec. Po preštudovaní dostupnej literatúry možno dospieť k názoru, že pseudoreiflinské vápence sú postupným prechodom od reiflinských vápencov, ktoré sú vo vrchnej časti sporadicky prevrstvené násypmi raminských vápencov, k raminským vápencom. Tento názor jasne sformulova Buček (1988, s. 169). V reiflinskom súvrství vyčlenil *„reiflinský vápenec (hľuznaté rohovcové vápence)"*, ktorý stotožnil s „*Reiflinger Knollenkalk-om"* (sensu Bechstädt a Mostler, 1976, s. 28), a (l. c., s. 174) *„pseudoreiflinský vápenec (reiflinské vápence doskovité s alodapickými polohami)"*, ktorý stotožnil s *„Grafensteigkalk-om"* (sensu Hohenegger a Lein, 1977, s. 212) a s *„Reiflinger Bankalk-om"* (sensu Bechstädt a Mostler, 1974, s. 27; 1976). Litologický opis „*pseudoreiflinského*" vápenca, ktorý predložil Buček (l. c.), je zhodný s opisom podaným Masarykom (l. c.). Je však obohatený o konštatovanie, že *„... nápadným znakom sú časté alodapické polohy detritických i organodetritických vápencov (wackestones--grainstones) svetlejších odtieňov, striedajúce sa s mikritickými litotypmi (mudstones)... alodapy majú*

charakter turbiditov, sú zložené z voľných úlomkov a litoklastov materiálu derivovaného z rífu – okraja karbonátovej platformy... veľkosť zŕn kolíše od arenitovej po hrubo ruditickú frakciu (rudstones)... svetlo sfarbené, z rífu derivované klasty sú vo väčšine prípadov ostrohranné... charakteristickým pozorovaným znakom proximálnych turbiditov je zastúpenie niekoľkých gradácií... najčastejšími bioklastami sú úlomky tenkostenných bivalvií, krinoidov, ostrakódy, radiolárie, zriedkavejšie foraminifery a machovky, ako aj hojné úlomky tubifytov, ?codiaceí a porostromátnych rias... v podloží vystupujú reiflinské vápence, v nadloží raminské, wettersteinské vápence... styk s podložnými reiflinskými vápencami je „prstovitý"...". Reiflinský a pseudoreiflinský vápenec je zhodne definovaný aj v práci Bučeka et al. (1991, s. 39 – 40).

Sedimentačným prostredím reiflinských vápencov podľa Bučeka (1988, s. 179) je báza panvy – rozsiahle vnútroplatformové panvy v prostredí hlbšieho neritika bližšie k centru panvy, t. j. prostredie zodpovedajúce faciálnej zóne otvoreného šelfu (FZ2 sensu Wilson, 1975). Sedimentačným prostredím „pseudoreiflinských" vápencov je prechodná zóna medzi panvou a okrajom plytkovodnej karbonátovej platformy (alodapické vápence sedimentovali v prostredí hlbšieho okraja šelfu – FZ3 sensu Wilson, 1975), prípadne aj internejšie časti dna. Masaryk et al. (1993) fáciu hľuznatého vápenca *(„Knollenkalk-u")* stotožnili s prostredím panvovej plošiny, t. j. s priestorom, na ktorom v ich nadloží nevystupujú svahové fácie, resp. fácie platformového okraja *(„Grafensteigkalk, Ramingkalk").* Fáciu vrstvovitého vápenca *(„Bankkalk-u")* stotožnil s prostredím okraja bazénu, t. j. s priestorom, na ktorom nad nimi vystupujú terigénne panvové fácie lunzského súvrstvia. Hľuznaté vápence charakterizoval ako biomikrity *(mudstone-wackestone)* s nízkym podielom alochémov, ktoré bývajú postihnuté bioturbáciou. V organodetrite v nich prevládajú filamenty a rádiolárie, menej časté sú ihlice húb, konodonty, rybie zúbky a šupiny. Vrstvovité vápence charakterizoval ako biomikrity *(mudstone-wackestone)* s nízkym podielom alochémov. V organodetrite sú prítomné filamenty, ostrakódy, krinoidy, foraminifery, rádiolárie, ihlice, lastúrniky a riasové problematiká. Najčastejšou zložkou detritu sú peletoidy. Charakteristické je ich intenzívne postihnutie bioturbáciou. Fáciu vrstvovitých vápencov považuje za prechod od typického panvového vývoja k svahovému detritickému vývoju. Pre pseudoreiflinské vápence použil názov *„Grafensteigkalk"*. Vyplýva to z jeho formulácie, že: *„... charakteristickým prvkom je striedanie alodapických hrubodetritických (často gradovaných a laminovaných) vrstiev s kalovými vápencami"*. Zároveň uvádza: *„... litofácia je charakteristická pre vývoje reiflingského súvrstvia, ktoré sú smerom do nadložia postupne prevrstvované plytkovodnými fáciami vápencov a dolomitov wettersteinského súvrstvia"*. Litofáciu považuje za sedimenty strednej a spodnej časti šelfového svahu. Názov grafensteinské vápence použili potom aj Michalík et al. (1993).

Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 96) z reiflinských vápencov uvádza fosíliu *Posidonia wengensis* WISM. Tú spolu s *Daonella* sp. určila Kochanová (in Kochanová a Pevný, 1966) z tmavosivých vápencov s rohovcami vystupujúcich v Kráľovej doline pri Plaveckom Podhradí. Masaryk et al. (1984, s. 244) z reiflinských vápencov získali nasledujúcu mikrofaunu: z profilu V/82 pod Červenicou pri Plaveckom Podhradí zo vzoriek R1 – 12 zo spodnejšej časti profilu (vzorky R1 – 8) konodonty vyššieho longobardu *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR et VÉGH), *M. mungoensis* (DIEBEL) a *Gondolella excelsa* (MOSHER); z najvyššej časti profilu (vzorka R12) konodonty kordevolu *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), *M. japonicus* (HAYASHI), *Gondolella tadpole* HAYASHI, *G. polygnathiformis* BUDUROV – STEFANOV a *Prioniodina excavata* MOSHER (spoločenstvo konodontov zo vzorky R12 v spojitosti s reiflinskými vápencami uvádza aj Maheľ, 1986, s. 288) a spoločenstvo foraminifer so širokým stratigrafickým rozpätím – *„Turritelella" mesotriassica* (KOEHN – ZANINETTI), *Earlandia gracilis* (PANTIĆ), *E. amplimuralis* (PANTIĆ), *Ophtalmidium ?chialingchialingensis* (HO), *O.* cf. *exiguum* KOEHN – ZANINETTI, *Agathamina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *Trochamina* sp., a *Paraophtalmidium* sp. (časť tejto asociácie foraminifer v spojitosti s fáciou raminských vápencov uvádza Maheľ, 1986, s. 288). Okrem toho z vápencov získali aj ozúbkované konodonty, zúbky a šupiny rýb, ihlice hubiek a ojedinele aj sklerity holotúrií. Jendrejáková (in Michalík et al., 1986, s. 189; in Michalík et al., 1989) z reiflinských vápencov z foraminifer spomína len *„Turritellella" mesotriassica* (KOEHN-ZANINETTI), z vyšších častí aj *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *A. iranica* BROENIMANN, ZANINETTI, BOZORGNIA et HUBER a *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI). Podľa Jendrejákovej (in Jendrejáková a Papšová, 1989, s. 15; in Buček et al., 1991, s. 38 – 39) typickou fosíliou v celom stratigrafickom rozsahu reiflinských vápencov je *Turriglomina mesotriassica* (KOEHN – ZANINETTI), vyššie (?na hranici anis – ladin) sa k nej pripája *Ophtalmidium* aff. *carinatum* LEISCHNER, potom (v ladine) *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *A. iranica* BROENIMANN, ZANINETTI, BOZORGNIA et HUBER, *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI) a v karne nastupuje vysoko diverzifikované spoločenstvo, pre ktoré sú charakteristické oftalmídiá a zriedkavejšie sú *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN, *Paraophthalmidium* sp. a *Bispiranella* cf. *subcarinata* SAMUEL, SALAJ et BORZA. V tabuľke 1 (in Jendrejáková a Papšová, l. c.) okrem toho uvádza *Aeolisaacus amplimuralis* PANTIĆ, *A. gracilis* PANTIĆ a *Ophthalmidium exiguum* KOEHN-ZANINETTI. Buček (1988, s. 173) z reiflinských vápencov uvádza nasledujúce konodonty: z lokality ľavý svah Mokrej doliny jv. od kóty 468, profil M/84b, zo vzoriek K4-K6 (určila K. Puškárová) *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK a *G. excelsa* (MOSHER), ktoré poukazujú na vrchný ilýr; zo vzorky K7 *Gondolella mombergensis* TATGE a *Gladigon-*

dolella tethydis (HUCKRIEDE), ktoré poukazujú na fasan; zo vzoriek K8-K11 *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. foliata foliata* (BUDUROV et STEFANOV), *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Neocavitella tatrica* (ZAWIDZKA) a *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR et VÉGH), ktoré poukazujú na longobard. Papšová (in Jendrejáková a Papšová, 1989, s. 16) okrem už uvedených druhov zo spodnej časti ešte uvádzajú *Gondolella balcanica* (BUDUROV et STEFANOV), *G trammeri* KOZUR, *G. szabói* KOVACS, *Gondolella constricta* morph. *cornuta* (BUDUROV et STEFANOV) a z vrchnej časti *Gondolella foliata inclinata* KOVACS a *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL). Podobné spoločenstvá konodontov a ich postupnosť sú uvedené aj v práci Bučeka et al. (1991, s. 39).

Asociáciu konodontov kordevolského veku zo sedimentov veterlínskeho sledu získal už Mock (in Čech et al., 1983, s. 107). Z lokality „chrbátik vedúci z Kráľovej doliny na Hrubú Kržľu" zo vzorky PP2 získal *Gladigondolella malayensis* NOGAMI, *Gondolella foliata* (BUDUROV) a *Irinella canalifera* (KRISTAN-TOLLMANN).

Z pseudoreiflinských vápencov sa získala nasledujúca fauna: Masaryk et al. (1984, s. 244) z profilu IV v údolí Rajtárky pri Plaveckom Podhradí zo vzoriek K1-K5 z vápencov, ktoré považovali za reiflinské a ktoré neskôr Buček (1988, s. 178) stotožnil s *„pseudoreiflinským"* vápencom, získali spoločenstvo konodontov longobardského veku: *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR et VÉGH), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. cornuta* BUDUROV et STEFANOV, *Neocavitella tatrica* (ZAWIDZKA) a *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE); z vápencov získali aj bohatú asociáciu ozúbkovaných konodontov, rybie zúbky a šupiny, foraminifery, ostrakódy a sklerity holotúrií – *Theelia planorbicula* (MOSTLER). Jendrejáková (in Michalík et al., 1986, s. 191; in Michalík et al., 1989; in Jendrejáková a Papšová, 1989, s. 16; in Buček et al., 1991, s. 39) z *„pseudoreiflinských"* vápencov uvádza okrem foraminifer vyskytujúcich sa v reiflinských vápencoch aj ďalšie foraminifery. Charakteristickou fosíliou je *Turriglomina mesotriasica* (KOEHN-ZANINETTI), pripája sa *Valvulina azzouzi* SALAJ, výraznejšie rozšírenie majú oftalmídiá napr. *Ophthalmidium exiguum* KOEHN-ZANINETTI, *O. triadicum* (KRISTAN), ale aj hrubo aglutinované formy *Reophax asperus* CUSHMAN et WATERS, *Ammobaculites* aff. *corpulentus* EFIMOVA a *Paleolituonella majzoni* BERCZI-MAKK (= *Paleolituonella meridionalis* LUPPERT). Rovnakú asociáciu foraminifer z vyšších polôh reiflinského a göstlinského vápenca uvádza Masaryk (1987, s. 167). Buček (in Michalík et al., 1986, s. 130) z profilu MB/84 Mon Repos z vrchných polôh *„pseudoreiflingských vápencov"* uvádza nasledujúcu asociáciu konodontov: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella trammeri* KOZUR, *G. foliata* (BUDUROV), *Neocavitella tatrica* (ZAWIDZKA), *Metapolygnathus mostleri* KOZUR a *M. mungoensis* (DIEBEL). Buček (1988, s. 178) informuje, že spoločenstvo konodontov z profilov M/84d (vzorky K15-K17) a MB/84 (určila K. Puškárová) poukazuje na longobardsko-kordevolský vek. Podľa Bučeka et al. (1991, tab. 3) oba uvedené profily sú v pseudoreiflinských vápencoch. Podľa Papšovej (in Jendrejáková a Papšová, 1989, s. 16; in Buček et al., 1991, s. 39) vek spodnej hranice pseudoreiflinských vápencov nemožno určiť. Vyskytujú sa druhy indikujúce longobardský vek – *Gondolella foliata foliata* (BUDUROV et STEFANOV), *G. foliata inclinata* KOVACS, *Neospathodus tatricus* (ZAWIDZKA), *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), *M. hungaricus* (KOZUR et VÉGH), často v spoločenstve druhov, ktoré poznáme z vrchného triasu – *Gondolella polygnathiformis* a *G. tadpole* HAYASHI.

Termín pseudoreiflinské vápence nebol spočiatku dostatočne objasnený. Postupne sa síce vykryštalizovala predstava, že ide o striedanie raminských a reiflinských vápencov vo vrstvovom slede, z literárnych údajov však nebolo zrejmé, z ktorej z uvedených litofácií pochádzali mikrofosílie uvádzané z pseudoreiflinských vápencov. Až v práci Michalíka et al. (1989) sa uvádza, že asociácia konodontov *Gondolella foliata foliata* (BUDUROV et STEFANOV), *G. foliata inclinata* KOVACS, *G. auriformis* KOVACS, *G. polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV, *Gondolella tadpole* HAYASHI, *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), *M. diebeli* (KOZUR et MOSTLER), *M. hungaricus* (KOZUR et VÉGH) a *Neocavitella tatrica* (ZAWIDZKA) pochádza z alodapických vápencov s pôvodom zo susedných karbonátových platforiem.

Prvé údaje o vápencoch, ktoré možno stotožniť s reiflinskými vápencami, resp. s vápencami zámostských vrstiev, pochádzajú od Andriana et al. (1863) a hovoria o ich vrchnotriasovom zaradení. Vetters (1904) aj Peržel (1964) predpokladali, že raštúnske a vápennícke vápence (ku ktorým reiflinské vápence zahrnuli) zastupujú anis. Peržel (1966, s. 89) predpokladal, že tieto vápence patria k pelsónu, neskôr (1966, s. 159) ich zaradil k ilýru, Maheľ (1961, s. 25) k anisu. Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 96) uvažoval o ich vrchnoaniskom – ladinskom – veku, resp. (l. c., obr. 13) ich zaradil k hydaspu. Bystrický a Maheľ (1970, s. 193) (pravdepodobne k nim zahrnuli aj vápence zámostských vrstiev) rátajú s ich stratigrafickým rozpätím začínajúcim sa v ilýre a siahajúcim do ladinu. Upozorňujú na to, že ich vrchné stratigrafické ohraničenie nebolo doteraz paleontologicky doložené a poukazujú na ich zhodu (vývojom aj obsahom fosílií) s reiflinskými vápencami chočského príkrovu Nízkych Tatier. Tam tieto vápence siahajú až do podložia lunzských vrstiev (následný vývoj poznatkov ukázal, že tento spôsob stanovenia veku je nevhodný, že stratigrafické rozpätie fácie reiflinských vápencov je rôzne, a to v závislosti od ich paleogeografickej pozície – iné je v pelagických bazénoch, iné na dočasne pelagizovaných kryhách karbonátových platforiem). Bystrický (1972, tab. *Faziesverteilung*...) stanovil vek tejto fácie v rozpätí ilýr – spodná časť ladinu. Ohraničenie hornej fácie nespresnil, keďže podľa neho sú zhora ohraničené presunovou plochou vyššieho príkrovu. Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) im pri-

písal rozpätie ilýr – ladin(?). Masaryk et al. (1984, s. 244) na základe mikrofosílií určili vek fácie na longobard. Buček (1988, s. 173) spresnil stratigrafický rozsah reiflinských vápencov na vrchný ilýr – longobard, a *„pseudoreiflinských“* vápencov na longobard – kordevol.

108 raminské vápence: vrstvovité klastické alodapické vápence s organodetritom; vrchný longobard – kordevol

Na západnej strane pohoria raminské vápence vystupujú na sz. svahoch Vápennej, odkiaľ ich možno sledovať naprieč pohorím až k Smoleniciam. Východne od Hrubej Kŕžle ich súvislé vystupovanie prerušuje zlom v.-z. smeru. Na sever od neho potom vystupujú až sz. od Kamennej. Odtiaľ ich súvisle možno sledovať cez Suchú dolinu, Kamenisko a Javorinky až do Mokrej doliny. Tam je ich vystupovanie prerušené zlomom s.-j. priebehu. Východne od zlomu ich možno sledovať cez Hrabovec po sz. svahoch Čiernej hory až k lesnej ceste vedúcej z Plaveckého Petra do Smoleníc. Zlom v.-z. smeru paralelný s cestou ich vystupovanie opäť prerušuje. Severne od zlomu sa vyskytujú v okolí Hurtovca, ale najmä východnejšie na južných svahoch hrebeňa Veterlín – Čelo. Po svahoch tohto hrebeňa ich možno sledovať smerom na východnú stranu pohoria temer až k Smolenickému zámku. Tam je ich vystupovanie zakončené zlomom.

Pozícia raminských vápencov vo vrstvovom slede je celkom jednoznačná. Vo veterlínskom príkrove celoplošne vystupujú nad reiflinskými vápencami a pod wettersteinskými vápencami rifovej fácie.

Raminské vápence sa vďaka ich turbiditnej genéze vyznačujú veľmi dobre vyvinutou vrstvovitosťou, nápadne rovnými vrstvovými plochami a gravitačne vytriedeným, normálne gradačne usporiadaným klastickým materiálom pochádzajúcim z okraja karbonátovej platformy. Sú to alochtónne sedimenty. Vrchnú časť vrstiev pomerne často charakterizuje paralelná laminácia. Hrúbka vrstiev raminských vápencov závisí od proximity a od množstva materiálu turbiditného prúdu (podobne aj ich zrnitosť). Ich farba v porovnaní s podložnými panvovými fáciami je svetlejšia. Sedimenty usadené z najhrubozrnnejšej fázy turbiditného toku sa zistili v tesnom podloží wettersteinských vápencov v širšom okolí Kameniska. Najhrubšie vrstvy (do 50 cm) majú skôr už charakter wettersteinských brekcií predrifovej haldy (klasty wettersteinského vápenca s veľkosťou do 1 cm sú utopené v svetlejšej základnej jemnozrnnejšej hmote, priestory medzi klastami sú sčasti vyplnené aj cementmi), vystupujú však vnútri telesa raminských vápencov. Vrstvy s hrúbkou okolo 20 cm sú tam tvorené niekoľkými amalgamovanými násypmi s gradačným usporiadaním klastov, od drobnoštrkovej frakcie po frakciu jemnozrnného piesku, niekedy aj s laminárnym intervalom. Klasty drobnoštrkovej frakcie sú uložené v piesčitej základnej hmote, často dolomitizovanej. Hrubozrnná fácia sa vyskytla aj západne od Čiernej skaly. Neopracované litoklasty na báze gradačného cyklu tam vo vrstvách hrubých 20 – 30 cm dosahujú mm až cm rozmery a v rámci gradačného cyklu smerom do nadložia prechádza až do frakcie jemnozrnného piesku, vo vrchnej časti s laminárnou textúrou. Väčšina vrstiev tam však dosahuje výrazne menšiu hrúbku (3 až 4 cm). Na severnom svahu Vápennej sa hrúbka vrstiev síce pohybuje v podobnom rozmedzí (20 – 40 cm), vrstvy sú však zložené z niekoľkých gradačných cyklov podstatne jemnozrnnejšej horniny, t. j. „distálnejšej“ fácie vystupujúcej v spodnejšej časti raminských vápencov. Na úpätí Čiernej skaly (d. b. č. 40/2008) sa vrstvy jemnozrnného vápenca hrubé 5 – 10 cm striedajú s laminitmi hrubými 1 cm. Aj v údolí medzi Hrubou Kŕžľou a Kamennou je dobre prístupná spodnejšia časť súvrstvia s „distálnejšou“ fáciou. Jemnozrnné tenkovrstvovité (s priemernou hrúbkou 5 cm) vápence tam majú tmavšiu sivú farbu. Je v nich zachovaný gradačný interval (tvorený jemnozrnnou frakciou) prechádzajúci do laminárneho intervalu. Detritický charakter horniny je pôvodcom drsného povrchu navetraných plôch (selektívne zvetrávanie lito- a organoklastov). Vápence sú sivej až tmavosivej (jemnozrnná fácia) farby. Rohovce v raminských vápencoch veterlínskeho príkrovu sa viac-menej nezistili (vyskytujú sa len v úseku južne od Havranice).

Jemnozrnná fácia, v ktorej je makroskopicky problematické pozorovať zrnitosť, pri zbežnom pozorovaní pripomína gutensteinské vápence. To bol v minulosti pravdepodobne hlavný dôvod (pri súčasnom nedostatku biostratigrafických údajov) ich stotožnenia s touto fáciou. Viedlo to k rozdeleniu vrstvového sledu veterlínskeho príkrovu na dve čiastkové príkrovové telesá (Bystrický a Maheľ, 1970).

Peržel (1964, príl. 1 *Geologická mapa*) raminské vápence síce nepoznal, ale na sz. svahoch Čiernej skaly v rámci sivých a tmavosivých vápencov s nepravidelnými polohami dolomitov – veterlínskych vápencov (wettersteinských vápencov) – vyčlenil dve telesá, oddelené geologickou hranicou. Spodné z nich je dnes začlenené k raminským vápencom. Aj z jeho formulácie (l. c., s. 42) *„Vápenec v spodnej časti je sivý, vo vrchnej svetlosivý až biely...“* vyplýva, že v ňom vyčleňuje dve fácie, z ktorých spodnú možno v súčasnosti stotožniť s raminským vápencom. K raminským vápencom je dnes zaradené aj teleso, ktoré vyčlenil Peržel (1964) na južných svahoch Čela a Lotašárne (považoval ho za čierne masívne a lavicovité vápennícke vápence, t. j. za gutensteinské vápence), ležiace nad čiernymi vápencami s hľuzami rohovcov). Maheľ (in Maheľ et al., 1967, obr. 13) ich v legende ku geologickému rezu označil ako *„6. dolomitické vápence, dolomity a šedé vápence – anis“*, resp. (l. c., s. 96) ich považoval za *„spodnú časť veterníckych vápencov“*. Bystrický a Maheľ (1970, s. 193) v diskusii prevzali pre túto fáciu (rozumej raminský vápenec) Maheľovo (l. c.) označe-

nie aj poradie vo vrstvovom slede, ktoré Maheľ (l. c.) použil nie pre túto fáciu, ale na označenie staršieho člena vrstvového sledu (rozumej gutensteinské vápence), a označili ich *„5. tmavé lavicovité až masívne vápence – hydasp (vrstvy č. 8) “* a *„dolomitické vápence, dolomity, šedé vápence – anis (vrstvy č. 6) “*. V novom reze (l. c.) ich už považovali za *„gutensteinský vápenec s. l.“* Urobili tak na základe litologickej podobnosti týchto dvoch horizontov *(„pripomínajú svojím zafarbením annabergský vápenec z podložia reiflinských vápencov“*), podľa ktorej ich považovali za tú istú fáciu, t. j. za jednu fáciu. Jej vystupovanie na dvoch miestach jedného vrstvového sledu vysvetlili tektonickým opakovaním sledu, teda jej vystupovaním v dvoch sledoch (*„... môžu sa považovať za normálne podložie wetterlingských vápencov, do ktorých pozvoľna prechádzajú...“* – rozumej vo vrchnom slede, zatiaľ čo v spodnom ležia pod reiflinským vápencom). Tento omyl sa udržal aj v práci Bystrického (1972, tab. *Faziesverteilung*...). V zhode s týmito prácami vápence ležiace v tejto pozícii zaradil aj Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972), ktorý však časť vápencov vystupujúcich v tejto pozícii označil indexom vTl (ten však v legende nejestvuje). Biely et al. (1980, s. 24) k tejto problematike poznamenali: *„Podľa najnovších výskumov súvrstvie 6 svojím mikrofaciálnym charakterom nezodpovedá gutensteinským ani annabergským vápencom. Obsahujú totiž úlomky „rifotvorných“ organizmov, ktoré sa smerom do nadložia wettesteinských rifových vápencov vyskytujú stále hojnejšie. Podobný mikrofaciálny charakter majú napr. raminské, „pseudoreiflinské“ či wettersteinské lavicovité vápence z iných území.“* V rozpore s tým v ďalšom odseku uvádzajú aniské spoločenstvo foraminifer (z materiálu J. Mella určil J. Salaj), ktoré údajne pochádza z týchto vápencov. Biely et al. (1980, *Schematický geologický rez*) ich nazvali *„raminské vápence“*. Mello (in Biely et al., 1980, s. 40) pre ne použil názov *„raminské vápence“*. Podľa Maheľa (1983, s. 68) v nadloží reiflinských vápencov sú *„raminské“*, resp. *„pseudoreiflingské vápence“*. Masaryk et al. (1984, s. 248) ich považovali za *„vápence prirífovej fácie“* vystupujúce v nadloží reiflinských vápencov, smerom do nadložia prechádzajúce do *„svetlých masívnych vápencov koralovo-hubkovej fácie (t. j. veternícky vápenec)“.* Buček (in Michalík et al., 1986, s.131) s raminským vápencom koreloval *„... tmavosivý, lavicovitý vápenec... detritický... vystupujúci... na profile Kršlenica... súvrstvie pozostáva zo svetlosivých organodetritických, lavicovitých vápencov s polohami tmavosivých vápencov... vystupujú v tesnom nadloží pseudoreiflingských vápencov... v najvyššej časti tohto súvrstvia vystupujú typické wettersteinské vápence“.* Z toho vzniká dojem, že súvrstvie korelované s raminským vápencom je tvorené striedaním wettersteinského a raminského vápenca.

Podľa Masaryka (l987, s. 159, 167) najvyššiu časť súvrstvia *„reiflinského a göstlinského vápenca tvoria göstlinské vápence“* (doskovité až tenkolavicovité sivé a sivohnedé vápence s rovnými vrstvovými plochami bez rohovcov, charakteristické sú v nich polohy laminovaného organického detritu, smerom do nadložia sa zväčšuje hrúbka lavíc, vápence sú svetlejšie a často až hrubodetritické, prevládajúcimi štruktúrami sú biosparity a biointrasparity, resp. biointrarudity). Masaryk (l. c.) v odseku o reiflinskom a göstlinskom vápenci (za ktorým nasleduje odsek o tisovskom – veternickom – vápenci) informuje, že jeho najvyššia časť obsahuje detrit rifotvorných organizmov (bryozoá, solenopóry, *Tubiphytes*, sfinktozoá a iné) a že tento typ je mikrofaciálne odlišný od „typických“ reiflinských vápencov. Charakterom pripomína už wettersteinskú fáciu a je to fácia charakteristická pre svahové sedimenty predrifovej zóny. Masarykom (l. c.) opísaná fácia zjavne reprezentuje raminské vápence. S raminským vápencom možno stotožniť aj horizont konodontovej fauny, ktorý vyčlenil Masaryk (l. c., s. 167) v rámci fácie reiflinského a göstlinského vápenca, označil ho (l. c.) číslom 4 (najvyšší horizont s asociáciou *Metapolygnathus mostleri*, *M. mungoensis*, *Neocavitella tatrica* a *Gladigondolella tethydis*) a stotožnil s kordevolským vekom. Podľa Bučeka (1988, s. 181) *„... hojnosť úlomkov rífotvorných organizmov a pozícia vo vrstevnom slede... poukazuje na sedimentáciu v predrífovej oblasti (FZ 4 = predsvah) s možnosťou zasahovania do hlbšieho šelfu (FZ 3)“*. Buček (l. c.) raminské vápence kartograficky včlenil do *„?tisovských vápencov vrstevnatých“* (názov použil pre wettersteinské vápence). V texte (l. c., s. 180) ich vyčlenil ako samostatnú litofaciálnu jednotku, ktorá sa nápadne líši od wettersteinských vápencov (*„... hrubolavicovitosťou... miestami až masívnosťou, sivou až tmavosivou farbou a alodapickými lamínami a gradačne zvrstvenými vápencami... neobsahujú rohovce... pozíciou sú medzi reiflinskými, resp. „pseudoreiflinskými“ a wettersteinskými vápencam“i*). Termín raminský vápenec potom použili aj Michalík et al. (1989a, 1993), Buček et al. (1991, s. 39) a Masaryk et al. (1993).

Maheľ (1968, s. 75) z nich uvádza *Diplopora annulatissima* PIA. Bystrický a Maheľ (1970, s. 193) tvrdia, že uvedená fosília sa v nich nevyskytuje a že sa nevyskytuje v Malých Karpatoch. Ďalej tvrdia (odvolávajúc sa na Kristana-Tollmanna a Peržela, 1966), že v nich ojedinele vystupuje foraminifera *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ. Treba povedať, že vzhľadom na ich pozíciu vo vrstvovom slede je to buď vylúčené, alebo ide o redepozit. Biely et al. (1980) uvádzajú nasledujúce spoločenstvo foraminifer, ktoré určil J. Salaj z materiálu J. Mella: *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Diplotremmina* cf. *austrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN, *Endothyranella bicamerata* SALAJ a *Endothyra kuepperi* OBERHAUSER. Na základe toho konštatujú aniský vek súvrstvia. Michalík et al. (1989a) z alodapických jazykov raminského vápenca získali foraminifery – *Paleolituonella meridionalis* LUPPERT, *Ophthalmidium tori* KÜBLER et ZWINGI, *Paraophthalmidium* sp., *Bispiranella* aff. *subcarinata* SAMUEL, SALAJ et BORZA, *Miliolipora* cf. *cuvillieri* BROENNIMANN et

ZANINETTI a *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN – a konodonty – *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV, *G. tadpole* HAYASHI, *Gladigondolella malayensis* NOGAMI a *Metapolygnathus* sp. Michalík et al. (1993) z profilu Kršlenica získali asociáciu konodontov – *Gondolella foliata inclinata* KOVÁCS, *G*. cf. *foliata foliata* BUDUROV et STEFANOV, *G. polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV, *Gladigondolella malayensis* NOGAMI a *Gl. tethydis* (HUCKRIEDE), asociáciu skleritov holotúrií: *Priscopedatus* cf. *tyrolensis* MOSTLER, *Theelia koeveskalensis* MOSTLER, *Th. immisorbicula* MOSTLER, *Th. undata* MOSTLER, *Achistrum* sp., *Tetravirga perforata* MOSTLER a *Acanthotheelia* sp., mikroproblematikum *Irinella* cf. *canalifera* (KRISTAN-TOLLMANN), sklerity ofiúr, roveakríny, ihlice hubiek, ostne ježoviek a zúbky rýb. Okrem toho získali pomerne bohatú asociáciu foraminifer. Buček et al. (1991, s. 39) uvádzajú bioklasty organizmov rífového komplexu *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Ladinella porata* Ott, fanetrónne hubky aj porostromátne riasy. Podľa Masaryka et al. (1993) vápence obsahujú najmä plytkovodný detrit (krinoidy, peletoidy, foraminifery, ostrakódy a úlomky organogénnych vápencov s vápnitými hubkami, tubifytmi, cyanofytnými riasami a koralmi) derivovaný z okraja platformy.

Maheľ (in Maheľ et al., 1967) ich považoval za horniny anisu. Bystrický a Maheľ (1970, s. 194) vďaka tomu, že ich omylom stotožnili s gutensteinskými vápencami, predpokladali, že *„... ich pelsonský vek je najpravdepodobnejší“*, a to vzhľadom na to, že sa domnievali, *„... že tieto vápence súvisle prechádzajú do wetterlinského vápenca, ktorého spodná časť je ešte aniského veku a odpovedá steinalmskému vápencu“.* Bystrický (1972, tab. *Faziesverteilung*...) stanovil vek tejto fácie v rozpätí hydasp – spodná časť pelsónu. Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) určil ich vek v rozpätí hydasp – pelsón. Masaryk et al. (1984) stanovili vek fácie (ktorú nazvali vápence pririfovej fácie) v rozpätí – kordevol. Buček (in Michalík et al., 1986, s. 130) uvádza vek fácie v rozpätí longobard – kordevol, neskôr (Buček, 1988, s. 181) predpokladal len kordevol.

Bebravská skupina

Bebravská skupina sledu veterlínskeho príkrovu zahŕňa plytkovodné sedimenty wettersteinskej fácie (najmä rifové wettersteinské vápence, ale aj nadväzujúce lagunárne wettersteinské dolomity) vrchného longobardu až julu vzniknuté na sz. (v dnešných súradniciach) okraji mojtínsko-harmaneckej karbonátovej šelfovej plošiny.

107 wettersteinské vápence: svetlosivobiele vápence rifovej fácie; vrchný longobard – jul

Menšie izolované telesá wettersteinských vápencov vystupujú na západnej strane pohoria v závere Čertovej doliny a východne od Hrubej Kŕžle. Ich mohutné súvislé teleso možno sledovať naprieč pohorím od spojnice Plavecké Podhradie – Kamenná cez Suchú dolinu, Báborskú, Veľkú a Malú Kamennú dolinu, Mokrú dolinu, Kršlenicu, Hurtovec, Veterlín a Čelo k Smolenickému zámku.

Vo vrstvovom slede wettersteinské vápence vystupujú nad raminskými vápencami. Túto ich pozíciu (v dôsledku uplatnenia zlomovej tektoniky) nemožno sledovať len na malom úseku západne od Smolenického zámku a v jeho bezprostrednom okolí. Na wettersteinských vápencoch v normálnom slede ležia wettersteinské dolomity. Možno to sledovať na západnej strane pohoria v úseku medzi Báborskou a Kršlenicou a na východnej strane pohoria jv. od Havranice a j. od Kamenných vrát. V úseku od Hurtovca po sedlo medzi Zárubami a Čelom a na južných svahoch Havranice však nad wettersteinskými vápencami ležia lunzské vrstvy. V závere Čertovej doliny a východne od Hrubej Kŕžle priamo na wettersteinských vápencoch veterlínskeho príkrovu leží havranická kryha považského príkrovu. Na úpätí pohoria pri Plaveckom Podhradí na wettersteinských vápencoch ležia v transgresívnej pozícii sedimenty paleogénu.

Wettersteinské vápence rifovej fácie sú svetlosivé až sivobiele, mikrokryštalické a organoklastické, resp. organogénne. Často sú rekryštalizované. Ich masívny vývoj je prerušovaný polohami sedimentárnych brekcií a v spodnej časti telesa polohami raminských vápencov. Tým nadobúda vrstvovitý charakter. Hornina je často prestúpená štruktúrami cementov. Z rifotvorných orgamizmov sú v nich makroskopicky pozorovateľné klasty a trsy koralov, hubky, hydrozoá, machovky, veľké ostne ježoviek, lastúrniky, brachiopódy a gastropódy (na lokalite Plavecký Mikuláš-lom, na hrebeni južne od lomu a na Bukovine) a v úseku Veterlín – Čelo a na južných svahoch Havranice sa v nich hojne vyskytujú nielen trsy koralov, ale najmä hubiek.

Veľkostne netriedené klasty spomenutých sedimentárnych brekcií tvorí svetlosivý mikrokryštalický rekryštalizovaný wettersteinský vápenec. Ich základnú hmotu bielosivej farby tvoria klasty jemnozrnnejšej frakcie s rovnakým petrografickým zložením. Prevládajú v nej zrná veľkostnej kategória piesku (dolomitová až dolomitizovaná „múčka“), menšie percento objemu tvoria zrná drobnozrnného štrku. Klasty dosahujúce veľkosť od zlomkov mm do 15 cm (prevláda veľkosť 1 – 3 cm) sú ostrohranné a veľkostne nevytriedené. Litifikácia brekcií je veľmi nerovnorodá, v prípade prítomnosti dolomitovej „múčky“ je hornina je rozpadavá. Dobre prístupné na pozorovanie sú v lome pri Plaveckom Mikuláši. Priestory medzi klastami sú vo väčine prípadov vyplnené cementom. Podobné brekcie na lokalite (Zvolenské) Nemce sú súčasťou predrifovej haldy. Aj

Buček (in Michalík et al., 1986, s. 130) informuje, že vápence sú miestami hrubobrekciovité – jednotlivé bloky dosahujú maximálnu veľkosť 600 – 900 m^3. Tento typ brekcie bol v minulosti označený ako brekcia typu Rajd (Michalík, 1984, s. 498). Podľa Masaryka (in Michalík et al., 1986, s. 235) sú brekcie zložené prevažne z ostrohranných alebo slabo opracovaných úlomkov svetlosivých až sivobielych organogénnych vápencov *(grainstone, rudstone)* s hubkami a koralmi, stromatoporoideami, ostrakódmi, foraminiferami, lamellibranchiátmi, krinoidmi a hojnými problematikami riasovo-hubkového charakteru. Priemerná veľkosť klastov je 10 – 15 cm, maximálna 3 – 4 m.

Mikrofaciálnemu štúdiu wettersteinských vápencov sa venoval Masaryk (1987, s. 167). Za ich typické štruktúrne typy považuje intrasparity a intrabiosparity, resp. rudity s typickým krustifikačným tmelom.

Podľa Bieleho et al. (1980, s. 21) wettersteinské vápence predstavujú sfinktozoovo-koralovú fáciu rifového komplexu. Masaryk (1987, s. 167) tvrdí, že faciálne možno vo wettersteinskom vápenci odlíšiť: oblasť predrifovej sedimentácie – talus, reprezentovaný hruboklastickými a brekciovitými vápencami, oblasť rifovej hrany s typickou hubovo-sfinktozoovou a koralovou faunou a zarifovú oblasť s organodetritickými lavicovitými vápencami a dolomitmi.

Stur (1860, rez 1, s. 44) wettersteinský vápenec tvoriaci hradný vŕšok v Smoleniciach poznal ako *„biely vápenec (weisser Kalk)“*, prípadne ako *„svetlosivý vápenec pásma Veterník – Roštún“*, ale na inom mieste (v havranickom príkrove pri Plaveckom Podhradí) ho nazval aj *„svetlosivý vápenec Veterníka“*. Paul (1863, s. 60) ho poznal ako *„svetlý vápenec kriedy s korálmi (lichter Kreidekalk mit Korallen)“*, neskôr (1864, s. 13; in Andrian a Paul, 1864, s. 355) ako *„svetlý koralový vápenec Wetterlingu (der lichter Korallenkalk des Wetterling)“.* Paul (in Adrian et al., 1863; in Andrian a Paul, 1864, s. 355; rez 8 na s. 357, s. 358) preň použil skrátený názov *„wetterlingský vápenec (Wetterlingkalk)“*, ktorý neskôr používali aj Hauer (1869), Gümbel (1872, s. 279) a Vetters (1904, s.138; in Beck a Vetters, 1904, s. 64). Ako *„Wetterlings-Kalk“*, *„Wetterlingskalk“*, resp. *„Kreidekalk“* sú tieto vápence označené na manuskriptových mapách mierky 1 : 75 000 listov *Dürnkrut und Bösing*; *Tyrnau*; *Landshut, Sasvár und Hohenau a Szenicz und Pistyán* (spracovaných v Královskom maďarskom geologickom ústave v Budapešti). Andrusov (1936, 1959) ich poznal pod názvom *„vetrnické“*, neskôr *„veternícke vápence“* (stotožnil ich s *„wettersteinskými vápencami“*). Maheľ (1961, s. 46, 52, 53) upozornil na mohutný vývin *„svetlých vápencov“* vo veternickej štruktúre, ktoré nazval *„ladinské biele vápence, zv. Veternícke“*, resp. (Maheľ, 1961, s. 25) *„svetlé wettersteinským vápencom blízko stojace veternícke vápence“*. Na značný podiel *„bielych vápencov wettersteinského typu“* upozornil Maheľ v inej práci (in Buday et al., 1962, s. 105), keď použil (l. c., s. 106) pomenovanie *„biele vápence (zv. veternícke)“*, resp. (l. c., s. 110) *„veternícky vápenec“*. Peržel pre ne najskôr (1964, s. 42) použil názov *„veterlínske vápence“*, neskôr (1966, s. 89) názov *„vápence wettersteinského typu (veternícke, veterlínske)“*, prípadne (1966, s. 159) *„šedé a svetlošedé masívne vápence (wettersteinské vápence)“*. Bystrický (1967, tab. 1) použil názov *„wettersteinské vápence“*. Maheľ (in Maheľ et al., 1967, obr. 13) ich v legende ku geologickému rezu označil *„5. svetlé vápence – vrchný anis až ladin“*, resp. (l. c., s. 96) *„veternícke vápence“.* Bystrický a Maheľ (1970, s. 192) v diskusii prevzali Maheľovo (l. c.) označenie aj poradie vo vrstvovom slede a označili ich *„6. svetlé vápence – vrchný anis až ladin (vrstvy č. 5) “*. V novom reze (l. c., obr. 1) ich už považovali za *„steinalmský – wettersteinský vápenec“* (vzhľadom na to, že raminský vápenec vystupujúci vo vrstvovom slede veternického príkrovu nepoznali a považovali ho za gutensteinský vápenec, predpokladali, že vápence v jeho nadloží sú *„steinalmské – wettersteinské“*). Tento omyl sa udržal aj v práci Bystrického (1972, tab. *Faziesverteilung*...). Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) použil opisný názov *„svetlé vápence“*. Podľa Bystrického (1973, s. 5) *„veternícky vápenec“* Malých Karpát je sfinktozoová biofácia wettersteinského vápenca. Biely et al. (1980, *Schematický geologický rez*), Bystrický (in Andrusov a Samuel et al., 1985) a Buček (in Michalík et al., 1986, s.130) ich nazvali *„wettersteinské vápence“*. Michalík (1984) ich stotožnil s *„brekciou typu Rajd“*. Masaryk (1987) pre ne použil názov *„tisovský vápenec (veternícky vápenec)“*. Buček (1988, legenda ku geologickej mape) wettersteinské vápence pokladal za *„tisovské vápence“* a vyčlenil v nich dve fácie: *„?tisovské vápence vrstevnaté a tisovské vápence masívne“*. V texte (l. c., s. 182) vyčlenil wettersteinské predrifové brekcie, horniny centrálnej rifovej zóny a ojedinele aj lagunárne sedimenty. Wettersteinské predrifové brekcie, vystupujúce podľa neho na okraji plošiny, sú *„... hrubo zvrstvené, selektívne dolomitizované... vystupujú v spodnej časti wettersteinských vápencov... sú tvorené klastami bielosivých organogénnych vápencov... a dolomitov... veľkosť klastov je rôznorodá“*. Centrálnu rifovú zónu podľa neho tvoria karbonátové nárasty pozostávajúce *„... zo svetlosivých vápencov dvoch odlišných litotypov: a) boundstones tvorené primárnou kostrou... a druhotnými enkrustáciami; b) bindstones-bafflestones... tvorené organizmami, ktoré majú schopnosť stabilizovať sediment... bindstnes sa vyskytujú hlavne v spodných častiach centrálnej rífovej zóny, zatiaľ čo boundstones nadobúdajú väčší význam vo vyšších častiach. Medzi tvorcami rífovej kostry sú kríčkovitéa hrubo sa vetviace koloniálne koraly, ale i solitérne koraly. Hlavnými rifotvornými organizmami sú však vápnité hubky“.* Z mikrofaciálnych typov vyčlenil (l. c., s. 186) *„floatstones – rudstones*, *boundstones (framestones, bindstones a bafflestones) a wackestones – grainstones“*. Jendrejáková a Papšová (1989) ich považovali za *„tisovecké vápence“* (l. c., s. 17 a tab. 1) aj za *„wettersteinské*

vápence" (l. c., tab. 2). Michalík et al. (1989a) ich tiež považovali za *„tisovecké vápence"*. Buček et al. (1991, s. 39) sa vrátil k termínu *„wettersteinský vápenec*", i keď v tab. 1 uvádza aj názov *„wettersteinský (?tisovecký) vápenec"*.

Vo wettersteinských vápencoch sa nachádzajú zvyšky rozličných skupín organizmov. Koraly v nich pozoroval už Stur (1860). Kolosváry (1958) z nich určil najmä koraly: z lokality severne od Malej skaly asi 600 m z. od Veterlína *Margarosmilia carpatica* KOLOSVÁRY, *Craspedophylia alpina* LORETZ, *Thecosmilia badiotica* VOLZ, *?Protoheterastrea* sp. (*„?Hexastrea* sp.*"*) a *Montlivaltia* sp., zo severného svahu Čela *Thecosmilia* sp., z južného svahu Kršlenice pri Plaveckom Mikuláši *Montlivaltia* cf. *obliqua* (MÜNSTER), *M.* cf. *norica* FRECH, *M.* cf. *cipitensis* VOLZ, *Thecosmilia badiotica* VOLZ, *Th. subdichotoma* MÜNSTER, *Th.* cf. *sublaevis* MÜNSTER, *Margarosmilia* cf. *richthofeni* VOLZ, *Margarastraea* cf. *klipsteini* FRECH, *Conophylia boletiformis* MÜNSTER, *Craspedophylia alpina* LORETZ, *Stylophyllopsis* sp. a *Myriophylia* sp. Kolosváry z nich neskôr (1963) určil ďalšie druhy: z lokality Čelo *Montlivaltia* cf. *cipitensis* VOLZ a *Thecosmilia* cf. *subdichotoma* MÜNSTER, z Drieňovej hory pri Plaveckom Mikuláši *Montlivaltia cipitensis* VOLZ a z lokality ssz. od Veterlína nad lúkou Salašky *Thecosmilia badiotica* VOLZ. Kolosváry v ďalšej práci (1966) z nich určil: z lokality severne od zámku v Smoleniciach *Myriophylia* cf *münsteri* VOLZ a *Montlivaltia obliqua* (MÜNSTER), z hradného kopca v Smoleniciach *Myriophyllia smolenicae* KOLOSVÁRY, z lokality sv. od kóty 416,6 Kršlenica (resp. lokalita č. 2, km štvorec 70 – 77 in Pevný, 1975, s. 10), t. j. z Drieňovej hory, koraly *Hexastrea* sp., *Stylophyllopsis montis drinovae-horae* KOLOSVÁRY, *Montlivaltia obliqua* (MÜNSTER), *M. cipitensis* VOLZ, *M. norica* FRECH, *Margarosmilia asymmetrica* KOLOSVÁRY a *Craspedophylia alpina* (LORETZ) a sv. od Veterlína *Montlivaltia obliqua* (MÜNSTER). Časť uvedenej fauny uviedli aj Maheľ (1961, s. 53; in Buday et al., 1962, s. 111; in Maheľ et al., 1967, s. 96) a Bystrický (1972, s. 300). Kolosváry (1967) z Karlovej doliny pri Plaveckom Podhradí určil: *Spongimorpha dendroidea* KÜHN, *Stylophyllopsis* sp. indet., *Montlivaltia* sp. indet., *Montlivaltia obliqua* (MÜNSTER), *Montlivaltia norica norica* FRECH, *Thecosmilia badiotica* VOLZ, *Margarosmilia confluens* (MÜNSTER), *Procyclolites podhradiensis* KOLOSVÁRY a *Conophyllia* cf. *radiciformis* (KLIPSTEIN) VOLZ, z lokality južne od kóty 541,5 Baborská severne od Podhradskej doliny pri Plaveckom Podhradí *Lamellata* sp. indet., *Montlivaltia* sp. indet., *Montlivaltia obliqua* (MÜNSTER), *Montlivaltia norica norica* FRECH a *Thecosmilia* sp. indet. z lokality s. od kóty Čelo *Montlivaltia obliqua* (MÜNSTER) a *Montlivaltia montis hierosolymorum* PAPP, z lokality stredná časť chrbta Čelo *Montlivaltia norica norica* FRECH, z lokality pri Čele *Conophyllia* cf. *recondita* (LAUBE) VOLZ, z lokality pri Mikulášskej doline *Thecosmillia* cf. *dawsoni* (CLAPP et SHINER) a z lokality chrbát Veterlína *Montlivaltia* cf. *marmorea* FRECH, *Montlivaltia norica norica* FRECH, *Montlivaltia norica slovakensis* KOLOSVÁRY a *Thecosmilia* sp. indet. Pevný (1963; 1966, s. 24 – 26) z lokality č. 35 a 36 s. od zámku Smolenice určil brachiopódy *Mentzelia* cf. *mentzeli* (DUNKER), *Cruratula damesi* BITTNER a *„Rhynchonella" vivida excavata* BITTNER, z lokality č. 39 (resp. lokality č. 3, km štvorec 74 – 78 in Pevný, 1975, s. 10) sz. od Veterlína nad lúkou Salašky *Cruratula damesi* BITTNER, *„Rhynchonella" subacuta* MÜNSTER *a Retzia schwageri* BITTNER; z lokality č. 40 (resp. lokality č. 2, km štvorec 70 – 77 in Pevný, 1975, s. 10) sz. od kóty 461,6 Kršlenica pri Plaveckom Mikuláši *Cruratula damesi* BITTNER, z lokality č. 41 (resp. lokality č. 4, km štvorec 74 – 78 in Pevný, 1975, s. 10 – 11) pri hájovni Veterlín pri Bukovej s. od Malej skaly z. od Veterlína *„Terebratula" aulacothyroidea* BITTNER a *Cruratula damesi* (BITTNER). Kochanová (1964, s. 23 – 24) z lokality č. 39, km štvorec 74/78 s. od Veterlína pri lúčke Salašky, určila *Prospondyllus (Philippiela) noetlingi* (FRECH) a z lokality č. 40, km štvorec 72/78, sv. od kóty 461,6 Kršlenica *Halobia* cf *sicula* GEMMELARO a *Entolium* sp. Tú istú faunu – *Terquemia (Philippiela) noetlingi* (FRECH), *Halobia sicula* GEMMELARO a *Entolium* cf. *contemptibile* (STOPP.) – spomínajú aj Peržel (1964, s. 66) a Kochanová (1964, s. 76). Pevný (1971, s. 2) z lokality v zárezе cesty pod Veterlínom, západné zakončenie Veterlína (km štvorec 73/78), zo svetlých organogénnych vápencov určil *„Rhynchonella" semicostata* (MÜNSTER) a *Cruratula damesi* BITTNER. Jablonský (1973, s. 108) z lokality v. od Plaveckého Mikuláša určil *Cystothalamia bavarica* OTT a *Colospongia catenulata* OTT. Kochanová (1979, s. 5) z lokality č. 12 s. nad Smolenickým zámkom (km štvorec 79/78) zo svetlých organogénnych vápencov určila *Daonella (Daonella)* cf. *tenuis* MOJSISOVICS a *Camptonectes (Annulinectes)* sp. Časť uvedených brachiopódov nachádzame aj u Bystrického a Maheľa (1970, s. 194). Kristan-Tollmann a Peržel (1966, s. 4 – 6) zo svetlosivých masívnych vápencov, ktoré by mohli zodpovedať wettersteinským vápencom, z mnohých lokalít (Plavecký Mikuláš-Drinová hora, Plavecké Podhradie – v. od kóty 297,7 Hôrka, Plavecké Podhradie – hrebeň j. od kóty 475,8, Plavecké Podhradie – skaly pri cintoríne) uvádzajú výskyt nasledujúcich foraminifer: *Arenovidalina chialingchiangensis* HO., *Endothyra* sp., *Ammobaculites* sp., *Reophax* sp., *Duotaxis?* sp., *Nodosaria* sp., *Glomospira* sp. a miliolidné foraminifery. Okrem toho v nich zistili aj zvyšky bivalvií, ostrakódov, rias, úlomky echinodermát, úlomky korálov a ostne ježoviek. Podľa Peržela (1966, s. 89) sa v najvyššej časti vápencov na Drinovej hore vyskytujú aj riasy (určil Bystrický): *Griphoporella* sp. a *Macroporella* sp. Jendrejáková (in Michalík et al., 1986, s. 192 až 193) z wettersteinských vápencov určila foraminifery: z profilu III/83 na jz. svahoch Dubového vŕšku pri vyústení Mokrej doliny *„Turritellella" mesotriasica* KOEHN-ZANINETTI, *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Paleolituonella majzoni* BERCZI-MAKK, *Ophthalmidium exiguum* KOEHN-ZANINETTI, *Agathammina austroal-*

pina KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *A.* aff. *iranica* BROENIMANN, ZANINETTI, BOZORGNIA et HUBER a *Paraophthalmidium?* sp., z profilu V/84, kóta Veterlín *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *A. iranica* BROENIMANN, ZANINETTI, BOZORGNIA et HUBER, *Agathamminoides spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER), *Ophthalmidium tori* KÜBLER et ZWINGI a *O*. cf. *fusiformis* (TRIFONOVA) a z najvyššej časti wettersteinských vápencov z dok. bodu 366/85 severný svah Veterlína-Pasienkov *Ammobaculites* sp., *Reophax asperus* CUSHMAN et WATERS, *„Turritellella" mesotriasica* KOEHN-ZANINETTI, *Endothyranella* cf. *wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Paleolituonella majzoni* BERCZI-MAKK, *Tolypammina gregaria* WENDT, *Planiinvolutina* sp., *Spiroloculina* cf. *praecursor* OBERHAUSER, *Paraophthalmidium* sp., *Ophthalmidium fusiformis* (TRIFONOVA) a *Duostomina biconvexa* KRISTAN-TOLLMANN. Buček (in Michalík et al., 1986, s. 132) z tej istej lokality (366/85) okrem uvedených druhov uvádza ešte *Duostomina* aff. *turboidea* KRISTAN-TOLLMANN, *Amphorella* aff. *bicamerata intermedia* BORZA et SAMUEL, *Austrocolomia marschalli* OBERHAUSER, *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *Nodosaria* sp., *Diplotremmina* sp. a *Ophthalmidium* sp. Jendrejáková (in Jendrejáková a Papšová, 1989, s. 17; in Buček et al., 1991, s. 40) z vyšších polôh fácie spomína ešte druhy *Gsolbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER), *Amphorella* aff. *bicamerata intermedia* BORZA et SAMUEL a *Paraophthalmidium* aff. *salaji* SAMUEL et BORZA. Pozornosť upriamuje na výskyt ojedinelých veľkých hrubostenných jedincov druhu *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, ktorý signalizuje blízkosť lagúny.

Buček (1988, s. 185) veterlínsku jednotku charakterizoval ako *„... biofaciálnu oblasť hubkovo-koralovú s problematikami v ktorej dominujú organogénne vápence... prechádzajúce do rôznych biofácií organodetritických vápencov"*. Vyčlenil v nej nasledujúce biofácie: a) hubkovú s vápnitými hubkami *Cystothalamia bavarica* OTT a *Cryptocoelia zitteli* STEINM., s *Peronidella* (?) sp. ZANKL, s enkrustujúcimi organizmami – cyanofytnými riasami, napr. Rivularia lissaviensis (BORNEMANN); b) hubkovo-hydrozoovú s *Holocoelia*? toulai STEINM.; c) hubkovo-koralovú s Montlivaltia, napr. *Montlivaltia* cf. *cipitensis* VOLZ, *Thecosmilia*, *Myriophylia* a *Margarophyllia*, napr. *Margarophyllia* cf. *capitata* (MÜNSTER); d) tubifytovú, resp. tubifytovo-riasovú s tvorcami rifovej kostry – kodiaceálnymi riasami *Collarecodium* cf. *eonipontanum* BRANDNER et RESCH, s enkrustujúcimi organizmami *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Ladinella porata* OTT, *Macrotubus*? *babai* FOIS a *Thaumatoporella*? sp. Uvádza aj výskyt ojedinelých amonoidov, resp. nautiloidov v predrifových brekciách (južné svahy kóty Kršlenica a sz. od Smolenického zámku). Na základe zriedkavého výskytu dasykladálnych rias v predrifových sedimentoch uvažuje (l. c., s. 187) o zastúpení aj lagunárnej fácie wettersteinského vápenca vo veterlínskom príkrove. Z južného svahu kóty Dubový vŕšok (v staršej literatúre Drinová hora) sa zistili *Andrusoporella duplicata* (PIA) BYSTRICKÝ a *Macroporella*? sp., ktoré určil J. Bystrický, a *Griphoporella*? sp. (cf. *G. curvata* GUEMBEL), ktorú určil S. Buček.

Michalík et al. (1993) použili termín *„veterlínsky rifový komplex"* (za jeho súčasť považujú aj oblasť Vajarskej) a vyčlenili v ňom fácie *back-reefu*, *reefu* a *fore-reefu*. Zarifovú fáciu charakterizujú spoločenstvom foraminifer a dasykladálnych rias sprevádzaných solenopórami, porostromátnymi riasami, sfinktozoami, ostrakódmi, krinoidmi a bivalviami. Čelnú časť rifovej fácie tvorenú biolititovými vápencami charakterizujú skleraktinidnými koralmi (nájdenými len v klastoch predrifovej brekcie). Jadro rifu tvoria masívne hubkovo-riasové vápence, ktoré smerom do nadložia striedajú organoklastické sparitové vápence. Rifovú fáciu charakterizujú najmä sfinktozoá a tubifyty, menej gastropódy, brachiopódy a echinoidy, foraminifery sú vzácne. Primárnych staviteľov rifu zastupujú vápnité hubky, malé koloniálne koraly, dendroidné tubifyty, kolónie solenopór, masívne hydrozoá a porostromátne riasy. Okraj karbonátovej platformy si predstavovali ako izolované neveľké rifové telesá oddelené skeletovo-piesčitými plytčinami. Predrifovú fáciu charakterizujú brekcie, megabrekcie a detriticko-brekciovité vápence. Klasty brekcií sú tvorené bielosivými a krémovými organogénnymi a organoklastickými vápencami. Z hrubých brekcií uvádzajú asociáciu foraminifer. Koraly z tejto fácie novšie študovali Ronieviczová a Michalík (2002).

Štúr (1860, rez 1, s. 44) wettersteinský vápenec tvoriaci hradný vŕšok v Smoleniciach poznal ako *„biely vápenec"*, ktorý zaradil do neokómu. Paul (1863, s. 60) a Adrian et al. (1863) ho zaradili do kriedy. Do kriedy je zaradený aj na manuskriptových mapách mierky 1 : 75 000 listov *Dürnkrut und Bösing; Tyrnau*; *Landshut, Sasvár und Hohenau a Szenicz und Pistyán* (spracovaných v Kráľovskom maďarskom geologickom ústave v Budapešti). Paul (1864, s. 14) a Hauer (1869) ho zaradili do spodnej kriedy. Zaradenie do spodnej kriedy zdôvodnil Paul (in Andrian a Paul, 1864, s. 356) pozíciou vo vrstvovom slede (nad jurskými vrstvami na Drieňovici v Čachtických Karpatoch a pod akteonellovými vrstvami v Brezovských Karpatoch). K triasu ho zaradil Veters (in Beck a Vetters, 1904, s. 65) na základe pozície vo vrstvovom slede a na základe dasykladálnych rias, ktoré v ňom zistil už Gümbel (1972). Treba však poznamenať, že riasy sa vyskytujú len v lagunárnej fácii wettersteinského vápenca, ktorá je zachovaná nie vo veternickom príkrove, ale v havranickej kryhe považského príkrovu. Maheľ (1961, s. 52 – 53; in Buday et al., 1962, s. 111) predpokladá, že tento vápenec veterlínskeho príkrovu (v miestach, kde chýbajú lunzské vrstvy) má vek v rozpätí ladin až karn. Peržel (1964, s. 13, 42) ho zaradil do ladinu. Stratigrafické rozpätie wettersteinského vápenca uvedené Perželom (1966, s. 89; 1966, s. 159) – vrchný anis až spodný ladin – sa týka len lokality Vajarská, t. j. wettersteinského vá-

penca havranického príkrovu. Bystrický a Maheľ (1970, s. 192) vzhľadom na to, že raminský vápenec vystupujúci vo vrstvovom slede veterníckeho príkrovu nepoznali a považovali ho za gutensteinský vápenec, predpokladali, že vápence v jeho nadloží sú *„steinalmské – wettersteinské vápence“*, a ich rozpätie presne nestanovili. Pokúsil sa o to Bystrický (1972, tab. *Faziesverteilung*...), keď ich vek uviedol v rozpätí vyššia časť pelsónu – kordevol. Spodnú hranicu fácie wettersteinského vápenca teda neskonkretizoval. Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) ho zaradil do ladinu, Buček (in Michalík, 1986, s. 132) do vyššieho ladinu. Michalík (1984) celý brekciovitý komplex tvorený wettersteinským vápencom zaradil k brekcii typu Rajd, ktorú považoval za postrednokriedovú (vrchnokriedovú alebo ?paleocénnu, resp. ?senónsko-paleocénnu). Spodná hranica stratigrafického rozpätia fácie (?vrchný longobard) je v súčasnosti stanovená na základe spodnej hranice raminských vápencov (keďže tie sú derivované z okraja platformy tvorenej wettersteinskou fáciou). Vrchná hranica (?spodný jul) je stanovená na základe toho, že wettersteinské vápence ležia v podloží lunzských vrstiev, v prípade ktorých sa uvažuje, že začali sedimentovať vo vrchnom jule.

106 wettersteinské dolomity: svetlosivobiele dolomity lagunárnej fácie; jul

Wettersteinské dolomity vystupujú na úpätiach západnej strany pohoria medzi Plaveckým Podhradím a Plaveckým Mikulášom a na východnej strane pohoria južne od hrebeňa Havranica – Kamenné vráta.

Netvoria súvislý horizont. V oboch priestoroch ležia na wettersteinských vápencoch, ktoré zároveň spomenuté priestory oddeľujú. Normálnym nadložím dolomitov sú lunzské vrstvy, ktoré v tejto pozícii vystupujú na južných svahoch hrebeňa Havranica – Kamenné vráta. Západne od Baborskej a na severných úpätiach Dubového vŕšku sa lunzské vrstvy nevyskytujú a na wettersteinských dolomitoch tak spočívajú sedimenty havranickej kryhy považského príkrovu. V priestore medzi Plaveckým Podhradím a Plaveckým Mikulášom na dolomitoch v transgresívnej pozícii ležia sedimenty paleogénu. V oblasti Hurtovca dolomity nevystupujú a v nadloží wettersteinských vápencov ležia sedimenty lunzských vrstiev.

Wettersteinské dolomity sú svetlosivé až bielosivé, vrstvovité, zrnité („cukrovité“). Rozpadajú sa na štrk až piesok („múčku“).

Buček (1988) k *„wettersteinským dolomitom, miestami brekciovitým dolomitom“* zaradil: 1. lavicovité sivé dolomity, o ktorých tvrdí, že vystupujú: a) v Mokrej doline na styku *„pseudoreiflingských“* vápencov a svetlosivých organogénnych vápencov (pravdepodobne myslí wettersteinských vápencov), b) v ich najvyššej časti (pravdepodobne myslí v najvyššej časti wettersteinských vápencov) východne od kóty Veterlín; 2. brekciovité dolomity, ktoré zaradil k predrifovým sedimentom (uvádza, že vystupujú napr. v doline Rajtárky a v oblasti lokalít Dubový vŕšok, Kršlenica a Červená hora); 3. svetlosivé zrnité dolomity „cukrovitého“ vzhľadu (vystupujú na východnej strane pohoria ssz. od Smolenického zámku). Vystupovanie dolomitov na styku *„pseudoreiflingských“* vápencov a svetlosivých organogénnych vápencov sa v súčasnosti nepotvrdilo. Typ 2 opísal Buček (l. c.) aj v rámci litofácie wettersteinských vápencov ako ich súčasť, a tak sú chápané aj na tejto mape MK. Preto v tejto práci k wettersteinským dolomitom sú zaradené len dolomity typu 3 vzniknuté v lagunárnom prostredí.

Peržel (1964, s. 13) ich označil názvom *„veterlínske dolomity“*. Bystrický a Maheľ (1970, obr. 1), Bystrický (1972, tab. *Faziesverteilung*...) a Biely et al. (1980, *Schematický geologický rez*) ako *„wettersteinské dolomity“*. Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) použil opisný názov *„sivé dolomity“*. Michalík (1984) s použitím manuskriptovej mapy S. Bučeka ich nazval *„dolomitové brekcie“*, Masaryk (4987) použil názov *„tisovský dolomit“*. Buček (1988, s. 191) ich považoval za wettersteinské (?tisovské) dolomity.

Peržel (1964, s. 44) predpokladal ich stredno- až vrchnotriasový vek, neskôr (1966, s. 89; 1966, s. 160) predpokladal, že patria k ladinu. Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) ich tiež zaradil do ladinu. Bystrický (1972, tab. *Faziesverteilung*...) stanovil ich rozpätie platné pre veterlínske teleso od vyššieho longobardu do kordevolu (po jul). Buček (in Michalík et al., 1986, s. 132) ich zaradil do ladinu – ?kordevolu, neskôr (Buček, 1988, s. 191) do kordevolu. Michalík (1984) celý brekciovitý komplex dolomitov wettersteinskej fácie zaradil k dolomitovej brekcii, ktorú považoval za postrednokriedovú (vrchnokriedovú alebo ?paleocénnu, resp. ?senónsko-paleocénnu).

Lunzská skupina

Táto skupina obsahuje len siliciklastické sedimenty lunzských vrstiev vrchného julu až ?spodného tuvalu, ktoré boli prinesené z kontinentu do priľahlého intrašelfového bazénu Dobrej Vody. Po jeho zaplnení prenikli pomedzi nesúvislé rifové telesá wettersteinských vápencov do lagúny rozprestierajúcej sa na mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošine. V priestore lagúny dosahujú len zlomok svojej hrúbky na opačnej strane rifového lemu plošiny.

105 lunzské vrstvy: pieskovce a ílovce; ?vrchný jul – ?spodný tuval

Lunzské vrstvy vystupujú v údolí s. od hrebeňa s kótami Veterlín a Čelo. Možno ich pozorovať najmä v. od Bukoviny a Hurtovca po Zelenú studňu a j. od zrúcaniny Jilemnického chaty. Odtiaľ ich, zväčša zakryté sedimentmi kvartéru, môžeme smerom na V sledovať v morfologickej depresii (údolí) nachádzajúcej sa medzi wettersteinským vápencom veterlínskeho príkrovu a gutensteinskými vápencami a dolomitmi havranickej kryhy považského príkrovu až do sedla medzi Havranicou a Čelom a ďalej na južné svahy Havranice a Kamenných vrát.

Od Hurtovca až po južné svahy Havranice ležia na wettersteinských vápencoch. Len j. od hrebeňa Havranica – Kamenné vráta ležia na wettersteinských dolomitoch. Ich normálne nadložie – hlavné dolomity a oponické vrstvy – sú zachované len na hrebeni Kamenných vrát. V celom zvyšnom úseku výskytu na nich ležia sedimenty havranickej kryhy považského príkrovu.

Lunzské vrstvy sú tvorené sivými, tmavohnedosivými až čiernosivými sľudnatými ílovcami, ktoré na povrchu možno pozorovať len na pomerne čerstvých odkryvoch, a jemnozrnnými sľudnatými, dobre vytriedenými, paralelne laminovanými, prevažne kremennými pieskovcami, ktoré po zvetraní nadobúdajú typickú hrdzavozelenožltohnedú farbu. Hrúbka súvrstvia klesá od Hurtovca na západe ku Kamenným vrátam na východe, t. j. od predrifu smerom do lagúny.

Poznal ich už Paul (in Andrian a Paul, 1864, s. 356), ktorý z údolia oddeľujúceho Wetterlinské pohorie od pohoria Burian opísal piesčité bridlice so zvyškami rastlín. Vetters (1904, s. 138) z toho istého miesta opísal sivohnedé pieskovce vystupujúce medzi *„wetterlingským a havranoskalským“* vápencom (s problémami ich paralelizoval s lunzským pieskovcom). Andrusov (1936) tvrdil, že netvoria len šošovky, ako to znázornil Vetters (1904), ale že tvoria súvislý pruh severne od Veterlína. Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) ho zobrazil medzi Hurtovcom a Trstínom.

Planderová (in Buček, 1988, s. 194) z dvoch vzoriek, ktoré odobral S. Buček z lokality sv. od Hurtovca, určila nasledujúce sporomorfy: *Duplicisporites granulatus* LESCHIK, *Apiculatisporites parvispinosus* LESCHIK, *Punctatisporites toralis* LESCHIK, *Retusotriletes mesozoicus* KLAUS, *Chordasporites singulichorda* KLAUS, *Praecirculina* sp., *Perotriletes minor* MÄDLER a *Monosulcites* sp. Stratigrafické rozpätie spoločenstva uviedla v rozpätí kordevol až jul.

Peržel (1964, s. 13) ich zaradil do karnu, neskôr (1966, s. 89) predpokladal, že patria k julu. Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) ich zaradil do karnu. Bystrický (1972, tab. *Faziesverteilung*...) spresnil ich rozpätie (platné pre veterlínske teleso) na vyššiu časť julu. Buček (in Michalík et al., 1986, s. 132) predpokladal, že patria do julu.

Skupina hlavného dolomitu

Z veterlínskeho sledu patria do skupiny hlavného dolomitu oponické vápence a hlavné dolomity. Sú to plytkovodné karbonátové sedimenty. Usadili sa počas vyššej časti vrchného triasu v šelfovom prostredí na súvislej a rozsiahlej karbonátovej plošine vzniknutej po vyplnení intrašelfových paniev sedimentmi lunzských vrstiev.

104 hlavné dolomity: čiernosivé vrstvovité bituminózne dolomity; tuval

Hlavné dolomity sa zistili len na lokalite Kamenné vráta v. od kóty Havranica. Tvoria pomerne malé a málo hrubé teleso ležiace nad sedimentmi lunzských vrstiev a pod sedimentmi oponických vrstiev. Ich vyššia časť sa nezachovala.

Dolomity sú sivé až tmavosivé, bituminózne a hrubovrstvovité. Litologicky sú zhodné s hlavnými dolomitmi havranickej kryhy považského príkrovu, ktoré vystupujú južne od obce Buková. Ich stratigrafické rozpätie je stanovené na základe ich pozície vo vrstvovom slede.

103 oponické vrstvy: vrstvovité ílovité vápence, dolomity a rauvaky; tuval

Sedimenty oponických vrstiev vystupujú na lokalite Kamenné vráta v. od kóty Havranica, resp. z. od Trstína. Vystupujú v nadloží hlavného dolomitu a pod sedimentmi havranickej kryhy považského príkrovu.

Prevládajúcou litofáciou sú vrstvovité svetlohnedosivé, slabo ílovité mikrokryštalické, pomerne hrubovrstvovité vápence s bielou patinou, prevrstvené tenkovrstvovitými ílovitými laminovanými vápencami béžovej farby, ale aj dolomitmi a rauvakmi. Masaryk (in Michalík, 1986, s. 238) ich charakterizoval ako mikritické fosiliferné vápence s ojedinelými foraminiferami, ostrakódmi a litoklastami sivých vápencov *(mudstone)*.

Peržel (1966, s. 160) ich označil ako *„masívne a doskovité šedé, šedohnedé karditové vápence“*. Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) ich označil opisným názvom *„svetlé vápence“*. Bystrický (1967, tab. 1) a Kullmanová (in Kullmanová a Kochanová, 1975, s. 111) ich považovali za *„karditové vrstvy“*. Bystrický (1972, tab. *Faziesverteilung*...), Buček a Masaryk (in Michalík et al. 1986, s. 133) ich považovali za *„oponitzský vápenec“*.

Majerská a Pevný (in Kullmanová a Kochanová, 1975, s. 108) z lokality Kamenné vráta (profil č. 8) určili holotúrie: *Theelia latimarginata* MOSTLER, *Th. pseudoplanata* KOZUR et MOCK a *Th. koeveskalensis* KOZUR et MOSTLER. Buček (1988, tab. 16) z nich (dok. bod 453) uverejnil toto spoločenstvo mikrofosílií: *Aeolisaccus amplimuralis* PANTIĆ, *A. gracilis* PANTIĆ, *Agathammina* cf. *austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *Endothyranella* cf. *wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Gsolbergella spilioculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER), *Ophtalmidium* sp. a *Nodobacularia vujisici* UROŠEVIĆ.

Peržel (1964, s. 13) ich zaradil do karnu. Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) uviedol širšie rozpätie, karn – norik. Stratigrafické rozpätie spoločenstva holotúrií získaných Majerskou a Pevným (in Kullmanová a Kochanová, 1975) je kordevol až jul. Bystrický (1972, tab. *Faziesverteilung*...), Biely et al. (1980, s. 21) a Buček (in Michalík et al., 1986, s. 132) predpokladali ich sedimentáciu počas tuvalu.

Považský príkrov (havranická a jablonická kryha)

Úvod

V zmapovanom regióne stratigraficky staršiu časť hronika (vrchné príkrovové teleso) tvoria sedimentárne horniny so stratigrafickým rozpätím griesbach – spat. Jeho spodnú časť buduje klastická formácia benkovského súvrstvia a klasticko-karbonátová formácia šuňavského súvrstvia.

Pre trias vrchného príkrovového telesa hronika vystupujúceho v Bielych horách MK, t. j. trias považského príkrovu, sú charakteristické plytkovodné súvrstvia egeja až spodného ilýru (gutensteinské dolomity, gutensteinské vápence a steinalmské vápence). Rudimentárne sú zachované schreyeralmské vápence vrchnoilýrskeho veku (havranická kryha) a pelagické reiflinské vápence so stratigrafickým rozpätím ?vrchný ilýr – spodný ladin (jablonická kryha). Smerom do nadložia prechádzajú do plytkovodných súvrství okraja karbonátovej platformy ladinu až kordevolu (lagunárne wettersteinské vápence a wettersteinské dolomity). Tie sú od sedimentov hlavného dolomitu oddelené sedimentmi lunzských vrstiev julského veku (havranická kryha). V spodnej časti hlavného dolomitu sú zachované oponické vápence tuvalského veku (havranická kryha). Najvyššie vystupujúcou litostratigrafickou jednotkou vrchného triasu sú dachsteinské vápence (alaun – sevat) a v plošne menšej miere je zachovaný mojtínsky vápenec norovického súvrstvia veku rét (havranická kryha) (obr. 11).

Považský sled (havranická kryha) vystupuje od Rohožníka (Vajarská) po Bukovú a ďalej s. od Smoleníc až po Trstín. V jablonickej kryhe tento sled vystupuje v úzkom prerušovanom pruhu smerom z JZ (Plavecké Podhradie a Plavecký Mikuláš) na SV (Plavecký Peter, Prievaly a Rozbehy).

Mezozoikum

Spodný trias

102 benkovské súvrstvie: svetločervené arkózy, subarkózy, svetlé kremence, pestré jemnozrnné droby; spodný trias (griesbach – namal)

Benkovské súvrstvie je v považskom príkrove zastúpené len v obmedzenej miere. Vzhľadom na neprítomnosť odkryvov bolo možné študovať litologické zloženie len z úlomkov. Prítomnosť jemnozrnných sľudnatých arkóz červenohnedej a sivohnedej farby napovedá, že ide o jeho najvrchnejšiu časť, resp. o prechodnú časť medzi ním sa šuňavským súvrstvím. Výskyt takýchto arkózových sedimentov sa zaznamenal po obidvoch stranách ústia doliny v Plaveckom Podhradí. V obci Plavecký Mikuláš jjv. od k. 234 vo výkope pod základy stavby sa zistili značne tektonicky porušené hnedočervené a fialové arkózy a sľudnaté bridličky. Posledný výskyt sv. smerom je známy j. od obce Prievaly (jz. od k. 405 Hrubý Kamenec). Ide o úlomkovú sutinu v prevahe hnedočervených strednozrnných až jemnozrnných arkóz.

101 šuňavské súvrstvie: jemnozrnné arkózy, svetlosivé a béžové slienité bridlice a karbonáty; spodný trias (spat)

Výskyty šuňavského súvrstvia v považskom príkrove sú oproti veterlínskemu príkrovu zastúpené len fragmentárne v menších izolovaných výskytoch v blízkosti obcí Sološnica (lok. Kozáčky, Plavecké Podhradie (sz. od k. 288 Vŕšky) a Plavecký Mikuláš (z. od k. 367 Končival) v podobe úlomkov zelenkavých a béžových arkóz a lavičiek karbonátov spolu s asociujúcimi lumachelami. Najobjemnejší výskyt je z. od Bukovej (jjz. od k. 405 Hrubý Kamenec). Na tejto lokalite sa šuňavské súvrstvie javí v normálnom litostratigrafickom slede nad najvyššou časťou benkovského súvrstvia a pod strednotriasovými karbonátmi (celý sled je tu sklonený na VJV). Bohatá úlomková sutina sa nachádza v blízkosti modrej turistickej značky. Ide najmä o jemnozrnné arkózy, karbonátové ílovce so zvyškami fauny, zelenkavé bridličky a sľudnaté hnedočervené bridličky.

Stredný a vrchný trias

100 gutensteinské dolomity: tmavosivé bituminózne vrstvovité dolomity a brekcie; egej – ?bityn

Najspodnejším členom vápencovo-dolomitického komplexu je gutensteinský dolomit. Dolomity sú tmavosivé, sivé, vrstvovité až doskovité, miestami brekciovité, so stopami po zvetrávaní evaporitov. Je možné pozorovať aj ich stromatolitickú a oolitickú štruktúru.

Gutensteinské dolomity vystupujú v nadloží lunzských vrstiev veterlínskeho príkrovu (južný svah kóty 767 Záruby), resp. svetlosivých organogénnych wettersteinských vápencov a wettersteinských dolomitov (s. od kóty 505 Dubový vŕšok, jv. od kóty 448 Hurtovec). Menšie východy sú jv. od kóty 484 Ježovka, Buková-chatová osada, sz. od kóty 405 Hrubý Kamenec a jv. od Rozbehov v doline Trnávky. Hrúbka gutensteinských dolomitov je od 10 až do ?100 m.

Z mikrofosílií sa ojedinele vyskytujú drobné, bližšie neurčiteľné fragmenty foraminifer rodov *Glomospira* a *Ammodiscus*. Predpokladáme, že by mohlo ísť o sedimenty egeja až ?bitynu. Výška hornej hranice je približne na rozhraní bityn – pelsón. Z hľadiska charakteru sedimentačného prostredia ide o plytkovodné sedimenty supratidálnej zóny s minimálnou energiou prostredia a periodickým kolísaním morskej hladiny (Lintnerová et al., 1988; Michalík et al., 1989b).

99 gutensteinské vápence: čierne a tmavosivé vrstvovité vápence, vápencové brekcie; ?egej – pelsón

Peržel (1964, 1966a, 1966b) ako prvý rozčlenil „havranický vápenec" v ponímaní starších autorov na základe mikrofauny dasykladálnych rias (určenie Bystrický in Biely a Bystrický, 1964; in Peržel, 1964, 1966b) a makrofauny lastúrnikov (určenie Kochanová, 1962), brachiopódov (určenie Pevný, 1963) a hlavonožcov (určenie Rosenberg, 1963) na dve neformálne litostratigrafické jednotky. Spodnejšiu z nich predstavujú čierne až tmavosivé masívne aj lavicovité vápence (pelsón), vrchnejšiu zastupujú svetlosivé a mliečnobiele masívne vápence (vrchný anis – spodný ladin). Spodnejšie súvrstvie sa potom označovalo ako gutensteinský a annaberský vápenec (Bystrický, 1965; Bystrický a Biely, 1966; Bystrický, 1972; Bystrický in Kollárová-Andrusovová, 1974; Bystrický in Biely et al., 1980), vrchnejšie ako steinalmský vápenec aniského veku a wettersteinský vápenec ladinského veku (Bystrický, 1965; Bystrický a Biely, 1966; Bystrický, 1973; Bystrický in Biely et al., 1980).

Gutensteinské súvrstvie zahŕňa viaceré faciálne príbuzné typy vápencov a dolomitov aniského veku (gutensteinský dolomit a gutensteinský vápenec). Gutensteinské dolomity prechádzajú do gutensteinských vápencov. Vápence tvoria komplex (hrubý 50 – 100 m) v pomerne monotónnom vývoji najmä v spodnejších častiach. Spodná časť zachovaného komplexu pozostáva z čiernych a tmavosivých doskovitých až lavicovitých (hrubých 5 – 10 až 50 cm), ale aj hrubolavicovitých (100 – 150 cm), prevažne mikritických vápencov a dolomitických vápencov s ojedinelými polohami dolomitov. Vápence sú preniknuté hustou sieťou bielych kalcitových žiliek. Vzácne sa nájdu ojedinelé hľuzy tmavých rohovcov. Iba vo vrchnej časti sivých gutensteinských vápencov je možné miestami pozorovať slabo detritické vápence. Prevládajú bezfosílne monotónne mikrity *(mudstone-wackestone)* so zriedkavými organodetritickými polohami (foraminiferovo-dasykladaceový *grainstone-packestone*) s východmi jz. a jv. od kóty Havranica. Z ojedinelých úlomkov organizmov, ktoré sa nachádzajú v biodetritických polohách uprostred slabo rekryštalizovaných mikritických vápencov, sú zastúpené ostrakódy, platničky krinoidov, globochéty, zriedkavo malé ulitníky, foraminifery a dasykladálne riasy. Častá je stylolitizácia, nepravidelná dolomitizácia a polohy brekcií (Buček, 1988; Buček et al., 1991). V nadloží gutensteinských vápencov vystupujú steinalmské vápence.

Spodnú časť havranických vápencov, resp. tmavé vápence s dasykladaceami (Bystrický a Maheľ, 1970) koreloval Bystrický (1972, 1973) s annaberskými vápencami Východných Álp (sensu Tollmann, 1966), ktoré sú podľa Tollmanna (1985) faciálnou varietou gutensteinského vápenca.

Vrchnú časť gutensteinských vápencov tvoria hrubolavicovité až masívne sivohnedé organodetritické vápence s hojnými *Physoporellami* (foraminiferovo-dasykladaceový *grainstone-packestone* až *floatstone*).

Najzápadnejší výskyt gutensteinských vápencov je sz. od kopca Vŕšky a jz. od kóty 485 Pohanská pri Plaveckom Podhradí. Ďalej smerom na V vystupujú z. a sz. od kóty 364 Končival pri Plaveckom Mikuláši a pokračujú na S od chatovej osady pri vodnej nádrži Buková k Hrubému Kamencu a k východnému okraju Prieval. Najsevernejší výskyt sa nachádza jv. od Rozbehov. Gutensteinské vápence sú dobre odkryté s. od Smoleníc v opustenom kameňolome a v jeho okolí. Vystupujú tu hrubolavicovité tmavosivé a sivé vápence a dolomitické vápence s mikritickou štruktúrou s nepravidelnými polohami sivých a sivohnedých dolomitov. Vápence sú hojne preniknuté kalcitovými žilkami hrubými 1 až 5 mm. Časté sú brekciovité vápence. Brekcie pozostávajú z blokov vápencov, ktoré dosahujú niekoľko m^3. Dajú sa pozorovať fenomény skrasovatenia vápencov. Pukliny sú vyplnené červenicou. Prítomné sú aj rauvaky. Hrúbka gutensteinských vápencov je 100 – 150 m.

Z gutensteinských vápencov určila Jendrejáková foraminifery (in Buček, 1988; in Jendrejáková a Papšová, 1989; in Buček et al., 1991) *Tolypammina* sp. a *Calcitornella* sp., niekedy spolu s indexovým druhom *Meandrospira deformata* SALAJ spodného anisu (Salaj et al., 1983), ktorý je charakteristický pre hypersalinické prostredie. Spodná hranica súvrstvia zodpovedá pravdepodobne anisu (?egej – bityn), s možnosťou zasahovania do pelsónu, a to na základe spoločného výskytu *Meandrospira deformata* SALAJ a *M. dinarica* KOCH.-DEVIDÉ et PANTIĆ v sprievode s *Earlandinita grandis* SALAJ a *Endothyra badouxi* ZANIN. et BROEN. V polohách organodetritických vápencov sme zistili spoločenstvo dasykladálnych rias (určenie Bystrický in Biely a Bystrický, 1964; Bystrický, 1973; in Peržel, 1964, 1965, 1966a, b; Buček, 1988; Buček, 1989; Buček et al., l. c.), prináležiace k zóne spoločenstva *Physoporella pauciforata – Oligoporella pilosa* (Bystrický, 1986) veku spodný anis (bityn, resp. egej sensu Balogh a Kovács, 1981, až pelsón).

Na pelsónsky vek poukazuje aj mikrofauna konodontov (určenie K. Puškárová in Michalík et al., 1986; in Buček, 1988; in Buček et al., 1991) *Neospathodus germanicus* KOZUR a *N. kockeli* TATGE z profilu ZS/85 (Zelená studňa = Horné lúky; Masaryk, 1988). Ide o doteraz najstaršie zistené spoločenstvo konodontov v Malých (Pezinských) Karpatoch.

Z hľadiska charakteristiky sedimentačného prostredia sú to sedimenty veľmi plochého, nediferencovaného šelfu (karbonátová plošina) s nízkou dynamikou prostredia. Výskyt mikrofosílií v izolovaných horizontoch oddelených bezfosílnymi intervalmi nasvedčuje na epizodické trvanie období priaznivých na rozvoj foraminifer a dasykladálnych rias.

98 steinalmské vápence: svetlosivé a sivohnedé masívne a hrubovrstvovité organodetritické vápence; pelsón – spodný ilýr

Vrchnú časť karbonátového komplexu aniského veku tvoria steinalmské vápence (Buček, 1988, 1989; Buček et al., 1991). Reprezentuje ich organodetritický (dasykladaceovo-foraminiferový *grainstone* a *packestone*; prítomné sú riasové hrudky a obalené zrná s. s.) komplex masívnych až hrubolavicovitých, miestami lavicovitých svetlosivých až sivohnedých vápencov. Vápence sú značne rekryštalizované a dolomitizované. Vo vrchnej časti sú steinalmské vápence svetlosivé, miestami sú zastúpené aj bielosivé dolomitické vápence (okolie kóty 717 Havranica).

Steinalmské vápence vystupujú v. od Plaveckého Mikuláša v okolí Zelenej studne, maximálne plošné rozšírenie dosahujú v. od zrúcaniny hradu Ostrý Kameň nad Bukovou. Smerom na V vystupujú s. od kóty Havranica a v úzkom pruhu ssv. od obce Smolenice, v najvýchodnejšom podcelku Pezinských Karpát v Bielych horách. Hrúbka je asi 50 m. V dôsledku slabého zachovania dasykladálnych rias je často problematické rozlíšiť masy svetlosivých vápencov na vápence anisu (steinalmské vápence) a ladinu (wettersteinské vápence lagunárnej fácie). Hrúbka steinalmských/wettersteinských vápencov je 50 – 150 m.

Miestami (z. od kóty Záruby) môžeme pozorovať polohy organodetritického sivého vápenca (biomikrit) s tenkostennými lastúrnikmi („filamentová“ mikrofácia), ostrakódmi, machovkami a úlomkami krinoidov.

Hojne zastúpené foraminifery sú vysoko diverzifikované. V superpozícii vystupujú asociácie indexového druhu *Meandrospira dinarica* KOCH.-DEV. et PANTIĆ (*M. dinarica* zóna sensu Salaj et al., 1983) spolu s *Menadrospiranella samuelli* SALAJ a početnými sprievodnými druhmi *Endothyra badouxi* ZANINETTI et BROENNIMANN, *Earlandinita elongata* SALAJ a *Diplotremina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN (Jendrejáková in Buček, 1988; in Jendrejáková a Papšová, 1989; in Buček et al., 1991). Spektrum dasykladaceí je bohatšie než v gutensteinských vápencoch (Peržel, 1964, 1966a, b; Bystrický in Biely a Bystrický, 1964; in Bystrický a Maheľ, 1970; Bystrický, 1973; Bystrický in Biely et al., 1980). Zistená mikroflóra dasykladálnych rias z viacerých lokalít (Buček, 1988, 1989) charakterizuje zónu spoločenstva *Physoporella pauciforata – Oligoporella pilosa* (Bystrický, 1986), t. j. pelsón – spodný ilýr. Zastúpenie zóny čiastočného rozšírenia *Diplopora annulatissima* PIA (sub *Favoporella annulata* SOKAČ) nie je jednoznačne potvrdené z najvyššej časti steinalmských vápencov z. od kóty Záruby (Bystrický, 1970, dok. bod 4/71, 1/72; Bystrický in Bystrický a Maheľ, 1970; Bystrický, 1973; Buček, 1989; Buček et al., 1991), pretože uvedený druh sa vyskytuje v spoločenstve s druhmi rodu *Physoporella* a *Oligoporella*, a nie samostatne ako jediný druh zóny.

Na základe zistených spoločenstiev mikrofosílií zaraďujeme steinalmské vápence do pelsónu až spodného ilýru, keďže v ich nadloží vystupujú schreyeralmské vápence (severný svah kóty Záruby) vrchného ilýru, resp. pozvoľna prechádzajú do wettersteinských vápencov veku „vrchný“ anis – ?kordevol.

Prostredie sedimentácie charakterizovali šelfové lagúny a prílivovo-odlivové plošiny s mimoriadne priaznivými ekologickými podmienkami na rast dasykladálnych rias a diverzifikáciu spoločenstva foraminifer – vrchná časť subtidálnej, a najmä intertidálna zóna.

97 schreyeralmské vápence: svetlosivé a ružovkasté vápence s ojedinelými rohovcami; vrchný ilýr (havranická kryha)

Významným stratigrafickým horizontom sú vápence s amonitmi zóny s *Paraceratites trinodosus* (Peržel, 1964a, 1966b; Andrusovová, 1967; Kollárová-Andrusovová a Bystrický, 1974, s. 132, lokalita Ostrý vrch; Andrusovová, 1976). Vystupujú v izolovaných šošovkách v tesnom nadloží steinalmských vápencov a v okolí svetlosivých wettersteinských vápencov na lokalite Buková-zárez lesnej cesty (vo výške 580 m n. m., zsz. od kóty Záruby). Na tejto lokalite sú zastúpené lavicovité svetlosivé a ružovkasté vápence s ojedinelými červenými rohovcami.

V rukopisnej správe Kollárovej-Andrusovovej (1976, s. 62) sú uvedené druhy amonitov z lokality Havranica, *„steinalmské vápence“ („svetlý havranický vápenec“)*: *Discoptychites* cf. *evolvens* MOJS., *Paraceratites*? cf. *elegans* (MOJS.), *Flexoptychites* sp.?, *Gymnites* cf. *incultus* (BEYRICH), *Orthoceras* sp. (určil G. Rosenberg, 1963) a *Arcestes* sp. (určil G. Rosenberg, 1963) zóny *Protrachyceras reitzi* (= spodný ladin sensu Assereto, 1971, = zóna *Nevadites* sensu Krystyn, 1983). Litologický charakter nájdených amonitov (nachádzajú sa pravdepodobne v depozite Slovenského národného múzea v Bratislave) poukazuje na svetlosivé vápence. Pozícia vápencov a druhy amonitov poukazujú na zastúpenie amonitovej zóny s *Parakellnerites* (zahŕňajúca bývalé zóny, zónu s *Aplacoceras avisianus* a zónu s „*Protrachyceras*“ *reitzi*), ktorá podľa Krystyna (1981, 1983) patrí do vrchného ilýru.

Bystrický (1972, s. 294) uvádza, že „... *ekvivalentom schreyeralmského vápenca v Malých Karpatoch (Havranica) môžu byť svetlé hľuznaté vápence s červenými rohovcami*“. Kollárová-Andrusovová a Bystrický (1974) uvádzajú makrofaunu amonitov, ktorá sa vyskytuje spolu s ramenonožcami a lastúrnikmi v „*steinalmskom vápenci*“. Spoločenstvo amonitov sa ale líši od zoznamu amonitov uvádzaných v práci Peržela (1966b) a Kollárovej-Andrusovovej (1967). Ak by sme brali do úvahy obe spoločenstvá, potom, podobne ako v biostratigrafickej tabuľke Bystrického (in Kollárová-Andrusovová a Bystrický, 1974), by sme mali zastúpené amonity zo zóny avisianus (sensu Assereto, 1969), t. j. vrchný ilýr, a zóny ?reitzi, t. j. spodný ladin.

96 reiflinské vápence: tmavosivé a sivohnedé vrstvovité vápence s rohovcami; ?vrchný ilýr – spodný ladin (jablonická kryha)

Peržel (1966b) ich opísal ako „*tmavosivý a sivý doskovitý vápenec s hľuzami rohovcov*“ (anis).

Tmavosivé, sivé a sivohnedé lavicovité (hrúbka 15 – 30 až 50 cm) vápence s tmavosivými až čiernymi (miestami tmavohnedými) rohovcami vystupujú v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží svetlosivých organodetritických wettersteinských vápencov rifovej fácie. Vystupujú jv. od Prieval, sv. od kóty 320 pri východnom vyústení „Českej cesty“ a v. od Prieval. Menšie východy môžeme pozorovať jv. od Rozbehov v okolí kóty 290 v doline Trnávky. Hrúbka reiflinských vápencov je 10 – 30 m.

Z druhej lokality (Tr-97) pochádza mikrofauna konodontov (určenie J. Papšová in Buček, 1988) *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.) a *Gondolella* div. sp. poukazujúca na ?vrchný ilýr – spodný ladin.

95 wettersteinské vápence: svetlé, bielosivé a sivohnedé organodetritické vápence hlavne lagunárnej fácie; ?anis – ladin – ?kordevol

Wettersteinské vápence vystupujú v Bielych horách smerom zo západu v okolí kóty 430 Vajarská pri Rohožníku, pri Plaveckom Podhradí (nad cintorínom), smerom k Plaveckému Mikulášu, Prievalom (okolie kóty 474 Ambrové vŕšky) a Bukovej-kameňolomu, v ich najvýchodnejšom okraji pri Bukovej (zsz. od kóty 767 Záruby), na severných svahoch kóty 717 Havranica a Šaštiny. V tejto časti Bielych hôr sme použili spoločný index pre steinalmské a wettersteinské vápence, pretože ich kartografické rozlíšenie nie je v danej oblasti možné. Obe litostratigrafické jednotky sú plytkovodné – lagunárne – a jediným možným kritériom je ich odlíšenie na základe druhov dasykladálnych rias anisu a ladinu (porovnaj predtým).

Z litologického hľadiska ide o masívne svetlé, bielosivé a sivohnedé organodetritické vápence, v ktorých sa vyskytujú aj vápence tmavších variet, ale iba ako nepravidelné šošovky alebo polohy sledovateľné na kratšiu vzdialenosť (napr. kameňolom Vajarská, západný svah zrúcaniny Plaveckého hradu pri Plaveckom Podhradí). Riasová lagunárna biofácia zastúpená biodetritickými vápencami *(grainstone, rudstone)* obsahuje dasykladálne riasy, ?solenopóry, ulitníky a zriedkavo foraminifery. V kameňolome Buková, na Vajarskej (Gümbel, 1872) a v jej okolí a pri Plaveckom Podhradí nad cintorínom sa zistili druhy *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA, *T. aequalis* (GÜMB.) PIA a *Aciculella bacillum* PIA (Bystrický in Biely a Bystrický, 1964, sub *T. aequalis*?; in Peržel, 1966a, b; Buček, 1988, 1989; in Buček et al., 1991), ktoré sú charakteristické pre lagunárnu oblasť bližšie k rifovému jadru. V zmysle definície zóny hojného výskytu zodpovedajú ladinu (Bystrický, 1986). Po prvý raz v Západných Karpatoch sa zistil druh *Teutloporella echinata* OTT spolu s veľkými ulitníkmi (Buček et al., 1991). Druh bol pôvodne opísaný z esinského vápenca ladinského veku zo severného Talianska (Ott, 1975, *nomen nudum* sensu Granier a Grgasović, 2000). Rifovo-biohermná fácia, hubková s prob-

lematikami (Jablonský, 1973), zastúpená organogénnymi/organodetritickými vápencami (Vajarská), obsahuje vápnité hubky (*Girtyocoelia oenipontana* OTT, *Colospongia catenulata* OTT, *C*. sp.), porostromátne riasy (*Rivularia*? sp.) a *Tubiphytes obscurus* MASLOV. Mišík (in Čech et al., 1983) uvádza *Aeolisaccus* sp., ostrakódy, články echinodermát a úlomky lastúrnikov. Makrofauna lastúrnikov (Kochanová, 1979) a vápnitých hubiek (Jablonský, l. c.) poukazuje na ladinský vek vápencov. Častým zjavom wettersteinských vápencov v okolí kóty 430 Vajarská je značná dolomitizácia, ktorá postihuje najmä vápnité obaly dasykladálnych rias. Pre celú oblasť Vajarskej sú charakteristické brekcie dvoch typov – drobnozrnné brekcie s jemnozrnnou medzernou hmotou a s ostrohrannými nevytriedenými úlomkami a hrubozrnné brekcie s medzernou hmotou tvorenou čiastočne čírym kalcitovým tmelom. Dolomity sú brekciovité a bezfosílne. Hrúbka wettersteinských vápencov je od 50 do 200 (300) m.

V jablonickej kryhe v okolí Prieval sú zastúpené wettersteinské vápence v rifovej fácii. Častá rekryštalizácia vápencov neumožňuje bližšiu identifikáciu makro- a mikrofosílií. Makroskopicky sa zistili vápnité hubky a ?koraly.

Foraminifery (Jendrejáková in Jendrejáková a Papšová, 1989; Jendrejáková in Buček et al., l. c.) majú širšie stratigrafické rozpätie a neumožňujú rozčleniť tieto vápence na spodno- a vrchnoladinské). Spoločenstvo foraminifer charakterizujú druhy *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *Aulotortus praeagaschei*, *Turriglomina mesotriassica* (KOEHN.-ZANINETTI), *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Diplotremmina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN, *D*. sp. a *Aeolissacus* div. sp. Druh *Glomospira gemerica* (SALAJ) je indexová fosília ladinu s. l., fasanu s. s. (Salaj et al., 1983).

Okrem veľkých ulitníkov sa vo wettersteinských vápencoch havranickej kryhy vyskytujú „hniezda" obsahujúce početné jedince spoločenstva zmiešanej fauny lastúrnikov, ramenonožcov a ulitníkov pravdepodobne spodnoladinského veku (18 druhov) s možným zasahovaním do anisu (12 druhov) [Kochanová a Pevný, 1982, lokalita na sz. svahu Ostrého vrchu (Záruby) j. od kóty 385].

Spodná hranica wettersteinských vápencov pravdepodobne zasahuje do anisu, vrchná hranica do ladinu s možnosťou zastúpenia ?kordevolu v okolí kameňolomu v Bukovej, a to napriek tomu, že sa v nich zatiaľ nezistil indexový druh karnu *Poikiloporella duplicata* (PIA) PIA, ale zistil sa z wettersteinských vápencov z lokality Kršlenica pri Plaveckom Mikuláši (veterlínsky príkrov; Buček et al., 1991).

Výskyty wettersteinských vápencov a dolomitov v havranickej kryhe považského príkrovu nachádzajúce sa v okolí kóty Vajarská pri Rohožníku Michalík et al. (1993) zaraďujú do veterlínskeho príkrovu.

94 wettersteinské dolomity: svetlosivé a sivohnedé masívne a vrstvovité dolomity;
ladin – kordevol

V staršej literatúre sa označovali ako svetlosivé dolomity ladinu (Peržel, 1964a, 1966a, 1966b; Bystrický, 1973), resp. wettersteinský dolomit (Bystrický, 1969, 1970).

V nadloží wettersteinských vápencov (nerozlíšených steinalmských/wettersteinských vápencov) vystupujú svetlosivé a sivohnedé masívne a vrstvovité dolomity. Na niektorých miestach je možné pozorovať brekciovité dolomity (Vajarská pri Rohožníku, Pohanská a Hôrka pri Plaveckom Podhradí, Holá hora a Končival pri Plaveckom Mikuláši). Wettersteinské dolomity majú v havranickej kryhe najväčšie plošné rozšírenie. Tvoria pomerne široký pruh prebiehajúci od chaty P. Jilemnického smerom na východ k zrúcanine hradu Ostrý Kameň a zaberajúci sz. a s. svahy kóty Záruby, Havranice a Bielej hory až k Trstínu (kóta Holý vrch a Levený vrch). Menšie východy wettersteinských dolomitov jablonickej kryhy sa vyskytujú jv. a v. od Prieval a jv. od Rozbehov.

V tesnom nadloží wettersteinských vápencov sú vo wettersteinskom dolomite havranickej kryhy zastúpené dasykladálne riasy (Buček, 1988, 1989; Buček et al., 1991) *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *annulata* (PIA) BYSTRICKÝ a *D. annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *dolomitica* (PIA) HERAK, ktoré sú charakteristické pre biofáciu centrálnej lagúny (Ott, 1967, 1972a, b). Ojedinelý je výskyt druhu *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA [spoločný výskyt s *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. sa nezistil], ktorý sa vyskytuje vo vyšších úrovniach dolomitov a predstavuje lagunárnu biofáciu bližšiu k rifovému jadru (Ott, l. c.). V tejto úrovni dolomitov sa masovo vyskytuje *Diplopora nodosa* (SCHAFH.) PIA spolu s vápnitými hubkami *Solenolmia* cf. *manon manon* (MÜNST.) SENOWBARI-DARYAN et RIEDEL a lastúrnikmi *Daonella* (*Daonella*) *longobardica* MOJSIS. (Kochanová, 1982).

Druh *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. je nominálny druh zóny rozsahu taxónu. Pretože nie sú žiadne dôkazy o tom, že báza zóny v MK a v ostatných pohoriach Západných Karpát sa začína už v zóne *Parakellnerites*, jej bázu možno pokladať za bázu ladinského stupňa (Buček et al., 1991). Vrchnú hranicu indikuje vymiznutie nominálneho druhu a nástup *D. nodosa* (SCHAFH.) PIA a zriedkavo aj druhu intervalovej zóny *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA. To znamená, že vrchná hranica wettersteinského dolomitu pravdepodobne siaha až do spodného karnu (kordevolu).

Hrúbka wettersteinských dolomitov je 300 – 400 m. V ich nadloží vystupujú lunzské vrstvy julského veku alebo oponické vrstvy tuvalu.

93 lunzské vrstvy: jemnozrnné siltovce a pieskovce a tmavosivé ílovce; jul (havranická kryha)

Lunzské vrstvy („sivé pieskovce“ karnu, Peržel, 1964a; lunzské vrstvy, Peržel, 1966a, b) tvoria tmavosivé ílovce s prímesou šupiniek sľudy a polohy jemnozrnných siltovcov a pieskovcov s paralelnou a zvlnenou laminációu a vložkami zuhoľnených bridlíc. Jediný ich výskyt sa nachádza v pravej časti nevyužívaného úseku kameňolomu pri Bukovej v nadloží svetlosivých wettersteinských dolomitov a dolomitických vápencov. Ich hrúbka je do 15 m.

Spoločenstvá sporomorf (určila E. Planderová in Buček, 1988, tab. XXIII – XXVI, nepublikované) predstavujú spóry výtrusných rastlín v takomto zložení: *Retusotriletes mesozoicus* KLAUS, *Apiculatisporites parvispinosus* (LESCHIK) SCHULTZ, *Paraconcavisporites lunsensis* KL., *P*. sp., *Calamospora* sp., *Gibeosporites hirsutus* (LESCHIK) Leschik, *Aulisporites astigmosus* LESCHIK, *Corrusporis klausi* KHOGA, *Conosmundasporites othamari* KL., *Carnisporites telephorosus* MÄDLER, *Duplicisporites granulatus* LESCHIK, *Aratrisporites virgatus* PAUTSCH, *Sporites microsaetus* LOOSE, *Concavisporites toralis* (LESCHIK) NILSS., *Dictyophillidites mortoni* COUPER, *Praecirculina granifer* KL. a *Todisporites minor* COUPER.

Z peľov Coniferae boli zastúpené najmä druhy: *Ovalipollis ovalis* SCHEUR, *O. lunsensis* KL., *Vittreisporites pellidus* NILSS., *Vallasporites perspicuus* LESCHIK, *Taeniaesporites raeticus* SCHULZ, T. sp., *Succinctisporites grandior* LESCHIK, *Chordasporites singulichorda* KL., *Lagenella martini* (LESCHIK) KL. a *Platysaccus nitidus* PAUTSCH s vysokým podielom najmä rodu *Ginkgocycadopites* div. sp. Na základe uvedeného spoločenstva spór a peľov výtrusných rastlín zaradila Planderová (l. c.) lunzské vrstvy do karnu, podstupňa jul. Z hľadiska paleoekologického zhodnotenia možno usudzovať na vlhké suchozemské rovinaté prostredie s močiarmi, riečnymi tokmi, miestami s vyvýšenými oblasťami (Planderová in Buček, l. c.).

92 oponické vrstvy: vrstvovité tmavosivé ílovité, organodetritické a lumachelové vápence; tuval (havranická kryha)

Jediný doteraz známy výskyt oponického vápenca v havranickej kryhe považského príkrovu sa nachádza j. od obce Buková pri cintoríne – zárez plynovodu (Buček, 1988, dok. bod 383/85; Buček in Buček et al., 1991; cf. Peržel, 1966). V súčasnosti je táto lokalita neprístupná a pokrytá sutinami.

V nadloží wettersteinských dolomitov s navetranými teutloporellami, resp. v spodnej časti hlavných dolomitov vystupujú lavicovité až doskovité (5 – 10 cm) tmavosivé zrnité ílovité vápence. Na vrstvových plochách možno pozorovať veľmi jemné žltosivé a sivozelenkasté piesčito-ílovité povlaky. Smerom do nadložia vystupujú doskovité (do 10 cm) tmavosivé mikritické vápence s nerovným povrchom vrstvových plôch a žltými až žltosivými povlakmi. V najvyššej časti vrstiev sú zastúpené lavicovité tmavé slienité vápence, na povrchu opäť s ílovito-piesčitými povlakmi a s polohami čiernych slienitých vápencov. Vrstvový sled sa končí doskovitými (do 4 cm) tmavosivými, do sivomodra zvetrávajúcimi vápencami. Oponické vápence majú hrúbku do 15 m.

V spodnej časti vápencov sa vyskytujú lumachelové vápence s makrofaunou lastúrnikov (určila Kochanová in Buček, 1988; Kochanová in Buček et al., 1991): *Lopha montiscaprilis* (KLIPST.), *Antiquilima antiqua* (cf. *bassanii*), *Myssidioptera* cf. *incurvostriata* (GÜMB.) a *Lima* sp. Indikujú zastúpenie podstupňa tuval. Z „karditových vrstiev“ tejto lokality pochádza nasledujúce spoločenstvo makrofosílií (Kochanová, 1973, 1979; Kullmanová a Kochanová, 1974, 1975): *Amusium incognitum* (BITTNER), *Chlamys* sp., *Atreta* sp., *Newaagia obliqua* (MÜNSTER), *Placunopsis rothpletzi* (WÖHRMANN), *Mysidioptera* cf. *incurvostriata* (GÜMBEL), *Schafhäutlia* cf. *mellingi* (HAUER) a *Lopha montiscaprilis* (KLIPST.).

V oponických vápencoch sme zistili prítomnosť dvoch súvekých, faciálne odlišných spoločenstiev foraminifer karnského veku (určenie Jendrejáková in Buček, 1988; in Buček et al., 1991). V prvom type paleoasociácie v sivohnedom kalovom vápenci dominujú druhy *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *A. communis* (KRISTAN), *A. impressus* (KRIST.-TOLLM.), *A. pragsoides* (OBERHAUSER), *A. gaschei* (KOEHN-ZANINETTII et BROENNIM.), *A. friedli* (KRIST.-TOLLM.), *Agathammina austroalpina* KRIST.-TOLLM. et TOLLM., *Austrocolomia marschalli* OBERH. a *Nodosaria* sp., typické pre lagunárnu fáciu. Druhý typ spoločenstva je výrazne odlišný. Tvoria ho početné jedince druhu *Gsolbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER) a sprievodné druhy *Agathammina parafusiformis* SALAJ, BORZA et SAMUEL, *A. austroalpina* KRIST.-TOLLM. et TOLLM., *Sigmoilina* sp., *Ophthalmidium triadicum* (KRISTAN), *Glomospira* sp. a *Trochammina jaunensis* BROENNIMANN et PAGE, viazaný na detritický piesčitý vápenec. Charakterizuje mobilnejšie prostredie okraja lagúny.

91 hlavné dolomity: vrstvovité sivé a sivohnedé bituminózne dolomity; ?karn – norik (havranická kryha)

Sú to tmavosivé a sivé lavicovité dolomity (karn – nor) (Peržel, 1964a, 1966a, 1966b).

V havranickej kryhe považského príkrovu v nadloží wettersteinských dolomitov, resp. lunzských vrstiev vystupuje hrubý komplex hlavných dolomitov. Dolomity sú sivé a sivohnedé, prevažne doskovité a lavicovité

(10 – 20 cm), miestami až hrubolavicovité (do 100 cm). Charakteristickým znakom vrchnotriasových dolomitov je nápadný „pudingový“ vzhľad a laminované a stromatolitické štruktúry. Miestami sa však vyskytujú aj svetlosivé dolomity. Mikroskopicky ide prevažne o dolosparity s hrubozrnnou kryštálovou mozaikou. Dolomity ojedinele (v tmavších varietach) obsahujú organické zvyšky cyanofytných rias. V študovanom regióne vystupujú hlavné dolomity medzi obcami Plavecký Mikuláš a Plavecký Peter, smerom na východ v. a s. od Bukovej, v okolí kóty 480 Javorový vrch, po oboch stranách potoka Trnávka a s. od Trstína po hájovňu Dolná Raková. Hrúbka hlavných dolomitov je 50 – 250 m. Masy hlavných dolomitov siahajúce až po spodnú hranicu dachsteinského vápenca doteraz neposkytli žiadne fosílie. Podľa pozície vo vrstvovom slede patria svojou podstatnou časťou do norika, ale nemožno vylúčiť ich zasahovanie do karnu. Stromatolitické a laminované štruktúry a chýbanie fosílií poukazujú na supratidálne prostredie (Buček, 1988).

90 norovické súvrstvie – mojtínsky vápenec: žltkastohnedé a hrdzavohnedé organogénne a lumachelové vápence; rét;

dachsteinské vápence: sivohnedé až ružovkasté vrstvovité oolitické a hnedosivé organodetritické vápence a dolomity, tmavosivé kalové vápence s rohovcami; alaun – sevat (havranická kryha)

Ide o bielosivé, tmavosivé, hnedasté a ružovkasté vápence (Peržel, 1964a, 1966a, 1966b), resp. dachsteinský vápenec (Bystrický, 1973; Bystrický in Biely et al., 1980; Kullmanová a Kochanová, 1975; Masaryk, 1988).

Najvyššie zastúpené litostratigrafické jednotky havranickej kryhy považského príkrovu vystupujúce v nadloží hlavných dolomitov sú dachsteinské vápence a v menšej miere aj norovické súvrstvie, zastúpené mojtínskym vápencom. Dachsteinské vápence charakterizujú sivohnedé (kóty 399 Ježovka a 480 Javorový vrch), svetlohnedé, ale aj ružovkasté doskovité a lavicovité (5 – 10 až 25 cm), ale aj masívne vápence. Lavicovité dolomitické vápence sa vyskytujú najmä v kameňolome pri Plaveckom Petre. V tesnom nadloží sivých až sivohnedých lavicovitých a hrubolavicovitých hlavných dolomitov je možné pozorovať dolomitické vápence s polohami tmavosivých kalových vápencov s rohovcami (jv. od Smolárovho hája). Dachsteinské vápence sú hrubé 50 – 100 m.

Vápence sú prevažne mikritické (mikrity až intrasparity), s pozorovateľnou stromatolitickou štruktúrou, laminovanou fenestrálnou textúrou a gradačným zvrstvením. Obsah organického detritu je nízky *(mudstone-wackestone)*. Z biofaciálneho hľadiska sú najrozšírenejšie organodetritické vápence s bohatým zastúpením makro- a mikrofosílií – lastúrnikov, krinoidov, ostňov ježoviek, ostrakódov, drobných ulitníkov a foraminifer.

Spodná stratigrafická hranica dachsteinského vápenca nie je dostatočne paleontologicky doložená. Na základe spoločenstva foraminifer (Jendrejáková in Masaryk, 1988; in Buček, 1988, dok. bod 549, tab. 27; in Jendrejáková a Papšová, 1989; in Buček et al., 1991) *Gandinella falsofriedli* (SALAJ, BORZA et SAMUEL), *G. apenninica* CIARAP. et ZANIN., *Aulotortus pokornyi* (SALAJ), *A. tenuis* (KRISTAN), *A. tumidus* (KRIST.-TOLLM.), *Tetrataxis inflata* KRISTAN a *Coronipora austriaca* (KRISTAN) zasahujú do sevatu, možno až do alaunu.

Dachsteinské vápence patria k fáciám vnútornej a strednej platformy – intertidálne až supratidálne, resp. subtidálne prostredie (otvorené lagúny).

Vyskytujú sa tu aj rétske bielosivé až bielo žilkované vápence (Maheľ, 1961a; in Buday et al., 1962; Maheľ, 1967).

V nadloží dachsteinských vápencov sa nachádza súvrstvie zastúpené žltkastohnedými, hrdzavohnedými, sivohnedými a svetlosivými oolitickými, organogénnymi a lumachelovými vápencami s makrofaunou lastúrnikov a ramenonožcov norovického súvrstvia – mojtínsky vápenec (sensu Gaździcki a Michalík, 1980; cf. Maheľ, 1958). Maheľ (1961a; in Buday et al., 1962; Maheľ, 1967) ich opisuje ako *„rétické bielosivé až bielo žilkované vápence“*.

Uvedené vápence sa vyskytujú j. a jv. od Plaveckého Petra (Smolárov háj, Skalka, Hradisko a v okolí kóty 399 Ježovka), s. od Bukovej v okolí kóty 480 Javorový vrch a s. od Trstína, j. od hájovne Dolná Raková.

Z litologického hľadiska sú najrozšírenejšie biodetritické až organogénne vápence s oolitickou štruktúrou (*grainstone-wackestone* a *rudstone*) a bohatým zastúpením makro- a mikrofosílií – lastúrnikov, ramenonožcov, krinoidov, ostrakódov, drobných ulitníkov, foraminifer a ostňov ježoviek (bioklastický *packed floatstone* s geopetálnou štruktúrou). Fáciu malých nárastov *(patch-reefs)* reprezentujú sivohnedé vápence s trsmi koralov *Retiophyllia paraclathrata* RONIEWICZ (Roniewicz a Michalík, 2002) a vápnitých hubiek *Solenolmia manon manon* (MÜNST.) SENOWBARI-DARYAN et RIEDEL. Vyskytujú sa aj šošovky lumachelových žltkastohnedých, hrdzavohnedých a sivohnedých vápencov s makrofaunou lastúrnikov a ramenonožcov. Najdôležitejšie lokality sú Plavecký Peter – Hradisko, jz. od Hradiska, sz. od kóty Klen, v. od kóty Ježovka a j. od kóty Javorový vrch. Na týchto lokalitách sa zistili nasledujúce druhy ramenonožcov (určil J. Michalík in Buček, 1988; Buček et al., 1991): *Zugmayerella kössensis* (ZUGM.), *Fissirhynchia fissicostata* (SEUSS), *F. subrimosa*

(SCHAFH.), *Austrirhynchia cornigera* (ZUGM.), *Rhaetina gregaria* (SUESS), *Rh. pyriformis* (SEUSS), *Rh.* cf. *hybensis* MICHALÍK, *Zeilleria elliptica* (ZUGM.), *Z. norica* (SEUSS a *Triadithyris gregariaeformis* (ZUGM.). Našli sa aj lastúrniky (určila M. Kochanová in Buček, 1988; Buček et al., 1991): *Chlamys* cf. *bavarica* (WINKL.), *Myssidioptera* sp. a *Lopha* sp.

Z vrchného triasu (vrchný norik – sevat až spodný rét) z fácie dachsteinských vápencov (lokalita Ježovka pri Plaveckom Petre) opísal Mišík (1987) nový druh dasykladálnej riasy *Halicoryne carpatica* MIŠÍK. Ide o mikrity s foraminiferami čeľade *Involutinidae* a malými ulitníkmi sedimentujúce v prostredí vnútornej platformy.

Norovické súvrstvie – mojtínsky vápenec – na základe makrofauny ramenonožcov, lastúrnikov a koralov (Pevný, 1984; Kochanová, 1984; určili Michalík a Kochanová in Buček et al., 1991; Roniewicz a Michalík, 2002) a foraminiferového druhu *Triasina hantkeni* MAJZON (určila Kullmanová in Kullmanová a Kochanová, 1975) zaraďujeme do rétu.

Norovické súvrstvie – mojtínsky vápenec – sedimentovalo v oblasti otvorenej vonkajšej lagúny a jej okrajov – subtidálne prostredie a prostredie plytčín na okraji lagúny.

Krieda

Brezovská skupina

89 vápence Vápenkovej skaly: organodetritické piesčité vápence a drobnozrnné zlepence; kampán – ?mástricht

Nový názov litostratigrafickej jednotky je odvodený podľa kóty 469 Vápenková skala pri obci Rozbehy (obr. 12).

Köhler a Borza (1984) opísali výskyt vrchnokriedových sedimentov zo severného okraja Bukovskej brázdy (Pezinské Karpaty) z južného svahu kóty 469 Vápenková skala (neťažený lom a okolie) jz. od obce Rozbehy. Na geologickej mape 1 : 50 000 (Maheľ a Cambel, 1972) je tento výskyt označený ako bazálny paleogén. Podložie senónskych sedimentov nie je odkryté. V ich nadloží vystupujú neogénne zlepence a brekcie. Ide o najvýchodnejší a jediný výskyt neformálnej litostratigrafickej jednotky, ktorá sa zachovala na území MK a ktorú môžeme korelovať so sedimentmi vrchnej časti gosauskej skupiny v južnej a východnej časti Severných Vápencových Álp (Wagreich a Faupl, 1994; Tragelehn, 1996, 2000) a so sedimentmi brezovskej skupiny – bradlianskym súvrstvím – vápencami Širokého bradla (vrchný kampán – spodný mástricht) Myjavskej pahorkatiny (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987).

Litologicky ide o celistvé, tektonicky značne porušené drobnozrnné a hrubozrnné pieskovce, drobnozrnné zlepence až organodetritické piesčité vápence s ojedinelými mezozoickými karbonátovými obliakmi s priemerom do 5 cm. Podrobný petrografický opis uvádza Borza (in Köhler a Borza, l. c.).

Kampánsky vek tejto litostratigrafickej jednotky dokazuje prítomnosť spoločenstva veľkých foraminifer (Köhler in Köhler a Borza, l. c.; Köhler, 1985; Buček, 2010; príl. 1, tab. 1): *Orbitolites tissoti* SCHLUMB., *O. media* D´ARCHIAC, *Pseudosiderolites vidali* (DOUV.), *Lepidorbitolites campaniensis* VAN GORSEL a *Lepidorbitoides minima* DOUVILLÉ. Napriek tomu, že mástrichtský vek tu doteraz nebol presvedčivo dokumentovaný mikrofosíliami, nemožno s istotou vylúčiť ani pokračovanie sedimentácie v mástrichte.

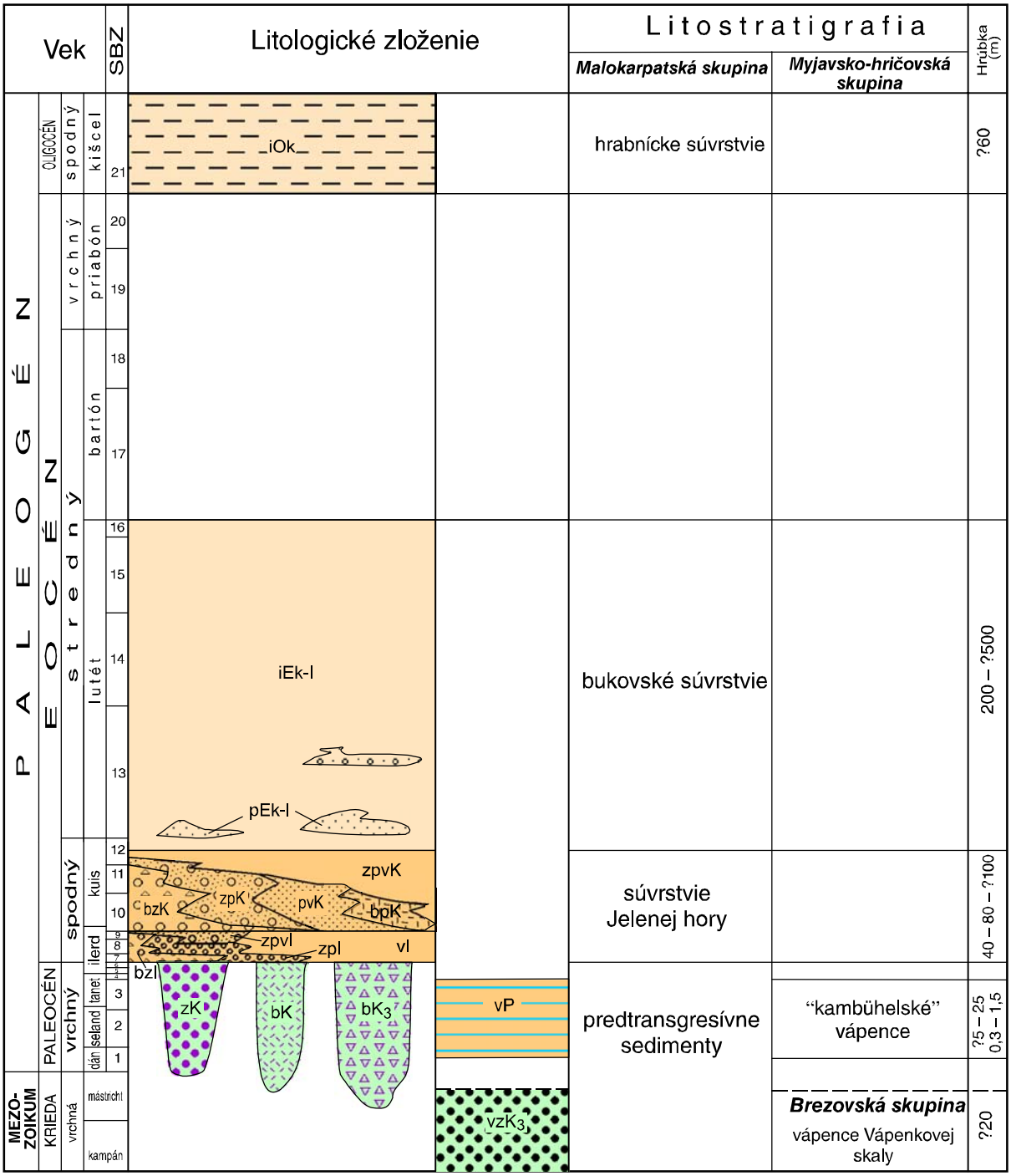
TERCIÉR

Paleogén

Myjavsko-hričovská skupina

Andrusov (1965) vyčlenil myjavský vývin paleogénu (s. l.), ktorého súčasťou je hričovsko-žilinské spodnopaleocénne pásmo (vývin). Neskôr Samuel (1972) zaviedol názov považsko-hanušovský paleogén s hričovsko-žilinským a domanižským vývinom na Strednom Považí. Litostratigrafické jednotky paleogénu Myjavskej pahorkatiny zahrnuli Samuel et al. (1980) do myjavskej skupiny, resp. do vývoja Bradla, Starej Turej a Surovína (Salaj a Began in Salaj et al., 1987).

V rámci sedimentov paleogénu vystupujúcich na Strednom Považí zaviedli Buček et al. (in Mello et al., 2005; in Mello et al., 2011) názov myjavsko-hričovská skupina. Dôvodom zavedenia tohto názvu je rozšírenie myjavskej skupiny o litostratigrafické jednotky, ktoré sa v Myjavskej pahorkatine nevyskytujú, ale s ňou súvisia. V hričovskopodhradskom súvrství (dán – kuis) opísali Buček et al. (l. c.) olistolity a bloky kambühelských vápencov spodnotanetského veku.



Obr. 12. Stratigrafická tabuľka brezovskej, myjavsko-hričovskej a malokarpatskej skupiny (S. Buček, 2011).

88 **„kambühelské“ vápence: organogénne rifové vápence (bloky);** vrchná časť dánu – spodný tanet

V minulosti sa predpokladalo (Köhler a Borza, 1984; Buček a Köhler, 1987), že bloky biohermných vápencov sú zložkou miocénnych (egenburských až karpatských) zlepencov lužického a planinského súvrstvia (Elečko et al., 2008), ktoré pokrývajú kampánske piesčité vápence a zlepence. Dôkladné preskúmanie okraja nevyužívaného lomu pod kótou Vápenková skala pri Rozbehoch ukazuje, že rifové vápence sú skoncentrované na povrchu kampánskych piesčitých vápencov Vápenkovej skaly. Odtiaľ boli sčasti premiestnené aj do miocénnych zlepencov. Je to obdobná situácia ako na rakúskej lokalite Kambühel pri Ternitzi (Tragelehn, 1996, 2000), kde v nadloží vrchnokriedových pieskovcov (mástrichtského veku) paleocénne vápence –

Kambühelkalk – plošne pokrývajú povrchovú plochu kriedových pieskovcov. Odkrytie povrchu vápencov Vápenkovej skaly pod kótou Vápenková skala je veľmi slabé, ale analógia s Kambühelom tu existuje.

Vzorky paleocénnych biohermných „kambühelských" vápencov (obr. 12) pochádzajú z tesného nadložia kriedových piesčitých vápencov a drobnozrnných zlepencov, ale aj z voľne ležiacich blokov (s priemerom až 100 cm) v okolí Vápenkovej skaly, ktoré pochádzajú z miocénnych zlepencov. Niektoré telesá vápencov sú bez stôp opracovania. To dokazuje, že neprekonali dlhší transport, ale pochádzajú z bezprostrednej blízkosti priestoru, v ktorom vznikli. Štúdium výbrusového materiálu z paleocénnych pleťovosivastých organogénnych vápencov lokality Vápenková skala, Rohožník – Vajarská a Prievaly – Ambrove vŕšky z Bukovskej brázdy umožnilo vymedziť nasledujúce mikrofaciálne typy (Buček in Polák et al., 2011):

– elianelový až elianelovo-koralový *rudstone*:

Mikritová základná hmota so zriedkavými stopami slabého premytia obsahuje veľmi časté organické zvyšky. Litoklasty chýbajú, alebo sú veľmi vzácne (úlomky karbonátov do 0,5 mm, úlomky kremeňa do 0,10 mm).

Hlavnou organickou zložkou sú hľuzy *Elianella elegans* PFENDER et BASSE, dosahujúce veľkosť až 9 mm a vykazujúce rôzny stupeň rekryštalizácie. V literatúre sa *Elianella* PFENDER et BASSE zamieňa s rodom *Parachaetetes* DENINGER. Tento problém riešili napr. Stockar (2000), Aguirre a Barattolo (2001) a Buček a Köhler (2005). V niektorých výbrusoch majú koralové kolónie dominantné postavenie a časté sú aj solitárne formy. Pravdepodobne pochádzajú z drobných koralových trsov *(patch reefs).* K častým organickým komponentom patria koralinné riasy, často obrastajúce iné organické zvyšky, zastúpené sú úlomky *Polystrata* sp., dasykladálnych rias, acikulárií, lastúrnikov, ulitníkov a krinoidov. Pri vekovom zaradení je dôležitá prítomnosť indexových fosílií SBZ 2 *Globoflarina sphaeroidea* (FLEURY) a *Pseudocuvillierina sireli* (INAN). Z malých bentických foraminifer sú prítomné *Haddonia praeheissigi* SAMUEL, KÖHLER et BORZA, *Planorbulina cretae* (MARSSON), *Sistanites* sp. a *Textularia* sp., nezriedkavé sú miliolidné formy a drobné rotaloidné formy. Sediment vznikal v chránenom prostredí vnútornej lagúny s drobnými koralovými trsmi *(patch reefs).* Jeho vekové zaradenie je vrchná časť SBZ 1 (dán) – SBZ 2 (seland) sensu Serra-Kiel et al. (1998).

– *packestone* so *Sarosiella feremollis* SEGONZAC:

Základná hmota obsahuje litoklasty karbonátov (do 5 mm) a kremeňa (do 0,4 mm). Trhliny so šírkou do 0,6 mm sú vyplnené sparitom.

Z organických zvyškov sú dominantné prierezy dasykladálnej riasy *Sarosiella feremollis* SEGONZAC (podrobnejší opis podali Buček a Köhler, 1987), časté sú aj prierezy kôr a stielok koralinných rias (zriedkavejšie sivé kôry bez stôp štruktúry môžu patriť k cyanobaktériám). Zriedkavé sú elianely, polystraty, machovky (cyklostomátne a cheilostomátne formy), úlomky lastúrnikov, ulitníkov, krinoidov, koralov a drobných bentických foraminifer (najmä rotaloidné a miliolidné formy). Úplne chýbajú planktonické formy. Prostredie vzniku bolo plytkovodné, pokojné, v chránenej zarifovej oblasti mimo dosahu vlnenia. Vekové zaradenie je vrchná časť SBZ 1 (dán) – SBZ 2 (seland).

– *packestone* s *Broeckella belgica* MORELLET et MORELLET:

Ide o pleťovosivasté až bielosivé vápence takmer bez litoklastov, iba s organickými zvyškami. V spoločenstve majú dominantné postavenie dasykladálne riasy – *Broeckella belgica* MORELLET et MORELLET a *Neomeris* sp. Nechýbajú koralinné riasy vytvárajúce aj tenké kôry, *Pycnoporidium* sp., kôry bez štruktúry (?cyanobaktérie), úlomky *Polystrata* sp., *Elianella* sp., úlomky lastúrnikov, ulitníkov, krinoidov a koralov. Z foraminifer sú prítomné iba bentické formy – aglutinancie typu *Haddonia praeheissigi* SAMUEL, KÖHLER et BORZA, rozličné miliolidné formy a *Miniacina* sp. Prostredie vzniku bolo chránené, plytkovodné, takmer bez prínosu detritického materiálu, mimo dosahu vlnenia – chránená lagúna. Vekovo sú zaradené do SBZ 2 (seland).

– koralinaceovo-koralový *wackestone*:

Miestami sa v mikritovej základnej hmote vyskytujú litoklasty karbonátov (s veľkosťou do 1,2 mm), zriedkavé sú zrná kremeňa (do 0,2 mm). Dutiny sú vyplnené sparitom, ktorý vypĺňa aj neskôr vzniknuté trhliny.

Z organických zvyškov zväčša prevládajú koralinné riasy. Tvoria až 60 % plochy výbrusu. Vidieť hľuzy rodu *Sporolithon* HEYDRICH veľké až 9 mm so sporangiami, zriedkavejšie sú zastúpené iné rody rias – *Peyssonnelia* sp., *Elianella* sp. a dasykladálne riasy. Ojedinelé sú drobné ulitníky (do 1 mm) a úlomky lastúrnikov. V niektorých výbrusoch sú časté úlomky koralových kolónií (často výrazne nahlodané), ako aj prierezy solitárnych foriem. Malé bentické foraminifery sú zastúpené miliolidnými a aglutinovanými formami, planktonické formy chýbajú.

Prostredím vzniku bola plytká chránená zarifovo-lagunárna oblasť so zriedkavým výskytom koralových trsov. Rozbitie koralových trsov a ich výrazné nahlodanie môže byť spôsobené činnosťou predátorov (sekundárnych obyvateľov rifového komplexu). Vekové zaradenie je vrchná časť SBZ 1 (dán) – SBZ 2 (seland).

– koralinaceový *bindstone*:

Mikritová základná hmota s ojedinelými litoklastami karbonátov (do 0,5 mm) a kremeňa (do 0,1 mm) je stmelená rôzne poprehýbanými kôrami koralinných rias dlhými až 20 mm (predovšetkým rodom *Sporolithon* sp.). Zložité riasové štruktúry viažu a stmeľujú zrná sedimentu a chránia ich pred vyplavením v prostredí s vyššou energiou morskej vody. Zriedkavo sa vyskytujú aj úlomky *Elianella* sp., *Polystrata* sp., *Pycnoporidium* sp., dasykladálnych rias a lastúrnikov. V dvoch výbrusoch sa zistil druh *Pseudocuvillierina sireli* (INAN), zriedkavé sú granulované foraminifery typu *Haddonia praeheissigi* SAMUEL, KÖHLER et BORZA, *Planorbulina* sp., miliolidy a rotaloidy. Prostredie vzniku bolo plytkovodné, v dosahu vlnenia, príbrežné. Ich vekové zaradenie je do SBZ 2 (seland).

Okrem Vápenkovej skaly pri Rozbehoch sa úlomky paleocénnych vápencov našli aj na iných miestach v MK. V malom opustenom lome na Vajarskej pri Rohožníku sa našli bloky žltkastých organogénnych (riasovo-koralových) vápencov, v ktorých sa nachádzajú aj veľké foraminifery *Glomalveolina primaeva* (REICHEL), *Miscellanelites primitivus* (RAHAGHI) a *Pseudocuvillierina sireli* (INAN). Časté sú aj úlomky koralinných rias, v niektorých výbrusoch sú časté úlomky lastúrnikov, zriedkavé sú machovky, koraly a malé bentické foraminifery. Bloky vápencov pochádzajú z navážky. Prostredím vzniku bola vnútorná chránená lagúna. Ich vekové zaradenie je do SBZ 3 (spodný tanet).

Z lokality Prievaly, kóta 474 Ambrove vŕšky, pochádza karbonátový pieskovec tvorený 0,5 – 1,5 mm veľkými klastami neopracovaných alebo slabo opracovaných mezozoických karbonátov v sparitovej základnej hmote. Organické zvyšky sú zriedkavé, ale prítomnosť indexového druhu *Discocyclina seunesi* DOUVILLÉ zaraďuje karbonátový pieskovec do SBZ 3 (spodný tanet).

Malokarpatská skupina

Sedimenty malokarpatskej skupiny v regióne MK (Bukovská brázda) reprezentujú ich najzápadnejší výskyt v rámci Západných Karpát. Ležia transgresívne a diskordantne na litostratigrafických jednotkách hronika, podobne, ako je to v oblasti Mojtína na Strednom Považí – jablonovské súvrstvie (Havrila et al., 2004; Buček et al. in Mello et al., 2005; Buček a Nagy in Mello et al., 2011).

Paleogénne sedimenty vystupujúce vo výplni Bukovskej brázdy sú len zvyškom rozsiahlej panvy, ktorá prekrývala zrejme celé MK. Po ústupe vrchnokriedového (kampán – ?mástricht) mora (Köhler a Borza, 1984) a následkom výzdvihu terajšieho územia MK nastalo suchozemské obdobie. Pravdepodobne v najvyššej časti ?vrchnej kriedy až ?paleocénu sedimentovali predtransgresívne sedimenty – *bartalovská brekcia* (polymiktné brekcie): balvanovité karbonátové brekcie a zlepence typu sedimentov svahových sutín so zvyškami rozličných foriem paleokrasu (skrasovatenie podložných karbonátov triasu, speleotémy, produkty lateritického zvetrávania a pod.), ktoré indikujú klimatické podmienky veľmi teplého (subtropického až tropického) pásma. Územie dnešných MK začalo znovu poklesávať a výrazná transgresia mora sa prejavila na začiatku spodného eocénu (?spodný až stredný ilerd) sedimentáciou *súvrstvia Jelenej hory* (?spodný až stredný ilerd – vrchný kuis). Toto súvrstvie v spodnej časti charakterizujú klastické sedimenty – dolomitové pieskovce na báze s dolomitovými brekciami, karbonátovými brekciami a drobnozrnnými zlepencami. Na vhodných miestach paleoreliéfu sú zachované organodetritické pieskovce/piesčité vápence a organogénne vápence. Bazálne súvrstvie miestami vytvára neprerušenú obrubu Bukovskej brázdy. Nadložné *bukovské súvrstvie* pozostáva z prevažujúcich ílovcov a siltovcov, pieskovcov a karbonatických zlepencov veku vrchný kuis – lutét. *Hrabnícke súvrstvie* kišcelského veku charakterizujú tmavé ílovce a ílovité siltovce s polohami gradačne zvrstvených pieskovcov a zlepencov (obr. 12).

Pre vymenované litostratigrafické jednotky v MK sme zaviedli nový názov – *malokarpatská skupina*, ktorá má niektoré znaky odlišné od podtatranskej a myjavsko-hričovskej skupiny paleogénu.

Gross a Köhler (1989) zaradili sedimenty paleogénu Bukovskej brázdy do podtatranskej skupiny – do borovského a hutianskeho súvrstvia. Uvedení autori (l. c., s. 37) sa prikláňajú k názoru, že *„... paleogénne sedimenty Malých Karpát v terajšej tektonickej pozícii a za jestvujúceho stavu vedomostí predstavujú prechodný vývoj medzi pribradlovým a vnútrokarpatským, s výrazejšou afinitou k pribradlovému vývoju“.* Jedine snaha nerozširovať množstvo už existujúcich termínov im bráni v tom, aby vymedzili *„malokarpatský vývoj“. „Na základe tektonickej pozície, vrstevného sledu fácií i stratigrafického postavenia možno tento vývoj hodnotiť ako prechodný medzi vnútrokarpatským a pribradlovým“* (Gross a Köhler, l. c., s. 38). Neskôr Gross (in Plašienka et al., 1991, s. 201) zaradil paleogénne sedimenty Bukovskej brázdy jednoznačne do podtatranskej skupiny. Hranica a pozícia hrabníckeho súvrstvia vo vzťahu k hutianskemu súvrstviu zostáva záhadná.

Na základe novších výskumov paleogénnych súvrství súľovskej skupiny na Strednom Považí (Havrila et al., 2004; Buček et al., 2004a, b, c), resp. myjavsko-hričovskej a podtatranskej skupiny (Buček et al. in Mello et al., 2004, 2005; 2011) rozšíril Gross (2008, s. 8) vekový rozsah paleogénnych sedimentov podtatranskej

skupiny morského pôvodu (včítane netypického vývoja v MK) na vrchný paleocén (ilerd) až vrchný oligocén, resp. eger. Bez vývoja v MK je vekový rozsah stredný eocén (bartón) – vrchný oligocén až eger.[2]

Predtransgresívne sedimenty

87 bartalovská brekcia (polymiktné brekcie): balvanovité karbonátové brekcie a zlepence; vrchná krieda? – paleocén?

Termín bartalovská brekcia zaviedol Michalík (1984). Opísal ju z územia vysockého príkrovu zo svahov vrchu Bartalová medzi Kuchyňou a Vývratom.

Najlepšie východy horizontov brekcie vystupujú na sv. svahoch Jankovej, sv. svahoch kóty 587 Veľký Peterklin, v kameňolome v Sološnici a v blízkosti kóty Hôrka pri Plaveckom Podhradí. Brekcie vystupujú v nadloží spodnotriasových sedimentov benkovského a šuňavského súvrstvia veterlínskeho príkrovu. Smerom na SV bartalovská brekcia eroduje hlbšie horizonty veterlínskeho a považského príkrovu (gutensteinské vápence, wettersteinské vápence a dolomity). V nadloží bartalovskej brekcie transgresívne vystupujú plytkomorské sedimenty (pieskovce a piesčité vápence) súvrstvia Jelenej hory kuiského veku. Jej postavenie a prekrývanie príkrovových štruktúr svedčí o veku mladšom než vek presunu centrálnokarpatských príkrovov počas strednej kriedy (Michalík in Michalík et al., 1986).

V oblasti Jankovej uprostred sedimentov spodného triasu vystupuje brekcia zložená z málo opracovaných klastov vysockého vápenca, menej aj z liasových a dogerských vápencov a dolomitov, ktorá však obsahuje aj triasové karbonáty (Michalík in Michalík et al., l. c.) veterlínskeho príkrovu.

Materiál brekcie pozostáva z chaoticky usporiadaných blokov, ktoré dosahujú priemernú veľkosť 0,1 až 0,3 m³, maximálne až 200 – 300 m³. Opracovanie klastov je väčšinou nevýrazné. Zloženie klastov je polymiktné (kryštalinikum, permské a spodnotriasové sedimenty, karbonáty triasu a jury). Tektonicky postihnuté časti sú preniknuté systémom puklín stmelených kalcitom. Medzerná hmota je slienitá, červenkastosivá, zvetrávajúca dožlta. Striedajú sa neostro obmedzené šošovkovité polohy s rôznym zložením, rôznou veľkosťou aj opracovaním klastov. Bartalovskú brekciu pokrývajú transgresívne paleogénne sedimenty.

Východ karbonátových brekcií sme zistili pri Bukovej jz. od kóty Svätý Duch (Buček in Polák et al., 2011). V depresiách mezozoického podložia (hlavné dolomity) zostali zachované najspodnejšie predtransgresívne klastické sedimenty. Brekcia silne pripomína triasové brekcie, ale možno pozorovať aj dobre opracované obliaky. Monomiktná dolomitová brekcia (až zlepenec) je zložená z klastov veľkých 0,5 až 15 cm. Ojedinelé slabšie opracované úlomky (1°) sú veľké až 25 cm a niektoré drobné obliaky sú opracované až v stupni 5. Tmel je karbonátový. Prevažuje podporná štruktúra matrixu. Klastickú zložku tvoria sivé a sivohnedé dolomity. V pravej strane neťaženého kameňolomu pri Plaveckom Podhradí (pod kótou Hôrka) vystupujú masívne karbonátové brekcie, akoby vklinené medzi skoro kolmými stenami mezozoických karbonátov (zvetrané wettersteinské vápence). Úlomky sú veľké od niekoľko centimetrov do 100 cm, priemerne 20 cm, opracovanie je 0°, ojedinele až 2°. Materiál obliakov je prevažne z wettersteinských vápencov, tmel je karbonátový, klastický.

Dolomitové pieskovce na báze s dolomitovými brekciami sme zistili (Havrila et al., 2004; Mello et al., 2005, 2011) v podloží jablonovského súvrstvia v okolí Mojtína.

Hrubopsefitické sedimenty, ktoré možno považovať za kontinentálne (predtransgresívne), sa vyskytujú v menšom rozsahu jv. od Sološnice (v. od lokality Malé paseky), jv. od Plaveckého Podhradia (Hrubá Kŕžľa a Rajd), jz. od Bukovej, jv. od Prieval (Lipy) a jjv. od Rozbehov. Vystupujú priamo na predterciérnom podklade.

V najspodnejšej časti východu (lokalita Sološnica-Malé paseky) na styku s triasom hronika vystupujú balvanovité až strednozrnné karbonátové zlepence, vo vyššej časti východu sú zastúpené drobnozrnné zlepence, piesčité vápence, organogénne a organodetritické vápence súvrstvia Jelenej hory. Skalnú stenu tvoria slabo vytriedené, prevažne karbonátové zlepence. Väčšina obliakov má veľkosť 1 – 5 cm, ojedinele sa nájdu balvany s priemerom do 50 cm. Opracovanie obliakov karbonátov (dolomity a vápence) je 2 až 3°, spodnotriasových hornín 0 až 5°. Červenkasté bridlice až siltovce sú opracované dosť slabo, niektoré kremence majú opracovanie 4 až 5°. Tmel je hrubopiesčitý až drobnozlepencovitý, tvoria ho zrná tých istých hornín ako v prípade obliakov. V okolí Hrubej Kŕžle vystupujú masívne balvanovité zlepence s obliakovou podpornou štruktúrou. Sú nevytriedené, chaoticky zvrstvené, s ostrohrannými až zaoblenými balvanmi s veľkosťou 10 – 40 až 60 cm až 2 m. Stredno- až hrubozrnná frakcia (10 – 55 mm) je miestami dobre zaoblená, veľké bloky sú často neopracované. Základnú hmotu tvorí karbonátový pieskovec až drobnozrnný zlepenec/brekcia.

[2] Podľa redefinície ilerdského stupňa (Pujalte et al., 2009) hranica medzi paleocénom a spodným eocénom sa kladie na hranicu SBZ 4 (vrchný tanet) a SBZ 5 (spodný ilerd), a preto treba vziať do úvahy túto informáciu v tom zmysle, že spodná časť ilerdu už patrí k spodnému eocénu (cf. Serra-Kiel et al., 1998).

Balvanovité až hrubozrnné karbonátové brekcie/zlepence pravdepodobne predstavujú relikty sedimentárnej výplne paleoúdolí erodovaných v strednotriasových karbonátoch hronika v období pred ilerdskou transgresiou. Vznikali vysokoenergetickým krátkym transportom v prostredí aluviálnych kužeľov a divočiacich riek (cf. Filo et al., 2009). Strednozrnné zlepence vznikali v prostredí meandrujúcich riek s možným prechodom do transgresívnej delty. Ich priestorové rozloženie naznačuje genetickú súvislosť s balvanovitými zlepencami (Filo et al., l. c.). Obdobné predtransgresívne sedimenty sú známe z Oravskej kotliny (Filo et al., l. c.).

K predtransgresívnym sedimentom (vodná nádrž Buková) môžeme zaradiť pôvodne hlinitý sediment, neskôr rekryštalizovaný, s karbonátovými litoklastami do 5,5 mm a vzácnym kremeňom do 0,6 mm. Trhliny sú vyplnené sparitom. Hnedasté sfarbenie horniny spôsobujú oxidy Fe.

Brekcie a zlepence obsahujú úlomky ružovočervených agregátov kryštálov kalcitu pochádzajúce z rozrušených krasových výplní, speleotémy paleokrasu ?kriedovo-paleocénneho? veku a iné formy paleokrasu (Mišík, 1980; Činčura, 1987, 1990, 1994; Činčura et al., 1991; Gašpariková et al., 1992).

Plytkomorské sedimenty

Súvrstvie Jelenej hory; ?spodný ilerd – vrchný kuis

Plytkomorské sedimenty súvrstvia Jelenej hory (nový názov utvorený podľa miestneho názvu Jelenia hora pri Plaveckom Mikuláši) môžeme rozdeliť na základe biostratigrafie (prostredníctvom bentických veľkých foraminifer a sprievodných mikrofosílií) na dve časti – ilerdskú a kuiskú. Obe časti možno podrobnejšie vnútorne členiť sukcesívne aj laterálne na litologickom podklade.

Ilerdskú časť súvrstvia Jelenej hory tvoria tieto litotypy:

86 jemnozrnné karbonátové brekcie, jemnozrnné zlepence a pieskovce;

85 jemnozrnné karbonátové zlepence, foraminiferové jemnozrnné vápnité pieskovce až piesčité vápence;

84 organogénne a organodetritické vápence

Kuiskú časť súvrstvia Jelenej hory tvoria tieto litotypy:

83 brekcie, zlepence a pieskovce;

82 vápnité pieskovce a piesčité vápence;

81 drobnozrnné zlepence, piesčité vápence, organogénne a organodetritické vápence, brekcie a vápence

Súvrstvie Jelenej hory v Bukovskej brázde tvoria na báze karbonátové brekcie, drobno- až jemnozrnné zlepence a pieskovce. Vyššie sú zastúpené foraminiferové jemnozrnné vápnité pieskovce a piesčité vápence. Na vhodných miestach paleoreliéfu vo vrchnej časti súvrstvia sedimentovali organodetritické a organogénne (koralovo-riasové) vápence. Časté je laterálne zastupovanie rozličných subfácií (Gross a Köhler, 1989). Súvrstvie je hrubé od 41 (vrt MKP-1) do 80 – 100 m. Má transgresívny charakter a leží diskordantne na rôznych litostratigrafických jednotkách hronika.

Na základe biostratigrafického vyhodnotenia spoločenstiev bentických veľkých foraminifer a sprievodných mikrofosílií zaraďujeme súvrstvie Jelenej hory do plytkovodných bentických zón (SBZ) sensu Serra-Kiel et al. (1998) v rozpätí ?spodný ilerd (SBZ ?6) až vrchný kuis (SBZ 12):

– ?spodný až stredný ilerd, SBZ ?6 – 8: ?*Nummulites solitarius* DE LA HARPE, *N. praecursor* DE LA HARPE, *N. pernotus* SCHAUB, *N. atacicus* LEYMERIE, *N.* cf. *involutus* SCHAUB, *Operculina douvillei* DONCIEUX, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER), *D. archiaci staroseliensis* LESS, *Asterocylina taramellii* (CHECCHIA-RISPOLI), *Alveolina* (*Glomalveolina*) *solida* HOTTINGER, *A.* (*G.*) sp., *Alveolina* sp., *Orbitoclypeus* cf. *schopeni* (CHECCHIA-RISPOLI), *Operorbitolites* sp. a *Sistanites* sp.;

– stredný až vrchný ilerd, SBZ 7 – 9: *Nummulites involutus* SCHAUB, *N. atacicus* LEYMERIE, *N. pernotus* SCHAUB, *Operculina canalifera* D´ARCHIAC, *Discocyclina dispansa* cf. *broennimanni* LESS, *D. archiaci* (SCHLUMBERGER), *D. archiaci staroseliensis* LESS, *Alveolina triestina* HOTTINGER, *A.* (*Glomalveolina*) *lepidula* (SCHWAGER), *A.* (*G.*?) sp., *Asterocyclina taramellii* (MUNIER-CHALMAS), *Orbitoclypeus bayani* (MUNIER-CHALMAS), *Opertorbitolites douvillei* NUTTALL a ?*Cuvillierina* sp.;

– stredný ilerd – spodný kuis, SBZ 8 – 10: *Nummulites involutus* SCHAUB, *N. pernotus* SCHAUB, *N. atacicus* LEYMERIE, *Nummulites praecursor* DE LA HARPE, *N. ornatus* SCHAUB, *N.* ex gr. *partschi* DE LA HARPE, *Assilina leymeriei* D´ARCHIAC et HAIME, *Ass.* cf. *pustulosa* DONCIEUX, *Operculina* cf. *canalifera* D´ARCHIAC,

O. cf. *ammonea* LEYMERIE, *Orbitoclypeus schopeni ramaraoi* (SAMANTA), *Alveolina* (*Glomalveolina*) sp., *A*. (*G*.) *minutula* (REICHEL), *A*. *trempina* HOTTINGER, *A*. (*Flosculina*) *pasticillata* SCHWAGER, *A*. (*F*.) *solida* HOTTINGER, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER), *D*. *archiaci staroseliensis* LESS, *D*. *dispansa broennimanni* LESS, *Asterocyclina taramellii* (MUNIER-CHALMAS), *Orbitoclypeus* cf. *banyani* (MUNIER-CHALMAS), *O*. *schopeni ramaraoi* (SAMANTA), *O*. cf. *marthae* (SCHLUMBERGER) a *Opertorbitoides douvillei* (NUTTALL);

– spodný až stredný kuis, SBZ 10 – 11: *Nummulites atacicus* LEYMERIE, *N*. cf. *tauricus* DE LA HARPE, *N*. *campesinus* SCHAUB, *N*. *pavloveci* SCHAUB, *N*. *burdigalensis* DE LA HARPE, *N*. *partschi* DE LA HARPE, *N*. *kaufmanni* MAYER-EYMAR, *N*. *globulus* LEYMERIE, *N*. *praelucasi* DOUVILLÉ, *N*. *kapelosi* SCHAUB, *N*. *aquitanicus* BENOIST, *Operculina* sp., *Assilina placentula* (DESHAYES), *Ass*. *plana* SCHAUB, *Alveolina* (*Glomalveolina*) *minutula* REICHEL, *A*. *schwageri* CHECCHIA-RISPOLI, *Alveolina* sp., *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER), ?*D*. *fortisi simferopolensis* LESS, *D*. *fortisi* (D´ARCHIAC), *D*. cf. *irregularis* DESHAYES, *Orbitoclypeus bayani* (MUNIER-CHALMAS), *O*. *marthae* (SCHLUMBERGER), *O*. *schopeni ramaraoi* (SAMANTA), *Asterocyclina stella* (D´ARCHIAC), *Orbitolites complanatus* LAMARCK a *Cuvillierina* sp.;

– spodný až vrchný kuis, SBZ 10 – 12: *Nummulites tauricus* DE LA HARPE, *N*. *pavloveci* SCHAUB, *N*. *subramondi* DE LA HARPE, *N*. *aquitanicus* BENOIST, *N*. *globulus* LEYMERIE, *N*. *burdigalensis* DE LA HARPE, *N*. *partschi* DE LA HARPE, *N*. *praelucasi* DOUVILLÉ, *N*. *manfredi* SCHAUB, *Assilina distefanoi* CHECCHIA-RISPOLI, *Ass*. *placentula* DESHAYES, *Ass*. *plana* SCHAUB, *Ass*. *laxispira* DE LA HARPE, *Alveolina ruetimeyeri* HOTTINGER, *A*. *decastroi* DI SCOTTO, *A*. sp., *A*. (*Glomalveolina*) *minutula* REICHEL, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER), *D*. *fortisi* (D´ARCHIAC), *D*. sp., *Asterocyclina stella* (GÜMBEL), *A*. sp., *Orbitolites complanatus* LAMARCK a *Cuvillierina vallensis* (RUIZ DE GAONA).

Bloky (10 – 50 cm) a obliaky organogénnych vápencov ilerdu až kuisu (súvrstvie Jelenej hory) sa vyskytujú v neogénnych zlepencoch.

Sprievodné mikrofosílie (veku ilerd – kuis) zastupujú koralinné riasy (*Sporolithon* sp., *Lithoporella* sp.), *Pycnoporidium* sp., *Acicularia* sp., *Elianella elegans* PFENDER et BASSE, *Peyssonnelia* sp., *Polystrata alba* (PFENDER) DENIZOT, *Distichoplax biserialis* (DIETRICH) PIA, *Cyanobacteria*, koraly, machovky (cheilostomátne a cyklostomátne formy), ostrakódy, úlomky lastúrnikov (*Ostrea* sp.), ulitníkov a krinoidov, ostne ježoviek, rúrky červov (*Ditrupa* sp.), foraminifery (*Acervulina ogormani* DOUV., *Gypsina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Valvulina* sp., *Gyroidinella* sp., ?*Sistanites* sp.), miliolidy, rotaloidy, aglutinancie (*Haddonia praeheissigi* SAMUEL, KÖHLER et BORZA, *Haddonia heissigi* HAGN) a sesílne formy (*Miniacina* sp., *Planorbulina* sp.). Zriedkavý je drobný bentos a globigeríny.

Köhler (in Gross a Köhler, 1989) uvádza toto ilerdské spoločenstvo: *Nummulites atacicus* LEYM., *N*. *globulus* LEYM., *N*. *praecursor* DE LA HARPE a *N*. *exilis* DOUV. Okrem toho uvádza aj toto kuiské spoločenstvo: *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, *N*. *partschi* DE LA HARPE, *N*. *aquitanicus* BENOIST, *N*. *planulatus* LAM., *N*. *globulus* LEYM., *N*. *subramondi* HARPE, *N*. *campesinus* SCHAUB, *N*. *manfredi* SCHAUB, *Assilina plana* SCHAUB, *Ass*. *placentula* (DESH.), *Discocyclina archiaci* (SCHLUMB.), *D*. *fortisi* (ARCHIAC) a *Cuvillierina* sp. Druhy *Operculina heberti* MUNIER-CHALMAS, *Discocyclina seunesi* DOUV. a *Periloculina* sp. patria do vrchného paleocénu – spodného tanetu, SBZ 3. Z kameňolomu pri Sološnici opísala Vaňová (1963) veľké foraminifery: *Nummulites burdigalensis burdigalensis* HARPE, *N*. cf. *inkermanensis* SCHAUB, *N. partschi* HARPE, *Assilina placentula* (DESHAYES), *Alveolina* sp. a *Discocyclina* sp. s vekovým zaradením kuis až spodný lutét, pričom uprednostnila zaradenie do spodného eocénu.

Hemipelagické sedimenty

Plytkomorské sedimenty súvrstvia Jelenej hory smerom do nadložia prechádzajú do hemipelagických pelitických až flyšových sedimentov bukovského súvrstvia.

80 bukovské súvrstvie: a) ílovce > pieskovce a drobnozrnné zlepence; b) ílovce s (hrubolavicovitými) karbonátovými pieskovcami; vrchný kuis – lutét

Ílovce > pieskovce a drobnozrnné zlepence

Bukovské súvrstvie (nový názov utvorený podľa obce Buková) vystupujúce v nadloží súvrstvia Jelenej hory charakterizuje absolútna prevaha vápnitých ílovcov s ojedinelými lavicami pieskovcov, drobnozrnných zlepencov alebo piesčitých vápencov. Zastúpenie zlepencov v súvrství je menšie ako v Domanižskej kotline (Mello et al., 2005, 2011). Hrubé polohy sivomodrých až tmavosivých vápnitých ílovcov často obsahujú siltovcovú prímes a vyznačujú sa ostrohranným až hrubokusovitým rozpadom. Vápencové pieskovce až drobové pieskovce sú homogénne zvrstvené, ojedinele na vrchnej strane s laminációu. Sú stredno- až hrubozrnné (Gross a Köhler, 1989).

Z petrografickej analýzy vyplýva (Siráňová in Polák et al., 2011), že sú zastúpené hrubozrnné vápnité litické arenity, strednozrnné vápnité litické a sublitické arenity, strednozrnné vápnité subarkózy, stredno- až jemnozrnné vápnité subarkózy a jemnozrnné vápnité subarkózy. Uvedenému charakteru sa vymyká jediná vzorka, ktorá obsahom klastickej zložky inklinuje k vzorkám z oblasti Sološnice, ale (ako jediná v spracovanom súbore) obsahuje podstatný podiel vápnito-ílovitej základnej hmoty (26 %; jemnozrnná vápnitá kremenná droba).

Spoločným znakom takmer všetkých vyhodnotených vzoriek je neprítomnosť primárnej základnej hmoty, podstatný podiel monokryštalického kremeňa, sekundárneho kalcitového cementu a prítomnosť silicitov, plagioklasov, ortoklasu a organických zvyškov. V zastúpení klastickej zložky sú však medzi vzorkami výrazné rozdiely. Litickú zložku vo vzorkách z oblasti Sološnice a Plaveckého Mikuláša predstavujú len alternatívne úlomky metamorfitov (max. 4 %). Vzorky z oblasti Bukovej a Trstína obsahujú bázické vulkanity, karbonáty, metamorfity, pieskovce a bridlice v množstve maximálne 45 %.

Výrazné rozdiely v zastúpení klastickej zložky vo vzorkách z oboch oblastí môžu mať dve príčiny: buď ide o dve rozdielne zdrojové zóny (sedimenty rozdielnych výplavových kužeľov), alebo o dôsledok rozdielneho stupňa proximity/distality. V prvom prípade by zdrojovú zónu pieskovcov z prvej oblasti tvorilo dominantne kryštalinikum a v zdrojovej zóne pieskovcov z druhej oblasti by boli výrazne zastúpené aj sedimentárne jednotky mezozoika a mladšieho paleozoika. V druhom prípade možno trend proximita → distalita vyjadriť postupnosťou (vyplývajúcou z QFL-diagramu arenitov), ako je uvedené v predchádzajúcom texte.

Karbonátové zlepence pozostávajú z obliakov s veľkosťou od 2 do 20 mm s rôznym stupňom opracovania. Zloženie obliakov a zastúpenie organických zvyškov je obdobné ako pri opísaných pieskovcoch (Gross a Köhler, 1989). V polohách pieskovcov a zlepencov sú okrem veľkých foraminifer zastúpené aj vápnité riasy, machovky, úlomky lastúrnikov a malé foraminifery.

Ílovce s (hrubolavicovitými) karbonátovými pieskovcami

Hrubšie polohy (maximálne do 150 cm) karbonátových a zriedkavo aj drobových pieskovcov až drobnozrnných karbonátových zlepencov sme zistili v plošne malých východoch a úlomkoch pri Plaveckom Podhradí, Plaveckom Mikuláši a Bukovej. Z petrografického hľadiska ide o okrajovú fáciu hrubozrnných vápnitých litických arenitov v blízkosti súvrstvia Jelenej hory (Siráňová in Polák et al., 2011).

Na základe zistených spoločenstiev veľkých foraminifer a sprievodných mikrofosílií: *Nummulites globulus* LEYMERIE, *N. praelucasi* DOUVILLÉ, *N. burdigalensis* DE LA HARPE, *N. partschi* DE LA HARPE, *N. aquitanicus* BENOIST, *N. subramondi* DE LA HARPE, *N. pavloveci* SCHAUB, *N.* cf. *planulatus* LAMARCK, ***N. campesinus* SCHAUB**, ***N. tauricus* DE LA HARPE**, *Operculina* cf. *canalifera* D´ARCHIAC, *Assilina plana* SCHAUB, *A. placentula* (DESHAYES), *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER), *D. fortisi* (D´ARCHIAC), ***Asterocyclina stella* (GÜMBEL)**, *Orbitoclypeus munieri* (SCHLUMBERGER), *O. schopeni* (CHECCHIA-RISPOLI), *O. marthae* (SCHLUMBERGER), *Alveolina* sp., *Cuvillierina* sp. (SBZ 12), *Nummulites pratti* D´ARCHIAC et HAIME a ***N. gallensis* HEIM** môžeme spoločenstvo zaradiť do vrchného kuisu, SBZ 12, až spodného lutétu, SBZ 13 – *Nummulites gallensis* HEIM a *N. pratti* D´ARCIAC et HAIME (Köhler in Gross a Köhler, 1989). Podľa malých foraminifer ho môžeme zaradiť do spodného eocénu: *Globigerina* ex gr. *yeguanensis* WEINZIERE et APPLIN, *Globorotalia aragonensis* NUTTALL, *Gl.* cf. *marksi* MARTIN, *Turborotalia* (*A.*) *mattseensis* GOHRB a *T.* (*A.*) *crassata densa* (SUBBOT.) (Samuel in Gross a Köhler, l. c.). Podľa vápnitého nanoplanktónu z 5 vzoriek (Peterčáková, 1984; in Gross et al., 1986) môžeme bukovské súvrstvie zaradiť do spodného eocénu (vrchný kuis, SBZ 12) až stredného eocénu (spodný lutét, SBZ 13), biozóna NP 16 *Discoaster tani nodifer*, ktorá zodpovedá lutétu až spodnej časti bartónu (Martini, 1971), resp. podľa Bukryho (1973) do subzóny *Discoaster bifax* (zóna *Reticulofenestra umbilica*).

Zlinská (in Buček et al. in Polák et al., 2011) z lokality Buková-cesta (umelý výkop; jediný východ súvrstvia) z ílovcov určila toto spoločenstvo foraminifer: *Bolivina crenulata* CUSH., *Acarinina primitiva* (FINLAY), *A.* sp., *Truncorotaloides topilensis* (CUSH.), *Bulimina cacumenata* CUSH.-PARKER, *Globigerinotheka* sp. a ?*Melonis* sp. Podľa Samuela a Salaja (1968) sa druh *T. topilensis* (CUSH.) v Západných Karpatoch vyskytuje v zóne *T. rohri-Globigerapsis index*, t. j. v strednom a vrchnom eocéne.

Množstvo redeponovaných plytkovodných organických zvyškov spodného a stredného kuisu (SBZ 10 – 11) v klastických polohách ílovcovo-pieskovcového súvrstvia je značne väčšie ako v obdobných horninách hutianskeho súvrstvia podtatranskej skupiny (Gross a Köhler, 1989). Maximálna hrúbka súvrstvia je 450 až ?500 m.

79 hrabnícke súvrstvie: ílovce, siltovce a pieskovce; kišcel

Pri obci Sološnica (lokalita Hrabník-hlinisko) vystupuje hrabnícke súvrstvie (Kováč et al., 1988; Marko et al., 1990), ktoré tvoria tmavé ílovce a vápnité siltovce striedajúce sa s gradačne zvrstvenými pieskovcami.

Ílovce prevládajú nad pieskovcami. Flyšové súvrstvie má charakteristické znaky turbiditových sedimentov. Pieskovce dosahujúce hrúbku od niekoľko mm do maximálne 150 cm sú svetlosivé, jemnozrnné až hrubozrnné. Na povrchu lavicovitých pieskovcov možno pozorovať množstvo mechanoglyfov. V hrubozrnných nevytriedených pieskovcoch až drobnozrnných zlepencoch prevládajú ostrohranné litoklasty karbonátov (1 až 77 mm) a zrná kremeňa (1 – 5 mm). Prítomný je pyrit a glaukonit. Zastúpené sú aj polohy (do 30 cm) strednozrnného zlepenca s veľmi slabo opracovanými obliakmi (od 5 do 40 mm) obsahujúce v tmele schránky veľkých foraminifer. Pieskovce môžeme petrograficky zaradiť k jemnozrnným vápnitým subarkózam (Siráňová, 2008). Sú zložené z monokryštalického kremeňa (47,1 %), silicitov (5,5 %), ortoklasu (1,9 %), plagioklasu (1,2 %), úlomkov metamorfitov (1,6 %), organickej zložky (1,2 %) a vysokého podielu kalcitového cementu (37,6 %).

Ílovce obsahujú bohaté diverzifikované redeponované (Marko et al., 1990) spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu, typické pre hranicu stredný/vrchný eocén, prislúchajúce k biochróne NP 16 – 17, indikujúce hlbšiu časť okrajového mora s normálnou salinitou a pomerne teplou klímou. Okrem toho sa vyskytujú redepozície kriedových a paleogénnych druhov. V tanatocenózach foraminifer prevládajú planktonické druhy vrchnej časti stredného eocénu. Bentické foraminifery vyskytujúce sa v niektorých vzorkách indikujú tak hlbokovodné, ako aj plytšie prostredie a predpokladá sa ich redepozícia (Šútovská in Marko et al., 1990). Vek súvrstvia (spodný oligocén – kišcel) bol doložený na základe vápnitého nanoplanktónu, ktorý sa vyskytuje v hemipelagickej medzivrstve Boumovej sekvencie. Okrem redepozícií sa tam sporadicky vyskytuje autochtónne chudobné spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu (podľa Perch-Nielsenovej, 1986): *Helicosphaera reticulata* BRAMLETTE et WILCOXON, *Reticulofenestra* cf. *lockeri* MÜLLER a *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY (biochróna NP 22 až NP 23; Šútovská a Nagymarosy, 1989, in Marko et al., l. c.). Na základe tohto spoločenstva uvedení autori zaradili hrabnícke súvrstvie do oligocénu – kišcelu (NP 22).

Napriek tomu, že hrabnícke súvrstvie sa považuje za súčasť Bukovskej brázdy, jeho genetická príslušnosť k sedimentom bukovského paleogénu je otázna (Marko et al., 1990). Okrem iného, ťažko vysvetliteľný je stratigrafický hiát, ktorý bol podľa autorov medzi spodným eocénom bukovského paleogénu a kišcelom. Hranice a pozícia tejto oligocénnej litostratigrafickej jednotky, ktorá sa nenašla na inom mieste Bukovskej brázdy, zostáva dosť záhadnou (Marko in Kováč, et al., 1991; Plašienka et al., 1991) a možno uvažovať o alternatíve, či hrabnícke súvrstvie nie je cudzorodá tektonická šupina včlenená do Bukovskej depresie pozdĺž poruchovej zóny (Marko et al., l. c.).

Na uvedenej lokalite je možné pozorovať tektonický styk medzi silne zvrásnenými oligocénnymi turbiditmi hrabníckeho súvrstvia a nadložnými (uhlová diskordancia) ílmi a pieskami panónu Viedenskej panvy. Kontakt reprezentuje dúbravská porucha smeru VSV – ZJZ, vyplnená tektonickým ílom s priemernou hrúbkou 1,5 m (Marko in Kováč et al., 1991).

Vrt MKP-1 Sološnica, situovaný južne od Sološnice v oblasti Omlaď 150 m jz. kóty 270, dosiahol konečnú hĺbku 591 m. Realizovala ho spoločnosť URANPRES Spišská Nová Ves v roku 1990 pod vedením RNDr. P. Grossa, CSc. Uskutočnili sa karotážne merania. Cieľom vrtu bolo prevŕtať kompletnú paleogénnu sukcesiu od vrchného paleocénu (ilerdu) až po vrchný oligocén, resp. až po karpat, a riešenie vzťahu vnútrokarpatského paleogénu k „pribradlovému“ paleogénu.

Interpretácia prevŕtaných súvrství je podľa Grossa takáto: 0,0 – 26,0 m – kvartér alebo hrabnícke súvrstvie (kišcel), 26,0 – 88,0? m – súvrstvie vrchného eocénu – spodného oligocénu, 88,0? – 282,0 m – hutianske súvrstvie („stredný“ až vrchný kuis – spodný lutét, resp. stredný eocén podľa nanoplanktónu), 282,0 až 323,0 m – borovské súvrstvie (spodný až vrchný kuis), 323,0 – 369,1 m – annaberské vápence (anis), 369,1 – 391,7 m – brekciovitý dolomit (anis), 391,7 – 422,4 m – „kampilské“ ílovce a siltovce (spodný trias), 422,4 – 591,0 m – kremenné pieskovce a kremence (spodný trias).

V úseku 45,0 – 115,5 m je pre súvrstvie charakteristická vysoká prevaha ílovcov nad lavicami pieskovcov a drobnozrnných karbonátových zlepencov. Tmavosivé ílovce sú premenlivo vápnité. Je možné pozorovať znaky bioturbácie v podobe tmavších škvŕn. Častá je rozptýlená siltová prímes, alebo je častejšie skoncentrovaná do nespočetných lamín až vrstvičiek (2 – 10 mm), ktoré sú svetlejšie ako samotné ílovce. Od intervalu 90,8 – 115,5 m začínajú prevládať sivozelenkasté odtiene a ílovce sú výrazne vápnité. Pieskovce dosahujúce hrúbku od niekoľko mm do maximálne 150 cm sú svetlosivé, jemnozrnné až hrubozrnné, často v celej svojej hrúbke laminované. Nezriedkavé sú lavice s gradačným zvrstvením, konvolútnou laminációu a šikmým zvrstvením. V hrubozrnných pieskovcoch až drobnozrnných zlepencoch prevládajú obliačiky karbonátov (1 – 40 mm) a intraklasty ílovcov. Prítomné sú kryštáliky pyritu. Zastúpené sú aj polohy (do 30 cm) strednozrnného zlepenca s veľmi slabo opracovanými obliakmi (od 5 do 40 mm) obsahujúce veľké foraminifery. Obdobne aj v intervale 112,1 – 162,1 m a 162,1 – 282,0 m majú absolútnu prevahu sivé až sivozelené ílovce s lavicami stredno- až drobnozrnných brekcií/zlepencov, menej často pieskovcov. V spodnej časti intervalu sú v ílovcoch „utopené“ obliaky až balvany melafýrov(?) s veľkosťou 20 – 70 cm. Obliaky hruboklastických sedimentov sú väčšinou ostrohranné alebo iba slabo opracované. Úlomky/obliaky (0,5 – 15 cm) sú v absolútnej prevahe zložené z červenkastých, zelených a sivých bridlíc a pieskovcov (siltovcov) triasového

veku. Menej časté sú úlomky kremencov, karbonátov a bázických hornín. V tmele brekcií/zlepencov sa vyskytujú poškodené schránky veľkých foraminifer, ktoré obsahujú glaukonit, pyrit alebo chalcedón. Úsek je tektonicky zvrásnený, so sklonmi od 0 do 25 až 60°.

Borovské súvrstvie (282,0 – 323,0 m) charakterizujú piesčité vápence, drobno- až strednozrnné karbonátové zlepence s obsahom numulitov a alveolín a s polohami tektonizovaných zelenkastých ílovcov na styku so súvrstvím flyšového charakteru. Tmel má hnedočervenkastú farbu. Na styku s triasom je zachovaná karbonátová brekcia hrubá 80 cm s veľkosťou úlomkov od 1 do 20 cm. Tmel je červenohnedý, piesčito-siltovej frakcie. Brekcia patrí k predtransgresívnym sedimentom (bartalovská brekcia).

Stratigrafické rozpätie borovského súvrstvia spodný až vrchný kuis je doložené spoločenstvom veľkých foraminifer (E. Köhler). Vekové zaradenie hutianskeho súvrstvia do vrchného kuisu – spodného lutétu (biozóna P 9 – P 11) je stanovené na základe vyhodnotenia malých foraminifer z 5 vzoriek – interval 114,8 až 291,0 m (O. Samuel). Podľa vápnitého nanoplanktónu zaradila J. Raková súvrstvie do oligocénu. V intervale 16 – 79 m (11 vzoriek) zistila Šútovská (písomná informácia) spoločenstvo nanoplanktónu, ktoré zaradila na hranicu eocén/oligocén. Prítomné redepozície mikrofosílií vo vzorkách reprezentujú stredný aj spodný eocén.

Z výbrusového materiálu (z 2 vzoriek odobraných v roku 2008; Buček et al. in Polák et al., 2011) z lokality Hrabník-hlinisko – nevytriedený polymiktný hrubozrnný pieskovec až drobnozrnný zlepenec tvoriaci až lavice vo vrchnej časti lomovej steny hrubé 150 cm – sme vyhodnotili spoločenstvo veľkých foraminifer spodného kuisu, SBZ 10: *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, *Nummulites* cf. *aquitanicus* BENOIST, *Assilina placentula* (DESHAYES), *Nummulites* sp. a *Discocyclina* sp. Spoločenstvo je redeponované do hlbšieho mora z vekovo synchrónnych plytčín do mladšieho súvrstvia.

Z tej istej lokality Žecová (in Buček et al. in Polák et al., 2011) z 10 vzoriek pochádzajúcich z ílovcov (5 vzoriek bolo sterilných) vyhodnotila nasledujúce spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu – zo vzorky ZN442 – 268Na 43 Hrabník (135/2010): *Cocolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Cribrocentrum reticulatum* (GARTNER et SMITH) PERCH-NIELSEN, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUKRY et PERCIVAL, *Discoaster* sp., *Discoaster binodosus* MARTINI, *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL, *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON, *Helicosphaera seminulum* BRAMLETTE et SULLIVAN a *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI. Vek: najbohatšie spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu, zastúpenie druhov *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON a *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI, poukazuje na stredný eocén (NP 16). V spoločenstve sa zistili aj redeponované druhy z mezozoika: *Percivalia hauxtonensis* BLACK, *Ceratolithina hamata hamata* MARTINI a *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN. Zo vzorky ZN 442 – 267Na 42 Hrabník (134/2010) sa zistili *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUKRY et PERCIVAL, *Discoaster* sp. a *Discoaster* cf. *tanii* BRAMLETTE et RIEDEL. Vek: veľmi podobný typ spoločenstva ako v predchádzajúcej vzorke. Zistil sa druh *Discoaster* cf. *tanii* BRAMLETTE et RIEDEL, ktorý indikuje vek stredný eocén, zóna NP 17. Tento druh je charakteristický pre jej strednú časť. V spoločenstve sa našiel aj redeponovaný druh z mezozoika *Micula staurophora* VEKSHINA. Uvedené spoločenstvá nanoplanktónu zóny NP 16 – 17 sú podľa Šútovskej a Nagymarosyho (1989, in Marko et al., 1990) redepozíciami v rámci hrabníckeho súvrstvia. Zóna NP 22 sa nepotvrdila.

Zlinská (in Buček et al. in Polák et al., 2011) zo 4 vzoriek z ílovcov hrabníckeho súvrstvia vyhodnotila nasledujúce spoločenstvá foraminifer: zo vzorky DB-41 Sološnica *Globigerina* sp., *Uvigerina hantkeni* CUSH.-EDW. a *Reticulophragmium* sp. s vekovým zaradením do vrchnej časti spodného kišcelu až po spodného egeru; zo vzorky SO-158/1 Sološnica *Valvulineria complanata* (ORB.), *Reussella spinulosa* (RSS.), *Bulimina schischkinskayae* SAMOYLOVA, *Bolivina* aff. *trunensis* HOFMANN, *Globigerina postcretacea* MJATLJUK, *Gl. officinalis* SUBB., *Gl. praebulloides leroyi* BLOW et BANNER, *Gl. opima opima* BOLLI, *Gl.* sp. a *Uvigerina* cf. *rudligensis* PAPP s vekovým zaradením do kišcelu – egeru.

Neogén

Spodný miocén

78 lužické súvrstvie – podbrančský zlepenec: karbonatické zlepence; egenburg

Ako podbrančský zlepenec sú opísané karbonatické zlepence vystupujúce na povrch, resp. zakryté kvartérom v severnej časti územia MK v okolí obce Prievaly po Rozbehy a odtiaľ na JV do oblasti Sokolských chát a Trnávky. V minulosti sa označovali ako dobrovodské zlepence (Buday, 1956). Uvedeným názvom ich označovali aj ďalší autori. Vass (2002) pri zjednocovaní názvov litostratigrafických jednotiek neogénu vyčlenil názov podbrančský zlepenec (uvedený názov použili Kodym a Matějka, 1923). Názov „dobrovodský“ a „brezovský“ považujú za synonymá.

Zlepence ležia v nadloží triasových karbonátov jablonickej a havranickej kryhy považského príkrovu hronika (hlavný dolomit a reiflinské vápence) a najnovšie aj v nadloží kriedových organogénnych vápencov ostriežskeho súvrstvia (koňak) v oblasti Sokolských chát, resp. v nadloží organodetritických piesčitých vápencov a drobnozrnných zlepencov (kampán – ?mástricht) v oblasti k. Vápenková skala jz. od obce Rozbehy.

V severnej časti MK vystupujú polohy, bloky, balvany a úlomky pevných zlepencov a menej brekcií, väčšinou pozostávajúcich z dobre opracovaných obliakov karbonátov (vápence a dolomity). Ako vyplýva z rozboru horninových typov zlepencov z oblasti obce Rozbehy (Baráth, 1993), vápence tvoria až 78 % a dolomity 22 %. Miestami sa v obliakoch veľmi nepatrne vyskytujú obliaky pieskovcov, zlepencov, kremencov, rohovcov, žilného kremeňa a bridlíc. V obliakovom materiáli sú z vápencov zastúpené najmä wettersteinské, reiflinské a gutensteinské vápence, z dolomitov wettersteinské vápence a hauptdolomity. Častá je intenzívna dedolomitizácia obliakov.

Veľkosť obliakov sa pohybuje väčšinou od niekoľko milimetrov do 5 cm, miestami, najmä v spodných častiach vrstiev, sú obliaky do 8 – 15 cm, vzácne sú aj obliaky zlepencov (ojedinele až do 25 cm). V obliakoch prevládajú diskovité tvary nad sférickými. Vo väčšine prípadov prevládajú obliaky nad matrixom v pomere 60 : 40 až 80 : 20 %. Tmel je karbonatický, resp. karbonaticko-piesčitý. Rozpadavé polohy zlepencov sú menej časté. Vyskytujú sa polohy s fantómami po obliakoch. Prednostné usporiadanie, resp. gradáciu obliakov nevidieť (väčšie obliaky sú chaoticky umiestnené uprostred menších). Na väčších odkryvoch vidieť lavice zlepencov s hrúbkou až do 5 m (hrad Korlátka, resp. južne od Rozbehov). Miestami sú zastúpené aj lavice hnedých stredno- až hrubozrnných pieskovcov s hrúbkou 8 – 20 cm. Smerom do nadložia pribúdajú piesčité polohy. Aj v nich sa nepravidelne nachádzajú obliaky karbonátov.

V zlepencoch v študovanom území sa nenašla fauna. Na základe fauny mäkkýšov a chudobných spoločenstiev foraminifer v polohách zlepencov z Brezovských a Čachtických Karpát usudzujeme na ich egenburský vek.

77 planinské súvrstvie: íly/ílovce, prachy/prachovce, pieskovce, polymiktné zlepence; otnang – karpat

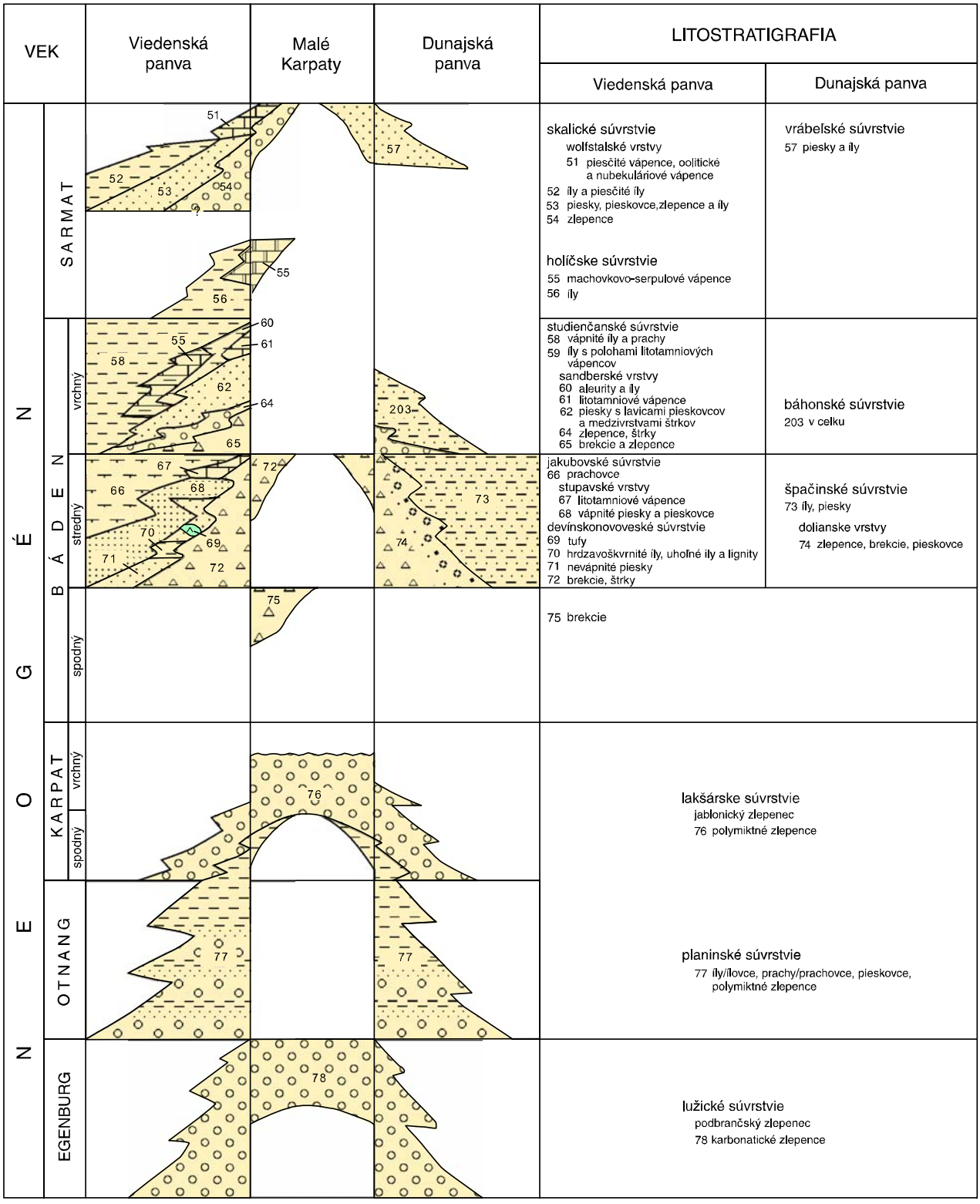
Planinské súvrstvie sa nachádza v severnej časti regiónu MK v širšom okolí obcí Prievaly, Cerová a Trstín.

Planinské súvrstvie tvoria najmä ílovce a prachovce striedajúce sa s polohami pieskovcov a zlepencov.

Bázu vrstvového sledu tvoria zlepence s ílovitým tmelom a polohy *„pebbly mudstone“* (sklzové teleso) tmavosivej farby. V ich nadloží sú ílovce s laminami a popraškami siltu, v ktorých je časté prúdovo-čerinové, šikmé a flaserové zvrstvenie a stopy po bioturbácii. V uvedených sedimentoch sa zistila vápnitá nanoflóra zóny NN 3 s indexovým druhom *Sphenolithus belemnos*. Vo vrchnej časti tohto súvrstvia prevládali ílovce a ílovce s popraškami siltu na vrstvových plochách striedajúce sa s polohami prachovcov a pieskovcov, ktorých smerom do nadložia ubúda. Charakteristické je šikmé zvrstvenie, prítomnosť zuhoľnatených zvyškov rastlín a stopy po bioturbácii, zriedkavo sa vyskytujúce šupiny rýb a schránky bivalvií rodov *Mactra*, *Tellina*, *Phacoides*, *Chlamys*, *Pseudoamusium* a druhu *Macoma elliptica* cf. *otnangensis* (HOERNES). Medzi otnanskými a spodnokarpatskými sedimentmi nebolo pozorované žiadne litologické rozhranie. Poukazuje to na neprerušenú sedimentáciu. Prechod medzi otnangom a karpatom z biostratigrafického hľadiska charakterizujú chudobné plytkovodné spoločenstvá foraminifer znášajúce zníženie salinity s prevahou druhov *Ammonia beccarii* (L.). Sprevádza ich spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu s výraznou prevahou druhu *Coccolithus pelagicus*. Smerom do nadložia sa objavujú spoločenstvá bentických foraminifer s prevahou rodov *Heterolepa*, *Cibicidoides*, *Lenticulina*, *Stilostomella* a v najvyššej časti aj *Bolivina*. Spolu s nimi sa vyskytuje asociácia vápnitého nanoplanktónu zóny NN 4 so stratigraficky významnými druhmi *Helicosphaera ampliaperta* BRAM. et WILC, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER) GARTNER, *R. excavata* LEHOTAYOVÁ a *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE (štíhle morfotypy) (Kováč et al., 1992).

V sedimentoch planinského súvrstvia nachádzajúcich sa pod kótou Osečník sa našli foraminifery *Globorotalia bykovae* (EISENSTAT), *Tenuitella clemencaiae* (BERMUDEZ), *Globoquadrina dehiscens* CUSH.-PARR-COLL., *Globigerinella obesa* (BOLLI), *Globigerinoides immaturus* BOLLI, *Hanzawaia crassiseptata* (LUCZ.), *Globoquadrina langhiana* CITA-GELATI, *Subbotina* aff. *angiporoides* (HORNIBROOK) a *Hanzawaia boueana* (ORB.) poukazujúce na karpatský vek fosilonosných sedimentov (Zlinská, 2011).

Marginálne vývoje planinského súvrstvia pozostávajú zo striedajúcich sa zlepencov a pieskovcov. Obliaky zlepencov majú priemernú veľkosť 0,5 – 2,0 cm, maximálne 10 – 15 cm. Zaoblenie je rôzne, od nedokonalého až po dobré. Sú zložené najmä z triasových vápencov a dolomitov, menej je jurských, prevažne rádiolóriových a kriedových kalpionelových vápencov. Prítomné sú aj pieskovce, arkózy, kremence, rohovce a žilný kremeň. Spodnokarpatský vrstvový sled sa vyznačuje množstvom gradačných cyklov, ktoré sa začínajú zlepencami až brekciami a smerom do nadložia prechádzajú do pieskovcov, siltovcov a ílovcov. Prevládajúca farba je zelenosivá a sivá. Charakteristické sú preplástky zuhoľnatenej organickej hmoty a vysoký obsah autiénneho pyritu.



Obr. 12. Litostratigrafická tabuľka neogénu Malých Karpát (K. Fordinál a M. Elečko, 2011).

76 lakšárske súvrstvie – jablonický zlepenec: polymiktné zlepence; karpat

Polohy zlepencov vystupujú v severnej časti regiónu v oblasti obce Prievaly a južne od spojnice kót Lipovec – Mníšek – Barvínek po obec Trstín. Okrem toho budujú vrcholce kopcov a dlhé stráne v oblasti z južného okolia obce Rozbehy do severného okolia obce Buková.

Zlepence ležia v nadloží triasových karbonátov hronika, sedimentov myjavsko-hričovskej skupiny paleogénu a sedimentov planinského súvrstvia. Ich styk s podbrančskými zlepencami egenburgu je zlomový.

Jablonické zlepence (Buday, 1955b) sú polymiktné. Vystupujú v území v podobe stien, blokov, balvanov, odkrytých častí typu „dláždenej cesty", resp. v podobe „štrkových rozsypov". V odkrytých stenách v roklinách sú lavice zlepencov nepravidelne prevrstvené lavicami pieskovcov s hrúbkou 30 – 40 cm. Obliaky zlepencov sú dobre ováľané, s veľkosťou od niekoľko mm až do 5 – 8 cm, miestami aj do 15 – 25 cm. Tmel zlepencov je vápnitý až vápnito-piesčitý a v dôsledku toho sú buď pevné, alebo aj rozpadavé. V obliakovom materiáli podľa petrografických typov z okolia obce Prievaly a kót Lipovec a Mníšek, resp. Buková-železnica sú zastúpené (Mišík, 1986) rozličné typy vápencov (70 – 82,3 %), dolomity (ojedinele – 7,5 %), arkózové pieskovce (5,5 – 11,8 %), kremence (5,5 – 15,7 %), silicity (2,0 – 3,9 %), vulkanity (1,0 – 5,9 %), žilný kremeň (0,5 až 3,5 %), žula (Prievaly 5%, Mníšek 0,6 %) a paleozoické metamorfity (ojedinele – 2,0 %). V medzernej hmote zlepencov (hrubozrnné litické pieskovce, resp. až drobnozrnné zlepence) sú zastúpené zrná kremeňa, živcov, granátu a úlomky kalových vápencov, wettersteinských vápencov, dolomitov, silicitov, drôb, pieskovcov, ílovitých bridlíc, fylitov, metakvarcitov, granitoidov a bázických vulkanitov. Tmel je kalcitový. V zlepencoch prevládajú sférické formy nad diskovitými, ojedinele sú zastúpené vretenovité tvary. Nepozorujeme gradačné zvrstvenie, väčšinou sú vedľa seba rôzne veľkosti obliakov. Ojedinele vidieť nezreteľné znaky imbrikácie obliakov. Dlhá os ojedinelých vretenovitých obliakov naznačuje ich váľanie, nie saltáciu. Pomer obliakov v medzernej hmote je variabilný (80 : 20 až 40 : 60 %). Pevnosť zlepencov závisí od typu matrixu (pevné až rozpadavé). V zlepencoch sú fantómy po obliakoch. Nižší obsah dolomitov je zrejme zapríčinený typom hornín vstupujúcich do transportného procesu (častý rozpad dolomitov už v zdrojovej oblasti).

Na základe dešifrovania petrografického a vekového zloženia (paleozoikum – paleogén) obliakov zastúpených v zlepencoch – rozličných typov vápencov (wettersteinské, gutensteinské, reiflinské a ďalšie), dolomitov, resp. ostatných hornín – je možné usudzovať na možnú znosovú oblasť, ktorá poskytla obliakový materiál (hronikum, fatrikum, tatrikum). Transport obliakového materiálu prebiehal v regióne generálne z J, JV a JZ, zväčša z blízkeho okolia. Zlepence predstavujú uloženiny deltovo-aluviálnych kužeľov výnosových tokov ústiacich na sever do panvy. Tieto kužele sa museli vzájomne prekrývať, s prihliadnutím na rozdielne materiálové zloženie obliakov v rámci ich plošného rozloženia.

Zlepenec sa považoval za bazálny člen lakšárskeho súvrstvia karpatu. Novšie (Kováč, 2000) zastáva názor, že zlepence predstavujú regresívnu fáciu lakšárskeho súvrstvia a uvažuje o jeho stratigrafickom rozsahu karpat – spodný báden.

Stredný miocén

Báden

75 brekcie; spodný? báden

Na severných svahov Devínskej Kobyly sa nachádzajú brekcie stmelené sintrom. Ide o kontinentálne sedimenty, ktoré zrejme vznikli v obdobiach, keď svahy Devínskej Kobyly boli súšou nezaplavenou morom. V prospech toho môžu svedčiť sintrové obliaky navŕtané morskými organizmami (Mišík, 1980). Brekcie sú zložené z chaoticky usporiadaných úlomkov karbonátov bezprostredného predterciérneho podložia. Dosahujú hrúbku do prvej desiatky metrov.

Za závodom Technické sklo sa nachádzajú brekcie zložené z ostrohranných úlomkov spodnotriasových kremencov bez viditeľného stmelenia sintrami. Nachádza sa v nich skalné okno s priemerom zhruba 1 m. Podľa Lehotského (1992), ktorý sa vo svojej práci venoval javom krasu a pseudokrasu Devínskych Karpát, môže ísť o sedimenty nie mladšie ako spodný báden.

Stredný báden

Strednobádenské sedimenty na východnom okraji MK reprezentujú dolianske vrstvy a prevažne pelitické usadeniny špačinského súvrstvia. Na západnom okraji sú zastúpené terestrickým *devínskonovoveským súvrstvím* (Fordinál in Kohút et al., 2007) a morskými sedimentmi *jakubovského súvrstvia*.

74 špačinské súvrstvie – dolianske vrstvy: zlepence, brekcie a pieskovce; stredný báden

Dolianske vrstvy sa vyskytujú na východných svahoch MK od obce Dubová až po Horné Orešany a v okolí Trstína. Ležia diskordantne a transgresívne na predneogénnom podloží tvorenom fylitmi a v okolí Trstína na jablonických zlepencoch karpatského veku. Tvoria ich hrubozrnné brekcie, zlepence, štrky a piesky s polohami štrkov (Maglay et al., 2005).

Brekcie sa vyskytujú v Doľanoch na kalvárii. Tvoria ich ostrohranné a slabo opracované úlomky mezozoických svetlosivých a tmavosivých vápencov. Dosahujú veľkosť až 25 cm. Sú stmelené vápnitým tmelom.

Zlepence vystupujú na povrch na východných svahoch MK medzi Doľanmi a Hornými Orešanmi a v okolí Trstína. Reprezentujú ich hrubo- aj drobnozrnné variety. Hrubozrnné zlepence majú miestami až brekciovitý charakter. V okolí Trstína tieto zlepence obsahujú obliaky zložené prevažne z vápencov, ojedinele aj zlepencov egenburského veku. Dosahujú veľkosť až 30 cm. Karbonátové obliaky v zlepencoch dolianskych vrstiev sú často navŕtané morskými organizmami. V drobnozrnných zlepencoch v okolí Dolných Orešian sa zistili vrstvy sivého vápnitého ílu so zuhoľnateným rastlinným detritom hrubé 2 – 5 cm. Našli sa v nich foraminifery *Virgulina schreibersiana*, *Siphonodosaria lepidula*, *Uvigerina semiornata brunnensis* a i. (Cicha, 1957) a bivalvie rodu *Ostrea* (Buday, 1957). V zlepencoch dolianskych vrstiev v Horných Orešanoch sa v pieskoch zistili foraminifery *Spiroplectinella carinata* (ORB.), *Melonis pompilioides* (F.-M.) *Asterigerinata planorbis* (ORB.) a *Uvigerina* cf. *brunensis* KARRER. Poukazujú najpravdepodobnejšie na strednobádenský vek sedimentov (Zlinská, 2004). Hrubozrnné štrky až zlepence vystupujú na povrch sz. od obce Častá. Tvoria ich prevažne dobre opracované obliaky granitoidov a ostrohranné úlomky čiernych fylitov. Matrix je piesčitý. Tieto sedimenty reprezentujú usadeniny malého strmého toku smerujúceho do panvy zo západu, z územia tvoreného granitoidmi (Baráth, 1993).

Doliansky zlepenec vyčlenil Kováč (in Plašienka et al., 1991) a stratigraficky ho zaradil do vrchného bádenu. Vzhľadom na pestrú litologickú náplň tejto litostratigrafickej jednotky (brekcie, zlepence, štrky, pieskovce a piesky s polohami štrkov) sme pre uvedenú jednotku – doliansky zlepenec – použili názov vrstvy (Fordinál in Maglay et al., 2005). Na základe fauny foraminifer zistenej v pelitických medzivrstvách v zlepencoch (Cicha, 1957), ako aj pieskoch (Zlinská, 2004) sme dolianske vrstvy stratigraficky zaradili do stredného bádenu. V minulosti sa sedimenty tejto jednotky stratigraficky začleňovali rôzne. Vo Vysvetlivkách ku geologickej mape 1 : 200 000, list Bratislava – Wien ich Buday (in Buday et al., 1962) stratigraficky zaradil do stredného bádenu (na bázu vrchného tortónu), ale na mape ich začlenil do spodného bádenu (Buday in Buday et al., 1963). Do spodného bádenu boli tieto sedimenty zaradené aj na mape Malých Karpát (Maheľ a Cambel, 1972).

73 íly a piesky; stredný báden

Pelitické sedimenty špačinského súvrstvia pozostávajú z monotónnych zelenosivých vápnitých ílov s ojedinelými vrstvami pieskov. Vyznačujú sa bohatými spoločenstvami foraminifer. Zistili sa v nich foraminifery *Spiroplactamina carinata* ORB., *Bulimina striata* ORB., *B. elongata* ORB., *B. pupoides* ORB., *B. dilatata* (REUSS), *Virgulina schreibersiana* CZJZEK, *Cibicides dutemplei* (ORB.), *Pullenia bulloides* ORB. a i. (Mojžišová in Hromec, 1962).

Devínskonovoveské súvrstvie

Devínskonovoveské súvrstvie (pôvodne *devínskonovoveské vrstvy* Vass et al., 1988) reprezentujú viaceré litofácie. V najväčšej miere sú zastúpené brekcie, štrky (72) a nevápnité piesky (71_2). V menšej miere sa v tomto súvrství vyskytujú aj íly, uhoľné íly a lignity (70) a na jednej lokalite aj tufy s odtlačkami listov (69).

Vzhľadom na jeho genézu (reprezentuje terestrické sedimenty, a to usadeniny sutinových, murových a aluviálnych kužeľov), rôznorodú litologickú náplň (štrky, brekcie, piesky, íly, uhoľné íly a lignity, tufy), ako aj hrúbku (zistená maximálna hrúbka dosahuje vo vrte DNV-1 až 330 m) sme *devínskonovoveské vrstvy* začlenili do hierarchicky vyššej jednotky – súvrstvia (Fordinál in Kohút et al., 2007). *Jakubovské súvrstvie*, do ktorého sa doteraz *devínskonovoveské vrstvy* začleňovali, má morský pôvod.

72 brekcie a štrky; stredný báden

Štrky a brekcie devínskonovoveského súvrstvia sa na študovanom území nachádzajú na povrchu medzi Borinkou a obcou Kuchyňa a zistili sa aj v hydrogeologických vrtoch v okolí Stupavy a Lozorna.

Na študovanom území sa nachádza čiastkový stratotyp *devínskonovoveského súvrstvia.* Reprezentuje ho roklina na severnom okraji obce Borinka, v ktorej vedie cesta na hrad Pajštún. V stenách tejto rokliny dlhej zhruba 70 m a vysokej až 8 m vystupujú takmer monomiktné žulové brekcie tvorené chaoticky uloženými ostrohrannými blokmi granitoidov (do 40 cm). Ich podiel v hornine je až 95 %. Ojedinele sa v brekciách nachádzajú slabo opracované úlomky kremeňov a silne zvetrané úlomky kryštalických bridlíc (do 2 cm). V týchto brekciách sa zistila vrstva štrkov hrubá 20 až 60 cm. Tvoria ju dobre opracované obliaky granitoidov s veľkosťou do 10 cm a ojedinele kremeňa do 3 cm. Matrix je prachovo-piesčitý, s vysokým obsahom muskovitu, nevápnitý, resp. slabo vápnitý. Reprezentuje materiál fosílnych kôr zvetrávania prevažne na granito-

idných horninách. Tieto usadeniny z genetického hľadiska reprezentujú sedimenty sutinových a múrových kužeľov (Vass et al., 1988).

V širšom okolí Lozorna sa vyskytujú brekcie zložené prevažne z úlomkov granitoidov, ako aj balvanovité štrky, v ktorých sú okrem granitoidných obliakov a úlomkov vo väčšej miere zastúpené aj spodnotriasové kremence a metamorfity. Bloky kremencov dosahujú veľkosť do 5 – 6 m a ojedinele aj viac. V menšej miere sú v devínskonovoveskom súvrství zastúpené dobre opracované štrky s obliakmi granitoidov, kremencov a metamorfitov. Obliaky dosahujú veľkosť priemerne 10, ojedinele až 20 cm.

Sedimenty devínskonovoveského súvrstvia boli zastihnuté vrtom MKZ-1 (3,3 – 181,0 m) na SV od Stupavy v údolí Vápeničného potoka. Vrt prenikol cez balvanovité brekcie, zlepence, pieskovce, piesky a štrky. V spodnej časti vrtu (52 – 181 m) v obliakovom materiáli dominovali metamorfity (pararuly a amfibolity), ojedinele sa vyskytovali granitoidy, kremence a veľmi zriedkavo vápence. V strednej časti vrtu (18 – 52 m) v obliakovom materiáli prevládali metamorfity, ale hojne sa vyskytovali aj granitoidy, v menšej miere kremence. Klastický materiál vrchnej časti vrtu (3,3 – 18,0 m) tvorili výlučne zvetrané leukokratné granitoidy (Baráth, 1993).

71 nevápnité piesky; stredný báden

Piesky reprezentujú v devínskonovoveskom súvrství veľmi rozšírený litotyp. Vo vertikálnom i horizontálnom smere sa zastupujú s brekciami a štrkmi. Vyskytujú sa v priestore od Stupavy až po obec Kuchyňa.

Piesky sú žltej a žltohnedej farby, stredno- až hrubozrnné, s tenkými polohami drobnozrnného štrku, niekedy s preplástkami (1 – 2 cm) ílov. Sú nevápnité. Doteraz sa v nich nezistili žiadne fosílne zvyšky. Odkryvy v nich sú veľmi zriedkavé.

70 hrdzavoškvrnité íly, uhoľné íly a lignity; stredný báden

Ílová litofácia sa v *devínskonovoveskom súvrství* vyskytuje len ojedinele. Najväčšie plošné rozšírenie tejto litofácie sa zistilo východne od Lozorna v časti Na vŕškoch, v menšej miere sa zistila sv. od Červeného domčeka a vo veľmi malom rozsahu v zárezе cesty v. od Lozorna v časti Bukovina a v okolí obce Kuchyňa. Litofáciu reprezentujú svetlosivozelené hrdzavoškvrnité nevápnité íly s rôznym obsahom piesčitej frakcie. V íloch sa zistili palynomorfy pochádzajúce z vlhkomilných a príbrežných rastlín rodov *Betula*, *Nuphar*, *Osmunda*, *Salix* a *Sphagnum*, čeľade *Ranunculaceae* a *Selaginellaceae*, a zvyšky húb a spór machov (Vaněková, 2007). Na základe získaného paleofloristického spoločenstva Vaňeková (l. c.) predpokladá, že v čase usadzovania fosilonosných sedimentov bolo v ich okolí vlhké prostredie. Mohli to byť brehy vodných plôch alebo tokov.

Táto litofácia sa zistila aj vo vrtoch HGP-3 pri Stupave (Nagy in Kantor et al., 1992) a PKH-2 v Borinke (Nagy in Polák a Nagy, 1993), v ktorých ju reprezentujú polohy tmavo sfarbených ílov, uhoľných ílov a lignitov.

69 ryolitové tufy; stredný báden

V nevápnitých pieskoch devínskonovoveského súvrstvia sa zistil výskyt bielych a sivobielych tufov. Našli sa v prirodzenom aj umelom odkryve (vyvrátený strom) nachádzajúcom sa vo svahu veľkého výmoľa južne od obce Kuchyňa. Tuf má podpornú stavbu matrixu a je zložený z klastov a úlomkov skla. Klasty majú strapaté okraje a úlomky skla sú charakteristicky vyduté dovnútra, čo poukazuje na to, že ide o uloženiny napadaných tufov *(ash-fall)*. Pre úlomky vulkanického skla sú charakteristické stopy po trhaní expandujúcimi plynmi. Prítomné výrastlice plagioklasu a biotitu sú produktom explozívne dezintegrovanej juvenilnej magmy. Petrografickým štúdiom sa zistilo, že vo výbruse môžeme pozorovať dve časti – jemnozrnnú časť bez viditeľných výrastlíc a časť tvorenú jemnozrnnou základnou hmotou s kryštaloklastami. Jemnozrnná časť je usporiadaná rovnomerne a v prevažnej miere ju tvoria drobné klasty aj väčšie útvary skla. Sklo má ryolitové zloženie, ktoré potvrdzujú mikrosondové analýzy. Vystupujú tu aj drobné kryštaloklasty živcov, kremeňa a biotitov. Identifikovaný bol aj ortopyroxén, apatit, ilmenit a titanomagnetit. V medzizrnových priestoroch a póroch je výplň typu illit – smektit a kaolinit. V základnej hmote sú prítomné kryštaloklasty tabuľkovitého plagioklasu, biotitu s tabuľkovitým, lištovitým a ihličkovitým habitom a kremeňa (Šimon et al., 2009).

Na vrstvových plochách tufov sa vyskytujú odtlačky listov a plodov. Väčšina listov je veľmi zle zachovaná. Boli identifikované odtlačky listov patriace k druhom *Daphnogene polymorpha*, *Junglans* sp., *Dictylophyllum* sp., *?Salix varians*, ?*Ampelopsis* sp. a ?*Quercus* sp. a čeľade *Lauraceae* (Kučerová in Fordinál et al., 2010).

Jakubovské súvrstvie

Sedimenty jakubovského súvrstvia sú reprezentované okrajovými plytkovodnými sedimentmi stupavských vrstiev (68, 67) a prachovcami (66).

Stupavské vrstvy

Stupavské vrstvy je nový názov namiesto starších názvov lábsky amfistegínový obzor (Buday, 1955a), lábsky obzor hrušeckých vrstiev (Špička, 1966b) a lábske piesky (Baráth et al., 2001), pretože adjektívum „lábsky" už použil Buday (1955b) v publikovanej práci na označenie karpatských sedimentov v brakickom až sladkovodnom vývoji, ktoré sú vyvinuté v južnej časti Viedenskej panvy.

Stupavské vrstvy sa vyskytujú na svahoch Vrchnej hory, susednej nepomenovanej kóty jv. od Stupavy a v okolí kóty Rakytovec sv. od Stupavy. Sedimenty stupavských vrstiev tvoria piesky s polohami pieskovcov (68) a litotamniové vápence (67).

68 vápnité piesky a pieskovce; stredný báden

Vápnité piesky a pieskovce sa vyskytujú na svahoch Vrchnej hory, vo svahu kopca pri cintoríne v Stupave, ako aj susednej nepomenovanej kóty jv. od Stupavy a v okolí kóty Rakytovec. Piesky sú drobno- až strednozrnné a žlto až sivožlto sfarbené. Nachádzajú sa v nich schránky morských mäkkýšov. Zistili sa v nich aj ichnofosílie. Z presnejšie nelokalizovaného odkryvu na svahu Vrchnej hory opísal Buday (1939) bohaté spoločenstvo morských gastropódov a bivalvií. Zo stratigraficky významných druhov zistil bivalvie *Flabellipecten besseri* (ANDR.), *F. solarium* (LAM.), *Aequipecten elegans* (ANDR.), *A. malvinae* (DUB.) a i., ktoré sa stratigraficky viažu na báden. Morskú, bližšie nešpecifikovanú faunu mäkkýšov uvádzajú Vass a Špička (1970) zo zárezu cesty v. od kóty Rakytovec. Okrem mäkkýšov sa v pieskoch *stupavských vrstiev* našla aj fauna foraminifer. Zistila sa v pieskoch na svahoch Vrchnej hory a nepomenovanej kóty sv. od Vrchnej hory v zárezе lesnej cesty jv. od kóty Rakytovec a v odkryve vo svahu j. od uvedenej kóty. V pieskoch boli identifikované chudobné a málo diverzifikované spoločenstvá foraminifer. Najhojnejšie zastúpenie v nich mali zástupcovia rodu *Elphidium* [*E. crispum* (L.), *E. macellum* (F.-M.), *E. fichtelianum*, *E. rugosum* (ORB.)] a druh *Ammonia beccarii* (L.). Okrem nich boli v získaných asociáciách prítomné taxóny *Asterigerinata planorbis* (ORB.) a *Uvigerina semiornata semiornata* ORB. (Zlinská, 2007).

Pieskovce vytvárajúce nesúvislé polohy a šošovky v pieskoch boli na základe petrografického vyhodnotenia začlenené k jemnozrnným vápnitým subarkózam (Siráňová, 2007).

67 litotamniové vápence; stredný báden

Litotamniové vápence sa nachádzajú na vrchole Vrchnej hory, na jej jz. svahu, ako aj na svahu susednej nepomenovanej kóty jv. od Stupavy. Vápence sú svetlosivožltej farby a zvetrávajú dosiva. Na povrchu zvetranej horniny sa nachádzajú stielky litotamnií, ojedinele odtlačky schránok mäkkýšov. Mikroskopickým štúdiom sa zistilo, že dominantné zastúpenie v hornine majú červené riasy rodu *Litotamnium*, resp. ich fragmenty. Okrem nich boli v hornine prítomné foraminifery (*Amphistegina* sp., *Borelis mello*, *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Anomalina* sp., *Planorbulina* sp. a i.), gastropódy, bivalvie a červy (*Serpula* sp.). Základná hmota je viac-menej rekryštalizovaná, spravidla mikritová/mikrosparitová, lokálne až sparitová. V hornine sa zistila prímes klastického nevytriedeného kremeňa do veľkosti až 1 mm. Vo vápencoch sa ojedinele vyskytovali úlomky granitoidov, metamorfitov a rohovcov (Boorová, 2007).

Z mikrofaciálneho hľadiska bolo možné vyčleniť riasovo-foraminiferovú, riasovo-gastropódovo-foraminiferovú a riasovo-machovkovo-foraminiferovú mikrofáciu (Boorová, l. c.).

66 prachovce; stredný báden

Severovýchodne od Stupavy na úpätí svahu pod zrúcaninou hradu Pajštún sa našiel denudačný zvyšok morských sedimentov. Reprezentujú ho svetložltohnedé prachovce, ktoré obsahujú chudobné spoločenstvá foraminifer. Boli v nich zastúpené druhy *Bolivina dilatata dilatata* RSS., *Bulimina elongata elongata* ORB., *B. subulata* CUSH.-PARKER, *Globigerina tarchanensis* SUBB.-CHUTZ, *Amnodiscus miocenicus* KARRER, *Reophax pilulifer* BRADY a i. Posledná z vymenovaných foraminifer poukazuje na strednobádenský vek sedimentov (Zlinská, 2007).

Vrchný báden

Studienčanské súvrstvie

Studienčanské súvrstvie reprezentuje vrchnobádenské sedimenty Viedenskej panvy. Zastupujú ho okrajové plytkovodné sedimenty sandberských vrstiev a panvové pelitické usadeniny (59, 58).

Sandberské vrstvy

Sandberské vrstvy (Baráth et al., 1994) sa vyskytujú na západnom okraji MK, a to j. od Devínskej Novej Vsi (na Devínskej Kobyle), na území medzi Mariankou a Stupavou a v malej miere sú odkryté na úpätí MK od Jablonového až po obec Kuchyňa. Na základe mapovacích prác v minulosti i dnes bolo možné kartograficky zobraziť viacero litotypov (65, 64, 62, 61 a 60).

65 brekcie a zlepence

Na báze *sandberských vrstiev*, ako to vidno na typovej lokalite Devínska Nová Ves-Sandberg, sa nachádzajú hrubozrnné až drobnozrnné brekcie, konglomeráty a piesčité konglomeráty, ktoré majú s predterciérnym podložím transgresívny styk (Baráth et al., 1994). Petrografické zloženie klastov kopíruje bezprostredné podložie, resp. okolie. Môžu tak mať prevahu dolomity, vápence, kremence alebo horniny kryštalinika. Úlomky klastov dosahujú veľkosť väčšinou do prvej desiatky cm, ale napr. v oblasti Záhorskej Bystrice dosahujú veľkosť metrových blokov, rovnako ako na typovej lokalite zložených v prevažnej miere z karbonatických hornín tatrika (Koutek a Zoubek, 1936; Mišík, 1976; Baráth et al., 1994).

Kontakt s podložím je väčšinou erozívny. Predstavuje prostredie pobrežných zrubov, doložené tvorbou príbojových jaskýň (Mišík, 1976; Lehotský, 1992). Na typovej lokalite je však dobre viditeľný aj tektonický kontakt, kontrolovaný poklesovou štruktúrou skláňajúcou sa na JZ. Znakom synsedimentárneho poklesávania tylovej časti slovineckého brala môže byť aj výrazný (tiltovaný) úklon vrstiev piesčitých zlepencov proti svahu paleopobrežia (až 28°), spojený s plastickými sklzovými deformáciami sedimentu. Synsedimentárne tiltovanie sa odzrkadľuje aj v diskordancii vnútri detritického sledu, kde nadložné vrstvy piesčitých brekcií majú už sklon 3° smerom do paleopanvy (Baráth et al., 1994). Postupné poklesávanie celej oblasti Devínskej Kobyly počas neogénu je doložené výskytom sedimentov bádenu a sarmatu s postupným vytváraním abrazných plošín mladnúcich smerom do nadložia.

Tieto sedimenty vychádzajú na povrch aj v oblasti Záhorskej Bystrice, kde sú prítomné brekcie a konglomeráty s prevažne zle zaobleným nevytriedeným materiálom zloženým z karbonatických hornín borinskej sukcesie tatrika MK. V menšej miere boli v obliakovej asociácii zastúpené aj fylity, amfibolity, granitoidy a kremeň (Baráth, 1993).

Všeobecne v miestach kontaktu neogénnych sedimentov s karbonatickým podložím (aj obnaženého spod neogénnych sedimentov), ale aj na povrchu klastov sú viditeľné hojné stopy po vŕtavej činnosti morských hubiek rodu *Cliona*, lastúrnikov rodov *Lithophaga*, *Gastrochaena* a *Barnea* a červov rodov *Polydora* a *Potamilla* (Radwanski, 1968).

Vo vápnitom tmele bazálnych konglomerátov nachádzajúcich sa na západných svahoch Devínskej Kobyly našli Koutek a Zoubek (1936) zvyšky foraminifer, machoviek, úlomky schránok mäkkýšov, ihlíc ježoviek, červených rias, ostrakódov a úlomky kôrovcov.

Brekcie tvorené prevažne úlomkami mezozoických karbonátov sa zistili aj v nadloží sedimentov devínskonovoveského súvrstvia s. od obce Kuchyňa, na sz. svahu kóty Bartalová a na kóte Chudý vrch. V bazálnych častiach brekcií pri ich kontakte s hruboklastickými sedimentmi devínskonovoveského súvrstvia v nich nachádzame aj úlomky spodnotriasových kremencov. V brekciách sa veľmi zriedkavo vyskytujú aj dobre zaoblené obliaky mezozoických karbonátov, ktorých povrch je navŕtaný morskými organizmami. Klasty v brekciách majú rôzny stupeň opracovania. Sú rozmiestnené nepravidelne, niekedy sú husto usporiadané a neraz sa aj dotýkajú. Z mezozoických karbonátov sú v brekciách zastúpené horniny triasového a jursko-spodnokriedového veku (Boorová, 2008).

64 zlepence a štrky; vrchný báden

Zlepence a štrky sa vyskytujú na západnom okraji MK v okolí obcí Jablonové, Pernek a Kuchyňa.

Južne od obce Jablonové sa zlepence nachádzajú v malých odkryvoch (pravdepodobne v starom lome). Obliaky sú dobre opracované a chaoticky rozptýlené v sedimente. Tvoria ich prevažne karbonátové horniny tatrika jurského veku, menej kremeň a kremence. Povrch karbonátových obliakov je miestami navŕtaný morskými lastúrnikmi typu *Lithophaga* a ojedinele sa v základnej hmote našli aj schránky lastúrnikov rodu *Ostrea*. Ide o vlnovo prepracovaný klastický materiál v morskom plážovom prostredí. Zlepence sú silno stmelené. Bolo to spôsobené vynorením a vystavením sedimentu účinkom meteorickej vody (Baráth, 2009). Z uvedených zlepencov nachádzajúcich sa jz. od Jablonového uvádzajú aj Vass a Špička (1970) nálezy schránok rodu *Ostrea*. V sutine našli aj úlomky litotamniových vápencov a predpokladajú, že tvorili polohy v zlepencoch.

Tieto zlepence sú dobre odkryté v starom lome s. od obce Kuchyňa neďaleko horárne Vývrat. Reprezentujú ich nedokonale spevnené hrubozrnné zlepence, piesčité štrky a strednozrnné zlepence a štrky. Obliaky

sú zložené prevažne z karbonátových hornín, pochádzajúcich predovšetkým z vysockého príkrovu a vyšších príkrovov MK. Tieto sedimenty boli geneticky začlenené k plážovým štrkom (Baráth, 2009).

63 reziduálne štrky

Na sedimentoch devínskonovoveského súvrstvia a horninách perneckej skupiny v širšom okolí obce Kuchyňa nachádzame rozptýlené balvany. Dosahujú priemer 1 m, ojedinele aj viac. Tvoria ich spodnotriasové kremence a rozličné fácie vápencov jurského veku. Predpokladáme, že reprezentujú denudačné zvyšky bazálnych brekcií vrchnobádenského veku.

62 piesky s lavicami pieskovcov a medzivrstvami štrkov; vrchný báden

Hrubozrnné piesky s polohami piesčitých štrkov sa vyskytujú na lokalite Sandberg v nadloží bazálnych konglomerátov (Baráth et al., 1994). Obliaky štrkov v porovnaní s podložnými konglomerátmi majú zvýšené zastúpenie rezistentných typov hornín (kremeň, kremenec a rohovec) na úkor karbonátov. V šošovkovitej a doskovitej vrstvovitosti je pozorovateľné lepšie vytriedenie, tangenciálne šikmé zvrstvenie a pozitívna gradácia. Prevažuje sklon šikmého zvrstvenia na JZ (205 – 240°). Svojím charakterom naznačuje sedimentáciu v prostredí pobrežného čela *(shoreface)* s typickými zrezanými vlnovými čerinami. Ojedinele pozorujeme aj šošovky redukované eróziou so šikmým zvrstvením s opačným sklonom, porovnateľné s produktmi spätného prúdenia. Prechod do prostredia pobrežných valov dokumentujú šošovky pieskov, husto bioturbované hrabavými krabmi *Ophiomorpha*. Vrstvovitosť býva nezriedka porušená tenkolievikovitými únikovými textúrami vytvorenými bentickými organizmami.

V pieskoch sa zistila prítomnosť mäkkýšov (bivalvií a gastropódov). Z biostratigraficky významných druhov sa zistili bivalvie *Striarca papillifera* (M. HOERN.), *Pecten aduncus* EICHW. a *Chlamys elegans* (ANDRZ.) a z gastropódov *Gibbula affinis pseudoangulata* BOETTG., *Rissoina decussata* (MONT.), *Astraea meynardi* (MICHEL.), *Turritella tricincta* BORS. a i. (Švagrovský, 1981). Okrem mäkkýšov boli z týchto vrstiev opísané foraminifery *Amphistegina hauerina* ORB., *Heterostegina politatesta* PAPP-KUEPPER a *Bolivina dilatata maxima* CICHA-ZAPL., zástupcovia rodov *Nonion*, *Elphidium* a *Quinqueloculina*, ostrakódy *Aurila cicatrosa* (REUSS), *Citherella dilatata* (REUSS), *Bairdia subdeltoidea* (MÜNST.) a ďalšie (Jiříček in Švagrovský, 1978), zvyšky stavovcov (Thenius, 1952), zuby rýb a žralokov (Holec, 2001), pancier korytnačky *Trionyx rostratus* ARTH. (Holec a Schlögl, 2000) a zuby krokodílov (Holec a Schlögl, 2004).

Piesky a pieskovce sandberských vrstiev sa nachádzajú na svahoch kóty Dievčí hrádok (201,4) j. od obce Záhorská Bystrica. V pieskoch sa našla fauna foraminifer tvorená druhmi *Globulina gibba* ORB., *Asterigerinata planorbis* (ORB.), *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Cribrononion notabilis* (PISHVANOVA) a *Vertebralina foveolata* FRANZENAU, ktorá poukázala na vrchnobádenský vek (Zlinská, 1987).

Výskyt žltých drobno- až strednozrnných pieskov s polohami pieskovcov a drobnozrnných štrkov sa zistil v starom lome j. od obce Jablonové. Pieskovce boli na základe petrografického vyhodnotenia začlenené k strednozrnným vápnitým biotitickým subarkózam (Siráňová, 2008). V pieskoch boli prítomné tenkostenné, silne odvápnené schránky lastúrnikov v autochtónnej životnej pozícii. Zistila sa v nich fauna foraminifer reprezentovaná druhmi *Bolivina dilatata maxima* C.-Z. a *Lobatula lobatula* (ORB.), ktoré sú charakteristické pre vrchný báden (Zlinská, 2008). Okrem foraminifer sa v pieskoch našli stopy po hrabavej bioturbácii v podobe subvertikálnych kanálikov podobných na *Ophiomorpha* (Baráth, 2009). Piesky sandberských vrstiev sa zistili aj vo východnej časti obce v časti pri Gašparových mlynoch. Odkryté boli v záreze svahu pri ceste a vo veľkom výmoli.

Sandberské vrstvy reprezentované pieskovcami a pieskami žltosivej farby boli odkryté v záreze cesty a vo výmoli j. od obce Pernek. Pieskovce vo výmoli boli na základe petrografického vyhodnotenia zaradené k strednozrnným vápnitým subarkózam (Siráňová, 2008). V drobnozrnných pieskoch sa našli úlomky schránok mäkkýšov a chudobné spoločenstvo foraminifer s druhmi *Elphidium crispum* (L.), *E. rugosum* (ORB.), *E. flexuosum* (ORB.), *Ammonia beccarii* (L.), *Asterigerinata planorbis* (ORB.) a *Globulina gibba* ORB. (Zlinská, 2008).

Pieskovce a piesky sa našli aj v starom lome (Katyk, 1951) j. od obce Kuchyňa 350 m jjv. od Kaplnky svätého Rochusa. Pieskovce boli začlenené k hrubozrnným vápnitým subarkózam (Siráňová, 2008).

61 litotamniové vápence; vrchný báden

Litotamniové vápence sa vyskytujú v oblasti Devínskej Kobyly. Reprezentujú ich biele až krémovo sfarbené organogénne vápence. Miestami sú celistvé, lokálne pórovité, plné dutín po vylúhovaných schránkach ulitníkov a lastúrnikov. Často tvoria zmes zle stmelenej drviny organických zvyškov pripomínajúcej organogénny vápnitý piesok. Na mnohých miestach sú preplnené zvápenatenými stielkami červených rias taxónov *Lithothamnium ramosissimum* (GUEMB.), *L. floreabrassica* (MILLET), *Mesophyllum laffitei* LEMOINE,

Lithophyllum pseudoramossimum (UNGER), *L. praelichenoides* LEMOINE a *L. expansum* PHIL. (Schaleková, 1969; Schaleková in Švagrovský, 1978).

Na typovej lokalite Sandberg ležia litotamniové vápence v nadloží pieskov a pieskovcov. Reprezentujú ich piesčité organodetritické a biohermné vápence s častou ílovitou prímesou. Dokumentujú prehĺbenie sedimentačného prostredia, spôsobené buď osciláciou morskej hladiny, alebo poklesovou tektonikou južnej časti bloku MK. Tieto vápence nesledujú iba jeden výškový horizont. Na svahoch Devínskej Kobyly sa usadzovali v rôznych výškových úrovniach podľa príhodných podmienok počas zaplavovania v celom období vrchného bádenu (Merice, jv. svahy Devínskej Kobyly). Najvyššie sa nachádza výskyt v bývalom kameňolome Biele vody na severnom svahu Devínskej Kobyly (340 m n. m.). Na uvedenej lokalite, kde sa ťažil kameň na stavbu železnice (Fuchs, 1866), sa v spodnej časti nachádzajú lavice vápencov litavského typu. V nich sa okrem vápnitých stielok rias, vápnitého piesku a úlomkov schránok mäkkýšov vyskytujú aj úlomky kremencov a kryštalických bridlíc prechádzajúcich v strednej časti lomovej steny až do konglomerátov. V ich nadloží sa striedajú s medzivrstvami zelenosivých vápnitých ílov.

Na lokalite Merice (Metzen, Koutek a Zoubek, 1936) nad Devínom sú zvyšky jamových lomov v rovnakých vápencoch aj so zachovanými stopami po ťažbe.

60 aleurity a íly; vrchný báden

Aleurity a íly tvoria na typovej lokalite najpravdepodobnejšie terminálnu časť sandberských vrstiev. Cez nerovné vrstvové kontakty sa v spodnej časti striedajú s opísanými vápencami litavského typu. Tvoria ich foraminiferové (amfistegínové) vápnité íly s premenlivým obsahom piesčitej frakcie, usadené v sedimentačnom prostredí s nízkou dynamikou. Prevládajú v nich ulitníky, z ktorých najčastejší je *Bolma meynardi* (MITSCH). Vo faune sa nenachádzajú stenohalinné formy organizmov (ježovky a pektény) vyskytujúce sa v podložných sedimentoch. Mišík (1976) predpokladá, že je to dôkaz oddelenia tejto oblasti od otvoreného mora so zvýšením vplyvu osladzovania vtedajšími riekami. Zároveň uvádza, že sa na nich v najvrchnejších častiach typového profilu vytvorili abrazné plošiny.

59 íly s polohami litotamniových vápencov; vrchný báden

Sivozelené vápnité íly studienčanského súvrstvia s polohami litotamniových vápencov sa nachádzajú s. od obce Kuchyňa. Litotamniové vápence nachádzame v podobe ostrohranných úlomkov roztrúsené na svahu z. a sz. od kaplnky. Tieto sedimenty sa zistili aj priamo v obciach Kuchyňa a Pernek. Na povrch vystupujú v obci Kuchyňa v záreze potoka v tesnej blízkosti kostola a v Perneku sz. od kostola po oboch stranách cesty vedúcej do obce Kuchyňa.

V íloch sa našla bohatá fauna foraminifer reprezentovaná druhmi *Pappina neudorfensis* (TOULA), *Bulimina elongata elongata* ORB., *Elphidium fichtelianum* (ORB.), *E. aculeatum* (Orb.), *Globigerina bulloides* (ORB.), *Fursenkoina acuta* (ORB.), *Rosalina obtusa* ORB. a i. (Zlinská, 2008).

Vápence tvoriace polohy v sivozelených íloch sú krémovo sfarbené a majú charakter organodetritických až organogénnych vápencov. V hornine dominujú červené riasy (litotamnie), resp. ich fragmenty. Bežne sa v nich vyskytujú rekryštalizované bentické foraminifery zastúpené rodmi *Elphidium, Anomalina, Textularia* a *Cibicides*. Popri uvedených fosíliách sa vo vápencoch nachádzajú fragmenty machoviek, hrubostenných bivalvií, ostne ježoviek a častí rúrok červov rodu *Serpula*. Základná hmota je silno rekryštalizovaná – „sparitizovaná". Mikrofácia je riasovo-foraminiférová. V hornine možno pozorovať náznaky usmernenia jednotlivých komponentov, ako aj známky laminácie (Boorová, 2008).

58 vápnité íly a prachy; vrchný báden

Panvové sedimenty studienčanského súvrstvia reprezentujú vápnité íly (tégle) a prachy. Sú odkryté v ílovisku tehelne v Devínskej Novej Vsi a v plošne malých odkryvoch na západnom okraji MK pri obciach Jablonové a Pernek. Z ílov na lokalite Devínska Nová Ves-ílovisko bola opísaná bohatá fauna mäkkýšov (gastropódov, bivalvií a pteropódov). Z gastropódov sa zistili druhy *Bittium reticulatum* (COSTA), *Euspira catena helicina* (BROCCHI) a *Turbonilla biornata* BOTTGER, z bivalvií *Nucula nucleus* (LINNAEUS), *Amusium denudatum* (REUSS), *Palliolum bittneri* TOULA a iné. Z pteropódov sa našli *Limacina valvatina* (REUSS) a *L. miorostralis* (KAUTSKY) (Švagrovský, 1981; Tomašových, 1998). Okrem mäkkýšov sú z tejto lokality spracované foraminifery. V ich spoločenstve sa našli druhy *Uvigerina semiornata* ORB., *Bolivina dilatata dilatata* REUSS a *Cyclamina zemplinica* C. et Z. Poukazujú na bulimínovo-bolivínovú zónu (v zmysle Grilla, 1941) (Hudáčková a Kováč, 1993). Vápnitý nanoplanktón s druhmi *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER, *H. wallichi* (LOHMANN) BOUDREAUX et HAY, *Lithostromatium perderum* DEFLANDRE, *Scyphosphaera apsteini* LOHMANN a iné indikujú zónu NN 6 (Lehotayová, 1977).

V minulosti bola z odkryvu (dnes už nexistujúceho) s. od obce Kuchyňa (pri Kaplnke sv. Anny) opísaná bohatá fauna mäkkýšov. Z bivalvií boli identifikované druhy *Pecten* (*Flabellipecten*) *besseri* ANDRZ., *Chlamys elegans* ANDRZ., *Pecten* sp. a i. (Buday, 1939).

Báhonské súvrstvie v celku (len v reze)

Sedimenty báhonského súvrstvia reprezentujú vrchnobádenské usadeniny Dunajskej panvy. Z mikrofaunistického hľadiska súvrstvie zahŕňa bolivínovo-bulimínovú a amóniovú (rotáliovú) zónu. Na báze súvrstvia sa nachádzajú štrky, ktorých obliaky sú zložené prevažne z kremeňa a vápencov. Tmel v štrkoch je piesčitý, často impregnovaný pyritom. Dosahujú hrúbku maximálne 65 m (Hromec, 1961, 1962).

Sedimenty bolivínovo-bulimínovej zóny reprezentuje monotónny sled sivých a zelenkavých, nezreteľne vrstvovitých vápnitých ílov. Ojedinele sa v nich vyskytujú vrstvy ílovitých pieskovcov s hrúbkou do 1 m (Homola, 1958). V týchto sedimentoch sa našlo spoločenstvo foraminifer, tvorené prevažne druhmi *Bulimina* ex. gr. *elongata* ORB., *Bolivina dilatata* REUSS, *Globigerina bulloides* ORB. a *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA (Dlugi a Svoboda, 1958).

Amóniová zóna je veľmi premenlivá tak z hľadiska litologického vývoja, ako aj hrúbky. Tvoria ju sivé a zelenkavé vápnité íly až vápnité piesky. V piesčitých polohách sa často vyskytuje uhoľný pigment. Zistila sa v nich bohatá fauna mäkkýšov poukazujúca na plytkovodné, čiastočne osladené prostredie. Najhojnejšie boli zastúpené gastropódy *Neritina picta tuberculata* (SCHR.), *Hydrobia stagnalis* (BAST.), *Pirenella picta* DERFANCE, *P. picta bicostata* (EICHW.) a *Fusus schwartzi* (HOERNES). Okrem gastropódov sú pre amóniovú zónu charakteristické foraminifery *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium crispum* (LAM.) a *E. flabeliforme* n. a. (Mořkovský, 1959). Sedimenty amóniovej zóny sa pri východnom okraji MK v území medzi obcami Doľany a Trstín vyznačujú prítomnosťou uhoľných ílov a lignitov, ktoré dosahujú hrúbku 0,8 – 3 m (Gašparik, 1965; Mořkovský, 1959; Vass a Gašparik, 1978).

Sarmat

Sedimenty sarmatského veku nachádzajúce sa na východnom okraji MK sú zastúpené pieskami a ílmi vrábeľského súvrstvia. Na západnom okraji ich reprezentuje *holíčske súvrstvie* spodno- až strednosarmatského veku a *skalické súvrstvie* vrchnosarmatského veku (Elečko a Vass, 2001). Vyplýva to z najnovšieho výskumu sarmatských sedimentov vo Viedenskej panve (Harzhauser a Piller, 2004).

57 vrábeľské súvrstvie: piesky a íly

Sedimenty vrábeľského súvrstvia vystupujú na povrch v okolí obce Vinosady na východnom okraji MK. Tvoria ich sivožlté drobnozrnné piesky. Z nich bola opísaná fauna mäkkýšov, ktorá sa našla v pieskovni (dnes už zasypanej) južne od uvedenej obce. Zistili sa bivalvie *Cardium vindobonense vindobonense* LASKAREV, *C. latisulcum* MÜNSTER, *C. politioanei politioanei* JEKELIUS, *C. politioanei suessiforme* JEKELIUS, *Donax dentiger dentiger* EICHWALD, *D. lucidus* EICHWALD, *Abra reflexa* (EICHWALD), *Mactra* cf. *eichwaldi* LASKAREV a *Musculus sarmaticus* (GATUJEV) a gastropódy *Calliostoma angulatum angulatum* (EICHWALD), *C. angulatum spirocarinatum* PAPP, *Gibbula* aff. *picta* (EICHWALD) a *Valvata soceni viesenensis* PAPP. V zmysle Pappa (1954) boli zaradené do ervíliových vrstiev (Švagrovský, 1971).

Holíčske súvrstvie

Sedimenty holíčskeho súvrstvia sa zistili na južnom okraji MK na Devínskej Kobyle a v okolí Perneka. Zastupujú ich len spodnosarmatské usadeniny. Strednosarmatské sedimenty tohto súvrstvia neboli identifikované. Spodnosarmatské sedimenty holíčskeho súvrstvia reprezentujú dve litofácie, a to plytkovodné machovkovo-serpulové vápence (55) a panvové íly (56).

V nedávnej minulosti boli machovkovo-serpulové a piesčité lumachelové, oolitické a nubekuláriové vápence začlenené do karloveských vrstiev stredno- až vrchnosarmatského veku (Nagy et al., 1993). Harzhauser a Piller (2004) zistili, že machovkovo-serpulové vápence majú spodnosarmatský a oolitické a nubekuláriové vápence vrchnosarmatský vek. Vrchnosarmatské usadeniny (oolitické a nubekuláriové vápence) pomenovali ako wolfstalské vrstvy. Tento termín sme použili na označenie časti sedimentov bývalých karloveských vrstiev.

56 íly; spodný sarmat

Íly holíčskeho súvrstvia spodnosarmatského veku vystupujú na povrch len v záreze poľnej cesty južne od obce Kuchyňa. Reprezentujú ich hnedožlté škvrnité íly. Na základe stratigrafického začlenenia sedimentov plytkého mapovacieho vrtu ZNV-12 (mimo regiónu) boli tieto íly začlenené do spodného sarmatu (Zlinská, 2008).

55 machovkovo-serpulové vápence; spodný sarmat

Machovkovo-serpulové vápence sa zistili na Devínskej Kobyle v nadloží *sandberských vrstiev* vrchnobádenského veku. Reprezentujú ich žltkasté vápence, v ktorých sa nachádzajú zvyšky mäkkýšov, machoviek a rúrky červov. V týchto vápencoch na lokalite v ceste sz. od Červeného kríža (vyše 400 m n. m.) našiel Toula (1886) bivalvie *Modiola volhynica* EICHW., *Cardium obsoletum* EICHW., *Cardium* sp. (novú formu) a *Mactra podolica* EICHW. a gastropódy druhu *Trochus podolicus* PARTSCH. Pravdepodobne z uvedenej lokality opísal Švagrovský (1971) výskyt bryozoových vápencov s veľkými hľuzami bryozoí a rúrkami červov. Našiel v nich aj odtlačky bivalvií rodov *Cardium* a *Ervilia* a gastropódov rodu *Pirenella* a *Calliostoma*.

Skalické súvrstvie

Skalické súvrstvie na zmapovanom území zastupujú zlepence (54), piesky, pieskovce (53), *wolfstalské vrstvy* reprezentované oolitickými a nubekuláriovými vápencami (51) a íly a piesčité íly (52).

54 zlepence; vrchný sarmat

V južnom okolí obce Prievaly vystupujú polymiktné zlepence v podobe balvanov až blokov, ale aj ako štrkové rozsypy. V obliakovom materiáli sú zastúpené najmä tmavé vápence, piesčité vápence, svetlé kryštalické vápence, kremence a pieskovce. Obliaky sú dobre opracované, s veľkosťou väčšinou 3 – 5 cm, niekedy až do 8 – 15 cm. Majú sférický až diskovitý tvar. Na väčšine vyčlenenej plochy tvoria štrkové rozsypy. Zaraďovali sa k jablonickým zlepencom, ale vystupujú v nadloží pieskov/pieskovcov sarmatského veku.

53 piesky, pieskovce, zlepence a íly; vrchný sarmat

Piesky a pieskovce skalického súvrstvia sa nachádzajú na Devínskej Kobyle, na kóte Hrubý breh a v južnom okolí obce Prievaly. Na kóte Hrubý breh sú drobno- až strednozrnné žltosivé sľudnaté, prevažne kremité piesky, často spevnené vápnitým tmelom na vrstvovitý vápnitý pieskovec, v ktorom sa často nachádzajú dutinky po vylúhovaných schránkach mäkkýšov (Buday et al., 1962; Nagy et al., 1993). Smerom do nadložia a čiastočne aj laterálne prechádzajú tieto sedimenty do šikmo zvrstvených pieskov a pieskovcov so šošovkami drobnozrnných, dobre opracovaných konglomerátov. Konglomeráty sú často spevnené vápnitým tmelom, miestami organogénnym vápencom. Ich obliakový materiál tvoria výlučne horniny pochádzajúce z blízkeho okolia. V spodnejších horizontoch obliaky pozostávajú z granitoidov, kremeňa a kremencov, menej metamorfitov a mezozoických karbonátov, vo vrchnejších polohách sa zvyšuje zastúpenie karbonátov (Nagy et al., 1993). V pieskoch a pieskovcoch sa zriedkavo vyskytujú tenké polohy zelenkavosivých piesčitých vápnitých ílov (Buday et al., 1962).

V pieskoch pri obci Prievaly sa zistila fauna foraminifer poukazujúca na vrchnosarmatský vek – druhy *Porosononion granosum* (ORB.), *P.* ex gr. *subgranosus* (EGGER), *Nonion tumidulus* PISHV., *Elphidium flexuosum flexuosum* (ORB.) a *E. hauerinum* (ORB.) (Zlinská, ústna informácia).

52 íly a piesčité íly; vrchný sarmat

Pelitické sedimenty vrchnosarmatského veku sa zistili na západnom okraji MK v Plaveckom Petre a jeho okolí. Reprezentujú ich hnedozelené vápnité íly a piesčité íly. V Prievaloch (v kartograficky nezobraziteľnom výskyte) sa v týchto sedimentoch zistila prítomnosť bohatých spoločenstiev foraminifer a ostrakódov. V spoločenstvách foraminifer boli najhojnejšie zastúpení zástupcovia rodu *Elphidium* a *Bolivina*. V menšon množstve boli z foraminifer zastúpené druhy *Ammonia beccarii* (L.) a *Porosononion granosum* (ORB.). V spoločenstvách sa zistili aj ostrakódy – druhy *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (REUSS) a *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (REUSS). Našli sa aj drobné schránky bivalvií rodu *Ervilia* (Fordinál et al., 2006).

51 wolfsthalské vrstvy: piesčité vápence, oolitické a nubekuláriové vápence; vrchný sarmat

Wolfsthalské vrstvy vyčlenili Harzhauser a Piller (2004) v rakúskej časti Viedenskej panvy. Reprezentujú vrchnú časť bývalých karloveských vrstiev tvorenú piesčitými, oolitickými a nubekuláriovými vápencami vrchnosarmatského veku.

Piesčité vápence sa nachádzajú na Devínskej Kobyle v nadloží vrchnosarmatských litorálnych pieskov a pieskovcov, ale na niektorých miestach ležia priamo na granitoidnom podloží (Koutek a Zoubek, 1936; Hraško et al., 1981). Piesčité vápence prechádzajú do bielo- a žltosivých lumachelových vápencov s hojnou faunou bivalvií *Cardium vindobonense vindobonense* (LASKAREV), *C. latisulcum* MÜNSTER, *Mactra vitaliana*

(ORB.), *M. podolica* (M. HÖRNES) a *Modiolus incassatus* (ORB.) a gastropódov *Cerithium ruboginosum* (EICHW.) a *C. pictum* (BASTEROT) (Fuchs, 1866; Mišík et al., 1974; Švagrovský, 1971). Niektoré polohy lumachelových vápencov sú zložené z monoasociácií bivalvií druhu *Irus gregarius* (GOLDFUSS), ktorých výskyt je charakteristický pre tidálne sedimenty (Ondrejíčková, 1987). V lumachelových vápencoch sú polohy oolitických vápencov s jadrami ooidov, tvorenými prevažne kremitými pieskovými zrnami a úlomkami fauny, a šošovky nubekuláriových vápencov (Koutek, 1936a, b; Mišík et al., 1974; Nagy et al., 1993).

KVARTÉR

Pleistocén

Spodný pleistocén

Toto obdobie reprezentujú proluviálne a fluviálne akumulácie. Proluviálne akumulácie sú dnes zachované najmä po obvode pohoria v podobe erozívnych zvyškov pôvodne plošne rozsiahlych náplavových kužeľov. Fluviálne akumulácie sú len ojedinelé a vystupujú v podobe maloplošných zvyškov riečnych terás na ľavobreží Dunaja medzi Líščím údolím a Mlynskou dolinou v Bratislave. Do regiónu zasahujú len apikálne časti kužeľov vyskytujúce sa buď na úpätí pohoria, alebo na priľahlých, morfopozične najvyšších miestach Trnavskej pahorkatiny, zodpovedajúcich povrchu najvyšších neotektonických krýh. Distálne zóny prolúvií nachádzajúcich sa mimo zobrazeného územia sú na pahorkatine zväčša pokryté sprašami, sprašovými hlinami a na úpätí pohoria aj svahovinami.

50 fluviálne štrky a rezíduá štrkov nerozlíšených akumulácií 1. vysokej a plošinovej terasy; donau

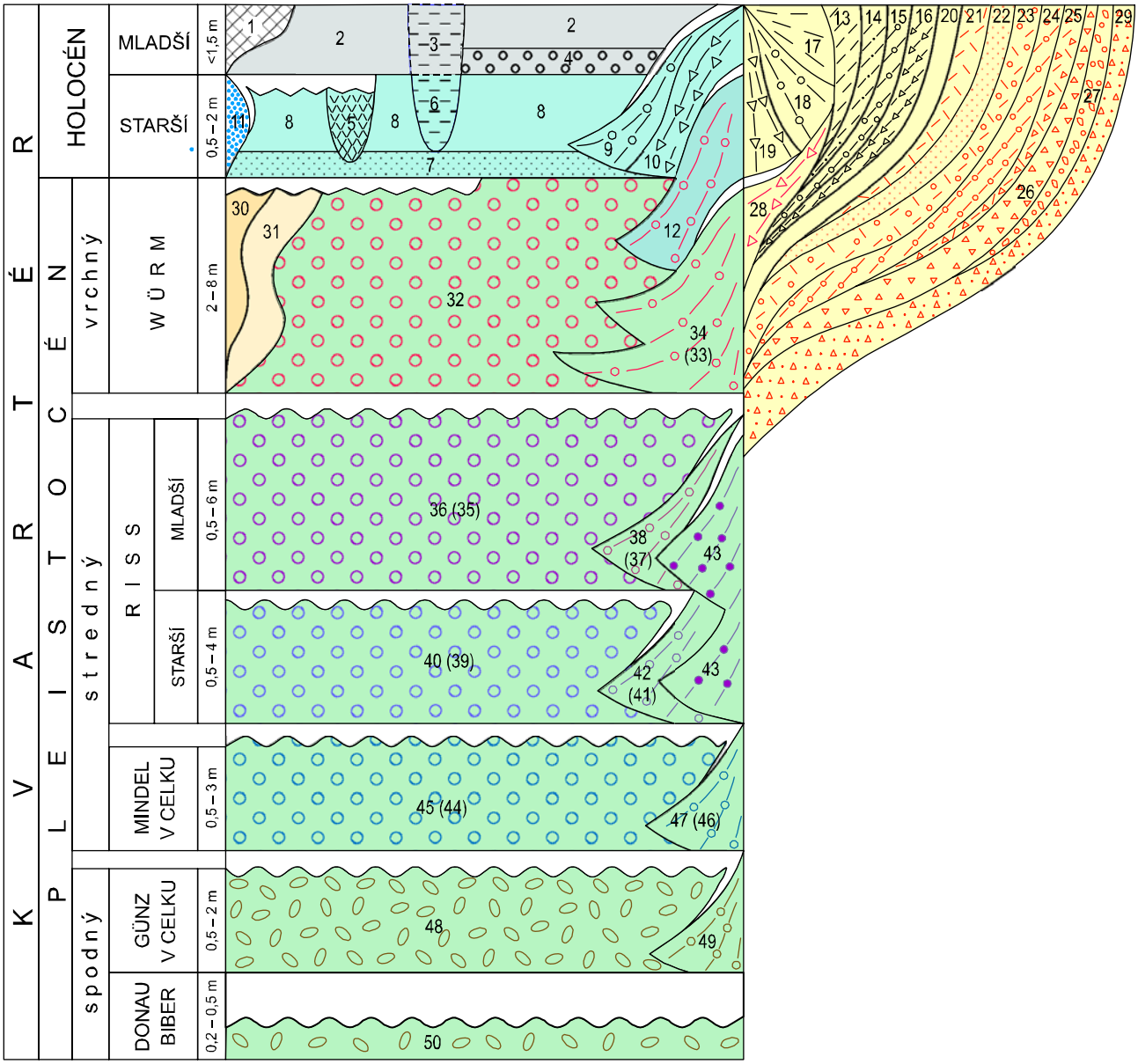
Za najstaršie spodnopleistocénne sedimenty[3] považujú Mazúrová (1972, 1973) a Halouzka (in Štefanovičová, 1993) rezíduá fluviálnych terasových štrkov nachádzajúcich sa na najvyšších úrovniach terasového systému (230 – 235 m n. m.) v oblasti Škarice a Starého gruntu medzi Líščím údolím (Karloveský potok) a Mlynskou dolinou (potok Vydrica) v Bratislave. Na malých plochách v relatívnej výške 85 – 95 m nad tokom Dunaja sa tu nachádzajú stredno- až hrubozrnné (∅ 2,5 – 5 cm) suboválne okruhliaky kremencov a kremeňa okrovej až hrdzavej (hrdzavočervenej) farby, roztratené, zahlinené, premiešané so svahovinami, po puklinách aj plošne navetrané a prevažne opracované. Pôvodne hrubé vrstvy piesčitých štrkov boli počas pleistocénu v subaerických podmienkach erodované, zvlečené do nižších polôh, kde sa stali súčasťou deluviálneho materiálu. Súčasná hrúbka akumulácií nepresahuje 1 m.

49 proluviálne hlinité až piesčité zvetrané štrky a úlomky hornín vo vysokých náplavových kužeľoch; günz v celku

Spodnopleistocénne proluviálne akumulácie boli deponované na západné aj východné malokarpatské predpolie, paralelne pozdĺž medzných okrajových zlomov pohoria. Telesá náplavových kužeľov často klinovito zasahovali ďaleko od pohoria mimo zobrazeného územia do centier Borskej nížiny a Trnavskej pahorkatiny. Sú zachované najmä v pásme vysokých plošín medzi Modrou a Vištukom a medzi Pílou a Budmericami (Lindavský les). Najrozsiahlejší je kužeľ Stoličného potoka (Vištuckého) s apikálnou zónou v Modre-Harmónii. Svojou distálnou časťou siaha až do priestoru na SV od Šenkvíc, kde je pokrytý vrstvami spraší hrubými zhruba 6 – 8 m.

Súveký kužeľ Gidry siaha od pohoria cez Budmerice až do priestoru na Z od Jablonca. Aj teleso tohto kužeľa je mimo zmapovaného územia pokryté sprašovými hlinami a ďalej na V najmä sprašami, ktorých hrúbka narastá až na 10 m. Sedimenty kužeľa vystupujú na povrch len pri pohorí (pozri mapu).

[3] Približne od druhej polovice 60. rokov minulého storočia sa v rámci kvartérnogeologického výskumu viedla odborná diskusia o stanovení veku stratigraficky najproblematickejších ílovito-piesčito-štrkovito-úlomkovitých až balvanovito-blokovitých uložením sedimentárnej výplne *stupavsko-lamačskej zníženiny,* označovanej ako Lamačská brána. Baňacký a Sabol (1969, 1973) tieto sedimenty pôvodne začlenili do staršieho obdobia stredného pleistocénu – mindelu, pričom pripustili aj ich premindelský vek – günz. Následne Vaškovský (in Vaškovský et al., 1987, 1988) dospel k názoru, že ide o najstaršie kvartérne až pliocénne uloženiny. Halouzka (in Štefanovičová, 1993) ich označuje ako bazálne vrstvy staršieho pleistocénu a prisudzuje im fluviálny pôvod. K tomuto zaradeniu sa prikláňajú aj Pristaš a Horniš (in Tkáčová et al., 1996). Najnovšie výsledky kvartérnogeologického výskumu realizovaného v rokoch 2008 – 2009 v rámci regiónu Záhorskej nížiny podporené údajmi z vlastných aj prevzatých plytkých mapovacích vrtov a sond potvrdzujú, že ide o *devínsko-novoveské súvrstvie* strednobádenského veku. Ich povrchová časť sa v kvartéri stala súčasťou zmesi deluviálnych až deluviálno-fluviálnych hlinito-kamenitých, piesčito-štrkovitých až balvanovito-blokovitých sedimentov.



Obr. 13. Litostratigrafická tabuľka kvartéru Malých Karpát (J. Maglay, 2011).

Oba uvedené kužele dosahujú dĺžku 8 – 10 km a hrúbka ich akumulácií výrazne kolíše. V zobrazenej časti blízko pohoria dosahuje len 2 m a v distálnejších častiach pokrytých sprašami narastá na 5 – 8 m. Materiál pozostáva prevažne zo zmiešaných subangulárnych až suboválnych klastov okrových kremencov, kremeňa, rozvetraných granitov a kryštalických bridlíc, pričom kremence tvoria až okolo 90 % petrografického zastúpenia. Okrem hrubých klastov hornín (Ø 5 – 10 cm) sú pomerne hojné aj balvany až bloky červených kremencov s priemerom do 30 – 50 cm (Budmerice). Hrubopiesčitá frakcia sľudnatého zaílovaného piesku tvorí rovnomernú výplň medzištrkového priestoru. Relatívna výška povrchu oboch kužeľov je 30 až 40 m nad dnom dolín Stoličného potoka a Gidry.

Zo západného úpätia pohoria je známy jediný zachovaný povrchový výskyt synchrónnej proluviálnej akumulácie jv. od Rohožníka v časti Vinohrady nad vodnou nádržou Vývrat. Ide o akumuláciu potoka Vývrat hrubú zhruba 6 – 8 m a po okrajoch výrazne erodovanú. Hrubozrnné štrky, úlomky až balvany a bloky s priemerom do 30 – 40 cm pozostávajú prevažne z okrových, menej zvetraných kremencov a kremeňa, no prítomné sú aj zvetrané a po puklinách rozpadavé vápence, do fialova zvetrané kryštalické bridlice a rozpadavé granity. Medzištrkovú hmotu tvorí hrubozrnný zaílovaný piesok. Povrch erozívneho zvyšku telesa je v relatívnej výške 35 – 42 m nad hladinou potoka Vývrat.

48 fluviálne štrky a rezíduá štrkov nerozlíšených akumulácií 3. a 2. vysokej terasy; günz v celku

Zodpovedajúca fluviálna terasová akumulácia je doložená len z jedného výskytu tvoriaceho morfologicky výraznejší stupeň (plošinu) vo výške okolo 198 – 208 m n. m. a relatívnej výške 65 – 75 m nad tokom Dunaja. Terasa sa nachádza južne od Starého gruntu nad cintorínom a študentským areálom v Mlynskej doline v Bratislave. Podľa Halouzku (in Štefanovičová, 1993) a Vaškovského in Vaškovský et al. (1988) ide pravdepodobne o zdvojenú akumuláciu vysokých terás, pričom sedimenty oboch akumulácií sa vzájomne zo S na J prelínajú.

Fluviálne sedimenty pozostávajú zo strednozrnných až hrubozrnných (Ø 4 – 8 cm) limonitizovaných piesčitých, prevažne dobre opracovaných štrkov. V petrografickom zastúpení obliakov dominujú navetrané kremence a kremene hrdzavohnedej farby (70 – 80 %), zvyšok tvoria zvetrané, ale menej opracované až angulárne klasty kryštalických bridlíc (najmä svorov), zvetrané až rozpadavé granitoidy a pomerne čerstvé silicity, zastúpené tmavozelenými a tmavohnedými rohovcami. V zrnách hrubopiesčitej zložky dominuje kremenec a kremeň, v menšej miere sú zastúpené živce, silicity a biotit.

Hrúbka fluviálnej akumulácie silno varíruje, pričom dosahuje maximálnu hodnotu 5 m. Smerom na J sú piesčité štrky pokryté vrstvou svahových hlín a čiastočne aj spraší hrubou do 0,5 – 1 m.

Stredný pleistocén

Pre strednopleistocénny vývoj územia je charakteristická rozsiahla polycyklická proluviálna akumulácia, iniciovaná v pásmach tektonickej diskontinuity pozdĺž oboch okrajových zlomov v úpätných pásmach pohoria. Tento fenomén bol charakteristický vývojom rozsiahlych, tzv. vrchných a stredných náplavových kužeľov, ktorých telesá zasahovali ďaleko od pohoria smerom do oboch susedných nížin. Na území regiónu sú zobrazené len ich vrcholové (apikálne) zóny. Sú pre ne charakteristické izolované výskyty v miestach vyústenia malokarpatských tokov do Borskej nížiny od Plaveckého Petra cez Sološnicu, Rohožník, Kuchyňu, Pernek, Jablonové, Stupavu po Záhorskú Bystricu a do Podunajskej nížiny (Trnavskej pahorkatiny) v pásme od Trstína cez Smolenice, Častú, Dubovú, Modru-Kráľovú až po Pezinok (mimo zmapovaného územia).

Na elevačných štruktúrno-tektonických blokoch MK, resp. mierne elevačných blokoch Novoveskej plošiny a okraja Karpát v Bratislave sa vyvinul výrazný fenomén vrchných a stredných riečnych terás Moravy a Dunaja. Proluviálne aj fluviálne sedimenty sú v oblasti nížin pokryté vrchnopleistocénnymi eolickými sedimentmi (piesky, spraše) a pri okrajoch pohoria aj hlinito-kamenitými deluviálnymi sedimentmi.

V strednom pleistocéne sa začala a pokračovala aj eolická sedimentácia pieskov, spraší a sprašových hlín, ktoré však boli medzi obdobiami viacnásobnej depozície z tohto územia erodované a denudované. V tomto období sa definitívne upravil smer hlavných tokov.

Stredný pleistocén – staršia časť

47 proluviálne hlinité až piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín vo vrchných náplavových kužeľoch; mindel v celku

46 proluviálne hlinité až piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín vo vrchných náplavových kužeľoch; mindel v celku**, s pokryvom spraší** (neskorý würm)

Proluviálne sedimenty staršej časti stredného pleistocénu z hľadiska povrchových výskytov majú na študovanom území v porovnaní s mladšími proluviálnymi akumuláciami menšie plošné a objemové zastúpenie. Morfostratigraficky sa označujú aj ako vrchné náplavové kužele. Ich sedimenty pokrývajú tzv. vrchné a stredné etáže niektorých terasovaných viacgeneračných kužeľov. Takéto morfologicky výrazné úrovne tvoria často významný reliéfotvorný a krajinný prvok.

Povrchové výskyty erozívnych zvyškov starších strednopleistocénnych proluviálnych akumulácií sú zachované len v miestach vyústenia niektorých väčších malokarpatských potokov z pohoria do okrajových častí Borskej nížiny označovaných ako Podmalokarpatská zníženina a okrajových častí Trnavskej pahorkatiny (s čiastkovými depresiami) označovanej ako Podmalokarpatská pahorkatina.

Najsevernejšie výskyty uvedených proluviálnych sedimentov na z. úpätí pohoria boli identifikované v miestach vyústenia potokov z pohoria v Plaveckom Mikuláši, potoka Vývrat na J od Rohožníka a potokov Maliny a Javorinky v obci Kuchyňa. Tam sa v priebehu pleistocénu vytvoril plošne rozsiahly viacgeneračný náplavový kužeľ, jednostranne terasovaný v smere S – J. Najstaršia akumulácia kužeľa v Kuchyni zaberá najvrchnejšiu a plošne najmenšiu z jeho troch vekovo odlišných úrovní (vetiev). Leží diskordantne priamo na íloch *studienčanského súvrstvia* vrchného bádenu. Povrch akumulácie sa nachádza v relatívnej výške od 7 (apikálna časť) až do 25 – 30 m nad nivami okolitých tokov. Hrúbka akumulácie je v súčasnosti vplyvom postgenetických erozívno-denudačných procesov veľmi malá a pohybuje sa prevažne medzi 0,2 až 0,9 m. Väčšina uloženín je gravitačne rozvlečená po svahoch do nižších častí.

Materiál všetkých kužeľov je zrnitostne a petrograficky nevytriedený. Svojím chaotickým uložením pripomína skôr deluviálne hlinito-kamenité až kamenité uloženiny, do ktorých na svahoch pozvoľna prechádza. Granulometricky prevažuje strednozrnná (Ø 2 – 4 cm) až hrubozrnná frakcia (Ø < 10 cm), pričom v sedimentoch sa vyskytujú aj hrubé (Ø 5 – 10 cm) až balvanovité (Ø 10 – 20 cm) klasty. Ich opracovanie je nízke, prevažujú angulárne až semiangulárne úlomky, len ojedinele sa vyskytujú opracovanejšie semioválne obliaky. Piesčitá zložka je stredno- až hrubozrnná (Ø < 2 mm) a veľmi zahlinená až zaílovaná.

Petrograficky sa v sedimentoch vyskytujú výlučne malokarpatské horniny. Spomedzi nich v prípade kužeľa v Rohožníku a Kuchyni dominantnú zložku tvoria rozličné zvetrané až rozpadavé amfibolity (najmä uralitické) a zvetrané aktinoliticko-chloritické bridlice (45 – 50 %). Nasledujú zvetrané biotitické a sericitícko--chloritické fylity a zvetrané ruly (15 – 20 %), navetrané kremence a kremenné pieskovce (10 – 15 %) a zvetrané až rozvetrané granitoidné horniny tvoriace do 7 % horninového zastúpenia. Karbonatické horniny sú prítomné v menšej miere. Naopak, vápence dominujú v sedimentoch kužeľa v Plaveckom Mikuláši.

Južnejšie od staršej strednopleistocénnej vetvy kuchynského kužeľa vekovo zodpovedajúce proluviálne uloženiny sa zistili v malom erozívnom zvyšku vystupujúcom na povrch v morfologicky najvyššej úrovni s. vetvy ďalšieho viacgeneračného terasovaného kužeľa Perneckého potoka v Perneku. Sedimenty dnes len v malej hrúbke (0,3 – 0,9 m) pokrývajú kratší chrbát budovaný ílmi a prachmi *studienčanského súvrstvia* vrchného bádenu, ktoré na mnohých miestach vystupuje na povrch spod proluviálnej akumulácie. Ich relatívna výška v závislosti od spádovej krivky Perneckého potoka sa mení od 8 do 27 m, pričom sedimenty sú prevažne gravitačne rozvlečené po svahoch a stávajú sa súčasťou okolitých deluviálnych hlinito-kamenito--štrkovitých svahovín.

Chaoticky uložený materiál kužeľa nie je ani zrnitostne, ani petrograficky vytriedený. Piesčité štrky s úlomkami sú silno zahlinené až zaílované. Prevažujú strednozrnné (Ø 2 – 5 cm) neopracované angulárne až semiangulárne úlomky (60 – 70 %) a vo zvyšnej časti sa vyskytujú hrubozrnné (Ø 5 – 10 cm) až balvanovité (Ø 10 – 20 cm) semioválne až oválne štrky. Petrograficky prevažujú navetrané až rozvetrané (rozpadavé) kryštalické bridlice (uralitické a tmavé škvrnité amfibolity, fylity a biotiticko-granatické ruly) predstavujúce do 50 % horninovej skladby. Nasledujú rozličné zvetrané granitoidy (20 – 25 %) a navetrané kremence a kremenné pieskovce (15 – 20 %). Zvyšok horninového zloženia zaberajú zvetrané až rozpadavé klasty vápencov. Opracované štrky granitoidných hornín, kremencov a kremeňa pochádzajú z piesčito-štrkových sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu nachádzajúceho sa na úpätí pohoria a priľahlej časti Kuchynskej hornatiny.

Ďalší povrchový výstup proluviálnej akumulácie staršej časti stredného pleistocénu (mindel) sa nachádza v priestore vyústenia Rudanického potoka z pohoria v Jablonovom. Aj v tomto prípade ide o morfologicky najvyššiu severnú vetvu výrazne terasovaného viacgeneračného kužeľa. Vetva vybieha z pohoria na v. okraji obce. V dôsledku postgenetických erozívno-denudačných procesov sa najstaršia akumulácia kužeľa v súčasnosti nachádza na povrchu kratšieho nízkeho chrbta budovaného ílmi *studienčanského súvrstvia* vrchného bádenu. Vystupuje v relatívnej výške 7 – 25 m nad Rudanickým potokom. Jej sedimenty dnes v porovnaní s pôvodnou akumuláciou predstavujú iba menší erozívny zvyšok, dosahujúci hrúbku maximálne 1,5 m.

Sedimenty Jablonovského kužeľa sú neusporiadané, chaoticky uložené a výrazne zahlinené. V akumulácii prevažujú zrnitostne a petrograficky nevytriedené semiangulárne až semioválne stredno- až hrubozrnné klasty. Tvoria ich najmä zvetrané granity (40 – 50 %), vápence a vápnité čierne bridlice (20 – 30 %), navetrané, resp. slabo navetrané kremence a kremenné pieskovce (5 – 10 %), silno zvetrané horniny fylitického charakteru a chloriticko-aktinolitické bridlice. Pri zvetraných granitoch ide pravdepodobne o redepozity z piesčito-štrkových sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu tvoriacich tunajšiu priúpätnú časť pohoria. Piesčitá zložka je prevažne strednozrnná. Vplyvom premiešania s podložnými ílmi a produktmi zvetrávania kryštalických bridlíc je silno zahlinená.

Ďalším výskytom na úpätí pohoria sú proluviálne sedimenty staršej časti stredného pleistocénu, doložené až zo Stupavy a jej okolia. Zastupuje ich opäť erozívno-denudačný zvyšok pôvodne plošne rozsiahlej a hrubej akumulácie tzv. vrchného náplavového kužeľa Stupavského potoka vyúsťujúceho zo Stupavského predhoria na neotektonickú kryhu *stupavskej čiastkovej elevácie* v rámci Borskej nížiny.

Sedimenty budujú len najvyššiu etáž tohto morfologicky výrazného viacgeneračného terasovaného kužeľa. Nachádzajúcu sa v relatívnej výške 5 – 25 m nad súčasným tokom. Objavujú sa pri starej cementárni v Stupave a v smere toku pokračujú mimo zmapovaného územia na JZ, kde sa laterálne zastupujú so synchrónnymi fluviálnymi piesčitými štrkmi vrchnej (tzv. novomestskej) terasy Moravy. Okraje výskytov proluviálnych sedimentov sú lemované hlinito-štrkovými až piesčito-štrkovými svahovinami.

Proluviálny materiál tvorí prevažne tenká, 0,2 – 0,8 m hrubá vrstva zahlinených až zaílovaných piesčitých štrkov s úlomkami hornín. Klastický materiál je opracovaný rôzne, zväčša je však poloopracovaný až veľmi slabo opracovaný. V štrkoch sú hojné ílovité, hlinité a piesčité telesá prevažne sivej, sivohnedej až hnedej farby, prípadne hruboklastické sedimenty sú úplne premiešané s piesčitými hlinami a ílmi podložného *jaku-*

bovského súvrstvia stredného bádenu. V petrografickom zložení materiálu výrazne dominujú navetrané spodnotriasové kremence (80 – 90 %) prevažne okrovej, ale aj ružovej až červenkavej farby. Približne 10 až 20 % obsahu klastov tvoria rôzne navetrané biotitické granodiority a len ojedinele zvetrané karbonáty. Okrem prevažne hrubých klastov hornín (Ø 5 – 10 cm) sú v sedimentoch ojedinele prítomné aj balvany s priemerom do 30 cm.

Posledný zo synchrónnych proluviálnych sedimentov z. úpätia pohoria sa zistil v morfologicky najvyššej (najstaršej) etáži menšieho, výrazne terasovaného vápenického kužeľa (senzu Vaškovský, 1987) vybiehajúceho na J od Záhorskej Bystrice z okraja Pezinských Karpát do priestoru stupavsko-lamačskej priehlbiny. Akumulácia vrchného náplavového kužeľa rudimentárne na malej ploche v relatívnej výške 30 – 37 m nad nivami potokov pokrýva najvyššie miesta pahorku Dievčí hrádok (201 m n. m.), budovaného pieskovcami *sandberských vrstiev* vrchného bádenu.

Sedimenty sú zložené z nevrstvených, chaoticky uložených, zrnitostne ani petrograficky nevytriedených piesčitých štrkov a úlomkov hornín s celkovou hrúbkou zhruba 0,3 – 0,9 m. V angulárnych, semiangulárnych až suboválnych úlomkoch a štrkoch granulometricky prevažuje strednozrnná frakcia (∅ 2 – 4,5 cm). Veľmi hrubé klasty (Ø 7 – 10 cm) sú ojedinelé. Piesčitá frakcia je strednozrnná (∅ 0,18 – 0,8 mm) až hrubozrnná (∅ 0,9 – 2,0 mm). Na povrchu akumulácie sú prevažne piesčité hliny. Petrograficky sú v štrkoch zastúpené najmä rozličné zvetrané granity (dvojsľudové a leukokratné muskovitické žuly) a granodiority tvoriace dovedna 30 – 40 % celkového obsahu. V trochu menšej miere sú zastúpené hnedočervené, hnedozelené a bordové kryštalické bridlice ako napr. zvetrané fylity, metabáziká a svorové ruly (20 – 30 %) a svetlohnedé až okrové navetrané kremence (15 – 25 %). Okrem dominantnej znosovej oblasti Pezinských Karpát je časť materiálu redeponovaná z *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu. Hrubozrnné hnedočervené piesky sú sľudnaté, zrná sú prevažne kremenné, s obsahom úlomkov zvetraných kryštalických bridlíc a živcov.

Staršie strednopleistocénne akumulácie vrchných náplavových kužeľov východného úpätia MK boli deponované v podobe vložených a neskôr terasovaných kužeľov najmä do priestoru mladých čiastkových depresií (Pezinok – Modra, Dubová, Častá – Doľany, Dolné Orešany – Horné Orešany, Smolenice – Trstín – Bíňovce) tvoriacich sa medzi pohorím a samotnou pahorkatinou.

Najjužnejší výskyt zodpovedajúcich proluviálnych sedimentov podmalokarpatského pásma zasahujúci na zmapované územie tvorí úzky, ale až 8 km dlhý kužeľ Gidry. Jeho sedimenty boli vplyvom bifurkácie toku v jeho apikálnej časti deponované do susednej depresie okolia Dubovej a siahajú až do Vištuku (mimo zobrazeného územia). Ide o vložený, neskôr terasovaný kužeľ hrubý 2 – 10 m.

Proluviálne terasované sedimenty Štefanovského potoka sú zachované v centre ďalšej čiastkovej depresie od Častej po Budmerice v dĺžke asi 5 km. Maloplošný výskyt sa zistil aj na mezidepresnej kryhe južne od Dolných Orešian.

Všetky uvedené náplavové kužele sú tvorené zahlinenými piesčitými zvetranými štrkmi. Klastický materiál je hrubý, neopracovaný až poloopracovaný, s ílovitými, hlinitými a piesčitými polohami prevažne sivej, sivohnedej až hnedej farby. V petrografickom zložení materiálu výrazne dominujú horniny obalovej jednotky tatrika. Reprezentujú ich kremence (80 – 90%) ružovej až červenkavej farby, v severnejších výskytoch okrovej. Približne 10 – 20 % petrografického obsahu klastov tvoria navetrané biotitické granodiority, fylity a amfibolity. Okrem hrubých klastov hornín (Ø 5 – 10 cm) sú pomerne hojné aj balvany až bloky s priemerom do 30 – 50 cm. Hrubopiesčitá frakcia sľudnatého zaílovaného piesku tvorí rovnomernú výplň medzištrkového priestoru.

Dôkaz o plošne rozsiahlej akumulácii proluviálnych sedimentov v staršej časti stredného pleistocénu do priestoru čiastkových podmalokarpatských depresií podávajú sedimenty zistené vrtom TPM-22 (Maglay et al., 2005b) pod súvrstvím spraší sz. od Bolerázu hrubým 15 m. Ide o zhruba 7 m hrubú vrstvu zahlinených piesčitých štrkov (Ø 2 – 5 cm) a sporadicky úlomkov hornín (Ø 5 – 8 cm) prislúchajúcich k distálnej zóne kužeľa Trnávky. Petrograficky dominujú kremence a kremeň, vysoký podiel majú aj karbonatické horniny. Prítomnosť ojedinelých sférických oválnych klastov karbonatických hornín má svoj pôvod v zlepencoch neogénu. Pôvodne rozsiahly kužeľ s apikálnou časťou v mieste vyústenia toku z pohoria bol neskôr mimo študovaného územia v oblasti *bíňovskej depresie* čiastočne erodovaný a denudovaný. Zachovala sa len jeho frontálna časť.

45 fluviálne piesčité štrky bližšie nečlenených dvoch stupňov vrchných terás; mindel v celku

44 fluviálne piesčité štrky bližšie nečlenených dvoch stupňov vrchných terás; mindel v celku, **s pokryvom spraší** (neskorý würm)

Fluviálne sedimenty staršieho obdobia stredného pleistocénu (*mindel*) majú súvislejšie rozšírenie na jz. okraji regiónu v Devínskej Novej Vsi a okolí. Menšie výskyty sú doložené aj z ľavobrežia Dunaja v Devínskej

bráne z miest vyústenia Karloveského potoka a Mlynskej doliny do Dunaja[4]. Sedimenty vrchných terás vystupujú na povrch všade v piesčito-štrkovom až štrkovom vývoji.

Plošne najväčšie a najucelenejšie zachované rozšírenie majú na ľavobreží Moravy medzi ústím Stupavského potoka, resp. Devínskym jazerom (mimo zobrazeného územia) a sídliskom v Devínskej Novej Vsi. Tvoria povrch *devínskonovoveskej elevácie*, ktorú Mazúr a Lukniš (1978) geomorfologicky označujú aj ako novoveská plošina. Ide o rozsiahlu, 7 km dlhú a 2 – 2,5 km širokú fluviálnu terasu smeru S – J, ktorú Halouzka (in Vaškovský et al., 1987) označil termínom *devínskonovoveská terasa*. Terasa je zo Z ohraničená tektonicky predisponovaným okrajom Dolnomoravskej nivy, na ktorom sa zachoval aj paralelne prebiehajúci (opísaný ďalej) úzky medzistupeň nižšej strednej terasy(!) Dunaja. Jej východný okraj oproti stupavsko-lamačskej zníženine je pravdepodobne, na rozdiel od starších zistení, limitovaný atektonicky, teda erozívno-denudačne. Južný okraj *devínskonovoveskej terasy* je zakončený atektonickým vyklinením na s. svahoch Devínskej Kobyly. Terasa je postgeneticky segmentovaná dolinou potoka Mláka na dve samostatné časti (pozri geologickú mapu). Po obvode fluviálnych sedimentov terasy sa zachovali deluviálne hlinito-štrkovité a piesčito-štrkovité redepozity a v krátkych úvalinách aj deluviálno-fluviálne hlinito-piesčito-štrkovité splachy.

Úroveň povrchu piesčitých štrkov terasy je v relatívnej výške 22 – 27 m nad nivou Moravy. Báza fluviálnych sedimentov terasy sa pohybuje v rozpätí 18 – 21 m nad nivou Moravy a ich zachovaná hrúbka na väčšine plochy osciluje v rozmedzí 0,5 – 2 m. Maximálnu hrúbku 7 m dosahuje terasa odpočtom priamo v Devínskej Novej Vsi v okolí kóty Grb (166,5).

Piesčité štrky terasy sú prevažne bimodálne (0,8 – 1,2 mm, 3,0 – 45 mm), pričom samotná štrková či piesková frakcia je monomodálna. Vo frakcii štrkov prevažujú semioválne až oválne (stredne až dobre zaoblené), menej semiangulárne (poloostrohranné) drobno- až strednozrnné (Ø < 4,5 cm), len občas hrubozrnné (Ø 5 – 10 cm) a zle zrnitostne vytriedené obliaky. Na rozdiel od toho, štrky sú petrograficky veľmi dobre vytriedené. V ich zložení vysoko prevládajú okrovo sfarbené, selektívne po puklinách navetrané kremence a kremene (85 – 92 %). Výrazne menší podiel pripadá na rozličné druhy navetraných, limonitizovaných aj zvetraných paleogénnych pieskovcov (kremenné, glaukonitické) a veľmi zvetraných kryštalických bridlíc (muskovitické a menej biotitické ruly), ktoré zaberajú dovedna 3 – 5 % celkovej hmoty. Zvyšok tvoria čierne, čiernohnedé a zelenožlté rohovce (< 3 %), vzácne zvetrané granitoidy (muskovitické a dvojsľudové granity) a veľmi ojedinele drobné obliaky zvetraných až rozpadavých vápencov (< 1 %).

Piesčitá frakcia terasy je monomodálna, prevažne stredno- až hrubozrnná (Ø 0,8 – 1,1 mm), horšie zrnitostne vytriedená a na báze výrazne zaílovaná. Zrná fluviálnych pieskov sú menej zaoblené (semiangulárne) až takmer ostrohranné (subangulárne). Na rozdiel od mladších terás, vo vrchnej terase dolného toku Moravy úplne absentujú dobre opracované, oválne až suboválne zrná eolických preplavených pieskov. V mineralogickom a petrografickom zložení pieskov dominujú úlomky kremeňa (asi 80 %). Zvetrané živce a úlomky odolnejších hornín (kremencov, kremenných pieskovcov) tvoria dovedna zhruba 10 % objemu a zvyšok tvoria zrná rozličných rozvetraných hornín, najmä kryštalických bridlíc a granitoidov (3 – 7 %) a šupinky sľudy (2 – 5 %).

Zo základných minerálov ťažkej frakcie dominuje granát (15 – 40 %), pričom v zaílovaných pieskoch bázy terasy tvorí len 3 % zložky. Amfibol má v rôznych častiach akumulácie tak v horizontálnom, ako aj vo vertikálnom smere rôzne zastúpenie (4 – 15 %) a obsah staurolitu sa pohybuje v rozmedzí 1 – 5 %. pokiaľ ide o zastúpenie opakových minerálov, Minaříková (1969) uvádza hodnotu 11 – 30 %. Piesky sú v súvrství vrchnej terasy nerovnomerne rozptýlené. Prevažujú na báze a v stredných vrstvách. Smerom nahor ubúdajú a na povrchu dominujú štrky.

Piesčito-štrkové sedimenty fluviálnej akumulácie vrchnej, devínskonovoveskej terasy petrograficky zodpovedajú znosovej oblasti moravskej proveniencie s prítokom Dyje (Horniš, 1987).

V Devínskej bráne sa erozívne zvyšky vrchných terás zachovali v oblasti Karlovej Vsi a v s. časti areálu Prírodovedeckej fakulty s bázou vo výške 35 – 45 m nad hladinou toku Dunaja. Petrograficky v štrkoch dominujú po puklinách jemne navetrané a na povrchu hrdzavé okrové kremence a svetlosivé až ružovkasté kremene (< 80 %). Nasledujú zvetrané granity a rozličné druhy navetraných, limonitizovaných aj zvetraných sivých, hnedých a hrdzavohnedých kremenných, glaukonitických a arkózových pieskovcov (< 9 %). Okrem uvedených hornín sú v štrkoch zastúpené aj rozličné druhy zvetraných vápencov, vápnité pieskovce a metamorfity (dovedna < 6 %). Zaoblenie klastického materiálu je celkovo dobré, ale nehomogénne, čo naznačuje jeho viacnásobnú redepozíciu z rôznych klastogénnych zdrojov.

Akumulácia miestami dosahuje hrúbku 7 m, pričom piesčité štrky sú v časti Mlynskej doliny pokryté vrstvami mladých vrchnopleistocénnych spraší a sprašových hlín hrubými do 2 m.

Fluviálne sedimenty vrchnej zdvojenej terasy ľavobrežia Dunaja petrograficky zodpovedajú znosovým oblastiam Moravy a Dunaja (Horniš in Vaškovský et al., 1987).

[4] Vrchné terasy, pozostávajúce pôvodne z dvoch výškových úrovní, nebolo možné buď v dôsledku ich pokrytia sprašami, alebo z nedostatku vrtnej preskúmanosti spoľahlivo rozčleniť. Na geologickej mape sú preto nerozlíšené a zobrazené v celku.

Stredný pleistocén – mladšia časť

43 proluviálne piesčito-hlinité štrky, piesky a úlomky hornín v bližšie nečlenených stredných náplavových kužeľoch; riss v celku

Bližšie nerozlíšené proluviálne akumulácie mladšej časti stredného pleistocénu, morfostratigraficky označované ako stredné náplavové kužele, majú na študovanom území väčšie plošné a objemové zastúpenie, hoci mapa regiónu väčšinou zobrazuje iba vrcholové časti ich telies. Vyvinuli sa v miestach vyústenia horských malokarpatských potokov na Z do priestoru Podmalokarpatskej zníženiny a na V do priestoru lokálnych neotektonických depresií Podmalokarpatskej pahorkatiny. Tam sa podrobnejšie členia na vyššie a nižšie stredné kužele (opísané v nasledujúcich častiach). Všetky stredné kužele sa v súčasnosti nachádzajú v morfologickej pozícii stredných úrovní (etáží) série vložených, resp. terasovaných viacgeneračných kužeľov.

Najsevernejší výskyt bližšie nečlenených sedimentov stredných náplavových kužeľov z. úpätia pohoria sa zaznamenal v mieste vyústenia potoka Vývrat z pohoria. Vekovo zodpovedajúce uloženiny tu vystupujú po oboch stranách vrchnopleistocénnej dnovej výplne a holocénnej nivy potoka vo forme dvoch postgeneticky laterálne erodovaných terasovaných vetiev. Z nich sa na tomto území nachádzajú iba menšie plochy. Južnejšia, ľavobrežná vetva sa spája so súvekou sz. vetvou paralelného kuchynského kužeľa. Akumulácia leží diskordantne na íloch *studienčanského súvrstvia* vrchného bádenu, pričom jej povrch sa nachádza 9 – 15 m nad nivou potoka.

Prakticky v celom profile sú klasty chaoticky uložené a zrnitostne nevytriedené. Prevažuje strednozrnná až hrubozrnná frakcia (Ø do 7 cm), pri povrchu drobnozrnná (Ø do 2 cm). Veľmi hrubá až balvanovitá frakcia (Ø 10 – 20 cm) je zriedkavá. Nachádza sa prevažne v apikálnej časti. V ojedinelých prípadoch sa v sedimente vyskytujú aj väčšie bloky kremencov (Ø do 75 cm). Piesčitá zložka je prevažne hrubozrnná (Ø < 2 mm), no jemno- až strednozrnné eolické piesky tvoria zhruba 10 – 15 % celkového objemu. Na povrchu akumulácie sa nachádza tenká nesúvislá vrstva piesčitých hlín s drobnými roztrúsenými úlomkami hornín.

Petrograficky sa na báze akumulácie nachádzajú nevytriedené semiangulárne úlomky navetraných kryštalických bridlíc (ruly, fylity), výraznejšie na povrchu navetraných granitov a selektívne mierne navetraných kremencov. Nad touto vrstvou je vrstva bohatá na karbonatické horniny (rozličné druhy navetraných vápencov), ktoré predstavujú až 60 – 80 % celkového jej objemu štrkovej zložky. Piesky sú hrubozrnné a okrem ostrohranných kremenných a kremencových zŕn obsahujú aj zrná kryštalických bridlíc, zvetraných živcov, biotit a drobné klasty vápencov.

Hrúbka sedimentov strednej časti kužeľa je veľmi variabilná. Zatiaľ čo v distálnejších zónach (mimo zobrazeného územia) sa pohybuje v rozmedzí 7 – 12 m, v apikálnej časti a na ploche zobrazenej na mapách je oveľa menšia a odhaduje sa len na 2 – 3 m. Bezprostredne severnejšie (mimo zobrazeného územia) v okolí vodnej nádrže Vývrat vystupuje neogénne podložie na viacerých miestach na povrch dokonca priamo v telese kužeľového vejára.

Južne od proluviálnej akumulácie vývratského kužeľa sa rozprestiera súveká akumulácia morfologicky výraznejšieho stupňa (úrovne) jednostranne v smere S – J terasovaného viacgeneračného kužeľa potokov Maliny a Javorinky.

Mladšia strednopleistocénna časť akumulácie kuchynského kužeľa tvorí prostrednú z troch jeho vekovo odlišných úrovní. Tá v podobe vejára členeného úvalinami siaha od vyústenia z pohoria v obci Kuchyňa na SZ mimo zobrazeného územia.

V sedimentoch akumulácie prevažujú angulárne až semiangulárne úlomky malokarpatských hornín – rozličných zvetraných amfibolitov (najmä uralitických) a aktinoliticko-chloritických bridlíc (50 – 60 %), biotitických a sericiticko-chloritických fylitov a rúl (20 – 30 %). Granitoidné horniny sú navetrané, občas aj zvetrané, a tvoria zhruba 10 – 15 % horninovej skladby. Kremence a menej navetrané kremenné pieskovce sú zastúpené minimálne (< 5 %). Karbonatické horniny sa takmer nevyskytujú.

Materiál je všeobecne uložený chaoticky a zrnitostne a petrograficky nevytriedený. Prevažuje strednozrnná (Ø 2 – 4 cm) až hrubozrnná frakcia (Ø < 10 cm) a v apikálnej časti v obci sa vyskytuje aj hrubá frakcia (Ø 5 – 10 cm). Piesčitá zložka je hrubozrnná (Ø < 2 mm). Petrograficky v nej prevládajú kremence. Eolické piesky tvoria v proximálnej časti do 20 % a v distálnejšej až do 50 % celkovej piesčitej zložky.

Povrch tejto vetvy proluviálnej akumulácie sa v obci pohybuje v relatívnej výške 7 – 14 m nad nivou. Akumulácia kuchynského kužeľa dosahuje pri pohorí hrúbku 2 – 3 m.

Na juh od kuchynského kužeľa sa rozprestiera ďalší, plošne menší a kratší vejár synchrónnych proluviálnych sedimentov, prináležiaci k viacgeneračnému kužeľu Perneckého potoka.

V litologickej náplni strednej úrovne kužeľa prevažujú rozličné kryštalické bridlice (uralitické a tmavé škvrnité amfibolity, fylity a biotiticko-granatické ruly) tvoriace 45 – 55 % horninovej skladby. Nasledujú granitoidy (10 %), kremence a kremenné pieskovce (10 – 15 %). Vo významnej miere sa vyskytujú aj vápence a vápnité bridlice. Ich obsah sa však s dĺžkou transportu mení.

Materiál kužeľa je piesčito-štrkovitý, chaoticky uložený, pozostávajúci prevažne z navetraných (60 %) horninových klastov kryštalických bridlíc. Ďalších približne 30 % viac zvetraných hornín pochádza z piesčito-štrkovitých sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu. Len zvyšných 10 % tvoria málo navetrané až selektívne po puklinách navetrané klasty kremencov a kremenných pieskovcov. Popri neopracovaných angulárnych až semiangulárnych úlomkoch (70 – 80 %) sa vo zvyšnom podiele akumulácie vyskytujú stredne opracované a zriedkavo až opracované štrky prevažne kremencov a granitov.

Povrch strednej vetvy kužeľa v obci je vo výške do 5 – 7 m, hrúbka je v závislosti od pozície výrazne rozdielna. V severnej, na povrch vystupujúcej vetve sa v smere od pohoria do zníženiny mení v rozsahu 3 – 5 až 8 m.

Súveké proluviálne akumulácie sa nachádzajú aj v priestore vyústenia Rudanického potoka v Jablonovom. Na neotektonickej kryhe severného úseku *lozorniansko-jablonovskej čiastkovej elevácie* sa tam vyvinul výrazne terasovaný viacgeneračný kužeľ.

Mladšia strednopleistocénna časť akumulácie tohto kužeľa dnes tvorí z morfostratigrafického hľadiska strednú etáž (úroveň) telesa prejavujúcu sa dvomi paralelnými vejármi postgeneticky oddelených stredných náplavových kužeľov, resp. kužeľových vetiev. Zatiaľ čo sedimenty južnej vetvy sa objavujú už na hornom okraji obce, sedimenty severnej vetvy nastupujú až oveľa nižšie a po vzdialenosti zhruba 1 km sa strácajú.

V sedimentoch kužeľa prevažujú semiangulárne úlomky hornín až semioválne štrky. Tvoria ich najmä navetrané vápence (50 – 60 %), navetrané i zvetrané granity (15 – 20 %) a nezvetrané, resp. slabo navetrané kremence a kremenné pieskovce (5 – 10 %). Zvyšok tvoria prevažne horniny fylitického charakteru a chloriticko-aktinolitické bridlice. Pri zvetraných granitoch ide pravdepodobne o redepozity z piesčito-štrkových sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu tvoriacich tunajšiu priúpätnú časť pohoria. V piesčitej jemnozrnnejšej zložke petrograficky prevládajú kremene nad živcami, v hrubozrnnej zložke kremene nad úlomkami kremenných pieskovcov, živcov a kryštalických bridlíc.

Ako v prípade všetkých predchádzajúcich kužeľov, aj materiál jablonovského kužeľa je uložený chaoticky, zrnitostne a petrograficky nevytriedený. Na povrchu kužeľa je piesčitá hlina až ílovito-piesčitá hlina. Hrúbka mladšej strednopleistocénnej akumulácie sa pohybuje len medzi 1 – 3 m, v južnej vetve medzi 5 – 7 m.

42 proluviálne hlinité až piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín vo vyšších stredných náplavových kužeľoch; starší riss

41 proluviálne hlinité až piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín vo vyšších stredných náplavových kužeľoch; starší riss, **s pokryvom spraší** (neskorý würm)

Zo západného úpätia pohoria sú známe proluviálne akumulácie terasovaného náplavového kužeľa Stupavského potoka v Stupave, ktorý Vaškovský (1987) označil termínom stupavský kužeľ. Jedna z jeho vetiev, neskôr predelená Stupavským potokom na dve, vekovo zodpovedá akumulácii vyššieho stredného náplavového kužeľa. Sedimenty vystupujú na povrch v jeho severnej pravobrežnej vetve tiahnucej sa od apikálnej časti západným smerom mimo zobrazeného územia.

Sedimenty staršieho rissu tvoria morfologicky výraznú „vyššiu strednú“ etáž, pričom spolu so staršími proluviálnymi sedimentmi a bezprostredne mladšími ležia na neotektonickej kryhe *stupavskej čiastkovej elevácie*. Nachádzajú sa v relatívnej výške 3 – 18 m nad nivou Stupavského potoka.

Proluviálny materiál tvorí vrstva zahlinených až zaílovaných piesčitých štrkov a úlomkov hornín hrubá len 0,1 – 0,9 m. Štrky sú strednozrnné (Ø 2 – 5 cm), hrubozrnné (Ø do 10 cm) až balvanovité (Ø < 25 cm), prevažne dobre opracované, ale vyskytujú sa aj zóny s poloopracovaným až veľmi slabo opracovaným materiálom. Piesky sú stredno- až hrubozrnné (Ø < 2 mm). V medzištrkovej hmote sú prítomné ílovité, hlinité a piesčité telesá prevažne sivej, sivohnedej až hnedej farby, prípadne hruboklastická frakcia je úplne premiešaná s piesčitými hlinami a ílmi podložia budovaného ílmi *jakubovského súvrstvia* stredného bádenu. Tenké piesčité polohy sivohnedej až hnedej farby obsahujú veľa biotitu. Okraje výskytov sú lemované hlinito-piesčitými a hlinito-štrkovitými delúviami a splachmi.

V petrografickom zložení materiálu prevažujú spodnotriasové kremence (70 – 80 %) prevažne okrovej farby. Približne 10 – 30 % petrografického zloženia tvoria rozličné navetrané granity, kremité a vápnité bridlice a len ojedinele zvetrané karbonáty, fylity a amfibolity.

Na juh od stupavského kužeľa vo dvoch z celého radu menších paralelných terasovaných kužeľov vybiehajúcich z okraja Pezinských Karpát do priestoru stupavsko-lamačskej čiastkovej zníženiny boli identifikované proluviálne sedimenty, stratigraficky zodpovedajúce staršiemu rissu, teda úrovni vyšších stredných

náplavových kužeľov. Ide o pravú (severnú) vetvu marianskeho kužeľa v Marianke a ľavú (južnú) vetvu vápenického kužeľa (senzu Vaškovský, 1987) j. od Záhorskej Bystrice. Obe uvedené akumulácie tvoria morfologicky výrazné, postgeneticky terasované stupne (úrovne).

Náplavy vyšších stredných kužeľov sú uložené chaoticky. Nie sú zrnitostne ani petrograficky vytriedené a pozostávajú zo strednozrnných (∅ 2 – 3,5 cm) až hrubozrnných (∅ 4,5 – 6,5 cm) angulárnych, semiangulárnych až suboválnych úlomkov a štrkov. V náplavoch marianskeho kužeľa sú prítomné aj veľmi hrubé klasty (Ø 7 – 10 cm) až balvany (<10 cm). Piesčitá frakcia je zhodne strednozrnná (∅ 0,18 – 0,8 mm) až hrubozrnná (∅ 0,9 – 2,0 mm), pričom zrná sú prevažne neopracované. Prímes dokonale opracovaných zŕn pieskov eolického pôvodu je typická najmä v prípade marianskeho kužeľa (15 – 20 %). Smerom na povrch telies pribúdajú piesčité hliny (vápenický kužeľ) až zahlinené jemno- až strednozrnné piesky (mariansky kužeľ).

V petrografickom zložení štrkov oboch kužeľov sú zastúpené najmä granity (dvojsľudové a leukokratné muskovitické žuly), vo vápenickom kuželi ojedinele aj granodiority (35 – 45 %). Nasledujú kryštalické bridlice ako napr. fylity, metabáziká a svorové ruly (20 – 35 %), svetlohnedé až okrové kremence (20 – 25 %) a v marianskom kuželi aj vápnité bridlice a vápence (4 – 9 %). Granity majú rôzny stupeň navetrania a nájdu sa aj úplne rozvetrané. Pochádzajú tak zo znosovej oblasti Pezinských Karpát, ako aj z okrajového *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu. Kryštalické bridlice sú mierne až stredne navetrané, majú výraznejšiu zelenú a bordovú farbu. Kremence sú ojedinele mierne nevetrané len po puklinách. Piesky sú kremenné, sľudnaté, s obsahom zŕn navetraných kryštalických bridlíc.

Povrch zodpovedajúcich úrovní telies vyšších stredných kužeľov sa v smere toku mení. Relatívna výška akumulácie marianskeho kužeľa dosahuje 24 m a vápenického až 30 m. Jej hrúbka je v prípade každého z kužeľov iná. Väčšiu hrúbku dosahuje mladšia strednopleistocénna vetva marianskeho kužeľa (7 – 10 m), v telese vápenického kužeľa je to len 5 – 7 m.

V pásme východného predpolia MK boli vekovo zodpovedajúce proluviálne sedimenty deponované najmä do priestoru mladých čiastkových depresií, ktorých vývoj medzi pohorím a pahorkatinou pokračoval aj v mladšej časti stredného pleistocénu. Z početných výskytov tohto pásma však zodpovedajúce akumulácie na plochu skúmaného územia zasahujú len v centre *bíňovskej depresie*, a to malou frontálnou časťou kužeľa Trnávky východne od Smoleníc. Vrtmi TPM-23 a TPM-24 (Maglay et al., 2005) sa potvrdilo, že pod vrstvou vrchnopleistocénnych spraší s obsahom fosílneho pôdneho komplexu PK-I hrubou 4 – 8 m sa nachádza vrstva zahlinených piesčitých, selektívne navetraných štrkov (∅ 2 – 5 cm) a sporadicky úlomkov hornín (∅ 5 až 8 cm) hrubá 2 – 4 m. Tenké piesčité polohy sivohnedej až hnedej farby obsahujú veľa sľudy. Petrograficky v štrkoch dominujú okrové kremence a kremeň, vysoký podiel majú aj rôzne navetrané karbonatické horniny s fialovo sfarbenými polohami keuperu. Malé zastúpenie majú aj rozpadavé vápnité pieskovce. Prítomnosť ojedinelých sférických oválnych klastov karbonatických hornín má svoj pôvod v zlepencoch neogénu. Povrch štrkov telesa kužeľa po odrátaní nadložných spraší je v úrovni 12 – 15 m nad tokom Trnávky.

40 **fluviálne piesčité štrky a štrky vyšších stredných terás;** starší riss

39 **fluviálne piesčité štrky a štrky vyšších stredných terás;** starší riss, **s pokryvom spraší** (neskorý würm)

Zodpovedajúce fluviálne terasové sedimenty sú známe z ľavobrežia Dunaja, kde vystupujú v úzkom prerušovanom pásme od Devína po vyústenie Vydrice, a zo staromestskej časti Bratislavy (Mazúrová, 1973; Šajgalík a Hulman, 1976; Vaškovský et al., 1987; Horniš, 1987; Halouzka in Štefanovičová et al., 1993).

Podľa Halouzku (l. c.) ide o tzv. bratislavskú terasu, ktorej báza sa v Devínskej bráne pohybuje v relatívnej výške 16 – 18, resp. aj 25 m nad hladinou Dunaja a v oblasti staromestskej časti Bratislavy vo výške do 5 – 8 m.

Sedimenty štrkových akumulácií vyššej strednej terasy pozostávajú z rôzne vytriedených, dobre opracovaných suboválnych štrkov s premenlivým obsahom stredno- až hrubozrnných pieskov. Medzivrstvy pieskov sú najmä v mestskej časti veľmi dobre zrnitostne vytriedené a obsahujú malú prímes drobnozrnného kremitého štrku (∅ 0,5 – 2 cm). Petrograficky tu výrazne prevládajú len mierne navetrané kremence a kremene (< 70 – 75 %), hydroxidmi železa a mangánu sfarbené dookrova, v centrálnej časti mesta dohrdzava až dočierna. Zvyšok obsahu tvoria selektívne navetrané kryštalické bridlice, granitoidy, sporadicky silicity a kremité pieskovce. Okrem uvedených hornín sú v štrkoch zastúpené aj rozličné druhy navetraných vápencov a vápnité pieskovce.

Hrúbka sedimentov terasy sa medzi Devínom a Bratislavou pohybuje od reziduálnych rozsypov do zhruba 3 – 5 m v Karlovej Vsi a v meste dosahuje 5 – 8 m. V tylových okrajoch štrky terasy prekrývajú deluviálne hlinité, miestami hlinito-kamenité sedimenty a v oblasti Karlovej Vsi a Mlynskej doliny pokryvy svahových hlín a spraší hrubé do 2 m. V akumuláciách sa nachádzajú mrazové kliny, kapsy a involúcie (Vaškovský et al., 1987). Podľa Horniša (1987) je v štrkoch vyššej strednej terasy významne prítomný dunajský materiál alpskej proveniencie.

38 proluviálne piesčité štrky, piesky, piesčité hliny a úlomky hornín v nižších stredných náplavových kužeľoch; mladší riss

37 proluviálne piesčité štrky, piesky, piesčité hliny a úlomky hornín v nižších a stredných náplavových kužeľoch; mladší riss, **s pokryvom spraší** (neskorý würm)

Proluviálne akumulácie (mladších) nižších stredných náplavových kužeľov *(mladší riss)* spolu so súvekými fluviálnymi akumuláciami (opísané ďalej) reprezentujú najmladšie obdobie stredného pleistocénu vyznačujúce sa samostatne vyčleneným vývojovým cyklom depozície sedimentov. Kužele tohto veku majú na študovanom území v porovnaní s bezprostredne staršími kužeľmi *(starší riss)* výrazne väčšie plošné aj objemové zastúpenie a vyskytujú sa najmä na východnom úpätí pohoria. Rovnako aj ich početnosť je výraznejšie vyššia. Väčšina telies je morfologicky dobre zachovaná. Všetky kužele sú vložené do telies starších kužeľov alebo ich obopínajú, sú postgeneticky terasované a v mladších obdobiach laterálne erodované. Ich povrch, ak absentuje pokryv spraší, resp. sprašových hlín, je porovnateľne nižší ako povrch starších kužeľov a v priemere sa nachádza 5 – 10 m nad príslušným tokom.

V najjužnejšej, *pezinsko-modranskej depresii* dominuje mohutný, plošne rozsiahly zdvojený kužeľ Blatiny (Cajlanský potok) a Trnianskeho potoka dlhý do 9 km. Geologická mapa zobrazuje len jeho vrcholovú (apikálnu) časť. Teleso celého kužeľa je pomerne ploché, hĺbkovou eróziou potoka Blatina postgeneticky rozdelené na 2 časti a terasované Trnianskym potokom. Väčšia vetva telesa sa stáča smerom na juh. Pôvodná severná vetva telesa bola postgeneticky erodovaná. Dnes len jej nepatrná časť smeruje na V až SV do *modranskej* časti *depresie* a doliny Stoličného potoka.

Náplavy kužeľa sú zložené zo zahlinených hrubých až veľmi hrubých, v horných častiach telesa aj blokovitých poloopracovaných až opracovaných klastov, štrkov a pieskov. Smerom do distálnych častí prechádzajú sedimenty do dobre vytriedeného zahlineného piesčitého štrku. Všeobecne smerom na povrch pribúdajú piesčité hliny, len v úsekoch blízkych k pohoriu vystupujú úlomky hornín a štrky priamo na povrch. V petrografickom zložení dominujú kremence, hojne sú zastúpené žuly a kremité bridlice, menej amfibolity, chloritické bridlice a ruly. Hrúbka akumulácie sa pohybuje len medzi 3 – 4 m, na okraji pri tehelni v Pezinku je iba 1 – 2 m. Východný okraj kužeľa je mimo zmapovaného územia pri prechode do pahorkatiny pokrytý vrstvami spraší a sprašových hlín hrubými do 5 m.

Severnejšie v dubovskej depresii vyniká 2,5 km dlhý a do 0,5 km široký erozívny zvyšok osovej časti kužeľa tiahnuci sa od Dubovej po cestu Modra – Budmerice. Kužeľ je plytký a terasovaný. V materiáli dominujú hlinito-piesčité stredno- až hrubozrnné klasty poloopracovaných kremencov, ojedinelé sú kryštalické bridlice. Hlinito-kamenitý materiál vystupuje priamo na povrch, kde sa mieša s pôdnym horizontom.

Obdobná situácia sa zistila v častiansko-dolianskej depresii, kde súveké proluviálne sedimenty výrazne dominujú najmä kužeľom Bosniackeho potoka v Doľanoch a kužeľom Kozárovského potoka sv. od Dolian. Vložený kužeľ Štefanovského potoka v Častej je výrazne erodovaný tokom Gidry.

Prvé dva rozsiahle kužele zaberajú svojou plochou takmer celé územie severnej časti tejto depresie. Tým podávajú dôkaz o pôvodne ucelenej proluviálnej výplni všetkých čiastkových depresií tohto pásma. Telesá kužeľov sú plytké, eróziou vlastných migrujúcich tokov postgeneticky rozdelené na viaceré časti. Ich distálnu zónu mimo zmapovaného územia pokrývajú sprašové hliny a spraše. Akumulácia dosahuje hrúbku maximálne 8 m a povrch sedimentov bez pokryvu spraší je v úrovni 8 – 10 m nad tokom. Náplavy všetkých kužeľov pozostávajú zo zahlinených hrubých, v horných častiach telesa až veľmi hrubých poloopracovaných až opracovaných klastov, štrkov a pieskov. V petrografickom zložení sedimentov dominujú kremence (80 až 90 %) a kremene okrovej farby, menej sú zastúpené kremité bridlice, amfibolity, fylity, chloritické bridlice a ruly.

V bíňovskej depresii sa zachovali ďalšie 3 telesá vekovo zodpovedajúcich kužeľov. V smere J – S je to kužeľ ľavobrežia Lošonského potoka tvoriaci tenší pruh smeru Z – V dlhý 2 km, kužeľ v Smoleniciach siahajúci od pohoria na V do časti Pod družstevným, ale najmä kužeľ pravobrežia Trnávky siahajúci od Trstína po vodnú nádrž Boleráz (mimo regiónu). Kužeľ pokrývajú splachy a spraše s hrúbkou 1 – 6 m na celej jeho ploche. Pod vrstvou vrchnopleistocénnych spraší s obsahom tenkých polôh drobnozrnných kremitých štrkov sa nachádza vrstva zahlinených piesčitých, selektívne navetraných štrkov (Ø 2 – 5 cm) a úlomkov prevažne karbonatických hornín (dolomitov) a vápnitých pieskovcov hrubá len 1 – 2 m. Nepatrne sú zastúpené aj okrové kremence a kremeň. Občasné sférické oválne štrky karbonatických hornín pochádzajú zo zlepencov neogénu. Povrch štrkov telesa kužeľa po odrátaní nadložných spraší je v úrovni 4 – 8 m nad tokom Trnávky.

V materiáli ostatných kužeľov dominujú zahlinené piesčité štrky a úlomky rozličných druhov karbonatických hornín (vápencov a dolomitov), sporadicky zastúpené sú kremence a paleovulkanity. Hrúbka týchto kužeľov sa pohybuje od 1 do 5 m a ich výška nad príslušnými tokmi je maximálne 8 – 10 m.

36 fluviálne piesčité štrky nižších stredných terás; mladší riss

35 fluviálne piesčité štrky nižších stredných terás; mladší riss, **s pokryvom spraší** (neskorý würm)

Fluviálne sedimenty najmladšieho obdobia stredného pleistocénu *(mladší riss)* sú povrchovo zachované vo forme úzkeho prerušovaného pruhu nižšej strednej terasy na z. okraji Novoveskej plošiny na jej styku s Dolnomoravskou nivou až po nivu potoka Mláka v Devínskej Novej Vsi, v izolovaných zvyškoch pozdĺž ľavobrežia Dunaja (vyústenie Karloveského potoka a Vydrice do Dunaja) a v staromestskej časti Bratislavy.

Úroveň povrchu odkrytých nižších stredných terás sa v z. leme Novoveskej plošiny pohybuje v hodnotách 12 – 15 m nad povrchom holocénnej nivy Moravy s bázou 4 – 5 m, na ľavobreží Dunaja 6 až 10 m s bázou 3 – 6 m nad tokom a v staromestskej časti do 6 m s bázou (–2) 0 – 3 m nad hladinou Dunaja. Reliéf povrchu nižších stredných terás je mierne zvlnený a na okrajoch úplne zahladený. Výrazne sa na ňom prejavila deflácia, ktorej dôsledkom je zvýšená prítomnosť štrkových frakcií pri povrchu.

Podľa Horniša (1987) v štrkoch akumulácie prevládajú stredné až hrubé obliaky (∅ 2 – 6 cm), občas sa objavujú aj veľmi hrubé (∅ 5 – 9 cm). Sú dobre vytriedené, prevažne semioválne až suboválne (stredne a dobre zaoblené), ale vyskytujú sa aj veľmi dobre zaoblené. V petrografickom zložení dominujú svetlohnedé a červenkavé kremence, okrové aj svetlosivé kremité pieskovce a žilné kremene (45 – 55 %). Nasledujú kryštalické bridlice a granitoidy (18 – 27 %) a prítomné sú aj selektívne navetrané rozličné druhy vápencov (hľuznaté, sakokómové, rádiolóriové a i.), rohovce a rozpadavé vápnité pieskovce (10 – 15 %). Piesky sú prevažne hrubozrnné (Ø 0,5 – 1,8 mm) a slabo zrnitostne vytriedené, miestami zahlinené. Zrná sú semiangulárne až subangulárne a selektívne navetrané.

Piesčité štrky nižšej strednej terasy sú na povrchu hrdzavo sfarbené povlakmi hydroxidov železa. Farba samotných pieskov sa pohybuje od svetlosivej cez sivožltú po tmavožltú až hrdzavú.

Na základe uvedených petrografických analýz štrkov a zastúpenia ťažkých minerálov v pieskoch (Horniš, l. c.) je zrejmé, že akumulácia nižších stredných terás v širšom zmysle slova prináleží prevažne k dunajskému materiálu alpskej proveniencie, menej k moravskej proveniencii spolu s provenienciou rieky Dyje.

Vrchný pleistocén

Sedimenty vrchného pleistocénu reprezentujú samostatný vývojový cyklus kvartérnej akumulácie. Obdobne ako pri starších sedimentoch, aj vo vrchnom pleistocéne sú výraznejšie morfologicky a litofaciálne diferencované proluviálne sedimenty tzv. nízkych náplavových kužeľov vyústenia malokarpatských tokov z pohoria, ako aj fluviálne sedimenty tzv. nízkych terás a dnovej akumulácie riečnych nív Moravy, Dunaja, Trnávky, Parnej, Gidry a dnových akumulácií nív väčších malokarpatských potokov.

Popri uvedených genotypoch kvartérnych sedimentov majú na zmapovanom území špecifické postavenie aj pokryvy vrchnopleistocénnych spraší a sprašových a sprašovitých hlín.

Proluviálne sedimenty nízkych kužeľov boli deponované najmä na západné a východné predpolie pohoria. Na západnom úpätí to bolo do priestoru Podmalokarpatskej zníženiny a na východnom úpätí do priestoru lokálnych tektonických depresií Podmalokarpatskej pahorkatiny. Väčšina sedimentov všetkých uvedených proluviálnych akumulácií, na rozdiel od starších prolúvií, je odkrytá, resp. pri úpätí pohoria je pokrytá svahovinami.

Fluviálne sedimenty nízkych terás sú na tomto území v porovnaní so strednými terasami povrchovo zastúpené len v menšej miere, vo forme dnovej akumulácie však výrazne prevažujú. Zo súvekých dnových akumulácií vynikajú najmä akumulácia Moravy a Dunaja. Sedimenty dnovej akumulácie priamo na povrch vystupujú len v umelo vytvorených štrkoviskách, prípadne ojedinele v podobe odkrytých častí spomínaných nízkych terás.

Z obdobia vrchného pleistocénu sú známe aj rozličné druhy deluviálnych sedimentov (svahovín), no ich genéza pokračovala kontinuálne až do holocénu.

34 proluviálne piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych náplavových kužeľoch; würm

33 proluviálne piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych náplavových kužeľoch; *würm,* s pokryvom spraší (neskorý würm)

Proluviálne akumulácie nízkych náplavových kužeľov majú na študovanom území významné plošné aj objemové zastúpenie. Sú sústredené do miest vyústenia horských malokarpatských potokov na líniu výrazného tektonického rozhrania MK, resp. ich okrajových častí, ako je Kuchynská hornatina a Stupavské predhorie

s Borskou nížinou a Trnavskou pahorkatinou. Všetky apikálne časti akumulácií zobrazené na mape tvoria rôzne, zväčša však veľmi dobre zachované vejárovité formy.

Na z. úpätí pohoria sa nízke kužele vyvinuli priebežne od Cerovej-Lieskového až po Záhorskú Bystricu. Na severe vyniká najmä apikálna časť nízkeho kužeľa potoka Vývrat, v staršej literatúre (Minaříková, 1969; Baňacký a Sabol, 1969) označovaného ako vývratský kužeľ. Vrchnopleistocénne uloženiny tu vystupujú ako obnažené jadro spodnej etáže tohto viacgeneračného terasovaného kužeľa.

Podľa Minaříkovej (l. c.) a Vaškovskej (1967) sediment tvoria čerstvé ostrohranné a poloostrohranné úlomky vápencov (asi 70 – 80 %), kremencov a kremenných pieskovcov (15 – 20 %) a v ostatnej petrografickej zložke aj rozličných kryštalických bridlíc a granitoidov. Klasty sú uložené chaoticky, nie sú vytriedené ani zrnitostne, ani petrograficky. Prevažuje strednozrnná až hrubozrnná frakcia (Ø do 8 cm), v okrajových častiach veľmi hrubá až balvanovitá (Ø 10 – 20 cm). V ojedinelých prípadoch sa v sedimente vyskytujú aj väčšie bloky kremencov (Ø do 70 cm). Piesčitá zložka je hrubozrnná (Ø < 2 mm), vo vrchnej časti zahlinená. Petrograficky v nej dominujú kremence. Medzi neopracovanými zrnami sa vyskytujú aj dobre opracované zrná eolických pieskov (asi 5 %).

Hrúbka sedimentu sa odhaduje na 2 – 4 m pri okrajoch výskytu a na zhruba 6 m v osovej časti.

Na JZ od vývratského kužeľa sa rozprestiera vrcholová časť vejára jedného z najrozsiahlejších nízkych kužeľov. Ide o proluviálne teleso viacgeneračného kužeľa Maliny a Javorinky, označovaného ako kuchynský kužeľ.

Vrchnopleistocénna časť akumulácie kužeľa siaha od jeho vyústenia z pohoria v obci Kuchyňa až do vzdialenosti asi 9 km mimo zmapovaného územia. V sedimentoch prevažujú angulárne až semiangulárne úlomky rozličných amfibolitov (60 %), biotitických a sericiticko-chloritických fylitov a rúl (20 %). Granitoidné horniny tvoria asi 10 % horninovej skladby. Kremence a kremenné pieskovce sú zastúpené minimálne (< 5 %), vápence sú veľmi zriedkavé. Horninové klasty sú prevažne čerstvé (80 %), zvyšok tvoria úlomky s rôznym stupňom navetrania. Ide pravdepodobne o redepozity zo starších akumulácií kužeľa.

Materiál je všeobecne uložený chaoticky a zrnitostne ani petrograficky nie je vytriedený, resp. je vytriedený len slabo. Prevažuje strednozrnná až hrubozrnná frakcia (Ø do 10 cm) a na okraji pohoria sa vyskytuje aj hrubá frakcia (Ø 5 – 10 cm). Piesčitá zložka je hrubozrnná (Ø < 2 mm). Petrograficky v nej prevládajú kremence.

Hrúbka akumulácie sa pri pohorí pohybuje v hodnotách 2 – 4 m.

Na predpolí severnej časti Stupavského predhoria v Jablonovom sa vyvinul výrazne terasovaný viacgeneračný kužeľ, označovaný ako jablonovský kužeľ. Vrchnopleistocénna časť akumulácie tvorí morfologicky najnižšiu úroveň telesa obtekanú bifurkujúcim tokom. V úzkom kónuse sedimenty smerujú asi 5 km na ZSZ mimo zmapovaného územia.

V sedimentoch kužeľa prevažujú semiangulárne až semioválne úlomky hornín tvorené rozličnými druhmi vápencov (< 70 %), muskovitických a dvojsľudových granitov (< 20 %), kremencov a kremenných pieskovcov (< 10 %). Horninové klasty sú prevažne čerstvé (70 – 80 %), zvyšok tvoria úlomky s rôznym stupňom navetrania. Navetrané sú niektoré úlomky až štrky granitov, fylitov a amfibolitov. Aj v tomto prípade ide pravdepodobne o redepozity jednak zo starších akumulácií kužeľa, jednak z piesčito-štrkovitých sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu tvoriacich priúpätnú časť pohoria.

Materiál je uložený chaoticky, zrnitostne a petrograficky nevytriedený, viac piesčitý. V apikálnej časti prevažuje v štrkoch strednozrnná až hrubozrnná frakcia (Ø do 10 cm). Piesky sú hrubozrnné (Ø 0,8 – 2 mm). Petrograficky v nich prevládajú kremence a kremene nad živcami. Na povrchu kužeľa je hnedá ílovito-piesčitá hlina. Hrúbka akumulácie sa pohybuje v rozmedzí 2 – 3 m.

Na JZ až Z od jablonovského kužeľa sa vyvinul ďalší plošne rozsiahly, prevažne jednogeneračný náplavový kužeľ, kužeľ Suchého potoka s apikálnou časťou v Lozorne. Ide o relatívne ploché teleso, na povrchu vlastným tokom postgeneticky segmentované na viaceré vetvy.

Náplavy pozostávajú z poloopracovaných až opracovaných hrubých až veľmi hrubých (Ø 2 – 5 – 10 cm) štrkov, úlomkov a pieskov. Smerom do distálnych častí mimo zmapovaného územia tieto sedimenty prechádzajú do stredne vytriedeného piesčitého štrku. Na povrchu telesa pribúdajú piesčité hliny a časté sú aj jemno- až strednozrnné piesky.

V petrografickom zložení štrkového materiálu sú hojne zastúpené granity (dvojsľudové a leukokratné muskovitické žuly) s rôznym stupňom navetrania aj čerstvé svetlohnedé až okrové kremence (60 – 70 %). Nasledujú kryštalické bridlice (5 – 20 %) a v hrubých frakciách aj kremenné pieskovce (do 20 %). Kremité a vápnité bridlice a v menšej miere aj rozličné druhy vápencov a silicitov (žltých a čiernych) sú zastúpené nepatrne. Vyskytujú sa aj suboválne až sférické obliaky kremencov, granitov a silicitov, zvetraných a redeponovaných zo zlepencov, resp. štrkovito-piesčitých sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu, tvoriacich základnú geologickú stavbu Stupavského predhoria. Hrúbka piesčitých štrkov lozornianskeho kužeľa sa na v. okraji obce pohybuje v rozpätí 2 – 3 m.

Ďalší, menej rozsiahly je súveký náplavový kužeľ Stupavského potoka v Stupave, ktorý Vaškovský (in Vaškovský et al. 1987) označil ako stupavský kužeľ. Ide o vložený, na vetvy rozdelený kužeľ, v postglaciáli až holocéne laterálne erodovaný.

Plošne rozsiahlejšia je zhruba 2 km dlhá jz. vetva kužeľa, usmernená do *stupavsk-lamačskej čiastkovej zníženiny*, pričom sedimenty obojstranne obtekajú vystupujúci ostrov sedimentov neogénu v časti Stupava--Mást.

Sedimenty stupavského kužeľa pozostávajú zo strednozrnných (Ø 2 – 5 cm), hrubozrnných (Ø do 10 cm) až balvanovitých, rôzne opracovaných úlomkov a štrkov v zmesi so stredno- až hrubozrnným pieskom (Ø < 2 mm). Na väčšine povrchu sa nachádzajú piesčité hliny. Materiál tvoria kremence a žuly, kremité a vápnité bridlice a rozličné vápence. Ide o zmes redepozitu *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu so sedimentmi súčasnej znosovej oblasti hornín *borinskej jednotky*. Hrúbka akumulácie sa pohybuje v rozmedzí 2 – 15 m.

Na J od stupavského kužeľa vybieha z okraja Pezinských Karpát do priestoru *stupavsko-lamačskej zníženiny* celý rad menších paralelných terasovaných kužeľov, ktorých spodnejšie úrovne sú pravidelne tvorené vrchnopleistocénnymi proluviálnymi akumuláciami. Ide o kužele Marianskeho, Bystrického a Vápenického potoka, ako aj o kužeľ pravostranného prítoku Lamačského potoka. Všetky „nízke kužele“ sú morfologicky výrazné, na povrchu postgeneticky segmentované vlastnými tokmi buď na viaceré vetvy, alebo len jednostranne laterálne vymedzené.

Náplavy všetkých kužeľov pozostávajú z chaoticky uložených, zrnitostne a petrograficky nevytriedených polohrubých, hrubých až veľmi hrubých (Ø 2 – 5 – 10 cm) angulárnych, semiangulárnych až suboválnych úlomkov a štrkov, ako aj z neopracovaných aj opracovaných zŕn pieskov. Na povrchu telies pribúdajú piesčité hliny až zahlinené piesky a časté sú aj jemno- až strednozrnné piesky (mariansky kužeľ).

V petrografickom zložení štrkového materiálu sú hojne zastúpené najmä granity (dvojsľudové a leukokratné muskovitické žuly) s rôznym stupňom navetrania pochádzajúce jednak zo znosovej oblasti Karpát, jednak z okrajových sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu. Nasledujú čerstvé aj mierne navetrané rozličné kryštalické bridlice (fylity, metabáziká, svorové ruly). Granity a kryštalické bridlice tvoria dovedna 60 – 70 % celkového objemu. Nasledujú svetlohnedé až okrové kremence (20 až 30 %) a v premenlivom zastúpení (5 – 15 %) tmavosivé vápnité bridlice a čierne detritické vápence.

V úzkom, postgeneticky laterálne erodovanom náplavovom kuželi Sulabovho jarku, na ktorom leží centrum Záhorskej Bystrice, pribúda na úkor zvetraných granitov množstvo neopracovaných úlomkov rozličných druhov kryštalických bridlíc vrátane tmavých vápnitých bridlíc. V najjužnejšom kuželi prítoku Lamačského potoka tmavosivé vápnité bridlice a čierne detritické vápence absentujú.

Hrúbka vrchnopleistocénnych proluviálnych akumulácií je v každom z kužeľov rôzna. Najväčšiu hrúbku má vetva marianskeho kužeľa (8 – 10 m), v telese bystrického kužeľa je to len 6 – 7 m, v oboch vetvách kužeľa Vápenického potoka do 8 m a v kuželi prítoku Lamačského potoka 5 – 6 m.

Na v. úpätí pohoria sú všetky vrchnopleistocénne kužele buď vložené do telies starších kužeľov, alebo ich obtekajú, prípadne úplne nahrádzajú. Väčšina telies je morfologicky dobre zachovaných, no menej výrazných. Aj tieto kužele, obdobne ako na z. úpätí, sú postgeneticky terasované, vlastnými tokmi rozdelené na vetvy, prípadne v postglaciáli a holocéne laterálne erodované. Telesá dosahujú výšku v priemere 2 – 7 (10) m nad príslušným tokom.

Sedimenty boli deponované výlučne do priestoru mladých čiastkových depresií. V *pezinsko-modranskej depresii* sa vo vrchnom pleistocéne vyvinuli 4 nízke kužele, pričom najjužnejšie z nich sú zároveň plošne najrozsiahlejšie. Ide o zdvojené kužele Myslenického a Cajlanského potoka (Blatina), dovedna zaberajúce plochu medzi Limbachom a Pezinkom. Východnejší kužeľ Blatiny zasahuje mimo zmapovaného územia. Os kužeľa Myslenického potoka sa po opustení pohoria stáča na J. Oba kužele sú pomerne ploché a postgeneticky rozdelené na viaceré samostatné časti.

Náplavy kužeľov pozostávajú zo zahlinených polohrubých, hrubých, pri pohorí až veľmi hrubých poloopracovaných až opracovaných klastov, štrkov a pieskov. Smerom do distálnych častí sedimenty prechádzajú do dobre vytriedeného zahlineného piesčitého štrku. Všeobecne smerom na povrch telies pribúdajú piesčité hliny. V petrografickom zložení materiálu sú hojne zastúpené žuly, biotitické fylity, ruly, amfibolity a kremité bridlice. V distálnejších zónach prevažujú štrky kremencov. Hrúbka akumulácie kužeľov sa pohybuje len medzi 1 – 5 m. Povrch kužeľov tvoria piesčité hliny, pri prechode do nív viac ílovité.

V severnom zakončení *pezinsko-modranskej depresie* dominuje rozsiahly plochý kužeľ Stoličného potoka v Modre siahajúci mimo zmapovaného územia až do oblasti rašelinísk. Jeho piesčité štrky a úlomky hornín sú pokryté vrstvou ílovito-piesčitých hlín a deluviálno-fluviálnych hlinito-piesčitých splachov hrubou 1 – 1,5 m. Naplavený materiál dosahuje v meste Modra hrúbku 5 – 8 m a jeho petrografické zloženie je zhodné s materiálom kužeľa v Pezinku.

V *dubovskej depresii* vynikajú dva súveké kužele – kužeľ Vištuckého potoka v Modre-Kráľovej a kužeľ Dubovského potoka v Dubovej. Prvý kužeľ je plošne rozsiahlejší, ale plytší, druhý je strmší a kratší. V stredne

hrubých až hrubých piesčitých štrkoch a úlomkoch hornín náplavov oboch kužeľov dominujú okrovo až červenkasto sfarbené kremence, hojné sú biotitické granodiority, rozličné fylity a nízko metamorfované amfibolity. Štrky a úlomky hornín vystupujú až na povrch kužeľov.

V *častiansko-dolianskej depresii* súveké proluviálne sedimenty reprezentuje najmä plochý kužeľ Štefanovského potoka v Častej a výrazne vložený kužeľ Podhájskeho potoka sv. od Dolian. Charakter proluviálneho materiálu je zhodný s materiálom spomínaných kužeľov, ale pribúda ružových až červenkavých kremencov tvoriacich základ angulárnych klastov. Úlomky hornín sú orbou rozvlečené po povrchu oboch kužeľov.

V *orešianskej depresii* dominuje kužeľ miestneho potoka v Dolných Orešanoch. Vyznačuje sa plochým tvarom, výškou do 3 – 4 m a výrazným obsahom svetlookrových kremencov v úlomkoch pri povrchu. Materiál kužeľa je všeobecne málo opracovaný, silno piesčitý a zahlinený. V petrografickom zložení sedimentov dominujú uvedené kremence (80 – 90 %) a kremene, menej sú zastúpené kremité bridlice, amfibolity, fylity, chloritické bridlice a ruly.

Z *bíňovskej depresie* sú známe kužele Smolenického a Luhovského potoka zo severného okraja Smoleníc. Oba ploché vložené kužele pozostávajú zo zahlinených polohrubých, v horných častiach telesa až veľmi hrubých poloopracovaných až opracovaných klastov, štrkov a pieskov. Pod povrchovou vrstvou piesčitých hlín s obsahom tenkých polôh drobnozrnných vápnitých štrčíkov hrubou 0,5 m sa nachádza vrstva zahlinených piesčitých, selektívne navetraných štrkov (Ø 2 – 5 cm) a úlomkov prevažne karbonatických hornín (dolomitov) a vápnitých pieskovcov, hrubá len 1 – 3 m. Sporadicky sú zastúpené aj okrové kremence a kremeň. Občasné sférické oválne štrky karbonatických hornín v severnejšom kuželi pochádzajú zo zlepencov neogénu.

32 fluviálne piesčité štrky, štrky a piesky dnovej akumulácie v nízkych terasách a v nivách; würm

Fluviálne sedimenty obdobia vrchného pleistocénu *(würmu)* zaberajú rozsiahle a ucelené plochy. Väčšina sedimentov tzv. dnovej akumulácie však na povrch nevystupuje v dôsledku ich pokrytia *würmsko-holocénnymi* resedimentovanými štrkmi prikorytovej fácie, ale najmä mladšími – holocénnymi – fluviálnymi uloženinami (hlinami a piesčitými hlinami) nivnej (povodňovej) fácie.

Objemovo najväčší výskyt uvedených sedimentov sa nachádza v jz. časti územia, kde dnová akumulácia plošne zodpovedá rozsahu zobrazeného úseku Dolnomoravskej nivy (niva Moravy), a v j. časti, kde dominuje dnová akumulácia Dunaja v Devínskej bráne a v priľahlom zobrazenom úseku Podunajskej roviny v Bratislave.

V západnom úpätnom pásme medzi Cerovou-Lieskovým a Záhorskou Bystricou, resp. až Devínskou novou Vsou, sú to najmä akumulácie potokov Vývrat, Javorinka a Kuchynská Malina v Kuchyni, Pernecká Malina a Pernecký potok v Perneku, Rudanický potok v Jablonovom, Suchý a Lozorniansky potok v Lozorne, Matejov a Zohorský potok medzi Lozornom a Stupavou, Stupavský potok a potok Mláka v Stupave, Podhájsky a Mariansky potok v Marianke, Bystrický a Vápenický potok v Záhorskej Bystrici a Lamačský a Dúbravský potok medzi Lamačom a Devínskou Novou Vsou.

Vo východnom úpätnom pásme medzi Trstínom a Bratislavou v malokarpatských potokoch dominujú dnové akumulácie Trnávky, Parnej, Gidry, Vištuckého, Šenkvického a Myslenického potoka, Cajly a Čiernej vody.

Štrkovito-piesčitá dnová akumulácia vystupuje priamo na povrch spod nivnej fácie buď len v miestach umelých odkryvov, reprezentovaných najmä ťažobnými jamami opustených aj aktívnych štrkovísk (Devínska Nová Ves, Devín, Bratislava-Žabí majer a i.), alebo vo forme erozívnych zvyškov („ostancov“) svojej pôvodnej akumulačnej úrovne, dnes zachovanej vo forme nadnivnej, tzv. nízkej terasy. Úroveň povrchu odkrytých nízkych terás reprezentuje pôvodnú úroveň povrchu sedimentov dnovej akumulácie z obdobia pred eróziou v neskorom glaciáli až holocéne. Jeho relatívna výška sa na zmapovanom území pohybuje v rozsahu 3 – 6 m nad povrchom nív, v oblasti Devínskej brány je to až 6 – 8 m.

Sedimenty dnovej akumulácie sa vyznačujú polycyklickým fluviálnym vývojom. Rôznorodé frakčné zastúpenia klastov zapríčinilo vo väčších tokoch ich výraznú zrnitostnú diferenciáciu nielen vo vertikálnom, ale najmä v horizontálnom smere.

V štrkovej frakcii Moravy na úseku Devínska Nová Ves – Devín ide o nezvetrané čerstvé suboválne až semiangulárne (stredne zaoblené), zriedkavo dokonale zaoblené drobno- až strednozrnné (Ø < 5 cm) obliaky. Hrubozrnné štrky (Ø 5 – 10 cm) sa zistili len na báze. Hrubšie štrky sú všeobecne lepšie vytriedené ako drobnozrnné štrky. V ich petrografickom zložení výrazne prevládajú kremence v troch varietach a kremeň (80 – 85 %). Svetlé kremence sú monominerálne (kremenné), okrové sú muskoviticko-sericitické a tmavé s grafitickým a rudným pigmentom. Z ďalších hornín 7 – 10 % predstavujú kryštalické bridlice (ruly, ortoruly a amfibolické ruly), 10 % pieskovce (glaukonitické, kremenné a arkózové) a 3 – 5 % silicity – čierne a hnedé rohovce. Najmenšie percentuálne zastúpenie majú granitoidné horniny (1 – 2 %), najmä rozličné žuly.

Piesky dnovej akumulácie sú monomodálne, prevažne stredno- až hrubozrnné (Ø < 1,8 mm), len zriedka jemnozrnné (Ø < 0,2 mm) a veľmi slabo zrnitostne vytriedené. Zrná sú prevažne semioválne až semiangulárne, ale zhruba 20 % tvoria dobre opracované oválne až suboválne zrná s primárne eolickým charakterom opracovania. V mineralogickom a petrografickom zložení dominuje kremeň (75 – 80 %), zvyšok tvoria navetrané živce vrátane plagioklasov, sľudy (biotit, muskovit) i chlorit. Z ťažkých minerálov prevláda granát a amfibol. Piesky sú v súvrství nerovnomerne rozptýlené, v stredných a vrchných polohách je ich zastúpenie väčšie.

Na základe petrografických analýz štrkov a zastúpenia ťažkých minerálov v pieskoch možno konštatovať, že vrchnopleistocénna dnová akumulácia na zobrazenom úseku Moravy prináleží k moravskej proveniencii spolu s provenienciou rieky Dyje.

Na zobrazenom úseku Dunaja v Devínskej bráne a v staromestskej časti Bratislavy sú sedimenty dnovej akumulácie zložené zo zvodnených, dobre vytriedených a opracovaných piesčitých štrkov a pieskov. Pokiaľ ide o zrnitosť, prevládajú stredné až hrubé frakcie (∅ 2 – 7 cm), na báze miestami až veľmi hrubé, balvanovité (∅ 10 – 15, miestami až 18 cm). Smerom na povrch dnovej výplne sa jednotlivé frakcie zjemňujú. Pribúdajú drobné žltosivé piesčité štrky (Ø 1 – 2 cm) a rovnako pribúda aj hrubozrnnejšej piesčitej frakcie.

V petrografickom zložení štrkov Dunaja podľa Horniša (1987) prevládajú nezvetrané čerstvé kremence, kremité pieskovce a žilný kremeň (34 – 50 %). Nasledujú čerstvé granitoidy, kryštalické bridlice, vápence a pieskovce (10 – 30 %). V menšej miere sú zastúpené žilné kalcity, rohovce a hľuznaté, sakokómové a rádiolóriové vápence. Zriedkavo sa vyskytujú vápnité pieskovce a litotamniové vápence neogénu (3 – 10 %).

Piesčité štrky dnových výplní malokarpatských potokov pri vyústeniach z pohoria sú všeobecne slabo vytriedené až nevytriedené. V štrkovej frakcii sa vyskytujú prevažne nezvetrané čerstvé, ale aj selektívne navetrané a zvetrané a prevažne menej opracované semioválne, semiangulárne až subangulárno-angulárne stredno- až hrubozrnné (Ø 2 – 10 cm) obliaky a čiastočne aj úlomky hornín. Občas sa vyskytujú aj balvany. Piesky sú prevažne hrubozrnné (Ø 0,5 – 1,8 mm) a slabo zrnitostne vytriedené, miestami zahlinené.

Petrografické zloženie štrkov a úlomkov dnových akumulácií zodpovedá blízkej znosovej oblasti MK vrátane Stupavského predhoria.

Na západných tokoch majú prevahu granity v rôznom štádiu zvetrania a navetrané aj čerstvé kremence. Nasledujú žilné kremene, fylity, vápence a vápnité bridlice. Okrem čerstvých klastov hornín ide zväčša o redepozity hruboklastických sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu. V oblasti *stupavsko-lamačskej zníženiny* sú dnové akumulácie potokov tvorené len 1 – 2,5 m hrubými vrstvami slabo až stredne vytriedených štrkovitých a ílovitých pieskov až ílov s obsahom úlomkov hornín. Štrky sú prevažne drobno- až strednozrnné, oválne aj subangulárne a nezvetrané (čerstvé). Paradoxná je častá prítomnosť veľmi zvetraných obliakov a slabšie opracovaných klastov. Piesky sú hrubozrnné, sľudnaté, často veľmi silno zaílované a smerom na povrch zahlinené.

V petrografickom zastúpení štrkov východných tokov dominujú svetlohnedé a červenkavé kremence a žilný kremeň (50 – 60 %), z ostatných hornín sú to najmä obliaky a úlomky kyslých muskovitických granitov, kremenných pieskovcov, kryštalických bridlíc (najmä fylitov) a pri potoku Trnávka alebo zo z. strany aj potokoch Vývrat, Javorinka a Stupavský potok aj obliaky rozličných druhov vápencov.

Hrúbka vrchnopleistocénnej dnovej akumulácie tokov silno varíruje. Dôvodom sú nerovnosti jej povrchu, ako aj nerovnosti podložia, spôsobené okrem iného aj vplyvom neotektonických vertikálnych pohybov jednotlivých štruktúrno-tektonických blokov, ktorými toky počas akumulácie svojich sedimentov pretekali.

Z máp vrtnej preskúmanosti (Baňacký a Sabol, 1969) a mapy hrúbky kvartéru (Maglay et al., 2009) vyplýva, že hrúbka dnovej akumulácie Moravy sa na skúmanom území pohybuje v rozmedzí zhruba 5 – 7 m v nive a 10 – 11 m v nízkej terase, pričom erozívna báza fluviálnych štrkov nízkych terás je približne na úrovni, resp. mierne nad úrovňou (0,5 – 1 m) bázy štrkov dnovej akumulácie.

Hrúbka dnovej akumulácie Dunaja v Devínskej bráne sa pohybuje medi 4 – 6 m a v korytovom pásme sa zmenšuje do 1 m. Predpokladá sa, že v jej podloží je aj bezprostredný výstup kryštalinika MK. Smerom do Podunajskej panvy sa hrúbka dnovej akumulácie v Bratislave zväčšuje na 10 – 15 m.

Na ostatných tokoch v miestach ich vyústenia z pohoria sa hrúbka dnovej akumulácie pohybuje v hodnotách 2 – 3 m, v medzikužeľových priestoroch dosahuje 3 – 5 m. Potoky ústiace do *stupavsko-lamačskej depresie* (Mláka až Dúbravský potok) majú paradoxne zachovanú len veľmi plytkú dnovú akumuláciu dosahujúcu priemernú hrúbku len 2 m.

V samotnom pohorí je dnová akumulácia nahradená holocénnou výplňou dien dolín v celom profile.

31 eolické prachovité, sporadicky jemnopiesčité hliny – spraše; würm

Uvedený typ sedimentov sa v rámci pohoria vyskytuje len na malých plochách na záveterných svahoch pravobrežia Stupavského potoka v Borinke, na v. svahoch Dúbravskej hlavice (357 m n. m.) nad Dúbravkou, v Devíne nad cintorínom, v s. časti Karlovej Vsi, na v. okraji Dlhých dielov, na J od Starého gruntu v priestore

areálu univerzity a študentského domova medzi Karloveskou a Mlynskou dolinou a na viacerých miestach lokálnych neotektonických depresií a vyšších krýh v pásme styku MK s Trnavskou pahorkatinou (Častá, Smolenice, Trstín). Okrem posledných spomenutých výskytov na obvode pohoria pri všetkých ostatných uvedených lokalitách nejde o typické spraše, aké pokrývajú napr. Trnavskú tabuľu (mimo zobrazeného územia).

Na báze sprašových pokryvov vyznačených na mape vystupujú hlinito-kamenité deluviálne sedimenty alebo ich kombinácie s piesčito-hlinitými splachmi s úlomkami hornín. V priestore medzi Karloveskou a Mlynskou dolinou sú pokryté sprašami okrem deluviálnych sedimentov aj strednopleistocénne fluviálne terasové piesčité štrky Dunaja. Na v. úpätí pohoria v niektorých prípadoch tvoria podložie spraší strednopleistocénne a vrchnopleistocénne proluviálne akumulácie.

Nad deluviálnymi splachmi a fluviálnymi (proluviálnymi) piesčitými štrkmi na báze sprašových pokryvov vystupujú jemnozrnnejšie až pelitické splachy zo spraší a tenko laminované spraše s množstvom rozvetraných vápnitých konkrécií. Označujú sa aj ako sprašovité hliny (Vaškovský et al., 1987). V nadloží horizontu konkrécií sa miestami vyvinul finálny (vrchný) sprašový komplex štadiálu W_3, tvoriaci zároveň aj ich povrchovú stavbu. Fosílny pôdny komplex PK-1 sa podarilo identifikovať Vaškovskému (l. c.) na základe zvýšeného obsahu humusu a zníženého obsahu $CaCO_3$ iba na lokalitách v Dúbravke a Mlynskej doline. Ide o horizont fosílnej hnedozeme hrubý okolo 30 cm.

Spraše najmladšieho štadiálu W_3 sa na všetkých lokalitách vyznačujú veľmi variabilnou hrúbkou, odhadom 4 – 6 m. So zmenou hrúbky súvisí aj zmena vnútornej stavby sprašových komplexov. Vo sfarbení spraší dominuje svetložltá až bielosivá farba s odtieňmi do svetlohneda až tmavohneda. Podľa granulometrického zloženia (Vaškovská in Vaškovský, l. c.; Maglay a Kernátsová in Maglay et al., 2005b) ide o piesčito--prachovité hliny s obsahom veľmi jemného piesku (15 – 30 %), hrubého prachu (35 – 56 %) a ílovitej frakcie (<13 %). Dominantné postavenie majú prachovité častice (0,05 – 0,005 mm). Z vonkajších znakov spraší je nápadná gravitačne porušená stĺpcovitá (hranolovitá) odlučnosť, makropórovitosť a vápnitosť, ktorá sa pohybuje v rozmedzí 6 – 30 %. Karbonáty majú v sedimente rôzne formy, buď sú rozptýlené, alebo sa koncentrujú vo forme pseudomycélií a konkrécií.

Mladé spraše sa vyznačujú prítomnosťou prvkov chladnej pupilovo-kolumelovej malakofauny. Občas obsahujú polohy fosílnych pôd, faunu vertebrát a archeologické artefakty. Pri povrchu sú poznačené postgenetickými vápnitými splachmi, čo zväčšuje ich hrúbku. Vápnité splachy prináležia k zeminám podobným sprašiam a označujú sa ako sprašovité hliny. Prejavujú sa drobnou vrstvovitosťou, spôsobenou tenkými striedajúcimi sa humóznymi a karbonátovými laminami, ako aj železitými a mangánovými nátekmi recentných aj subrecentných plošných zmyvov.

Z celkového hľadiska v pohorí nejde o typické spraše známe z pahorkatín Slovenska. Spraše študovaného územia sú menej spevnené, občas úplne rozpadavé. Okrem spomenutých splachov je v nich výrazná aj občasná prítomnosť intraformačných svahovín, najmä pieskov a drobných úlomkov hornín.

30 eolicko-deluviálne sprašové hliny s polohami spraší a soliflukčných sedimentov podložia; neskorý würm

Sprašové hliny podobné sprašiam majú na študovanom území len malé plošné zastúpenie. Vyvinuli a zachovali sa zväčša na záveterných svahoch dolín Stupavského predhoria orientovaných na JV, ale aj na iných, kratších hrebienkoch západného a východného okraja pohoria. Na viacerých izolovaných plochách sa zistili najmä v doline pravostranného prítoku Stupavského potoka na S a SV od horárne Boleška, priamo v doline Stupavského potoka, no najmä v oblasti Bystrickej hory. Smerom na J sa sprašové hliny prerušované alúviami potokov tiahnu po z. úboči až po Záhorskú Bystricu. V Bratislave sa vyskytujú najmä medzi Karloveskou a Mlynskou dolinou nad ZOO a v mnohých ďalších maloplošných výskytoch v oblasti Karlovej Vsi. V severnej časti regiónu sa sprašové hliny vyskytujú na najsevernejšom okraji regiónu v. od Cerovej--Lieskového na ľavobreží Hodonského potoka.

Hrúbka sprašových hlín je všade veľmi variabilná. Najväčšia je na úpätiach svahov, kde hliny miestami tvoria úpätné plášte s hrúbkou do 6 m. Na ostatných svahoch, ako aj na plochých hrebienkoch Stupavského predhoria a úseku medzi Mariankou a Záhorskou Bystricou sa najčastejšie pohybuje v rozpätí 1 – 5 m.

Sprašové hliny majú morfológiu i habitus podobné sprašiam. Z litologických charakteristík a úložných pomerov vyplýva, že eolický prenos a akumulácia sedimentu prebiehali obdobne ako pri sprašiach, ale postsedimentačné prostredie bolo vlhkejšie, s prevládajúcimi pedogenetickými zmenami so zvýšením podielu ílovej hmoty a s odvápnením, pričom $CaCO_3$ bol nahradený FeO_3.

Sedimenty sú zložené zo svetložltých, žltosivých, žltohnedých, hnedých až hrdzavosivých odvápnených hlín, v ktorých okrem zložky redeponovaných predkvartérnych sedimentov podložia, tvoreného prevažne piesčitými štrkmi a úlomkami hornín *devínskonovoveského súvrstvia* a *jablonických zlepencov*, sa často nachádzajú aj spraše. Dominujúcou zložkou v sedimente je ílovitá frakcia a frakcia prachu až hrubého prachu.

Štruktúra je listovitá, hrudkovitá a hranolčekovitá. Majú malú pórovitosť. V dôsledku cyklického opakovania procesov erózie a sedimentácie a s tým súvisiaceho pravidelného obnovovania expozície svahov sú sprašové hliny do značnej miery poznačené litologickým zložením podložných sedimentov. Hojne sa v nich vyskytujú drobné zhluky (brôčiky) Fe a Mn oxidov, ojedinele aj menšie konkrécie, sivé povlaky, kliny a záteky podmienené procesmi ilimerizácie. Z hľadiska výskytu fauny sú sterilné.

Pleistocén/holocén

V prechodnom období posledného glaciálu až postglaciálu ide o kontinuálny prechod niektorých genetických procesov vývoja kvartérnej sedimentácie, hoci je nesporné, že takéto procesy prebiehali na území aj počas celého obdobia kvartéru.

Toto obdobie reprezentuje najmä vznik a neskorší vývoj eluviálno-deluviálnych zvetranín, celého radu deluviálnych a deluviálno-soliflukčných sutín a svahovín v rôznych varietach, ale aj deluviálno-fluviálnych splachov a deluviálno-proluviálnych výplavov, ktoré dovedna tvoria plošne aj objemovo najviac rozvinutú kvartérnu akumuláciu v rámci študovaného regiónu. Reprezentuje ich najmä komplex prevažne deluviálnych (polygenetických) hlín a piesčito-kamenitých až blokovitých, hlinito-kamenitých, hlinito-štrkovitých, hlinito-piesčitých až ílovitých svahových sedimentov. Vystupujú na rôznych, zväčša úpätných častiach svahov, svahov úpätných pásiem pohoria, v dnách suchých dolín a úvalín, pod skalnými stenami, ale aj na horských plošinách a okrajoch riečnych terás a náplavových kužeľov. Geologická mapa z hľadiska účelnosti zohľadňuje a zobrazuje len výskyty s najväčšou hrúbkou týchto sedimentov.

Okrem uvedenej skupiny deluviálnych sedimentov sú do prechodného obdobia zaradené aj proluviálne akumulácie vyšších nivných náplavových kužeľov, ako aj všetky zosuvné telesá.

Zosuvy

Zosuvné telesá sú v pohorí a na zobrazených úsekoch jeho predpolí pomerne zriedkavé. Väčšinou dosahujú len malé rozmery, na mape nezobraziteľné. Relatívne väčšie zosuvy boli identifikované len na troch lokalitách. V dvoch prípadoch ide o potenciálne plošné až prúdové zvlnené zosuvy v latentnom štádiu, v jednom prípade o plošný až prúdový zosuv v aktívnom štádiu.

Prvý z nich sa nachádza na JJV od Sološnice na pravobreží Sološnického potoka v mieste tektonického styku *hrabníckeho súvrstvia* paleogénu s karbonátovými mezozoickými sekvenciami. Zosuv je pomerne strmý, dosahuje výšku 45 m a dĺžku asi 230 m. Vznikol na flyšoidných horninách (ílovce, siltovce a tenko laminované pieskovce), ktoré spolu s účinkom soliflukcie umožňovali rýchlejší pohyb hmôt po svahu. Druhý zosuv sa zistil na S od kóty Hurtovec (445) na ľavobreží Hraničného potoka východne od Plaveckého Mikuláša. Aj v tomto prípade ide o obdobnú situáciu.

Z posledného obdobia je známy plošný zosuv z obce Buková, založený na paleogénnych súvrstviach Bukovskej brázdy.

29 eluviálno-deluviálne piesky a piesčité hliny s úlomkami vo zvetraninových plášťoch

Zvetraniny tvoria jeden z primárnych zdrojov materiálu deluviálnych sedimentov. Zachovali sa v mnohopočetných, plošne väčších aj menších výskytoch najmä na rozsiahlejších, mierne zvlnených plošinách *stredohorského systému zarovnania (stredohorskej rovne)* Devínskych a Pezinských Karpát (pozri mapu). Ich povrch tvoria zvetraninové kôry svorových rúl až pararúl, kryštalických bridlíc (najmä fylitov), granitoidov a granitov.

Zvetraniny pozostávajú prevažne z hrubozrnných a strednozrnných zelenkavých stmelených pieskov až pieskovcov, miestami z pestrofarebných hnedých, bordových a hrdzavých siltov, ale aj z úlomkov čiernych bridlíc. Kôry zvetrania nesú znaky pôvodnej bridličnatosti, odlučnosti a puklinovitosti. Zvetraniny vzniknuté na granitoidoch až granitoch pozostávajú z bielych, sivých až okrových hrubozrnných sľudnatých pieskov až pieskovcov. Zachovávajú si pôvodný tvar odlučnosti a puklinovitosti. V pieskoch sú časté úlomky rozvetraných granitov, občas sa nájdu aj bloky pevnejších hornín.

Hrúbka zvetranín v dôsledku nerovnomerného zvetrávania a rozdielnej denudácie je nerovnomerná. Najhrubšie sú na ľahšie zvetrávajúcich zónach a v konkávnych úsekoch reliéfu, a to najmä v dôsledku ich pokrytia eluviálno-deluviálnymi resedimentmi z vyšších polôh. Tu dosahujú hrúbku do 3 m. Na ostatných miestach je zvetraninová kôra hrubá len do 1,5 m.

28 proluviálno-soliflukčné, piesčito-kamenité, piesčito-balvanovité až blokovité svahové prúdy

Prítomnosť tohto, všeobecne zriedkavého genetického typu kvartérnej akumulácie je na skúmanom území výnimočná. Proluviálno-soliflukčné prúdy boli donedávna známe len z oblasti najvyšších pohorí Západných Karpát.

Prvý výskyt má formu plytkého kužeľa (miestami až nivy) vypĺňajúceho zníženinu na okraji Kuchynskej hornatiny v severnej časti intravilánu obce Kuchyňa. Sedimenty tunajšieho svahového prúdu sú deponované na vrchnobádenské íly studienčanského súvrstvia. Bázu sedimentov tvoria chaoticky uložené balvany až bloky kremencov a zriedkavo aj vápencov (∅ 20 – 80 cm), sivomodré ílovité piesky, resp. sivé hrubozrnné kremité piesky s drobnými úlomkami hornín. Na povrchu sa nachádzajú tmavohnedé piesčité hliny a recentné čierne humusové pôdy.

Hrúbka akumulácie je pomerne malá (≤ 2 m), len v proximálnej zóne dosahuje mierne väčšie hodnoty (2 – 4 m). Charakteristické je vysoké zvodnenie sedimentov.

Druhý výskyt proluviálno-soliflukčných sedimentov sa zaznamenal na severnom úpätí Devínskych Karpát medzi bratislavskými mestskými časťami Devínskou Novou Vsou a Dúbravkou. V tektonicky predisponovanej erozívnej zníženine sa spod sz. svahov Dúbravskej hlavice (357 m n. m.) cez Veľkú lúku až po miestnu časť Kamenáče tiahne morfologicky výrazný svahový prúd ústiaci do *stupavsko-lamačskej zníženiny*. V jeho telese sa nachádza prevažne hruboklastický neopracovaný alebo slabo opracovaný, prevažne nezvetraný materiál uvoľnený z okolitých hornín. Ide o soliflukčné svahoviny ako produkty mrazového zvetrávania v podmienkach periglaciálnej klímy.

Popri chaoticky uložených nezvetraných úlomkoch, balvanoch až blokoch prevažne kremencov, menej kryštalických bridlíc a karbonátov, sa v materiáli nachádzajú hrubozrnné piesky a hliny, ktoré najmä v severných, distálnejších častiach prevažujú. V týchto miestach je svahový prúd prekrytý tenkou vrstvou deluviálno-fluviálnych sedimentov. Na rozdiel od opísaného kužeľa pri Kuchyni, v tomto svahovom prúde sú úlomky hornín a hrubozrnný piesok aj na povrchu. Priemerná hrúbka tohto, taktiež zvodneného telesa sa v jeho osovej časti pohybuje odhadom v rozmedzí 10 – 20 m.

Ďalšie výskyty sú známe zo sz. úboče masívu Vápennej zo záverov Kráľovho potoka na V až JV od Plaveckého Podhradia. Ide o balvanovito-blokovité svahové prúdy s obsahom zaílovaného hrubozrnného piesku. Na pravobreží Gidry sz. od Starej skaly (456 m n. m.) sa v telese kužeľa nachádzajú prevažne bloky kremencov.

27 deluviálne piesčito-balvanovité až blokovité svahoviny a sutiny

Ide o špecifický hruboklastický derivát deluviálnych sedimentov (opísané ďalej). Na študovanom území sa zistil jeden plošne väčší výskyt s. od Kuchyne na plošine okraja Kuchynskej hornatiny nad vyústením potoka Vývrat do Podmalokarpatskej zníženiny. Na plochom povrchu kratšej rázsochy sa tu zachovali erozívne zvyšky piesčitých, výrazne balvanovitých až blokovitých sedimentov pochádzajúcich zo štrkov, balvanov, blokov a úlomkov hornín podložného *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu.

V zahlinených hrubopiesčitých pieskoch je veľké množstvo prevažne subangulárnych, občas angulárnych balvanov (∅ 20 – 30 cm) a hrubých štrkov (∅ 10 – 15 cm). Okrem toho sa v sedimente sporadicky nachádzajú väčšie balvany (∅ do 50 cm) a občas aj veľmi veľké bloky (∅ 1 – 1,5 m). Miestami sa našli aj bloky s priemerom do 2 m. Hlavnú horninovú náplň tvoria kremence, kremene a vápence. Najväčšie rozmery, podobne ako na iných miestach, dosahujú bloky kremencov, no nachádzajú sa tu aj veľké bloky vápencov.

Z celkového pohľadu ide o druhotne soliflukčne rozvlečené balvanovito-blokovité sedimenty podložia, ktoré majú dnes podobu hrubých blokovísk a na menších plochách až kamenných morí. Hrúbka akumulácie je veľmi premenlivá a s výnimkou blokov s veľkými rozmermi sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 1 m, zriedkavo dosahuje 2 m.

26 deluviálne kamenité až piesčito-kamenité osypy a sutiny

Sedimenty sa viažu na exponované svahy s výstupom skalného podložia, najčastejšie reprezentovaného spodnotriasovými kremencami a strednotriasovými vápencami, 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. Početné zastúpenie majú v masívoch Vápennej a Vysokej v pásme od Rohožníka a Plaveckého Mikuláša naprieč pohorím až po Smolenice a Trstín.

25 deluviálne hlinito-kamenité, piesčito-kamenité až balvanovité svahoviny a sutiny

Sedimenty tvoria plošne najrozsiahlejší a objemovo najväčší litotyp kvartéru na území regiónu Malých Karpát. Ide prevažne o erozívno-gravitačné sutiny vzniknuté zvetrávaním podložných hornín kryštalinika

a mezozoika a ich následným posúvaním v smere spádnice po svahu ronom, soliflukciou a gravitačnými pohybmi, prípadne aj blokovými sklzmi.

Výraznejšie pokryvy (plášte) sa zachovali všade po obvode pohoria pozdĺž úpätí svahov. V pohorí lemujú úpätia horských dolín, vypĺňajú dná dolín bez aktívneho toku a nachádzajú sa aj v medzirázsochách chrbtov. Často nadväzujú na už opísané eluviálno-deluviálne zvetraniny a laterálne sa zastupujú aj s príbuznými deluviálnymi štrkovito-piesčitými sedimentmi okraja pohoria.

Hliny a piesčité hliny tohto litogenetického typu obsahujú premenlivé množstvá úlomkov hornín až blokov, ktoré v nich často prevládajú. Hlinito-kamenité sedimenty sú v celku tvorené sivými a sivohnedými piesčitými hlinami s premenlivým, no zväčša veľkým podielom ostrohrannej drviny, miestami gravitačných blokov mezozoických vápencov a granitoidov, migmatitov, rúl a svorov kryštalinika. Petrografické zloženie úlomkov hornín závisí od zdrojovej oblasti, t. j. od podložných hornín. V profiloch je možné sledovať dve nevýrazné súvrstvia. V spodnej časti sú sedimenty obyčajne viacej kamenité, blokovité, v nadloží viac hlinité a úlomkovité, s preplavenými polohami hlín a humóznych hlinitých pôdnych sedimentov. V okolí výstupov granitoidov sú sedimenty viac piesčité.

Hrúbka hlinito-kamenitých a piesčito-kamenitých svahovín je premenlivá a závisí od expozície svahov. Celkove prevláda hrúbka 2 – 3 m a zväčša nepresahuje 5 m. Na mapách je vyznačená len hrúbka odhadom presahujúca 2 m.

24 deluviálne hlinité a piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín

23 deluviálne resedimentované hlinité až piesčito-hlinité štrky svahovín

Ide o príbuzné, miestami (napr. na západnom úpätí MK) ťažko vzájomne odlíšiteľné druhy svahových sedimentov. Na mapách sú tieto uloženiny rozčlenené len na základe prevahy obsahu štrkovej zložky nad zložkou poloopracovaných až neopracovaných úlomkov hornín v sedimente.

Obe uvedené akumulácie majú na študovanom území pomerne hojné zastúpenie tak podľa počtu výskytov, ako aj ich plošného rozsahu. Nachádzajú sa najmä na západnom úpätí MK v oblasti Cerovej-Lieskového, Rozbehov, Prieval, Kuchynskej hornatiny a Stupavského predhoria, na svahoch pohoria z. od Záhorskej Bystrice a južnejšie v Bratislave-Dúbravke. Na z. úpätí sú výskyty známe z oblasti Trstína. Všade na uvedených miestach delúviá lemujú výstupy neogénnych piesčitých štrkov až balvanov a úlomkov hornín neogénnych okrajových fácií.

Zmiešané sedimenty obsahujúce opracované štrky a iné poloopracované až angulárne úlomky približne v rovnakom pomere sa nachádzajú v úpätnom pásme od vyústenia Maliny v Kuchyni až takmer po Pernek a na malom úseku s. od Jablonového. Južnejšie od Jablonového a v celom Stupavskom predhorí až po Záhorskú Bystricu prevažujú v sedimentoch rôzne opracované štrky s menšou prímesou ostrohrannejších klastov hornín. Na plošinách Stupavského predhoria tento subtyp akumulácie dominuje a zaberá najväčšie plochy, hoci jej hrúbka sa pohybuje len okolo 2 m.

Vyčlenené deluviálne sedimenty úpätného pásma pozostávajú zo zahlinených štrkov, úlomkov hornín a pieskov. Formovali sa pôsobením ronu, splachu a soliflukcie. Sú poznačené litologickým zložením podložných neogénnych sedimentov a kvartérnych proluviálnych sedimentov. Hliny na povrchu majú miestami sprašový charakter, sú ílovité, v nižších úrovniach viac piesčité, občas obsahujú aj samostatné hrubšie telesá jemnozrnnejších pieskov. Farba hlín je žltosivá, hnedá až hrdzavohnedá, pri prevahe ílu svetlosivohnedá. V nižších vrstvách akumulácií prevažujú hrubozrnné piesčité štrky s prímesou menej opracovaných až takmer neopracovaných úlomkov hornín. Piesky sú prevažne strednozrnné, v zónach premiešania s klastami granitoidov výrazne hrubozrnné a sľudnaté. Vo farebných odtieňoch pieskov dominuje žltá a hrdzavožltá farba, občas sú bielo až okrovo šmuhované. Štrky kremencov sú dobre opracované, granity sú viac zvetrané až rozpadavé a poskytujú materiál na hrubozrnný piesok. Prevahu majú hrubozrnné štrky (∅ 5 – 10 cm) a nápadná je častá prítomnosť balvanov (∅ 10 – 30 cm). V sedimentoch na medzidolinových plošinách sa občas vyskytujú aj bloky kremencov s priemerom viac ako 50 cm. Väčšie bloky spodnotriasových kremencov dosahujúce rozmery 2 – 5 m, ktoré sa sporadicky vyskytujú na povrchu plošín Stupavského predhoria jv. od Lozorna, pravdepodobne tvoria už súčasť *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu.

Litologicky v sedimentoch prevažujú rozličné granitoidné horniny nad kremencami a žilným kremeňom. Prítomné sú aj úlomky kryštalických bridlíc, v severnej časti aj vápnitých bridlíc a rozličných druhov vápencov. Polohy odvápnených alebo slabo vápnitých hlín a piesčitých hlín sú faunisticky sterilné. Hrúbka piesčito-hlinitých a štrkovito-kamenitých deluviálnych sedimentov sa na východnom okraji územia pohybuje v rozmedzí 2 – 12 m.

Deluviálne piesčito-hlinité štrky sa objavujú napr. po obvode fluviálnych sedimentov riečnych terás Moravy, situovaných na vyšších neogénnych kryhách devínskonovoveskej elevácie (Novoveská plošina). Obdobná situácia je aj v Devínskej Novej Vsi na severnom okraji Devínskej Kobyly a i.

Všade na uvedených lokalitách tieto sedimenty zaberajú najmä úpätné časti okrajových svahov terasových plošín a dná kratších úvalín. Ide o štrky, piesky a hliny pôvodných fluviálnych terasových a proluviálnych sedimentov, resedimentované na krátku vzdialenosť a rozvlečené na svahy. V akumuláciách výrazne prevažujú strednozrnné (∅ 2 – 5 cm), dobre opracované štrky. Hrubozrnná frakcia je len ojedinelá. Piesky sú stredno- až hrubozrnné a veľmi zahlinené. Petrograficky v štrkoch dominujú kremence a kremeň (75 %), nasledujú rozličné kremenné pieskovce a granitoidy (asi 20 %). Sporadické telesá jemnozrnných kremitých pieskov sa vyznačujú eolickým charakterom prenosu. Hrúbka akumulácií sa pohybuje v rozpätí 1,5 – 5 m.

22 deluviálne piesčité hliny až hlinité piesky s ojedinelými úlomkami hornín

Deluviálne hlinito-piesčité sedimenty majú na skúmanom území významné plošné rozšírenie, hoci ich výskyt je vymedzený len na zdrojové miesta s dostatkom piesčitej zložky. Najviac rozšírené sú na miernejších plochých svahoch, plošinách, prípadne úpätiach svahov Stupavského predhoria a po jeho obvode, kde svojím výskytom indikujú prítomnosť výstupov strednobádenských pieskov a piesčitých ílov jakubovského a devínskonovoveského súvrstvia, resp. pieskov a pieskovcov vrchnobádenských sandberských vrstiev.

Litofaciálne zloženie hlinito-piesčitých delúvií je ovplyvnené zdrojovými výstupmi piesčitých neogénnych sedimentov vrátane splachov recentného pôdneho pokryvu. Ide prevažne o sivé, sivožlté až sivohnedé a hnedé odvápnené piesčité hliny, hlinité piesky až piesky s množstvom hlinitých závalkov a drobných úlomkov pevnejších hornín, resp. drobných štrkov.

Celková hrúbka sedimentov sa pohybuje väčšinou v rozmedzí 1 – 3 m, no na úpätiach svahov môže dosahovať až 6 m. Väčšina akumulácií stratigraficky prináleží do obdobia najmladšieho pleistocénu až spodného holocénu. Ich kontinuálna stavba je narúšaná eróziou a vložkami sedimentov geneticky blízkych deluviálnych variet, s ktorými tvoria časté litofaciálne prechody.

21 deluviálne hliny až piesčité hliny

Svahové hliny tvoria prechodný genetický litotyp medzi sprašovými hlinami a ostatnými varietami deluviálnych sedimentov, najmä piesčitých a štrkovitých hlín, prípadne deluviálno-fluviálnych splachov. Na rozdiel od čiastočne vizuálne podobných deluviálno-fluviálnych piesčito-hlinitých až hlinitých splachov (opísané ďalej), viazaných najmä na dná úvalín a suchých dolín, sa tento typ sedimentov vyskytuje len ojedinele na mierne sklonených svahoch Stupavského predhoria v oblasti výskytu sprašových hlín alebo podložných neogénnych ílov.

Akumuláciu reprezentujú prevažne rozličné odvápnené hliny, a to od výrazne humusových až po prachovité a sporadicky jemnopiesčité hliny s detritom aj bez neho. Litofaciálne zloženie hlinitých sedimentov je poznačené okolitými výstupmi piesčitých ílov neogénu a sprašových hlín, prípadne iných variet deluviálnych sedimentov. Ich farba má mnoho odtieňov od sivej cez sivožltú a žltohnedú až po svetlohnedú a hrdzavohnedú.

Genéza svahových hlín je výsledkom kombinácie mnohých procesov. Spodnú, jemnopiesčitú hlinu tvoria produkty zvetrávania materskej horniny in situ a neskôr bola narušená soliflukciou. Stredná, hlinito-ílovitá časť má morfológiu i habitus podobné sprašovým hlinám. V hline badať pohyb hmôt po svahu, sprevádzaný intraformačnými splachmi. Hrúbka svahových hlín nepresahuje 4 m.

20 deluviálne sedimenty, nečlenené

Pri tomto subtype ide prevažne o zmes opísaných deluviálnych až deluviálno-soliflukčných akumulácií, z hľadiska frakcií od piesčito-kamenitých a piesčitých cez hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po hlinité, s lokálnym prechodom do sprašových hlín.

Tieto sedimenty sú vyvinuté a zachované v mnohopočetných oddelených výskytoch takmer na celom zobrazenom území MK. Ich výskyty sa viažu najmä na dná a svahy kratších suchých dolín, resp. na závery dolín s občasným tokom. Na mapách sú vyznačené výskyty, ktorých hrúbka odhadom prevyšuje 2 m.

Na tvorbe zmiešaných delúvií sa uplatňovali prevažne gravitačné procesy spojené s rôznym typom zvetrávania v podmienkach zvýšenej energie odnosu. To zapríčinilo, že v centrálnejších a najexponovanejších častiach pohoria sú tieto sedimenty často jediným reprezentantom kvartérnej akumulácie a označujú sa ako „horský kvartér“.

19 deluviálno-proluviálne piesčité hliny s úlomkami hornín v dejekčných kužeľoch

18 deluviálno-proluviálne piesčité hliny so štrkmi v dejekčných kužeľoch

17 deluviálno-proluviálne hliny, piesčité hliny až hlinité piesky 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 dejekč-

ných kužeľov. Väčšinou ide o strmšie, morfologicky výrazné výnosové kužele menších rozmerov, ale zistili sa aj menej strmé (plytšie) formy väčších plošných rozmerov.

Materiál všetkých dejekčných kužeľov svojím charakterom predstavuje produkt sporadických aj cyklických, zväčša však náhlych prívalových vôd, spôsobených náhlymi klimatickými udalosťami. Litologická náplň telies kužeľov je totožná s náplňou deluviálno-fluviálnych splachov dnovej výplne úvalín, dolín, výmoľov a iných zníženín reliéfu (opísané ďalej), na ktoré tieto sedimenty geneticky nadväzujú. Na základe toho sa deluviálno-proluviálne sedimenty členia na celý rad litologických variet.

Najväčšie a najpočetnejšie výskyty rozličných variet dejekčných kužeľov na študovanom území sa zaznamenali v priúpätnom pásme MK od Cerovej-Lieskového po Bratislavu-Lamač, v Bratislave-Devínskej Novej Vsi a prerušovane v pásme od Trstína po Bratislavu-Raču. Viažu sa na miesta vyústenia bočných suchých úvalinovitých dolín až úvalín a občas aj výmoľov.

Z väčšieho množstva sú výrazné najmä kužele úpätného pásma Kuchynskej hornatiny j. od Kuchyne, paralelné kužele úpätia Stupavského predhoria medzi Jablonovým a Lozornom, ako aj sporadické kužele v prerušovanom pokračovaní úpätného pásma po Stupavu. Materiál uvedených kužeľov pochádza prevažne z neogénnych sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu. Tvoria ho prevažne hlinito-štrkovité a piesčito-štrkovité, chaoticky uložené sedimenty. Obdobný materiál sa nachádza v telesách malých a strmších výnosových kužeľov zakončenia krátkych úvalín na západnom okraji staršej strednopleistocénnej terasy Moravy pri Devínskej Novej Vsi. Ide o redeponované fluviálne štrky, ktoré sú v telesách dejekčných kužeľov výrazne obohatené o piesčitú až ílovito-piesčitú zložku. Povrch tvoria preplavené piesky s hlinami.

Hlinitý, hlinito-ílovitý až hlinito-piesčitý materiál prinášaný občasnými kalovými vodami obsahujú dejekčné kužele úpätia Stupavského predhoria medzi Lozornom a Stupavou, ako aj v okolí Stupavy. V telesách kužeľov je možné objaviť zóny spláchnutých spraší bez prítomnosti úlomkov hornín striedajúce sa s piesčitými, resp. iba drobnoštrkovitými zónami.

Na západnom úpätí Pezinských Karpát a severnom úpätí Devínskych Karpát sa vyvinuli kužele s prevahou hlinito-kamenitého až hlinito-piesčito-kamenitého, chaoticky uloženého materiálu prinášaného občasnými prívalovými vodami. Najvýraznejšia je sústava paralelných dejekčných kužeľov vytvárajúca kolúviá medzi Záhorskou Bystricou a krematóriom v Lamači. Maloplošné vnútrohorské dejekčné kužele boli identifikované v miestach vyústenia kratších suchých dolín do doliny Stupavského potoka v okolí Borinky.

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

16 deluviálno-fluviálne splachové (ronové) hliny s úlomkami hornín

15 deluviálno-fluviálne splachové (ronové) hliny so štrkmi

14 deluviálno-fluviálne splachové (ronové) hliny, piesčité hliny až hlinité piesky

13 deluviálno-fluviálne splachové (ronové) hliny

Výskyt uvedeného typu sedimentov je na zmapovanom území veľmi častý a priebežne rozšírený po celom území. Vyčlenené uloženiny tvoria prechodnú fáciu medzi rôznymi varietami deluviálnych a fluviálnych nivných sedimentov. Vyskytujú sa ako priame a bezprostredné pokračovanie fluviálnej nivnej výplne dien dolín smerom nahor do úvalinovitých dolín, úvalín, resp. horných úsekov dolín bez stáleho aktívneho toku alebo ako pozdĺžne lemy nív na úpätiach svahov dolín. Na okraji pohoria často prechádzajú do už opísaných deluviálno-proluviálnych dejekčných kužeľov.

Najvýraznejšie plošné rozšírenie majú v dnách úvalinovitých dolín a na úpätiach miernych svahov Stupavského predhoria, hojne sa vyskytujú aj na j. úpätí Devínskej Kobyly, v Lamačskej bráne, na okrajoch Novoveskej plošiny, v zníženinách povrchu náplavových kužeľov Podmalokarpatskej zníženiny a na úpätiach aj v suchých dolinách zobrazenej časti Kuchynskej hornatiny. Akumulácie sú sústredené do nepravidelných a tenkých línií, končiacich sa buď kontinuálnym prechodom do fluviálnych holocénnych nív, alebo do opísaných svahovín.

Deluviálno-fluviálne sedimenty v závislosti od dominujúcej faciálnej zložky tvoria celý rad jednotlivých litologických derivátov, ktoré sú na mapách sústredené do štyroch základných subtypov. Väčšinou ide o akumulácie jemných, plošne (ronovo) spláchnutých častí vyššie položeného pôdneho pokryvu (hnedozeme, hnedé lesné pôdy, rendziny a i.), ale aj jeho materského substrátu (kvartérne spraše, sprašové hliny, piesky, štrky a úlomky hornín; neogénne íly, silty, piesky, štrky a úlomky sedimentárnych hornín). Spláchnuté môžu byť aj svahové sedimenty premiestnené na krátku vzdialenosť obsahujúce klastický horninový materiál starších geologických útvarov, prípadne sedimenty pochádzajúce zo starších kvartérnych akumulácií fluviálnych terás a proluviálnych kužeľov. Splachy na strmších svahoch úvalín niekedy prechádzajú do výmoľovej erózie. Tým sa narúšajú aj podložné pieskovo-ílové a štrkové súvrstvia neogénu, resp. granitové zvetraniny.

Na Stupavskom predhorí sú v deluviálno-fluviálnych sedimentoch typické hliny, piesčité hliny, hlinité piesky, piesčité štrky a štrky. Tunajšie splachy dosahujú hrúbku 1 – 3 m.

V pohorí sú splachy zložené z hlinitých pieskov s úlomkami hornín, pričom tie v mnohých prípadoch v sedimente prevažujú. Plošne najrozsiahlejšie výskyty splachov s úlomkami až balvanmi sa zaznamenali na rozhraní pohoria a nížiny sv. od Kuchyne. Materiál v pohorí je všeobecne slabo vytriedený, občas zvrstvený. Najväčšia hrúbka splachov na úpätiach svahov dosahuje hodnoty 1 – 3 m.

12 proluviálne hliny, piesčité hliny až hlinité štrky vo vyšších nivných náplavových kužeľoch; neskorý würm – holocén

Na študovanom území sa zistili viaceré výskyty proluviálnych akumulácií vyšších nivných náplavových kužeľov tvoriacich prechodné štádium medzi nízkymi a nivnými kužeľmi. Väčšina telies bola identifikovaná na z. úpätí MK priebežne v pásme Cerová-Lieskové – Záhorská Bystrica. Na v. úpätí pohoria sú výskyty synchrónnych sedimentov sporadické a boli identifikované iba na 3 lokalitách. Akumulácie sú sedimentačne úzko späté s formovaním bázy nivného krytu.

Najsevernejší výskyt uvedených proluviálnych sedimentov sa zaznamenal v Plaveckom Petre a kužele sa na úpätí pohoria pravidelne vyskytujú až po Rohožník. V materiáli dominujú karbonatické horniny. V súvekom kuželi pri Perneku ide prevažne o piesčito-štrkovito-kamenité, chaoticky uložené sedimenty náplavového kužeľa miestneho malokarpatského potoka, ktoré smerom na povrch prechádzajú do piesčito-hlinitých vrstiev. Petrograficky okrem hrubého kremitého piesku v úlomkoch hornín a suboválnych štrkoch s priemerom 2 – 5 cm prevažujú kremence a granitoidy pochádzajúce z *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu. Okrem uvedených hornín sa v sedimentoch zistili aj drobné úlomky rozličných kryštalických bridlíc. Akumulácia dosahuje v apikálnej časti hrúbku okolo 6 – 7 m.

Sedimenty súvekého kužeľa vystupujú na povrch aj s. od Stupavy na z. úpätí Stupavského predhoria v mieste vyústenia úvalinovitej doliny. Sedimenty sú zložené z piesčitých hlín s množstvom strednozrnných aj hrubších opracovaných štrkov a menej aj úlomkov. Štrky a úlomky sú chaoticky premiešané s piesčitou frakciou a hlinami. Petrograficky ide opäť o horniny zdrojovej oblasti devínskonovoveského súvrstvia neogénu budujúceho celé Stupavské predhorie. Tvoria ho kremence a granity. V najhrubších častiach teleso dosahuje hrúbku 9 m a jeho povrch sa nachádza maximálne 7 m nad úrovňou dien dolín.

Známe sú aj dva paralelné kužele vyúsťujúce z pohoria do stupavsko-lamačskej zníženiny v Marianke a Záhorskej Bystrici. Oba kužele tvoria najnižšie, morfologicky slabo výrazné úrovne v rámci okolitých vrchnopleistocénnych terasovaných kužeľov Marianskeho a Bystrického potoka a Sulabovho jarku.

Materiál kužeľa v Marianke pozostáva z hrubozrnných sľudnatých pieskov, strednozrnných štrkov (∅ 2 až 5 cm) a úlomkov hornín. Pri povrchu prevažujú zahlinené piesky. V štrkoch a úlomkoch hornín dominujú silno zvetrané granity pochádzajúce z *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu, nasledujú nezvetrané granitoidy, kryštalické bridlice a tmavé bridlice mezozoika. Akumulácia dosahuje hrúbku 5 m.

Kužeľ Sulabovho jarku a iných kratších potokov v Záhorskej Bystrici po sedimentárno-petrografickej stránke obsahuje takmer totožný materiál ako opísaný kužeľ, no na úkor zvetraných granitov v ňom pribúda množstvo neopracovaných úlomkov rozličných druhov kryštalických bridlíc vrátane vápnitých mezozoických. Teleso dosahuje hrúbku len 4 m.

Na jv. svahoch MK sa súveké sedimenty zaznamenali v 3 telesách malých rozmerov v krátkom úseku jz. od Dolných Orešian.

Maloplošné kužele pri Dolných Orešanoch sú strmšie, morfologicky nápadnejšie, ale ich okraje sú soliflukčne rozvlečené do nižších polôh čiastkových depresií. Tvorí ich chaoticky uložený kamenito-hlinito-piesčitý materiál s množstvom angulárnych úlomkov prevažne kremencov a kryštalických bridlíc siahajúcich až na povrch telies.

Holocén

Sedimenty posledného samostatného vývojového cyklu kvartérnej sedimentácie – holocénu – na území MK a priľahlých okrajových častí reprezentuje dvojstupňový, laterálne sa meniaci povrchový nivný kryt dnových akumulácií zobrazených častí nív Moravy a Dunaja a jednostupňový nivný kryt ostatných väčších tokov v rámci pohoria. V pohorí tieto sedimenty tvoria zväčša len samostatnú výplň dien dolín menších potokov tak, ako sú zobrazené na mape. Nivy Moravy a Dunaja sú v niektorých miestach spestrené fluviálnymi až fluviálno-organickými sedimentmi tvoriacimi výplň mŕtvych ramien, prípadne v lokálnych podmáčaných depresiách (mimo študovaného územia) aj organogénnymi sedimentmi rašelinísk slatinného typu. V blízkosti subrecentného laterálneho dosahu Moravy sú odhalené aj ďalšie litofácie nivného pokryvu ako napr. resedimentované piesčité štrky.

V pohorí a na jeho okrajoch, resp. po okrajoch nív väčších potokov boli deponované proluviálne sedimenty rozličných typov nivných náplavových kužeľov.

Pozdĺž okrajových tektonických línií na ich križovaní s priečnymi zlomami boli identifikované občasné maloplošné výskyty usadenín sladkovodných vápencov, prevažne penovcov.

Výpočet sedimentov najmladšieho obdobia kvartéru uzatvárajú recentné antropogénne sedimenty v podobe skládok odpadu, stavebných násypov a iných navážok a háld.

11 chemogénno-organogénne sladkovodné vápence – penovce

Výskyt sladkovodných pramenných vápencov na zmapovanom území sa zaznamenal len rudimentárne na zhruba 8 malých lokalitách. Prvá z nich je na z. okraji MK na J od Perneka. Na tektonickej línii oddeľujúcej časť mezozoických horninových sledov od súvrstvia stredného bádenu vo výške 335 m n. m. sa zachoval menší erozívny zvyšok pôvodne ucelenej údolnej kaskády pramenných vápencov. Vplyvom neskoršej hĺbkovej výmoľovej erózie sa destabilizovala, rozlámala a nastalo gravitačné zliezanie jednotlivých častí.

Celý blok pramenných vápencov s výškou 2,5 m, šírkou 3,5 m a odhadovanou dĺžkou 4 – 5 m pozostáva zo zemitých pieskovcových až štruktúrnych penovcov svetlosivej, bielej a krémovej farby. Ojedinelé vrstvy porézneho penovca hrubé do 4 cm sú diageneticky spevnené na penovcové travertíny. V niektorých vrstvách je hojne prítomná inkrustovaná flóra v podobe odtlačkov listov drevín.

Ďalší výskyt pramenných vápencov sa zaznamenal na pravobreží Stupavského potoka v blízkosti chatovej osady. Ide o vrstvu mladých holocénnych poréznych svetlookrových, svetlosivých až sivobielych penovcov hrubú asi 20 cm vystupujúcich na povrch na ploche zhruba 2 x 0,5 m z piesčito-hlinitých až hlinitých svahovín vo forme svahovej terasy.

Ďalšie lokálne výskyty jemných až roztrúsených penovcov tvoriacich malé údolné kopy sa zistili napr. v nive Sološnického potoka v časti Dolné žliabky, v závere Rohožníckeho potoka na Z od vrchu Skalka a na hornom toku Parnej na jej sútoku s bezmenným potokom v časti Sklená huta.

10 proluviálne hliny a piesky až hlinité štrky s úlomkami hornín nivných a ronových kužeľov

9 proluviálne hliny, piesky a piesčité hliny v nivných náplavových kužeľoch

Proluviálne sedimenty nivných kužeľov sú syngenetické s fluviálnymi nivnými sedimentmi vodných tokov (opísané ďalej), ktoré priamo na ne nadväzujú. Ich materiál buď prekrýva sedimenty holocénneho nivného krytu, alebo sa do nich prstovito vkliňuje.

Uvedený typ sedimentov tohto vekového zaradenia sa vyskytuje len sporadicky a na menších plochách. Na celom študovanom území sa zistilo dovedna okolo 7 výskytov nivných kužeľov, všetky buď na okrajoch horských dolín, alebo na prechode pohoria do okrajových nížin. Plošne aj objemovo najväčší nivný kužeľ je severne od Stupavy pri poľnohospodárskom družstve a v poradí druhý v Záhorskej Bystrici pri poľnohospodárskom družstve. Menšie kužele sa vyvinuli napr. v Perneku, Borinke a v Bratislave-Lamači j. od Františkovho dvora. V lokálnych čiastkových depresiách východného priúpätného pásma MK sa nivné kužele vytvorili len sporadicky, a to v Smoleniciach a Modre.

Všetky, najmä však prvé dva, plošne väčšie nivné kužele sú pomerne ploché, vejárovité a na rozdiel od dejekčných kužeľov sa zväčša dajú ťažšie morfologicky rozoznať. Obsahujú veľa hlinitej zložky (najmä na povrchu). Zväčša ide o diageneticky málo pozmenené svetložlté a sivožlté hliny s polohami pieskov a piesčitých hlín. Materiál je odvápnený, resp. slabo vápnitý, občas sa však vyskytujú aj preplavené vápnité konkrécie a drobné horninové úlomky. Od nivných sedimentov sa často odlišujú len vizuálne, prípadne prítomnosťou preplavených drobných úlomkov hornín, resp. drobných obliakov na povrchu. Distálne zóny kužeľov sú často podmáčané a ich okolie v nivách je poznačené zvýšeným obsahom hnilokalových hlín.

Na základe granulometrického zloženia materiálu ich rozdeľujeme približne na tri základné podtypy, pričom tie sa môžu vzájomne prelínať.

Proluviálne štrky, piesky a hlinité štrky s úlomkami hornín v podobe nevytriedeného materiálu horninovej drviny s prímesou preplavených hlín a štrkov sú rozšírené najmä v miestach vyústenia dolín z okrajových častí pohoria. Ide najmä o kratšie a strmšie doliny s občasným tokom. Takéto kužele sú spravidla lepšie rozoznateľné, sú strmšie a kratšie. Často prechádzajú aj do ronových kužeľov. Dosahujú hrúbku od 3 do 6 m.

Kužele, ktorých materiál je zložený prevažne z chaoticky naplavených piesčito-štrkovitých a hlinitých sedimentov s menším podielom preplavenej neopracovanej horninovej drviny, sú plošne rozsiahlejšie a plytšie. Nachádzajú sa v miestach vyústenia dlhších horských, prípadne úvalinovitých dolín do nív väčších tokov. Majú podobnú hrúbku ako predchádzajúci podtyp.

Proluviálne sedimenty zastúpené hlinami, pieskami a piesčitými hlinami sú rozšírené najmä na styku Stupavského predhoria s nivami priľahlej zníženiny. Tvoria výplavy, zložené prevažne z jemnozrnných sedimentov neogénneho podložia kvartéru a zo samotných kvartérnych sedimentov, najmä preplavených spraší.

Zväčša ide o diageneticky málo pozmenené svetložlté a sivožlté hliny s polohami pieskov a piesčitých hlín. Hrúbka sa pohybuje v rozmedzí od 1 do 8 m.

8 fluviálne, litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky až štrky dolinných nív riek a potokov

7 fluviálne nivné jemnopiesčité hliny až jemnozrnné piesky povodňovej fácie

Uvedené sedimenty tvoria zvlášť vyčlenenú litofaciálnu zložku nivných fácií zobrazených úsekov Moravy a Dunaja. Boli identifikované len na menších plochách. Ich geologická pozícia tu zodpovedá pozícii vyššieho nivného stupňa. Ide o stredno- až jemnozrnné fluviálne, silno zahlinené sivookrové až sivožlté piesky až sivohnedé piesčité hliny najmä vo vyšších častiach profilov s pomerne vysokým obsahom humusu. V blízkosti dnovej akumulácie Moravy na úkor hlín pribúda jemnozrnnej svetlosivej piesčitej až prachovitej zložky, ktorá miestami úplne prevažuje. Hrúbka sedimentov sa pohybuje v rozmedzí 1 – 2 m.

Vo výskytoch na západnom okraji Stupavského predhoria medzi Lozornom a Stupavou sú povodňové piesky nivnej fácie prevažne jemnozrnné až prachovité a veľmi zahlinené, takže miestami prevládajú piesčité a prachovité hliny. Sedimenty sú zväčša svetlosivej, sivej a sivožltej farby. Sú slabo vápnité a slabo humózne. Smerom do podložia pribúdajú hrubšie piesčité frakcie. Hrúbka sedimentov sa pohybuje v rozmedzí 1 až 2,5 m.

6 fluviálne až fluviálno-organické kalové a hnilokalové humózne piesčité hliny v reliktoch mŕtvych ramien a iných zníženinách reliéfu

5 organogénne sedimenty: humózne rašelinové hliny, slatiny a slatinné pôdy (humolity)

Sedimenty slatín a čiastočne aj prechodného typu slatinných rašelinísk sa sformovali v lokálnych zamokrených depresiách, prípadne starších mŕtvych ramenách v nadloží málo priepustných až nepriepustných ílovitých a hlinitých povodňových nivných sedimentov. Najväčší plošný rozsah majú slatinné rašeliny v mladých podhorských neotektonických depresiách na styku MK a Podunajskej roviny, kde sa zachovali na okrajoch distálnych zón náplavových kužeľov, ktoré sú väčšinou podmáčané infiltrujúcou a tečúcou vodou (Jurský Šúr a Modranský Šúr). Väčšie výskyty sú viac-menej antropogénne pozmenené, plošne redukované, niektoré časti sú odvodnené, resp. slúžia ako rybníky.

Väčšia časť slatinných rašelinísk sa začala usadzovať v období preboreálu a kulminovala v období atlantiku. Ide predovšetkým o ostricovo-trstinové slatiniská s významným podielom rašelinníka, lúčnych tráv a krovitých rastlín s príznačným neúplným rozkladom organickej hmoty. Slatinná rašelina má tmavohnedú až čiernu farba a v plytkých zamokrených depresiách dosahuje hrúbku 1 – 2,5, maximálne 3 m.

4 fluviálne resedimentované piesčité štrky prikorytovej fácie v nánosových častiach meandrov; mladší holocén

Ide o sedimenty nivnej fácie vystupujúce priamo na povrch len v nive Dunaja, a to prevažne v nánosových častiach meandrov jeho nižšieho nivného stupňa, ako aj na miestach s umelo odstráneným povrchom nivných jemnopiesčitých hlín povodňovej fácie.

Sedimenty sú výsledkom činnosti laterálne sa premiestňujúceho toku pri jeho súčasnom miernom zahlbovaní. Ide o redeponovaný – preplavený a následne uložený – materiál vrchného štrkovito-piesčitého až piesčitého horizontu dnovej akumulácie, pričom resedimentované štrky a piesky ležiace na dnových štrkoch majú s nimi totožné petrografické zloženie.

Obliakový materiál je stredne, len zriedkavo dobre opracovaný. Prevažuje suboválny čerstvý (nezvetraný) materiál. Priemerná veľkosť obliakov, na rozdiel od obliakov starších fluviálnych terás, sa pohybuje v rozmedzí 2 – 4 cm. Charakteristickým znakom resedimentovaných piesčitých štrkov je ich často sa striedajúca, ale málo výrazná vytriedenosť polôh jemných kremitých pieskov, drobnozrnných štrkov a strednozrnných štrkov oproti pieskom a piesčitým štrkom dnovej akumulácie.

Hrúbka vrstiev holocénnych piesčitých štrkov sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 2 m.

3 fluviálne až fluviálno-organické kalové a hnilokalové humózne piesčité hliny v reliktoch mŕtvych ramien; mladší holocén

Sedimenty úzko súvisia s vývojom holocénnych nív Moravy a Dunaja, ale vyvinuli sa aj v nivách malokarpatských potokov aj v iných lokálnych zníženinách s nepriepustným podložím (pozri geologickú mapu). Väčšina primárnych mŕtvych ramien a mokradí bola vplyvom meliorácie a iných agrárnych zásahov rekultivovaná, prípadne sa zachovali len ich zvyšky, alebo ich plocha bola v rôznej miere redukovaná.

Vývoj mŕtvych ramien súvisel so zmenami hydrodynamického režimu tokov. Mŕtve ramená sa dnes v závislosti od ich veku nachádzajú v rôznom štádiu zrelosti. Na vyššom nivnom stupni sa zachovali staršie sedimentárne výplne ramien. Na báze ich tvoria tmavosivé až čiernosivé piesčité, resp. ílovité hliny až tmavosivé íly, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do tmavosivých nivných hnilokalových hlín a iných čiernych, silno humóznych sedimentov (humolitov) s obsahom veľkého množstva nedostatočne rozloženej organickej hmoty. V niektorých reliktoch mŕtvych ramien sa na báze nachádza svetlosivý až sivomodrý glejový horizont s hrúbkou 0,5 – 1,5 m. V jeho nadloží sú humózne hliny. Hrúbka celého sedimentárneho komplexu sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1,5 – 2,5 m. Okrem ílov na báze výplní sú sedimenty starších mŕtvych ramien čiastočne zvodnené.

Z hľadiska početnosti výskytov a celkovej plochy prevažujú mladšie mŕtve ramená. Vyvinuli sa na nižšom nivnom stupni Moravy a niektoré z nich sú sezónne zaplavované. Ich mladoholocénnu výplň na báze tvorí svetlosivý až sivozelený ílovito-piesčitý sediment hrubý do 0,5 m, nesúci znaky oglejenia. V nadloží tohto horizontu sú nerovnomerne hrubé (0,5 – 1 m) prachovito- až piesčito-ílovité, slabo humózne sivé hliny. Celkove v týchto sedimentoch prevláda pôvodná fluviálna zložka ílov a hlín, obohatená o prímes napoly rozloženej organickej hmoty. Okrem bazálnej ílovito-piesčitej vrstvy sú ostatné sedimenty výplne mladších ramien väčšinou zvodnené až zaplavené. Na vyvýšených okrajoch prechádzajú do humóznych až rašelinových hlín. Celková hrúbka fluviálno-organickej hmoty neprevyšuje 1,5 m.

Okrem výplní mŕtvych ramien sa močaristé humózne sedimenty nachádzajú v nivách potokov oddeľujúcich jednotlivé telesá kužeľov.

Príkladom zo študovaného územia môžu byť výskyty organických humóznych sedimentov na okrajoch kužeľov v rámci *stupavsko-lamačskej zníženiny*.

2 fluviálne, litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky až štrky nižšieho nivného stupňa; mladší holocén

Sedimenty sú produktom najmladšej (postglaciálnej) fluviálnej akumulácie. Na zobrazenej ploche regiónu vystupujú vo forme dvoch podstupňov holocénnej nivy Moravy a Dunaja a jedného stupňa bližšie nečlenených dolinných nív potokov v rozsahu zobrazenom na mape. Fluviálne nivné sedimenty tvoria prevažnú časť povrchového krytu dnovej akumulácie Moravy a Dunaja a dnových akumulácií väčších potokov. Tam, kde sa vrchnopleistocénna dnová akumulácia nezachovala, čo je časté najmä v prípade menších potokov v pohorí, nivné sedimenty vypĺňajú celý priečny profil dolinných nív. V suchých úvalinovitých dolinách Stupavského predhoria alebo v občas prietočných aj suchých dolinách zobrazených častí Devínskych a Pezinských Karpát prechádzajú nivné sedimenty kontinuálne do uvedených deluviálno-fluviálnych splachov.

Plošne najrozsiahlejší a objemovo najväčší výskyt uvedených sedimentov zaznamenávame v zobrazených častiach Dolnomoravskej nivy (niva Moravy) s pokračovaním do nivy Dunaja v Devínskej bráne a na zobrazenej časti Podunajskej roviny. Ďalej nasledujú nivy väčších malokarpatských potokov, ktoré vypĺňajú dná dolín v pohorí, ako aj dná medzi telesami pleistocénnych náplavových kužeľov na úpätí celého pohoria. Rozsiahle nivné akumulácie sú aj v jz. časti územia v oblasti *stupavsko-lamačskej zníženiny*.

Fluviálne nivné sedimenty tvoria litofaciálne najpestrejšie, laterálne aj horizontálne sa meniace súvrstvie. Jeho genéza úzko súvisí s množstvom a intenzitou zmien hydrodynamického režimu jednotlivých tokov. Vplyvom povodňových vĺn z prívalových vôd dochádzalo v priebehu holocénu k častým drobným zmenám hydrografickej siete Moravy a Dunaja. Prejavovalo sa to rýchlo sa meniacim mikroreliéfom ich nív. Preto aj jednotlivé vyčlenené nivné subfácie majú nepravidelný výskyt a hrúbku.

Povodňové nivné sedimenty ležia čiastočne diskordantne na piesčitých štrkoch vrchnopleistocénnych dnových akumulácií, ak sa pod nimi zachovali, alebo na opísaných štrkoch prikorytovej fácie, resedimentovaných v staršom holocéne. Ich sled je v nivách zhruba rovnaký. Na báze sú sivé ílovité hliny, íly až ílovité jemnozrnné piesky. Sedimenty môžu byť lokálne nahradené sivozeleným ílovitým glejovým horizontom, prípadne smerom k aktívnemu toku aj resedimentovanými štrkmi a pieskami vrchných polôh dnovej akumulácie. Celý tento bazálny horizont, ak sa vyskytuje, dosahuje hrúbku 0,5 – 1,5 m.

Na bazálnych sedimentoch v oblasti nivy Moravy a nížinného úseku nivy Dunaja je sformovaný tmavosivý až čierny humózny horizont pochovanej nivnej pôdy *(atlantik)* hrubý 0,3 – 0,4 m. Toto teleso miestami podmieňuje napätú hladinu podzemnej (spodnej) vody.

V nadloží pochovanej holocénnej pôdy sú rozšírené litologicky pestrejšie, väčšinou hlinité, prachovité a ílovité jemnopiesčité humózne sedimenty nivnej fácie, ktoré dominujú už aj v povrchovej stavbe nív ostatných potokov. V závislosti od miesta výskytu sa mení prítomnosť a kvalita piesčitej a drobnoštrkovitej zložky v sedimente a rovnako aj obsah organických slatinných sedimentov. Hrúbka vrchných sedimentov sa často mení, najmä v blízkosti výskytu mŕtvych ramien. Vo všeobecnosti sa pohybuje medzi 0,5 – 1,5 m, zriedkavo dosahuje aj 2 m. Sedimenty vrchného horizontu majú najčastejšie sivé, tmavosivé a hnedosivé sfarbenie.

Nivné sedimenty malokarpatských potokov buduje prevažne málo vytriedený, chaoticky uložený hlinitý až hlinito-štrkovitý materiál. Ak sa vyskytuje horizont povrchových nivných pôd, tak je často prerušený šošovkami pieskov s obsahom drobných (Ø 0, 5 cm) štrkov a úlomkov hornín. Hrúbka nivných hlín klesá na 0,5 m, ďalej do centra pohoria sú hliny nahradené piesčitými hlinami s kamenitým detritom v celom profile.

Celková hrúbka nivných sedimentov Moravy a Dunaja nie je rovnaká a pohybuje sa od 1,5 do 3 m. V nivách malokarpatských potokov sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 1 m.

1 antropogénne navážky, násypy, skládky a haldy; subrecent – recent

Ide o najmladšie kvartérne uloženiny, ktoré majú oproti všetkým predchádzajúcim sedimentom výnimočné postavenie v tom, že sú produktom ľudskej činnosti. Na geologických mapách sú vyznačené len tie antropogénne uloženiny, ktoré svojím plošným rozsahom, hrúbkou, tvarom, resp. charakterom obsiahnutého materiálu výraznejšie ovplyvňujú pôvodné geologické, geomorfologické, ako aj súčasné ekologické pomery. Z technických dôvodov, ako aj pre možné zníženie výpovednej hodnoty geologických máp nie sú na nich zobrazené napr. stavebné navážky a násypy uložené v rámci sídelných plôch alebo stavieb cestných a iných líniových komunikácií.

Antropogénne uloženiny tvoria rôzne akumulačné formy, ktoré často výrazne vplývajú nielen na charakter primárneho reliéfu, ale aj na celkový geografický ráz krajiny. Okrem toho, v niektorých prípadoch svojím obsahom v rôznej miere ovplyvňujú ekologické pomery daného územia.

Najrozsiahlejšie navážky a haldy tvorené piesčitými štrkmi, štrkmi a pieskami sa zaznamenali po okrajoch aktívnych štrkovní aj opustených štrkovísk slúžiacich na rekreačné účely a rybolov, sú to najmä pieskovo-štrkové násypy pozdĺž ľavobrežia Dunaja v Bratislave-Devíne a Bratislave súvisiace s protipovodňovými úpravami a historickou výstavbou mesta. Navážky pri opustených štrkovniach sú v záhradkárskej kolónii pri Devínskom Jazere. Pieskovo-štrkové násypy v doline Stupavského potoka súvisia s historickým vybudovaním rybníkov a prívodných kanálov do starého vodného mlyna.

V haldách a násypoch v okolí lomov pri ceste Devín – Bratislava, pri železničnej trati Devínska Nová Ves – Bratislava (Štokeravská vápenka), pri lomoch na bridlice v Marianke, na vápence v Rohožníku a Smoleniciach a na dolomity v Trstíne a i. je obsiahnutý prevažne úlomkový horninový materiál.

Súčasťou haldy na sídlisku v Devínskej Novej Vsi (Hlavica) a pri ceste Devínska Nová Ves – Devín (Weitov lom) sú prevažne piesky s úlomkami pieskovcov a vápencov.

V bývalom hlinisku tehelne v Devínskej Novej Vsi sa v súčasnosti nachádzajú veľké vybudované skládky domového, stavebného a priemyselného odpadu.

Na území sú veľmi časté staré, resp. divoké skládky prevažne domového a stavebného odpadu. Ide prevažne o drobné smetiská, ale zriedkavejšie aj o výplne jám a väčších ťažobných priestorov (hlinísk a pieskovísk). Ekologickým problémom sú drobné neorganizované (divoké) skládky domového odpadu, zaznamenané takmer vo všetkých hlbších výmoľoch a úvozoch, na okrajoch poľných ciest aj vedľajších ciest nižších tried a na iných miestach v extravilánoch obcí.

TEKTONIKA

Úvod

Predterciérne jednotky Malých Karpát majú zložitú tektonickú stavbu s viacerými superponovanými príkrovovými systémami, ktorá je výsledkom paleoalpínskeho (strednokriedového) skrátenia centrálnych Západných Karpát. Podobne ako v iných jadrových pohoriach tatransko-fatranského pásma, aj tu sú jednotkami prvého rádu **tatrikum** vrátane **infratatrika** (borinská jednotka), **fatrikum** (krížňanský príkrov) a **hronikum** (veterlínsky a považský príkrov). Kým príkrovy fatrika a hronika vystupujú len v severnej časti Pezinských Karpát v oblasti Bielych hôr, komplexy tatrika budujú podstatnú časť Pezinských Karpát od Orešian a Kuchyne až po Bratislavu. Tatrikum tvorí aj predterciérny substrát Devínskych Karpát a priľahlých Hainburských vrchov za Dunajom na rakúskom území.

Tektonika kryštalinika tatrika

Komplexy predalpínskeho kryštalinika tatrika, ktoré nesú štruktúrny záznam predalpínskych (variských) orogenetických procesov, vystupujú v MK len v bratislavskom príkrove a v orešianskej jednotke. Hlavnými variskými štruktúrnymi prvkami sú metamorfná foliácia paralelná s vrstvovitosťou metasedimentárnych komplexov a metamorfná kliváž osovej roviny zovretých až izoklinálnych mezovrás (Putiš, 1987). Zrejme však ešte pred vznikom týchto vrás vznikla príkrovová stavba, ktorú Putiš (1992) označuje ako mladovariskú. Vyššia, **pernecko-harmónska jednotka** sa pritom nasunula na spodnú **pezinskú jednotku** (Ivan a Méres, 2006; Putiš et al., 2004). Čiastkové jednotky týchto dvoch hlavných jednotiek sa tiež tektonicky zblížili predtým, ako do nich intrudovali granitoidné telesá – **modranský plutón** do pernecko-harmónskej a **bratislavský plutón** do mariansko-pezinskej jednotky (Putiš, 1992).

Styk týchto hlavných jednotiek v priestore medzi Pernekom a Pezinkom sa ďalej komplikoval počas neskorovariskej dextrálnej(?) transpresie (Putiš, 1987). Penetračné metamorfné foliácie sv.-jz. smeru strmo upadajúce na SZ sa preformovali na transverzálny vejár a foliačné plochy rotované do smeru SZ – JV až SSV – JJZ so strmým sklonom na V. Vznikli pritom nové vrásové systémy s krenulačnou klivážou, ktorá deformuje aj pegmatitové žily. Makrovrásový štýl otvorených až zovretých, väčšinou synklinálnych vrás so strmými osovými rovinami bol dobre dokumentovaný v rudných revíroch MK (Čillík et al., 1959; Žákovský, 1962).

Oblasť kryštalinika MK odzrkadľuje zložité tektonické pomery, a to nielen z hľadiska alpínskej tektoniky, ale aj z hľadiska vzťahu hercýnskych a alpínskych štruktúr. Forma vystupovania granitoidných hornín, ako aj celého kryštalinika MK nie je do súčasnosti jednoznačne preukázaná. Staršie autochtonistické koncepcie predpokladali, že granitoidy vytvárajú veľké výbežkovité plutonické teleso. Novšie názory (Maheľ, 1980, 1984; Polák a Hanas, 1981; Polák a Rak, 1982; Putiš, 1987; Plašienka, 1987) vychádzajúce z terénnych pozorovaní, geofyzikálnych poznatkov, ako aj paleotektonických dedukcií uvažujú o rozsiahlejšom násune kryštalinika na mezozoikum v podloží, reprezentované **infratatrikom** (váhikom).

Na základe podrobného geologického mapovania v M = 1 : 10 000 a štruktúrnej analýzy bolo možné odlíšiť relikty hercýnskej stavby v alpínskom štruktúrnom pláne a bližšie charakterizovať hercýnske a alpínske štruktúrne prvky a ich časový a priestorový vzťah. V rámci hercýnskeho štruktúrneho horizontu sa na niektorých miestach zachovali sedimentárne textúry. Na týchto miestach je možné študovať vzťah medzi vrstvovitosťou S_0 a metamorfnou foliáciou S_1. Príkladom môže byť ľavá strana doliny Prepadlé pri Borinke, kde môžeme pozorovať rytmické striedanie pelitov (ílovité bridlice – metamorfované na fylity) a psamitov (droby – metamorfované na metadroby) podľa vrstvových plôch S_0. Metamorfná vrásová kliváž S_2 je penetračná len v nekompetentných metapelitoch, kým v metapsamitoch je len nevýrazná a navyše pretína vrstvovitosť S_0 pod iným uhlom. Podobne sú $S_{0=1}$ zachované aj v páskovaných amfibolitoch tufogénneho pôvodu a v laminovaných grafitických metakvarcitoch. V oblasti Veľkej a Malej Bane sa merali tieto foliačné prvky vo vulkanicko-sedimentárnych horninách. Z terénnych meraní je evidentné, že metamorfná foliácia amfibolitických hornín má generálne smer SZ – JV, čo je v rozpore so staršími meraniami Cambela (in Maheľ, 1972), keďže jeho merania sa zhodujú s našimi meraniami naloženej puklinovej kliváže S_2. Primárna metamorfná foliácia amfibolitických (vulkanicko-sedimentárnych) hornín $S_{0=1}$ študovanej oblasti je prekvapujúco zhodná s metamorfnou foliáciou pezinsko-perneckého kryštalinika.

Hercýnsky synmetamorfný vrásovo-klivážový tektonický štýl je charakteristický pre všetky veľkostné oblasti, litologické typy hornín aj všetky metamorfné zóny. Tento štýl v makrooblasti vyplýva z prevrásnenia (V_1) metapelitov, grafitických metakvarcitov a amfibolitov, napr. jv. od Záhorskej Bystrice. Plochy S_1 a S_2 majú generálny smer SV – JZ a sklon 40 – 70° na SZ. Intruzívne teleso bratislavského granitu má pri povrchu (evidentne pri jeho západnom okraji v úseku Devín – jv. od Marianky) formu ovplyvnenú hercýnskou stavbou svojho metamorfovaného plášťa, t. j. má smer SV – JZ a upadá na SZ pod metamorfity.

Popri dvoch hercýnskych štádiách boli v kryštaliniku MK odlíšené štyri hlavné alpínske deformačné štádiá (Putiš, 1987). Pod vplyvom subhorizontálnych pohybov v kryštaliniku sa vytvorilo niekoľko horizontov kataklasticky metamorfovaných hornín (protomylonity, bridličnaté mylonity, ultramylonity, tektonické brekcie, blastomylonity) z pôvodných metamorfitov a granitoidov. Vzniknuté strižné zóny sú pri západnom okraji bratislavského granitového telesa sklonené na JV a viažu sa na násunovú plochu kryštalinika na mezozoikum borinskej jednotky. Rádiometrické údaje získané K-Ar metódou z alpínskeho sericitu blastomylonitov granitoidov *borinskej – (prepadlianskej) – strižnej zóny,* ako aj *modranskej strižnej zóny*, t. j. 77 a 74 mil. r. (Kantor et al., 1987), považujeme za odraz silných vrchnokriedových subhorizontálnych pohybov príkrovu fundamentu, spojených aj so spätnými násumni na JV (modranský masív). Významná bola aj priečna kompresia s orientáciou SV – JZ. Jej odrazom je systém prešmykových plôch smeru SZ – JV s výrazným uplatnením horizontálnej zložky pohybu v celej hrasti MK. Výrazné rozblokovanie celého masívu MK pozdĺž týchto *strike-slipových* zlomových štruktúr (SZ – JV) sa udialo až v neoalpínskom období pri rotácii a tiltácii pohoria v dôsledku formovania karpatského oblúka.

V alpínskom orogéne bolo kryštalinikum MK zahrnuté do alpínskej príkrovovej stavby. Paleozoický kryštalinický základ sa exhumoval až v neoalpínskom období, pretože ešte počas eocénu bola väčšina v súčasnosti odkrytého kryštalinika v hĺbke asi 3 km (Danišík et al., 2004). Malokarpatská hrasť vykazuje elevačné tendencie už od paleogénu (Danišík, l. c.). Jeho okrajové zlomy pritom sčasti menili svoju konfiguráciu a kinematiku, čo umožnilo zachovanie reliktov najmä strednomiocénnych sedimentov na vyzdvihnutých okrajoch a úpätiach pohoria.

Alpínska tektonika tatrika

Tatrikum na území Pezinských Karpát tvoria viaceré samostatné alpínske tektonické jednotky. Ich horninová náplň pozostáva z komplexov predalpínskeho kryštalinického fundamentu a jeho permsko-mezozoického sedimentárneho pokryvu. Plašienka et al. (1989, 1991) rozdeľujú alpínske tektonické jednotky malokarpatského tatrika na dve skupiny: na subautochtónne s neznámym vzťahom k hlbšiemu podložiu (**borinská a orešianska jednotka**) a rozsiahlu alochtónnu jednotku presunutú na ne, typický príkrov fundamentu a pokryvu – **bratislavský príkrov** s dvomi čiastkovými jednotkami – modranským a bratislavským príkrovom s. s. Tieto jednotky vznikli ako geometrické telesá presunuté na seba počas prvého alpínskeho deformačného štádia, ktoré sa zrejme odohralo o čosi neskôr, ako sa vo vrchnom turóne presúvali superficiálne príkrovy fatrika a hronika. Všetky tieto jednotky spolu potom postihlo druhé deformačné štádium.

Borinská subautochtónna jednotka vystupuje z podložia bratislavského príkrovu na západných svahoch MK. Na povrchu ju budujú len jurské, výnimočne hrubé synriftové hruboklastické terigénne súvrstvia. S granitoidmi bratislavského príkrovu sa stýka pozdĺž prepadlianskej násunovej strižnej zóny, v severných častiach pri Perneku však aj pozdĺž terciérnych transpresných zlomov, ktoré sú naložené na pôvodné vrchnokriedové násunové štruktúry. Vzhľadom na najnižšiu štruktúrnu pozíciu v rámci tatrika aj vzhľadom na litostratigrafický obsah, ktorý je odlišný od všetkých ostatných jurských sukcesií Západných Karpát, sa borinská jednotka zaraďuje do **infratatrika** (Plašienka et al., 1997). Jeho paleogeografická pozícia sa kladie na južný pasívny okraj juhopenninského (vážskeho) oceánu. **Orešianska jednotka** má identicky subautochtónne postavenie ako borinská jednotka, ale s tým rozdielom, že na povrchu ju buduje nielen sedimentárny pokryv, ale aj jeho predalpínske kryštalinické podložie. Jursko-kriedové členy orešianskej sukcesie majú v podloží väčšinou spodnotriasové lúžňanské súvrstvie a miestami priamo fundament. Ich tektonické nadložie tvoria komplexy tak modranského, ako sčasti aj bratislavského čiastkového príkrovu.

Modranský čiastkový príkrov vystupuje v oblasti od Pezinka a Hrubej doliny po Pílu a Častú. Z juhovýchodnej strany ho prekrývajú neogénne usadeniny Dunajskej panvy. Buduje ho predalpínsky fundament (modranský granitoidný masív intrudujúci do nízko metamorfovaných staropaleozoických vulkanicko-sedimentárnych formácií) a jeho permsko-strednotriasový sedimentárny pokryv. Má stavbu veľkorozmerových ležatých makrovrás ponárajúcich sa až na SZ. To spôsobuje vystupovanie pruhov spodnotriasových kremencov uprostred hornín fundamentu. Granitoidy modranského masívu sú tu intenzívne mylonitizované. Modranský príkrov, miestami len v reliktoch, leží medzi Pílou a Zabitým v nadloží orešianskej subautochtónnej jednotky. Predstavuje spodnú, silne imbrikovanú a „zdigitovanú“ časť bratislavského príkrovu, cez ktorý sa presunula jeho vyššia časť. **Bratislavský čiastkový príkrov** tatrika je najrozsiahlejšia jednotka celých MK. Buduje hrebeňovú časť stredného a južného úseku pohoria a podstatnú časť ich „kryštalického jadra“.

Jeho fundament tvorí celý bratislavský plutón a podstatná časť tzv. pezinsko-perneckého kryštalinika, ako aj baďurská časť modranského granitoidného masívu. Mezozoický pokryv budujú triasové sedimenty zachované v reliktoch a diverzifikované jursko-kriedové sukcesie – devínska, kuchynská, kadlubská a solírovská. Bratislavský príkrov možno považovať za frontálnu časť celého rozsiahleho príkrovu fundamentu tatrika tatransko-fatranského pásma.

Alpínsky štruktúrny vývoj

Prvé alpínske **deformačné štádium AD_1** v tatrických jednotkách je charakterizované komplexným paragenetickým systémom štruktúrnych prvkov, ktoré vznikli v jednotnom pohybovom režime. Dnešný erozívny zrez tatrika odkrýva štruktúrne etáže, ktoré boli situované v hĺbke okolo 4 – 8 km, kde sa pri teplote 250 až 300 °C (cf. Plašienka et al., 1993) naplno prejavili rozdiely v reologických vlastnostiach horninových médií. Vyústili do rôznych deformačných režimov a rýchlostí deformácie a tým aj do pestrých štruktúrnych foriem. V štruktúrnej paragenéze hrajú prím prestupujúca foliácia S_1 a lineácia L_1, v prípade makroskopických štruktúr potom subhorizontálne strižné zóny a ležaté vrásy. Primárna foliácia mezozoických sedimentov zahŕňa rozličné morfologické typy kliváže a tokovej deformačnej laminácie, ktoré geneticky zodpovedajú alpínskej nízkoteplotnej kryštalizačnej bridličnatosti, resp. kliváži rozpúšťania. V pozorovaných prípadoch je v borinskej aj orešianskej subautochtónnej jednotke foliácia S_1 subparalelná s pôvodnou vrstvovitosťou a tvorí tak súborné plochy S_{01}. V alochtónnych sukcesiách bratislavského príkrovu nachádzame tak foliáciu S_{01}, ako aj kliváž S_1, ktorá je v jadrách ležatých vrás vyvinutá pod tupým uhlom k vrstvovitosti. Zodpovedá tak kliváži osovej roviny veľkorozmerných ležatých vrás štádia AD_1. Mezoskopická morfológia foliácie S_1 varíruje od paralelných typov cez sínusové až po nepenetračnú anastomozickú kliváž, pričom paralelnosť a hustota plôch S_1 stúpa smerom k zónam zvýšenej kinematickej aktivity – k duktilným strižným zónam SZ_1. So zistenou teplotou deformácie dobre korešponduje fakt, že len ojedinele (modranská jednotka) boli pozorované znaky dynamickej rekryštalizácie a duktilného tečenia hornín bohatých na kremeň, predovšetkým spodnotriasových kremencov. Dolomity sa správali len krehko, v horninách predalpínskeho kryštalinika prevláda kataklastická foliácia (Putiš, 1986, 1987).

Kinematicky dôležitá je lineácia roztiahnutia L_1, ktorá definuje os *X* elipsoidu konečnej deformácie. Je daná predĺženými agregátmi minerálnych zŕn a dlhými osami deformovaných rigidnejších objektov v hornine a ich tlakovými tieňmi. V rámci duktilných strižných zón je penetračná a v celom malokarpatskom tatriku jednotne orientovaná v smere SZ – JV. Tým definuje smer tektonického transportu paleoalpínskych príkrovov tatrika, pričom asymetrické štruktúry definujú jeho zmysel „vrch na SZ“ (Plašienka, 1990, 1999). Paragenézu duktilných strižných zón dopĺňa aj budináž kompetentnejších hornín dokumentujúca prevládajúce splošťovanie. V pozorovaných prípadoch zvierajú dlhé osi budín tupý uhol s lineáciou L_1. V duktilno-krehkom prostredí sú medzibudinové priestory tvorené extenznými žilkami s často fibróznou kalcitovou výplňou. Vlákna sú rovnobežné s lineáciou roztiahnutia.

Makroskopické štruktúry deformačného štádia AD_1 možno konštruovať zo štruktúrnych profilov, podrobných geologických máp a rezov. Zahŕňajú predovšetkým veľké ležaté vrásy a násunové duktilno-krehké strižné zóny. Ležaté až ponárajúce sa makrovrásy sú vyvinuté len v alochtónnych jednotkách tatrika, predovšetkým v modranskej čiastkovej jednotke. Je to sústava oblých antiklinálnych zámkov ponárajúcich sa na SZ, budovaných úzkymi sploštenými synklinálami triasových kremencov a karbonátov oddelených predalpínskym fundamentom. Veľkorozmerné ležaté vrásy sa vyskytujú aj v čele bratislavského čiastkového príkrovu, najmä v oblasti Devínskej Kobyly (Kováč et al., 1991; Bielik et al., 1992; Plašienka, 1999) a medzi Pernekom a Kuchyňou. Duktilno-krehké strižné zóny (hrúbka rádovo desiatky metrov) sa viažu na násunové plochy alochtónnych jednotiek, predovšetkým na násun bratislavského príkrovu do nadložia borinskej jednotky (prepadlianska strižná zóna) a medzi podložnou modranskou a nadložnou bratislavskou s. s. jednotkou bratislavského príkrovu (modranská strižná zóna). Paragenézy týchto strižných zón obsahujú penetračne vyvinuté opísané mezoskopické štruktúry AD_1.

Naložené štruktúrne prvky sa zaraďujú do druhého alpínskeho **deformačného štádia AD_2**, ktoré reprezentuje najmä priečna kliváž, vrásy so strmými osovými rovinami a intersekčná lineácia (Plašienka, 1990). Štruktúry štádia AD_2 odrážajú pokles P-T podmienok deformácie spôsobujúci aj pokles duktilnej reakcie hornín, najmä vápencov, na štruktúrotvorné napätia. Najdôležitejšou kinematickou zmenou medzi AD_1 a AD_2 bol prechod od pohybových režimov s prevládajúcim skrátením kolmo na foliáciu (splošťovanie, nekoaxiálne strihanie) do koaxiálnych režimov so skrátením pozdĺž preexistujúcej foliácie *(layer-parallel shortening)*, čo si vyžiadalo vytvorenie nového systému štruktúrnych prvkov. Foliácia S_2 má charakter stylolitickej alebo krenulačnej kliváže tlakového rozpúšťania a je vyvinutá predovšetkým v horninách bohatých na kalcit. Plochy S_2 sú oproti starším foliáciám orientované obyčajne pod tupým uhlom, teda regionálne sú strmo sklonené až subvertikálne. Typickým znakom je refrakcia kliváže vo zvrstvených anizotropných médiách. Foliácia S_2 je často klivážou osovej roviny vrás F_2. Okrem ojedinelých naložených výnimiek nebol pozorovaný strih pozdĺž

nej, a teda reprezentuje rovinu *XY* elipsoidu konečnej deformácie AD_2. Krenulačné typy zahŕňajú oba základné druhy – zónovú aj diskrétnu krenulačnú kliváž. Lineáciu L_2 reprezentuje len intersekčná lineácia plôch S_2 s plochami S_1 alebo S_0. Je paralelná s osami drobných vrás (krenulácie, resp. korugácie) na plochách S_1 a subparalelná s osami mezovrás F_2. Reprezentuje os *Y* deformačného elipsoidu s celkovým smerom JZ – SV.

Vrásy F_2 vznikli mechanizmom pozdĺžneho flexúrneho ohybu (vzper – *buckling*) a boli čiastočne modifikované obmedzeným duktilným tečením najmä v zámkových častiach a splošťovaním na kliváži osovej roviny S_2. Vrásy F_2 majú strmé až subvertikálne osové roviny a ich osi sú orientované generálne v smere JZ – SV. Strižné zóny SZ_2 v mezoskopickom meradle zastupuje niekoľko typov – v izotropných masívnych spodnotriasových kremencoch sa pozorovali duktilno-krehké konjugované páry strižných zón so sigmoidálne ohýbanými extenznými *en-echelon* žilkami, v dobre zvrstvených a bridličnatých horninách prevládajú solitárne alebo konjugované zalomené pásy *(kink bands)*. Pohyb na týchto zónach bol málo významný. Mezodislokácie, t. j. zlomy, sú vyložene krehkými štruktúrami s vysokou lokalizáciou deformácie. Môžu sa vyvíjať zo zalomených pásov *(kink bands)* postupným drvením výplne medzi stenami pôvodného pásu (tektonické brekcie až múčky či „íly“) alebo priamou ruptúrou najmä v kompetentných komplexoch. Významnejšie zlomy akomodujúce väčšinu strižného napätia pri deformácii sú však na priame pozorovanie prístupné len ojedinele.

Okrem týchto, viac alebo menej penetračných štruktúr deformačných štádií AD_1 a AD_2 sú horninové komplexy tatrika prestúpené viacerými systémami puklín, resp. žiliek s novotvorenou minerálnou výplňou. Vznikali nepochybne počas viacerých etáp tektonického vývoja, a to v prípade predliasových komplexov prinajmenšom už od predkompresných extenzných udalostí, najmä počas spodnojurského riftingu. Také sú zrejme viaceré, viac alebo menej pravidelné systémy žíl bieleho kremeňa v spodnotriasových kremencoch. Iné žilky s kalcitovou, miestami fibróznou výplňou sa vyskytujú vo všetkých jursko-kriedových sedimentoch kuchynskej sukcesie. Súvisia pravdepodobne najmä s transpresnými deformáciami počas štádia AD_2, aj keď časť z nich môže súvisieť so starším štádiom AD_1. Okrem toho nachádzame temer všade otvorené extenzné pukliny bez syngenetickej výplne, ktoré geometricky najčastejšie zodpovedajú puklinám „ac“ deformačného štádia AD_2 alebo vznikli počas neskorších etáp tektonického vývoja.

Regionálna tektonika

Borinská jednotka

Makroštruktúrna zostava a mapový obraz štruktúr borinskej jednotky sú výsledkom kombinácie opísaných kompresných deformačných štádií a naložených neogénnych zlomových štruktúr viazaných na vznik Viedenskej panvy. V prvom priblížení sa výstup borinskej jednotky javí ako výrazne elevačná – antiformná – štruktúra predĺžená v smere JZ – SV, ktorá je obkolesená z jv. strany vyššou tektonickou jednotkou – bratislavským príkrovom – a zo sz. strany neogénnymi sedimentmi Viedenskej panvy oddelenými poklesovými zlomami. Keď zoberieme do úvahy, že ďalej na SZ v podloží výplne Viedenskej panvy ležia v nadloží borinskej jednotky nepochybne príkrovové komplexy hronika, resp. tirolika (a s veľkou pravdepodobnosťou aj fatrika a tatrika čela bratislavského príkrovu), je namieste označiť tento výstup ako rozsiahle tektonické okno. Tento charakter je ešte zvýraznený konfiguráciou geologických jednotiek j. od Perneka, kde sa borinská jednotka postupne svojimi najmladšími členmi ponára pod kryštalinikum a obalové mezozoické komplexy bratislavského príkrovu v rámci brachyantiklinálneho (periklinálneho) megavrásového záveru. Podobnú situáciu možno predpokladať (aj keď len hypoteticky) aj na jz. strane okna v prevažne zakrytej oblasti severne od Devínskej Kobyly.

Násunovú plochu bratislavského príkrovu sprevádza duktilno-krehká prepadlianska strižná zóna, ktorá reprezentuje najstaršiu alpínsku penetračnú deformačnú udalosť AD_1 a tvorí východné obmedzenie povrchových výstupov borinskej jednotky. Je dobre odkrytá predovšetkým na východných svahoch doliny Prepadlé. Príkrovová plocha má mierne až stredné sklony na JV, sčasti vplyvom jej zostrmenia počas nasledujúceho deformačného štádia AD_2. Vtedy sa vytvoril spätný prešmyk smeru JZ – SV prechádzajúci od Borinky cez Košarisko smerom do limbašskej doliny Račieho potoka. Za ním medzi Košariskom a Račím potokom je už násunová plocha subhorizontálna, ako to dokumentujú plocho ležiace príkrovové trosky granitoidov a metamorfitov bratislavského príkrovu nad brekciami Somára (Volhovisko, Panský les, Kozí chrbát). Subhorizontálnu pozíciu bratislavského fundamentu na súvrství Somára možno dokumentovať aj severnejšie (Hrubý vrch, Konské hlavy). V severnej časti borinskej jednotky v oblasti od Prostredného po Turecký vrch je vykreslený oblúkovitý priebeh horninových pruhov, pričom smerom na SV vystupujú čoraz mladšie súvrstvia. Na Prostrednom vrchu a Vrchu pekne vidieť laterálne vyklinovanie telies polymiktných brekcií súvrstvia Prepadlého smerom na Z v prostredí koreneckého súvrstvia. V nadloží oboch potom ležia bridlice marianskeho súvrstvia. Nad marianskym súvrstvím na Tureckom vrchu sa začína kalciturbiditové súvrstvie Slepého, ktoré pokračuje ďalej na S až do doliny Rozglaby južne od Perneka.

Pri Perneku možno z mapy interpretovať celkový periklinálny záver borinskej jednotky. Násunová plocha fundamentu bratislavského príkrovu aj s obalovou kuchynskou sukcesiou j. od Perneka v doline Rozglôby na hrebeni Klokočín a Gašparovej, a najmä okolo vrchu Jastrabník (Heštún) však tvorí pomerne zložitý obraz striedajúcich sa čiastkových synklinál a antiklinál smeru JZ – SV. Je to dôsledok prevrásnenia a rozlámania pôvodnej násunovej plochy AD_1 počas deformačného štádia AD_2.

Južne od Borinky možno násunovú plochu bratislavského príkrovu sledovať ako lineárnu štruktúru smeru JZ – SV v prerušovanom pruhu od Santoberku a Marianky až po južný okraj Záhorskej Bystrice (opustený kameňolom pri elektrotechnickom odbornom učilišti). Lineárny priebeh je daný zostrmením pôvodne subhorizontálnej príkrovovej plochy až na 60 – 80°. Je to dôsledok jej vystupovania v jv. ramene megavrásy deformačného štádia AD_2 s osou smeru JZ – SV. V jadre tejto megavrásy vystupuje borinská jednotka, ktorá je však zo sz. strany smerom na J čoraz viac prekrytá okrajovými miocénnymi sedimentmi Viedenskej panvy. Bratislavský príkrov bezprostredne nad násunovou plochou tu budujú len komplexy predalpínskeho fundamentu, z podstatnej časti nízko metamorfované fylity a zelené bridlice tzv. marianskej sukcesie (Putiš, 1987). Tieto kryštalické bridlice nadväzujú na oblasť Devínskej Kobyly, kde tvoria jadro rozsiahlej ležatej vrásy v čele bratislavského fundamentu. Tá je indikovaná v reze mesiačikovitým tvarom a hĺbkovým zakončením telies amfibolitov medzi krematóriom a Mariankou, ako to vyplynulo z gravimetrického modelovania (Bielik et al., 1993).

Spomínaný prešmyk AD_2 medzi Borinkou a Račím potokom bol kvalifikovaný ako šikmý dextrálny juhovergentný prešmyk (Plašienka et al., 1989). Pri Borinke spôsobil priblíženie a čiastočný spätný presun sz. časti borinskej skupiny s prevahou panvových sedimentov (korenecké a marianske súvrstvie) smerom na JV do nadložia brekcií somárskeho súvrstvia, ktoré majú v podloží len menej hrubé sedimenty prepadlianskeho súvrstvia, prstovito sa zastupujúce s marianskymi a koreneckými hemipelagitmi (južné svahy Kozliska). V oblasti Okopanca je tento prešmyk nediskrétny, ale ďalej na SV je opäť výrazný a oddeľuje borinskú jednotku s plochými troskami bratislavského príkrovu na SZ od hlavných más bratislavského masívu na JV. Od tohto prešmyku sa v oblasti Kozieho chrbta oddeľuje jeho samostatná vetva smeru S – J, ktorá v masíve Somára tvorí styk (ťažko sledovateľný) medzi polymiktnými brekciami zaraďovanými do súvrstvia Prepadlého a šupinami marianskeho súvrstvia na Z od brekcií somárskeho súvrstvia na V. Aktivizácia týchto neparalelných vetiev prešmykových štruktúr a ich oblúkovitý priebeh sa vysvetľovali transpresným charakterom štruktúr a rotáciou osi hlavného napätia σ_1 počas deformačného štádia AD_2 (Plašienka et al., 1989; Plašienka, 1990).

Strednú časť borinskej jednotky charakterizuje priebeh horninových pruhov v smere SZ – JV. Hoci ide sčasti o zdanlivý fenomén spôsobený morfológiou územia, indikuje to aj prítomnosť vrásových štruktúr tohto smeru. Najpravdepodobnejšie vysvetlenie je podobne ako v predchádzajúcom prípade transpresia a postupné rotovanie vrásových osí vo vzťahu k hlavnému napätiu počas štádia AD_2. Nemožno vylúčiť ani samostatnú naloženú deformačnú udalosť s kompresiou v smere JZ – SV, ktorá by potom mala byť označená ako AD_3. Na mezoštruktúrnej úrovni sa ale takúto situáciu nepodarilo dokumentovať.

Zo sz. strany medzi Stupavou a Pernekom je borinská jednotka oproti bádenským štrkom a pieskom devínskonovoveského súvrstvia obmedzená výrazným zlomom smeru JZ – SV, ktorý je segmentovaný priečnymi zlomami smeru SV – JZ. Asi 0,5 – 1 km j. od zlomu smeru JZ – SV prebieha s ním paralelný zlom, na ktorom je poklesnutá sz. kryha budovaná marianskym súvrstvím. Podľa mapového obrazu majú tieto zlomy výrazne poklesový charakter. Ojedinele namerané subvertikálne mezodislokácie týchto smerov s horizontálnymi striáciami však pripúšťajú aj takú interpretáciu, že pôvodne išlo o konjugovaný systém bočných posunov – dextrálnych – v smere SZ – JV a sinistrálnych v smere JZ – SV, ktoré sa poklesovo reaktivovali neskôr. Takáto kinematika predpokladá kompresiu v smere S – J. Podľa analýzy rotácií paleonapätí v oblasti západného Slovenska (Marko et al., 1995) by kompresia v smere S – J mala fungovať počas stredného až vrchného bádenu, teda počas usadzovania devínskonovoveského súvrstvia a po jeho usadení. Extenzná reaktivácia týchto zlomov prebehla potom počas vrchnomiocénno-pliocénnej etapy výzdvihu malokarpatskej hrasti, pre ktorú je charakteristická generálna extenzia v smere SZ – JV (Marko et al., 1995). Zlomy smeru SZ – JV prebiehajú naprieč celou borinskou jednotkou a sú na nich vyvinuté plytké priečne priekopové prepadliny so zvyškami bádenských klastík, ktoré sú osobitne výrazné v oblasti v. od Stupavy (Borinka, Vápeničný potok).

Devínske Karpaty

Jursko-kriedová devínska sukcesia a triasové a permské sedimenty v jej podloží tvoria obalový sled, ktorý je v autochtónnej pozícii vo vzťahu ku kryštalinickému fundamentu sz. časti bratislavského príkrovu. Teda aj tento sled je súčasťou bratislavského príkrovu, ktorý v tejto časti MK leží v alochtónnej pozícii na jurských súvrstviach borinskej subautochtónnej jednotky (Maheľ, 1986, 1987; Plašienka, 1987, 1990; Plašienka et al., 1989, 1991).

Horniny borinskej jednotky tu nachádzame už len v dvoch malých výstupoch na severnom úpätí Devínskych Karpát – v elúviu na poli v severnom pokračovaní chrbta Brižite s. od Dúbravky a v záreze železnice medzi závodom Technické sklo a bývalým lomom tzv. Štokeravskej vápenky (Krpáš). Tento druhý odkryv je veľmi dôležitý, pretože dokumentuje alochtónnu pozíciu nielen predalpínskeho fundamentu bratislavského príkrovu, ale na tomto mieste aj triasových členov jeho obalového sledu. Aj keď je tu tektonická stavba lokálne komplikovaná, vidieť tektonickú superpozíciu triasových karbonátov na jurských slienitých bridliciach a piesčitých vápencoch koreneckého, resp. slepianskeho súvrstvia podložnej borinskej jednotky. Násunovú plochu sprevádza kataklastická zóna, ktorú tvoria karbonátové tektonické brekcie a rauvaky so zmiešaným klastickým materiálom z podložných aj nadložných jednotiek, okrem karbonátov napr. aj s decimetrovými klastami spodnotriasových kremencov.

Devínska sukcesia spolu s podložnými komplexmi predalpínskeho kryštalinika tvoria v čele bratislavského príkrovu v oblasti Devína a Devínskej Kobyly mohutnú ležatú megavrásu. Hoci masív Devínskej Kobyly poskytuje len relatívne malý počet dobre dokumentovateľných odkryvov a mezozoické súvrstvia tu vystupujú len v akýchsi „ostrovoch“ spod transgresívnych miocénnych sedimentov, predsa len poskytujú určitú predstavu o ich makroskopickej stavbe. Na jednej strane ide najmä o vzťah medzi uložením vrstvovitosti a s tým spojeným priebehom horninových pruhov a na druhej strane priebehom metamorfnej kliváže S_1 v triasových vápencoch. Kým vrstvovitosť je tu generálne strmo sklonená na SZ až subvertikálna, kliváž S_1 je uložená plocho až subhorizontálne. To je klasická konfigurácia jadier ležatých vrás. Stavbu veľkorozmerných ležatých vrás možno však predpokladať aj pri mladších, jursko-kriedových členoch devínskej sukcesie. Indikuje to napríklad plocho uložený obrátený vrstvový sled na brale Slovinec pod Sandbergom (Plašienka et al., 1989; Michalík et al., 2000) (tab. V, obr. 7, 8). Preto sa predpokladá, že obalová devínska sukcesia a jej permsko-triasové podložie budujú v oblasti Devínskych Karpát rozsiahlu ležatú megavrásu tvoriacu čelovú časť bratislavského príkrovu tatrika (Plašienka et al., 1989; Kováč et al., 1991).

Centrálna časť Pezinských Karpát

Makroskopické štruktúry deformačného štádia AD_1 zahŕňajú predovšetkým veľké ležaté vrásy a násunové duktilno-krehké strižné zóny. Počas tohto prvého alpínskeho deformačného štádia vznikla aj príkrovová stavba tatrika MK s bratislavským príkrovom prekrývajúcim borinskú a orešiansku subautochtónnu jednotku. Ležaté až ponárajúce sa makrovrásy sú vyvinuté najmä v modranskej čiastkovej jednotke, kde je to sústava oblých antiklinálnych zámkov ponárajúcich sa na SZ budovaných predalpínskym fundamentom, oddelených úzkymi sploštenými synklinálami v triasových kremencoch a karbonátoch. Tieto antiklinálne segmenty tvoria v reze falošné synklinály. Vrásové osi majú smer JZ – SV, v okrajových častiach modranského čiastkového príkrovu v Hrubej doline (kameňolom Stupy) aj v okolí Píly s osovým ponorom na JZ. Modranskú jednotku tak v Hrubej doline prekrýva bratislavský čiastkový príkrov pozdĺž línie smeru JV – SZ, ktorá sa reaktivovala ako sinistrálny šikmý prešmyk (tab. V, obr. 3).

Duktilno-krehké strižné zóny (hrúbka rádovo desiatky metrov) sa viažu na násunové plochy alochtónnych jednotiek, predovšetkým na násun bratislavského príkrovu do nadložia borinskej jednotky (prepadlianska strižná zóna) a medzi podložnou modranskou a nadložnou bratislavskou s. s. jednotkou bratislavského príkrovu (modranská strižná zóna). Paragenézy týchto strižných zón obsahujú penetračne vyvinuté opísané mezoštruktúry AD_1. Asymetrické štruktúry indikujú v strižných zónach pohyb generálne „vrch na SZ“ (Plašienka et al., 1989; Plašienka, 1990).

Regionálnu stavbu kuchynskej sukcesie riadia makroštruktúry, ktoré sú výsledkom interferencie oboch hlavných štruktúrotvorných udalostí AD_1 a AD_2. Prvé štádium vytvorilo najmä násunové štruktúry súvisiace s umiestnením bratislavského príkrovu, ako sú predovšetkým veľkorozmerné ležaté vrásy. Rekonštrukcia veľkých ležatých vrás je však v morfologicky málo diferencovanom teréne obťažná. Za relikty ramien ležatých vrás veľkých rádovo niekoľko 100 m považujeme spodnojurské vápence vystupujúce v úzkych šupinách uprostred fundamentu, viditeľné na mapovom obraze okolo vrchu Mešťanková jv. od Kuchyne a na hrebeni Hradiska nad Pernekom. Podobný pôvod má zrejme aj poloha vápencov hrubá pár metrov preniknutá vrtom MKM-6 v hĺbke okolo 280 m uprostred amfibolitov perneckej jednotky (Hacura et al., 1987). Väčšina ostatných úsekov kuchynskej sukcesie je ovplyvnená najmä stavbou vzniknutou počas deformačného štádia AD_2, resp. staršie štruktúry sú touto stavbou výrazne modifikované až pretlačené.

Charakteristickými makroštruktúrami štádia AD_2 sú na mapovom obraze poloblúkovité šikmé prešmykové zlomy s významnou smernoposuvnou zložkou pohybu. Vymedzujú neúplne vyvinuté smernoposuvné duplexy, ktoré vznikli počas dextrálnej transpresie v koridore smeru ZJZ – VSV pozdĺž jeho južného okraja sledujúceho rozhranie komplexov tatrika a fatrika/hronika v severnej časti MK (Plašienka, 1990). V širšom kontexte táto hranica ďalej na Z nadväzuje na rozhranie medzi jednotkami Centrálnych a Severných Vápencových Álp. Šikmé spätné prešmyky s vergenciou na JV miestami spôsobujú zdvojenie až strojenie vrstvového sledu kuchynskej sukcesie, a to najmä v profiloch okolo doliny Modranského potoka v. od Ku-

chyne. Tieto spätné prešmyky sú vyvinuté v južnej zóne transpresného koridoru a indikujú tak jeho vejárovitú stavbu, ktorá je sčasti identifikovateľná aj na seizmických rezoch (Plašienka et al., 1991; Kytková et al., 2007).

Orešianska a solírovská jednotka

Násunová plocha modranského čiastkového príkrovu v okolí Píly nie je dobre odkrytá. Stráca sa v masách karbonatických tektonických brekcií a rauvakov obsahujúcich fragmenty tak triasových karbonátov nadložnej modranskej jednotky, ako aj jurských vápencov slepianskeho súvrstvia podložnej orešianskej jednotky. Rauvaky tvoria napríklad podložie širokej plošiny pred vstupom do hradu Červený Kameň. Pri hájovni Zabité sa spod spätne presunutej solírovskej jednotky a bratislavského čiastkového príkrovu vynárajú paleozoické bridlice a lúžňanské kremence modranského čiastkového príkrovu. Jeho úzke šupiny potom lemujú styk bratislavskej a orešianskej jednotky až po Papiernička pri Píle. Pokladáme ich za čelá ležatých vrásových štruktúr modranskej jednotky vyvalcované počas prvého, násunového deformačného štádia, ale aj potom ešte výrazne modifikované druhým, transpresným štádiom. Pôvodná násunová plocha bratislavského čiastkového príkrovu sa pritom reaktivovala – v jz.-sv. úseku medzi Zabitým a záverom Častianskej doliny ako dextrálny šikmý posun, úsek smeru SZ – JV na jz. svahoch Častianskej doliny bol sinistrálnym šikmým bočným posunom a ďalší úsek smeru JZ – SV s. od Píly fungoval opäť ako šikmý spätný prešmyk. Na SV od Zabitého je orešianska jednotka tektonicky prekrytá už len mezozoickými členmi solírovskej sukcesie.

Oblasť Sklenej huty reprezentuje komplikovaný tektonický uzol. Solírovská sukcesia je tu náhle zakončená priečnym poklesovým zlomom zhruba s.-j. smeru a ďalej na Z už nevystupuje. Laterálne ju zastupuje kadlubská sukcesia. Ich vzájomné vzťahy však nevidno, lebo nie sú v priamom kontakte. Solírovská sukcesia ako súčasť bratislavského príkrovu bola podľa všetkého – či už počas nasunutia do nadložia orešianskej jednotky alebo po ňom – úplne odlúčená od svojho substrátu na horizonte vrchnoliasových ílových bridlíc a sunutá spätne na orešiansku sukcesiu a granitoidný fundament bratislavského príkrovu (j. od Sklenej huty). Medzi Vápenným a Solírovom bola solírovská sukcesia zvrásnená do asymetrických vrás druhého deformačného štádia s južnou vergenciou a imbrikovaná do najmenej dvoch samostatných šupín.

Zaujímavý štruktúrny uzol sa nachádza aj v. od Soviny. Tu z povrchu náhle mizne podstatná časť hornín orešianskej sukcesie (spodná až stredná krieda) odkrytých severnejšie a j. od spätného šikmého prešmyku Železníka a Kukučkovej ich nahrádza solírovská sukcesia. Solírovská sukcesia tam vystupuje v troch šupinách – šikmých prešmykových duplexoch druhého deformačného štádia (Plašienka, 1990).

Medzi Majdanským a Orešanmi už vystupuje kompletný sled orešianskej sukcesie, ktorá sčasti priamo nasadá na kryštalinický fundament. Vnútri sledu sa nachádza lokálny spätný prešmyk, ktorý spôsobil zdvojenie pruhu solírovských vápencov. Vysockú jednotku fatrika oddeľuje od tatrických komplexov spätný šikmý prešmyk naložený na pôvodnú príkrovovú násunovú plochu. Zlom je stredne až strmo sklonený na SZ. Pravdepodobne fungoval ako dextrálny transpresný zlom počas vrchnej kriedy až spodného paleogénu.

Samostatný hrebeň Ingramského hája a Všivavca medzi Lošoncom a Hornými Orešanmi budujú v smere od Lošonca triasové až kriedové horniny vysockého príkrovu. Spod nich vystupuje šupina solírovskej sukcesie, tvorená aj pomerne hrubým súvrstvím doskovitých triasových dolomitov (Všivavec) so sledom až po porubské súvrstvie. Severovýchodný cíp hrebeňa prekrývajú bádenské štrky. Celý hrebienok je obmedzený zlomami smeru JZ – SV, ktoré sú zrejme miocénnymi transtenznými zlomami, rovnako ako malokarpatský zlom lemujúci jv. okraj malokarpatskej hrasti oproti Dunajskej panve. Priečne poklesové zlomy smeru SSZ – JJV v širšom okolí Orešian tvoria komplementárny extenzný systém alebo sú o niečo staršie.

Fatrikum

Fatrikum vystupuje v severnej časti Pezinských Karpát v oblasti Bielych hôr. Štruktúry fatrika prebiehajú v pruhu širokom 2 – 4 km od Kuchyne až po Smolenice. Fatrikum na území MK tvoria dva základné čiastkové príkrovy, spodný vysocký príkrov, ktorý buduje podstatnú časť fatrika, a vrchný zliechovský príkrov, ktorý vystupuje v obmedzenom rozsahu v sv. časti pohoria vo forme niekoľkých tektonických zvyškov. Tieto tektonické jednotky vznikli ako samostatné geometrické telesá presunuté na seba v období vrchného turónu. Celý tento komplex bol postihnutý ďalšími tektonickými udalosťami v popaleogénnom období, ktoré ovplyvnili tektonickú stavbu územia.

Vnútorná stavba vysockého príkrovu je mimoriadne zložitá. Charakteristickou črtou je zavinovanie rigidných členov do plastického súvrstvia karpatského keuperu, ktorý predstavuje sekundárnu presunovú plochu prejavujúcu sa neúplnosťou vrstvových sledov, ich odlepovaním, tvorbou vrás, paralelným strihaním a čiastočnou tvorbou trosiek. Z tohto uhla pohľadu má vysocký príkrov výrazne vrásový charakter stavby. Najvýraznejšie sa tento štýl prejavuje v jz. oblasti vysockého príkrovu v oblasti Vývratu, Vysokej a Bukovej hory. Prejavuje sa to výrazným zošupinovatením reliéfu.

Príkladom takejto stavby je oblasť Bukovej hory, kde sú zachované zvyšky vrásovo-duplexnej (digitačnej) štruktúry. V spodnej synklinálnej štruktúre tvoria spodné rameno kopienecké a fatranské vrstvy, a predovšetkým plastické súvrstvie karpatského keuperu, ktoré obaľujú jadro štruktúry zložené z ramsauských dolomitov a gutensteinských vápencov. Falošné antiklinálne pásmo tvoria opäť krinoidové vápence spodného liasu. Vrchná časť duplexu má identickú stavbu.

Najjužnejšiu a spodnú časť vysockého príkrovu budujú podstavcové litostratigrafické jednotky stredného triasu zložené z vysockých vápencov a ramsauských dolomitov. Tie majú v severných častiach v okolí Jelenca a v oblasti Parnej prevažne monoklinálne uloženie so sklonom 30 – 45°, v jz. časti sú sklony 70 – 85° na SZ. Vrchnú časť príkrovu tvorí sústava tektonických šupín pozostávajúca zo súvrství jury a spodnej kriedy. Práve pre túto najvyššiu časť vysockého príkrovu je charakteristická prítomnosťou lineárne usporiadaných budinážnych štruktúr tvorených rigidnými členmi jurských a spodnokriedových súvrství v úzkych, morfologicky výrazne vystupujúcich pruhoch (bradiel, šošoviek) uprostred plastického súvrstvia karpatského keuperu a sčasti aj spodnokriedového porubského súvrstvia. Úložné pomery tohto budinážneho pásma sú strmé až takmer kolmé (80 – 90°). Na južných a severných kontaktoch sú často zachované striácie svedčiace o dextrálnych horizontálnych pohyboch.

Je veľmi pravdepodobné, že táto stavba je výsledkom posenónskej transpresie spojenej s horizontálnymi posunmi.

Vyššou príkrovovou štruktúrou fatrika podieľajúcou sa na stavbe MK je zliechovský príkrov. Vystupuje vo forme tektonických zvyškov ležiacich v nadloží vysockého príkrovu. Tieto výskyty sú lokalizované v oblasti medzi Lošoncom a dolinou Bohatá. Tvoria ho litostratigrafické členy jury a spodnej kriedy. Najspodnejšie súvrstvie zliechovského príkrovu vystupujúce na povrch sú allgäuské škvrnité slienité vápence a bridlice lotaringu, kremitý fleckenmergel álenu, ždiarske súvrstvie stredného dogeru, jaseninské súvrstvie malmu, osnické súvrstvie, mraznické súvrstvie a porubské súvrstvie malmu. Celý tento komplex tvorí pomerne jednoduchú monoklinálnu štruktúru uklonenú na SZ s priemerným sklonom zhruba 30°.

Hronikum

Úvod

Od vyčlenenia najvrchnejšej skupiny príkrovov v centrálnych Západných Karpatoch (Andrusov, 1931), neskôr pomenovanej vyššie subtatranské príkrovy (Andrusov, 1936), nebol jednotný názor na zaraďovanie príkrovových telies obsahujúcich wettersteinské vápence (ku ktorým patrí aj veternícky príkrov v zmysle Andrusova, 1936, ale aj veterlínsky príkrov a havranický čiastkový príkrov v zmysle Peržela, 1966, resp. aj v zmysle Bystrického a Maheľa, 1970) k vyššej tektonickej jednotke. Postupne sa vykryštalizovali dve názorové tendencie. Ich základným rozdielom bola úloha wettersteinských vápencov.

Andrusov wettersteinské vápence hneď od vyčlenenia vyšších subtatranských príkrovov považoval za fáciu typickú pre vyššie príkrovy, ktorá v chočskom príkrove nemala byť zastúpená. Ich prítomnosť, okrem pozície príkrovových trosiek v nadloží chočského príkrovu, mala byť rozhodujúcim kritériom pri ich zaraďovaní. Preto telesá obsahujúce túto fáciu Andrusov od počiatku zaraďoval k vyšším subtatranským príkrovom. Tento názor pretrvával vo všetkých jeho ďalších prácach zameraných na túto problematiku a bol temer všeobecne prijatý. Keďže wettersteinské vápence podľa dobových predstáv vystupovali nielen vo vyšších príkrovoch, ale aj v gemeridách, postupne sa dospelo k názoru, že vyššie príkrovy sú súčasťou gemeríd (Andrusov, 1968). Po pochopení pozície meliatskej série (Kozur a Mock, 1973) ležiacej nad paleozoikom gemeríd a pod masami hornín triasu a po pochopení príkrovového charakteru týchto más a ich stotožnení so silickým príkrovom (Kozur a Mock, 1973) sa ukázalo, že príkrovové trosky zaraďované k vyšším subtatranským príkrovom už nemožno stotožňovať s gemeridami (resp. s gemerikom), a tak boli preradené do silicika (Mello, 1979).

Podstatou druhej názorovej tendencie bolo popretie rozhodujúcej úlohy wettersteinských vápencov a zaradenie telies obsahujúcich túto fáciu k chočskému príkrovu (Maheľ, 1959, 1961a, b). Maheľ (l. c.) ani nezdôvodnil svoj odlišný pohľad na úlohu wettersteinských vápencov, ale ich preradenie do hronika (v prípade veterlínskeho príkrovu) mu umožnilo konštatovanie, že melafýrová séria ležiaca v podloží veterlínskeho sledu obsahujúceho aj wettersteinské vápence sa vyskytuje iba v chočskom príkrove. Rozhodujúcou fáciou na zaradenie telies k vyššej tektonickej jednotke sa ukázala nie fácia wettersteinských vápencov, ale melafýrová séria.

Rozporné chápanie platilo v celých centrálnych Západných Karpatoch, a teda aj v Malých Karpatoch. Tento stav bol kritický najmä v prípade veterlínskeho príkrovu, ktorý v karbonátovej časti sledu obsahoval aj fácie typické pre chočský príkrov (reiflinské vápence), aj fácie typické pre vyššie príkrovy (wettersteinské vápence). Názorovú nejednoznačnosť odstránil Havrila (1993), ktorý mal na úlohu wettersteinských vápencov iný názor. Sedimentačný priestor hronika v strednom až vrchnom triase chápal ako striedanie karbonátových plošín charakterizovaných wettersteinskou fáciou a paniev charakterizovaných reiflinskou fáciou. Litologické

zloženie sa ukázalo ako rozhodujúci faktor pri tvorbe príkrovov – násuny vznikali na litologických rozhraniach. Na externý priestor tvorený bazénovým sledom – bazénu Dobrej Vody (v staršej terminológii bazénovým sledom chočského príkrovu) – sa tak nasúval internejší priestor mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy, ktorý sa v minulosti spájal s vyššími príkrovmi. Medzi nimi vznikli menšie príkrovové telesá tvorené produktom progradácie okraja plošiny, t. j. zmiešaným sledom obsahujúcim v spodnej časti bazénové fácie a vo vrchnej časti fácie karbonátovej platformy s dôležitou prechodnou fáciou medzi nimi (s raminskými vápencami). K telesám tohto typu a postavenia patrí veterlínsky príkrov (k jeho sledu patria aj sedimenty ipolticke skupiny), ktorý je v MK najspodnejším príkrovom hronika. Možno ho korelovať s príkrovom Teplého vrchu, Podhradia a Beckova (Havrila in Ivanička, 2007) zachovaným v Považskom Inovci a s príkrovom Ostrej Malenice zachovaným v Strážovských vrchoch. Tieto, dnes izolované telesá pôvodne pravdepodobne boli súčasťou toho istého príkrovového telesa. Nad veterlínsky príkrov je nasunutý príkrov z priestoru karbonátovej plošiny, pôvodne nazývaný havranický čiastkový príkrov. Možno ho korelovať s telesami rovnakého typu a postavenia, t. j. s telesami, pôvodne nazvanými nedzovský, strážovský a tematínsky čiastkový príkrov. Pôvodne boli súčasťou jedného príkrovového telesa nazvaného považský príkrov (Havrila in Havrila a Boorová, 2002). Pri tvorbe jadrových pohorí sa rozpadol na izolované kryhy, pričom v MK je nad veterlínskym príkrovom zachovaná havranická kryha.

Na rozdiel od mnohých prác (Buček in Michalík et al., 1986; Masaryk, 1987; Buček, 1988, s. 255; Buček et al., 1991, s. 42; Plašienka et al., 1991, s. 202; Michalík et al. in Kováč et al., 1991, s. 42; Kováč et al., 1992, s. 56, a Michalík et al., 1993) zdôrazňujúcich rozhodujúcu úlohu spätných prešmykov pri tvorbe veterlínskeho a havranického príkrovu z pôvodného paleoalpínskeho príkrovu ich Havrila (1993) považuje za samostatné príkrovy individualizované v etape tvorby/presunu príkrovov. Jeho tvrdenie vychádza zo známeho faktu, že nižší z nich obsahuje v externejšej (čelovej) pozícii panvovo-svahovú a v internejšej pozícii rifovú časť sedimentačného priestoru a vyšší z nich, havranický, obsahuje prevažne lagunárnu časť sedimentačného priestoru. Do dnešnej pozície, t. j. na veterlínsky príkrov, sa havranický príkrov mohol dostať len násunom (rešpektujúc všeobecne prijímané smery násunov príkrovov v centrálnych Západných Karpatoch) z internejšej časti pôvodného priestoru. Ostáva otázka jablonického príkrovu (sledu, vývoja), ktorý sa považuje za vyšší ako havranický. Vychádzajúc z obsahovej náplne jablonického a havranického sledu, z faktu, že jablonický príkrov obsahuje reiflinské vápence a wettersteinské vápence rifovej fácie a havranický príkrov schreyeralmské vápence a wettersteinské vápence lagunárnej fácie, sa dostávame do rozporu medzi uvedenými informáciami a paleogeografickou predstavou Havrilu (1993 a i.). Podľa tejto schémy je obťažné stotožniť jablonický sled s telesom vyšším ako havranický príkrov (ak uvažujeme o sukcesii tektonických telies vzniknutej počas etapy presúvania príkrovov, teda nie o neskorších spätných násunoch). Ak má vzniknúť súlad medzi obsahovou náplňou veterlínskeho, jablonického a havranického sledu s paleogeografickou schémou Havrilu (l. c.), treba sedimentačný priestor jablonického sledu umiestniť medzi sedimentačný priestor veterlínskeho sledu a sedimentačný priestor havranického sledu. Podobná situácia umiestnenia sledov je známa zo Strážovských vrchov (Havrila, 2004; Havrila in Havrila et al., 2004, príl. 4c). Veterlínsky sled možno porovnať so sledom Ostrej Malenice, havranický sled (obsahujúci schreyeralmské vápence) s čelovou časťou strážovskej kryhy považského príkrovu. Jablonický sled obsahujúci reiflinské vápence a wettersteinské vápence rifovej fácie sa potom žiada umiestniť medzi ne, teda do čela nasúvajúceho sa považského príkrovu. Takéto riešenie ponúka litostratigrafická tabuľka hronika MK a podporuje ho aj rozsah spodnotriasovej až karbónskej časti vrstvových sledov na báze príkrovových telies. Aj vyjadrenie Maheľa o jablonickom príkrove (1986, s. 286) – *„Rozpätím reiflingských vápencov pripomína veternícku jednotku, ale rozdiely oproti havranickej nie sú veľké...“* – nabáda k takémuto riešeniu. Iné riešenia by boli komplikovanejšie a v súčasnosti nemáme dostatok faktov umožňujúcich ich hľadanie.

Veterlínsky príkrov

Veterlínsky príkrov sa v súčasnosti chápe v zmysle prác Havrilu (1993, 2004, 2008; in Plašienka et al., 1997; in Kováč a Havrila, 1998; in Havrila a Boorová, 2002), t. j. považuje sa za jeden z čiastkových príkrovov hronika. Za jeho súčasť sa považujú aj mladopaleozoické horniny permu a karbónu. Takéto chápanie jeho obsahovej náplne a jeho príslušnosti k vyššej tektonickej jednotke je v značnej zhode s predstavami Maheľa (1959, 1961a, b; in Maheľ et al., 1967) a Peržela (1966). V sukcesii príkrovov vystupujúcich v MK zaberá veterlínsky príkrov pozíciu najmä nad vysockým a sčasti aj nad zliechovským príkrovom fatrika, pričom leží na báze telesa hronika, t. j. je najspodnejším čiastkovým príkrovom hronika, ktorý tu vystupuje na povrch. Nad ním leží havranický príkrov, ktorý sa v súčasnej terminológii pod názvom havranická kryha považského príkrovu hronika považuje za súčasť považského príkrovu. Ten sa v dôsledku neogénnej tektoniky pri vzniku jadrových pohorí rozpadol na súčasné izolované kryhy.

Cesta k súčasnému stavu poznania bola pomerne zdĺhavá a komplikovaná. História výskumu hronika sa začala odvíjať počas predpríkrovovej etapy výskumu Západných Karpát. Súbor hornín obsiahnutý v *„Chocs-*

dolomite (resp. v Neokomkalk-u und Dolomit-e)", ktorý bol časom stotožnený s chočským príkrovom a následne s hronikom, vtedy Hauer (1869) považoval za súčasť *„pásma jadrových pohorí vnútornej zóny Karpát"*. Uhlig (1897 – 1898, 1903) v tomto pásme vyčlenil dva hlavné vývoje: *„vysokotatranský"* a *„subtatranský".* Súčasťou druhého z nich vtedy bolo aj budúce hronikum. Lugeon (1903) preukázal príkrovovú povahu subtatranského vývoja. Uhlig (1907) akceptoval názory Lugeona (l. c.), uznal príkrovový charakter subtatranského vývoja a vyčlenil v Západných Karpatoch *„subtatranský príkrov"* (horniny v súčasnosti patriace k hroniku boli jeho súčasťou). Medzitým však Vetters (in Beck a Vetters, 1904) dospel k názoru, že *„Neokomkalk und Dolomit"* Stura (1860) vystupujúci v MK je *„alpinähliche Facies"*. Vyčlenil tým v Západných Karpatoch tretiu fáciu (vývoj) triasu. Zahrnul do nej celú postupnosť litostratigrafických jednotiek *„Neokomkalku und Dolomitu"*, resp. *„Chocsdolomitu"* vystupujúcich v nadloží kriedy subtatranskej fácie vrátane *„pruhu červeného pieskovca a melafýru"*, t. j. všetky litostratigrafické jednotky vyčlenené Sturom (1860) a Paulom (1864). Hlavne na základe výskumov Gümbela (1872) však litostratigrafické jednotky vystupujúce v nadloží pruhu červeného pieskovca už nepovažoval za kriedové, ale za triasové. *„Alpinähliche Facies"* pokladal za *„äuseres subtatriches Gebiet" (vonkajšiu subtatranskú oblasť)* a považoval ju za osobitnú tektonickú jednotku[5]. Preto za otca tektonickej jednotky, ktorú neskôr Andrusov et al. (1973) nazvali hronikum, možno považovať Vettersa (in Beck a Vetters, 1904).

V dôsledku príkrovovej stavby vystupuje v jadrových pohoriach centrálnych Západných Karpát niekoľko podobných vrstvových sledov nad sebou. Tento jav bol známy už v čase predpríkrovovej etapy ich výskumu. Vysvetľoval sa existenciou sústavy vrás vzniknutých vrásnivým procesom. Vzhľadom na to, že vrstvové sledy ležali v normálnej pozícii a chýbali prevrátené sledy stredných ramien, pri vysvetľovaní stavby pohoria podľa tohto princípu bolo potrebné brať do úvahy pretrhnutie stredných ramien vrás a prešmyky, resp. násuny vrchných ramien vrás, ktoré sa tak vyvinuli do podoby izolovaných tektonických telies – šupín. Tie boli predchodcami príkrovov. Jednotlivé šupiny sa potom stotožnili s jednotlivými vývojmi, resp. oblasťami (s vysokotatranskou oblasťou, so subtatranskou oblasťou). Takúto predstavu stavby uplatnil v MK Vetters (in Beck a Vetters, 1904). Hovoril napr. o *„... antiklinále, ktorá je celkom vyvinutá ako šupina a zdá sa byť presunutá proti najbližšej vnútornej antiklinále".* Veľké vrásy prirovnával k šupinám. Šupinovú štruktúru považoval za charakteristickú pre jadrové pohoria (l. c., s. 139). Tvrdil, že presunové línie oddeľujú jednotlivé šupiny. Celú stavbu pohoria Malé Karpaty na základe tejto predstavy opísal takto: *„V uvedenej oblasti vidíme jasne tri vrásy presunuté šupinovite nad sebou – vonkajšie nad vnútornými – (vysokotatranská, tzv. prechodná zóna a dve subtatranské). Menej výrazná je štvrtá severná, ktorá tvorí okraj Bixardskej (Bukoveckej) muldy."* Vonkajšiu subtatranskú vrásu/šupinu stotožnil s ním vyčlenenou vonkajšou subtatranskou oblasťou tvorenou *„alpinähnlische Fazies"*. V dnešnom poňatí ju možno stotožniť s hronikom (s veterlínskym príkrovom a s havranickou kryhou považského príkrovu, t. j. s dvomi samostatnými tektonickými telesami, ktoré pre nedostatok stratigrafických údajov ešte nevedel od seba odlíšiť). Jeho výstižný opis stavby jadrového pohoria sa už zreteľne blížil k súčasnému opisu príkrovovej stavby, len miesto termínu „príkrov" používal termín „šupina". Možno konštatovať, že týmto spôsobom Vetters (l. c.) dokázal jasne individualizovať teleso hronika, a to v čase, keď Lugeon (1902) iba naznačoval prítomnosť príkrovovej stavby v Západných Karpatoch, prípadne v čase (1904), keď príkrovovú stavbu preukázal v jednom z jadrových pohorí – v Tatrách.

Andrusov (1931) vyčlenením jablonického a nedzovského príkrovu definoval novú skupinu tektonických jednotiek, skupinu *„vyšších subtatranských príkrovov"* (vyšších ako chočský). K nim zaradil aj *„veternícky (vetrnický) príkrov"* (Andrusov, 1936). Novým názvom tak pomenoval vonkajšiu subtatranskú oblasť v zmysle Vettersa (in Beck a Vetters, 1904) a predpokladal, že veternícky príkrov je ekvivalentný strážovskému príkrovu. Predpokladal to na základe vystupovania wettersteinských vápencov v slede veterníckeho príkrovu, pretože tie pokladal za južnejšiu fáciu (Andrusov, 1931, 1936), typickú pre vyššie príkrovy. Vzájomná hierarchia vyšších subtatranských príkrovov sa však v tejto etape výskumu nepreukázala ani nebola jasná. Andrusov (1936, s. 19) pôvodne za súčasť vrstvového sledu veterníckeho príkrovu považoval aj melafýrovú sériu. S tým sa stotožnil aj Maheľ (1959, 1961a, b), ale práve na základe toho veternícku sériu považoval za súčasť chočského príkrovu (tvrdil, že za lokálne vývviny chočskej série treba považovať aj série s väčším podielom svetlých až bielych vápencov v strednom a vrchnom triase, t. j. aj sériu veterníckeho príkrovu). Peržel (1964), Bystrický a Biely (1964) a Biely a Bystrický (1964) paleontologicky preukázali anisko-ladinský vek svetlej časti havranických vápencov, od čias Vettersa (in Beck a Vetters, 1904) považovaných za vrchnotriasové[6]. Sled, ktorý sa dovtedy považoval za súvislý, Peržel (1966) na základe toho rozdelil – spodnú časť sledu vyčlenil ako *„veterlínsky príkrov"* (melafýrovú sériu považoval za jeho súčasť) a vrchnú časť sledu ako *„havra-*

[5] Vetters (1904, s. 139, 140) hovorí o *„šupinovitej štruktúre charakteristickej pre jadrové pohoria...".* Termín šupina v jeho podaní zodpovedá termínu príkrov. Svedčia o tom jeho nasledujúce vyjadrenia o tektonike MK: *„... je subtatranská séria vrstiev presunutá ako šupina usmernená k JV smerom do vnútra pohoria..."; „Hranica subtatranskej zóny je... presunovou líniou... voči wetterlingskému vápencu..."; „Biele pohorie tvorí k JV usmernenú šupinu, ale značne väčšej hrúbky ako vnútorná subtatranská."*

[6] Hnedé vápence Havranice s gutensteinským vápencom, t. j. s višňovským vápencom (*„Wisniover"*, resp. *„Višňower Kalk"*) porovnal už Stur (1860). Stur (l. c.) však vtedy višňovské vápence považoval za neokómske.

nický čiastkový príkrov". Oba považoval za súčasť chočského príkrovu. Takto chápaný rozsah vrstvového sledu veterlínskeho príkrovu aj jeho tektonické zaradenie sa líšili od jeho pôvodného chápania a zaradenia, zhoduje sa však so súčasnými názormi. Vzápätí sa zneistilo zaradenie melafýrovej série k sledu veterlínskeho príkrovu. Biely et al. (1968, s. 90) prišli s myšlienkou, že melafýrová séria patriaca k chočskému príkrovu v priebehu transportu príkrovov vplyvom trenia zaostávala a jeho vyššia karbonátová časť po nej kĺzala a predbiehala ju. Na omeškanú melafýrovú sériu sa potom podľa ich predpokladu mohol nasunúť karbonátový sled veterlínskeho – vyššieho subtatranského – príkrovu. Jeho staršie členy vrstvového sledu na základe rovnakého princípu tiež zaostali vzadu. Vďaka tomu veterlínsky príkrov napriek jeho pozícii nad melafýrovou sériou sa aj naďalej mohol chápať ako vyšší príkrov (patriaci ku gemeridám). Navyše, takto splnil aj definíciu vyššieho príkrovu, ležal nad chočským príkrovom. Tak sa opäť zmenil názor na obsah príkrovu aj na jeho príslušnosť k vyššej tektonickej jednotke. Andrusov (1968, s. 101) síce trosky Veterníka zaradil k vrchnému subtatriku, súčasne (l. c., s. 102) však konštatoval, že: *„Melafýrová séria... pod veterlínskou troskou je ale nanajvýš podobná chočskému príkrovu a mohla by tomuto patriť."* Bystrický a Maheľ (1970), na rozdiel od Peržela (1966) aj od Bieleho et al. (1968), prisúdili veterlínskemu príkrovu opäť iný (užší) stratigrafický rozsah vrstvového sledu. Vápenec ležiaci v jeho slede v pozícii raminského vápenca začali pokladať za gutensteinský. Na základe toho rozdelili jeho sled na dve telesá. Spodné, ktoré obsahovalo sled ležiaci v nadloží melafýrovej série až po reiflinské vápence, stotožnili s *chočským príkrovom*. Vrchné, ktoré obsahovalo zvyšnú časť sledu až po hlavný dolomit, stotožnili s *veterníckym čiastkovým príkrovom*. V abstrakte k spomenutej práci uviedli: *„Čiastkové príkrovy Veterníka a Havranice sú gemeridnými príkrovmi (vrchné subtatrikum, D. Andrusov 1968)."* Maheľ (in Maheľ a Cambel et al., 1972) však vzápätí veternícky vývoj zaradil k chočskej jednotke, pričom Bystrický (1972) súčasne veternícky sled považoval za sled vyššieho príkrovu ekvivalentného strážovskému príkrovu. Názor Bystrického (1972) sa uplatnil aj v neskoršej práci Bystrického (1973) a Andrusova et al. (1973). Veternícky čiastkový príkrov považovali za čiastkový príkrov strážovského príkrovu, ktorý zaradili ku gemeriku. Po upozornení Mella (1979) vychádzajúceho z práce Kozura a Mocka (1973) sa vyššie príkrovy, a teda aj veternícky príkrov, už nemohli stotožňovať s gemerikom a boli preradené do silicika. Biely et al. (1980, s. 25) nepovažovali za opodstatnené meniť názor o zastúpení chočského príkrovu a vyšších príkrovov sensu Bystrický a Maheľ (1970). Maheľ (1983, s. 66) tmavšie vápence vystupujúce na báze sledu veterníckeho čiastkového príkrovu sensu Bystrický a Maheľ (1970) stotožnil s raminským vápencom. Na základe toho konštatoval *„... oprávnenosť existencie jednotnej jednotky zloženej z uvedených dvoch sledov – vápenickej jednotky sensu M. Maheľ (1967 et al.)."* Maheľ (1983, s. 60, obr. 1) ju označil ako *„príkrov vápenický"*. Vrátil sa tak k svojim starším názorom. Na rozdiel od nich však *„príkrov vápenický"* zaradil k vyšším príkrovom centrálnych Karpát (Maheľ, 1983, obr. 3). Preukázaním širšieho stratigrafického rozpätia reiflinského vápenca a vystupovania vápenca zodpovedajúceho raminskému vápencu v jeho nadloží a zároveň v podloží wettersteinského vápenca (Masaryk et al., 1984) sa zistilo, že medzi melafýrovou sériou a havranickým čiastkovým príkrovom vystupuje len jeden súvislý vrstvový sled. Na základe toho Buček (in Michalík et al., 1986, s. 142) sled od melafýrovej série (vrátane nej) až po hlavný dolomit zahrnul pod termín *„chočský príkrov"* a havranický príkrov zahrnul k vyšším príkrovom skupiny príkrovov *gemero-silicika*. Masaryk (in Michalík et al., 1986, s. 246) sled ležiaci medzi melafýrovou sériou a havranickým príkrovm zahrnul pod termín *„veternícky príkrov"* a považoval ho za vyšší príkrov ako chočský (bielovážsky vývin). V závere práce Michalíka et al. (1986, s. 346) sa konštatuje: *„Získané výsledky spochybňujú samostatnosť veterníckeho príkrovu (v zmysle Peržela 1965) a zároveň odlišujú tento „raštúnsko-veterlínsky komplex" od iných vývojov chočského príkrovu... (najbližšie má azda k bebravskému vývoju M. Maheľa 1979)."* Masaryk (1987) chápe veterlínsky príkrov (označenie chočský príkrov považuje za nevhodné) v tom istom stratigrafickom rozsahu vrstvového sledu ako Masaryk (in Michalík et al., 1986, s. 246) a poznamenáva: *„... otázka či obe jednotky* (pozn.: rozumej veternícka a havranická) *sú ekvivalentom chočskej jednotky (s. l.) – bebravský vývoj sensu Maheľ (1979), alebo jednotky strážovskej (Biely et al., 1980) sa nedá jednoznačne posúdiť."* Buček (1988, s. 255; in Buček et al., 1991, s. 42) veterlínsku jednotku stotožňuje so sledom v rozpätí spodný až vrchný trias a uvažuje, že ju spolu s havranickou a jablonickou jednotkou *„... z litostratigrafického a biofaciálneho hľadiska možno s výhradou... stotožniť so strážovským príkrovom, resp. s bebravskou sériou".* Masaryk (1987), Buček (1988) a Buček et al. (1991, s. 42) uvažujú, že sedimentačné priestory veterlínskej a havranickej jednotky ležali vedľa seba, resp. v spoločnom sedimentačnom priestore a boli oddelené až v dôsledku spätných násunov ako tektonické príkrovové šupiny. Buček (1988, s. 255) uvádza: *„... všetky tri jednotky...* (pozn.: rozumej veterlínska, havranicá a jablonická) *vznikli pred paleocénom z jedného pôvodného príkrovu... pre ktorý sa žiada nájsť vhodné pomenovanie".* Podobne aj Plašienka et al. (1991, s. 202) a Michalík et al. (in Kováč et al., 1991, s. 42) predpokladajú, že *„... oba, veterlínsky a havranicko-jablonické dielčie príkrovy patrili počas paleoalpínskej fázy deformácie k spoločnému príkrovu a ich oddelenie bolo súčasné s diferenciáciou príkrovov v Severných Vápencových Alpách... skrátenie nastalo nahromadením príkrovov... ktoré podliehalo ďalšiemu skráteniu spätnými prešmykmi".* Kováč et al. (1992, s. 56) predpokladajú, že *„... sekvencie veterlínskeho a havranického (göllerského) príkrovu... sú tektonicky zblíže-*

né... rozčlenenie pôvodne jednotného göllerského príkrovu tirolika na dnešné jednotky... zapríčinili až terciérne strižné a retrošariážne pohyby". Masaryk et al. (1993) veterlínsky príkrov zaradili k vyšším príkrovom, ktoré sú podľa nich korelovateľné s oberostalpínskym göllerským príkrovom. Aj podľa Michalíka et al. (1993) veterlínsky a havranický príkrov vznikli spätným prešmykom pôvodného paleoalpínskeho príkrovu. Podľa Havrilu (1993) veterlínsky aj havranický príkrov sa individualizovali už v etape tvorby/presunu príkrovov. V prospech tejto predstavy hovorí nielen logická paleogeografická situácia platná pre stredný až vrchný trias, ktorú dostaneme spätným rozvinutím príkrovovej stavby, ale aj veľmi rozdielny stratigrafický rozsah starších členov sledu. Tylová časť spodného veterlínskeho príkrovu má rozsah starších členov v rozmedzí spodný trias až karbón, no čelová časť jablonickej a havranickej kryhy vrchného považského príkrovu má rozsah starších členov len v rozmedzí spodného triasu. Tieto fakty sú v zhode s teóriou šikmého uťatia spodnej plochy príkrovových telies a s všeobecne uznávanými smermi násunov príkrovových telies v centrálnych Západných Karpatoch. Teória dvoch príkrovov, na rozdiel od teórie jedného pôvodného paleoalpínskeho príkrovu, odstraňuje niekoľko ťažko vysvetliteľných faktov, na ktoré poukazoval Maheľ (1986, s, 310). Ide napríklad o prítomnosť tylových častí subtatranských príkrovov (napr. melafýrovej série veterlínskeho príkrovu) a zároveň aj čelových digitácií (napr. hrušovskej skupiny v Čachtických Karpatoch, ktorá je súčasťou príkrovu spodnejšieho ako považský príkrov a pravdepodobne aj príkrovu ekvivalentného s príkrovom Homôľky).

Havrila (1993, 2004, 2008; in Plašienka et al., 1997; in Kováč a Havrila, 2008) vyššie príkrovy, a teda aj veterlínsky príkrov, považuje za súčasť hronika. Za súčasť telesa veterlínskeho príkrovu považuje aj mladopaleozoické horniny permu a karbónu. Sedimentačný priestor, z ktorého príkrov pochádza, v zmysle uvedených prác (vychádzajúc z paleogeografickej situácie počas stredného až vrchného triasu) ležal medzi externe umiestneným bazénom Dobrej Vody a interne umiestnenou mojtínsko-harmaneckou karbonátovou platformou. Toto usporiadanie priestorov je sedimentologicky preukázané (pričom rešpektuje príkrovovú stavbu aj smery násunov). Wettersteinská fácia v tejto rekonštrukcii je stotožnená s karbonátovou platformou, z okraja ktorej sa redeponovaný detrit ako raminský vápenec usadil v nadväznom priestore smerom k bazénovému priestoru. Wettersteinské vápence prestali byť kritériom na zaradenie tektonických telies buď k hroniku, alebo k vyšším príkrovom. Vnútorná stavba veterlínskeho príkrovu je jednoduchá, súvrtvia sú usporiadané monoklinálne a upadajú na SZ pod priemerným uhlom 45°. Vnútorné prevrásnenie v rámci tejto monoklinálnej dosky možno pozorovať v reiflinských vápencoch (napr. južne od Hurtovca a na východných svahoch Mokrej doliny na lokalite Hrabovec). Južne od Hurtovca možno prevrásnenie sledovať aj v raminských vápencoch. Všetky spomenuté prípady prevrásnenia sa vyskytujú v blízkosti zlomových porúch.

Prejavy spätných násunov v bazálnej časti veterlínskeho príkrovu

Hronikum (sensu Andrusov et al., 1973) v MK sa v minulosti členilo na niekoľko jednotiek: veternícky, jablonický a nedzovský vývin (Lózy, 1915), veternícka a jablonická séria chočskej jednotky (Maheľ in Buday et al., 1962, s. 105), veterlínska, havranická a jablonická jednotka, resp. príkrovy (Maheľ, 1986, s. 288). Podľa novších poznatkov (Havrila, 2004) možno hronikum v MK rozdeliť na základe faciálnej štúdie na dve čiastkové jednotky – spodnejšieho veterlínskeho príkrovu (karbón/perm/trias) a vyššieho považského príkrovu (havranická kryha, havranická jednotka, havranický príkrov – trias), do ktorého patrí aj jablonická jednotka. Existujú však aj názory, že nejde o príkrovy v klasickom zmysle slova (teda alochtónne, geometricky samostatné násunové telesá), ale skôr o šupinovité štruktúry oddelené mladším „popríkrovovým" spätným (juhovergentným) prešmykom (Plašienka et al., 1991). Takýchto spätných prešmykov je v stavbe hronika zrejme viacero. Nasvedčuje tomu zošupinovatená stavba jv. od Rohožníka a zdvojený sled spodnotriasových súvrství j. od Veterlína. Lokalizácia úlomkov vrchnopermských bazaltov medzi strednotriasovými a spodnotriasovými sedimentmi j. od Veterlína a masívnejšieho výskytu jv. od Sološnice (lok. Malé Paseky) rovnako napovedá, že vzťah spodnotriasovej sekvencie k strednotriasovej je subautochtónny.

Spätné násuny môžu byť výsledkom miocénnych (Marko et al., 1990, 1991) tektonických udalostí, ktoré usporiadali jz. časť veterlínskeho príkrovu do vejárovitej štruktúry. Tieto komplikácie si všimol už Maheľ (in Buday et al., 1962, s. 169 – 170; Maheľ, 1986, s. 303), ktorý tu „melafýrovú sériu" rozčlenil na 3 – 4 štruktúry a poznamenal, že *„... ani jedna z dielčích štruktúr chočskej série nemá náznaky poukazujúce na príkrovový ráz"*. Pri podrobnom sledovaní jednotlivých rozhraní medzi litostratigrafickými jednotkami, resp. medzi jednotlivými štruktúrami je možné hronikum MK rozčleniť celkovo na 9 štruktúr. Juhovýchodne od Rohožníka ide o tri menšie, vejárovite usporiadané štruktúry s duplicitným výskytom spodného triasu a najmladšieho permu. Zvyšky jednej zo šupín (3) možno evidovať v podobe drobných teliesok na rozhraní vysockej jednotky a hronika. Podobný tektonický štýl v hroniku je známy aj z oblasti Nízkych Tatier (Olšavský, 2007). Navyše, tu v podobe izolovaných výskytov ležia tektonizované triasové karbonáty na rôznych súvrstviach (karbón – perm – spodný trias) s nejasnou štruktúrnou pozíciou (najpravdepodobnejšie patria k hroniku). Ďalšia (4) štruktúra predstavuje hlavnú masu vrchnopaleozoických hornín stratigrafického rozpätia vrchný karbón – perm. Samotná spodnotriasová štruktúra (5) je zrejme vnútorne komplikovaná a prevrásnená. V priestore

medzi kótami Starý plášť – Čierna skala – Podvrch – Cerník je evidentne zdvojená (šuňavské súvrstvie v dvoch pruhoch). Naopak, známky významnejšej redukcie spodnotriasových súvrství vidieť na dvoch miestach, a to v oblasti kót Vápenná (752) a Čelo (718). Vzhľadom na nedostatok dôkazov o charaktere kontaktov vnútri spodnotriasovej sekvencie sa na geologickej mape prijala alternatívna interpretácia. Kontakt s nadložnou štruktúrou (7) tvorenou strednotriasovými karbonátmi opäť nie je primárny/stratigrafický. Medzi ňou a spodnotriasovou sa nachádzajú rezíduá extrémne redukovanej štruktúry (6), z ktorej na pár miestach (Starý plášť – Čierna skala) sú zachované úlomky vrchnopermských bazaltov. Veľmi pravdepodobne aj plošne väčší výskyt jv. od Sološnice (z. zakončenie Vápennej, lok. Malé Paseky) reprezentuje toto redukované teleso. Všetky spomenuté štruktúry patria k veterlínskemu príkrovu. Ostávajúce dve štruktúry patria k považskému príkrovu. Je to havranická kryha (8) tvorená triasovými karbonátmi a tzv. jablonická jednotka (9) reprezentovaná horninami spodného až stredného triasu. Ako vidieť, hronikum je tu značne štruktúrované v dôsledku uplatnenia niekoľkých tektonických udalostí (krieda/terciér). Priestorová interpretácia tejto imbrikovanej stavby však naráža na viacero problémov. Na jej vysvetlenie by bolo potrebné viac údajov z hĺbkových vrtov, prípadne údaje z geofyzikálnych meraní.

V súvislosti s tektonikou bol v hroniku opísaný ešte ďalší fenomén a tým sú *„šupiny krížňanskej jednotky na melafýrovej sérii“* (Peržel, 1964, s. 39). Tieto poznatky sú zobrazené aj na geologickej mape Malých Karpát 1 : 50 000 (Maheľ a Cambel, 1972). Sú aj v práci Maheľa (1986, s. 300), kde spomína *„bradlá jurských a spodnokriedových vápencov vysockej jednotky nasunuté na permské členy“*. V zásade ide o delikátnu situáciu, fenomén, ktorý nie je známy z iných častí Západných Karpát. Po reambulácii týchto výskytov (z. od Smoleníc – lok. Blatnatý jarok, 700 m na VSV od k. 434 Podvrch, 1 300 m na VSV od k. 434 Podvrch) je možné vysloviť viaceré závery. Výskyty kriedových karbonátov uprostred hornín hronika vytvárajú úzke chrbty – výrazné elevácie usmernené buď v.-z., alebo jz.-sv. smerom. V skutočnosti nejde o šupiny v podobe trosiek uložených na hroniku. Ide o úzke „kosákovité“ štruktúry vzniknuté najpravdepodobnejšie vytiahnutím podložia. Toto tvrdenie podporuje aj situácia na lokalite *b*, kde zlomová línia pozdĺž ktorej sa nachádza teleso kriedových karbonátov, pokračuje na SV do masívu Tisová. Podobný fenomén „šupín“ bol lokalizovaný pri geologickom mapovaní v priestore jv. od Sološnice (lok. Horné žliabky – Buková hora). Nachádza sa tu uzučký chrbát spodnokriedových slienitých karbonátov uprostred hornín nižnobocianskeho súvrstvia dlhý asi 200 m. Tieto tri výskyty majú veľmi pravdepodobne spoločného menovateľa.

Z pohľadu tektoniky sú zaujímavé informácie o výskyte bazaltov v mezozoiku vysockej jednotky sz. od Dolian (Maheľ in Buday et al., 1962, s. 93). Ich minerálne a petrografické zloženie sa údajne korelovalo s vrchnopermskými bazaltmi (Vozár, 1966b). Tieto nálezy mali dokumentovať pôvodný rozsah ipoltickej skupiny hronika, resp. jeho zvyšky, ktoré by bolo možné stotožniť s niektorou zo šupín jv. od Rohožníka. Žiaľ, nezachovali sa žiadne presnejšie údaje o polohe a pozícii týchto hornín a vulkanické horniny neboli lokalizované ani pri podrobnom geologickom mapovaní v priestore predpokladaných lokalít (širšie okolie k. Solírov – lok. Rybáreň, potok Parina).

Samotný kontakt hronika s vysockou jednotkou možno hodnotiť ako veľmi strmý, zlomový. Podobne ako v Nízkych Tatrách, pôvodný, pravdepodobne subhorizontálny príkrovový násun hronika na fatrikum dnes reprezentuje kontakt – systém mladších ?poklesových štruktúr (ide o zmladený styk a môže zahŕňať naložený zlom alebo aj horizontálny posun) s prevažne strmými úklonmi 50 – 90° na SZ. Sústava príkrovov hronika sa považuje za predgosauskú a severovergentnú (Havrila, 2004). Preto je zrejmé, že vertikalizácia príkrovovej plochy (rovnako ako imbrikácia hronických čiastkových príkrovov) je pogosauský, resp. popaleogénny fenomén. Do úvahy prichádzajú miocénne tektonické udalosti (Marko et al., 1990; Marko et al., 1991) spojené s fungovaním dominantnej strižnej zóny odrážajúcej globálne geodynamické procesy konvergencie severoeurópskej a africkej litosférickej dosky (Marko et al., 1995).

Zatiaľ čo západné pokračovanie hronika možno predpokladať pod neogénnymi sedimentmi (Kuchyňa), východné zakončenie najstarších sedimentov hronika (Lošonec) sa končí náhle na tzv. lošoneckom posune (Maheľ, 1986, s. 308). Ide o strmú líniu smeru S – J oddeľujúcu zjz.-vsv. priebeh vrchnopaleozoických a spodnotriasových sedimentov od jursko-kriedových sedimentov vysockej jednotky fatrika.

Väčšina čiastkových štruktúr veterlínskeho príkrovu je sklonená pomerne strmo (50 – 90°) na SZ. Najstrmšie sklony boli evidované v masíve Veľkého Peterklina, kde sú sedimenty saxónu vo vertikálnej pozícii. V samotnom lome Peterklin sú sklony 70 – 80° celkom bežné.

Považský príkrov

Považský príkrov sa v súčasnosti chápe v zmysle prác Havrilu (1993, 2004, 2008; in Plašienka et al., 1997; in Kováč a Havrila, 1998; in Havrila a Boorová, 2002) ako jeden z čiastkových príkrovov hronika. V sukcesii príkrovov vystupujúcich v MK zaberá považský príkrov (havranická a jablonická kryha) pozíciu nad veterlínskym príkrovom.

Prvá zmienka o zastúpení litostratigrafických jednotiek, ktoré zaraďujeme do považskej sukcesie prislúchajúcej k vrchnému príkrovovému telesu hronika – považskému príkrovu v Bielych horách, pochádza od Paula (1864, s. 13; Paul in Andrian a Paul, 1864, s. 358) pod označením *„Brauner Kalk der Havrana Skala*[7] (gutensteinský vápenec), *„lichte Korallenkalke des Wetterling“* (wettersteinský a steinalmský vápenec). Vystupuje na Vajarskej pri Rohožníku. Najvyšším litostratigrafickým členom je čiastočne piesčitý, čiastočne cukrovitý dolomit (wettersteinský dolomit) Bielych hôr. Posledné tri vyčlenené členy pokladá Paul (l. c.) za kriedové.

Podľa Vettersa (1904, s. 134) stredný a vrchný trias je zastúpený vápencovým a dolomitovým vývojom: *„Rachsthurn Kalk“* – ekvivalent gutensteinského vápenca (veterlínsky príkrov), *„Wetterling Kalk“* – ekvivalent stredného a vrchného alpského *„muschelkalku“* vrátane ladinského stupňa (s *Gyroporella aequalis* z Vajarskej; Gümbel, 1872) (wettersteinský a steinalmský vápenec), *„Lunzer Sandsteine“* (lunzské vrstvy veterlínskeho príkrovu), *„Havrana Skala Kalk“* (gutensteinský vápenec) *„und Dolomit“* (wettersteinský a hlavný dolomit) – ekvivalent alpského keuperu, dachsteinského vápenca a hauptdolomitu. Vetters (in Beck a Vetters, 1904) podáva to isté litostratigrafické členenie Bielych hôr ako Paul (l. c.), ale na základe prehodnotenia uvedených litostratigrafických jednotiek v nadloží „subtatranskej fácie“ (krížňanský príkrov) ich pokladá za triasové.

Po opätovnom zistení, že v Západných Karpatoch existujú okrem „subtatranského príkrovu“ (Uhlig, 1907) aj „vyššie subtatranské príkrovy“ (Vetters, 1908, s. 381), zahrnul Lózczy (1917, s. 18 – 19) „vonkajšiu subtatranskú oblasť“ podľa Vettersa do tektonickej jednotky, ktorú nazval chočský príkrov (Biele hory, Brezovské Karpaty a Nedzovské pohorie).

Andrusov (1935, s. 54; 1936, s. 19) ju definoval ako *„vetrnícky příkrov“*, ktorý by mal byť ekvivalentný strážovskému príkrovu (Strážovských vrchov). Jablonický príkrov a nedzovský príkrov (Andrusov, 1930, s. 249) by mali byť podľa Andrusova (1938, s. 69 – 70) tektonickými jednotkami vyššími ako *„vetrnícky příkrov“*, resp. jednotkami *„... príkrovovej skupiny, ktorej vyššia poloha nad chočským príkrovom nie je istá“*.

Maheľ (1959, s. 61) jednoznačne priraďuje tzv. veternícky príkrov (sensu Andrusov, 1936) k chočskej jednotke a pokladá ho za netypický vývoj chočskej jednotky. Do „veterníckeho príkrovu“ zahrnul aj nasledujúce litostratigrafické jednotky: tmavé i biele vápence („havranoskalské“) – vrchný karn, dolomity – nor, biele vápence s vložkami lumachelových vápencov – rét. Z posledných spomenutých vápencov uvádza Maheľ (1958) faunu lastúrnikov a ramenonožcov z oblasti Plaveckého Petra a Bukovej. „Havranoskalské vápence“ Maheľ (1961, s. 53; in Buday et al., 1962, s. 110 – 111) stále považuje za vrchnotriasové (vrchný karn), resp. karnské. Dôkazom podľa neho bol nález koralov (Kolosváry, 1958, s. 30, ladin) v „havranoskalskom vápenci“, ktoré v skutočnosti pochádzajú z „veterníckych vápencov“ (cf. Peržel, 1964) (wettersteinské vápence veterlínskeho príkrovu). Na základe stratigrafického rozpätia jednotlivých litostratigrafických jednotiek tvoriacich jednu jednotku usudzoval Maheľ (1959, s. 6), že v Malých Karpatoch niet tzv. *„vyšších subtatranských príkrovov“*. Tieto „vyššie príkrovy“ pokladal iba za osobitnú štruktúru chočskej jednotky s menšími faciálnymi odlišnosťami niektorých jej členov.

Maheľ (1961, s. 54; in Buday et al., 1962) vrstvový sled uvádzaný Lóczym (1915) nazval jablonická séria. Zahrnul však do nej aj vápence, ktoré sa dnes pokladajú za dachsteinský vápenec havranického čiastkového príkrovu (Bystrický, 1973).

Neskôr Peržel (1964a, b, 1965a, b, 1966a, b) na základe výskytu dasykladálnych rias vyčlenil v Bielych horách veterlínsku a havranickú „sériu“, keďže sa mu podarilo vyzbierať z tmavosivých „havranických vápencov“ aniské riasy. Takto pomocou dasykladálnych rias a makrofauny rozčlenil *„havranický vápenec“* na *„čierne až tmavošedé vápence“* (anis) (gutensteinské vápence) a *„svetlosivé až mliečnobiele masívne vápence“* (vrchný anis – ladin) (steinalmské a wettersteinské vápence). Svetlosivé dolomity vystupujúce v nadloží (wettersteinské dolomity) obsahovali ladinské dasykladálne riasy. K tektonickému postaveniu jablonickej „série“ sa jednoznačne nevyjadril.

Tieto údaje viedli Maheľa (in Maheľ et al., 1967, s. 96 – 97; in Maheľ a Buday et al., 1968) k vyčleneniu v rámci veterníckej „série“ (prináležiacej k chočskej jednotke) nasledujúcich vývojov: vápenický, havranický (spodné tmavosivé a vrchné svetlosivé vápence, dolomity, bielosivé až biele vápence) a jablonický vývoj (súvrstvie karnských vápencov – tzv. karditové vrstvy a rohovcové vápence anisu), z ktorého vylúčil dachsteinský vápenec od Bukovej a Plaveckého Petra.

Bystrický a Maheľ (1970) riešili otázku, či v nadloží krížňanského príkrovu v Malých Karpatoch je trias reprezentantom iba chočského príkrovu, alebo či je vyšším príkrovom ako chočský (*„vetrnícky příkrov“* podľa

[7] Termín v znení *„Havrana Skala-Kalk“* zaviedol Hauer (1869, s. 7), ale za jeho autora považoval Paula. Za autora termínu *„havranický vápenec“* sa chybne pokladal Stur (1860, s. 63; cf. Maheľ in Buday et al., 1962, s. 110), ktorý tieto vápence poznal, ale nepovažoval ich za samostatnú litostratigrafickú jednotku a v zozname útvarov ich vôbec nespomína. Pôvodne Stur (l. c.), Paul (1864; in Andrian a Paul, 1864) a Hauer (l. c., 1872) pripisovali *„havranickému vápencu“* kriedový vek. Lóczy (1915, s. 178, 180) poukázal na takmer úplnú zhodu *„rachsthurnského vápenca“* s *„havranoskalským“* vápencom a v stratigrafickej tabuľke uvádza jeho zaradenie do karnu vždy s otáznikom.

Andrusova, 1936), alebo či nie sú v ňom zastúpené obidva spomenuté príkrovy, t. j. chočský príkrov a gemeridné príkrovy. Okrem chočského príkrovu (vrstvy č. 1 – 5) a veterníckeho čiastkového príkrovu (vrstvy č. 6 až 10) najvyššiu sekvenciu (vrstvy č. 11 – 17) nazvali havranický čiastkový príkrov. Čiastkové príkrovy uvedení autori chápali ako čiastkové príkrovy strážovského príkrovu patriaceho do skupiny príkrovov „gemerika". Neskôr Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) od tohto členenia upustil a vrátil sa k pôvodnému názoru o veterníckej „sérii" z roku 1967, s tým rozdielom, že v nej ponechal len „vápenický vývoj" (vrstvy č. 1 – 10), zatiaľ čo „havranický vývoj" a „havranickú sériu" pokladá za ekvivalent bebravskej „série" (Maheľ, 1979).

Otázkou príslušnosti vápencového komplexu Vajarskej pri Rohožníku k veterníckemu alebo havranickému čiastkovému príkrovu sa pokúsil vyriešiť Bystrický (1973) objasnením termínu „veternícky vápenec" a poukázaním na neporovnateľnosť paleontologických údajov pochádzajúcich z tohto vápenca z rôznych lokalít Bielych hôr.

V práci Bieleho et al. (1980) je uvedený prehľad jednotlivých litostratigrafických jednotiek (1 až 10), ktoré tvoria jeden vrstvový sled jablonického príkrovu. Podľa uvedených autorov patrí do skupiny vyšších príkrovov gemerika a na základe faciálnej korelácie ho korelujú so strážovským, havranickým a veterníckym príkrovom.

Mello (in Began et al., 1984; in Salaj et al., 1987) z regiónu Brezovských Karpát v rámci nedzovského príkrovu vybral triasovú sekvenciu ako typ jablonickej skupiny, ktorá zahŕňa viaceré neformálne synonymá (havranická, jablonická a nedzovská „séria", prípadne vývoj).

Maheľ (1986, s. 289) uvádza, že *„... súbor podstatnej časti litotypov jablonického príkrovu je veľmi blízky havranickej jednotke... rozpätím reiflinských vápencov pripomína veternícku jednotku, ale rozdiely oproti havranickej nie sú veľké".*

Bystrický (in Michalík et al., 1986) geologickým mapovaním v oblasti Dobrej Vody (Brezovské Karpaty) a dosiahnutím presnejších biostratigrafických údajov, najmä z panvových sedimentov, na základe litostratigrafických jednotiek stredného triasu rozlíšil v rámci jablonickej sekvencie tri samostatné sekvencie. Podľa Bystrického (l. c.) ani jedna zo sekvencií nezodpovedá sekvenciám známym z Bielych hôr MK ani z chočského príkrovu, resp. hronika.

Plašienka et al. (1991) na tektonickej mape MK v oblasti Bielych hôr (Pezinské Karpaty) vyčlenili chočský príkrov a „vyššie príkrovy" – veterlínsky a havranický. Michalík et al. (in Kováč et al., 1991) a Plašienka et al. (l. c.) sa domnievajú, že oba, veterlínsky aj havranicko-jablonický čiastkový príkrov (podobné silickému príkrovu centrálnych Karpát), patrili počas paleoalpínskej deformačnej fázy k spoločnému príkrovu a ich odčlenenie bolo zhodné s diferenciáciou príkrovov v Severných Vápencových Alpách. Chočskú sekvenciu korelujú s göllerskou jednotkou (cf. Masaryk, 1988), veterlínska a havranicko-jablonická sekvencia sa podobá na schneeberský a mürzalpský príkrov (cf. Maheľ, 1983, 1987).

Podľa Plašienku et al. (1997) čiastkové príkrovy – veterlínsky, havranický a jablonický – sú pravdepodobne súčasťou pôvodne jednotnej, hoci členitej triasovej karbonátovej platformy. Čiastkové príkrovy vznikli počas presunu odlepením a imbrikáciou karbonátového komplexu na horizonte skýtskych bridlíc, resp. aj po presune v dôsledku terciérnej transpresie a spätného nasúvania.

O vzájomných vzťahoch vymedzených tektonických jednotiek (veterlínsky príkrov a považský príkrov – havranická a jablonická kryha) v oblasti Bielych hôr možno povedať, že v oboch jednotkách je na báze triasu zastúpené šuňavské súvrstvie spodného triasu. Pre vrchné príkrovové teleso hronika, havranickú a jablonickú kryhu považského príkrovu, sú charakteristické zachované plytkovodné (prevažne lagunárne) fácie karbonátovej platformy veku anis až rét. Výnimkou je zastúpenie reiflinských vápencov v jablonickej kryhe pri Prievaloch.

Vnútorná stavba považského príkrovu je jednoduchá, súvrstvia sú usporiadané monoklinálne a upadajú na SZ pod uhlom 40 – 50°.

Oblasť bola výrazne postihnutá popríkrovovou, najmä zlomovou tektonikou, a to v dextrálnom transpresnom režime počas paleogénu a spodného miocénu a v sinistrálnom transtenznom režime v strednom miocéne (Plašienka et al., 1997).

Pozdĺžne poruchy

Gravitačným sklzávaním príkrovových jednotiek ďalej do predpolia a čiastočným odlepením mezozoickej paraautochtónnej sekvencie od kryštalinického fundamentu a karbonátových más od bridličnatých komplexov vznikol najstarší typ popríkrovových porúch – poklesové poruchy. Počas mladších tektonických procesov sa často oživovali a zostrmovali (poklesové a prešmykové pohyby sa na nich často aj niekoľkokrát opakovali). Vek prešmykov možno stanoviť na základe prekrytia paleogénneho súvrstvia šupinou malužinského súvrstvia na jednej z takýchto porúch pod Malou Vápennou nad Sološnickou dolinou (Michalík, 1984, obr. 5; Michalík et al., 1986). Tieto prešmyky boli teda očividne funkčné počas sávsko-štajerských transpresných pohybov vo „vyšších príkrovoch". Spôsobili úplné prepracovanie starších tektonických jednotiek a vznik novej alpinotypnej štruktúry (Plašienka et al., 1991), podobne ako poruchy.

Prešmykové poruchy sú typické aj pre vyššiu časť tektonickej stavby Bielych hôr. Juhozápadne a sz. od Plaveckého Podhradia (Vŕšky, pod Pohanskou) sa na takýchto dislokáciách znovu objavujú staršie vrstvové členy považského príkrovu, ktoré považujeme za bázu jablonickej kryhy (cf. Michalík et al., 1986).

Priečne poruchy

Priečne poruchy, ktoré porušili príkrovové telesá Bielych hôr priečnymi zlomami, patria k trom hlavným systémom líšiacim sa smerom aj významom pohybov.

Systém zlomov smeru Z – V až ZSZ – VJV sa zdá najstarší. Jeho význam dokladá fakt, že segmenty, ktoré oddeľuje, sa líšia typom stavby. Tento fakt indikuje výrazný vertikálny charakter pohybov na poruchách. Pozoruhodná je podobnosť priebehu zlomov tohto systému a priebehu línií speleotém (Činčura, 1987, 1988, 1990; Činčura et al., 1991), ktorá môže poukazovať na viacnásobné obnovovanie zlomov tohto druhu. Zlom podobného smeru sa objavuje na severných svahoch Veľkého Peterklina nad ústím Sološnickej doliny (Michalík, 1984; Michalík et al., 1986).

Najmladší zo systému zlomov smeru S – J až SZ – JV porušuje všetky hranice súvrství a všetky zlomové aj vrásové štruktúry. Tvorí sprievodné zlomy predchádzajúcich systémov, ale veľmi často presekáva a dislokuje priebeh starších poruchových línií.

Systém zlomov smeru S – J až SZ – JV najnápadnejšie porušuje pásmo Ježovky v. od Plaveckého Petra. Najvýchodnejším priečnym zlomom je zlom smerujúci od doliny Trnavka pri Bukovej v smere S – J, ktorý urezáva stredno- a vrchnotriasové súvrstvia v. od Šedivého. Východná časť za zlomom poklesla a je vyplnená neogénom. Južným smerom má zlom smer na JJV a pokračuje údolím potoka Trnavka pri Chmelíkovom mlyne. Ďalší priečny zlom prechádza jv. od Rozbehov smerom na juh k Lieskovským kopaniciam a Dolným kopaniciam pri Bukovej. Spod neogénu vystupujú v podobe menších východov staršie, stredno- až vrchnotriasové vápence a sedimenty paleogénu. Priečny zlom smerujúci zo ZSZ na JV sa začína sv. od Prieval, urezáva jablonickú kryhu a prechádza bukovskou brázdou po južnom svahu Javorového vrchu. Priečny zlom začínajúci sa južne od Prieval má smer SZ – JV. Ohraničuje spodnotriasové súvrstvie z južnej strany. Zlomové zóny tohto smeru možno sledovať medzi Plaveckým Podhradím a Plaveckým Mikulášom. Utínajú teleso Pohanskej a Končivalu a výrazne deštruujú oblasť medzi Čertovou dolinou a Rajdom pri Plaveckom Podhradí, ako aj oblasť medzi Hrubým Kamencom a Babou pri Prievaloch.

Zlomová tektonika

Malé Karpaty susedia s dvomi veľkými tektonickými jednotkami – Viedenskou panvou na západe a Dunajskou panvou na východe. Do regiónu zasahujú okrajovo a ich styk sprostredkúvajú najmä okrajové zlomy sv. smeru. Menej významne sú tu zastúpené priečne predterciérne, ale v neogéne oživené zlomy sz. smeru. V území sa uplatňujú aj zlomy s horizontálnou zložkou pohybu. Ich dešifrovanie je veľmi zložité a menej markantné.

Poklesové zlomy sú medznými zlomami kryhových systémov, ktoré členia územie na vysoké a poklesnuté kryhy (Buday in Buday et al., 1962).

Zlomy sv. smeru uplatňujúce sa v regióne a zvýrazňujúce hlavné kryhové systémy boli založené na rozhraní karpatu/bádenu. Uplatňovali sa najmä v strednom a vrchnom miocéne, ale aj v pliocéne a kvartéri.

Viedenská panva na styku s MK prináleží k strižným panvám Západných Karpát. Počas stredného miocénu bolo významné pôsobenie horizontálnych posunov. K horizontálnej zložke sa neskôr pridala aj vertikálna (poklesová) zložka pohybu. Vo vrchnom miocéne sa aktivita zlomov zmiernila, spomalila sa subsidencia a po panóne v panve nastala inverzia.

Dunajská panva prináleží k termálnym extenzným panvám. Bola generovaná nerovnomerným stenčením litosféry. Pre panvu je charakteristická kontrastná hrúbka synriftových a postriftových sedimentov, kontrastná rýchlosť subsidencie a rozdiely v početnosti a veľkosti poklesov na synsedimentárnych zlomoch. V blatnianskej priehlbine sú hrubé synriftové sedimenty (báden, sarmat) porušené zlomami a zväčša prikryté postriftovými sedimentmi (panón – pliocén) malej hrúbky.

Z Viedenskej panvy do regiónu zasahujú malokarpatské okrajové kryhy a ich styk so záhorsko-plaveckou depresiou. Do severnej časti regiónu okrajovo zasahuje aj jv. časť lakšárskej elevácie (okrajová kryha Hlaviny – Nadrienisko a senická depresia).

Okrajové malokarpatské kryhy na SZ od zohorsko-plaveckej depresie oddeľujú **litavské zlomy, resp. zlomové pásmo**. Zlomy zlomového pásma sv. smeru so sklonom na SZ vymedzujú oblasť medzi vlastným pohorím MK a Viedenskou panvou. Kryhy sú budované sedimentmi bádenu až pliocénu a v severnej časti aj sedimentmi paleogénu. Odštepné litavské zlomy (aj v kombinácii s priečnymi sz. zlomami) členia územie na celý rad menších medzikrýh sv. smeru.

Do regiónu okrajovo zasahuje **zohorsko-plavecká depresia.** Na JV ju vo vzťahu k okrajovým malokarpatským kryhám vymedzuje už spomínané litavské zlomové pásmo. Na SZ depresiu od lábskej elevácie (už mimo zmapovaného územia) oddeľujú lábsko-plavecké zlomy. Z nich do územia zasahujú plavecké zlomy sv. smeru so sklonom na JV. Depresia v jej priebehu bola výrazným rozhraním už v predterciérnom období. Lakšársky zlom sz. smeru člení súčasnú depresiu na výraznejšiu južnú, zohorskú časť a severnú, plaveckú časť. **Zohorská depresia** je výraznejšia prepadlina s hrubými sedimentmi najmä pliocénno-kvartérneho veku. **Plavecká depresia** nie je taká výrazná a je vyplnená sedimentmi karpatu, bádenu, sarmatu a menej hrubými sedimentmi panónu až kvartéru.

Do severnej časti územie veľmi okrajovo zasahuje **lakšárska elevácia.** Na severe nadväzuje na plaveckú depresiu cez okrajovú kryhu Hlaviny – Nadrienisko. Západným medzným zlomom je **lakšársky južný zlom** a oproti **senickej depresii cerovsko-jablonický zlom**. Jednotlivé kryhy a ich medzné zlomy sú podrobnejšie opísané v stati o tektonike severnej časti regiónu MK.

Zlomy ssv.-sv. smeru oddeľujú MK od sedimentov **blatnianskej priehlbiny Dunajskej panvy**. V oblasti Trstín – Smolenice je v rámci **trstínskej kryhy** vyčlenená **čiastková smolenická kryha**. Na východe ju oproti predneogénnym jednotkám MK vymedzuje **smolenický zlom** a na Z **dechtický zlom**. Do regiónu MK okrajovo zasahuje aj západná časť **čiastkovej naháčskej kryhy** ako súčasti trstínskej kryhy. Na západe ju vymedzuje dechtický zlom a v sv. pokračovaní smolenický zlom. Na JV ju limituje **kátlovský zlom** sv. smeru so sklonom na SV. Okrajový **malokarpatský zlom** ssv. smeru so sklonom na JV je významný zlom, ktorý v jz. pokračovaní limituje MK vo vzťahu k neogénnym sedimentom blatnianskej priehlbiny. V južnom smere je z. limitujúcim zlomom z. okraja **kátlovskej hrasti**. Jej jz. limitujúci zlom je **bolerázsky zlom** ssv. smeru so sklonom na JV.

Do strednej a južnej časti územia MK zasahuje z Dunajskej panvy **západná okrajová kryhová oblasť**. Kryhy vymedzuje malokarpatský zlom a člení už spomínaný bolerázsky zlom (v jeho pokračovaní na JZ bolfský zlom) a **budmerický zlom** ssv. smeru so sklonom na JV.

Tektonika severnej časti Malých Karpát

Severná časť regiónu Malých Karpát na styku s regiónom Záhorskej nížiny v širšej oblasti Smolenice – Trstín – Jablonica – Cerová – Prievaly – Plavecký Mikuláš – Buková je porušená zlomami sz. a sv. systému. Systémy vytvárajú pestrú mozaiku vysokých a poklesnutých krýh.

V centrálnej oblasti je markantná **zárubská kryha** sv. smeru. Na SZ ju oproti poklesnutej kryhe Bukovej vymedzuje **bukovský zlom** so sklonom na SZ. Zlom prebieha z JZ z oblasti Plaveckého Mikuláša sv. smerom, j. okolím Bukovej a nezreteľne sa končí pod južným úpätím Javorového vrchu (k. 480). Jeho možné pokračovanie na SV je nezreteľné, tak ako aj sv. vymedzenie kryhy oproti kryhe Kopaníc. Juhovýchodné vymedzenie zárubskej kryhy oproti trstínskej depresii, resp. okrajovej dechtickej kryhe sprostredkúva smolenický zlom (Z_1), resp. zlom Holého vrchu. Východné vymedzenie kryhy (aj vysokej kryhy Kopaníc) sprostredkúva markantný rozbežský zlom. Kryhu budujú horniny príkrovu hronika.

Južne, resp. jv. od zárubskej kryhy do regiónu MK v širšej oblasti Smolenice – Trstín zasahujú kryhy sv. smeru – **trstínska depresia** vymedzená na S **smolenickým zlomom (**Z_1) so sklonom na J a okrajová **dechtická kryha** vymedzená na S zlomom Holého vrchu so sklonom na JV. Obe kryhy sú porušené priečnymi sz. zlomami – rozbežským zlomom potoka Buková so sklonom na SV a trstínskym a resuchovským zlomom so sklonom na JZ. Zlomy oboch zlomových systémov vytvárajú zložitú mozaiku čiastkových vysokých a poklesnutých krýh. Kryhy sú na povrchu popri pokryvných sedimentoch kvartéru budované sedimentmi neogénu.

Centrálnou sz. kryhou v s. časti regiónu je **vysoká kryha Kopaníc** s osou Javorový vrch – Vápenková skala (jz. od obce Rozbehy). Na SV ju oproti kryhe Bojkovej vymedzuje **rozbežský zlom.** Zlom so sklonom na SV prebieha z JV západným okrajom obce Trstín (porušuje trstínsku depresiu a okrajovú dechtickú kryhu), dolným tokom potoka Buková (tu je aj medzným zlomom zárubskej kryhy), územím v. od oblasti Sokolské chaty, resp. v. od obce Rozbehy (podľa toho názov zlomu), kde sa nezreteľne končí. Západo-juhozápadné vymedzenie kryhy sprostredkúva **zlom samoty Húšť** so sklonom na JZ. Zlom prebieha z JV od obce Buková (tu sa končí na priečnom bukovskom zlome) na SZ cez samoty U Hrádelov a Húšť (podľa toho názov zlomu) do z. okolia obce Cerová, kde sa končí na cerovsko-jablonickom zlome sv. smeru. V tomto úseku svojho priebehu porušuje kryhu Cerovej. Vysokú kryhu Kopaníc na SZ oproti kryhe Cerovej vymedzuje **korlátsky zlom** sv. smeru so sklonom na SZ. Zlom prebieha zo sv. okolia obce Prievaly do s. okolia obce Rozbehy a sprostredkúva styk dobrovodských zlepencov egenburgu s jablonickými zlepencami karpatu sz. od zlomu. Juhovýchodné vymedzenie kryhy oproti zárubskej kryhe zabezpečuje bukovský zlom. Jeho sv. pokračovanie na južnom úpätí Javorového vrchu je však na povrchu nezreteľné. Kryha má pestrú geologickú stavbu. Na horninách príkrovu hronika sú zastúpené horniny paleogénu a neogénu.

Severozápadne od zárubskej kryhy s medzným bukovským zlomom je poklesnutá kryha Bukovej. Rozprestiera sa v oblasti vymedzenej obcou Buková, k. Osečník (407) a vodnou nádržou Buková. Na SZ kryhu ohraničuje **zlom Kamenca.** Zlom so sklonom na JV prebieha z J od vodnej nádrže Buková jv. úpätím Hrubého Kamenca a po prerušení priečnym prievalským východným zlomom, ktorý kryhu Bukovej presekáva, pokračuje na SV údolím nepomenovaného potoka a končí sa na priečnom zlome samoty Húšť. Tento sz. zlom je aj medzným zlomom kryhy Bukovej vo vzťahu k vysokej kryhe Kopaníc (pozri tam). V juhozápadnom pokračovaní sa medzným zlomom kryhy Bukovej stáva zlom **Klenu.** Zlom sa z. od nádrže Buková napája na zlom Kamenca a smerom na JZ prebieha pätami svahov k. Klen (440), Tesárska (424) a Končival (367) až do Plaveckého Mikuláša. Tam sa končí na sz. priečnom zlome. Na svojom priebehu na JZ zlom viacnásobne porušujú priečne sz. zlomy. Zlom Klenu je jjv. medzným zlomom kryhy Ježovky. Kryhu Bukovej porušujú viaceré priečne zlomy (prievalský východný a západný zlom a nepomenované zlomy až po Plavecký Mikuláš). Kryha je poklesnutou kryhou v obkolesení vysokých krýh. Pozostáva najmä zo sedimentov paleogénu „bukovskej brázdy" a v sv. časti aj sedimentov neogénu. Na k. Osečník vystupujú na kryhe aj karbonáty mezozoika. Väčšia časť kryhy je zakrytá sedimentmi kvartéru.

Severne a západne od kryhy Bukovej je **kryha Ježovky**. Ide o kryhu sv. smeru. Na V ju vymedzuje **prievalský západný zlom** ssz. smeru so sklonom na JJZ. Ide o markantný zlom, ktorý je medzným zlomom viacerých krýh. Prebieha z JJV zo zárubskej kryhy, porušuje sv. bukovský zlom a v oblasti vodnej nádrže Buková aj sv. zlom Kamenca. Smerom na SSZ prebieha z. okrajom obce Prievaly a s. od obce sa nezreteľne končí na cerovsko-jablonickom zlome sv. smeru. Na Z kryhu vymedzuje **zlom potoka Feneš** sz. smeru so sklonom na JZ. Zlom prebieha údolím rovnomenného potoka na SV od Plaveckého Mikuláša, ktorý využil zlomovú líniu na svoj tok. Zlom je ssz. medzným zlomom aj kryhy Končivalu (k. 367) z. od zlomu. Na JV kryhu Ježovky vymedzuje už spomínaný zlom Klenu. Na SZ kryhu od plaveckej depresie oddeľujú **litavské zlomy**. Na sz. úpätí kryhy je **okrajová kryha**, na ktorej sedimenty neogénu a kvartéru pokrývajú triasové karbonáty (z. časť) budujúce vysokú kryhu, resp. sčasti sú od nej oddelené aj zlomami (východnejšia časť kryhy). Litavský zlom, resp. zlomové pásmo, je významná zlomová línia vymedzujúca blok MK oproti plaveckej depresii Záhorskej nížiny.

Kryhu Končivalu (názov kryhy je podľa rovnomennej k. 367) zo SV ohraničuje zlom potoka Feneš, z J zlom Klenu a z JZ **mikulášsky zlom**. Zlom sz. smeru so sklonom na SV prebieha obcou Plavecký Mikuláš a smerom na JV porušuje karbonáty hronika. Na S kryhu porušuje sv. zlom oddeľujúci vlastnú vyššiu kryhu na J a okrajovú kryhu vymedzenú na S litavským zlomovým pásmom od Plaveckej depresie. Kryhu Končivalu budujú karbonáty hronika, na ktorých v jej s. časti ležia sarmatské sedimenty skalického súvrstvia. Tie sa na zlome okrajovej kryhy stýkajú s vrchnobádenskými sedimentmi studienčanského súvrstvia. Sedimenty oboch súvrství sú zakryté sedimentmi kvartéru.

Plavecká depresia je poklesnutá kryha sv. smeru ako súčasť zohorsko-plaveckej depresie a zasahuje do regiónu MK v oblasti z. od obce Prievaly. Na juhu ju vymedzujú litavské zlomy a na S plavecké zlomy. Na V ju oproti prievalskej kryhe vymedzuje prievalský z. zlom. Plaveckú depresiu vypĺňajú hrubšie kvartérne sedimenty, ktoré sa ukladajú na sedimenty pliocénu, pontu, panónu, sarmatu a v severnej oblasti Plaveckého Mikuláša aj na sedimenty bádenu.

Severne od plaveckej depresie a sz. od obce Prievaly je **okrajová kryha Hlaviny – Nadrienisko** sv. smeru ako súčasť **lakšárskej elevácie**. Kryhu na S vymedzuje významný **cerovsko-jablonický zlom**, ktorý je južným vymedzujúcim zlomom veľkoplošnej **senickej depresie**. Východným medzným zlomom okrajovej kryhy vo vzťahu k prievalskej kryhe je už pri viacerých kryhách spomenutý prievalský západný zlom ssz. smeru so sklonom na Z. Na okrajovej kryhe pod relatívne malou hrúbkou sedimentov kvartéru sú najmä vo východnej časti zastúpené predovšetkým sedimenty karpatu.

Prievalská kryha prináleží do systému krýh ssz., resp. sz. smeru. Na Z ju vymedzuje prievalský západný zlom ssz. smeru so sklonom na Z (pozri pri kryhe Ježovky). Zlom sprostredkúva styk kryhy s okrajovou kryhou Hlaviny – Nadrienisko, plaveckou depresiou a kryhou Ježovky vrátane okrajovej kryhy litavského zlomu. Východným medzným zlomom kryhy vo vzťahu ku kryhe Cerovej, resp. kryhe Ambrových vrškov je **prievalský východný zlom**. Zlom ssz. smeru so sklonom na Z prebieha z východného okolia obce Buková, kde sa končí na sv. bukovskom zlome. Smerom na S člení poklesnutú kryhu Bukovej a porušuje severný medzný zlom kryhy – zlom Kamenca. Severnejšie sa nezreteľne prejavuje v triasových karbonátoch kopca Baba, ale výrazne sa prejavuje v. od obce Prievaly. Tam sprostredkúva styk jablonických zlepencov s dobrovodskými zlepencami, sedimentmi planinského súvrstvia, resp. karbonátmi triasu. Na juhu prievalskú kryhu od kryhy Bukovej oddeľuje zlom Kamenca (pozri kryhu Bukovej). Na severe je kryha od veľkoplošnej senickej depresie odčlenená cerovsko-jablonickým zlomom. Na kryhe sú zastúpené triasové karbonáty, horniny paleogénu a neogénne sedimenty (lakšárske a skalické súvrstvie), najmä v s. a jz. časti kryhy zakryté sedimentmi kvartéru.

Prievalský východný zlom v severnej časti kryhy sprostredkúva styk **s kryhou Cerovej** sv. smeru, nazvanej podľa obce Cerová v sv. časti kryhy. Zo SV ju od kryhy Bojkovej oddeľuje **zlom Cerovej.** Zlom sz. smeru so sklonom na JZ prebieha obcou Cerová na J a končí sa na priečnom korlátskom zlome. Smerom na S pretína sv. cerovsko-jablonický zlom a pokračuje na senickej kryhe. Na S kryhu Cerovej od senickej depresie oddeľuje veľmi markantný **cerovsko-jablonický zlom** sv. smeru so sklonom na S. Zlom prebieha zo Z z lakšárskej elevácie s. zakončením obce Cerová a j. od Jablonice k obci Hradište pod Vrátnom. V úseku v. od Cerovej od križovania so zlomom Cerovej po Jablonicu je zlom aj medzným zlomom kryhy Bojkovej. Z juhu (JJV) kryhu Cerovej vymedzuje korlátsky zlom so sklonom na S. Zlom sprostredkúva styk dobrovodských zlepencov egenburgu s jablonickými zlepencami karpatu s. od zlomu. Okrem jablonických zlepencov sa na povrchovej stavbe podieľajú aj šlíry lakšárskeho súvrstvia karpatu a kvartérne sedimenty. Kryhu v jej západnej časti porušuje zlom samoty Húšť sz. smeru (opísanej pri kryhách Kopaníc, resp. Ambrových vŕškov).

V severovýchodnej časti územia je plošne rozsiahla poklesnutá **kryha Bojkovej** považovaná za súčasť senicko-jablonickej depresie (Buday, Cambel a Maheľ – eds., 1962). Zo S kryhu od rozsiahlej senickej depresie odčleňuje už spomínaný cerovsko-jablonický zlom. Z juhozápadu ju od kryhy Kopaníc oddeľuje zlom potoka Buková sz. smeru. Vzhľadom na jeho nezreteľné ssz. pokračovanie preberá úlohu medzného zlomu kryhy zlom Cerovej. Zo SV kryhu oproti kryhe Bachračky vymedzuje **zlom Hodonského potoka**. Zlom sz. smeru so sklonom na JZ prebieha zo SZ z oblasti senickej depresie, pretína cerovsko-jablonický zlom a smerom na JV prebieha údolím Hodonského potoka, ktorý ho využil na svoj tok. Na juhu sa nezreteľne končí na sv. **zlome potoka Raková.** Tento zlom so sklonom na SZ je jv. medzným zlomom kryhy Bojkovej. Zlom prebieha údolím horného toku potoka Raková a na JZ sa končí na trstínskom zlome. Zlom potoka Raková je zároveň aj sz. medzným zlomom kryhy Leveného vrchu. Na povrchovej stavbe kryhy Bojkovej sa podieľajú sedimenty planinského súvrstvia (otnang – karpat) a lakšárskeho súvrstvia (karpat). Podstatnú časť územia však pokrývajú jablonické zlepence a v severnej časti kryhy aj šlírové sedimenty, zväčša zakryté sedimentmi kvartéru. V severnej časti kryhu porušuje nepomenovaný zlom sv. smeru so sklonom na SSZ.

Kryha Bachračky sa nachádza sv. od medzného zlomu Hodonského potoka. Do vymedzeného územia zasahuje len veľmi okrajovo. V tejto časti územia sa na stavbe kryhy podieľajú jablonické zlepence. Kryhu Bachračky spolu s kryhou Bojkovej označujú Buday, Cambel a Maheľ (eds., 1962) ako senicko-jablonickú depresiu, ktorej východným medzným zlomom je senický zlom (v ich tektonickej skici č. 15).

Do východnej časti vymedzeného územia zasahujú dve kryhy. Poklesnutá **kryha Galbovho mlyna** s.-j. smeru môže byť súčasťou kryhy Bojkovej ako jej južná, najviac poklesnutá časť územia. K jej ponímaniu ako samostatnej kryhy nabáda existencia trstínskeho zlomu s.-j. až jv. smeru, ktorý je výrazný vo svojom južnom priebehu, kde člení okrajovú dechtickú kryhu, resp. trstínsku depresiu. V oblasti k. Bučavka (353) sa však zlom nezreteľne končí na sv. zlome Trnávky, ktorého pokračovanie na SV je tiež nezreteľné. Medznými zlomami čiastkovej kryhy Galbovho mlyna sú zo Z rozbežský zlom so sklonom na V (pozri pri vysokej kryhe Kopaníc) a **trstínsky zlom** so sklonom na Z, resp. JZ. Zlom prebieha zo S od priečneho zlomu Trnávky smerom na J dolným tokom potoka Raková, obcou Trstín a pokračuje do trstínskej depresie. Južným medzným zlomom kryhy Galbovho mlyna je zlom Holého vrchu (pozri pri trstínskej depresii) a na S je medzným zlomom **zlom Trnávky** sv. smeru so sklonom na JV. Pri chatovej osade Trnávka sa odpája od zlomu potoka Buková, prebieha severným úpätím k. Bučavka (353) a jeho pokračovanie na SV je nezreteľné. Na povrchovej stavbe kryhy sa najviac podieľajú jablonické zlepence, ktoré pokrývajú karbonáty mezozoika vystupujúce na povrch medzi Drotárskou horárňou a Galbovým mlynom a v území jv. od Galbovho mlyna.

Východnou kryhou, ktorá do študovaného územia zasahuje západnou časťou, je **vysoká kryha Leveného vrchu**. Kryhu na SZ vymedzuje zlom potoka Raková, na Z trstínsky zlom a na J zlom Holého vrchu. Na povrchovej stavbe kryhy sa podieľajú karbonáty hronika (ťažené v povrchovom lome Holého vrchu) zakryté jablonickými zlepencami neogénu.

Tektonika jz. časti Malých Karpát

Územie jz. okraja MK medzi Borinkou a Devínom, t. j. jz. od borinského zlomu má výraznú mladú blokovú stavbu. Najmarkantnejšie sa to prejavuje v rôznom zastúpení tektonických jednotiek kryštalinika a mezozoika.

Na geologickej stavbe územia v kryštaliniku sa podieľajú komplexy metamorfitov s granitmi a komplex nízko metamorfovaných hornín bez granitoidov. V mezozoiku je to borinská jednotka a obalová jednotka kryštalinika (devínska sukcesia) a tiež sedimenty vrchného miocénu až kvartéru.

Pôvodnú sukcesiu predneogénnej tektonickej stavby je možné rekonštruovať koreláciou, resp. pozíciou jednotiek v jednotlivých blokoch.

Základom tektonickej stavby sú dve paleoalpínske tektonické jednotky – spodná borinská jednotka a na ňu nasunutý bratislavský príkrov, zastúpený kryštalinikom a permsko-mezozoickým obalom (Plašienka et al., 1989, 1991). Pôvodná stavba pred presunom bratislavského príkrovu je zachovaná v poklesnutom bloku

Devínskej Kobyly. Na komplexe fylitov s bázikami tu ležia horniny permu a mezozoika (trias – spodná krieda). Pod nimi je granitoidné teleso, ktoré pôvodne intrudovalo do svojho rulového plášťa. Na granitovo-rulovom komplexe sa obal nevyskytuje. Preto predpokladáme, že tektonický násun komplexu fylitov na rulovo--granitový komplex sa odohral ešte v hercýnskom období. K podobným tektonickým intepretáciám v oblasti pezinsko-perneckého kryštalinika dospeli aj Putiš (1987, 1992) a Ivan et al. (2001).

Na tomto mieste sa nebudeme podrobne zaoberať genézou bratislavského príkrovu. Je opísaná na inom mieste. Pri našej analýze tektonických krýh jz. zakončenia MK je dôležité porovnať ich vnútornú stavbu a zastúpenie neogénnych sedimentov.

Stavba bloku Devínskej Kobyly a lamačského bloku je odlišná od stavby marianskeho bloku, ktorý od nich oddeľujú priečne, sz.-jv. orientované záhorskobystrické zlomy (severný a južný). V bloku Devínskej Kobyly a Lamača je zachovaná pôvodná tektonická stavba, kde na fylitovom komplexe leží mezozoický obal a fylitový komplex leží na rulovo-granitovom komplexe. Všetky foliácie majú sklon na SZ. V marianskom bloku už vidíme násun fylitových komplexov bez ich obalu na spodnej borinskej jednotke. Foliácie majú stredný sklon na JV, prípadne ak sú modifikované mladšími zlomami, sklony sú strmé. Smerom na JV, t. j. dovnútra kryštalinického masívu, sa ešte spočiatku zachovávajú pôvodné foliácie so sklonom na SZ, ale tie sa postupne na sv. na zlomoch (napr. marianskom) transformujú na alpínske so sklonom na JV ako odraz násunu bratislavského príkrovu (kryha Borinky).

Východne od borinského zlomu nastáva ďalšia zmena. Granitoidné teleso z tyla je presunuté cez svoj metamorfovaný plášť aj cez fylitový komplex s obalom priamo na borinskú jednotku (troska Dračieho hrádku, Prepadlé).

Z tejto situácie vyplýva, že priečne sz.-jv. zlomy plnili v paleoalpínskom období funkciu transformných zlomov, ktoré súviseli s násunom bratislavského príkrovu. V neogénnom období došlo na týchto zlomoch k vertikálnemu pohybu blokov. Pohyby sa začali pred bádenom a mali oscilačný charakter.

Z hľadiska zastúpenia a úrovne obnaženia paleoalpínskych komplexov možno pozorovať postupné poklesávanie krýh zo SV na JZ (od borinskej kryhy cez kryhu Marianky po kryhu Devínskej Kobyly). Z hľadiska zastúpenia neogénnych sedimentov bola situácia podobná – kryhy Borinky a Marianky sa v neogéne vynorili.

Tektonika bloku z. od lamačských zlomov je zložitejšia. Je rozlámaný na niekoľko menších krýh, identifikovateľných na základe zastúpenia neogénnych sedimentov. Kryha Karlovej Vsi patrila pravdepodobne k stále vynoreným kryhám, pričom ju budujú prevažne granitoidy bez zastúpenia neogénnych sedimentov. Zlomy smeru SSV – JJZ a VSV – ZJZ ju oddeľujú od kryhy Devínskej Kobyly, ktorá je zložená z fylitov a permsko-mezozoického obalu. Ten smerom na SZ prechádza v zmysle Plašienku (1999) do ležatej vrásy nasunutej na borinskú jednotku. Z neogénnych sedimentov sú tu zastúpené bádenské aj sarmatské sedimenty. Dúbravský zlom oddeľuje kryhu Devínskej Kobyly od špecifickej čiastkovej kryhy Hrubého brehu, kde sarmatské sedimenty ležia priamo na granitoidoch s rulami.

Lamačské zlomy (severný a južný) vymedzujú mladú lamačskú depresiu vyplnenú sarmatskými až kvartérnymi sedimentmi, ktorá na Z od študovaného územia je súčasťou lamačsko-suchohradskej priekopy (Kocál et al., 1973). Lamačský zlom v zmysle Maheľa (1968) sa významne uplatnil už v predterciérnom období.

GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ

Geologicky vývoj kryštalinika tatrika

Geologický vývoj hornín kryštalinika Malých Karpát sa začal v staršom paleozoiku (ordovik – silúr?) sedimentáciou prekurzorov dnešných rulovitých hornín spodnej stavby. Ich klastický materiál pochádzal najpravdepodobnejšie z kambricko-ordovických kyslých magmatitov aktívneho kontinentálneho oblúka severného okraja Gondwany. Tieto drobovito-pelitické (flyšoidné) horniny boli v devónskom období prekryté mladšími sedimentmi a vulkanicko-sedimentárnymi horninami z Rheického oceánu Paleotetýdy sedimentujúcimi na pasívnom (v neskorších fázach aktivizovanom) okraji kontinentu v rámci zaoblúkového bazénu, do ktorých pred 370 mil. r. intrudovali gabroidné horniny (Putiš et al., 2009). Horninový inventár majúci základ v tomto období tvoria nízko metamorfované horniny pezinskej a perneckej skupiny [rozličné typy fylitov, metadrôb, čierne bridlice, silicity, karbonáty – skarnoidy (erlany), metabazity (amfibolity) a metagabrá]. Tieto horninové sekvencie boli neskôr v spodnom karbóne pri kolíznych procesoch metamorfované a neskôr intrudované granitickými horninami (355 – 352 mil. r.; Kohút et al., 2008, 2009; Putiš et al., 2009). Vrchný karbón – perm bolo obdobie, keď kryštalinikum dnešných MK bolo hlboko erodované a exhumované (asi 8 – 9 km), pretože spodnotriasové pieskovce (± zlepence lúžňanských vrstiev) sedimentovali miestami aj na granitických horninách. Triasové, jurské a spodnokriedové obdobie vo vývoji kryštalinika znamenalo „obdobie pokoja“, keďže prebiehala sedimentácia mezozoických sedimentárnych sekvencií. Na základe analógie s inými oblasťami Západných Karpát však nemôžeme vylúčiť lokálne prieniky vulkanických hornín v podobe menších intruzívnych žíl. V období strednej kriedy (cenomam – turón) počas presunu karpatských príkrovov bolo kryštalinikum prekryté, ponorené pod horninovým stĺpcom hrubým zhruba 6 – 8 km. Došlo k jeho nízkostupňovej alpínskej metamorfóze, ako aj celkovému tektonicko-deformačnému postihnutiu. Frontálna časť kryštalinika MK však poskytla materiál do borinskej jednotky už v jurskom období. V paleogénnom období bol celý blok dnešných MK prekrytý sedimentmi, ale už pred vrchným eocénom (38 – 36 mil. r.) mal opätovné tendencie k výstupu. Dokumentuje to zistený FT vek (Danišík et al., 2004).

Geologicky vývoj mezozoika tatrika

Na základe látkového sedimentárneho, metamorfného a magmatického, ako aj deformačného štruktúrneho horninového záznamu možno mezozoicko-kenozoický paleotektonický vývoj elementov kôry budujúcich dnešné severné tatrikum v MK rozdeliť na nasledujúce základné etapy (Plašienka, 1999):

– platformová epeirogenéza (trias, trvanie vyše 40 mil. r.),
– extenzný tektonický režim, stenčovanie kôry (spodná jura – stredná krieda, okolo 110 mil. r.),
– kompresný tektonický režim, hrubnutie kôry (stredná až vrchná krieda, zhruba 15 mil. r.),
– transpresno-transtenzný tektonický režim, čiastočná prestavba kôry (vrchná krieda – miocén, okolo 70 mil. r.),
– konsolidačný režim, stabilizácia kôry (pliocén – recent, 5 mil. r.).

Platformová epeirogenéza

Perm bol vo variskej Európe obdobím pokolízneho transpresného a transtenzného vývoja, keď sa vytvorili jednak terestrické riftové panvy, jednak horské reťaze, ktoré však boli v priebehu spodného triasu zarovnané a panvy vyplnené. Pravdepodobne len najmladšie permské obdobie v tatriku MK reprezentujú nerovnomerne vyvinuté, maximálne pár desiatok metrov hrubé nezrelé klastiká devínskeho súvrstvia. Tie zrejme tvorili výplne lokálnych depresií pred nástupom všeobecnej skýtskej depozície, ktorá prebiehala spočiatku na kontinentálnych piedmontných nížinách (Mišík a Jablonský, 1978, 2000) a priniesla do oblasti zrelý, sčasti exotický materiál, na rozdiel od lokálnych zdrojov permských klastík.

Celé strednotriasové obdobie charakterizuje plytkovodná karbonátová, eustaticky kontrolovaná sedimentácia na rozľahlých, sčasti hypersalinických plytčinách. V pôvodnej pozícii sa v MK strednotriasové karbonátové komplexy rozsiahlejšie vyskytujú len v devínskej sukcesii (až okolo 500 m). Sú tam prítomné aj vápence s dasykladálnymi riasami a krinoidovým detritom (Mišík, 1986) poukazujúce na normálnu salinitu. Niektoré pozoruhodné sedimentárne textúry sú zrejme výsledkom seizmických šokov (Mišík, 1986). V karbonátových úlomkoch jurských extraklastových brekcií borinskej sukcesie sa vedľa seba vyskytujú klasty

laminovaných škvrnitých, selektívne dolomitizovaných vápencov, vápencov s rohovcovými guľôčkami (Mišík, 1995, 1996) a pestrá škála dolomitových typov, často aj dolomity s pseudomorfózami po sadrovci.

Subsidencia, hoci nenápadná a kompenzovaná sedimentáciou, bola počas stredného triasu evidentná (500 m za 15 mil. r. v devínskej sukcesii). Svojím charakterom pripomína subsidenciu rozľahlých paniev (Germánska, Parížska) povariskej Európy, ktoré sa interpretujú ako *„thermal sag basins"* odrážajúce chladnutie stenčenej litosféry po pokolíznej delaminácii koreňov a gravitačnom kolapse variského horstva. Zaznamenané seizmické udalosti zrejme reflektujú extenzné tektonické pohyby, ktoré sa do oblasti stabilného epikontinentálneho mora prenášali z mobilného okraja meliatsko-hallstattskej Tethys. Osobitným problémom v tatriku Malých Karpát je neprítomnosť vrchnotriasových sedimentov, ktorá je ale zrejme sekundárna.

Extenzný režim

Obdobie spodnej a strednej jury znamenalo reorganizáciu platňových pohybov v oblasti západnej Tethys. V dôsledku toho vznikol grandiózny riftový systém tiahnuci sa zo stredného Atlantiku do ligursko-piemontského (juhopenninského) trogu. Kompatibilita platňových pohybov a paleotektonické rekoštrukcie vyžadujú, aby podobný riftový systém vznikol aj v oblasti Karpát. Napriek problematickej prítomnosti reliktov juhopenninského či vážskeho oceánu v stavbe Západných Karpát sú prejavy spodnojurského riftingu a následnej extenzie zo sedimentárneho záznamu evidentné. Ich gradácia smerom k určitým, dnes deštruovaným pásmam naznačuje, kde by sa potenciálne mali hľadať pôvodné oceánske zóny aj v priestore Západných Karpát.

Vrchnotriasové a spodnoliasové horniny v tatriku MK z primárnych a z podstatnej časti ani zo sekundárnych výskytov nie sú známe. Hoci to v tatriku nie je ojedinelý jav, niektoré skutočnosti sa nedajú len tak ľahko vysvetliť. Je síce vysoko pravdepodobné, že sedimenty daného časového úseku sa tu pôvodne usadili a boli neskôr erodované počas spodnojurského riftingu, charakter týchto sedimentov je však otázny. Jediný vekovo dokázateľný klast rétskeho lumachelového vápenca sa našiel v liasových extraklastových vápencoch devínskeho hradného brala (Kochanová et al., 1967). Navyše, zatiaľ sa nezistili úlomky hornín súvrstvia karpatského keuperu, ktoré by sa *per analogiam* v týchto oblastiach malo usadzovať. Preto možno uvažovať aj o tom, že chýbanie súvrstvia karpatského keuperu je primárne a množstvo dolomitových klastov v mladších formáciách reprezentuje súvrstvie hlavného dolomitu. Bol by to ďalší „alpský" prvok v stavbe MK, pretože s výnimkou oblasti Semmeringu hauptdolomit a kössenské súvrstvie nahrádzajú karpatský keuper pozdĺž celého vonkajšieho okraja austroalpinika (napr. Häusler et al., 1993).

Samotný jurský rifting nebol jednorazovou udalosťou, ale dlhotrvajúcim procesom s epizodickou relaxáciou tenzných napätí v kôre prejavujúcou sa zlomotvorbou a seizmickými eventmi zaznamenanými v panvách gravitačnými resedimentmi rozličných genetických typov. Z horninového záznamu možno vybadať až trojštadiálnosť riftingu v priestore malokarpatského tatrika:

- spodnoliasové štádium (hetanž – sinemúr; **zliechovská fáza** v zmysle Plašienku, 2003). Spôsobilo deštrukciu triasovej karbonátovej platformy vo všetkých jednotkách centrálnych Karpát a vytvorilo systém širokých poklesávajúcich paniev (zliechovská, šiprúnska) oddelených užšími elevá ciami. Počnúc od spodnej jury možno v malokarpatskom tatriku odlišovať viacero litotektonických sukcesií, ktoré na malom priestore odrážajú rýchle laterálne zmeny sedimentačných prostredí. Osobitné postavenie má predovšetkým borinská sukcesia, svojou náplňou v karpatskom priestore unikátna, ktorá reprezentuje výplň marginálneho extenzného halfgrabenu s prevahou masových prizlomových hruboklastických terigénnych resedimentov. Podobne orešianska sukcesia obsahuje veľa proximálnych prizlomových resedimentov, ale iného charakteru ako v borinskej jednotke. Devínska, kuchynská a solírovská sukcesia sú typickými reprezantantmi panvových „šiprúnskych" vývojov, kým kadlubská reprezentuje intrapanvovú izolovanú eleváciu – pelagický prah. Na severnom okraji tatrika možno predpokladať aktivitu extenzných vysokouhlových poklesových zlomov sklonených na SZ (v dnešných koordinátach), predovšetkým zlom obmedzujúci z juhu borinský halfgraben, pričom oblasť na východ od neho bola z podstatnej časti vynorená a podliehala subaerickej erózii (juhotatrický či „lungauský" prah – cf. Plašienka et al., 1989, 1991; Häusler et al., 1993; Plašienka, 1999, 2003).
- vrchnoliasové štádium (toark; **devínska fáza**). Vytvorilo nový systém poklesových zlomov sklonených na V, deštruujúcich pôvodný „lungauský" prah na sústavu tiltujúcich halfgrabenov. Ich vyzdvihnuté hrany len miestami zostali vynorené (severotatrický prah), iné poklesávali, stále však ostávali morfologickými eleváciami (kadlubský pelagický prah).
- spodnodogerské štádium (bajok; **krasínska fáza**). Súvisí s finálnym roztrhnutím kontinentálnej litosféry *(breakup)* a začiatkom rozpínania juhopenninsko-vážskeho oceánu (Plašienka, 2003). V borinskom half-

grabene sa prejavilo ďalším výzdvihom severotatrického prahu a zvýšeným prínosom netriedeného hruboklastického materiálu, derivovaného z komplexov predalpínskeho kryštalinika.

Na finálnu separačnú fázu riftingu nadväzuje postriftové štádium areálovej extenzie (Plašienka, 1995, 1999, 2003), resp. driftové štádium pokrývajúce vyššiu strednú juru až spodnú kriedu. V sedimentárnych sukcesiách sa prejavuje postupným prehlbovaním a vyrovnávaním všeobecne pelagických podmienok sedimentácie v dôsledku termálnej subsidencie vyvolanej predchádzajúcou litosférickou extenziou. Aj keď sa väčšina sedimentov tohto obdobia ukladala v hlbokovodných pelagických podmienkach, predsa však, na rozdiel napr. od zliechovských sukcesií fatrika, v malokarpatskom tatriku vo viacerých stratigrafických horizontoch možno pozorovať výrazný vplyv blízkej elevácie s plytkovodnejšou sedimentáciou. Indikujú to početné resedimenty, najmä kalciturbidity, prinášajúce do paniev plytkovodný bioklastický detrit (najmä orešianska a kuchynská sukcesia).

Predpokladá sa, že borinská sukcesia sa uložila v samostatnej extenznej riftovej panve charakteru asymetrickej „polpanvy" – halfgrabenu – s hlavným poklesovým zlomom skloneným na SZ (v dnešných koordinátach) (Plašienka, 1987, 1999, 2003; Plašienka et al., 1991). Už v strednoliasovej situácii tam možno rozlíšiť prizlomovú proximálnu zónu s resedimentovanými šelfovými vápencami, extraklastovými karbonatickými brekciami, polymiktnými brekciami a kremennými pieskovcami (prepadlianske súvrstvie) a distálnu zónu s prevahou hemipelagických slieňovcov – spikulitov a siliciklastických turbiditov (korenecké súvrstvie). Distálna a marginálna oblasť borinskej panvy mali pritom v zásade odlišné zdroje. Osové časti boli sýtené riedkymi turbiditnými prúdmi s prevahou vyzretého siliciklastického materiálu a ultrastabilnou asociáciou ťažkých minerálov turmalín – zirkón – rutil (Aubrecht, 1994; Aubrecht a Krištín, 1995), pravdepodobne ako hlbokovodný náplavový vejár delty rieky drénujúcej rozsiahlejšiu subaerickú oblasť. Ide teda o viac-menej bodový zdroj. Naproti tomu, marginálne prizlomové zóny asymetrického halfgrabenu sa pokrývali masovými kohéznymi resedimentmi so zmiešaným šelfovým a terigénnym materiálom derivovaným z lineárnych zdrojov pozdĺž separačného *„break-away"* poklesového zlomu halfgrabenu oproti zdrojovej pevnine. Vo vrchnom liase a dogeri tieto lineárne prizlomové zdroje nezmenili charakter depozičných mechanizmov, no ich erozívna denudácia pokročila ešte hlbšie do metamorfitov predalpínskeho fundamentu (somárske súvrstvie). Podstatnejšia zmena však nastala v osovej časti halfgrabenu, kde siliciklastické korenecké turbidity vymizli a nahradila ich hemipelagická anoxická sedimentácia marianskeho súvrstvia. Kalciturbidity slepianskeho súvrstvia boli derivované pravdepodobne z miernejšieho protisvahu halfgrabenu. Prizlomové resedimenty a somárske brekcie sa s hemipelagitmi stýkajú ostro a prstovite, čelné časti kohéznych tokov sa len v menšej miere rozplavovali do hustých turbiditových prúdov. Takáto konfigurácia depozičných sytémov naznačuje, že borinský halfgraben sa sýtil terigénnym detritom z JV, z aspoň sčasti subaericky erodovanej kontinentálnej elevácie, ktorá sa označuje ako severotatrický (lungauský) prah. Borinská polpanva bola súčasťou systému okrajových halfgrabenov rozsiahleho riftového bazénu otvoreného smerom na SZ, ktorý v strednej jure vyústil do otvorenia juhopenninskej – váhickej – oceánskej panvy.

Ďalším čiastkovým štádiom extenzného režimu je barémsko-aptské obdobie renovácie litosférického riftingu. Prejavuje sa predovšetkým masívnym vpádom hruboklastického terigénneho materiálu do paniev. Hoci barém bol aj obdobím globálnej regresie, generovanie masových resedimentov (solírovské súvrstvie – Jablonský et al., 1993), tvorba neptunických žíl na elevá ciách, a predovšetkým primitívny alkalický plášťový vulkanizmus jasne poukazujú na rast tenzných deviatorických napätí v kôre i celej litosfére. Hyaloklastitové lávy sa v malých telieskach zaznamenali aj v solírovskej a orešianskej sukcesii, najväčšie telesá sa však nachádzajú v kuchynskej sukcesii (vývratské vrstvy; Hovorka a Spišiak, 1990). Tento rifting však neviedol k zásadnejšiemu prebudovaniu existujúcej paleogeografickej situácie.

Posledným subštádiom, v ktorom ešte v severnom tatriku celkove prevládali extenzné podmienky so sedimentárnym záznamom, bola albsko-cenomanská (resp. až spodnoturónska) fáza predkompresnej subsidencie. Vyznačuje sa nástupom smerom nahor hrubnúcich sekvencií siliciklastického porubského flyšu sýteného vzdialenými extrapanvovými, sčasti „exotickými" zdrojmi. Podľa povahy klastického materiálu možno usudzovať, že pochádzal zo širokej orogénnej zóny s pestrou geologickou stavbou, na ktorej sa však podieľali najmä mezozoické sedimentárne, sčasti aj vulkanické horniny (Mišík et al., 1981), predovšetkým kolízne akrečné komplexy s prítomnosťou ofiolitových jednotiek.

Kompresný režim

V turóne sa končí sedimentárny záznam v tatrických sukcesiách. Na priebeh nasledujúcich tektonických udalostí môžeme usudzovať už len z charakteru sedimentácie v zónach externejších od tatrika a z deformačných prejavov v samotných komplexoch tatrika a nadložných tektonických jednotiek. Hlavné črty vrchnokriedovej kompresie možno zhrnúť do nasledujúcich bodov (Plašienka, 1999):

- značná časť násunových zlomov vznikla pozitívnou inverziou jurských extenzných listrických zlomov, vhodne orientovaných vo vzťahu k hlavnému kompresívnemu napätiu;

- v čele tatrika vznikol systém veľkých ležatých vrás a čiastkových príkrovov fundamentu oddelených subhorizontálnymi duktilno-krehkými násunovými strižnými zónami s kinematikou „vrch na SZ“ (deformačné štádium AD_1);
- hlavný strižný zlom na severnej hrane tatrika s kontinentálnou, hoci stenčenou kôrou vznikol zrejme na vonkajšom okraji pasívneho kontinentálneho okraja na jeho kontakte s kôrou oceánskeho typu, priraďovanou k hypotetickej jednotke váhikum, ktorá by mala byť pokračovaním oceánskych paniev alpského penninika;
- na hlavnom násunovom zlome sa úplne podsunuli elementy váhika pod tatrikum, finálne uzatváranie sutúry sprevádzala dextrálna transpresia počas deformačného štádia AD_2 (Plašienka, 1990);
- na základe dostupných údajov možno predpokladať začiatok konvergencie na severnom okraji tatrika pred zhruba 90 mil. r. vo vrchnom turóne až spodnom senóne, teda počas presunu superficiálnych príkrovov fatrického a hronického systému alebo tesne po ňom (Plašienka, 1995);
- koniec eliminácie váhika a kolíziu tatrika s oravickým kontinentálnym ribónom, ako aj finálne presuny príkrovov infratatrika a tatrika s. s. (bratislavský príkrov) možno predpokladať v kampáne (Putiš et al., 2009), celý proces uzatvárania váhika teda trval okolo 15 mil. r.;
- dextrálne transpresné pohyby pozdĺž severného okraja tatrika na jeho styku s jednotkami Brezovských Karpát a bradlového pásma sa prejavovali až do spodného miocénu (Marko et al., 1995);
- od spodného miocénu sa značne zmenili tektonické režimy v oblasti, dextrálnu transpresiu vystriedala sinistrálna transtenzia s rotáciou paleonapäťového poľa a s blokovými rotáciami (Marko et al., 1995);
- stredný miocén znamenal nástup prevažne extenzných tektonických režimov, pri ktorých boli založené veľké okrajové panvy malokarpatskej hrasti – Viedenská a Dunajská panva (napr. Kováč, 2000).

Geologický vývoj mezozoika fatrika

Fatrikum v oblasti Malých Karpát buduje jednak rozsiahly vysocký, externe uložený sedimentačný priestor, pre ktorý je charakteristický plytkovodný vývoj časti strednej jury a čiastočne aj spodnokriedových sedimentov, a vnútorná zliechovská panva, charakterizovaná skôr prítomnosťou panvových sedimentov v strednom liase až spodnej kriede.

Charakteristické klastické sedimenty spodného triasu sú vo fatriku MK zachované len rudimentárne ako zvyšky v oblasti sz. od Horného vrchu. Strednotriasové obdobie charakterizuje v celom fatrickom priestore plytkovodná sedimentácia platformového charakteru, na ktorej sedimentovali gutensteinské a vysocké vápence anisu s malou frekvenciou organického detritu, ale so zaujímavými a zriedkavými sedimentárnymi textúrami odražajúcimi seizmické udalosti (Michalík, 1992, 1997). V neskoršom období výrazne prevládala sedimentácia reprezentovaná ramsauskými dolomitmi ladinského veku s chudobnými zvyškami organizmov.

Vrchnotriasové sedimenty v období vrcného karnu až norika sú zastúpené lagunárnymi, kontinentálnymi a salinickými sedimentmi karpatského keuperu, tvorenými pestrými ílovcami, bridlicami, kremencami, kremennými pieskovcami a charakteristickými keuperskými dolomitmi. Výrazný morfologicky horizont tvoria rauvaky. Najvyšší trias až rét je zastúpený charakteristickým fatranským – kössenským – súvrstvím. Tvoria ho organodetritické, lumachelové a zriedka aj koralové vápence. Celý tento cyklus sedimentácie zodpovedá obdobiu platformovej epeirogenézy v zmysle Plašienku (1999).

V spodnoliasovom období nastala výrazná transgresia a diferenciácia triasovej karbonátovej platformy. Súčasne došlo k deštrukcii jednotného platformového sedimentačného priestoru s jeho následným rozčlenením na systém širokých poklesávajúcich panví, oddelených užšími elevačnými priestormi. V sedimentačnom zázname jury a spodnej kriedy v oblasti Malých Karpát je zaznamenaná prítomnosť typických sedimentov zliechovského panvového vývoja, ako aj prevažne prahových sedimentov vysockého sedimentačného priestoru, ktorý bol v tomto regióne dominantný.

Najspodnejšie, spodnoliasové sedimenty zastupuje výrazné kopienecké súvrstvie zložené z piesčitých a piesčito-krinoidových vápencov a bridlíc. Tie prechádzajú do značne zastúpeného trlenského súvrstvia pozostávajúceho z tmavosivých až čiernych krinoidových a piesčitých vápencov so silicitmi sinemúru. Pre obdobie lotaringu až doméru bola charakteristická sedimentácia pestrých krinoidových vápencov hierlatzkého typu a krinoidových vápencov s polohami hľuznatých vápencov – prístodolské súvrstvie – a následným prechodom do hlbších hľuznatých adnetských vápencov. V lokálnych častiach sedimentačného priestoru počas najvyššieho toarku dochádzalo k prudkým vertikálnym pohybom, pričom sedimentovali Fe-Mn kondenzované fácie. V období álenu až batu sedimentovali charakteristické pestré a sivé, silne krinoidové (vilské) vápence, ktoré sú charakteristické pre vysocký sedimentačný priestor. Od obdobia batu sa aj v oblasti vysockého priestoru vyrovnávali a prehlbovali sedimentačné podmienky. Následne prebiehala sedimentácia ždiarskeho súvrstvia pestrých rádiolároviových vápencov a rádiolaritov batu až keloveju, kimeridžského jaseninského a titónskeho osnického súvrstvia. Spodnú kriedu v období beriasu až hoterivu charakterizovala pelagická sedimentácia slienitých rohovcových vápencov súvrstvia Padlej vody a hlboč-

ského súvrstvia.V najvyššom baréme až apte sa sedimentácia splytčila a dynamizovala, ukladalo sa organodetritické bohatské súvrstvie. Sedimentácia sa skončila flyšoidným porubským súvrstvím. V internejšom zliechovskom bazéne sa sedimentácia prehlbovala a vyrovnávala podstatne skôr, v období lotaringu. Sedimentovali tmavé škvrnité slienité vápence, bridlice fleckenmergelu a následne kremitého fleckenmergelu álenu. Potom od vrchného batu až do albu – cenomanu je charakter sedimentárneho záznamu identický a charakterizujú ho sedimenty extenzného vývoja paniev.

Geologický vývoj vrchného paleozoika a mezozoika hronika

Vrchné paleozoikum – spodný trias

Vrchnopaleozoickú ipoltickú skupinu v MK tvoria obe súvrstvia. V histórii sedimentácie vrchnokarbónskeho nižnobocianskeho súvrstvia možno evidovať sedimentárne znaky poukazujúce najskôr na aluviálny sedimentačný systém. Žiaľ, nedostatok odkryvov nedovoľuje detailnejšie opísať sedimentačné prostredie z obdobia vrchného karbónu. Rozšírenie zlepencov v arkózach v podobe izolovaných výskytov by mohli reprezentovať samostatné distribučné korytá hrubozrnnejších klastík progradujúcich do piesčitých sedimentov.

Sedimentačnú históriu malužinského súvrstvia možno rozdeliť na niekoľko etáp:

a) sedimentácia slabo opracovaných drobnozrnných arkózových zlepencov a subarkóz v predpokladanom aluviálnom prostredí;

b) zmena sedimentačného prostredia, ktorú indikujú monotónne masívne pestré arkózy a droby generované v prostredí klimaticky kontrolovanej distálnej časti aluviálnej nížiny so znakmi povodňových udalostí spojených s tvorbou dočasných vodných nádrží;

c) depozícia pestrých hruboklastických sedimentov v prostredí systému občasných tokov *(flash floods)* situovaných v ?mediálnej časti aluviálneho vejára, ktorá indikuje progradáciu sedimentárneho klinu do depocentra panvy;

d) nástup novej sedimentácie, ktorý determinujú charakteristické fácie svetlých piesčitých zlepencov s predpokladaným aluviálnym prostredím;

e) prvé známky efuzívnej činnosti zaznamenané v podobe systematicky rozšírených vulkanoklastických hornín (tufitov, peperitov), pričom klastická sedimentácia prešla do úzadia a neustále bola potláčaná mohutnou efuzívnou činnosťou v období vrchného permu;

f) počas vrchnopermského obdobia v určitom priestore striedanie vulkanickej činnosti a sedimentácie spojenej so vznikom sústavy menších paniev s jazerným prostredím, za spoluúčasti humídnejšej klímy sedimentácia jemnozrnných prachovcov, karbonátov a tiež silicitov;

g) po skončení efuzívnej činnosti sedimentácia sivých až sivozelenkavých arkóz a bridlíc s klastickou sľudou, neskôr znovuobnovená sedimentácia svetlých hrubozrnných arkóz a drobnozrnných zlepencov v aluviálnom režime (identické litologické zloženie ako fácia v podloží bazaltových efúzií), ktoré mohli byť rozšírené v celom areáli (s ohľadom na dnešné vystupovanie malužinského súvrstvia v MK).

Bazálna časť benkovského súvrstvia bola ešte deponovaná v terestrickom ?fluviálnom prostredí situovanom na okraji kontinentu. Transgresia sa prejavila v jeho vyššej časti, kde pribúda heterolitické zvrstvenie a objavuje sa skolitová ichnofácia. Ďalším dôkazom marinného, prípadne brakického sedimentačného prostredia najvyššej časti benkovského súvrstvia sú nálezy brachiopódov (*Lingula* sp.) západne od Starého plášťa a z južných svahov Veterlína. Sedimentárne znaky spolu s paleontologickými poukazujú na sedimentačné prostredie tidálnych plošín. V období najmladšieho spodného triasu (šuňavské súvrstvie) už prevládla sedimentácia v plytkomorskom prostredí. Svedčia o tom organogénne karbonátové lavice a prítomnosť fauny mäkkýšov (*Anodontophora canalensis* CAT., *Myophoria ovata* GOLDF., *Natiria costata*). Otvorené marinné prostredie dokladajú aj nálezy amonitov (*Tirolites* sp.) v najvyššej časti šuňavského súvrstvia.

Stredný až vrchný trias

Evolúcia plochého nediferencovaného šelfu (jednotnej karbonátovej plošiny) v oboch príkrovových telesách hronika (veterlínsky a považský príkrov) sa začala na siliciklastickom šelfe počas spodného anisu. K plytkovodným sedimentom gutensteinskej skupiny patria gutensteinské dolomity, gutensteinské vápence a steinalmské vápence. Bazálny člen karbonátovej časti – gutensteinské dolomity (egej – ?bityn) – tvoria bituminózne, stromatolitické, oolitické a brekciovité mikrity a dolomikrity so stopami po zvetrávaní evaporitov. Reprezentujú extrémne plytkovodné, často aj hypersalinické podmienky sedimentácie (Lintnerová et al., 1988; Michalík et al., 1989b). Ojedinele sa v nich vyskytujú drobné, bližšie neurčené fragmenty rodov *Glomospira* a *Ammodiscus*. Gutensteinské dolomity prechádzajú do vrstvovitých gutensteinských vápencov

s pseudomorfózami po sadrovci a krinoidovými platničkami. Tvoria ich mikrity a biomikrity, niekedy postihnuté neskoršou diagenetickou rekryštalizáciou. Prostredie sedimentácie predstavujú sedimenty veľmi plochého, nediferencovaného šelfu rampového typu s nízkou dynamikou prostredia. Výskyt mikrofosílií v izolovaných horizontoch oddelených bezfosílnymi intervalmi svedčia o epizodickom trvaní období priaznivých na život foraminifer, krinoidov, ostrakódov, ulitníkov a rast dasykladálnych rias (Buček et al., 1991). Na základe spoločenstiev foraminifer a dasykladálnych rias zaraďujeme gutensteinské vápence do ?bitynu až spodného pelsónu. V ich nadloží vystupujú biodetritické (riasovo-foraminiferové *grainstones*) steinalmské vápence, miestami značne rekryštalizované a dolomitizované. Vyskytujú sa aj tenkostenné lastúrniky, ostrakódy, machovky a krinoidy. Sedimentačné prostredie riasových plošín a šelfových lagún vnútornej platformy (spodná časť intertidálnej zóny, resp. vrchná časť subtidálnej zóny) sa v čase a priestore menilo a vyvíjalo. V pelsóne, ktorý možno považovať za obdobie zrodu tohto typu sedimentácie, členitosť priestoru bola minimálna, prevládala biogénna tvorba karbonátov (organodetritické vápence vrchnej časti gutensteinských vápencov a steinalmské vápence). Sedimentačné prostredie riasových plošín možno charakterizovať ako plytkovodné prostredie s čistou, teplou a dobre presvetlenou a vetranou vodou s normálnou salinitou a miernou až silnou dynamikou prostredia, t. j. priaznivé fyzikálno-chemicko-biologické faktory podmieňujúce rast dasykladálnych rias a diverzifikáciu spoločenstiev foraminifer. Častý výskyt a vysoko diverzifikované spoločenstvo foraminifer a dasykladálnych rias (Buček et al., 1991) poukazuje na stratigrafické rozpätie vrchný pelsón až spodný ilýr.

Diferenciácia sedimentačného priestoru nastala vo vrchnom pelsóne, resp. vo vrchnom ilýre. V tomto časovom období sa stabilizoval systém vnútroplatformových lagún, ktoré boli spojené s otvoreným morom. V nadloží steinalmských vápencov prebiehala sedimentácia schreyeralmských vápencov s amonitmi vrchnoilýrskeho veku, resp. sedimentácia organodetritických (*packestones-wackestones*) vápencov zámostského súvrstvia veterlínskej skupiny. Tie zaberajú areál medzi okrajom karbonátovej platformy a okrajom panvy a svojimi znakmi sa odlišujú od sedimentov karbonátových svahov na jednej strane a panvových (pelagických) sedimentov na druhej strane. Ide o výrazný litologický a fosiliferný horizont v nadloží steinalmských vápencov, resp. gutensteinských vápencov obsahujúci makrofaunu amonitov a ramenonožcov a mikrofaunu foraminifer a konodontov veku vrchný pelsón – ilýr. V nadloží zámostského súvrstvia, resp. priamo v nadloží gutensteinských vápencov/steinalmských vápencov sedimentovala panvová (pelagická) karbonátová fácia reiflinských vápencov veterlínskej skupiny. Vyskytujú sa v nich tenkostenné lastúrniky, krinoidy, ihlice húb, rádiolárie, ostrakódy, foraminifery, konodonty a holotúrie veku (?vrchný ilýr) – fasan – kordevol (Buček, 1988; Buček et al., 1991). Súčasťou sedimentácie svahových sedimentov okrajovej časti intrašelfového bazénu je najmä proximálna časť karbonátových turbiditov – raminských vápencov veterlínskej skupiny – vystupujúcich v nadloží reiflinských vápencov. Klastický materiál, ktorý sa v nich vyskytuje, pochádza z okraja karbonátovej platformy. Stratigrafické rozpätie raminských vápencov vrchný longobard – kordevol indikuje spoločenstvo foraminifer a konodontov (Michalík et al., 1993).

V ladine prebiehala diferenciácia sedimentačného priestoru riasových plošín. Najprv sa objavili ojedinelé drobné hubkovo-koralové rifové nárasty (*patch reefs)* s podporou porostromátnych rias. Stratigrafickému rozsahu vrchný longobard – kordevol – jul (na základe lastúrnikov, ramenonožcov, dasykladálnych rias a foraminifer) zodpovedajú plytkovodné fácie vnútornej a strednej platformy – najmä rifové (aj lagunárne) wettersteinské vápence a lagunárne wettersteinské dolomity bebravskej skupiny vystupujúce v nadloží raminských vápencov, resp. schreyeralmských/reiflinských vápencov. Vo wettersteinských vápencoch môžeme odlíšiť *riasovú lagunárnu biofáciu (ladin)*, zastúpenú biodetritickými vápencami *(grainstone, rudstone)*. Obsahuje najmä dasykladálne riasy, ?solenopóry, ulitníky a zriedkavo foraminifery, ktoré sú charakteristické pre lagunárnu oblasť bližšie k rifovému jadru, *rifovo-biohermnú biofáciu (ladin – kordevol)* a hubkovo-koralovú s problematikami, zastúpenú organogénnymi/organodetritickými vápencami (*framestone, bafflestone, bindstone)*. Pre lagunárne wettersteinské dolomity je charakteristická *riasová lagunárna biofácia (ladin)*.

V nadloží wettersteinských vápencov, resp. wettersteinských dolomitov vstupujú siliciklastické sedimenty lunzských vrstiev ?vrchného julu až ?spodného tuvalu (lunzská skupina) obsahujúce bohaté spoločenstvo spór výtrusných rastlín julského veku. Z hľadiska paleoekologického zhodnotenia peľov a spór možno usudzovať na vlhké suchozemské rovinaté prostredie s močiarmi a riečnymi tokmi, miestami s vyvýšenými oblasťami (Planderová in Buček, 1988).

Vo vrchnom triase sedimentovali opäť plytkovodné fácie karbonátovej plošiny vnútornej a strednej platformy skupiny hlavného dolomitu. Patria sem hlavné dolomity vystupujúce v nadloží lunzských vrstiev alebo nad wettersteinským dolomitom s vekovým zaradením do tuvalu – ?alaunu podľa pozície vo vrstvovom slede. V nadloží hlavných dolomitov alebo v ich spodnej časti sa zriedkavo vyskytujú polohy oponických vápencov. Makrofauna lastúrnikov a foraminifer, ktorá sa v nich zistila, indikuje zastúpenie vrchného karnu – tuvalu. Zistené dve odlišné paleoasociácie foraminifer (Jendrejáková in Buček et al., 1991) charakterizujú lagunárne prostredie *(mudstone)* a mobilnejšie prostredie okraja lagúny *(grainstone)*. Najvyššie vystupujúcou litostratigrafickou jednotkou vrchného triasu sú dachsteinské vápence (alaun – sevat). V plošne menšej miere je zachovaný mojtínsky vápenec norovického súvrstvia veku rét. Sedimentačné prostredie reprezentu-

jú plytkovodné sedimenty plochého šelfu s priľahlými lagúnami s menšími koralovými rifovými nárastmi *(patch reefs)*. Na supratidálnu zónu poukazujú stromatolitické štruktúry. Plytkovodné prostredie sedimentácie (intertidálna a subtidálna zóna) charakterizuje zastúpenie jednotlivých biofaciálnych štruktúr.

Geologický vývoj územia vo vrchnej kriede a paleogéne

Obnovené zaplavenie priestoru, v ktorom sedimentovali vrchnokriedové (kampán – ?mástricht) plytkovodné vápence Vápenkovej skaly (brezovská skupina), zachované veľmi rudimentárne, prinieslo vo vyššom dáne až spodnom tanete priaznivé podmienky na vznik karbonátovej platformy. Na nej sa usadzovali plytkovodné lagunárne a zarifové sedimenty – „kambühelské" vápence (myjavsko-hričovská skupina). Niet ani dôkazov, že by sa tvorili väčšie rifové telesá, skôr išlo o malé izolované stavby (nárasty) koralových trsov *(patch-reefs)*. Porovnateľný vývoj v paleocéne opisujú Vecsei a Moussavian (1997) z platformy Maiella v Taliansku. Sedimentácia aj v nasledujúcom období tektonického pokoja bezprostredne závisela od morfológie zaplaveného podložia.

Po ústupe vrchnokriedového (kampánskeho) mora (Köhler a Borza, 1984) a následkom výzdvihu terajších MK nastalo suchozemské obdobie. Nie sú žiadne dôkazy, že sedimentácia pokračovala aj v mástrichte, ale nemožno to ani vylúčiť, pretože koncom kriedy došlo k prerušeniu sedimentácie, výzdvihu a pravdepodobne aj k intenzívnej erózii, skrasovateniu a vzniku červenozemí a sedimentácii predtransgresívnych sedimentov pravdepodobne vo ?vrchnej kriede až paleocéne? (svahových sutín – bartalovská brekcia) (Gross a Köhler, 1989; Činčura, 1987, 1990, 1994; Činčura et al., 1991).

Začiatkom ?spodného eocénu (SBZ ?6 – 8, ?spodný až stredný ilerd) more znova postúpilo jz. smerom a nastala výrazná transgresia bazálnych sedimentov súvrstvia Jelenej hory (malokarpatská skupina). Trvala až do vrchného kuisu, s náznakmi tvorby koralových trsov na podklade budovanom karbonátmi triasu hronika v oblasti Plaveckého Mikuláša (lokality hrad Korlátka a Jelenia hora). V priestore dnešnej Bukovskej brázdy sa prostredie prehĺbilo a sedimentovali hemipelagické sedimenty bukovského súvrstvia veku spodný až stredný eocén (vrchný kuis – lutét) a hrabnícke súvrstvie spodnooligocénneho veku (kišcel).

Sedimentácia od vrchnej kriedy do vrchného paleocénu (spodného tanetu) má obdobu vo Východných Vápencových Alpách – vo vrchnej časti gosauského vývoja. Odlišuje sa od platforiem v oblasti bradlového pásma, v ktorých koncom tanetu nastala deštrukcia rifového komplexu. Paleogénne sedimenty vystupujúce vo výplni Bukovskej brázdy sú len zvyškom rozsiahlej panvy, ktorá prekrývala zrejme celé MK.

Geologický vývoj územia v neogéne

Do regiónu na západe zasahujú neogénne sedimenty Viedenskej panvy a na východe sedimenty Dunajskej panvy. Severná časť Viedenskej panvy, Malých Karpát a Dunajskej panvy mala v spodnom miocéne spoločný tektonický vývoj (západoslovenská strižná zóna). Najstaršiu časť tvoria sedimenty egenbursko-otnanského veku. Sedimentačné prostredie bolo v egenburgu morské, s osladzovaním počas otnangu. Na okraji panvy sa v egenburgu usadzovali karbonátové podbrančské (dobrovodské) zlepence a v panve v prostredí neritickej zóny šlírové sedimenty spodnej časti lužického súvrstvia. V otnangu a v spodnom karpate sa v severnej časti regiónu a v dobrovodskej depresii usadili ílovce a prachovce, vyššie a pri okraji zlepence, pieskovce a ílovce morských až brakických okrajových sedimentov planinského súvrstvia.

Karpatský vek majú morské panvové šlírové sedimenty lakšárskeho súvrstvia. Na okraji sa vytvárali sedimenty deltovo-aluviálnych kužeľov výnosových tokov (jablonické zlepence) ústiacich do panvy.

Mladšia, Viedenská panva sa začala formovať počas spodného bádenu. Subsidenčné centrá sa premiestnili na juh. Panva sa rozťahovala mechanizmom *pull-apart*. Sedimentácia prebiehala v morskom prostredí za významného spolupôsobenia deltovej sedimentácie a v terestrickom prostredí. V študovanom území máme doložené až sedimenty stredného bádenu. K spodnému bádenu by mohli azda patriť kontinentálne brekcie opísané zo severných svahov Devínskej Kobyly. K strednému bádenu sú na území priradené terestrické sedimenty devínskonovoveského súvrstvia (predtým vrstvy zaraďované k jakubovskému súvrstviu) – brekcie, štrky a piesky sutinových, murových a aluviálnych kužeľov. Zaujímavá je prítomnosť bielych a sivobielych ryolitových tufov v nevápnitých pieskoch súvrstvia. Morské jakubovské súvrstvie stredného bádenu zastupujú novovyčlenené stupavské vrstvy (predtým lábsky amfistegínový obzor, lábsky obzor, resp. lábske piesky). Reprezentujú ich vápnité piesky, pieskovce a litotamniové vápence, ktoré vznikli v plytkomorskom prostredí. K vrchnému bádenu prináležia sedimenty studienčanského súvrstvia. Reprezentujú ho okrajové plytkovodné sedimenty sandberských vrstiev (brekcie, konglomeráty, štrky, piesky, litotamniové vápence) a íly/ílovce panvového prostredia.

Spodnosarmatské sedimenty holíčskeho súvrstvia sú v regióne zastúpené plytkovodnými machovkovo-serpulovými vápencami (predtým sa zaraďovali ku karloveským vrstvám), resp. panvovými ílmi. Skalické

súvrstvie vrchnosarmatského veku pozostáva z wolfsthalských vrstiev – piesčitých oolitických a nubekulário-vých vápencov (zodpovedajú vrchnej časti karloveských vrstiev) a tiež pieskov, pieskovcov, konglomerátov a ílov.

Od stredného bádenu sa roztvárala blatnianska, rišňovská a komjatické priehlbina Dunajskej panvy. Išlo o asymetrickú termálnu panvu. V blatnianskej priehlbine, ktorá susedí s MK, sa na území regiónu usadili morské sedimenty špačinského súvrstvia – okrajové a bazálne karbonátové zlepence, brekcie a pieskovce dolianskych vrstiev (vek pozri pri opise vrstiev) a v panve sedimentovali íly a piesky litorálnej zóny. Vo vrchnom bádene sa v panve usadzovali íly a piesky báhonského súvrstvia a na západnom okraji sedimentovali íly a uhoľné íly. V sarmate na východnom okraji MK sedimentovali v litorálnej zóne piesky s polohami ílov vrábeľského súvrstvia.

Geologický vývoj územia v kvartéri

Sedimenty kvartéru na zobrazenom území MK a priľahlých častí Borskej a Podunajskej nížiny sa vyznačujú kontinentálnym (terestrickým) charakterom vývoja s prevahou subaerických prvkov depozície a premenlivou hrúbkou. Vo všeobecnosti najväčšia hrúbka sa zaznamenala v úpätných častiach pohoria na jeho styku s Podmalokarpatskou zníženinou na západe a čiastkovými depresiami Podmalokarpatskej pahorkatiny na východe. Nástup kvartérnej sedimentácie sa vyznačuje depozíciou na už erodované predkvartérne podložie. To spôsobilo, že štvrtohorné sedimenty na styku s ním sú uložené erozívne a diskordantne.

Z celkovej škály genetických typov na území z hľadiska objemu hmoty a plošného rozsahu majú dominantné postavenie rozličné litologické variety eluviálnych a deluviálnych sedimentov – pleistocénno-holocénnych zvetranín, svahovín, sutín a ich kombinácií. Tento typ akumulácií síce sprevádzal celý kvartérny vývoj územia od spodného pleistocénu po holocén, no stav ich súčasného priestorového rozšírenia je výsledkom cyklického striedania akumulácie, erózie a denudácie. V prípade zvetranín sa viaže na plošinové úseky v pohorí (pozostatky starších povrchov zarovnania – rovní), budované najmä granitoidnými horninami. Svahoviny nasadajú najčastejšie priamo na úpätné časti svahov, dná suchých a úvalinovitých dolín a žľabov a na úpätia skalných zrubov a stien. Všeobecne dominuje zmes deluviálno-soliflukčných svahovín a sutín od piesčito-kamenitých a piesčitých cez hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po výlučne hlinité polygenetické svahové hliny. V pohorí sú svahové sedimenty a zvetraniny spolu s deluviálno-fluviálnymi výplňami dien dolín často jediným reprezentantom kvartérnej akumulácie, označovanej aj ako horský kvartér.

Pre stykové pásmo pohoria s okolitými nížinami je charakteristické prevládanie zmesi deluviálnych hlinito--kamenitých a hlinito-piesčitých sedimentov a resedimentovaných starších kôr zvetrávania. Na pahorkatine dominujú vápnité aj nevápnité splachy prevažne vo výplniach úvalín. Pretože význam a stratigrafický rozsah svahovín nie je pre kvartérny vývoj pohoria zvlášť dôležitý, na mape je zohľadnená len hrúbka, ktorá odhadom presahuje 2 m.

Z hľadiska genézy, stratigrafie, morfopozície a miesta výskytu majú oveľa významnejšie postavenie fluviálne a proluviálne sedimenty kvartérnych vodných tokov (spodný pleistocén – holocén).

Fluviálne sedimenty reprezentuje litofaciálne pestrý vývoj od genézy morfologickej postupnosti (riečne terasy a dnová akumulácia) až po superpozičné uloženie na okrajových štruktúrach Podunajskej panvy, ktorá na územie zasahuje z JV v oblasti Bratislavy.

Na okrajoch pozitívnych morfotektonických štruktúr MK tvoria fluviálne sedimenty náplň systému riečnych terás, dnových akumulácií a nivného pokryvu vrátane výplní mŕtvych ramien tokov Moravy a Dunaja. Na ostatných horských tokoch tvoria náplň dnových akumulácií (ak sa zachovali), no prevažne náplň nivného pokryvu. Terasové fluviálne sedimenty Moravy sú miestami pokryté návejmi eolických pieskov, fluviálne sedimenty Dunaja v oblasti Bratislavy zasa návejmi spraší, čiastočne sprašových hlín, svahovín a hlinitými splachmi.

Proluviálne sedimenty náplavových kužeľov (spodný až vrchný pleistocén, holocén) sú vyvinuté a zachované v mnohopočetných výskytoch najmä po obvode pohoria, teda v pásme jeho styku s oboma nížinami. Na z. úpätí pohoria je to systém paralelných telies kužeľov malokarpatských tokov vybiehajúcich prevažne do Podmalokarpatskej zníženiny, ktorú z neotektonického hľadiska tvorí séria lokálnych depresií a čiastkových elevácií. Kužele malokarpatských tokov v. úpätia pohoria v pásme jeho styku s Trnavskou pahorkatinou sa vyvinuli taktiež jednak v lokálnych neotektonických depresiách, jednak na elevačných štruktúrach Podmalokarpatskej pahorkatiny.

Proluviálne sedimenty sú indikátorom geologického vývoja územia počas kvartéru. Miestom, formou a spôsobom depozície odzrkadľujú tendencie neotektonických vertikálnych pohybov a priebeh tektonického rozhrania hlavných štruktúrno-tektonických blokov. Apikálne zóny prolúvií vyvinutých po obvode pohoria sú väčšinou reprezentované viacgeneračnými, vloženými, terasovanými a odkrytými kužeľmi. Niektoré z nich na neotektonických poklesových štruktúrach Borskej nížiny (pernecká, sološnická a plavecká depresia) pre-

chádzajú do viacgeneračných naložených kužeľov. Mapa vo väčšine prípadov zobrazuje len apikálne časti kužeľov, vybiehajúcich z pohoria mimo zobrazeného územia často aj do vzdialenosti 8 – 12 km.

Eolické sedimenty tvoria z hľadiska plošného rozsahu a objemu hmoty ďalší významný genotyp kvartérnej akumulácie zasahujúcej na skúmané územie z okrajových častí oboch nížin, kde tvoria významný fenomén a podstatnú časť ich povrchového pokryvu. V oblasti Borskej nížiny ide prevažne o výskyty presypov naviatych pieskov (vrchný pleistocén – holocén) pokrývajúcich najmä distálne zóny uvedených náplavových kužeľov (mimo zobrazeného územia), fluviálnych terás Moravy a terás jej ľavostranných prítokov. Naviate piesky lokálne zasahujú aj na študované územie.

Z oblasti Podunajskej nížiny (Trnavskej pahorkatiny) na toto územie zasahujú eolické sedimenty reprezentované pokryvmi sprašových sérií s obsahom fosílnych pôdnych komplexov v kombinácii so sprašovými hlinami (stredný až vrchný pleistocén) a inými, najmä deluviálnymi a deluviálno-fluviálnymi sedimentmi (vrchný pleistocén – holocén). Rovnako aj tu spraše a sprašové hliny pokrývajú proluviálne sedimenty náplavových kužeľov a mimo územia regiónu aj fuviálne sedimenty terás pravostranných prítokov Váhu.

V menšej miere sú v regióne zastúpené aj holocénne organogénne sedimenty v podobe rašelín slatinného typu, viazaných na lokálne podmalokarpatské depresie z. okraja Trnavskej pahorkatiny (Jurský Šúr, Modra a i.) a na lokálne zníženiny v rámci holocénnych nív.

Zistili sa aj maloplošné výskyty **chemogénno-organogénnych sedimentov** na z. úpätí pohoria (Borinka, Pernek) a lokálne aj priamo v pohorí. Ide prevažne o vrchnopleistocénno-holocénne penovce, zriedkavo aj tenko laminované travertíny.

Výpočet genetických typov uzatvára veľké množstvo prevažne maloplošných výskytov **antropogénnych uloženín** v podobe skládok odpadu, banských háld a rozličných násypov (subrecent, recent).

ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Geofyzikálne merania môžeme rozdeliť na dve skupiny – regionálne merania a detailné asemidetailné merania.

Regionálne merania. – Do tejto skupiny zaraďujeme seizmické, gravimetrické a magnetometrické merania a merania VES (vertikálnej elektrickej sondáže).

Seizmické merania. – V širšom okolí boli zamerané najmä na štruktúry neogénu Viedenskej, resp. Podunajskej panvy (Gaža et al., 1985). V Malých Karpatoch majú zásadný význam profily 662/84, 689/87, 671/87, 671 A/87, 8CHR/86 a profily zasahujúce do regiónu len okrajovo, 663/87 a 194/88.

Gravimetria. – Merania v mierke 1 : 25 000 sa robili v niekoľkých etapách od roku 1984 do roku 1989. V roku 2001 boli tiažové merania reambulované v rámci projektu *Atlas geofyzikálnych máp a profilov* (Kubeš et al., 2001).

Letecké merania. – Do roku 1986 sa v oblasti MK vykonali aeromagnetické a aerogamaspektrometrické merania (Gnojek a Janák, 1986). Merala sa veľkosť totálnej indukcie magnetického poľa T a 4 kanály žiarenia gama (U, Th, K a Tc-totál). Výstupom sú mapy izolínií v mierke 1 : 50 000. Výsledné mapy poskytujú regionálny pohľad na plošné rozšírenie zdrojov magnetických a gamaspektrometrických anomálií v oblasti. Aerogamaspektrometrické anomálie v roku 1986 overili Čížek et al. (in Kubeš et al., 2001).

Geoelektrické merania. – Tieto merania regionálneho charakteru predstavujú predovšetkým merania VES. Aplikovali sa najmä v sedimentárnych oblastiach v okolí MK. Vo vlastnom pohorí prvé merania vykonali Bárta et al. (1985). Ich ďalšie merania v rokoch 1987 – 1989 sú zhodnotené v záverečnej správe (Bárta et al., 1989).

Detailné a semidetailné merania. – K týmto prácam zaraďujeme najmä staršie práce v rudných oblastiach (50 – 70. roky min. st.) vrátane poľských meraní a meraní Uránového priemyslu v širšom okolí Pezinka na pyritovo-pyrotínovom ložisku. Cieľom bolo usmerniť geologický a vrtný prieskum na tomto ložisku (Bárta, 1955). V roku 1977 sa skončil rozsiahly semidetailný geofyzikálny prieskum *Malé Karpaty – Sb*, ktorý realizovali poľskí odborníci (Bialostocky, 1977). Na tieto merania nadväzujú ďalšie geofyzikálne merania pri aplikácii rovnakej metodiky v oblasti I. produktívnej zóny od Starej hory po bratislavský masív (Pašteka et al., 1979, 1980). V rokoch 1975 – 1978 boli merania zamerané na revír Ferdinand – Karolína, oblasť medzi Pernekom a Babou, Čertovým kopcom a Kuchyňou. V roku 1976 sa začal aj prieskum v II. produktívnej zóne v oblasti Augustín – Čmele a neskôr na lokalite Kukla (Pašteka et al., 1980). Ďalšie merania, ktoré prispeli k prognózovaniu, sú rádiometrické a gamaspektrometrické merania vykonané Uránovým prieskumom v roku 1981 a 1982. Neskôr ich prehodnotil Čížek (1986). V rámci tejto práce sa zhodnotili:

– pozemné overovacie merania anomálií leteckej geofyziky,
– rádiometrický prieskum gama v jamkách hronika,
– rádiometrický prieskum gama v jamkách tatrika centrálnej časti MK.

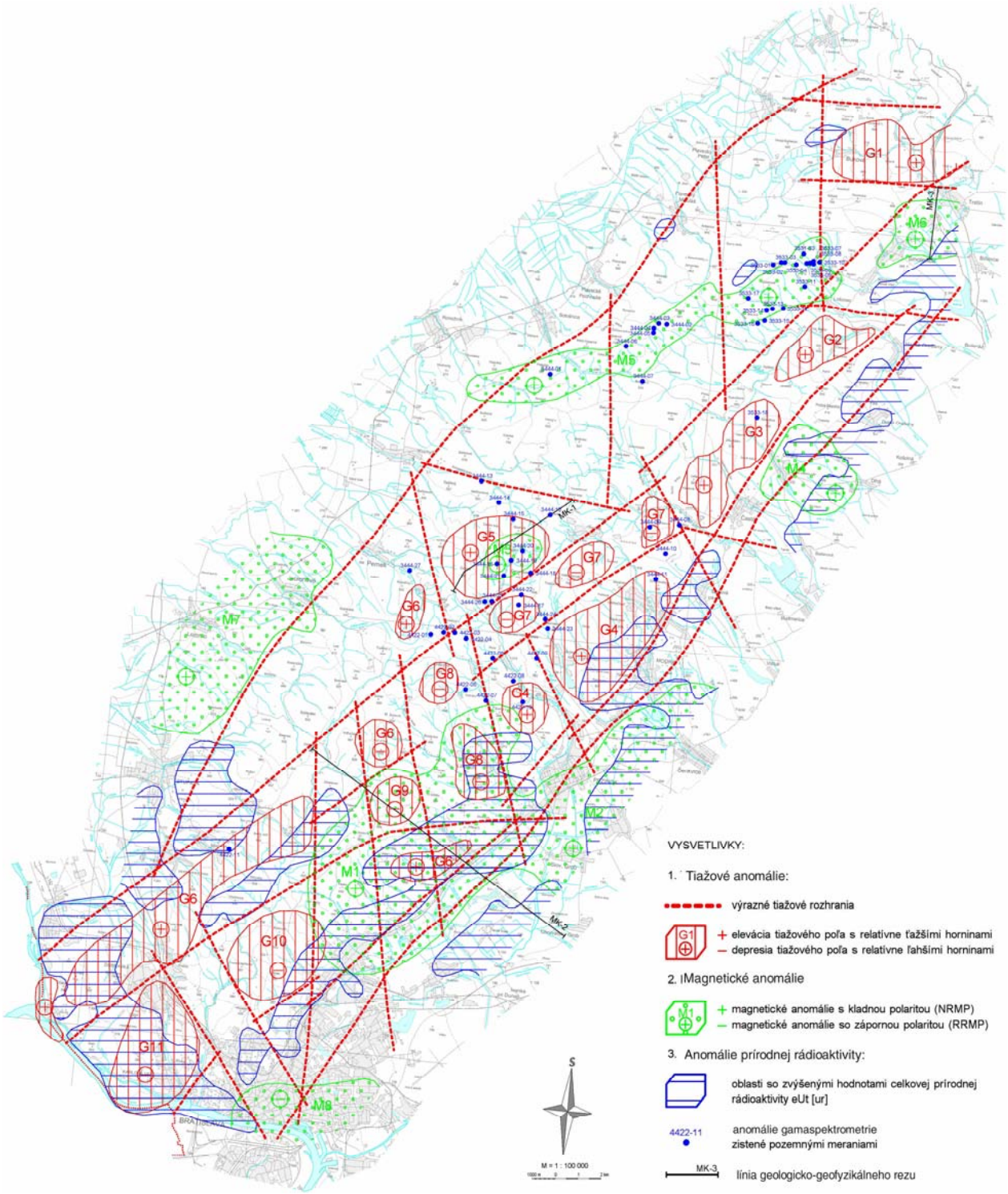
Charakter tiažového poľa

Tiažové pole študovaného územia napriek svojmu vernému reflexu základného smeru geologických štruktúr preukazuje na mape úplných Bouguerových anomálií (pri objemovej hustote 2,67 kg . dm^{-3}) existenciu niektorých veľmi zaujímavých prvkov, na ktoré je potrebné upozorniť.

Výrazný horizontálny gradient ohraničujúci pohorie z JV je viac-menej takmer konformný s jeho úpätím (za výdatného prispenia hustotného kontrastu medzi staršími, relatívne ťažšími horninami budujúcimi túto časť územia a relatívne ľahšími sedimentmi priľahlej Podunajskej panvy). Horizontálny gradient ležiaci oproti a ohraničujúci MK zo SZ výrazným spôsobom zasahuje do ich elevačných štruktúr. Markantné je to najmä v severnej časti oblasti. Vo fyzikálnom vyjadrení to znamená nedostatok ťažších hmôt na študovanom území, v tomto prípade granitoidové členy (prípadne ešte bázickejšie diferenciáty granitoidov), ktoré smerom na SZ nemajú hlbšie pokračovanie. Prenesené do geologickej interpretácie to predstavuje násun granitoidových telies z JV na SZ. To by znamenalo, že všetky mezozoické členy vyvinuté na sz. leme územia – od Záhorskej Bystrice a Marianky na juhu až po oblasť Plaveckého Mikuláša na severe – by nemali mať granitové zakorenenie za predpokladu, že v granitovom telese nenastala diferenciácia smerom do acidnejších členov, čo je zrejme málo pravdepodobné.

Ako úplne nezávislá tiažová štruktúra sa javí najsevernejší cíp pohoria v priestore Trstín – Rozbehy (širšie okolie obce Buková). Oblasť sa prezentuje výraznou kladnou tiažovou anomáliou (G1), pričom jej južné

ohraničenie striktne drží v.-z. smer medzi Smolenickým zámkom a k. Veterlín (724) v súlade s doterajšími geologickými poznatkami. Maximum anomálie možno korelovať s vývojom karbonátových komplexov chočskej jednotky hronika v širšom okolí obce Buková. Karbonáty tejto jednotky na Z od vodnej nádrže Buková majú oveľa menšiu ozvu, čím a priori predpokladáme ich plytké uloženie na mladších útvaroch.



Obr. 14. Geofyzikálne anomálie v Malých Karpatoch (P. Kubeš et al., 2008).

Najvýznamnejšia vnútorná lineárna štruktúra je tiažový gradient, svojím smerom konformný s osou pohoria, ktorého severný počiatok možno situovať do severného okolia Jahodníka (okolie jaskyne Driny). Odtiaľ ho sledujeme do okolia osád Solírov a Zabité. Stade cez severné okolie Papierničky a Zochovej chaty sme-

ruje cez sedlá ohraničujúce zo SZ kóty Veľká homoľa a Cajlanská Veľká homoľa k vodnej nádrži Limbach. V tomto priestore je posunutá na SZ pozdĺž zlomu prebiehajúceho rovnomenným potokom a v ďalšom pokračovaní na JZ sleduje horný tok Stupavského potoka. Po ďalšom posune na SZ s. od k. Ostrovec už veľmi dôsledne pokračuje západnými okrajmi obcí Marianka a Borinka cez Záhorskú Bystricu do južných okrajov Devínskej Novej Vsi a odtiaľ prechádza na územie Rakúska. Tejto štruktúre venujeme pozornosť preto, lebo s výnimkou tiažového maxima spôsobeného amfibolitovým telesom v širšom okolí Čertovho kopca konzekventne rozdeľuje pohorie z hľadiska distribúcie tiažových hmôt na dve časti. Na JV od tejto štruktúry indikujeme dominantne relatívne ťažšie hmoty, kým na SZ od nej zaznamenávame posun k hodnotám tiaže, ktoré indikujú ľahšie hmoty. Ďalšie čiastkové anomálie lokálneho významu sú podrobne opísané na *Mape geofyzikálnych indícií a interpretácií – MGII* (Kubeš et al., 2001).

Ak zvážime, že podstatnejšia časť modranského granitu leží na S od Kamenného (Stoličného) potoka a vôbec sa neprejavuje v tiažovom poli, pričom jeho dominantné členy – biotitické tonality až granodiority – predstavujú bázické granitoidné horniny MK (potenciálne najťažšie), potom musíme tento anomálny prejav posunúť južnejšie od uvedenej hranice. Tak sa dostávame do vysokých hodnôt tiaže, ktoré nezodpovedajú granitoidovému prejavu modranského telesa. Kladná anomália v širšom okolí kóty Čmeľok je prisúdená účinku metamorfitov harmónskej série (skupiny) – G5. To znamená, že južná časť modranského granitového telesa predstavuje iba tektonicky redukovanú šupinu hrubú rádovo prvé stovky metrov, nedeformujúcu tiažové pole. Viac je deformované ľahkým účinkom kremencov lúžňanského súvrstvia (okolie kóty Kukla – G7), ktorými sú aj „vyhojené“ jazvy po násunových plochách v modranskom granite.

Tento kontinuálny anomálny pás je narušený najvýraznejším systémom smeru SZ – JV, ktorý v šírke 3,5 – 4 km deformuje relatívne jednotnú kresbu tiažového poľa v priestore medzi Limbachom a Pernekom (G8). Je vyplnený nielen metamorfitmi staršieho paleozoika, ale aj granitoidmi bratislavského telesa. Je to pomerne prekvapujúce zistenie, pretože samotný bratislavský masív sa vykresľuje robustnou kladnou anomáliou. Výnimkou je len spomenutý priestor, kde južné ohraničenie poruchovej štruktúry prebieha približne údoliami Myslenického, Račieho a Medvedieho potoka. To by znamenalo, že granitové hmoty bratislavského granitoidu ležiace na SV od opísaných údolí sú len tenké šupiny bez pozitívneho prejavu v tiažovom poli, čo interpretujeme ako nasunutie granitu smerom na SV.

Na opačnú stranu od tejto línie sledujeme najintenzívnejšiu kladnú anomáliu obdĺžnikového tvaru v oblasti na JV od Perneka (G6). Jej menej intenzívny jv. okraj od intenzívneho sz. okraja narúšajú lokálne tiažové depresie, sledované najmä v okolí k. Šenkárka – G9 (sz. od Sv. Jura), v širšom okolí Krásneho vrchu – G10 (na SZ od Rače) a v oblasti Lamač – Karlova Ves (G11). Hlavné maximum prechádza od doliny Prepadlé cez východné okraje Marianky a Záhorskej Bystrice (sledujúc upätie pohoria) až k Devínu a pokračuje ďalej do Rakúska. Severné vymedzenie sledujeme v priestore medzi Pernekom a sedlom Baba (kóta Gašparová). V zmysle doterajších znalostí o geologickej stavbe by malo sledovať najmä pásmo amfibolitových telies, ktorých lentikulárne tvary sú na povrchu zmapované. Intenzívny sz. a menej intenzívny jv. gradient celej „bratislavskej anomálie“ evokuje interpretáciu násunu so sz. vergenciou. Na genézu tejto anomálie možno mať niekoľko názorov:

– anomáliu spôsobujú ťažšie deriváty bratislavského telesa (tonality?),
– anomáliu spôsobujú amfibolitové horniny,
– anomáliu spôsobujú ťažšie horniny podložného kryštalinika.

Charakter magnetického poľa

Geologická interpretácia magnetických anomálií v MK, ktoré dávame do súvisu s telesami granitoidov v kryštaliniku tatrika a veporika, priniesli tieto poznatky:

1. Hlavným nositeľom magnetických parametrov sú najmä magnetit a titanomagnetit, v menšej miere sú zastúpené minerály typu titanit, hematit a ilmenit.

2. Magnetické vlastnosti hornín sú v priamej závislosti od stupňa bazicity hornín. V prípade granitoidov ide o nárast magnetických parametrov (najmä magnetickej susceptibility) v rade: biotitický granodiorit – tonalit – amfibolický diorit – gabrodiorit.

Najvyššie amplitúdy anomálií sa zistili v regiónoch, kde magnetické horniny granitoidov vystupujú priamo na povrch alebo sa nachádzajú v hĺbke do 500 m pod povrchom. Amplitúda anomálií sa mení len veľmi málo s ohľadom na hĺbku zdrojov a ich hrúbku. To by naznačovalo, že čím je zdroj uložený hlbšie, tým má vyššie magnetické parametre, a teda aj vyššiu bazicitu. Je to možné dokumentovať výsledkami geologicko-geofyzikálnej interpretácie magnetických anomálií najmä z jz. časti MK.

V Malých Karpatoch dominuje svätojurská magnetická anomália (M1), ktorá sprevádza takmer celú sv. časť bratislavského masívu. Za zdroj anomálie považuje Kohút (in Kubeš et al., 2001) granitoidný komplex (granodiorit – diorit) s vrchným okrajom v hĺbke do 2,0 km, ktorý sa nachádza v podloží prakticky nemagnetického bratislavského granitoidu. O prítomnosti bázických granitoidov uvažujeme aj v prípade grobskej

anomálie (M2), ktorá do študovanej oblasti zasahuje len okrajovo. Nachádzajú sa v hĺbke 2,5 až 3,0 km. Vzájomnú priestorovú pozíciu zdrojov anomálií M1 a M2 ovplyvňuje malokarpatský zlomovým systémom smeru SV – JZ, pozdĺž ktorého zdroj grobskej anomálie nielen poklesol smerom na JV, ale sa aj posunul smerom na SV. Nie je vylúčená ani iná interpretácia týchto anomálií, ktorá vychádza z názorov na príkrovovú tektonickú stavbu MK a pripúšťa v podloží nemagnetických granitoidov bratislavského masívu magnetické komplexy metamorfitov.

Aeromagnetickým mapovaním MK sa zaznamenali magnetické anomálie na SZ od Pezinka (M3 – pernecká anomália) a v širšom okolí obce Doľany (M4), ktoré dosahujú amplitúdy do 50 nT. Vyvolávajú ich najmä magnetické účinky amfibolitov. Telesá amfibolitov sú zastúpené prakticky v celom kryštaliniku tatrika a veporika. V prevažnej väčšine prípadov ide o telesá malých rozmerov, ktoré aeromagnetickým alebo plošným magnetickým mapovaním v mierke 1 : 25 000, resp. 1 : 50 000 nemuseli byť identifikované, aj keď vystupujú priamo na povrch alebo sa nachádzajú veľmi blízko pri povrchu. Nie je vylúčené, že zdrojom tejto anomálie môže byť aj superpozícia anomálnych účinkov bázickejších diferenciátov granitoidov nehlboko pod povrchom. Tento typ granitoidov je známy zvýšeným obsahom magnetitu a spolu s vysokým obsahom biotitu dosahuje magnetickú susceptibilitu kapa = 3 000 – 10 000 . 10^{-6} j. SI. Magnetické vlastnosti týchto granitoidov v regionálnom meradle však môžu zvýrazňovať v nich prítomné mafické enklávy, ktoré dosahujú magnetickú susceptibilitu kapa = 10 000 – 45 000 . 10^{-6} j. SI, pričom distribúcia týchto enkláv býva väčšinou nehomogénna. Tieto „magnetické granitoidy" tvoria mladšie menšie intrúzie veku 310 – 300 mil. r. do relatívne starších „nemagnetických granitoidov" veku 350 – 330 mil. r.

Charakter perneckej anomálie s viacerými maximami môže byť teda vyvolaný kombinovaným účinkom granitoidných hornín (intruzívny charakter a nehomogénna distribúcia enkláv) spolu s prejavom nie príliš hrubého nekompaktného telesa amfibolitov, pričom nevylučujeme ani „podstielanie" amfibolitov práve identickým telesom „magnetických" granitoidov.

Medzi obcami Lošonec a Sološnica (M5) vystupuje spodná časť príkrovovej jednotky hronikum. V tomto prípade ju zastupuje mladšie paleozoikum (vrchný stefan až perm) – ipoltická skupina (Vozárová a Vozár, 1981, 1988) – a spodný trias – benkovské súvrstvie. Pre ipoltickú skupinu je charakteristický vulkanicko-sedimentárny vývoj s prioritným zastúpením bázických až intermediárnych efuzívnych hornín a sedimentmi typu *„red beds"* s obsahom železitých minerálov. Bazálna časť príkrovovej jednotky, ktorú tu buduje ipoltická skupina, sa prejavuje ako doskovité teleso. Toto teleso okrem povrchového výskytu má pokračovanie so sklonom na SZ do podložia mezozoika a vyššieho čiastkového príkrovu.

Zdrojom anomálií sú teda bazalty a andezity tholeiitového charakteru. V podstatne menšej miere sa zobrazuje účinok vulkanoklastík. Horniny vystupujú priamo na povrch alebo ležia veľmi blízko pri povrchu (Vozár in Kubeš et al., 2001).

Na základe výsledkov interpretácie magnetických anomálií v okolí Smoleníc predpokladáme prítomnosť vulkanitov aj v území medzi Smolenicami a Trstínom (M6), a to v hĺbke okolo 200 m pod povrchom. Z magnetickej mapy vyplynulo, že do z. časti regiónu v širšom okolí obce Lozorno zasahuje plošne rozsiahla magnetická anomália (len okrajovo – M7). Ide pravdepodobne o pokračovanie magnetického účinku hornín na východnom okraji Českého masívu, ktorý prechádza cez západokarpatskú predhlbeň do oblasti MK.

Zápornú magnetickú anomáliu (M8) zasahujúcu do južnej časti regiónu opäť len okrajovo dávame do súvisu so superpozíciou magnetických účinkov spodného okraja hornín vyvolávajúcich výraznú kladnú gabčíkovskú magnetickú anomáliu a účinkami reverzne zmagnetizovaných vulkanických hornín spodnobádenského veku.

Charakter poľa prírodnej rádioaktivity

Mapa celkovej prírodnej rádioaktivity bola zostavená na základe leteckých meraní.

Podľa Čížka et al. (in Kubeš et al., 2001) priemerné hodnoty na celom území Slovenska sú takéto: draslík (K) 1,5 %, tórium (Th) 8 –12 ppm eTh, urán (U) 3,1 ppm eU, celková prírodná rádioaktivita (eUt) 11,6 ur.

Po kvalitatívnom posúdení jednotlivých máp koncentrácie K, Th a U sa konštatovalo, že východný okraj MK (Vajnory – Viničné – Dolné Orešany – Trstín) a oblasť bratislavského granitoidného masívu charakterizuje zvýšená koncentrácia tória a uránu.

Z pozemných meraní celkovej prírodnej rádioaktivity vyplynulo, že anomálie rádioaktivity sa zaznamenali najmä v oblastiach Pernek – Pezinok – Dubová – Kuchyňa a Plavecký Mikuláš – Lošonec – Sološnica.

Prakticky všetky anomálne objekty sú opísané v práci Čížek et al. (in Kubeš, 2001). Jednotlivé anomálie gamaspektrometrie sa nachádzajú v horninách:

– pezinsko-perneckého kryštalinika,
– harmónskej série,
– bratislavského granitoidného masívu a jeho obalu,

– modranského granodioritu,
– v perme chočskej jednotky,
– v triase chočskej jednotky.

Z mapy prognózy radónového rizika vyplýva (Čížek et al., 1992), že v okolí Bratislavy sa vysoké radónové riziko viaže na hlinité deluviálne sedimenty, resp. zlepence a brekcie neogénu (pri Záhorskej Bystrici, Lamači a Rači) a na grafitické bridlice pezinsko-perneckého kryštalinika.

V roku 2006 Kubeš a kolektív autorov zostavili *Mapu geofyzikálnych indícií a interpretácií*. Využili sa najmä výsledky interpretácie tiažových, magnetických a gamaspektrometrických meraní. Podkladom boli nasledujúce novozostavené mapy:

– mapa úplných Bouguerových anomálií pri redukčnej hustote 2,67 kg . dm^{-3} ,
– mapa lineárnych prvkov tiažového poľa (horizontálne gradienty na základe Blakelyho kritéria),
– magnetická mapa,
– mapa celkovej prírodnej rádioaktivity eUt,
– mapy koncentrácie tória (Th), uránu (U) a draslíka (K),
– interpretované geologicko-geofyzikálne rezy.

Zostavená mapa MGII obsahuje tieto základné údaje:

– výrazné lineárne tiažové rozhrania,
– anomálie indikujúce elevačné a depresné formy tiažového poľa,
– magnetické anomálie indikujúce predterciérne magnetické horniny a produkty terciérneho vulkanizmu,
– oblasti so zvýšenou koncentráciou celkovej prírodnej rádioaktivity z leteckých meraní,
– anomálie gamaspektrometrie zistené pozemnými meraniami,
– línie geologicko-geofyzikálnych rezov.

Reprocesované seizmické merania nie sú v súčasnosti dostupné odbornej verejnosti.

Na mape geofyzikálnych indícií a interpretácií boli znázornené len tie geofyzikálne anomálie a rozhrania, ktoré mohli poskytnúť obraz o štruktúrno-tektonických a geologických pomeroch celého regiónu.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Malé Karpaty patria k pohoriam s relatívne vyššou úrovňou regionálnej hydrogeologickej preskúmanosti. Pri zvážení bezprostrednej blízkosti hlavného mesta Slovenska Bratislavy, ktoré sčasti leží priamo na svahoch tohto pohoria, v porovnaní s niektorými ďalšími celkami Západných Karpát však môžeme cítiť deficit hustoty pozorovaní prameňov a prietoku na povrchových tokoch, ako aj realizovaných hydrogeologických vrtov. Jedným z dôvodov môže byť aj vysoká hydrogeologická produktivita kvartérnych sedimentov Žitného ostrova a pravobrežia Dunaja, z ktorých sa v súčasnosti realizuje vodárenské zásobovanie Bratislavy pitnou a úžitkovou vodou.

Prvou z rozsiahlejších hydrogeologických prác v tomto pohorí bol orientačný hydrogeologický výskum v rámci listu generálnej mapy Bratislavy 1 : 200 000, ktorý slúžil na vypracovanie hydrogeologických vysvetliviek ku geologickej mape, list Bratislava 1 : 200 000 (Kullman, 1957, in Buday et al., 1962). Na túto prácu po roku 1960 nadviazal výskum v jednotlivých častiach pohoria. Boli to najmä práce zaoberajúce sa vplyvom geologických pomerov na podzemný odtok (Kullman, 1961, in Kullman et al., 1975), práce zamerané na vzorový výpočet zásob krasovej podzemnej vody časti MK (Kullman, 1965, in Kullman et al., 1975), o podzemnej vode západných svahov MK a ich vplyve na režim a zásoby podzemnej vody Záhorskej nížiny (Kullman, 1965), o bilančných výpočtoch krasovej vody v MK (Duba a Kullman, 1968, in Kullman et al., 1975) a práce zamerané na hydrogeologické a hydrodynamické hodnotenie podzemnej vody v puklinovom a puklinovo-krasovom prostredí (Kullman, 1975). Zaujímavé výsledky priniesla správa Poláka a Tůmovej (1969), v ktorej sú vyhodnotené výsledky predbežného hydrogeologického prieskumu lokality Borinka – vyvieračka Medené hámre. v správe sú zhrnuté výsledky merania prietoku, ako aj opakovaných indikačných skúšok v ponore Prepadlé – Limbašská vyvieračka, ktoré potvrdili staršie poznatky Kullmana a Gazdu (Kullman, 1957) o súvislosti vody ponoru a vyvieračky. Ucelené zhrnutie poznatkov o tejto problematike je uvedené v práci Kullmana (1980). Na základe týchto poznatkov sa mohli neskôr v roku 1984 vymedziť ochranné pásma vodných zdrojov Borinka-Medené hámre a Pajštúnska vyvieračka (Hlaváčová, 1984, in Hanzel et al., 1999). Krasovo-puklinovou vodou Borinského krasu, jej chemickým zložením a relevantnou ochranou sa zaoberali Hanzel a Vrana (1997). Po komplexnom zhodnotení celého pohoria v rámci základných hydrogeologických máp 1 : 200 000 (Kullman et al., 1973; Kullman et al., 1974; Kullman et al., 1975) a celého Slovenska (Hanzel et al., 1984) sa tu neskôr realizoval regionálny hydrogeologický výskum sz. svahov Pezinských Karpát (Hanzel et al., 1993) a vyhľadávací hydrogeologický prieskum v jv. časti Pezinských Karpát (Machmerová et al., 1997). Základnú hydrogeologickú a hydrogeochemickú mapu Pezinských Karpát zostavili Hanzel et al. (1999). V rámci úlohy *Podunajsko – DANREG* bola vypracovaná aj hydrogeologická mapa južnej časti MK v mierke 1 : 100 000 (Malík in Kováčik et al., 1996). Základné hydrogeologické poznatky o banskej vode kryštalinika MK podávajú vo svojich prácach Dovina (1979), Vrana (1981), Dovina et al. (1983), Vrana et al. (1991) a Vrana et al. (2005). Hydrogeologické pomery MK sú v rámci územia Veľkej Bratislavy zhodnotené aj v prácach Čechovej a Pospiechovej (1987) a Vranu et al. (1987). Poznatky z hydrogeologických vrtov realizovaných na zabezpečenie lokálnych zdrojov vody pre oblasť Borinky sú zhrnuté v správach Némethyovej (1981) a Drábika et al. (1985), v oblasti Stupavy v správach Drábika et al. (1984), Némethyovej et al. (1982) a Paňákovej et al. (1986), v Záhorskej Bystrici v správach Hlavatého a Modlitbovej (1968) a Bátoryho (1969), v Devínskej Novej Vsi v správach Šarlayovej a Novomestskej (1982) a Bátoryho a Bukovskej (1969), v Marianke v správe Jendraššáka (1980) a Jalča et al. (1989) a v Dúbravke Kozakoviča (1984). Z hľadiska riešenia hydrogeologických problémov mezozoika Pezinských Karpát si pozornosť zasluhujú aj práce geomorfológov a jaskyniarov pojednávajúce o krasovom fenoméne Borinského krasu a celkove Pezinských Karpát, napr. práce Lišku a Cebecauera (1977), Kubínyho (1978), Lišku (1982), Mittera (1983) a Noska a Gabča (1989).

V závislosti od geologickej stavby MK možno hodnotené územie rozdeliť na niekoľko hydrogeologicko-štruktúrnych celkov. Kryštalinikum – predmezozoický fundament jadrového pohoria – charakterizujeme ako hydrogeologický masív, ktorý sa vyznačuje puklinovou priepustnosťou a obehom podzemnej vody najmä v kôre zvetrávania – pripovrchovej rozvoľnenej zóne. Obeh sa zintenzívňuje v zónach tektonického porušenia. Na infiltráciu, akumuláciu a sústredený obeh podzemnej vody sú vytvorené veľmi vhodné podmienky najmä v karbonátoch triasu a čiastočne aj jury, tatrika, veporika (krížňanského príkrovu) a hronika (chočského príkrovu a vyšších príkrovov). Súčasťou mezozoickej stavby sú však aj bridlice, pieskovce, paleovulkanity, sliene a slienité vápence. Vytvárajú menej priepustné polohy s nízkou puklinovou priepustnosťou a usmer-

ňujú tak obeh podzemnej vody v triasových, prípadne jurských karbonátoch (tatrikum). Vápence a dolomity mezozoika predstavujú v MK vodárensky najvýznamnejšiu hydrogeologickú jednotku. Karbonátové brekcie, zlepence a organogénne vápence paleogénu spolu s triasovými karbonátmi vyšších príkrovov vytvárajú jeden súvislý, hydraulicky prepojený celok s puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou. Podstatne odlišné vlastnosti majú ílovce, siltovce a pieskovce hutianskeho súvrstvia paleogénu v Bukovskej brázde. Toto súvrstvie ako celok je z hydrogeologického hľadiska nízko priepustné až nepriepustné. Tieto horniny svojou polohou ovplyvňujú cirkuláciu podzemnej vody v mladších sedimentoch (Hanzel et al., 1999). Sedimenty neogénu, charakterizované najmä medzizrnovou priepustnosťou, ale čiastočne aj puklinovou, vytvárajú hydrogeologické panvy, ktorých podstatné časti sú však už súčasťou Viedenskej a Panónskej panvy. Kvartérne sedimenty sa vyznačujú veľmi variabilným zrnitostným zložením. Prejavuje sa to aj v širokej škále priepustnosti, ktorej typ však vždy charakterizujeme ako medzizrnový. Najpriepustnejšie sú fluviálne sedimenty. Obdobne ako karbonáty mezozoika sú vodárensky najvýznamnejším a najvyužívanejším kolektorom podzemnej vody.

Kryštalinikum

V oblasti južnej časti MK vystupujú hydrogeologicky málo produktívne horniny *kryštalinika* bratislavského a modranského masívu bez vodohospodársky významnejších prameňov s puklinovou priepustnosťou. Charakter obehu podzemnej vody je tu typickým príkladom obehu v tzv. hydrogeologickom masíve. V granitoidoch a metamorfitoch s puklinovou priepustnosťou (na iných miestach však aj v paleozoických, mezozoických a paleogénnych sedimentoch) ako hlavný kolektor pôsobí zóna zvetrávania a pripovrchového rozvoľnenia skalných hornín siahajúca do hĺbky zhruba 30 až 50 m. Roztvorenie puklín a tým aj priepustnosť v exponenciálnej závislosti sa zmenšuje so zväčšujúcou sa hĺbkou. Z genetických typov puklín sú z hydrogeologického hľadiska najvýznamnejšie sekundárne pukliny – sú to pukliny pripovrchového rozvoľňovania masívu a tektonické pukliny. Zvýšená priepustnosť aj filtračná heterogenita v týchto podmienkach závisí od tektonickej histórie územia, od rozloženia smerov ťahu a tlaku najmä v poslednej horotvornej fáze. Predpokladá sa, že hydrogeologický význam starších predalpínskych zlomových štruktúr je celkom zotretý mladšou tektonikou alpínskeho orogénu. V horninovom prostredí kryštalinika z hľadiska vzniku priepustných, vzájomne prepojených puklinových systémov (s hlbším dosahom, než je zóna pripovrchového rozvoľnenia skalného masívu) sa za vodárensky perspektívnejšie horninové prostredie považujú granitoidy v porovnaní s metamorfitmi. Podľa Hanzela et al. (1999) má priečna tektonika v granitoidných horninách intenzívnejšie účinky ako v kryštalických bridliciach. Ani v granitoidoch Pezinských Karpát sa však nenachádzajú výdatnejšie pramene. Výdatnosť väčšiny puklinových a sutinovo-puklinových prameňov je od 0,01 do 0,3 $l \cdot s^{-1}$, v ojedinelých prípadoch je výdatnosť aj väčšia ako 0,5 $l \cdot s^{-1}$, pričom ju silno ovplyvňujú atmosférické zrážky. Podzemná voda sa viacej sústreďuje v starých banských štôlňach napr. v hornej časti Limbašskej doliny (štôlne Haviareň č. 1 a č. 2 a štôlňa Leštiny) či v prameni Štôla v Perneku. Staré banské štôlne tu vytvárajú rozsiahlejšie drény, ktoré umožňujú sústreďovať v horninách kryštalinika podzemnú vodu s výdatnosťou na ústí štôlní aj niekoľko $l \cdot s^{-1}$. Na základe ojedinelých meraní v rokoch 1980 a 1981 uvádza Dovina (in Hanzel, 1984) výdatnosť z 20 štôlní, ktorá sa pohybovala od 0,01 (štôlňa Trojičná – Kuchyňa) do 10,0 $l \cdot s^{-1}$ (štôlňa Ryhová – Pezinok). Pre režim podzemnej vody vytekajúcej zo štôlní je charakteristický pomerne výrazný vplyv zrážok na ich výdatnosť, ako aj dobré vyrovnávanie odtoku v neovplyvnenom období. Poukazuje to na dobrú priepustnosť okolitého horninového prostredia v dôsledku jeho porušenia.

Merný odtok podzemnej vody z povodia Vydrice, stanovený Killeho metódou, s meraniami prietoku na stanici Spariská za obdobie 1981 – 1992, ktorý uvádza Hanzel (in Hanzel et al., 1999), je 4,58 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Merný odtok z 9 povodí budovaných granitoidmi so sústavnými meraniami z rokov 1992 – 1995, stanovený metódou Fostera, uvádza ten istý autor v rozmedzí od 3,22 do 5,78 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ a priemerný odtok podzemnej vody z granitoidov 4,66 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. V 3 povodiach tvorených migmatitmi, rulami a amfibolitmi sa zistil merný odtok podzemnej vody od 3,94 do 4,62 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, v priemere 4,38 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. V zóne zvetrávania granitoidných masívov odhadol Hanzel et al. (1999) strednú veľkosť koeficienta prietočnosti 4,26 . 10^{-5} $m^2 \cdot s^{-1}$ na základe spracovania výsledkov z 37 hydrogeologických vrtov. Šesť hydrogeologických vrtov z prostredia metapelitov, fylitov a sľudnatých bridlíc dokumentovalo nízku prietočnosť tohto horninového prostredia (stredná hodnota transmisivity 1,15 . 10^{-5} $m^2 \cdot s^{-1}$) pri priemernom mernom odtoku podzemnej vody na dvoch povodiach 2,20, resp. 2,98 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$.

Obeh podzemnej vody v horninovom prostredí kryštalinika sa väčšinou viaže na pukliny, resp. sutiny a pukliny plytko pod povrchom. Odrazom týchto podmienok je intenzita hydrolytického rozkladu silikátov daná funkciou troch základných faktorov: hydrolytickej kapacity zrážkovej vody, štruktúrneho typu mriežky silikátových minerálov a celkového trvania kontaktu prestupujúcej zrážkovej vody s horninovým prostredím (závisí od otvorenosti puklín, resp. stupňa zahlinenia sutín, celkovej dĺžky a hĺbky obehových ciest a rýchlosti prúdenia). Vzhľadom na značnú členitosť reliéfu kryštalinika je podzemný odtok zrážkovej vody smerom

k miestnym erozívnym bázam relatívne rýchly. Táto skutočnosť spolu s všeobecne nízkou chemickou aktivitou silikátových minerálov významne spolupôsobí pri formovaní celkove nízkej mineralizácie (prevažne menej ako 0,2 g · l^{-1}) podzemnej vody kryštalinika (Rapant in Malík et al., 2003). Druhým základným mineralizačným procesom, ktorý participuje na formovaní chemického zloženia podzemnej vody kryštalinika, je oxidačná degradácia sulfidov, najmä pyritu, ktorý je bežnou akcesóriou tak granitoidov, ako aj kryštalických bridlíc. Zákonitým dôsledkom je častý vznik nízko mineralizovanej vody s prechodným kalciovo-sulfátovo-hydrogenuhličitanovým chemickým zložením [približne rovnaké zastúpenie zložky A_2 a $S_2(SO_4)$], ktoré geneticky klasifikujeme ako sulfidogénno-silikátogénne. Vo väčšej hĺbke pribúda zastúpenie nátriovo-hydrogenuhličitanovej zložky. S výnimkou typickej sulfidogénnej vody (vyskytuje sa najmä v oblasti medzi Pezinkom a Pernekom), podzemná voda kryštalinika svojimi fyzikálno-chemickými vlastnosťami celkovo spĺňa kvalitatívne požiadavky na pitnú vodu. Výnimkou je lokálny výskyt zvýšeného obsahu železa (až 1,0 mg . l^{-1}), resp. prejavov výraznejšieho antropogénneho znečistenia v bezprostrednom okolí chatových osád a rekreačných zariadení. Z vodohospodárskeho hľadiska býva nevhodná aj ich všeobecná výrazná agresivita (Rapant in Malík et al., 2003).

Mezozoikum v tektonickej pozícii uprostred kryštalinika

Hydrogeologické pomery kryštalinika Pezinských Karpát sú úzko späté aj s tektonickou pozíciou hornín mezozoika zavrásnených uprostred kryštalinika. Mezozoikum v tektonickej pozícii uprostred kryštalinika svojou významnou drenážnou funkciou podmienilo vznik niekoľkých výdatných prameňov s krasovo-puklinovou vodou. Prvá vodohospodársky významná hydrogeologická štruktúra v Pezinských Karpatoch sú *zavrásnené synklinály tatridného mezozoika* (triasových kremencov, arkózovitých kremencov, arkóz a vápencov) medzi Hrubou dolinou, Pílou a Dolnými Orešanmi. Na zmapované územie zasahujú severnou časťou. Toto zavrásnené mezozoikum svojou drenážnou schopnosťou umožnilo vznik viacerých výdatných krasovo-puklinových prameňov (Hanzel et al., 1999). Sú to:

- pramene v Hrubej doline (prameň Rybníček s priemernou výdatnosťou 8,9 l . s^{-1} a rozkyvom výdatnosti 2,8 až 41,8 l . s^{-1}, prameň Vápenka s rozkyvom výdatnosti 1,1 – 5,1 l . s^{-1} a pramene Kňazove diery – jednotlivé pramene majú výdatnosť 4,0 – 12,5 l . s^{-1}, 3,3 – 54,1 l . s^{-1} a 2,4 – 10,2 l . s^{-1}, spoločná výdatnosť v rokoch 1969 – 1983 kolísala od 30,9 do 131,4 l . s^{-1});
- pramene v doline Píly (prameň Vyvieračka s priemernou výdatnosťou 11,0 l . s^{-1} a rozkyvom výdatnosti 5,2 l . s^{-1} – 15,4 l . s^{-1}, prameň Maruša s rozkyvom výdatnosti 15,9 – 95,0 l . s^{-1});
- pramene v Dolianskej doline (pramene Tri stoky s priemernou výdatnosťou 11,1 l . s^{-1} a rozkyvom výdatnosti 1,8 l . s^{-1} – 30,0 l . s^{-1}, prameň medzi vrchom Bolehlav a Rybnikárkou s výdatnosťou 0,7 – 1,7 l . s^{-1}).

Tatridné mezozoikum zavrásnené do kryštalinika (obalová séria) medzi Cajlou a Pílou tvoria najmä kremence, severnejšie od Píly už aj plochy vápencov. Vzhľadom na veľkú výdatnosť prameňov, neúmernú plochám odkrytých mezozoických hornín, je nutné prirátať k ich infiltračnej oblasti aj plochy drénovaných susedných hornín. Údaje o mernom odtoku z hydrogeologických štruktúr mezozoika, zavrásnených v kryštaliniku modranskej a orešianskej jednotky (tatrikum), ktoré uvádzajú Hanzel et al. (1999), tento názor podporujú: merný odtok podzemnej vody stanovený metódou Fostera sa pohyboval v rozmedzí od 6,3 do 14,6 l . s^{-1} . km^{-2}, metódou Killeho od 5,7 do 11,5 l . s^{-1} . km^{-2}.

Odkryté horniny mezozoika

Komplex hornín mezozoika tatrika, veporika a hronika charakterizuje veľmi pestré litologické zloženie zahŕňajúce bridličnato-pieskovcové súvrstvia, bazalty, kremence, dolomity a rozličné varianty vápencov od čistých cez detritické až po vápence s rôznym podielom slienitej zložky, končiac slieňmi. Od litologického charakteru horninového prostredia ovplyvneného štruktúrno-tektonickými podmienkami závisí odlišnosť hydrogeologickej produktivity jednotlivých súvrství. Zjednodušene ich však môžeme rozdeliť na dve základné skupiny, a to na hydrogeologické izolátory, resp. hydrogeologické poloizolátory, tvorené prevažne nepriepustnými horninami, a hydrogeologické kolektory, pre ktoré je charakteristická rôzna intenzita priepustnosti. Významnými hydrogeologickými izolátormi sú najmä bridlice, pieskovce a ílovce mladšieho paleozoika až spodného triasu hronika a obalovej sekvencie, bridlice a pieskovce vrchného triasu veporika a hronika, ílovité bridlice, čierne bridlice a manganolity spodnej a strednej jury tatridnej obalovej sekvencie, bridlice, vápence, pieskovce a silicity spodnej a strednej jury obalovej sekvencie a veporika, ako aj slienité vápence, sliene, slieňovce a striedanie pieskovcov a ílovcov spodnej a strednej kriedy tatrika a veporika. Tento súbor hornín, ktorý možno charakterizovať ako slabo až veľmi slabo priepustný, sa prevažne odvodňuje sutinovými prameňmi s výdatnosťou do 0,1 – 0,2 l . s^{-1}, viazanými najmä na zónu zvetrávania (Hanzel et al., 1999). Vo väčšine prípadov usmerňujú cirkuláciu podzemnej vody, ktorá intenzívnejšie prebieha v nadložných karboná-

toch, a na ich kontakte podmieňujú výstup podzemnej vody vo forme vrstvových prameňov. Hanzel et al. (1999) podľa výsledkov opakovaného merania prietoku povrchových tokov uvádzajú merný odtok podzemnej vody z tejto skupiny hornín v rozmedzí 0,75 – 0,84 l . s^{-1} . km^{-2}.

Tatrikum

V *tatridnej obalovej jednotke* možno vymedziť dve významné hydrogeologické štruktúry: a) komplex jurských sedimentov v borinskej sukcesii medzi Borinkou a Pernekom (jura), b) komplex sedimentov jury až kriedy orešianskej sukcesie medzi Hrubou dolinou, Pílou a Dolnými Orešanmi. Samostatné hydrogeologické štruktúry tvoria karbonatické súvrstvia fatrika a karbonatické súvrstvia hronika. Najvýznamnejšie kolektory sú vápence a dolomity stredného a vrchného triasu a v borinskej sukcesii spodnojurské až liasové borinské vápence. V závislosti od charakteru a stupňa porušenia sa tu vyskytuje celá škála hydrogeologických kolektorov – od hornín blízkych homogénnym a izotropným typom až po horniny s významnou heterogenitou a anizotropiou. Vyznačujú sa puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou. Podľa Hanzela et al. (1999) index prietočnosti (*Y*, sensu Jetel, 1985) z 24 hydrogeologických vrtov realizovaných v karbonátoch mezozoika sa pohyboval od 3,84 do 8,18, s priemernou hodnotou 5,61. V zmysle klasifikácie Krásného (1986) karbonáty mezozoika sa vyznačujú veľmi vysokou prietočnosťou (trieda I) a v zónach s nízkym stupňom porušenia a s nerozvinutým krasom veľmi nízkou prietočnosťou (trieda V). Najvýznamnejšie pramene odvodňujúce horniny tatridného obalu MK sú sumarizované v tab. 2-HG1.

Tab. 2-HG1. Dlhodobo pozorovaná výdatnosť a teplota vody prameňov tatridnej obalovej sekvencie v Malých Karpatoch (spracované podľa Hanzela et al., 1999).

Lokalita	Názov prameňa	Nadm. výška [m]	Obdobie pozorovania	Q min [l · s^{-1}]	Q priem. [l · s^{-1}]	Q max. [l · s^{-1}]	T min. [°C]	T max. [°C]	Q_{max} / Q_{min}	Horninové prostredie, genéza
Doľany	Tri stoky	350	1955 – 1969 (a)	3,98		10,20	9,0	11,5		lavicovité vápence
			1955 – 1969 (b)	1,76		26,10	7,5	10,5		
			1987 – 1995	6,49	11,1	30,00	7,5	10,5	2,7	
Píla	Zakopané	497	1963 – 1964	1,00		6,60			6,6	kontakt jurských vápencov a granodioritov
Kuchyňa	Vysoká	520	1956 – 1960	2,12		22,60			10,7	skrasovatené vápence
Píla	Maruša	275	1956 – 1959	15,90		95,00			6,0	tmavosivé vápence v tektonickom kontakte s kremencami
			1980 – 1983	20,00		49,50			2,5	
Píla	Vyvieračka Papiernička	300	1956 – 1961	12,30		15,40			1,3	tektonický kontakt kremencov a rúl
			1987 – 1995	5,22	11,00	13,60			2,6	
Modra	Žliabok	370	1969 – 1983	0,20		8,20			41,0	kontakt kremencov a granodioritov
Pezinok	Rybníček	395	1957 – 1983	6,10		41,80			6,9	tektonický kontakt kremencov, granodior. a amfibolitov
			1986 – 1995	2,83	8,92	16,90			6,0	
Pezinok	Vápenka	332	1957 – 1983	1,10		5,10			4,6	tektonický kontakt vápencov a dolomitov
Pezinok	Kňazove diery (celé pramenisko)	320 – 350	1969 – 1983	30,90		131,40	8,0	10,0	4,3	vápence v kontakte s kremencami a fylitmi
Pezinok	Kňazove diery – pravobrežný	320 – 350	1969 – 1983	3,98		13,50			3,39	vápence v kontakte s kremencami a fylitmi
	ľavobrežný		1969 – 1983	3,30		54,10			16,39	
	ľavobrežný dolný		1969 – 1983	2,35		10,20			4,34	

Najvýznamnejší kolektor v *borinskej jednotke* sú borinské vápence v súvrství Prepadlého (lias), ktoré sú intenzívne skrasovatené. Priemerný odtok podzemnej vody stanovený niekoľkými metódami sa tu podľa Hanzela et al. (1999) pohyboval od 5,9 do 7,5 l · s^{-1} . km^{-2}. Podstatná časť hornín hydrogeologickej štruktúry borinskej jednotky je nízko priepustná až nepriepustná. Odlišný hydrogeologický charakter majú borinské vápence a biodetritické a brekciovité vápence liasu súvrstvia Prepadlého spolu s triasovými vápencami

a dolomitmi. Tieto silne porušené a skrasovatené kolektorové horniny vystupujú predovšetkým v doline Prepadlé od Medených hámrov až po oblasť na Z od Somára. Smerom na SZ laterálne prstovito prechádzajú do flyšových sedimentov súvrstvia Korenca. Vytvárajú významný drén, ktorý zberá všetku povrchovú a podzemnú vodu širšej oblasti doliny Prepadlé. Druhý hydrogeologicky významný výstup jurských karbonátov je v hornej časti doliny Račieho potoka, kde sa vynára v okne spod nadložných hornín kryštalinika. Štruktúru odvodňujú pramene. Ich podstatná časť (až 59 %) má však výdatnosť len do 0,1 l . s^{-1} a iba 16 % má výdatnosť vyššiu ako 1,0 l . s^{-1} (Hanzel et al., 1999). Okrem prameňov sa sedimenty mezozoika borinskej jednotky odvodňujú aj skrytými prestupmi podzemnej vody do povrchových tokov. Obeh a režim podzemnej vody v tejto hydrogeologickej štruktúre je veľmi zložitý. Podľa výsledkov režimového pozorovania najmenší rozkyv výdatnosti v štruktúre má prameň Medené hámre (4,20 – 6,56 l . s^{-1}, priemerne 4,94 l . s^{-1}). Najväčší rozkyv výdatnosti majú pramene Pod žľabom (0,00 – 26,10 l . s^{-1}, priemerne 2,73 l . s^{-1}, vyvierajúci z borinských vápencov, ktorý však podľa Hanzela et al., 1993, vykazuje iba dva laminárne subrežimy vyprázdňovania), Pajštúnska vyvieračka (9,0 – 871,0 l . s^{-1}, priemerne 156,75 l . s^{-1}), Limbašská vyvieračka (0,00 – 493,76 l . s^{-1}, priemerne 32,13 l . s^{-1}), Chvalov jarok (0,27 – 11,90 l . s^{-1}), Kuchynská (0,01 – 4,00 l . s^{-1}, priemerne 0,18 l . s^{-1}), Šimonova dolina (0,19 – 8,00 l . s^{-1}, priemerne 1,51 l . s^{-1}) a Sklenková (0,20 – 8,00 l . s^{-1}, priemerne 1,54 l . s^{-1}). Viažu sa najmä na silne skrasovatené a silne porušené borinské vápence. Prameň Pod hradom (4,33 – 13,30 l . s^{-1}, priemerne 6,15 l . s^{-1}), vyvierajúci z borinských vápencov uprostred súvrstvia Korenca, Hanzel et al. (1993) charakterizovali pomocou výtokovej čiary s dvomi laminárnymi subrežimami. Prameň Pri červenom domčeku, vyvierajúci z marianskeho súvrstvia medzi Stupavou a Lozornom, má rozkyv výdatnosti od 0,30 do 7,25 l . s^{-1} (priemerne 1,19 l . s^{-1}) a podľa Hanzela et al. (1993) má dva režimy laminárneho prúdenia s rozdielnymi koeficientmi vyprázdňovania. V tomto prípade však ide o výtok z opusteného banského diela. Zložité geologické pomery borinskej jednotky podmienili v štruktúre vytvorenie dvoch hydraulických systémov krasovej podzemnej vody (Kullman, 1973). Kubíny (1978) rozlíšil v borinskej jednotke dva krasové systémy – prepadliansko-limbašský a borinský. Prepadliansko-limbašský systém predstavuje rozvetvená horná časť doliny Prepadlé. Odvodňuje sa v závere Račieho potoka, geograficky patriaceho do povodia Dunaja. Povrchová voda Stupavského potoka sa stráca v ponore na dne doliny Prepadlé z. pod kótou Somár v nadmorskej výške 463,0 m. Spolu s podzemnou vodou tohto systému vystupujú v skrasovatených jurských vápencoch v závere Račieho potoka v Limbašskej vyvieračke v nadmorskej výške 337,45 m. Súvislosť vody ponoru a vyvieračky stopovacou skúškou s aplikovaním fluoresceínu dokumentovali Gazda a Kullman (1964). Polák a Tůmová (1969, in Hanzel et al., 1999) druhou indikačnou skúškou s fluoresceínom v júli 1969 takisto potvrdili súvislosť vody z ponoru s Limbašskou vyvieračkou. Sfarbená voda sa vo vyvieračke objavila po 34 hodinách. Neobjavila sa však vo vyvieračke Medené hámre ani pri prameňoch zhruba 1,5 km j. v doline pod ponorom Prepadlé. Podľa Poláka a Tůmovej (1969, in Hanzel et al., 1999) už v roku 1957 Silnický farbiacou skúškou dokázal súvis medzi ponormi j. pod Košariskom a vyvieračkou Medené hámre. Doba prestupu farbiva od ponorov pod Košariskom po Medené hámre (vzdušná vzdialenosť 2,5 km) bola 10,5 hodiny, rýchlosť prestupu vody bola 0,06 m . s^{-1} (Hanzel et al., 1999). Hanzel et al. (1993) od 1. 11. 1991 do júna 1993 realizovali režimové pozorovania prietoku Stupavského potoka nad jeho ponorením do ponoru Prepadlé. Prietok sa pohyboval v rozmedzí 0,28 – 193,81 l . s^{-1}, priemerne 43,55 l . s^{-1}. Výdatnosť Limbašskej vyvieračky, ktorá bola pozorovaná až od 1. 11. 1992 do 31. 10. 1993, bola v tomto období 0,00 až 203,62 l . s^{-1}, priemerne 15,67 l · s^{-1}. Celková mineralizácia vody Stupavského potoka v ponore Prepadlé je okolo 215,0 mg . l^{-1} a v Limbašskej vyvieračke okolo 255,0 mg . l^{-1}. V období, keď Limbašská vyvieračka vysychá, hladina podzemnej vody v krasovej kaverne poklesáva. Ako dokumentuje režimové pozorovanie, hladina vody v kaverne v hydrologickom roku 1993 klesla až 10,0 m pod úroveň terénu. Ako uvádzajú Hanzel et al. (1993, 1999), pri poklesávaní plní funkciu ponoru. Svedčí to o tom, že v Limbašskej vyvieračke na povrchu odteká jedna časť krasovej vody a ďalšia časť sa odvodňuje skryto. Kullman (1980) predpokladá, že časť podzemnej vody prestupuje v karbonátoch mezozoika pod kryštalinikom na V a dopĺňa horizonty podzemnej vody Podunajskej nížiny. Termometrické merania a meranie prietoku Račieho potoka však umožňujú predpokladať, že časť podzemnej vody môže vystupovať po zlome, ktorý sa tiahne údolím Račieho potoka, do kvartérnych sedimentov v údolí potoka a do povrchového toku (Hanzel et al., 1999).

Borinský krasový systém, ktorý má jednoduchší systém obehu podzemnej a povrchovej vody, sa nachádza v časti hydrogeologickej štruktúry zaberajúcej strednú a dolnú časť doliny Prepadlé. Podzemná voda tejto oblasti spolu s povrchovou vodou sa stráca v ponoroch v oblasti Košarísk a j. od Košarísk smerom k Medeným hámrom. Drénujú ju borinské vápence a koncentrovane vystupuje na povrch v Pajštúnskej vyvieračke v Medených hámroch v dolnej časti doliny Prepadlé v nadmorskej výške okolo 325,0 m. Na základe sústavného pozorovania režimov v hydrologickom roku 1992 sa vypočítal podiel povrchovej vody na výdatnosti vyvieračky pri rôznych stavoch. Pri minimálnej výdatnosti vyvieračky 29,80 l . s^{-1} je podiel povrchovej vody 10,1 %, pri maximálnej výdatnosti 611,00 l . s^{-1} je podiel 73,8 % a pri priemernej výdatnosti 139,26 l . s^{-1} je podiel 27,0 % (Hanzel et al., 1993). Podľa výsledkov expedičného merania prietoku v auguste 1992 bol podiel povrchovej vody 15,7 %. Mineralizácia povrchovej vody na Košarisku bola okolo 134,0 mg . l^{-1}

a v Pajštúnskej vyvieračke 317,0 mg . l^{-1}. Kubíny (1978) predpokladal, že oba krasové a hydrogeologické systémy sú rozdelené tektonickou hrasťou, ktorá predstavuje tektonický blok smeru SZ – JV, ohraničený zlomami rovnakého smeru. Podľa geofyzikálnych meraní Valušiakovej (in Hanzel et al., 1993) v úseku od Košarísk po Medené hámre sa na tektonické založenie doliny Prepadlé viaže intenzívne skrasovatenie borinských vápencov. Drénujú okolité horninové celky, ale aj povrchovú vodu pritekajúcu z kryštalinika, ktoré je podľa týchto meraní nasunuté na mezozoikum borinskej jednotky. Na základe geofyzikálneho zistenia elevácie j. od ponoru Prepadlé sa Hanzel et al. (1993) domnievajú, že len malá časť podzemnej vody v oblasti Prepadlého prechádza do borinského krasového systému. Metóda ponorenej elektródy potvrdila prúdenie ponárajúcej sa vody strmo do hĺbky a ďalej smerom na V a JV od Limbašskej vyvieračky (Valušiaková in Hanzel et al., 1993). Na základe bilančného hodnotenia hydrogeologickej štruktúry medzi Borinkou a Pernekom (skrytý odtok podzemnej vody v množstve 39,0 l . s^{-1} v roku 1992) Hanzel et al. (1993) predpokladajú, že odvodňovanie štruktúry zrejme prebieha aj v smere na JZ do sedimentov neogénu, resp. ich podložia v priľahlej časti Záhorskej nížiny v širšej oblasti Devínskej Novej Vsi (prameň Jalšovec).

Ďalšie vodárensky významnejšie hydrogeologické štruktúry v tatriku MK predstavujú sedimenty mezozoika orešianskej, modranskej a bratislavskej jednotky. V úzkom pruhu lemujú presunovú plochu fatrika (krížňanského príkrovu), ale najväčšiu rozlohu majú medzi Hrubou dolinou, Pílou, Dolnými Orešanmi až Smolenicami. Vrstvový sled je veľmi pestrý, od spodnotriasových kremencov, triasových vápencov a dolomitov, jurských vápencov, pieskovcov a bridlíc po kriedové sliene, slienité vápence a pieskovce. Vnútornou stavbou a nepriepustnými súvrstviami sú priepustnejšie horniny triasu a jury roztrieštené na menšie celky s vlastným režimom podzemnej vody. Nepriepustnejšie slienité vápence, sliene, slienité bridlice a vápnité pieskovce kriedy, ktoré charakterizujeme ako regionálny izolátor, vytvárajú nepriepustné podložie usmerňujúce obeh podzemnej vody v triasových kolektoroch fatrika (krížňanského príkrovu). Malej odkrytej ploche kolektorových hornín zodpovedajú menšie vývery podzemnej vody – napr. prameň Zakopané (1,00 – 6,60 l . s^{-1}) v Kobylskej doline pri Píle, Vysoká/Húbco (2,12 až 22,60 l . s^{-1}) pri Kuchyni a Žliabok (0,20 – 8,20 l . s^{-1}) pri Modre. Expedičné meranie prietoku (Hanzel et al., 1999) dokumentovalo, že malú časť podzemnej vody zo sedimentov mezozoika tatrika okrem prameňov ešte drénujú aj povrchové toky.

Fatrikum

Ďalšou z troch najvýznamnejších hydrogeologických štruktúr Pezinských Karpát je *karbonatický komplex fatrika*. Vápence a dolomity stredného a vrchného triasu v tejto hydrogeologickej štruktúre akumulujú významné množstvo krasovo-puklinovej podzemnej vody. Karbonáty fatrika vrátane menej priepustných súvrství medzi jednotlivými karbonatickými polohami a šošovkami majú rozlohu 20,6 km^2. Z toho 17,9 km^2 zaberá vlastná rozloha karbonátov a 2,7 km^2 priľahlé svahy budované inými súvrstviami a odvodňované do karbonatického celku veporika (Kullman, 1965). Táto hydrogeologická štruktúra vytvára v Pezinských Karpatoch pásmo medzi Kuchyňou a Lošoncom široké 2 až 4 km. Od susedných štruktúr ho na JV oddeľujú najmladšie, málo priepustné sedimenty tatrika, najmä slienité bridlice a vápnité pieskovce kriedy. Zo severozápadu je štruktúra uzavretá v nadloží súvrstviami hronika – jeho najspodnejším členmi mladopaleozoicko-spodnotriasovej ipoltickej skupiny tvorenej bridlicami, pieskovcami a permskými bazaltovými vulkanitmi. Takto je hydrologická štruktúra prakticky po celom obvode uzavretá hydrogeologicky nepriepustnými alebo nízko priepustnými horninami (Kullman, 1965). Karbonatický komplex so značným podielom dolomitov má prevažne puklinovú a lokálne krasovú priepustnosť. Celkove štruktúru odvodňuje 18 významných prameňov a niekoľko úsekov sa vyznačuje priamym prestupom podzemnej vody do povrchových tokov (Kullman et al., 1975; Hanzel et al., 1999). Juhozápadná časť karbonatického komplexu veporika sa odvodňuje do povodia Moravy, a to v horných častiach povodí malokarpatských potokov medzi obcami Kuchyňa a Sološnica. V tejto časti sa vápence a dolomity fatrika odvodňujú najmä vodárensky zachyteným prameňom Modranská skala v doline Modranského potoka (4,9 až 22,2 l . s^{-1}, s priemernou výdatnosťou 8,6 l . s^{-1}), prameňmi Vývrat v doline potoka Malina asi 2 km sv. od obce Kuchyňa (dva pramene, z ktorých väčší je zachytený a má výdatnosť 4,6 až 121,0 l . s^{-1}, priemerne 13,2 l . s^{-1}), prameňmi Hajzochová (pramenná skupina troch zachytených prameňov v doline Rohožníckeho potoka 5 km jv. od obce Rohožník; sumárna výdatnosť 2,7 až 40,6 l . s^{-1}, priemerne 6,1 l . s^{-1}) a prameňmi Polčiná I až Polčiná IV (sumárne 3,7 l . s^{-1} až 38,7 l . s^{-1}), Holba-Grunty I (1,8 až 4,4 l . s^{-1}), Holba-Grunty III (0,1 až 3,0 l . s^{-1}), Holba Grunty-IV (0,7 až 8,7 l . s^{-1}), Holba-Grunty V (2,7 až 6,1 l · s^{-1}), Holba-Grunty VII (1,6 až 9,1 l . s^{-1}) a Tmavá (0,7 až 33,0 l . s^{-1}) – sumárne 11 zachytených prameňov v Sološnickej doline nachádzajúcich sa 3,0 až 4,5 km jv. od obce Sološnica. Podľa Kullmana (in Kullman et al., 1975) v oblasti jz. časti hydrogeologickej štruktúry fatrika sa nezaznamenali vodárensky významné prestupy krasovej vody. Hanzel (in Hanzel et al., 1999) uvádza prestup krasovej vody z karbonatického komplexu do potoka Javorinka (2,9 až 8,8 l . s^{-1}) a straty z povrchových tokov Vývrat (4,2 až 8,8 l . s^{-1}) a Modranský potok (tiež Malina; 6,2 až 15,4 l . s^{-1}). Pramenné vývery z triasových sedimentov veporika MK sumarizuje tab. 5-HG2.

Tab. 3-HG2. Dlhodobo pozorovaná výdatnosť a teplota vody prameňov fatrika v Malých Karpatoch (spracované podľa Hanzela et al., 1999).

Lokalita	Názov prameňa	Nadm. výška [m]	Obdobie pozorovania	Q min. [l . s^{-1}]	Q priem. [l . s^{-1}]	Q max. [l·s^{-1}]	T min. [°C]	T max. [°C]	Q_{max} / Q_{min}	Horninové prostredie, genéza
Smolenice	Stok I	250	1956 – 1959	2,60	–	17,10			6,6	vápence
Smolenická Nová Ves	Stok II	215	1956 – 1970	0,70	–	21,00	10,5	11,0	30,0	vápence
Smolenická Nová Ves	Sväté studienky	240	1971 – 1975	1,82	7,75	20,40	9,1	10,0	11,2	krinoidové vápence
Horné Orešany	Majdán	235	1985 – 1993	0,00	2,75	7,92				vápence
Horné Orešany	Husí stok	302	1956 – 1864	0,20	–	16,60			83,0	vápence
			1972 – 1995	1,13	4,46	26,80	6,0	9,0	23,7	
Horné Orešany	Stará Bohatá	295	1956 – 1964	4,00	–	50,00			12,5	vápence
			1985 – 1995	0,14	27,00	73,80			527,1	
Horné Orešany	Biela voda	385	1971 – 1985	0,45	4,37	33,50	4,0	10,7	74,4	slienité vápence
Sološnica	Polčiná IV	315	1955 – 1962	0,27	–	9,20			34,1	vápence a dolomity
Sološnica	Tmavá	410	1955 – 1967	0,69	–	33,00	8,0	8,0	47,8	vápence a dolomity
Sološnica	Hodková	385	1955 – 1967	1,10	–	4,24	8,5	8,5	3,9	vápence a dolomity
Sološnica	Polčiná III	300	1955 – 1962	1,47	–	9,30			6,3	vápence a dolomity
			1986 – 1995	1,04	2,08	8,61			8,3	
Sološnica	Polčiná I	375	1955 – 1962	0,26	–	13,10			50,4	vápence a dolomity
Sološnica	Polčiná II	335	1955 – 1962	1,67	–	7,10			4,3	vápence a dolomity
Sološnica	Holba-Grunty V	360	1955 – 1964	2,70	–	6,10			2,3	vápence a dolomity
Grunty 3	Holba-Grunty III	400	1955 – 1964	0,10	–	3,00			30,0	vápence a dolomity
Sološnica	Holba-Grunty IV	400	1955 – 1964	0,70	–	8,70			12,4	dolomity
Sološnica	Holba-Grunty VII	400	1955 – 1964	1,60	–	9,10			5,7	vápence a dolomity
Sološnica	Holba-Grunty I	400	1955 – 1963	1,75	–	4,40			2,5	vápence a dolomity
Doľany	Adamová	430	1957 – 1963	5,60	–	99,00			17,7	dolomity
Rohožník	Hajzochová III	375	1955 – 1962	2,61	–	10,00			3,8	vápence a dolomity
			1985 – 1995	2,80	5,06	12,40			4,4	
Rohožník	Hajzochová I, II	415	1955 – 1962	0,10	–	11,30			113,0	vápence a dolomity
			1955 – 1962	0,78	–	28,20			36,2	
Kuchyňa	Vývrat	295	1957 – 1963	6,00	–	121,00			20,2	krinoidové vápence
			1981 – 1995	4,57	13,20	33,58			7,3	
Kuchyňa	Modranská skala	295	1957 – 1963	9,56	–	22,20			2,3	vápence
Kuchyňa	Modranská skala		1985 – 1995	4,87	8,56	14,10			2,9	

V severovýchodnej časti hydrogeologickej štruktúry karbonátov fatrika Pezinských Karpát sa zaznamenalo jej odvodňovanie sčasti prameňmi a sčasti prestupom krasovo-puklinovej podzemnej vody do povrchových tokov Parná (v oblasti Rybárne) a Bohatá. Z prameňov medzi najvýznamnejšie patria zachytený prameň Adamová (5,6 až 99,0 l . s^{-1}) jz. od Sklenej huty a pramene Stok I (2,6 až 17,1 l . s^{-1}), Stok II (0,7 až 21,0 l . s^{-1}), Sväté studienky (1,8 až 20,4 l . s^{-1}, priemerne 7,7 l . s^{-1}), Majdán (0,0 až 7,9 l . s^{-1}, priemerne 2,8 l . s^{-1}), Husí stok (0,2 až 26,8 l . s^{-1}, priemerne 4,5 l . s^{-1}), Stará Bohatá (0,1 až 73,8 l . s^{-1}, priemerne 27,0 l . s^{-1}) a Biela voda (0,4 až 33,5 l . s^{-1}, priemerne 4,4 l . s^{-1}).

Na základe sústavného merania odtoku podzemnej vody za roky 1957 – 1963 uvádza Kullman (1965, 1974; in Duba a Kullman, 1968; Kullman et al., 1975), že z hodnotenej hydrogeologickej štruktúry karbonátov veporika v prameňoch sumárne vystupovalo 51,3 až 295,6 l . s^{-1} podzemnej vody (v priemere 107,0 l . s^{-1}) a do povrchových tokov prestupovalo 48,0 až 70,0 l . s^{-1}. Zo štruktúry vystupovalo priemerne spolu 160,0 až 170,0 l . s^{-1} podzemnej vody. Merný odtok podzemnej vody v jednotlivých hydrologických rokoch sa pohyboval od 6,1 do 9,5 l . s^{-1} · km^{-2}, v priemere za celé obdobie 8,42 l . s^{-1} · km^{-2}. Na základe ďalších výskumov uvádza Kullman (1990) aj priemerný ročný merný odtok krasovej vody hodnoteného komplexu v rokoch 1957 – 1966 v rozsahu 6,4 až 10,7 l . s^{-1} · km^{-2} a priemernou hodnotou 8,43 l . s^{-1} · km^{-2}.

Hronikum

Najvýznamnejšia hydrogeologická štruktúra krasovo-puklinovej podzemnej vody v Pezinských Karpatoch z hľadiska plošného rozšírenia je *karbonatický komplex hronika*. Mezozoické súvrstvia veterlínskeho a považského príkrovu (havranickej a jablonickej kryhy) vystupujú v sz. časti pohoria medzi Rohožníkom, Jablonicou a Smolenicami na ploche 68,6 km^2 (z toho 58,3 km^2 odkrytých dolomitov a vápencov a 10,3 km^2 priľahlých svahov budovaných inými súvrstviami a odvodňovaných do karbonatického komplexu – Kullman, 1965). Hydrogeologická štruktúra hronika, podobne ako fatrikum, sa odvodňuje prevažne prameňmi, s možnosťou prestupu krasovo-puklinovej vody do kvartérnych a terciérnych sedimentov, prípadne do karbonátov mezozoika za okrajovým zlomom vo Viedenskej a Podunajskej panve. Na základe porovnania s výsledkami získanými zo susednej hydrogeologickej štruktúry fatrika je priemerný odtok krasovo-puklinovej vody z karbonatického komplexu hronika podstatne menší, iba 3,9 – 4,8 l . s^{-1} . km^{-2}, priemerne 4,13 l . s^{-1} · km^{-2} (Kullman, 1965). Dokumentujú to aj výsledky meraní z povrchových odtokov z hronika v rokoch 1991 až 1995, ktoré uvádzajú Hanzel et al. (1999). Podľa nich sa tu merný odtok podzemnej vody pohyboval od 1,3 do 3,3 l . s^{-1} . km^{-2}. Tento významný deficit v odtoku krasovo-puklinovej vody z hydrogeologickej štruktúry hronika je spôsobený prestupom do susedných hydrogeologických štruktúr (Kullman, 1965, 1975), ktorý uvedený autor odhadol na 270 l . s^{-1}. Podstatná časť tohto deficitu bola overená ako skrytý prestup podzemnej krasovo-puklinovej vody pri západnom okraji Pezinských Karpát v oblasti medzi Rohožníkom a Cerovou-Lieskovým, a to najmä do kvartérnych sedimentov sološnickej nádrže a do kvartérnych sedimentov plaveckej depresie (Kullman, 1980, 1982). Skrytý prítok z Pezinských Karpát do sološnickej nádrže bol vyčíslený vo viacerých hydrologicky rozdielnych obdobiach viacerými metódami v rozmedzí 70 až 130 l . s^{-1}, v priemere zhruba 100 l . s^{-1} (Kullman, 1980). Ďalší, bilančne dokumentovaný skrytý prestup podzemnej krasovo-puklinovej vody do kvartérnych sedimentov plaveckej depresie bol vyčíslený na 92 l . s^{-1} (Holéczyová, 1968; Kullman, 1980). Uvedení autori teda predpokladajú, že z hodnotenej hydrogeologickej štruktúry hronika MK sa pri jej západnom okraji odvodňuje skryto do kvartérnych sedimentov zhruba 190 l · s^{-1} podzemnej vody. Z celkovej bilancie štruktúry vychádza ešte deficit asi 80 l . s^{-1}. Časť z tohto množstva sa pravdepodobne sústreďuje pri sv. okraji štruktúry v oblasti Trstína. Táto krasovo-puklinová podzemná voda tu však nevystupuje na povrch, naopak, jej hladina je v tejto oblasti značne poklesnutá. Jej existencia bola dokumentovaná hydrogeologickým vrtom TH-1 Trstín. Kullman (1982) predpokladal, že sú dve možné formy jej ďalšieho odvodňovania – prvou, menej pravdepodobnou je skrytý prestup tejto vody do priepustných priľahlých súvrství spodného egenburgu, karpatu a bádenu, druhou a pravdepodobnejšou je prestup v súvrstviach vápencov a dolomitov na SV pod sedimentmi karpatu, prípadne po otvorených zlomoch do hydrogeologickej štruktúry dolomitov a vápencov mezozoika Plešivej hory v Brezovských Karpatoch. Tam prispieva k významným výverom krasovo-puklinovej podzemnej vody v plošnom pramenisku v Dechticiach (Kullman, 1982). Na okrajovom zlomovom pásme pohoria v kameňolome Trstín v krasovej priepasti, resp. otvorenom zlome v hĺbke 40 m pod terénom boli dokumentované krasové jazerá (Kullman, 1982, 1984, 1990). Do tohto otvoreného zlomu bol situovaný hydrogeologický vrt TH-1 Trstín. Čerpacou skúškou na ňom boli dokumentované významné statické zásoby podzemnej vody v karbonatickom komplexe s pomerne obmedzeným dopĺňaním. Neskoršie práce (Repka et al., 1981; Scherer et al., 1996) preukázali prepojenie povrchovej vody potoka Raková s vodou vo vrte TH-1.

Opakované expedičné meranie prietoku tiež dokumentovalo, že časť krasovo-puklinovej vody štruktúry skryto prestupuje do povrchových tokov Buková a Trnávka, zarezaných do karbonátov v oblasti medzi Bukovou a Trstínom (s. a sv. časť štruktúry). Tu vystupujú aj karbonatické zlepence lužického súvrstvia (egenburg) a jablonického súvrstvia (karpat), ktoré hydraulicky priamo súvisia s triasovými dolomitmi tejto časti štruktúry. Povrchové toky odvodňované do povodia Moravy na kontakte so sedimentmi neogénu Záhorskej nížiny, resp. s proluviálnymi sedimentmi vykazujú prevažne stratu prietokového množstva (Hanzel et al., 1999).

Prevažná časť krasovo-puklinovej vody vystupujúcej na povrch vyviera v povodí Moravy v prameňoch najmä bariérového charakteru medzi Rohožníkom a Prievalmi. Je to 20 významných prameňov, sústavne pozorovaných SHMÚ. Ich výdatnosť je uvedená v tab. 4-HG3. Iba menšia časť podzemnej vody vystupuje pri

východnom okraji štruktúry. V juhozápadnej a strednej časti hydrogeologickej štruktúry hronika vyvierajú tieto pramene: zachytený prameň Vajár asi 1,5 km s. od Rohožníka (25,0 až 96,1 l . s^{-1}, priemerne 47,2 l . s^{-1}), zachytený prameň Blažejovka asi 1 km jz. od Sološnice (0,30 až 2,60 l · s^{-1}), zachytený prameň Malý Roštún (0,66 až 7,30 l . s^{-1}), zachytený prameň Rajtárka (1,65 až 500,0 l . s^{-1}, priemerne 17,4 l · s^{-1}), Kráľova studňa asi 0,5 – 1,5 km j. a jv. od Plaveckého Podhradia (2,00 až 36,9 l . s^{-1}, priemerne 6,07 l . s^{-1}), zachytený prameň Kamenistá 1,5 km jjz. od Plaveckého Mikuláša (1,30 až 83,22 l . s^{-1}, priemerne 5,77 l . s^{-1}), zachytený prameň Včelínek asi 700 m jz. od obce Plavecký Mikuláš (2,00 až 5,01 l . s^{-1}, priemerne 3,43 l · s^{-1}), zachytené pramene Libuša (10,50 až 31,00 l · s^{-1}, priemerne 20,70 l . s^{-1}) a Mokrá dolina (0,70 až 49,30 l . s^{-1}, priemerne 18,80 l . s^{-1}) v obci Plavecký Mikuláš, zachytené pramene Bukovina I a Bukovina II 1,5 až 2 km v. od Plaveckého Mikuláša (1,62 až 24,80 l . s^{-1}, priemerne 4,77 l . s^{-1}, resp. 1,10 až 31,40 l . s^{-1}, priemerne 3,92 l . s^{-1}), zachytené pramene Katúvky I km sv. od Plaveckého Petra (0,46 až 2,20 l . s^{-1} a 0,00 až 3,42 l . s^{-1} Katúvky I a II) a zachytený prameň Hlavina asi 500 m jv. od obce Prievaly (2,90 až 25,00 l . s^{-1}, priemerne 5,16 l . s^{-1}).

Tab. 4-HG3. Dlhodobo pozorovaná výdatnosť a teplota vody prameňov hronika v Malých Karpatoch (spracované podľa Hanzela et al., 1999).

Lokalita	Názov prameňa	Nadm. výška [m]	Obdobie pozorovania	Q min. [l · s^{-1}]	Q priem. [l · s^{-1}]	Q max. [l · s^{-1}]	T min. [°C]	T max. [°C]	Q_{max} / Q_{min}	Horninové prostredie, genéza
Prievaly	Hlavina	275	1956 – 1967	8,80		25,00	10,0	11,5	2,8	zlepence, rohovcové vápence, bariérový
		275	1986 – 1995	2,90	5,16	40,50	10,0	11,5	14,0	
Plavecký Peter	Katúvka II	230	1956 – 1958	0,00		3,42				vápence, bariérový
Plavecký Peter	Katúvka I	230	1956 – 1959	0,46		2,20			4,8	vápence, bariérový
Plavecký Mikuláš	Bukovina II	325	1957 – 1967	1,62		31,40	8,5	9,0	19,4	vápence, erozívno-bariérový
		325	1988 – 1995	1,10	3,92	11,25	8,5	9,0	10,2	
Plavecký Mikuláš	Bukovina I	355	1957 – 1967	1,62		24,80	8,0	8,5	15,3	vápence, erozívny
		355	1988 – 1995	1,70	4,77	15,00	8,0	8,5	8,8	
Plavecký Mikuláš	Libuša	265	1986 – 1995	15,20	20,70	31,00	10,0	10,5	2,0	zlepence, vápence, bariérový
Plavecký Mikuláš	Mokrá dolina	300	1955 – 1967	3,90		49,20	7,5	9,0	12,6	vápence, erozívny
		300	1988 – 1995	0,70	18,80	49,30	7,5	9,0	70,4	
Plavecké Podhradie	Močidielko III	240	1965	1,43		1,55			1,1	vápence s polohami dolomitov, erozívny
Plavecké Podhradie	Močidielko II	245	1965	0,76		0,84			1,1	vápence s polohami dolomitov, erozívny
Plavecké Podhradie	Močidielko I	248	1965	1,88		2,22			1,2	vápence s polohami dolomitov, erozívny
Plavecké Podhradie	Včelínek	275	1955 – 1967	2,75		5,01	12,0	12,5	1,8	vápence, bariérový
		275	1989 – 1990	2,00	3,43	3,82	12,0	12,5	1,9	
Plavecké Podhradie	Pod hradom	200	1971 – 1995	1,59	2,28	3,41	11,8	13,4	2,1	vápence s polohami dolomitov, bariérový
Plavecké Podhradie	Kamenistá	310	1955 – 1967	3,22		83,22	8,0	9,5	25,8	vápence, bariérový
		310	1988 – 1995	1,30	5,77	16,60	8,0	9,5	12,8	
Plavecké Podhradie	Kráľova studňa	295	1988 – 1995	2,00	6,07	25,00	7,0	9,0	12,5	numulitové vápence, dolomity, erozívno-bariérový
Plavecké Podhradie	Rajtárka	295	1986 – 1995	1,65	17,4	140,00	8,5	9,0	84,8	numulitové vápence, dolomity, bariérový
Plavecké Podhradie	U klena	290	1971 – 1975	0,13	0,49	11,50	8,4	10,7	88,5	vápence, dolomity, bariérový
Horné Orešany	Nové domy	350	1973 – 1995	0,67	1,17	4,25	9,0	9,3	6,3	kremence, puklinový
Rohožník	Vajár	200	1955 – 1967	36,30		96,10	15,0	15,0	2,6	skrasovatené vápence, bariérový
		200	1985 – 1995	25,00	47,20	69,80	15,0	15,0	2,8	
Sološnica	Blažejovka	255	1955 – 1964	0,30		2,60			8,7	vápence, bariérový
Sološnica	Malý Roštún	275	1955 – 1967	0,66		7,30	10,0	10,0	11,1	vápence, erozívny

Ďalšia skupina prameňov – Rybníček (0,09 až 10,20 l . s^{-1}, priemerne 1,85 l . s^{-1}), Háj I (0,02 až 3,70 l . s^{-1}, priemerne 0,11 l · s^{-1}), Háj II (0,02 až 0,20 l · s^{-1}, priemerne 0,07 l . s^{-1}), Pod Guzínom a Pálenica (1,20 až 6,37 l . s^{-1}, priemerne 3,21 l . s^{-1}) – vyvierajúcich v oblasti Cerová-Lieskové a zachytený prameň Hodoňova studňa v. od Jablonice má síce infiltračné oblasti v karbonátoch hronika, ale vyviera v sedimentoch neogénu (lužické a jablonické súvrstvie; egenburg – spodný karpat; Hanzel et al., 1999).

Vo východnej časti hydrogeologickej štruktúry hronika Pezinských Karpát spadajúcej do povodia Váhu vyviera v údolí potoka Trnávka zachytený prameň Horná Maruša s priemernou výdatnosťou 12,0 l . s^{-1}, ktorý po ovplyvnení vrtnými prácami zanikol (Kraus et al., 1991; Scherer et al., 1996).

Hydrogeologickú štruktúru hronika Pezinských Karpát celkovo odvodňuje 20 väčších prameňov a v 8 úsekoch povrchových tokov dochádza k skrytému prestupu podzemnej vody do povrchových tokov. Sumárna hodnota tohto prestupu na základe nesústavných meraní pri priemernej vodnosti tokov sa uvádza v rozpätí 65,5 až 78,6 l . s^{-1} (Kullman et al., 1975).

Základným procesom tvorby chemického zloženia podzemnej vody mezozoických zvodnencov je rozpúšťanie karbonátov. Intenzita tohto procesu je funkciou najmä teploty, tlaku, parciálneho tlaku CO_2 a hydrodynamických podmienok obehu. Okrem rozpúšťania karbonátov, ktoré uvoľňuje do prestupujúcich vôd najmä ióny Ca^{2+}, Mg^{2+} a HCO_3^- a podmieňuje tak ich charakteristický základný kalciovo-, resp. kalciovo-magnéziovo-hydrogenuhličitanový charakter, pri formovaní chemického zloženia podzemnej vody hornín mezozoika spolupôsobia aj ďalšie procesy. Najvýraznejším z nich je rozpúšťanie sadrovca, ktorý v rozptýlenej, resp. koncentrovanej forme je prítomný najmä v pestrých bridliciach spodného triasu, resp. keuperu. V obmedzenej miere sa uplatňujú aj oxidačné procesy (oxidácia pyritu prítomného v spodnotriasových kremencoch, grestenských vrstvách, lunzských vrstvách a všeobecne vo všetkých mezozoických bituminóznych a organogénnych vápencoch) a hydrolytický rozklad silikátov, resp. akcesorických minerálov (Rapant in Malík et al., 2003). Podzemná voda mezozoika v absolútnej väčšine vykazuje výrazný kalciovo-, resp. kalciovo-magnéziovo-hydrogenuhličitanový charakter. Iba lokálne sa možno stretnúť s výraznejším posunom celkového chemického zloženia smerom ku kalciovo-sulfátovému typu. V relatívne úzkom rozmedzí (prevažne 0,4 až 0,6 g . l^{-1}, s lokálnymi výkyvmi smerom k nižším aj vyšším hodnotám) sa pohybuje aj mineralizácia mezozoickej vody a s výnimkou koeficientu Mg/Ca aj ostatné hydrogeochemické parametre. Vo všeobecnosti sa karbonátogénna podzemná voda MK vyznačuje v priemere vyššou mineralizáciou v porovnaní s karbonátogénnou vodou ostatných jadrových pohorí Západných Karpát. Táto skutočnosť úzko súvisí najmä s geologickou pozíciou, petrografickým zložením a intenzitou rozpukania, resp. skrasovatenia karbonatických komplexov, charakterom ich priepustnosti, rýchlosťou a charakterom prúdenia, členitosťou reliéfu, hĺbkou obehu a veľkosťou primárnej hydrolytickej kapacity zdrojovej vody. Karbonátogénna podzemná voda vo všeobecnosti spĺňa prakticky všetky kritériá kladené na pitnú vodu. Všeobecne výbornú kvalitu podzemnej vody mezozoika názorne dokumentuje vysoký stupeň jej vodohospodárskeho využitia.

Kenozoické sedimenty

Paleogénne sedimenty sa nachádzajú iba na sz. okraji pohoria, kde tvoria výplň bukovskej brázdy. Súvrstvie Jelenej hory zložené z karbonátových zlepencov, brekcií a miestami aj organogénnych vápencov charakterizuje vysoká priepustnosť. Súvrstvie spolu s triasovými karbonátmi vyšších príkrovov vytvára jednotné hydrogeologické štruktúry. Nadložné bukovské súvrstvie pozostávajúce z ílovcov, siltovcov a pieskovcov je ako celok nepriepustné a má charakter hydrogeologického izolátora (Hanzel et al., 1999). Celková mineralizácia podzemnej vody paleogénnych sedimentov dosahuje v priemere 621 mg . l^{-1} pri vcelku zjavnom Ca–Mg–HCO_3 type chemického zloženia. Zastúpenie síranov je veľmi nízke a nepresahuje 30 až 40 mg . l^{-1}. Charakteristický je zvýšený obsah železa a mangánu (Vrana in Hanzel et al., 1999).

Neogénne sedimenty sa na geologickej stavbe MK podieľajú iba v malom rozsahu. Na povrch vystupujú najmä v oblasti Bratislavy a v severnej časti pohoria, čiastočne na západnom a nepatrne aj na východnom okraji pohoria. Najstaršími sedimentmi sú pieskovce, zlepence a konglomeráty egenburgu až spodného karpatu. Vystupujú v oblasti Prieval a Rozbehov. Vzhľadom na svoj karbonatický charakter silno podliehajú skrasovateniu (okolie zrúcaného hradu Korlátka) a s vápencovo-dolomitickými komplexmi často vytvárajú spoločné hydrogeologické štruktúry. Bezprostredne z nich vyviera niekoľko výdatných prameňov v oblasti Cerovej-Lieskového a Rozbehov (Rybníček, Háj I, Háj II, Pod Guzínom, Kanychov jarok, Hoštáky, Horná studňa, Pálenica, prípadne Hodoňova studňa v. od Jablonice), ktoré však majú svoj pôvod v horninovom prostredí hronika.

Íly a silty spodného karpatu vystupujúce na malej ploche s. od Prieval sú nepriepustné a majú charakter hydrogeologického izolátora, ktorý oddeľuje viate piesky od ich neogénneho podložia (Hanzel et al., 1999). Zlepence, pieskovce, štrky a piesky stredného bádenu vystupujúce na povrch na jz. svahoch a na úpätí Pezinských Karpát ako súčasť okrajových malokarpatských krýh od Borinky až do oblasti Perneka majú podľa

Marcina a Kullmana (1995) strednú hodnotu koeficientu prietočnosti 2,63 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}, zistenú na základe vyhodnotenia 13 hydrogeologických vrtov. Sedimenty vrchného bádenu vo vývoji štrkov, pieskov, pieskovcov a organogénnych vápencov vystupujú v okolí Záhorskej Bystrice, Devína, Rohožníka a čiastočne na v. okraji pohoria v oblasti Dolian. Podľa tých istých autorov na základe údajov z 18 hydrodynamických skúšok na vrtoch majú priemerný koeficient prietočnosti 1,62 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}. Najmladšie sedimenty neogénu, ktoré vystupujú na povrch len v okolí Bratislavy, sú piesky, pieskovce, zlepence a organogénne vápence sarmatu s približne podobnými hydraulickými vlastnosťami (Hanzel et al., 1999). V oblasti Devínskej Kobyly na základe bilančného hodnotenia sa predpokladá infiltrácia vôd zo zrážok v množstve okolo 48,0 l . s^{-1} do sedimentov neogénu a mezozoika (Hanzel et al., 1993). V tejto časti regiónu však neboli zdokumentované žiadne vývery podzemnej vody na povrchu. Ich odvodňovanie pravdepodobne prebieha smerom na S do Záhorskej nížiny v podloží devínskonovoveskej terasy. Nie je vylúčené, že časť vody môže prestupovať aj do fluviálnych sedimentov Moravy, ktoré predstavujú erozívnu bázu územia (Hanzel et al., 1999). Hodnoty celkovej mineralizácie podzemnej vody sa tu pohybujú prevažne v rozpätí 550 – 800 mg . l^{-1}. Veľmi často táto voda nesie vo svojom zložení aj odraz antropogénneho znečistenia – napr. zvýšený obsah NH_4^+, Mn a Fe.

Priestorové rozloženie kvartérnych sedimentov v hodnotenom regióne je plošne aj objemovo veľmi premenlivé a nerovnomerné. Eolické sedimenty – spraše a piesčité spraše pleistocénu – sa zachovali iba veľmi sporadicky a útržkovite napriek tomu, že v susednej Trnavskej pahorkatine dominujú. Ich výskyt v pohorí je obmedzený na menšie plochy širšieho intravilánu Bratislavy. Vzhľadom na svoj zrnitostný charakter – prachové čiastočky s prímesou piesku a ílu – sú pre vodu nepriepustné a majú charakter hydrogeologického izolátora.

Proluviálne sedimenty – piesčité štrky s úlomkami vo forme náplavových kužeľov (pleistocén) – majú najväčšie rozšírenie v okrajových častiach pohoria, v miestach vyústenia horských potokov do Podunajskej a Záhorskej nížiny. Plošne najrozšírenejšie náplavové kužele sú medzi Rohožníkom a Plaveckým Petrom a na východnom okraji pohoria v okolí Pezinka, Modry, Horných Orešian a Smoleníc. Dosahujú priemernú hrúbku 12 – 15 m, v prípade viacgeneračných kužeľov však 25 m aj viac. Stabilizácia terciérneho podložia v kvartéri umožnila v okrajovej malokarpatskej kryhovej oblasti medzi okrajom Pezinských Karpát a okrajovými malokarpatskými zlomami vytvorenie významnejších polôh kvartérnych sedimentov. Reprezentujú ich fluviálne a proluviálne sedimenty kužeľov malokarpatských tokov. V hydrogeologicky produktívnejších úsekoch sú kolektormi, cez ktoré priamo prestupuje podzemná voda z pohoria MK do Záhorskej nížiny. Hydraulické vlastnosti týchto sedimentov na okrajovej kryhe malokarpatskej oblasti zhodnotili Marcin a Kullman (1995) na základe výsledkov z 13 hydrogeologických vrtov. Ako priemerná prietočnosť sa zistila hodnota 2,13 . 10^{-3} m^2 . s^{-1} pri smerodajnej odchýlke hodnôt $logT$ = 0,47. Hydraulické vlastnosti proluviálnych sedimentov východného okraja pohoria však Hanzel et al. (1999) charakterizujú na základe vyhodnotenia 6 hydrogeologických vrtov oveľa nižšími hodnotami prietočnosti (6,02 . 10^{-5} m^2 . s^{-1}).

Deluviálne sedimenty – hlinito-kamenité sutiny a kamenité sutiny – spolu s kôrou zvetrávania a v spojení s eluviálnymi zvetraninovými kôrami na kryštaliniku medzi Pezinkom a Bratislavou sú objemovo a plošne najrozsiahlejší typ kvartérnych sedimentov. Na západných svahoch dosahujú priemernú hrúbku 8,0 m a vo východnej časti často aj 10 – 15 m. V miestach terénnych depresií sa však stretávame s hrúbkou aj viac ako 30 m (oblasť Stupavy; Hanzel et al., 1999). Ide o sedimenty s nízkou prietočnosťou (podľa Hanzela et al., 1999, stredná prietočnosť je 5,88 . 10^{-5} m^2 . s^{-1} na základe výsledkov zo 4 hydrogeologických vrtov; Marcin a Kullman (1995) však uvádzajú rádovo vyššiu hodnotu, 1,65 . 10^{-4} m^2 . s^{-1} – podľa výsledkov z 8 vrtov).

Podstatne menšie rozšírenie v území majú fluviálne sedimenty. V prípade väčšiny horských potokov často absentuje dnová akumulácia a často sú fluviálne sedimenty nahradené hlinito-štrkovými alebo piesčito-kamenitými akumuláciami. Z horských potokov, ktorých vlastnosti sa overili aj hydrogeologickými vrtmi, boli hodnovernejšie interpretovateľné fluviálne sedimenty západných svahov pohoria v povodí Jablonovského potoka v oblasti Tureckého vrchu a na južných svahoch potoka Vydrica v lamačskej depresii (Hanzel et al., 1999). Z fluviálnych sedimentov Jablonovského potoka sa získali výsledky z 8 hydrogeologických vrtov ($T \approx 7{,}58 . 10^{-5}$ m^2 . s^{-1}) a z fluviálnych sedimentov Vydrice z 9 hydrogeologických vrtov ($T \approx 1{,}42 . 10^{-4}$ m^2 . s^{-1}).

Fluviálne sedimenty na ľavej strane Dunaja a Moravy sú z vodárenského hľadiska v území najvýznamnejšie. Podľa vyhodnotenia 11 hydrogeologických vrtov Marcin a Kullman (1995) uvádzajú z týchto sedimentov priemerný koeficient prietočnosti $T \approx 2{,}75 . 10^{-3}$ $m^2 \cdot s^{-1}$. Hodnota smerodajnej odchýlky $logT$ = 0,25 zodpovedá mierne nehomogénnemu prostrediu. Fluviálne sedimenty Dunaja vytvárajú 2 vodárensky významné úseky – Devínsky (Sedláčkov) ostrov v oblasti Devína a ostrov Sihoť nad Karlovou Vsou. Hrúbka piesčitých štrkov dnovej akumulácie Dunaja mierne kolíše, v smere zo Z na V narastá, v priemere je 12,0 m. Najväčšiu hrúbku dosahujú pri vyústení Dunaja z Devínskej brány v Bratislave, kde je ich hrúbka 16,0 m. Na Devínskom (Sedláčkovom) ostrove sú hydrogeologicky produktívne štrky a piesky uložené priamo na granitoidoch bratislavskej jednotky. Ich hrúbka je do 10,0 m. Hladina podzemnej vody pri priemerných vodných stavoch Dunaja býva 2,3 m pod terénom. Podzemná voda je v priemernej hydraulickej spojitosti s vodou v Dunaji.

Režim podzemnej vody ostrova okamžite reaguje na priebeh zmien hladiny vody v Dunaji (Hýrošová, 1967). Z troch hydrogeologických vrtov v oblasti Devínskeho (Sedláčkovho) ostrova bol interpretovaný priemerný koeficient prietočnosti $T \approx 1{,}30 \cdot 10^{-2}$ m^2 . s^{-1}. Ide o prostredie s veľmi vysokou prietočnosťou (I. trieda sensu Krásný, 1986). Z fluviálnych sedimentov ostrova Sihoť sa vyhodnotilo 16 hydrogeologických vrtov pri odhade strednej hodnoty koeficientu prietočnosti $T \approx 1{,}09 \cdot 10^{-2}$ m^2 . s^{-1} a smerodajnej odchýlke $logT = 0{,}56$. Zodpovedá to filtračne dosť nehomogénnemu prostrediu (Hanzel et al., 1999), no opäť s veľmi vysokou prietočnosťou. Ostrov Sihoť tvoria štrky a piesky s hrúbkou 12,0 – 16,0 m, ktoré sú uložené na nepriepustných íloch sarmatu a čiastočne aj priamo na granitoidoch MK. Smery prúdenia podzemnej vody, ako aj ich hladina závisia od hladiny Dunaja v jeho ramene (Hanzel et al., 1999). Režim podzemnej vody sa tu formuje vplyvom Dunaja. Na základe hydroizohýps minimálnych a maximálnych stavov hladiny podzemnej vody Pospišil et al. (1971) konštatovali, že Dunaj prakticky po celý rok dotuje podzemnú vodu ostrova. Je to spôsobené aj tým, že čerpaním niekoľkých exploatačných studní sa na ostrove vytvorila veľká depresia, ku ktorej prúdi voda z celého obvodu ostrova. Iba v období, keď nastáva rýchly pokles hladiny v Dunaji a pokles hladiny podzemnej vody je pomalší, v dôsledku retardácie potom v priebehu krátkeho obdobia prúdi voda smerom od stredu ostrova k jeho okrajom. Ostrov je najstaršie a najvýznamnejšie vodárenské územie mesta Bratislavy. Čerpané množstvo sa tu zvyčajne pohybovalo v rozpätí od 950,0 do 1 300,0 l . s^{-1}.

V Lamačskej bráne sa zachovali staršie fluviálne sedimenty v terasovom vývoji – piesčito-hlinité štrky. Ich hydraulické vlastnosti sa posúdili podľa výsledkov z 8 hydrogeologických vrtov pri odhade strednej hodnoty koeficientu prietočnosti $3{,}46 \cdot 10^{-5}$ m^2 . s^{-1}(Hanzel et al., 1999).

Pri formovaní chemického zloženia podzemnej vody obiehajúcej v kvartérnych sedimentoch sa uplatňujú dva hlavné mineralizačné procesy – hydrolytický rozklad silikátových minerálov a vzhľadom na častú prítomnosť karbonatického materiálu, či už v klastickej zložke alebo v prachovito-piesčitej zložke, aj rozpúšťanie karbonátov. V menšej miere sa uplatňujú aj procesy rozpúšťania sadrovca, ktorý býva jemne dispergovaný najmä v ílovitých polohách, a oxidácie akcesoricky prítomných sulfidických minerálov mangánu (Vrana in Hanzel et al., 1999). Hodnoty celkovej mineralizácie vody sú pomerne vysoké, s priemerom až okolo 600 mg . l^{-1}. Čiastočne sú ovplyvnené aj podielom látok sekundárneho pôvodu. Priemerná hodnota celkovej mineralizácie antropogénne významne ovplyvnenej podzemnej vody však býva aj vyššia ako 1 000 mg . l^{-1}, s maximom vyše 1 500 mg . l^{-1}. Zvýšený je najmä obsah síranov, chloridov a dusičnanov alkálií, najmä draslíka. Chemické zloženie tejto skupiny vody býva veľmi pestré. Zastúpené sú najmä nevyhranené, prechodné a zmiešané Ca–Mg–Na–K–HCO_3–SO_4–Cl typy. Okrem zvýšených hodnôt Fe a Mn sa v osídlených oblastiach v tejto vode zistila aj vysoká koncentrácia chloridov (230 mg . l^{-1}), síranov (až 326 mg . l^{-1}) a dusičnanov (až 186 mg . l^{-1}), z katiónov aj sodík (až 110 mg . l^{-1}), draslík (až 293 mg . l^{-1}) a amónium (Vrana in Hanzel et al., 1999).

Minerálna voda

Hodnotený región je na minerálnu vodu chudobný. Z evidencie minerálnych prameňov vyplýva, že v tomto území sa nachádzajú minerálne pramene v oblasti Svätého Jura, Plaveckého Mikuláša, Plaveckého Petra a Prieval. Historicky bola známa aj sírna voda v Dolných Orešanoch, železito-uhličitá minerálka v Pezinku a sírovodíková voda v oblasti Devína. V údolí potoka Hrudky v. od Plaveckého Petra je prirodzený výver sírovodíkovej minerálnej vody. Minerálna voda v Plaveckom Petre má celkovú mineralizáciu 1 370 mg . l^{-1}, s obsahom sírovodíka 18 mg . l^{-1}. Teplota vody je 10,0 °C a výdatnosť 0,025 l . s^{-1}. Má charakter slanej vody. Mieša sa tu voda zo sedimentov mezozoika s vodou naftového pôvodu (Hanzel et al., 1999).

K sírnej vode patrila aj minerálna voda vo Svätom Jure pri Bratislave, ktorá sa predtým využívala kúpeľne. Kúpeľný prameň mal výdatnosť 13 l . min^{-1}, nízku teplotu (4,5 °C) a celkovú mineralizáciu 867,9 mg . l^{-1}. Minerálny prameň U troch pilotov mal podľa archívnych zdrojov ešte menšiu výdatnosť aj nižšiu mineralizáciu (638,0 mg . l^{-1}), ale vyšší obsah H_2S (Krahulec et al., 1978). Chemická analýza minerálnej vody vytekajúcej z artézskeho vrtu z roku 1976 dokumentovala aj výskyt dusíkovej vody prechodného kalciovo-nátriovo-hydrogenuhličitanového typu (Hanzel et al., 1999). Táto minerálna voda geneticky patrí k zmiešanému typu. Vyviera na okraji MK na styku granitoidov so sedimentmi sarmatu.

Minerálna voda v Plaveckom Mikuláši vykazuje mineralizáciu 717 mg . l^{-1} so stopami sírovodíka.

Koutek a Zoubek (1936) opísali prirodzený výver sírovodíkovej vody s teplotou 12 °C na západnom okraji Devínskych Karpát nad cestou Devín – Devínska Nová Ves severne od Devína. Prameň vyvieral na priečnom zlome smeru SZ – JV. Tento zdroj má však už dnes iba paleohydrogeologický význam, pretože v súčasnosti už neexistuje.

V roku 1991 bol navŕtaný zdroj minerálnej vody geologickým vrtom MKM-6, situovaným v údolí Perneckého potoka jv. od Perneka. Vrtom realizovaným uprostred metamorfitov sa zachytil kolektor podzemnej vody v sedimentoch mezozoika zavrásnených uprostred kryštalinika. Po prevŕtaní mezozoických hornín

v intervale 281,0 – 300,0 m (pieskovce, vápence, dolomitické vápence) došlo k výronu vody z vrtu s výdatnosťou 3,0 $l \cdot s^{-1}$, ktorá sa postupne znižovala, až sa ustálila v priebehu režimového pozorovania (máj 1992 až máj 1993) na 0,22 – 0,30 $l \cdot s^{-1}$ (Hanzel et al., 1993). Celková mineralizácia vody sa pohybovala od 961,3 $mg \cdot l^{-1}$ do 1 170,0 $mg \cdot l^{-1}$ a pH od 6,6 do 8,3. V nadloží mezozoického zvodnenca sa zistili fylity paleozoika (18,0 – 281,5 m), v podloží bazaltoidné metamorfované tufy paleozoika (300,0 – 650,0 m). Voda obohatená o sírany sa pravdepodobne dostáva do styku so slienitými horninami obalovej sekvencie borinského typu, tektonicky začlenenými do kryštalinika, a metamorfuje sa na Na–(HCO_3)–SO_4 typ. Výsledné chemické zloženie vody však potom dokumentuje výrazný vplyv silikátového horninového prostredia na jeho tvorbu a možno ho kategorizovať ako základný nevýrazný Ca–SO_4 typ s výrazným zastúpením komponentu Na–SO_4 (Vrana in Hanzel et al., 1993).

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Podľa inžinierskogeologickej rajonizácie územia Slovenska (Matula, 1977) územie MK zaraďujeme do regiónu jadrových pohorí, oblasti jadrových stredohorí. Sú tu zastúpené všetky inžinierskogeologické formácie typické pre jadrové pohoria slovenského územia Západných Karpát:

– formácia vysoko metamorfovaných hornín (s komplexmi biotitických pararúl a svorových rúl a amfibolitov),

– formácia epimetamorfovaných hornín, zastúpená subformáciou mladohercýnskych epimetamorfitov (s komplexmi metasedimentov a metavulkanoklastík, arkózovými metadrobami permu, fylitov a grafitických fylitov),

– formácia variských granitoidov (muskoviticko-biotitické granodiority až granity, leukokratné fácie granitoidov a ich dajky, diority),

– spodná terigénna formácia (kremence, droby a pieskovce malužinského, nižnobocianskeho, šuňavského, benkovského, lúžňanského a devínskeho súvrstvia, pestré verfénske bridlice a pieskovce),

– vápencovo-dolomitická formácia (vápence a dolomitické vápence stredného triasu, lunzské vrstvy),

– pestrá pieskovcovo-slieňovcovo-vápencová formácia (pestré pieskovce a bridlice karpatského keuperu, detriticko-karbonátový komplex pieskovcov a krinoidových vápencov – hlavné dolomity, dachsteinské vápence, kössenské vrstvy, pelitomorfný vápencový komplex jury, flyšoidný slienito-vápencový komplex spodnej kriedy).

Obmedzené rozšírenie na okraji pohoria má aj inžinierskogeologický región neogénnych tektonických vkleslín s inžinierskogeologickými oblasťami Viedenskej a Dunajskej panvy. V uvedenom regióne sa vyskytuje molasová formácia so subformáciou miocénnych prechodných sedimentov a subformáciou pliocénnych jazerno-riečnych sedimentov.

Vo formácii kvartérnych sedimentov sú rozšírené kvartérne fluviálne, terasové, deluviálne, vo výplniach dolín proluviálne a v okrajových častiach pohoria eolické sedimenty.

Reliéf MK je prevažne vrchovinný. Na formovaní reliéfu sa výrazne uplatňujú tektonické poruchy a nižšia odolnosť hornín proti zvetrávaniu a erózii, resp. kras. Územie je prevažne zalesnené, resp. tvorené lúkami, na podhorí dominujú polia.

Inžinierskogeologické podmienky výstavby

Malé Karpaty predstavujú veľmi hodnotné krajinné prostredie. Vyjadruje to aj ich legislatívna ochrana vo forme vyhlásenia chránenej krajinnej oblasti (od roku 1976) a množstva maloplošných chránených území. Sú tu veľké zásobárne podzemnej vody a priaznivé mikroklimatické pomery, čo predstavuje cenný potenciál na ich využívanie. Toto geologické a geomorfologické prostredie je však veľmi citlivé na technické zásahy.

Najväčšie rozšírenie majú inžinierskogeologické rajóny intruzívnych granitoidných hornín, vápencovo-dolomitických a vysoko metamorfovaných hornín. Značne vysoká pevnosť v tlaku (viac ako 50 MPa) zaraďuje uvedené horniny v zmysle STN 73 1001 do triedy R2, len pri tektonicky porušených a alterovaných horninách rajónu pozorujeme nižšie hodnoty tohto parametra. Uvedené horniny sa vyznačujú spravidla masívnou textúrou, sú však intenzívne alpínsky prepracované. Vďaka značnému porušeniu príkrovovou tektonikou sa skalné a poloskalné horniny vyznačujú nepravidelným balvanovitým až drobnoúlomkovitým rozpadom. V miestach tektonických porúch širokých až niekoľko desiatok metrov sú časté polohy mylonitov a kataklazitov, ktoré v zmysle uvedenej normy zatrieďujeme do nižších kvalitatívnych tried.

Nízkou odolnosťou proti zvetrávaniu a celkovou deterioráciou inžinierskogeologických charakteristík sa väčšinou vyznačujú horniny s bridličnatou, doskovitou a tenkolavicovitou textúrou. Na základe pomerne nízkej pevnosti v tlaku v zmysle STN 73 1001 sa bridličnaté horniny rajónu nízko metamorfovaných hornín zaraďujú do tried R3 a R4, pričom silne zvetrané metamorfity patria do nižších tried a miestami nadobúdajú až charakter zemín. V ílovitých a slienitých bridliciach liasu a spodnokriedových slienitých vápencoch sa s pribúdaním podielu ílovitej zložky znižuje odolnosť proti zvetrávaniu a pevnostné parametre. Zo skalných hornín s jednoosovou pevnosťou v tlaku 80 až 150 MPa teda prechádzajú do kategórie poloskalných hornín s pevnosťou v tlaku menej ako 50 MPa. V zmysle STN 73 1001 ich zatrieďujeme do triedy R2 až R4, podľa STN 73 3050 do 5. až 6. triedy. Pri tunelových a iných náročných stavbách treba počítať s rýchlou degradáciou fyzikálno-mechanických vlastností hornín v dôsledku pôsobenia exogénnych činiteľov. Z toho rezultuje požiadavka urýchlenej sanácie stien odrezov a zárezov, resp. prikrytia stavebnej jamy, pretože v dôsledku veľ-

kej náchylnosti na zvetrávanie sa už v rámci jednej sezóny prudko zhoršujú inžinierskogeologické vlastnosti. Aktivizáciu zosuvov a nerovnomerného zvetrávania treba očakávať v odrezoch a zárezoch cestných stavieb, pri použití na podložie ciest vykazujú tieto horniny značnú namŕzavosť.

Veľmi citlivé na objemové zmeny sú najmä neogénne íly (zmrašťovanie a napúčanie).

Z hľadiska **ukladania odpadu** poskytujú vhodné podmienky najmä neogénne íly, ako aj hrubšie polohy či šošovky od nich odvodených jemnozrnných deluviálnych sedimentov, prípadne spraší a sprašoidných sedimentov na úpätiach MK, pravda, až po zvážení ďalších legislatívnych obmedzení.

Pokryvné útvary sú reprezentované inžinierskogeologickými rajónmi deluviálnych, koluviálnych a proluviálnych sedimentov, viatych spraší a pieskov a terasových a fluviálnych sedimentov. Najvhodnejšie prostredie na zakladanie stavieb, na výstavbu komunikácií a komunikačných násypov poskytujú terasové a fluviálne štrky, pokiaľ základová škára nie je v blízkosti hladiny podzemnej vody, resp. v kontakte s ňou. Deluviálne sedimenty, najmä s väčším podielom jemnozrnnej zložky, sú veľmi citlivé na akékoľvek stavebné zásahy. Eolické zeminy – spraše, najmä mladšie, sa vyznačujú presadavosťou.

Geodynamické javy

Z geodynamických javov sa v Malých Karpatoch najvýraznejšie uplatňujú zvetrávanie hornín a kras, seizmicita a sufózia.

Zvetrávanie hornín

Pre geologickú stavbu MK je charakteristická výrazná pestrosť litologických typov hornín s rôznou intenzitou tektonického porušenia. Tieto charakteristiky spolu s expozíciou svahu, nadmorskou výškou a mikroklimatickými pomermi rozhodujúcim spôsobom podmieňujú stupeň odolnosti hornín proti zvetrávaniu. Za najodolnejšie horniny považujeme amfibolity, migmatity, granitoidy, kremence a arkózy spodnej terigénnej formácie, andezity a tholeiity malužinského súvrstvia a vápence stredného triasu a jury. V masívoch tvorených týmito horninami intenzívne zvetrávanie preniká do hĺbky len pozdĺž tektonických porúch. Medzi horniny málo odolné proti zvetrávaniu zaraďujeme pestré ílovité a ílovito-piesčité bridlice verfénu, seisu, kampilu, karpatského keuperu, lunzských vrstiev, ílovité a slienité bridlice liasu, paleogénne ílovce a niektoré tufy, tufity, ílovité bridlice a prachovce malužinského súvrstvia. Patria sem aj intenzívne tektonicky porušené skalné horniny, t. j. granitoidy poruchových a mylonitových zón, tektonicky porušené ruly a svory, hydrotermálne premenené andezity a bazalty, tektonicky podrvené dolomity a dolomitické brekcie. V miestach výskytu uvedených typov hornín možno očakávať problémy súvisiace so sadaním stavieb a s deformáciami svahov, výkopov a tunelov. Paleogénne ílovce sú, na dôvažok, nestále v styku s vodou a podliehajú rozpadu, resp. objemovým zmenám. V takýchto horninách sa odporúča minimalizovať čas otvorenia stavebnej jamy na čo najkratší čas (týždne, mesiace). Pri väčších zárezoch vystupuje do popredia aj úloha riešenia stability svahov.

Kras

Krasový fenomén v podmienkach MK je značne rozšírený. Vďaka typickej príkrovovej stavbe, intenzívnemu tektonickému porušeniu, monoklinálnemu uloženiu vrstiev a chemickej čistote niektorých litologických typov vápenca sa na zmapovanom území nachádza 218 jaskynných priestorov (stav k 30. 6. 2007; Bella et al., 2007). Zastúpené sú aj povrchové krasové formy – závrty, škrapy a viaceré vyvieračky. Šmída (2008) odhaduje počet závrtov a krasových jám v skúmanej časti MK na 380.

Seizmicita

Malé Karpaty a priľahlé časti Viedenskej a Podunajskej panvy sú zo seizmotektonického hľadiska súčasťou recentne seizmicky veľmi aktívneho zlomového segmentu Mur – Mürz vo Východných Alpách, zlomov vo Viedenskej panve (zlom Lassee) a zlomového úseku v severnej časti MK (brezovský a dobrovodský zlom). Celý segment má charakter transtenzno-transpresnej sinistrálnej strižnej zóny. Seizmická aktivita v tomto segmente je dokumentovaná od polovice 4. storočia nášho letopočtu (zemetrasenie s epicentrom pri rímskom Carnunte – dnešné okolie Hainburgu) po súčasnosť.

V seizmotektonickej oblasti MK od Bratislavy po Vrbové vyčleňujeme tri podoblasti – ohniskové zóny: Bratislava, Pernek – Modra (tab. 6) a Dobrá Voda (tab. 7).

V bratislavskej podoblasti sa väčšina historicky zaznamenaných zemetrasení samotného mesta dotýka len okrajovo. Javy mali epicentrá skôr v blízkom Burgenlande a Dolnom Rakúsku na línii Mur – Mürz – Leitha s predĺžením na litavské zlomy a pokračovanie zlomu Lassee v slovenskej časti Viedenskej panvy. Z okolia

Bratislavy sú záznamy o zemetraseniach od začiatku 18. storočia. V 20. storočí boli pocítené slabé zemetrasenia s epicentrami v blízkosti Bratislavy v roku 1953, 1977 a ostatné 1. 12. 1991 a 21. 2. 1992.

Ohnisková zóna Pernek – Modra je seizmicky živšia. Prvé informácie o zaznamenaných zemetraseniach sú z konca 18. storočia (1794), a najmä od druhej polovice 19. storočia (1852, 1866, 1870, 1874). Séria silnejších zemetrasení (s maximálnou predpokladanou epicentrálnou intenzitou I_0 = 6 a lokálnou magnitúdou M_L = 4,5) bola v oblasti v novembri až decembri 1890. Ďalšie slabšie javy sa vyskytli v marci 1894. Významná séria zemetrasení bola 18. 4. 1914 (5 zaznamenaných zemetrasení, najsilnejšie malo I_0 = 7,5 a M_L = 5,1). Slabo pocítené boli zemetrasenia v roku 1955, 1964, 1967, 1970 a 1973. Od roku 1914 sa ďalšia významnejšia séria zemetrasení (6 makroseizmicky pocítených javov) zaznamenala v júli až decembri 1976. Najsilnejší jav z 24. 8. 1976 mal I_0 = 5,5 a M_L = 4,0. Slabé zemetrasenie bolo zaznamenané v r. 1980 a zatiaľ posledné s I_0 = 3 a M_L = 2,8 bolo 30. 11. 1991.

Seizmicky najaktívnejšia oblasť je dobrovodská ohnisková zóna (tab. 7), ktorá sa aj v 20. storočí zaraďovala medzi najaktívnejšie oblasti na Slovensku. Dve najstaršie zemetrasenia boli v 16. storočí, no o staršom z nich nie sú nijaké relevantné údaje. Historické pramene uvádzajú jedno zemetrasenie v 17. storočí a sedem v 19. storočí. Z 18. storočia informácie o zemetraseniach v tejto lokalite chýbajú. Podľa súčasného stavu poznania možno predpokladať, že zemetrasenia pozorované v Trnave 26. 2. 1515, v roku 1586 a 30. 11. 1660 mali epicentrum pravdepodobne v oblasti Dobrej Vody. Je možné, že v epicentrálnej oblasti mohli dosiahnuť makroseizmickú intenzitu I_0 až 8° MSK-64, a tak je veľmi pravdepodobné, že silnejšie zemetrasenia – s magnitúdou aspoň 5 – sa v dobrovodskej oblasti vyskytli už aj v 16. a 17. storočí. Priamo z Dobrej Vody sú strohé záznamy o zemetraseniach od začiatku 19. storočia do začiatku 20. storočia (1805, 1815, 1893, 1894, 1904). Prevažná časť makroseizmických pozorovaní v sledovanej oblasti je z 20. storočia. Vtedy bolo zdokumentovaných 154 makroseizmicky pozorovaných zemetrasení. Najvýznamnejšie makroseizmicky a seizmometricky pozorované zemetrasenie s epicentrom v dobrovodskej ohniskovej oblasti bolo 9. januára 1906. Zaznamenalo ho dvanásť seizmických staníc v strednej Európe. Veľkosť magnitúdy M_S určenej zo seizmických údajov je 5,7, makroseizmicky otrasená oblasť bola veľká až 30 000 km^2 a zasahovala do dnešného Rakúska, Maďarska a Čiech. Epicentrálna intenzita zemetrasenia bola 8 – 9° MSK-64. Po hlavnom zemetrasení nasledovalo ďalšie, 16. januára 1906 s M_S = 5,1. Po týchto dvoch silných zemetraseniach sa v rokoch 1906 – 1910 zaregistrovalo okolo 100 dotrasov s magnitúdou 2,6 – 3,7. Predzvesťou ďalšieho silného zemetrasenia bolo šesť zemetrasení s M = 2,2 – 3,7 v rokoch 1929 – 1930. Dňa 5. marca 1930 bolo v tejto oblasti zemetrasenie s magnitúdou 5,0 a v nasledujúcich dňoch do 18. 3. 1930 séria 23 dotrasov s M = 2,6 – 4,6. Na takmer 40 rokov sa seizmická aktivita upokojila. Ďalšie pocítené zemetrasenia s epicentrom v okolí Dobrej Vody boli 17. 6. a 3. 12. 1967, 11. 4. 1977, 21. 10. 1991, 14. 7. 1992, 5. 5. a 18. 10. 1999, 27. 4., 28. 5. a 8. 8. 2000 a 24. 1. 2001 s maximálnou magnitúdou 4,3. Ostatné zemetrasenie s makroseizmickými účinkami a magnitúdou 3,2 sa zaznamenalo 13. marca 2006 s epicentrom pri Vrbovom.

Moderné seizmometrické sledovanie zemetrasení v dobrovodskej ohniskovej oblasti sa začalo v roku 1985. Odvtedy seizmickú aktivitu územia monitoruje najmä lokálna sieť seizmických staníc v okolí Atómových elektrární Jaslovské Bohunice (EBO) a od roku 2004 sa seizmické údaje dopĺňajú aj informáciami z modernizovanej Národnej siete seizmických staníc (NSSS).

V súčasnosti okrem lokalizácie epicentra a hypocentra zemetrasenia je nevyhnutné poznať aj možnú orientáciu zlomových plôch v oblasti a recentný tektonický napäťový stav oblasti zemetrasenia. To sa určuje metódami výpočtov tzv. ohniskového mechanizmu a momentových tenzorov. Získané údaje sa používajú aj na presnejšie vymedzenie hraníc dobrovodskej ohniskovej oblasti.

Z doterajších zistení sa dá vyčleniť dominantný typ ohniskového mechanizmu danej oblasti. Zväčša ide o zemetrasenia s ľavostranným horizontálnym posunom (*strike slip*) so slabou normálovou (poklesovou) zložkou alebo o zemetrasenia s mechanizmom poklesu. Epicentrá skúmaných zemetrasení sú rozptýlené v oblasti približne 50 km vo v.-z. smere a 30 km v s.-j. smere v severnej časti MK. Epicentrá tvoria približne líniu pretiahnutú v smere VSV – ZJZ. Tento smer súhlasí so smermi hlavných zlomových systémov v oblasti – s dobrovodským a brezovským zlomom. Veľký rozptyl epicentier v zóne môže indikovať, že ohniská zemetrasení sa neobmedzujú len na jednu konkrétnu zlomovú zónu – dobrovodský zlom, ktorý sa prejavuje na povrchu v podobe rozhrania medzi sedimentárnou výplňou dobrovodskej depresie (vrchná krieda – terciér) a tektonickou jednotkou hronika na severe MK, budovanou najmä karbonátmi mezozoického veku. Zdroje seizmicity v dobrovodskej ohniskovej oblasti treba pravdepodobne hľadať v hlbších tektonických rozhraniach šupín kryštalinika. Analýzou hypocentier zemetrasení sa v tejto oblasti indikovalo tektonické rozhranie vo vrchnej kôre v hĺbke 5 – 15 km. Rozhranie prechádza od Viedenskej panvy popod MK a údolie Váhu smerom pod Považský Inovec. Doteraz určené typy ohniskových mechanizmov však korešpondujú s prevládajúcou predstavou o transtenzno-transpresnom neoalpínskom tektonickom štýle jz. segmentu Západných Karpát.

Určené ohniskové mechanizmy sa použili na výpočet súčasného tektonického napätia skúmanej oblasti. Smer maximálnej kompresie je rovnobežný s hlavným hrebeňom MK (SV – JZ) a extenzia má smer kolmý na hrebeň (SZ – JV).

Tab. 5. Prehľadná tabuľka najvýznamnejších jaskýň v oblasti M125 Malých Karpát (upravené podľa Bellu et al., 2007):

Názov	Katastrálne územie	Dĺžka [m]	Hĺbka [m]
Trstínska vodná priepasť	Trstín	205	–38
Medzivrstvová jaskyňa	Dúbravka, Bratislava IV	165	
Deravá skala	Plavecký Mikuláš	26	
Hačova jaskyňa	Smolenice	660	–78
Haviareň	Sološnica	230	–80
Havranická jaskyňa	Smolenice	85	
Hubekova jaskyňa	Plavecký Mikuláš	150	
Jaskyňa pri kríži	Plavecké Podhradie	114	–24
Líščia priepasť	Sološnica	160	–40
Ľubošova jaskyňa	Sološnica	122	–25
Malá skala	Smolenice	140	–27
Ofrflaná	Plavecký Mikuláš	70	–40
Peterská priepasť	Smolenice		–35
Roštúnska priepasť	Sološnica	320	–57
Cajla	Pezinok	75	–25
Jaskyňa na Podrajte	Borinka	80	–33
Jaskyňa P-5	Borinka	73	–23
Jubilejná jaskyňa	Borinka	507	–69
Majkova jaskyňa	Borinka	200	–36
Notre Dame	Borinka	128	–19
Sedmička	Borinka	430	–50
Silnického jaskyňa	Borinka	321	–42
Stará garda	Borinka	399	–96
Veľké Prepadlé 1	Lozorno	1 241	–70
Veľké Prepadlé 3	Lozorno	413	–53
Vlčie jamy	Borinka	127	–44
Zbojnícka jaskyňa	Borinka	125	
Plavecká jaskyňa	Plavecké Podhradie	813	
Plavecká priepasť	Plavecké Podhradie	335	–70
Pohanská jaskyňa	Plavecké Podhradie	90	–25
Driny	Smolenice	680	–40

Tab. 6. Zemetrasenia v južnej časti Malých Karpát (čas podľa GMT).

Rok	Mesiac	Deň	Hodina	Súradnice	H [km]	I_0 [°EMS]	M
Epicentrálna oblasť Pernek – Modra							
1866	december	1.	07.15	48,34° S 17,34° V		5	3,7
1890	november	25.	09.56	48,34° S 17,11° V		6	4,5
1890	november	28.	01.37	48,25° S 17,04° V		7	4,5
1914	apríl	18.	05.15	48,32° S 17,22° V	5	7,5	5,1
1964	december	30.	02.09	48,33° S 17,13° V	7	6	4,2
1967	september	16.	20.19	48,44° S 17,07° V	10	4	3,5
1967	september	20.	22.44	48,39° S 17,19° V	13	5	3,9
1970	jún	4.	13.37	48,18° S 17,38° V		4	3,2
1973	október	28.	03.56	48,35° S 17,07° V	5	5	3,5
1976	august	24.	23.23	48,57° S 17,36° V	8	5,5	4,0
1976	december	23.	22.04	48,38° S 17,16° V	6	4	3,1
1991	november	30.	00.22	48,41° S 17,09° V	15	2	2,6
1991	november	30.	02.20	48,44° S 17,03° V	11	3	2,8
1995	december	13.	22.35	48,49° S 17,44° V		4	3,2

Rok	Mesiac	Deň	Hodina	Súradnice	H [km]	I_0 [°EMS]	M
Epicentrá v Bratislave a blízkom okolí							
1700				Bratislava?		7	
1766	august	17.	01.xx	Bratislava		5	
1806	júl	30.	21.xx	Bratislava		5	
1862	október	21.		Bratislava?		4	
1892	máj	31.	21.30	Bratislava		5	
1926	február			Rakúsko?		4 – 5	
1953	február	20.	12.37	48,14° S 17,12° V		3	2,6
1953	máj	2.	13.37	Rakúsko?		3	
1977	apríl	12.	22.50	48,14° S 17,12° V		3	2,6
1991	december	1.	21.xx	48,14° S 17,12° V		3	2,6
1992	február	21.	20.xx	48,14° S 17,12° V		3	2,6

Tab. 7. Zemetrasenia v severnej časti Malých Karpát (čas podľa GMT).

P. č.	Rok	Mesiac	Deň	Hodina	Lokalita[1]	Súradnice epicentra	H [km]	I [°EMS]	M
1.	1586	január			*Trnava*	–	–	7	–
2.	1805	január			Lančár	–	–	6	–
3	1815	jún	15.	09.xx	Lančár	–	–	4	–
4.	1893	marec	24.	17.35	**Piešťany**	48,62° S 17,80° V	5	5,5	3,8
5.	1904	apríl	19.	12.30	Dobrá Voda	48,60° S 17,51° V	–	3	2,6
6.	1904	apríl	20.	14.03	Jablonica	48,60° S 17,46° V	–	6,5	4,5
7.	1904	október	12.	03.xx	**Senica**	48,68° S 17,39° V -	–	6	4,3
8.	1906	január	9.	23.07	Dobrá Voda	48,58° S 17,46° V	6 – 11	8,5	5,7
9.	1906	január	16.	02.52	Dobrá Voda	48,62° S 17,56° V	7	7,5	5,1
10.	1908	marec	16.	00.30	Dobrá Voda	48,60° S 17,51° V	–	3,5	2,9
11.	1908	máj	26.	00.30	Dobrá Voda	48,60° S 17,55° V -	–	3	2,6
12.	1908	december	18.	03.30	Dobrá Voda	48,60° S 17,51° V -	–	4	3,2
13.	1909	marec	14.	03.05	Dobrá Voda	48,60° S 17,51° V	–	5	3,7
14.	1929	september	6.	00.15	Dobrá Voda	48,58° S 17,55° V	–	4,5	3,5
15.	1930	marec	5.	23.55.44	Dobrá Voda	48,58° S 17,62° V	6	7,5	5,0
16.	1955	december	13.	22.35	Smolenice	48,49° S 17,44° V	–	4	3,2
17.	1967	jún	17.	17.45.36	Buková	48,58° S 17,38° V	8	5	3,7
18.	1967	december	3.	22.10.54	Rozbehy	48,57° S 17,39° V	5	6,5	4,4
19.	1976	júl	26.	16.xx	*Myjava*	48,76° S 17,55° V	–	4	3,2
20.	1976	júl	28.	17.xx	*Myjava*	48,76° S 17,55° V	–	4	3,2
21.	1976	august	5.	11.30	*Myjava*	48,76° S 17,55° V	–	3,5	3,2
22.	1976	august	19.	10.49	*Myjava*	48,76° S 17,55° V	–	3,5	2,9
23.	1976	august	24.	23.23	Prievaly	48,57° S 17,36° V	8	5,5	4,0
24.	1977	apríl	11.	00.55	Naháč	48,50° S 17,50° V	–	4,5	3,4
25.	1980	marec	21.	12.46	Plavecký Peter	48,50° S 17,40° V	–	3,5	2,9
26.	1991	október	21.	02.09.43	Dobrá Voda	48,57° S 17,50° V	7	4	3,1
27.	1992	júl	14.	23.36.47	Horná Krupá	48,48° S 17,57° V	10	4	3,3
28.	1999	máj	5.	03.11.14	Dechtice	48,57° S 17,55° V	8	4	2,1
29.	1999	október	18.	04.08.15	Chtelnica	48,57° S 17,67° V	14,5	4	2,6
30.	2000	apríl	27.	16.10.55	Horné Orešany	48,49° S 17,37° V	–	3,5	–
31.	2000	máj	28.	07.14.25	Cerová	48,56° S 17,41° V	7,	3,5	2,6
32.	2000	august	8.	09.23.04	Cerová	48,57° S 17,39° V	5,5	4	2,7
33.	2001	január	24.	04.22.42	Dobrá Voda	48,53° S 17,49° V	10	3	2.2
34.	2003	september	19.	08.44.00	Dobrá Voda	48,62° S 17,51° V	13	4	3,1
35.	2006	marec	13.	08.28.39	Vrbové	48,57° S 17,65° V	10	5	3,2

Environmentálne záťaže

Najvýznamnejšou ťažobnou činnosťou v hodnotenom území bola ťažba polymetalických rúd v oblasti Pezinok – Pernek. Banská činnosť sa tu začala už začiatkom 14. storočia ťažbou zlata ryžovaním z alúvií, resp. delúvií. Postupom času sa prešlo na jeho hlbinné dobývanie. Najstaršie prejavy dobývania boli prekryté v druhej polovici 18. storočia relatívne intenzívnou banskou činnosťou, ktorá prakticky pokračovala s rôznou intenzitou aj v 19. storočí (najmä v jeho druhej polovici) rozsiahlou ťažbou pyritových rúd. Išlo o pomerne rozsiahle banské diela, ktorých prejavy sú v teréne identifikovateľné, aj keď nedochádzalo k intenzívnej deštrukcii reliéfu následkom banskej činnosti. Touto činnosťou sa zásadnejšie nenarušil ani hydrogeologický režim podzemnej vody, hoci práve touto činnosťou sa vytvorili pomerne rozsiahle rezervoáre podzemnej banskej vody.

Najväčší rozsah činnosti sa začal v 50. rokoch minulého storočia. Ťažilo sa ložisko antimónových rúd Kolársky vrch. Rozsiahla geologickoprieskumná činnosť sa tam výrazne prejavila na zmene reliéfu terénu a na kontaminácii pôdy a povrchovej vody. Vyťažilo sa vyše 1 mil. ton rudy, mnohotisíc ton hornín v rámci prípravných prác a pod. Použili sa deštrukčné metódy hlbinného dobývania, dokonca povrchová ťažba lomom. Napriek tomu ani vzhľadom na charakter hornín a malú hrúbku kvartéru nevznikajú v postihnutom území svahové deformácie.

Najväčší problém z hľadiska životného prostredia je existencia odkalísk, na ktorých bol deponovaný odpad z dlhodobej ťažby a úpravy rúd. Na odkaliskách sa nachádza 1 mil. ton odpadu – produktov flotačnej úpravy s vysokým obsahom ťažkých kovov. V roku 1984 sa realizovala rekultivácia a následne aj sanácia odkaliska. Aj napriek tomu dochádza ku kontaminácii povrchovej a podzemnej vody najbližšieho aj vzdialenejšieho okolia odkalísk.

Chránené územia prírody

Podstatná časť územia MK je súčasťou Chránenej krajinnej oblasti (CHKO) Malé Karpaty. V období pred vyhlásením CHKO Malé Karpaty (1976) bolo na území vyhlásených šesť maloplošných chránených území (MCHÚ): Národná prírodná rezervácia (NPR) Roštún (1953), NPR Devínska Kobyla (1964), NPR Čachtický hradný vrch (1964), Národná prírodná pamiatka (NPP) Jaskyňa Driny (1968) a NPP Čachtická jaskyňa (1972).

CHKO bola vyhlásená v júni 1976 výnosom vlády SSR, publikovaným pod označením č. 119/1978. Rozloha CHKO je 810,95 km^2, „nárazníkovej“ ochrannej zóny 1 239,9 km^2. Územie sa vyznačuje neobyčajnou kumuláciou hodnotných geologických a morfologických fenoménov, ako aj biodiverzitou. Na mnohé územia sa vzťahuje osobitná ochrana formou maloplošných chránených území. Nachádzajú sa tu:

1 chránený areál (ďalej v texte CHA),
2 národné prírodné pamiatky (NPP),
7 národných prírodných rezervácií (NPR),
9 prírodných pamiatok (PP),
23 prírodných rezervácií (PR).

V ďalšom texte uvádzame stručnú charakteristiku jednotlivých MCHÚ, spracovanú podľa údajov Štátneho zoznamu osobitne chránených častí prírody SR (http://uzemia.enviroportal.sk/).

Názov a charakteristika	Typ	Výmera [m^2]	Rok vyhl.
Svätojurské hradisko.	CHA	197 100	2001
Driny. Zatiaľ jediná sprístupnená jaskyňa v MK s bohatou sintrovou výzdobou. Je to typ puklinovej jaskyne, ktorej priestory neboli erodované vodným tokom, ale vznikli pri horotvorných procesoch.	NPP	0	1968
Pohanská. Ochrana suchomilných a teplomilných rastlinných a živočíšnych spoločenstiev na vápencoch, krasových javov a archeologických nálezísk na vedeckovýskumné, náučné a kultúrno-výchovné ciele.	NPR	1 289 300	1980
Záruby. Ochrana lesných spoločenstiev v 3. a 4. vegetačnom stupni ako ukážky ich stupňovitosti a rôznorodosti v MK s bohatým výskytom chránených a iných zriedkavých druhov rastlín a živočíchov.	NPR	2 999 900	1984

Názov a charakteristika	Typ	Výmera [m^2]	Rok vyhl.
Kršlenica. Ochrana typickej krasovej doliny s vyvieračkou, jaskyňami a povrchovými krasovými javmi, ako aj zachovaných lesných spoločenstiev 4. vegetačného stupňa s výskytom chránených a iných zriedkavých druhov rastlín a živočíchov.	NPR	1 173 400	1984
Hajdúchy. Ochrana zachovaných lesných spoločenstiev 4. vegetačného stupňa s veľmi dobrým predpokladom autoregulácie skupín lesných typov na magmatických horninách na vedeckovýskumné, náučné a kultúrno-výchovné ciele.	NPR	561 100	1981
Hlboča. Ochrana zachovaných lesných spoločenstiev na rozličných horninách s bohatstvom druhov sucho- a teplomilnej flóry a fauny a krasových foriem na vedeckovýskumné, náučné a kultúrno-výchovné ciele.	NPR	1 230 700	1981
Devínska hradná skala. Významná geologická, botanická a zoologická lokalita. Hradné bralo so stenami vysokými okolo 70 m. Nálezisko fosílií.	NPP	17 000	1985
Devínska Kobyla. Ochrana prírodného komplexu najjužnejšieho výbežku MK s mimoriadnymi botanickými, zoologickými, geologickými a paleontologickými hodnotami, významnými xerotermnými spoločenstvami s bohatým zastúpením chránených a ohrozených druhov a s významnou paleontologickou lokalitou Sandberg.	NPR	1 011 157	1964
Devínska lesostep. Významná lokalita spoločenstva kriticky ohrozených druhov rastlín. Vyskytujú sa tu xerotermné fytocenózy s kriticky ohrozenou koringiou rakúskou.	PP	50 966	1992
Roštún. Ochrana krasových javov a zachovaných lesných spoločenstiev MK s chránenými druhmi organizmov.	NPR	3 333 100	1953
Čertov žľab. Ochrana ojedinelého geologického útvaru, skalného žľabu kaňonovitého rázu a krasových foriem na mezozoiku MK. Žľab má (pravdepodobne) zlomový charakter. Prevládajú puklinové škrapy. Uplatňuje sa tu gravitačný rozpad.	PP	235 800	1992
Limbašská vyvieračka. Ochrana významného krasového fenoménu, ktorý dokumentuje špecifický vývoj krasovej hydrografie Borinského krasu.	PP	65 700	1977
Ľahký kameň. Účelom vyhlásenia CHÚ je ochrana jedinečných krasových výtvorov z penovcov a travertínov v MK.	PP	124 000	1996
Bukovina. Za PP je vyhlásená časť doliny Fenešského potoka, trvalo podmáčaná lúka s výskytom typických mokraďových rastlinných druhov, z ktorých je mnoho chránených, resp. vzácnych a ohrozených.	PP	50 806	1994
Zrubárka. CHÚ predstavuje jedny z posledných prirodzených výverov podzemnej vody v MK.	PP	132 500	1993
Malá Pec. Účelom vyhlásenia CHÚ je ochrana skalnej brány v pieskovci vytvorenej eolickou činnosťou.	PP	140 600	1996
Tisové skaly. Územie predstavuje významnú ukážku genézy MK.	PP	15 200	1977
Vyvieračka pod Bachárkou. Ochrana ojedinelého krasového javu – vyvieračky.	PP	0	1982

Názov a charakteristika	Typ	Výmera [m^2]	Rok vyhl.
Čierna skala. Účelom vyhlásenia PR je ochrana zachovaných častí prírody MK, prirodzených lesných a nelesných formácií, skalných stien a sutinových polí s pôvodnými druhmi fauny a flóry.	PR	297 100	1996
Ševcova skala. Ochrana lokality s výskytom rastlinného druhu prvosienky holej *(Primula auricula)*.	PR	163 400	1999
Fialková dolina. Ochrana územia v jz. časti MK. Geologickým podkladom je kryštalinikum. Dolina vznikla na zlomovej línii – ukážka klesania a vyzdvihovania blokov. V strednej časti má charakter kaňonu. Sú tu zachované dubovo-hrabové lesy a vzácne druhy rastlín, najmä vstavačovitých.	PR	205 879	1993
Zlatá studnička. Len na tomto území v rámci MK sa nachádza jeden typ geobiocenóz. Okrem toho sa tu vyskytujú fragmenty extrémnych jedľových bučín s dubom.	PR	733 100	1993
Klokoč. Ochrana zachovaných častí prírody MK, ojedinelého hrebeňového komplexu hôľneho charakteru s druhovo bohatou faunou a flórou.	PR	215 900	1996
Lančársky Dubník. Ochrana územia v MK, ktoré má značný botanický význam. V tejto oblasti je to jediný objekt na bývalých pasienkoch s takou zachovanou pestrosťou xerotermnej vegetácie s bohatým výskytom vzácnych a chránených druhov rastlín.	PR	270 240	1993
Bolehlav. Ochrana zachovanej ukážky lesných spoločenstiev bukovo-dubového a dubovo-bukového vegetačného stupňa na jv. okraji MK na kryštalinickom podklade na styku s Trnavskou pahorkatinou.	PR	935 700	1988
Pod Pajštúnom. Účelom vyhlásenia prírodnej rezervácie je ochrana lesných spoločenstiev – bukových kvetnatých lesov, karpatských dubovo-hrabových lesov a lipovo-javorových sutinových lesov v ich prirodzenom druhovom zložení a štruktúre a ochrana pionierskych a subpanónskych trávnato-bylinných porastov na karbonátovom substráte.	PR	1 414 197	1984
Slopy. Územie predstavuje jedinečnú ukážku skalných a sutinových typov geobiocenóz s výskytom xerotermofytov. Predmetom ochrany je krasová dolina v Brezovských Karpatoch, triasové vápence a dolomity, krasové pramene a pestré lesné spoločenstvá v 1. až 4. vegetačnom stupni s bukom, dubom, javorom a lipou.	PR	1 538 700	1993
Buková. Ochrana posledných charakteristických zvyškov zamokrených lúk s výskytom vzácnych a chránených rastlín a živočíchov, ako aj ich spoločenstiev. V súčasnosti len na tomto území v rámci CHKO Malé Karpaty je zistený výskyt žltohlavu európskeho *(Trollius europaeus)*.	PR	94 493	1988
Kamenec. Ochrana prirodzených lesných spoločenstiev MK so zriedkavými a chránenými druhmi rastlín a živočíchov.	PR	616 200	1988
Jurské jazero. Ochrana spoločenstva brezových jelšín a horského rašeliniska v MK.	PR	274 900	1988
Chríb. Ochrana xerotermného spoločenstva kavyľovej stepi s dominantnými druhmi rodu kavyľ (*Stipa* sp.) v Brezovských Karpatoch.	PR	158 900	1988
Plešivec. Ochrana zachovaného, esteticky významného krajinného prvku so svojráznymi geobiocenózami charakteru skalnej stepi a lesostepi, na ktoré sa viaže bohatý výskyt vzácneho teplo- a suchomilného rastlinstva a živočíšstva.	PR	530 000	1976

Názov a charakteristika	Typ	Výmera [m^2]	Rok vyhl.
Vysoká. Ochrana prirodzených lesných a skalných spoločenstiev MK s chránenými a ohrozenými druhmi.	PR	805 300	1988
Strmina. Ochrana krasových javov a zachovaných rastlinných a živočíšnych spoločenstiev MK.	PR	1 962 800	1988
Pod Holým vrchom. Ochrana sucho- a teplomilnej vegetácie MK s chránenými a ohrozenými druhmi. Územie predstavuje jednu z mála lokalít s masovým výskytom hlaváčika jarného *(Adonis vernalis)* v CHKO Malé Karpaty.	PR	129 400	1988
Skalné okno. Ochrana zaujímavého geomorfologického javu, ktorý vznikol mechanickým zvetrávaním dolomitov. Dokumentuje vzájomný vzťah medzi litologickoštruktúrnymi vlastnosťami podložia a procesmi zvetrávania, ako aj pôsobivý krajinný obraz s. časti Pezinských Karpát.	PR	122 200	1986
Čerenec. Ochrana zvyškov lesostepných spoločenstiev s bohatým výskytom ponikleca veľkého *(Pulsatilla grandis)* v sprievode ďalších zriedkavých druhov rastlín na vedeckovýskumné, náučné a kultúrno-výchovné ciele.	PR	15 000	1984
Orlie skaly. Ochrana genofondu chránených a iných zriedkavých druhov rastlín na vedeckovýskumné, náučné a kultúrno-výchovné ciele.	PR	312 300	1984
Málová. Ochrana xerotermných fytocenóz s výskytom ponikleca veľkokvetého (*Pulsatilla grandis* WENDER).	PR	161 000	1988
Nad Šenkárkou. Ochrana jedinečnej ukážky rašeliniska vo 4. vegetačnom stupni s lesnými porastmi jelšovej breziny v hrebeňovej časti Pezinských Karpát na vedeckovýskumné, náučné a kultúrno-výchovné ciele.	PR	109 200	1984
Katarína. Ochrana genofondu chráneného živočíšneho druhu jašterice zelenej *(Lacerta viridis)*, ako aj typických suchomilných lesných spoločenstiev.	PR	180 000	1984

NERASTNÉ SUROVINY

Na území Malých Karpát sa vyskytujú rozličné druhy nerastných surovín. Sú to predovšetkým cementárske a tehliarske suroviny, stavebný a dekoračný kameň, menej rudné suroviny. Využívanie nerudných aj rudných nerastov siaha do dávnej minulosti. Vtedy prekvitajúce rudné baníctvo postupne upadalo a v 20. storočí stála za zmienku už len ťažba Sb-Au-As rudy v území medzi Pezinkom a Pernekom. V rámci útlmového programu sa však aj tá v roku 1991 zastavila. V 19. storočí bola veľmi významná ťažba pyritovej rudy a získavanie koncentrátu na výrobu kyseliny sírovej. V súčasnosti nie je po koncentráte dopyt a ani v blízkej budúcnosti sa nepredpokladá využívanie zásoby na tento účel. Starí prospektori našli viac výskytov rúd a overovali ich pingami, krátkymi štôlňami a plytkými šachtami. Až po druhej svetovej vojne sa začal realizovať systematický geologický prieskum územia, zameraný na vyhľadávanie a overovanie ďalších ložísk pyritu pre potreby rozvíjajúceho sa chemického priemyslu. Pri prieskume celého radu menších výskytov bolo objavené stredne veľké ložisko pyritu Pezinok-Augustín (Žákovský, 1962; Polák, 1953, 1955,1971) Na najvýznamnejšom dobývanom ložisku antimónovej rudy Pezinok-Kolársky vrch sa podstatne rozšírila zásoba (Polák,1974; Polák a Rak, 1980; Pástor, 1972), postupne vyťažená závodom Rudné bane. Našli sa ďalšie rudné telesá na lokalitách Pezinok-Vinohrady a Pezinok-Trojarová (Hubač et. al., 1992; Hanas et. al., 1992, 1995). Overili sa aj niektoré výskyty zlata v Slnečnom údolí, známe už od 16. storočia. Na výhradných ťažobných miestach mangánovej rudy v súvrství mariatalských bridlíc, známych zo začiatku 20. storočia, bola neskôr len pokusná ťažba. Preskúmalo sa aj niekoľko menších výskytov (Polák, 1957).

Významnejšiu úlohu v regióne majú nerudné suroviny. Na základe preskúmania veľkých telies najmä strednotriasového vápenca boli postavené cementárne v Stupave a Rohožníku. Výskum vápenca v tom istom území preukázal vhodnosť niektorých typov na výrobu bieleho cementu. V MK sa preskúmalo mnoho ložísk stavebného kameňa, tehliarskej suroviny, zlievarenského aj sklárskeho piesku, štrkopiesku, kremenca a ďalších nerastov potrebných pre priemysel (na geologickom prieskume sa podieľalo mnoho geológov, napr.: Žákovský, Kabina, Nahálka, Dudášová, Rak, Zuberec a ďalší, in Molák a Slavkay, 1995).

Problematika nerastných surovín územia sa riešila komplexne a výsledky sú uvedené v prácach Molák et al. (1995), Molák a Slavkay (1995) a v monografii Grecula et al. (2002).

Nerudné suroviny

Na území MK sa nachádzajú viaceré typy nerudných surovín v priemyselných akumuláciách. Sú to predovšetkým cementárske suroviny (vysokopercentné vápence a korekčné íly), stavebný a dekoračný kameň, tehliarske suroviny a suroviny na špeciálne účely. Z mnohých ložísk a výskytov sa v súčasnosti využívajú len niektoré. Mnohé sa ťažili v minulosti na priemyselnú výrobu aj pre potreby miest, obcí a miestnych obyvateľov. Vápenec, okrem výroby stavebného a drveného kameniva, je hlavnou surovinou na výrobu cementu a vápna. Ťaží sa najmä strednotriasový (Rohožník, Vajarská, Dechtice, Dolná Skalová) a liasový vápenec (Borinka, Prepadlé). Ako korekčné sialitické suroviny slúžia paleogénne ílovce a psamiticko-pelitické sedimenty neogénu (Sološnica-Hrabník, Rohožník-Konopiská). Na špeciálne využitie (pri výrobe lakov, ako plnivo do biologických preparátov) bol odporúčaný vápenec ložiska Horné Orešany-Majdanské.

Na výrobu stavebného kameňa sa využívajú vápence stredného (Smolenice, Jablonica) a vrchného triasu (Bajcarovci pri Prašníku), liasu (Devínska Nová Ves), jury (Pernek), spodnej kriedy (Pernek-Heštún), dokonca aj vrchnej kriedy (Fajnorovci) a súvrstvia silúrsko-devónskych fylitov, bridlíc a karbonátov (Harmónia). Ďalšou surovinou sú početné ložiská dolomitu strednotriasového (Trstín), vrchnotriasového (Brezová pod Bradlom) a stredno- až vrchnojurského veku (Horné Orešany-Políčko). Dolomit je vhodný aj na výrobu liadku, plnív, plniva do tabletiek, minerálnych prísad, na minerálne vlákna, na výrobu brizolitu, múčky, maltárskeho piesku a pod. V menšej miere sa ťaží zlepenec a pieskovec egeru (Naháč) a egenburgu (Hradište pod Vrátnom-Dolinka), permský melafýr (Sološnica), spodnopaleozoický fylit (Marianka) a liasová pokrývačská bridlica (Marianka). Viac ložísk je známych na báze granitu, granodioritu a ruly (Bratislava-Devín, Častá--Častianska dolina) algonkického až paleozoického veku.

Dekoračný kameň reprezentujú rozličné horniny – vrchnotortónsky peliticko-aleuritický komplex s litotamniovým vápencom (Rohožník), piesčitý vápenec bazálneho paleogénu (Sološnica), zlepenec egenburgu (Chtelnica) či kvartérny travertín (Hradište pod Vrátnom).

Na výrobu tehál je vhodná sprašová hlina (Bratislava-Karlova Ves) a kvartérna hlina (Brezová pod Bradlom).

Známe sú aj menšie výskyty baritu, hnedého a čierneho uhlia, ale bez priemyselného významu. Možno spomenúť aj mineralogické výskyty kryštálov živca sv. od Bratislavy, almandínu v Rači, záhnedy pri tuneli atď. (Bergfest, 1953). K nerudným surovinám zaraďujeme aj ložiská pyritu, v minulosti hlavný zdroj na výrobu kyseliny sírovej.

Pyrit

Najvýznamnejšie bolo ložisko 40 – Pezinok-Karolína a -Ferdinand, ktoré bolo vyťažené ešte v 19. storočí. Surovina slúžila predovšetkým na výrobu kyseliny sírovej. Dve pyritové polohy hrubé 2 – 3 m ležia v aktinolitickej a čiernej bridlici na dĺžke okolo 350 m, smerom do strán a do hĺbky sa vyklinujú. Časť pyritu vznikla syngeneticky ako produkt rozkladu organizmov, podstatná časť je vulkanosedimentárneho pôvodu z postmagmatických exhalácií bázického vulkanizmu v staršom paleozoiku (silúr – devón?). Boli varisky regionálne metamorfované a prenikajúcimi granitovými intrúziami aj kontaktne. V severozápadnom pokračovaní na ložisku Sb Pezinok-Kolársky vrch sa skúmali aj akumulácie pyritu v štôlňach Pyritová, Stredná, Medzipatrová a Antimonitová (Cambel, 1961; Žákovský, 1962). Ilavský (1980) zaradil zrudnenie ku kýzovo-antimonitovej formácii.

V Malých Karpatoch sa pri geologickom prieskume objavilo stredne veľké syngenetické exhalačno-vulkanogénne sedimentárne ložisko 51 – Pezinok-Augustín (staršie paleozoikum), hercýnsky aj alpínsky metamorfované. Pôvodne bilančná zásoba 15 889 tis. t a nebilančná 3 177 tis. t bola v roku 1994 zaradená ako nebilančná (19 066 tis. t), s priemernou kvalitou 19 % síry. Hlavná šošovka nepravidelného tvaru, lokálne rozvetvená, preskúmaná do hĺbky 200 m, má dĺžku 1 km a hrúbku do 70 m. Sprevádza ju celý rad menších šošoviek (Žákovský, 1962; Polák, 1971). Leží v aktinolitickej bridlici v nadloží grafitickej bridlice a má sklon 45 – 70° na SV. Okrem pyritu a pyrotínu sú v malej miere prítomné sfalerit, chalkopyrit, siderit a rýdza ortuť. Bolo preskúmané sz. aj jv. pokračovanie ložiska a boli objavené ďalšie výskyty – Karol, Nádej a Kristína. Podobné, no menšie telesá sú známe na ložisku 43 a 43a – Jablonové-Turecký vrch a -Rudolf. Geologický prieskum už skôr realizovali Gavora a Žákovský (1958) a neskoršie Žákovský (1962). Rudné telesá šošovkovitého tvaru so sklonom 45° na S ležia pri nadložnom okraji šošovky grafitickej bridlice dlhej 600 m a v polohách kremito-grafitickej bridlice na styku s aktinolitickou bridlicou, ale aj v nej (staršie paleozoikum). Sú hrubé až 20 m a po sklone siahajú do hĺbky 160 m. V čiernej bridlici je lokálne obsah Sb až do 2,86 % (Rak a Polák, 1983).

Výskyt 52 – Pezinok-Čertov kopec bol preskúmaný v rokoch 1956 – 1958 (Gavora a Žákovský, 1958) a overený štôlňami Ján I – III. Tri šošovky v ramenách antiklinály izoklinálnej vrásy sú vyvinuté v aktinolitickej bridlici na styku s grafitickou bridlicou, ktorá spolu s amfibolitom je v jej jadre. Rudné telesá dlhé 80 – 120 m a hrubé do 30 m sú uklonené 40 – 70° na S. Najkvalitnejšiu mineralizáciu majú v strede šošoviek. Ruda má výrazne pásikovú textúru a pyrit sprevádzajú šupinky grafitu. Vzácny je sfalerit a chalkopyrit. Aj výskyt 53 – Pezinok-Rybníček bol v rokoch 1976 – 1980 preskúmaný na pyrit a antimonit, ale nepriniesol významnejšie výsledky. V pruhu aktinolitickej bridlice sa overili polohy a šošovky čiernej bridlice hrubé 5 – 20 m so sklonom 65 – 85° na SV. Obsahujú impregnácie pyritu, menej pyrotínu, v laminách aj hrubších polohách.

Barit

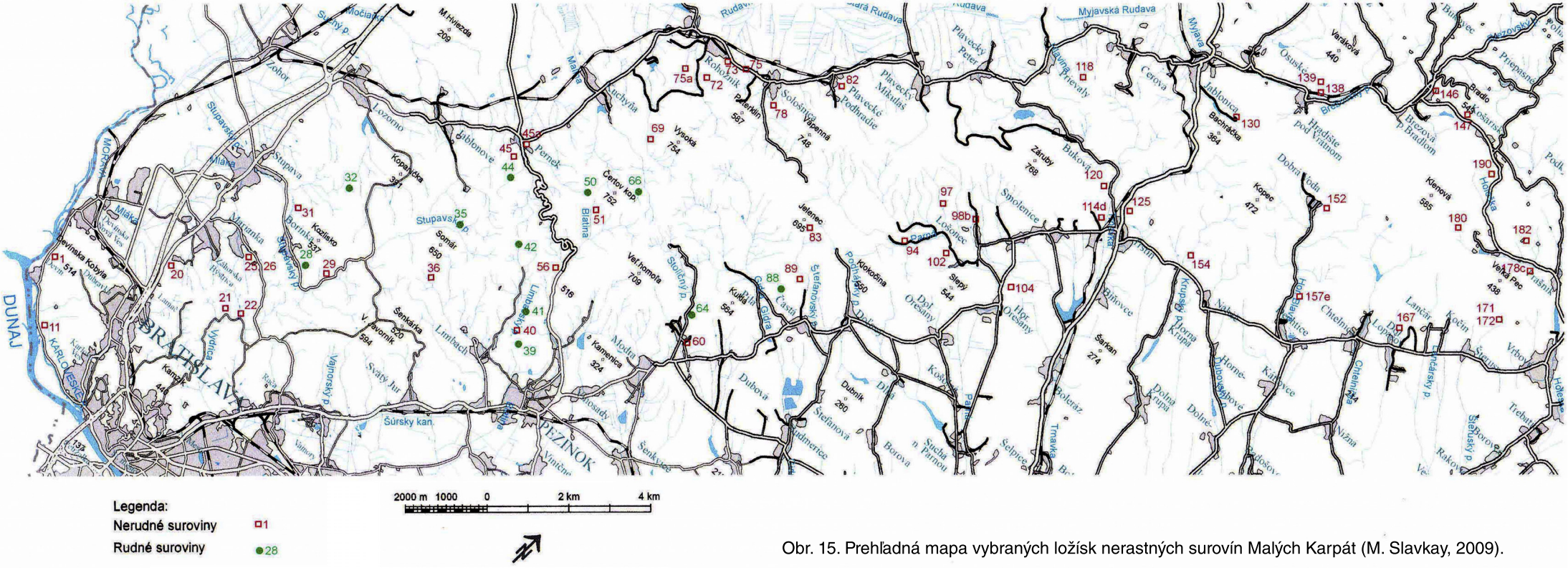
Menšie výskyty 98, 98a a 98b – Smolenice-Červená, -Jahodná a Lošonec sa ťažili po roku 1930. V literatúre sa udáva jeho zásoba 300 – 400 vagónov. Žily hrubé do 1 m a dlhé 50 až 100 m s hĺbkou po sklone do 100 m ležia v permskom mandľovcovitom a porfýrickom andezite vyvinutom v súvrství kremenca, kremitého pieskovca a bridlíc. Obsah $BaSO_4$ dosahoval 95,0 až 95,87 %. Epigenetická hydrotermálna mineralizácia sa spája s permskou vulkanickou aktivitou a považuje sa za neskorovariskú (Čechovič, 1948; Cambel, 1956; Koděra et al., 1989, 1990).

Stavebný kameň

V území sa využívajú mnohé druhy hornín z rôznych stratigrafických horizontov. Najviac je to vápenec, dolomit, granitoidy a klastické sedimenty.

Vápenec

Uvádzame reprezentačné ložiská z jednotlivých stratigrafických horizontov, od najstarších po najmladšie. Výskyt 60 – Harmónia tvoria polohy vápenca v súvrství fylitov a bridlíc (silúr – devón), mierne sklonenom na JZ. Kompaktný zelenkastý vápenec, miestami znečistený ílovito-tufogénnym materiálom, leží pod nadložným grafitickým až grafiticko-kremitým fylitom a nad podložnou grafitickou bridlicou. Kryptokryštalický vrstvovitý



Obr. 15. Prehľadná mapa vybraných ložísk nerastných surovín Malých Karpát (M. Slavkay, 2009).

vápenec je vhodný na rezanie a leštenie. Jeho fyzikálne a mechanické vlastnosti, kusovitosť a farebnosť, sú vhodné na stavebné aj dekoračné použitie alebo ako základový, rigolový a soklový kameň. Ložisko nad erozívnou bázou má jednoduché hydrogeologické pomery.

Vápenec stredného triasu (anis) sa ťaží na ložisku 131 – Jablonica. V spodnej časti leží vrstvovitý tmavosivý gutensteinský vápenec, v strednej masívny až vrstvovitý rohovcový vápenec, vo vrchnej sivý až hnedý masívny, sčasti vrstvovitý vápenec a dolomitický vápenec. Majú vhodné fyzikálne a mechanické parametre na použitie ako stavebný kameň a na výrobu drveného kameniva. Spĺňajú požiadavky akostných tried BI, NI a NII. V severovýchodnej časti ložiska je vápenec svojím chemickým zložením vhodný na saturačné účely. Je to veľké ložisko so zásobou okolo 3 mil. m^3 (Dzudzík in Hrnčár A., 1993). Ďalšie veľké ložiská na báze strednotriasového vápenca sú 130 – Jablonica a 114d – Smolenice (Macko, Rak a Mikoláš, 1971).

Svetlosivý masívny kryptokryštalický vápenec vrchného triasu sa po 1. svetovej vojne ťažil v malom stenovom kameňolome na ložisku 182 – Bajcarovci pri Prašníku. Využívali ho predovšetkým obyvatelia okolitých usadlostí na stavbu domov, hospodárskych budov a prašných ciest (Macko a Rak, 1971).

Jurské vápence neposkytujú najvhodnejšiu surovinu. Na ložisku 45 – Pernek je surovinou ružový jemnozrnný piesčitý krinoidový vápenec, značne tektonicky nepravidelne rozpukaný. Asi 30 % dobývanej suroviny tvorí hlinitý a drobnoúlomkovitý odpad. V stenovom lome je hrúbka suroviny zhruba 70 m. Intenzívne zvetranie siaha až do hĺbky 20 m. Svahová hlina a zvetraný vápenec tvorí skrývku hrubú 1 – 5 m. Surovina je vhodná len ako netriedený a zásypový kameň a na výrobu granulovaných drvín. Hoci zásoba je viac ako 500 tis. m^3, ťažilo sa len malé množstvo (Peteš in Hrnčár et al., 1993).

Výskyt hornín spodnej kriedy (neokóm) 45a – Pernek-Heštún bol v roku 1956 preskúmaný ako surovina pre cementársky priemysel, ale technické a chemické skúšky preukázali jej nevhodnosť (vysoký silikátový modul). Je málo vhodný aj na stavebné účely. Ložisko tvoria plocho uložené vrstvy tenkolavicovitého bridličnatého vápenca s nepravidelnými polohami rohovca. V podloží je kremitá, miestami slienitá bridlica grestenských vrstiev. Vápenec má tabuľkovú až lístkovú odlučnosť, miestami vytvára povrchové krasové útvary a prikrýva ho eluviálna hlina a sutina hrubá 0,5 – 2 m. V minulosti sa surovina neťažila.

Svetložltý vápenec, jemnozrnný, masívny a málo rozpukaný, ťažený v 50. rokoch minulého storočia na ložisku 190 – Fajnorovci, je vrchnokriedového veku (senón). Z rozpukaného, ale pevného a húževnatého vápenca možno získať kusy veľké 30 – 80 cm, prípadne väčšie. Skrývka zvetraného vápenca a hliny nemá viac ako 1 m. Surovina je vhodná na bežné stavebné účely, na výrobu terazza, ako regulačný, lomový a štetový kameň a ako drobný štrk (šotolina) na stavbu domov a údržbu ciest. Bol použitý na úpravu cesty Košariská – Fajnorovci. Hydrogeologické pomery sú jednoduché (Macko a Rak, 1971).

Dolomit

V území má značné rozšírenie a dobýva sa v početných väčších či menších lomoch. Má stredno- a vrchnotriasový vek, ale vyskytuje sa aj v strednej a vrchnej jure.

Najznámejšie je stredne veľké ložisko 125 – Trstín. Ťažia sa dve suroviny strednotriasového veku, svetlosivý kryptokryštalický dolomit, intenzívne zvetraný do hĺbky 20 m, a v jeho podloží masívny vápenec, tektonicky porušený. Stenový dvojetážový lom založený nad miestnou erozívnou bázou má dĺžku 100 m a šírku 250 m. Výška steny etáže, kde sa ťaží dolomit, je 40 m, druhá stena s ťažbou vápenca má výšku 35 m. Skrývka humusovitej hliny s úlomkami karbonátov kolíše v rozmedzí 0,1 – 0,4 m. Dolomit sa využíva na výrobu granulovanej drviny, vápenec ako stavebný materiál na rôzne spôsoby použitia, najmä na betonárske účely a ako obaľovací materiál na cesty. Výrobky využívajú mnohé organizácie v širokom okolí. Hydrogeologické pomery sú jednoduché. V blízkosti sú ďalšie podobné ložiská (124 – Trstín-Holý vrch II, 126 – Trstín--Holý vrch III, 128 – Trstín-sever), ktorých zásoba dosahuje okolo 30 mil. m^3 (Rak a Mikoláš, 1971). Podobná surovina sa vyskytuje aj na ložisku 180a – Prašník – Šterusy (Peteš in Hrnčár et al., 1993).

Sivý až svetlosivý vrstvovitý vrchnotriasový dolomit s hrúbkou vrstiev 40 – 100 m sa ťaží na ložisku 167a – Dolný Lopašov. Je vyčlenené na ploche 300 x 300 m. Humusovitá hlina skrývky dosahuje hrúbku okolo 0,5 m. Lom nad miestnou erozívnou bázou má dĺžku 100 m a výšku steny okolo 25 m. V minulosti ho ťažilo miestne poľnohospodárske družstvo predovšetkým na špeciálne účely, na výrobu granulovaných drvín, ako prímes do betónu a ako zásypový materiál. Zo zásoby asi 1 mil. m^3 sa vyťažilo okolo 150 tis. m^3. Ložisko leží v II. ochrannom pásme podzemných zdrojov pitnej vody a v ochrannom pásme CHKO Malé Karpaty (Peteš in Hrnčár et al., 1993). Podobné je ložisko 140 – Brezová pod Bradlom (Macko a Rak, 1971).

Sivý až čierny vápnitý dolomit až dolomit, kryptokryštalický, s tenkodoskovitou až lavicovitou vrstvovitosťou a generálnym úklonom asi 25° na sever, sa len príležitostne ťažil povrchovým jamovým lomom na ložisku 104 – Horné Orešany-Políčko nad erozívnou bázou na ploche 300 x 100 m do hĺbky 10 m. Hornina strednej až vrchnej jury je vhodná na výrobu granulovanej drviny nižšej kvality.

Žula, granodiorit, rula

Niektoré horniny kryštalinika (paleozoikum – ?proterozoikum) jadrových pohorí Slovenska poskytujú určitú zásobu stavebného kameňa. V dôsledku predhercýnskych, hercýnskych a alpínskych horotvorných procesov došlo k ich značnej metamorfóze, mylonitizácii a porušeniu, a tak mnohé z nich nedosiahli požadované fyzikálno-mechanické či chemické parametre. Vyskytujú sa aj v MK.

Významné ložisko 11 – Bratislava-Devín bolo preskúmané zhruba do hĺbky 90 m. Surovinou na ložisku je sivý až sivomodrý granodiorit (ťažený v jednom lome) a granit (v druhom lome) bratislavského žulového masívu. Horniny sú stredno- až hrubozrnné, s ojedinelými žilami hrubozrnného pegmatitu. Možno z nich získať bloky veľké až niekoľko m^3. Ťažia sa stenovým lomom na dĺžke 500 m, s výškou steny 80 m. Najmenej porušený je stredný pás široký 120 m. Skrývkou je hlina s úlomkami zvetraného granodioritu. Lomový kameň je vhodný na spevňovanie brehov a drvený do betónu. Vysoká otĺkavosť v bubne Los Angeles obmedzila jeho využitie na inú ušľachtilú výrobu a na cestné účely. Kameň, ktorý ťaží Povodie Dunaja, sa používa aj na kocky, obrubníky, míľniky a ako stavebný a regulačný kameň. Bilančná voľná zásoba je vyše 4 mil. m^3. V roku 1991 sa vyťažilo 67 tis. m^3 a v roku 1999 až 426 tis. m^3. Výskumné a prieskumné práce z ložiskového hľadiska realizovali Urban, Forgáč, Kabina a ďalší (in Molák a Slavkay, 1995; Peteš in Hrnčár et al., 1993). V okolí Bratislavy je viac podobných, ale menších ložísk.

Biotitická kremitá rula sa ťažila na ložisku 89 – Častá-Častianska dolina. Je sivá až sivozelená, masívna, pevná, ťažko sa reže a leští. Miestami je slabo hydrotermálne zmenená a našla sa v nej aj malá šošovka kremeňa s galenitom, sfaleritom a pyritom. Ťažilo sa v dvoch lomoch – juhozápadnom, dlhom 70 m, širokom 80 m, s výškou steny 80 m, a severovýchodnom, dlhom 25 m, širokom 25 m, s výškou steny 40 m. Hornina sa spracúvala na granulovanú drvinu a používala sa na budovanie násypov pri výstavbe ciest. Miestni obyvatelia využívali lomový kameň do základov obytných domov. Zásobu okolo 3 mil. m^3 možno v budúcnosti ťažiť. Intenzívne tektonické porušenie bolo príčinou zastavenia dobývania. Ruly sedimentárneho plášťa sa zaraďujú do mladšieho algonkia až staršieho paleozoika.

Kryštalická bridlica, fylit

Silne kremitý sericiticko-chloritický fylit, jemnozrnný, masívny až lavicovitý a prestúpený žilkami kremeňa, bol preskúmaný a ťažil sa na ložisku 25 – Marianka. Bridličnatosť je sklonená 50 – 60° na JV. Ložisko na ploche 140 x 500 m má hrúbku 65,7 m a humusovo-hlinitá skrývka 1 – 5 m. Surovina je vhodná ako štetový kameň, makadam, drvené kamenivo a na stavbu ciest, ale do betónových zmesí sa neodporúča. Zásoba je približne 14 mil. m^3. Ložisko leží tesne nad úrovňou miestnej erozívnej bázy. Stenovým lomom etážovým spôsobom tu ťažili Kameňolomy a štrkopiesky, a. s., Trstín, neskoršie ALAS, s. r. o., Bratislava. Hlučnosť negatívne pôsobila na blízku obec. Významným ložiskom v minulosti bolo ložisko 26 – Marianka. V lome 40 x 10 m sa ťažila tenko štiepateľná liasová mariatalská bridlica, intenzívne používaná na pokrývanie striech v širokom okolí.

Amfibolit

Na okolí Bratislavy je niekoľko výskytov, ktoré sa využívali v minulosti. Amfibolit v sprievode čiernych bridlíc sa tiahne v pruhu od Marianky po Dúbravku. Na výskyte 20 – Hrubá pleš sa ťažil v malom lome 25 x 10 m, s výškou steny 12 m. Používal sa ako štetový materiál na stavebné účely. V nesúvislých pruhoch spolu s rulovými horninami prerážanými žilami granitu a aplitu sa ťažil stenovým lomom na dvoch výskytoch, 21 a 22 – Bratislava-Železná studienka II a III. Vhodný parameter pevnosť v tlaku za sucha umožnil využívať surovinu na výrobu granulovanej drviny na cesty.

Melafýr

Permské vulkanogénno-sedimentárne súvrstvie vyvinuté v pásme od Rohožníka až po Smolenice poskytuje vhodnú stavebnú surovinu využívanú z troch ložísk. Na ložisku 97 – Lošonec-Červená sa ťaží v kameňolome s výškou steny vyše 50 m. Najprv tu ťažili Kameňolomy a štrkopiesky, a. s., Trstín, neskoršie Malokarpatské štrkopieskovne, a. s., Bratislava. Surovinou je melafýr sivej, sivozelenej, ružovej a takmer čiernej farby, jemnozrnný a masívny. Ložisko bolo preskúmané na ploche 400 x 480 m a hrúbka telesa kolíše v rozmedzí 40 – 50 m. Skrývkou je hlina s úlomkami melafýru hrubá do 1 m. Surovina je vhodná ako stavebný kameň I. a II. triedy. Využíva sa na stavbu ciest, do základov pri stavbe domov, ako lomový kameň a na výrobu granulovanej drviny. Značná časť ložiska je už vyťažená. Zásoba vyše 6 mil. m^3 dovoľuje vysokú ťažbu. Napríklad v roku 1992 to bolo 185 tis. m^3, v roku 1999 len 78 tis m^3. Lom je nad miestnou erozívnou bá-

zou a má jednoduché hydrogeologické pomery. Surovinu využíva mnoho odberateľov zo širokého okolia. Ďalšie významné ložiská sú 74 – Rohožník II – Sološnica a 79 – Sološnica.

Kremenec

V centrálnej časti CHKO Malé Karpaty je ložisko 56 – Pezinok-Cajla 2. Okrem spodnotriasového kremenca je na ňom surovinou aj vápenec a dolomitický vápenec spodnej jury. Kremenec sivej farby má doskovitú až tenkolavicovitú odlučnosť. Vápenec je masívny, často lavicovitý až doskovitý. Ložisko na ploche zhruba 500 x 200 m má pozdĺžny tvar v smere SSV – JJZ a priemernú hrúbku do 50 m. Skrývku hrubú do 1,7 m tvorí hlinito-kamenitá sutina. Ťažila sa v kameňolome na dvoch etážach s výškou stien 32 a 30 m. Surovina podľa fyzikálnych a mechanických parametrov vyhovuje ako kamenivo na stavebné účely a ako prírodné hutné drvené kamenivo. Kremenec sa používa na kryty a podklady vozoviek a živičné kryty, karbonátové horniny aj na koľajové lôžka a do betónov. Ťažili tu Kameňolomy a štrkopiesky, a. s., Trstín, neskoršie Ing. Ján Ševčík – STAVGED Bratislava. Hydrogeologické pomery sú jednoduché, ale lom leží v pásme hygienickej ochrany (PHO) II. stupňa zdrojov podzemnej vody (Mikoláš, Tabak a Valko, 1975; Peteš in Hrnčár et al., 1993).

Za zmienku stojí, že vhodnosť kremenca a arkózy na výrobu ferosilícia sa odskúšala na ložiskách 85 a 85a – Častá-Píla I a II. Výsledky obidvoch vzoriek boli negatívne (Očenáš a Varga, 1980).

Zlepenec, pieskovec, brekcia

Na rozhraní MK a Myjavskej pahorkatiny je malé ložisko 139 – Hradište pod Vrátnom-Dolinka. Suroviny egenburský bazálny zlepenec, brekcia a dolomitický pieskovec sa ťažia spoločne. Súvrstvie má veľmi premenlivé granulometrické zloženie a litologické typy sa striedajú v horizontálnom aj vertikálnom smere. Bazálny zlepenec tvoria dobre opracované balvany veľké 30 – 40 cm s karbonátovým tmelom. Dolomitický pieskovec je sivý, hrubozrnný, s poloostrohrannými až zaoblenými zrnami s rozmermi 2,5 – 3 mm a dolomitovým tmelom. V nadloží suroviny leží pieskovec a piesok (egenburg) v hrúbke 2 – 3 m a v podloží dolomit (karn – norik). Ložisko má plochu približne 600 x 150 m a dosahuje hrúbku do 30 m. Skrývkou je pôda hrubá 30 – 50 cm. Má jednoduché hydrogeologické pomery. Ťaží tu Roľnícke družstvo Vrátno Hradište pod Vrátnom v lome s dvomi ťažobnými etážami. Horná má výšku 20 m a spodná 8 m. Drví a triedi sa priamo v lome. Dolomitové typy sa využívajú v poľnohospodárstve a hutníctve a podsitová frakcia na vyrovnávanie terénnych nerovností v lome a jeho okolí. Po fyzikálno-mechanických skúškach len 50 % vzoriek suroviny vyhovovalo požiadavkám na dolomitové kamenivo do betónov (Kabina et al., 1985; Dzuzík in Hrnčár at al., 1993).

Piesok a štrk

V území je len niekoľko výskytov s príležitostnou ťažbou. Na výskyte 154 – Naháč v stenovom kameňolome dlhom 35 m s výškou steny 15 m sa ťažil zlepenec s pieskovým tmelom (spodný miocén). Je tmavosivý, plocho vrstvovitý až masívny, veľmi drobivý a uvoľňuje rôzne veľké obliaky, najčastejšie s veľkosťou 3 až 7 cm. Obliaky sú z kremenca, karbonátov a granitoidov. Surovina je vhodná na cestné telesá. Bola použitá na úpravu cesty Naháč – Cerová. Miestni obyvatelia ju využívajú ako piesok. Na širšie využitie nemá vyhovujúce technologické vlastnosti (Macko a Rak, 1971).

Dekoračný kameň

Na báze svetlosivého egenburského zlepenca a pieskovca bola v roku 1980 a neskoršie v roku 1997 overená vhodná surovina na ložisku 152a, b, c – Chtelnica-Malé skalky. Zlepenec tvoria obliaky hornín radu vápenec – dolomit, stmelené karbonátovou základnou hmotou. Je ľahko opracovateľný, vhodný ako dekoračný a sochársky kameň, ale aj na stavebné účely. Výťažnosť blokov s veľkosťou 1,5 x 1,5 x 2 m sa odhadla na 70 %. Prvý kameňolom bol otvorený po 1. svetovej vojne. Zlepenec sa využil aj na výstavbu cesty Chtelnica – zámok Vítek a úpravu lesných ciest. Druhý kameňolom otvorili ešte v 19. storočí talianski kamenárski majstri, združení v kamenárskom cechu obce Chtelnica. V roku 1969 ho na ploche 50 x 100 m s výškou steny 15 m znovu otvorilo ľudové družstvo UMPRA Bratislava, ktoré začalo intenzívne ťažiť bloky na sochárske účely, na obnovu historických objektov v Prahe, Moste a Bratislave a ako stavebný kameň III. triedy. V roku 1999 sa vyťažilo 120 m^3 blokov. Správca ložiska ISTRODEST, spol. s r. o., Bratislava disponuje celkovou voľnou bilančnou zásobou 1 300 tis. m^3. Pukliny sú kolmé na vrstvy a umožňujú získať bloky veľké až 1,5 x 1,5 x 2 m (Macko a Rak, 1971). Ďalšie vhodné suroviny na dekoračný kameň sú napr. na ložisku 73 – Rohožník s litotamniovým vápencom (tortón), na ložisku 138 – Hradište pod Vrátnom s travertínom (pleistocén) a inde.

Cementárske suroviny a suroviny na výrobu vápna a na špeciálne využitie

Vysokopercentný, veľmi čistý strednotriasový vápenec wettersteinského typu (veternícky vápenec) ložiska 72, 72a, 72b – Rohožník-Vajarská bol geologicky preskúmaný a zásoba vypočítaná v roku 1960. Po predbežnom prieskume v roku 1990 a prepočte a prekategorizovaní zásoby v roku 1994 bolo vykázané množstvo voľnej zásoby viac ako 376 000 tis. t (ročná ťažba v roku 1995 okolo 2 mil. t, v roku 1999 takmer 1,7 mil. t). Vápenec je tektonicky porušený a skrasovatený v zónach širokých až 30 m, so slabou dolomitizáciou v ich okolí. Používa sa na výrobu vápenného hydrátu, mletého vápna a mikromletého vápenca, ako aj v sklárskom, chemickom a gumárenskom priemysle. Ťaží sa vo viacetážovom lome. Do cementárne sa dováža dvomi pásovými dopravníkmi dlhými 1,5 km. Na výrobu portlandského cementu sa neogénny íl pridával ako energeticky náročná sialitická mokrá korekcia z blízkeho ložiska 75a – Rohožník-Konopiská. Po jej vyťažení sa pridáva paleogénny ílovec, menej energeticky náročný na suchú korekciu, z ložiska 75 – Sološnica--Hrabník. V roku 1986 surovinu vyhodnotili Náhalka a Hasch (1989). Na výrobu bieleho cementu sa používa kaolinický ílový piesok dodávaný z ložiska Vyšný Petrovec (Molák a Slavkay, 1985).

Veľké ložisko na báze vápencov stredného triasu je aj 157a, d – f – Dechtice-Dolná Skalová (Kabina et al. 1987). Svetlosivý masívny celistvý vápenec na ložisku Dechtice-Lašteky, najnovšie preskúmaný v roku 1994, je v správe ŠGÚDŠ ako chránené ložiskové územie.

Korekčné sialitické suroviny

Surovina zo spomínaného ložiska 75a – Rohožník-Konopiská bola energeticky veľmi náročná na spracovanie. Je to tmavosivý íl patriaci do skupiny illitu a illitu – montmorillonitu v peliticko-psamitickom miocénnom súvrství (vrchný báden). Obsahuje organickú substanciu, pyrit a vápnité a sadrovcové konkrécie. Ťažila ho spoločnosť HIROCEM, a. s., Rohožník v troch etážach. Plocha ložiska je približne 100 ha (Náhalka et al., 1994). Zásoba schválená v roku 1996 sa už neťaží.

Využíva sa menej energeticky náročná surovina z ložiska 75 – Sološnica-Hrabník. Je to paleogénny ílovec a neogénny íl v severnom a jv. telese. Surovina z oboch telies vyhovuje fyzikálno-mechanickým a chemickým požiadavkám osobitných kondícií na túto korekčnú surovinu (Náhalka et al, 1993). Severné teleso ma dĺžku 700 m a šírku 400 m, hrúbka kolíše od nuly do 45 m. Neogénne horniny od paleogénnych oddeľuje poklesová porucha. Juhovýchodné teleso má dĺžku 730 m, šírku 330 m a hrúbka kolíše od nuly až do 80 m. Paleogénny ílovec obsahuje vložky vápenca a väčšie množstvo hruboklastického materiálu. Horniny oboch telies spolu s kvartérnym pokryvom tvoria jeden technologický typ. Sú od seba oddelené pruhom nevhodnej suroviny, na severe širokým 250 m a na juhu asi 550 m. Skrývkou je deluviálna hlina (pleistocén – holocén) hrubá 0,15 – 5,7 m. Ložisko leží vo vonkajšom pásme hygienickej ochrany(PHO) vodného zdroja Vajar (Náhalka et al., 1989).

Tehliarske suroviny

Lokalita slienitého piesku s vložkami sprašovej hliny bola overená na výskyte 15 – Bratislava-Karlova Ves. Technologické skúšky preukázali jej nevhodnosť. Väčšia časť plochy je už zastavaná. Ďalší výskyt hliny 146 – Brezová pod Bradlom uvádza *Register ložísk SR*.

Kaustobiolity

Na výskytoch 178a, b, c – Pustá Ves uvádza Čechovič (1937) čierne uhlie dobrej kvality v pieskovcovom, bridličnatom a slienitom súvrství (vrchná krieda), ktoré sedimentovali v panve s morskou a brakickou vodou. Podobný výskyt vo flyšovom súvrství je 119, 119a – Rozbehy. Hnedé uhlie sa uvádza v *Registri ložísk SR* na výskyte 146 – Brezová pod Bradlom a na výskyte 173 – Šterusy, kde len podľa zvyškov banských prác sa predpokladá, že išlo o výskyt uhlia.

Rudné suroviny

Počas metalogenetického vývoja vzniklo niekoľko typov mineralizácie. Hanas a Šefara (1992) uviedli členenie zodpovedajúce doterajším poznatkom, ktoré možno akceptovať, okrem skupiny III. *Mineralizácia v mladšom paleozoiku*. Do nej zaradili hydrotermálne a sedimentárne ložiská spolu, čo narúša členenie podľa genézy. Slavkay (in Molák et al., 1995) z nej presunul medenú mineralizáciu do skupiny II. Hydrotermálna, a tak upravil uvedenú skupinu na III. Sedimentárna mineralizácia, čo zodpovedá genetickému princípu. V MK sú tieto typy mineralizácie:

I. metamorfná (pyritovo-pyrotínová);
II. hydrotermálna: 1. molybdénová, 2. medeno-polymetalická: a) Cu-Pb, Ag, (Ni), b) Pb-Zn, c) Pb-Ag, 3. antimónovo-zlatá: a) zlato-sulfidická, b) zlato-kremeňová, c) antimónová, 4. medeno-baritová (v permských bazaltoch);
III. sedimentárna: a) uránová v permských vulkanosedimentárnych horninách, b) Fe v triasových kremencoch, c) Mn v jurských bridliciach, d) rozsypy zlata;
IV. antropogénne akumulácie (zlato vo flotačnom odpade na odkaliskách).

Za najstaršie sa považujú telesá pyritovej rudy v aktinolitickej a čiernej bridlici. Sú exhalačne sedimentárne, späté so submarinným vulkanizmom diabasového charakteru aj uplatnením síry biogénneho pôvodu. Dominantným rudným typom kryštalinika je Sb-Au-As zrudnenie s pestrou asociáciou minerálov (Slavkay et al., 1994). Mineralizácia je obyčajne vyvinutá spoločne s polohami čiernej bridlice, často tektonicky transformovanej aj do mladších zlomových systémov, dodatočne mineralizovaných.

Žily kremeňa s pyritom, arzenopyritom a zlatom v leukokratných diferenciátoch granodioritu v Slnečnom údolí majú neskorohercýnsky, možno až alpínsky vek. Polymetalické zrudnenie vystupuje ako epigenetické hydrotermálne žily Pb a Ag minerálov v aktinolitickej a čiernej bridlici pri styku s mezozoikom a Pb a Zn v biotitickej rule a granodiorite. Z galenitu na výskyte Fe-Cu rudy (kremeň, ankerit, sulfidy) pri Častej bol na základe izotopov určený neskorohercýnsky vek (270 – 240 mil. r.). Galenitové žilky v strednotriasovom kremenci paralelné s alpínskou násunovou plochou kryštalinika poukazujú na stredno- až vrchnokriedový vek. Cu sulfidy sa vyskytujú na žilkách baritu v permských vulkanitoch. V ich podloží je slabá uránová mineralizácia. Molybdenit sa našiel len na niekoľkých miestach a má teoretický význam pri metalogenetických štúdiách.

Vo vápnitých, tzv. marianskych bridliciach (toark) sú sedimentárne polohy mangánovej rudy. Považujú sa za produkt rozkladu zvetraninového plášťa, najmä bázických hornín s vyšším obsahom Mn. Polák (1957) predpokladal: *„Rudné polohy sa vytvorili biologickou koncentráciou Mn a Fe roztokov z pevniny, v liasovom brežnom pásme, neďaleko prímorskej planiny, venčenej rubom kryštalinika. Konečné mineralogické zloženie rudy je výsledkom diagenetických zmien v pôvodných koloidálnych zrazeninách.“*

Antimónová ruda

Najvýznamnejšie ložiská v pezinsko-perneckom kryštaliniku MK sú ložiská Sb-Au-As mineralizácie. Zaraďujú toto pohorie k významným rudným rajónom Slovenska. Rudné telesá najväčšieho ložiska 41 – Pezinok-Kolársky vrch ležia v tzv. prvej produktívnej zóne v tektonickom pásme jv.-sz. smeru s úklonom na JZ. Pásmo je široké 20 – 50 m a do hĺbky sa rozširuje. Telesá dosahujú dĺžku okolo 500 m, hrúbka kolíše v rozmedzí 0,5 – 40 m a siahajú do hĺbky okolo 100 m. Sú vyvinuté v mylonitizovanej rule, grafitickej, aktinolitickej, sericitickej, menej v amfibolickej bridlici, v amfibolite (staršie paleozoikum) a zriedka v intrúziách hercýnskych granitoidov. Hlavné minerály sú antimonit, zlatonosný arzenopyrit, pyrotín, berthierit, kermezit, kremeň, kalcit a mnoho ďalších. Mineralogicky ložisko preskúmali Chovan et al. (1994). Za zdroj kovov sa považujú čierne bridlice, metavulkanity a metasedimenty, z ktorých sa mobilizovali metamorfnými roztokmi pred intrúziou i počas nej. Izotopové zloženie kyslíka a uhlíka poukazuje na miešanie meteorických a endogénnych roztokov za významnej úlohy biogénnej síry. Je to stratiformné hydrotermálne ložisko variského veku, s pokračovaním migrácie sulfidov aj počas alpínskych orogenetických procesov. Početné prieskumné práce značne rozšírili zásobu rudy v hĺbkovom aj smernom pokračovaní známych telies. Ťažba s prerušeniami trvala od roku 1790 do roku 1991. Ložisko celkovo zhodnotil Polák a výsledky uviedol v záverečnej správe s výpočtom zásob (Polák a Mokráš, 1986).

Preskúmané malé ložisko 39 – Pezinok-Vinohrady v jv. pokračovaní ložiska 41 – Pezinok-Kolársky vrch je rovnakého genetického typu v tom istom komplexe hornín. Rudné telesá sú vyvinuté na dvoch, skoro paralelných hlavných rudonosných štruktúrach nazývaných Čierna porucha a Zlatá žila. Prvá, dlhá asi 1 km a hrubá 2,8 – 3,3 m, je tektonicky porušená čierna bridlica so šošovkami čierneho kremeňa, sklonená 70 až 90° na SV. Zlatá žila asi 100 – 200 m západnejšie v dĺžke asi 600 m je hrubá 2,4 – 3,4 m. Hlavné minerály sú pyrit a arzenopyrit (Hanas et al., 1992; Hanas et al., 1995).

V oblasti ložiska 50 – Pezinok-Trojarová sa pôvodne vyhľadávali telesá pyritu, ale v rokoch 1973 – 1983 už prebiehalo vyhľadávanie antimónovej rudy. Poloha čierneho kremeňa so zhlukmi, žilkami a impregnáciami antimonitu sklonená asi 45° na SV je v tektonicky porušených šošovkách čiernej bridlice. Jej dĺžka je 600 m, po sklone siaha do hĺbky 350 m a priemerná hrúbka je 2,12 m. Časté sú stratiformné polohy a impregnácie pyritu, ale epigenetické hydrotermálne antimónové zrudnenie je mladšie. Nevylučuje sa ani názor, že ide o pôvodný horizont obohatený o Sb, mladšími procesmi deštruovaný a mobilizovaný do mladších štruktúr. Podľa izotopovej analýzy (270 – 240 mil. r.) sa považuje za neskorovariské (Rak a Polák, 1983; Černyšev, Cambel a Koděra, 1984).

Antimónová ruda sa v minulosti ťažila na malom ložisku 49 – Pernek-Revír štôlne Pavol a na výskyte 66 – Kuchyňa-Skalnatá (Slávik et al., 1967).

Mangánová ruda

V juhozápadnej časti MK sú tri hlavné výskyty, vyvinuté v jurskej vrchnoliasovej marianskej bridlici borinskej sukcesie (toark – malm). Rudné telesá dosahujú dĺžku 1 km a hrúbku až 3 m, ale väčšinou ide o malé šošovky a vrstvičky v polohách hrubých niekoľko metrov, sklonených 10 – 40° v rôznych smeroch. Hlavné minerály primárnej zóny sú manganit, pyroluzit, manganokalcit a jemne rozptýlený pyrit. Oxidačná zóna býva vyvinutá do hĺbky 6 – 10 m. Charakteristické minerály sú limonit, psilomelán a wad. Počas vyzrážania zrudnenia prebiehal stály prínos detritického materiálu do sedimentačného priestoru, kde významne pôsobili mikroorganizmy. Zrudneniu sa prisudzuje syngenetický, chemicko-biochemický pôvod. Kutacie práce z lokality 35 – Jablonové-Turecký vrch sú známe od roku 1874. Od roku 1903 na ložisku 28 – Borinka-Pod Zámčiskom sa v menšej miere aj ťažilo a počas I. svetovej vojny sa ťažilo aj ložisko 32 – Lozorno-Červený domček (Polák, 1957; Slavík et al., 1967; Koděra et al., 1990).

Olovená, zinková a strieborná ruda

Výskyty majú veľký význam z teoretického hľadiska pri určovaní veku mineralizácie, hoci z ekonomického hľadiska sú zanedbateľné. Mineralizácia na výskyte 41a – Pezinok-vrt KP-29 sa zistila v hĺbke 96 m na úseku len 5 cm. Konformné tenké žilky sú v kremenci s polohami kremito-sericitickej bridlice (spodný trias). Hlavný minerál je galenit, z nerudných karbonáty a kremeň, v nadloží sporadicky pyrit, v podloží hematit. V ďalšom vrte KV-14 sa našiel zhluk chalkopyritu so sfaleritom. Epigenetické hydrotermálne zrudnenie leží v paralelnej pozícii s alpínskou násunovou plochou kryštalinika na súvrstvie fylitu. Svedčí to o alpínskom (stredná až vrchná krieda) veku zrudnenia (Rak a Polák, 1983).

Na výskyte 44 – Pernek-Pod Babou boli vyrazené dve štôlne, Mikuláš a Gašpar, vzdialené od seba asi 1,5 km, a niekoľko krátkych štôlní. Mineralizácia je vyvinutá v šošovke kremeňa a na žilkách baritu v žilníku hrubom do 0,8 m. Hlavné minerály kremeň, sfalerit, galenit, barit a karbonáty vznikli v troch prínosových periódach. Ruda má brekciovitú textúru a izotopové analýzy Pb z galenitu dokladujú alpínsky vek (stredná až vrchná krieda (Žákovský, 1962; Černyšev, Cambel a Koděra, 1984).

Archívne záznamy z roku 1786 sa zmieňujú o ťažbe oloveno-striebornej rudy s obsahom zlata už v stredoveku na výskyte 46 – Pernek-Svätodušná štôlňa, o zmáhaní Svätodušnej štôlne, úpadnice, štôlne Zubau a razení slednej z úpadnice. V päťdesiatych rokoch minulého storočia sa na výskyte urobil geologický prieskum. Rudná šošovka so striebronosným galenitom a pyrargyritom a žila kýzu s obsahom zlata sú vyvinuté v zóne aktinolitickej a grafitickej bridlice (staršie paleozoikum) blízko styku kryštalinika s mezozoikom. Zrudnenie sa považuje za alpínske (Polák, Rak a Hanas, 1985).

Banské práce na výskytoch 63 – Modra-Harmónia, Pod mlynom, a 64 – Modra-Harmónia, Trojičná (+Au), sa uvádzajú v správe z roku 1811. Žily galenitu a zlatonosného kremeňa ležia v granodiorite, ktorý sa strieda s bridlicami. Sú popretínané žilkami pegmatitu, aplitu a kremeňa. Epigenetické hydrotermálne zrudnenie považované za variské sa spája s intrúziou granodioritu modranského masívu (Cambel, 1956).

Zlatá ruda

Neďaleko od Limbachu je výskyt 42 – Pezinok-Slnečné údolie. Ťažila sa tam zlatá ruda od 16. storočia do roku 1860, najprv z riečnych náplavov, neskoršie banským spôsobom. Bolo vyrazených osem štôlní, dve šachty a menšie banské aj povrchové diela. Kremenné žily s výskytom karbonátov, pyritu, arzenopyritu a zlata na dĺžke asi kilometer sú hrubé okolo 0,5 m. Ležia v leukokratných diferenciátoch granodioritového masívu v biotiticko-granatickom svore (vrchný devón – spodný karbón, 380 – 350 mil. r.) s pegmatitovými a muskoviticko-živcovo-kremitými žilkami, na okrajoch lemované hydrotermálnym kremeňom s obsahom zlata.

Pri Pezinku na analogických štruktúrach ležia blízko seba dva odlišné zlatonosné objekty. Naznačujú akýsi prechod jedného typu do druhého. V prvom prípade ide o voľné zlato v kremenných žilách (Slnečné údolie), v druhom submikroskopické zlato viazané na epigenetické sulfidy, najmä arzenopyrit. Zrudnenie bolo preskúmané v hypergénnej zóne do hĺbky 80 m, pričom na niekoľkých miestach sa zistil prechod do primárnej zóny so „ sírnym zlatom“, submikroskopicky dispergovaným v sulfidoch, prípadne ako zrastené so sulfidmi, podobne ako na Kolárskom vrchu (Polák, 1987).

Až po skončení ťažby antimónových rúd v roku 1991 začali Rudné bane venovať zvýšenú pozornosť prieskumu zlata. Kombináciou banských a vrtných prác na úrovni štôlne Budúcnosť preskúmali rozsah a kvalitu zrudnenia na Zlatej žile, ktorá predstavuje mohutnú tektonickú zónu vyplnenú zvrásnenou čiernou bridlicou s polohami sivočierneho kremeňa s impregnáciami zlatonosného arzenopyritu a pyritu. Obsah zlata je najviac 3,5 g . t^{-1}, len v pararule dosahuje do 5 g . t^{-1}. Zrudnenie sa považuje za epigenetické, hydrotermálne, neskorovariského, možno až mladoalpínskeho veku (Cambel, 1956; Rak a Polák, 1983).

Železná ruda

Staré banské práce sú známe z dvoch lokalít. Na výskyte 88 – Častá-Mária (+ Cu) sú dve staré štôlne. Spodná, nazývaná Sivá, so žilou Dolná Mária ma dĺžku 130 m, hrúbku 1 – 6 m, sklonnú hĺbku 120 m, smerom na Z je roztrieštená do žilníka a smerom na povrch sa vyklinuje. Horná, nazývaná Červená, so žilou Horná Mária je dlhá 100 m, hrubá až 8 m, má sklonnú hĺbku 20 m a do hĺbky sa vyklinuje. V roku 1955 sa overovali geologickým prieskumom. Minerálnu výplň tvorí kremeň, ankerit, menej dolomit a v spodnej žile Mária aj pyrit, chalkopyrit, menej tetraedrit a spekularit. V oxidačnej zóne sú limonit, malachit, annabergit a erytrín. Poukazuje to na prítomnosť minerálov niklu a kobaltu. Žily ležia v sericiticko-grafitickom fylite harmónskej série (staršie paleozoikum). Na základe izotopov Pb z galenitu (270 – 240 mil. r.) sa epigenetické hydrotermálne žily považujú za neskorovariské (Černyšev, Cambel a Koděra, 1984; Polák, Rak a Hanas, 1985).

Výskyty limonitovej a hematitovej rudy sú známe v dolomite stredného triasu na lokalitách 136 – Hradište pod Vrátnom-Vysoká skala, 136a – Hradište pod Vrátnom-Slapy a 137a – Hradište pod Vrátnom-sv. časť. Sú tu stopy po starých banských prácach z konca 19. storočia, robených trnavským cukrovarom a súkromníkmi. Ruda tvorí žilky, hniezda a impregnácie. Hematitová ruda sa považuje za infiltračnú, najskôr mladoalpínsku, reziduálny limonit (pliocén – kvartér) na povrchu tvorí železný klobúk – gosan (Koděra, 1989, 1990).

Tab. 8. Veľkosť ložísk: (1) výskyt; (2) malé ložisko; (3) stredne veľké ložisko; (4) veľké ložisko. Kurzívou je označené ložisko uvedené na mape.

Ložiská nerastov, Malé Karpaty

Nerudné suroviny	
Pyrit	
40	*Pezinok-Karolína a Ferdinand (2)*
43, 43a	Jablonové-Turecký vrch, Rudolf (2)
51	*Pezinok-Augustín (3)*
52	Pezinok-Čertov kopec (1)
53	Pezinok-Rybníček (+ Sb) (1)
Barit	
98	Smolenice-Červená (1)
98a	Smolenice-Jahodník (1)
98b	*Smolenice – Lošonec (1)*
Stavebný kameň	
Vápanec	
1, 2, 2a, 3, 4, 6	*Devínska Nová Ves (2,* 1, 1, 1, 1, 1)
7, 8, 9	Bratislava-Dúbravka (1, 1, 1)
30	Borinka (1)
34	Jablonové (1)
36	*Limbach (+ dolomit) (1)*
45	*Pernek a 45a Prnek-Heštún (2,1)*
47, 48	Pernek (1)
54	Pezinok-Cajla 1 (1)
55	Pezinok-Cajla, -Homoľa (2)
57	Pezinok-Cajla 3 (1)
60	*Harmónia (1)*
61	Dolinský vrch (1)
67	Kuchyňa (2)
68	Modranská skala (1)
69	*Rohožník (2)*
70	Sološnica (1)
71, 71a	Vysoká (1, 1)
76, 77	Sološnica (1, 1)
80	Sološnica-Raštún (1)
132	Hradište pod Vrátnom-Vysoká skala (1)
133	Hradište pod Vrátnom-Lúčky II (1)
134	Hradište pod Vrátnom-Lúčky I (2)
142, 145	Brezová pod Bradlom (1)
148	Dobré vody (1)
151	Dobrá Voda (1)
153	Naháč (1)
*157*d*, e,* f	*Dolná Skalová* (1*, 4*, 1)
159, 161, 162	Dechtice (1, 1, 1)
165	Chtelnica (1)
171, 172	*Šterusy (3, 3)*
180	*Pustá Ves (1)*
181, 181a	Fajnorovci pri Prašníku (1, 1)
182	*Bajcárovci pri Prašníku (2)*
190	*Fajnorovci (1)*
Dolomit	
82	*Plavecké Podhradie-Pohanské (2)*
104	*Horné Orešany-Políčko (2)*
108, 109, 110, 111	Plavecký Mikuláš (1, 1, 1, 1)
113	Buková-Brezina (1)
117	Prievaly (1)
121, 122	Buková (1, 1)
123	Trstín (1)
124	Trstín-Holý vrch II (2)
125	*Trstín (3)*
126	Trstín-Holý vrch III (2)
127	Trstín (1)
128	Trstín-sever (1)
135	Hradište pod Vrátnom-obec (1)
140	Brezová pod Bradlom (2)
141, 143, 144	Brezová pod Bradlom (2, 1, 1)
149, 150	Dobrá Voda (1, 1)

81 Plavecké Podhradie-Oršačka (1)
83 Sološnica – Jelenec (1)
84 Píla (1)
93 Doľany-Zabité II (1)
94 Rybárňa (2)
95 Bohatá (1)
96 Olšavský mlyn (1)
99 Smolenická Nová Ves (1)
99a Smolenická Nová Ves-Jahodník (1)
100 Lošonec (1)
103 Horné Orešany-Igramský háj (1)

105 Plavecký Mikuláš (1)
107 Plavecký Mikuláš (1)
112 Plavecký Peter (2)
*114*a, b, c, *d*, f, g *Smolenice* (1, 1, 1, *4*, 1, 1)
114e Smolenice (1)
115 Smolenice (1)
116 Smolenice-Orechový vrch (1)
118 Prievaly (3)
120 Buková (3)
129, *130*, *131* *Jablonica* (1*, 4, 4*)

14 Bratislava-Nad tunelom (1)
16 Bratislava-Železná studienka (1)
17 Bratislava-Röslerov lom (2)
18 Bratislava-Lamač (1)
19 Bratislava-Železná studienka (1)
27 Borinka-Kupferhamerov lom (1)
37 Svätý Jur (1)
38 Svätý Jur (granodiorit + rula) (1)
59, 59a Barvínek (2, 1)
62 Harmónia I (2)
87 Častá II (1)
89 Častá-Častianska dolina (2)
90 Doľany (1)
91 Doľany I (1)

Kryštalické bridlice, fylity
25 Marianka (2)
26 Marianka (pokrývačské bridlice) (1)
86 Častá (1)
92 Doľany-Zabité I (1)

Amfibolit
20 Hrubá pleš (1)
21, 22 Bratislava-Železná studnienka II, III (1, 1)
23 Rača-Veľká Baňa (+ pyrit, pyrotín) (1)

Melafýr
74 Rohožník II – Sološnica (3)
79 Sološnica (1)
97 Lošonec-Červená (3)

155, 156 Naháč (2, 1)
157b, c, g Dolná Skalová (1, 1, 1)
158, 160 Dechtice (1, 1)
163, 164 Chtelnica (1, 1)
166, 166a Dolný Lopašov (1, 1)
167 Lančár – Dolný Lopašov (2)
167a Dolný Lopašov (2)
168 Lančár (1)
169 Kočín (1)
170 Šterusy (1)
174, 175, 176 Šterusy (1, 1, 1)
180a Prašník – Šterusy (2)
183 Marušíkovci pri Prašníku (2)
184, 185 Mosnákovci pri Prašníku (1)
186 Fajnorovci (1)

187 Hrotkovci (1)
188 Hrotkovci pri Prašníku (1)
189 Fajnorovci (1)

Žula, granodiorit, rula
10 Bratislava-Devín, vedľajší lom (2)

11 Bratislava-Devín (3)
12 Bratislava-Karlova Ves (1)
13 Bratislava-Slávičie údolie (1)

Cementárske suroviny, vápno a špeciálne využitie
5 Štokeravská vápenka (1)
29, 29a Borinka-Prepadlé (2)
30 Borinka (1)
31 Stupava-nad Pílou (1)
33 Stupava-okolie (1)
72, 72a, b Rohožník-Vajarská (4)
102 Horné Orešany-Majdanské (2)
106 Plavecký Mikuláš (1)
157a Dechtice-Dolná Skalová (4)

Korekčné sialitické suroviny
75 Sološnica-Hrabník (4)
75a Rohožník-Konopiská (4)

Tehliarske suroviny
15 Bratislava-Karlova Ves (1)
146 Brezová pod Bradlom (1)

Kaustobiolity
119, 119a Rozbehy (1)
147 Brezová pod Bradlom (1)
173 Šterusy – surovina nepotvrdená
178a, b, c Pustá Ves (1)

Rudné suroviny
Antimónová ruda
39 Pezinok-Vinohrady (2)

Kremenec

56 *Pezinok-Cajla 2 (1)*
58 Pezinok-Cajla 4 (1)
65 Kamenný potok (1)
85, 85a Častá – Píla I, II (na ferosilícium) (1)
87a Častá I (1)

Zlepenec, pieskovec, brekcia

139 *Hradište pod Vrátnom-Dolinka (2)*
177 Vrbové (1)

Piesok a štrk

24 Záhorská Bystrica (1)
154 *Naháč (1)*
179 Prašník (1)

Dekoračný kameň

73 *Rohožník, vápenec (1)*
78 *Sološnica, piesčitý vápenec (1)*
101 Lošonec, vápenec (2)
138 *Hradište pod Vrátnom, travertín (1)*
152a, b, c *Chtelnica, zlepenec (1)*

Cementárske suroviny, vápno a špeciálne využitie

5 Štokeravská vápenka (1)
41 *Pezinok-Kolársky vrch (3)*
45 Pernek-revír štôlne Pavol (2)
50 *Pezinok-Trojarová (2)*
66 *Kuchyňa-Skalnatá (1)*

Mangánová ruda

28, 28a *Borinka-Pod Zámčiskom (1)*
32 Lozorno-Červený domček (1)
35 *Jabloňové-Turecký vrch (1)*

Polymetalická ruda

41a Pezinok-vrt KP-29 (1)
44 *Pernek-Pod Babou (1)*
46 Pernek-Svätodušná štôlňa (1)
63 Modra-Harmónia, -Pod mlynom (1)
64 *Modra-Harmónia, -Trojičná (+ Au) (1)*

Zlatá ruda

42 *Pezinok-Slnečné údolie (1)*

Železná ruda

88 *Častá-Mária (+ Cu) (1)*

136 Hradište pod Vrátnom-Vysoká skala (1)
136a Hradište pod Vrátnom-Slapy (1)
137 Hradište pod Vrátnom-sv. časť (1)

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

1. Devín – devínske hradné bralo

Devínsky hradný vrch je tradičnou zastávkou geologických exkurzií, ktorá poskytuje ukážky viacerých geologických fenoménov (cf. Mišík, 1976; Kahan et al., 1973) (tab. V, obr. 4). Sú tu odkryté spodnejšie členy devínskej obalovej sukcesie bratislavského príkrovu tatrika. Nad staropaleozoickými fylitmi, ktoré možno vidieť v skalnej stene za poslednými domami na nábreží Dunaja, ležia pravdepodobne vrchnopermské netriedené hruboklastické sedimenty devínskeho súvrstvia (Vozárová a Vozár, 1988). V ich nadloží vystupujú doskovité kremence spodnoskýtskeho lúžňanského súvrstvia. Podstatnú časť hradného brala nad sútokom Moravy a Dunaja tvoria monotónne masívne dolomity strednotriasového ramsauského súvrstvia (Mišík, 1986). V areáli hradných zrúcanín na vrchole brala v nich vidieť početné rozsadliny a neptunické žily vyplnené mladšími, jurskými vápencami. Sú to extraklastové brekciovité vápence, v ktorých sa popri úlomkoch podložných strednotriasových karbonátov našli aj klasty rétskych lumachelových vápencov (Kochanová et al., 1967) (tab. V, obr. 6). V odkryvoch pri Slovanskej ceste nad riekou Moravou sa v nich vyskytujú aj úlomky hematitických a fosfatických hornín (často fosfatizovaných arietidných amonitov a rybích a žraločích zubov), zrejme deštruované liasové *hardgroundy*, ako aj klasty liasových krinoidových vápencov s brachiopódmi. To poukazuje na pravdepodobne mladší, toarksko-álenský vek brekciovitých vápencov, označovaných ako plešská brekcia (Michalík et al., 1994).

2. Devínska Nová Ves – bralo Slovinec

Skalné bralo nad riekou Moravou pod bývalým pieskovým lomom Sandberg tvoria pelagické vrchnojursko-spodnokriedové členy devínskej sukcesie. V južnej časti brala na jeho päte vystupujú doskovité svetlosivé celistvé vápence typu *biancone* s hľuzami čiernych rohovcov, ktoré na základe obsahu kalpionelidov reprezentujú berias (Michalík et al., 2000). V ich zdanlivom nadloží (vrstvový sled je obrátený) sa vyskytujú ružovkasté a béžové, nevýrazne hľuznaté a rohovcové sakokómové vápence kimeridžu (tab. V, obr. 7). Severnú časť brala už budujú zelenkasté, žltkasté a sivobéžové, slabo metamorfované bridličnaté slienité a kremité vápence pravdepodobne oxfordského veku. V severnom pokračovaní brala v odkryvoch za domami južného okraja Devínskej Novej Vsi sú prítomné aj doskovité silicity – rádiolarity. Bralo je známe aj kavernovým útvarom opísaným ako príbojová jaskyňa, ktorej steny sú navŕtané lastúrnikmi a ktorá je vyplnená vrchnobádenskými sedimentmi sandberských vrstiev (Mišík, 1976).

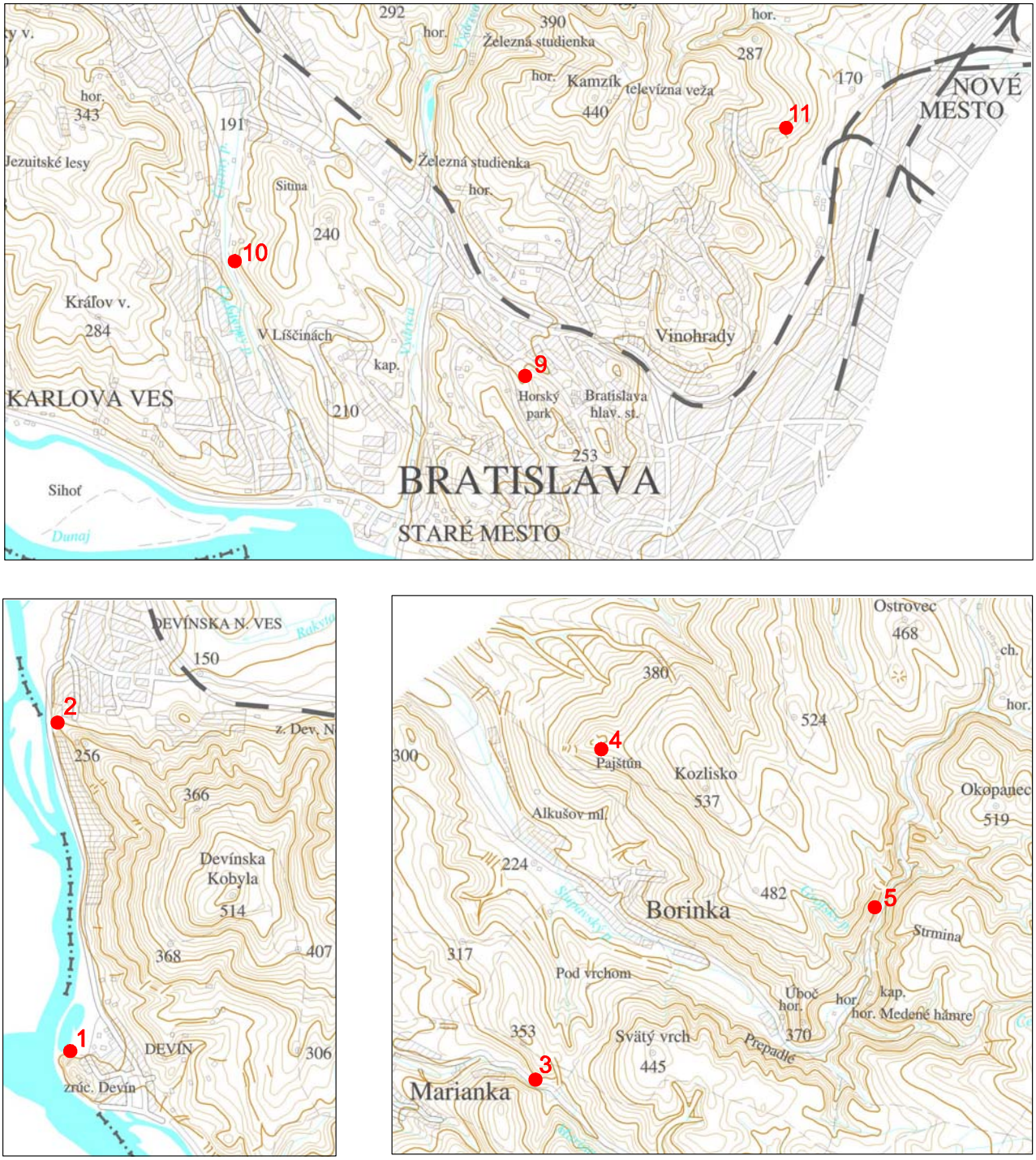
3. Marianka – lom na pokrývačské bridlice

Lom na „mariatalské“ pokrývačské bridlice na hornom konci Marianky je už temer zaniknutá lokalita, ktorá by si však zaslúžila najvyšší stupeň ochrany. V lome aj podpovrchovo sa tu najmä koncom 19. a začiatkom 20. storočia ťažili dobre štiepateľné bridlice, používané najskôr ako strešná krytina a neskôr ako školské písacie tabuľky. Marianske súvrstvie tvoria čierne slienité bridlice s grafitoidovým pigmentom a hojným pyritom, ktorý poukazuje na hemipelagické, anoxické podmienky sedimentácie (tab. IV, obr. 7). Bridlice obsahujú aj doskovité polohy čiernych turbiditových krinoidovo-piesčitých vápencov. Pri ťažbe sa ojedinele našli odtlačky deformovaných amonitov a belemnitov, ktoré opísal Schaffer (1899), a jeho zbery revidoval Rakús (1994). Amonity *Lytoceras* cf. *cornucopiae* (YOUNG et BIRD), *Dactyloceras* (D.) cf. *comunae* (SOWERBY), *Dactyloceras (Orthoactylites)* sp., *Orthildaites* ex gr. *douvillei* (HAUG), *Hildoceras* cf. *bifrons* (BRUGIERE) a *Haugia* (HAUGIA) *metallaria* (DUMORTIERE) preukazujú vrchnoliasový – toarkský – vek marianskeho súvrstvia borinskej jednotky na tejto lokalite. Zaujímavosťou je, že tieto deformované amonity roztiahnuté v smere regionálnej lineácie poslúžili rakúskemu tektonikovi Brunovi Sanderovi ako príklad spojitej deformácie v jednom z prvých diel pokúšajúcich sa kvantifikovať duktilnú deformáciu (Sander, 1950).

4. Borinka – bralo hradu Pajštún

Pajštúnske hradné bralo nad obcou Borinka je častým cieľom sviatočných výletov Bratislavčanov (tab. IV, obr. 1). Zároveň je to mimoriadne zaujímavá a významná geologická lokalita. Je to typová lokalita borinských (ballensteinských, pajštúnskych) vápencov a zároveň miesto, kde sa celé desaťročia viedli diskusie o ich tria-

sovom či liasovom veku a postavení. Podľa dnešných poznatkov je teleso karbonátov na tomto vrchu a v jeho pokračovaní na Z až po starý opustený lom stupavskej cementárne tvorené mohutným sklzovým telesom liaso- vých extraklastových vápencov, ktoré leží uprostred flyšoidných sedimentov koreneckého súvrstvia borinskej sukcesie. Vo vápencoch sa nachádzajú hniezda belemnitovo-krinoidových lumachiel a početné, rôzne veľké ostrohranné klasty starších triasových karbonátov. Klasty dosahujú až veľkosť megaolistolitov, z ktorých najväčší tvorí práve pajštúnsku hradnú skalu. Sú to masívne a lavicovité sivé vápence gutensteinského typu s dolomitizovanými polohami a charakteristickými, pozitívne zvetrávajúcimi rohovcovými guľôčkami – sférolitmi (cf. Mišík, 1996). Poniže hradu sa nachádzajú aj známe nízkotermálne žily s výplňou mliečne bieleho kalcitu a pekne vykryštalizovaných drúz kremeňa.



Obr. 16. Dokumentačné body významných geologických lokalít ku *Geologickej mape Malých Karpát v mierke 1 : 50 000*.

5. Borinka-Prepadlé

V opustenom veľkom lome zaniknutej stupavskej cementárne v doline Prepadlé a v jeho okolí vystupujú marginálne hruboklastické členy borinskej sukcesie – prepadlianske a somárske súvrstvie. Lom bol založený v masívnych sivých borinských vápencoch liasového veku, ktorých niektoré polohy sú preplnené ostrohrannými klastami triasových karbonátov, najmä dolomitov (tab. IV, obr. 3). V hornej časti lomovej steny vidieť prechod do polymiktných brekcií Somára tvorených ostrohrannými úlomkami staropaleozoických fylitov a metabazitov. Nad lomom sa v nich nachádza aj megaolistolit spodnotriasových kremencov. Na východnom svahu poniže lomu v dolinke Zbojnícky jarok dobre vidieť aj násunovú plochu bratislavského príkrovu – žuly bratislavského masívu sú príkrovovo nasunuté na borinské vápence a somárske brekcie (tab. IV, obr. 5). Násunovú plochu sprevádza duktilná strižná zóna s penetračnou tokovou foliáciou a lineáciou roztiahnutia orientovanou v smere SZ – JV, ktorá dokumentuje smer tektonického transportu bratislavského príkrovu. Podobné duktilné tokové štruktúry možno vo vápencoch pozorovať aj v samotnom lome (cf. Plašienka, 1990). Mladšie, krehké terciérne zlomové štruktúry z lomu Prepadlé opísal Marko (in Kováč et al., 1991).

6. Vysoká – profily vysockého súvrstvia

V profiloch naprieč vrstvovitosťou bralnatého vrcholu Vysokej a jej východného hrebeňa smerom k Oberhegu možno na viacerých miestach dobre študovať litologické zloženie zvláštneho vývoja strednotriasového gutensteinského súvrstvia vysockého príkrovu fatrika – vysockého súvrstvia (Michalík et al., 1992). Bioklastické, synsedimentárne deformované a iné typy vápencov boli opísané ako sedimenty extrémne plytkovodnej karbonátovej rampy ovplyvňovanej intenzívnou búrkovou činnosťou a seizmickou aktivitou (tempestity, cunamity – Michalík, 1997).

7. Kadlubek – Findel

Kadlubská obalová sukcesia bratislavského príkrovu malokarpatského tatrika sa od ostatných sukcesií (devínskej, kuchynskej a solírovskej) líši relatívne plytkovodným – prahovým – charakterom jursko-spodnokriedových členov. Kadlubská sukcesia je odkrytá na južnom úpätí kopca Jelenec (Geldek) v strednej časti pohoria, ktorý je budovaný najmä vysockými vápencami krížňanského (vysockého) príkrovu fatrika. Na kopčeku Egreš vo východnej časti priamo nad spodnotriasovými kremencami vystupujú červené hľuznaté vápence typu *„Ammonitico Rosso“* vrchnoliasového (toarkského) veku. Obsahujú početné brekciovité polohy a kondenzované horizonty s tmavočervenými feromangánovými krustami typu sedimentov „tvrdého dna“ *(hardground)*. V západnejšej časti výstupov kadlubskej sukcesie v dolinke Findel pod zrúcaninami bývalej horárne Kadlubek uprostred masívnych sivých gutensteinských vápencov možno vidieť nádherné príklady neptunických dajok – až 30 cm hrubé žily červených, pravdepodobne toarkských vápencov prenikajúcich naprieč vrstvovitosťou hlboko do podložných triasových hornín (Michalík et al., 1994).

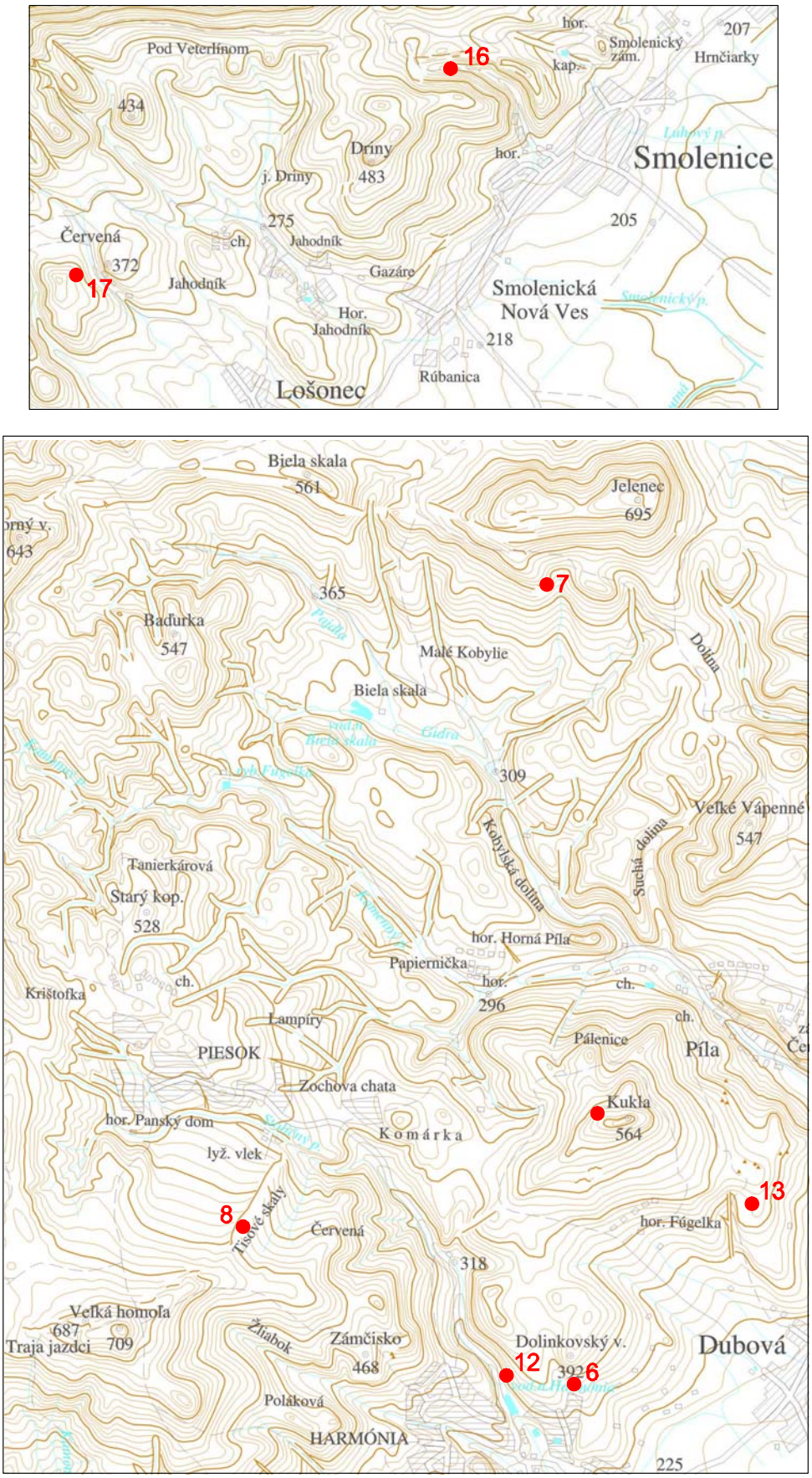
8. Zochova chata – Tisové skaly

V oblasti medzi Pílou a Hrubou (Cajlanskou) dolinou uprostred granitoidov modranského masívu vystupujú úzke dlhé tvrdoše tvorené spodnotriasovými kremencami lúžňanského súvrstvia. Tvrdoše sú zoradené v niekoľkých paralelných pásoch. Sú to selektívne vyvetrané ramená veľkorozmerných ležatých či smerom na S sa ponárajúcich vrás v rámci modranského čiastkového príkrovu bratislavskej jednotky tatrika MK (Plašienka et al., 1991). Morfologicky najvýraznejšie sú tieto pásy v okolí Zochovej chaty a ďalej na JZ (Tisové skaly, Cajlanská Veľká homoľa, Traja jazdci). Kremenné pieskovce a zlepence sú lavicovité až masívne, nájdu sa v nich polohy so šikmým zvrstvením a ojedinele aj čierne klasty turmalinitov (tab. V, obr. 2). Kremence boli interpretované ako sedimenty občasných divočiacich tokov v semiaridnej klíme s prínosom siliciklastického materiálu zo Z – SZ (Mišík a Jablonský, 1978).

9. Bratislava-Hlboká cesta, Funus (Kalvária)

Dioritické horniny bratislavského masívu

Mohutný rozvoj stavebníctva v Bratislave na začiatku 19. storočia (vtedy Pozsony alebo Pressburg) si vynútil otvorenie viacerých kameňolomov na okraji mesta pri úpätí MK. Jeden z takýchto lomov bol založený aj v hornej časti Hlbokej cesty *(Tiefen weg)* na Kalvárii a kamenivo z neho slúžilo na základy meštianskych domov a stabilizujúcich oporných múrov v blízkom okolí. Je samozrejmé, že za 200 rokov sa z blízkeho extravilánu stalo širšie centrum mesta. Relatívne čerstvé (podstatne menej zvetrané) horniny z činných lomov



Obr. 17. Dokumentačné body významných geologických lokalít ku *Geologickej mape Malých Karpát v mierke 1 : 50 000*.

zaujali aj vtedajších geológov. Detailné opisy dioritických hornín z tejto lokality je možné nájsť v prácach Kornhubera (1857), Andriana (1864), Andriana a Paula (1864), ale aj Richarza (1908). Tento kameňolom sa na sklonku 19. storočia pri príležitosti 200. výročia založenia kalvárie vybudovaním „Lurdskej jaskyne" (1892) zmenil na mariánske pútnické miesto. Lomové steny boli do súčasnosti obložené viac ako 4 000 ďakovnými tabuľkami, zväčša mramorovými. Zašlú slávu tejto kongresovej lokality dnes dokumentuje už iba publikácia vydaná spolu s mapou pri príležitosti *Zjazdu Bratislavského prírodovedného učeného spolku* (Kornhuber, 1865).

Výrazná farebná a minerálna odlišnosť dioritických hornín z jv. okraja MK oproti okolitým muskoviticko-biotitickým (± dvojsľudovým) granodioritickým horninám bola znázornená aj na prvej farebnej publikovanej mape MK (Kornhuber, 1865) a neskôr aj na mape Becka a Vettersa (1904). Od čias Andriana (l. c.) až po Richarza (l. c.), ale aj Zoubka (1936) a Koutka a Zoubka (1936) sa tieto diority považovali za bázické diferenciáty bratislavského granitového masívu, a teda za komagmatické horniny. Názory na ich genézu sú stále kontroverzné, lebo sa považujú jednak za produkty magmatickej diferenciácie (pozri text predtým), jednak za produkty asimilácie a metasomatózy amfibolitov (Cambel et al., 1981; podporujú to výskyty blokov amfibolitov medzi blokmi dioritov v okolitých múroch), prípadne za produkty staršieho nezávislého bázického magmatizmu s uplatnením procesov *mixingu* a *minglingu* (Uher et al., 2001). Hoci Zoubek (1936) a Koutek a Zoubek (1936) považovali tieto diority za komagmatické horniny s okolitými granitoidmi, vo vysvetlivkách a v profile tento východ dioritov opisujú ako štruktúru „volského oka" s výraznou prechodnou zónou do granodioritov. To by sa dnes dalo interpretovať ako zóna interakcie v magmatickom stave pri intrúzii synplutonickej dioritickej žily do granodioritického rezervoára *(mixing)*. Rozmery dioritického telesa (1 x 0,7 km) skôr naznačujú, že diority už boli solidifikované pri intrúzii granitickej taveniny, a teda došlo k hybridizácii pri natavení okrajov dioritu, čiže skôr k *minglingu* alebo *stopingu*.

Najnovším U-Th-Pb datovaním zirkónu metódou SHRIMP sa vek týchto dioritov stanovil na 353 mil. r. (Uher et al., 2011). Je to vek príbuzný s vekom okolitých granitoidov bratislavského masívu.

10. Bratislava-Karlova Ves-Líščie údolie – granitické horniny typu S a pegmatity bratislavského masívu

Kameňolom v Líščom údolí je situovaný na okraji neoalpínskeho sz.-jv. zlomového pásma formujúceho terciérnu depresiu presekávajúcu hercýnske (spodnokarbónske) granitické horniny bratislavského masívu, ktorý je súčasťou predmezozoického – tatridného – kryštalického sokla. Kameňolom, ktorý bol činný až do roku 1959, budujú najmä strednozrnné muskoviticko-biotitické granodiority, lokálne až biotitické tonality, ktoré presekáva viacero žíl granitických pegmatitov. Ojedinele môžeme pozorovať aj prieniky porfýrických dvojsľudových granitov. Granitické horniny sú miestami mylonitizované za vzniku jemnokryštalických agregátov muskovitu a chloritu pozdĺž krehkých puklinových zón neoalpínskeho zlomového pásma.

Granodiority a zriedka aj tonality z tejto lokality sú väčšinou všesmerne zrnité, strednozrnné, lokálne s výrastlicami K-živca. Majú veľkosť od 0,5 do 1,5 cm. Študované horniny pozostávajú z kremeňa (29 – 32 obj. %), plagioklasu (38 – 50 obj. %), K-živca (1 – 16 obj. %), biotitu (9 – 15 obj. %), muskovitu (4 až 5 obj. %) a akcesorických minerálov (Cambel a Vilinovič, 1987). Kremeň formuje anhedrálne zrná s undulóznym zhášaním v asociácii so subhedrálnym až euhedrálnym plagioklasom ($An_{16–25}$), pertitickým K-živcom (mikroklínom a ortoklasom), lištovitým subhedrálnym biotitom (siderofylit, Mg# ~0,3 – 0,4) a neskoromagmatickým až subsolidusovým subhedrálnym muskovitom. Granát (almandín > spessartín), apatit (fluórapatit až hydroxylapatit), zirkón (najmä subtypy $S_{1–2}$, $S_{6–7}$), monazit-(Ce), xenotím-(Y), ilmenit a pyrit sú charakteristické akcesorické minerály granitických hornín bratislavského masívu.

Chemické zloženie dvojsľudového granodioritu z kameňolomu Bratislava-Karlova Ves-Líščie údolie poukazuje na mierne peraluminózny charakter, vápenato-alkalické zloženie s relatívne vysokým obsahom Si, Al a Na a priemerným až zníženým obsahom Ti, Fe, Mg, Ca, K, Sr, Ba, B, Y, Zr, Sn, Th a U. Chemické zloženie, ako aj minerálna asociácia indikujú orogénny charakter typu S (S > I) študovaných granitických hornín. Tieto granodiority sú často popretkávané väčšími a menšími žilami pegmatitov a aplitov, čo miestami až vzbudzuje dojem leukogranitického „klobúka". Granitové pegmatity formujúce žily, obyčajne s hrúbkou do 1 m, presekávajú granodiority až tonality na viacerých miestach v kameňolome. Pre vnútornú zonálnosť hrubších žíl je zväčša charakteristická prítomnosť aplitických pegmatitov spolu s grafickými a blokovitými mikroklínmi na okrajovej a prechodnej zóne a hrubozrnným vývojom kremeňa + mikroklínu ± albitu + muskovitu ± biotitu a blokovitého kremeňa v centrálnych zónach. Sivý pertitický mikroklín a biely albit formujú subhedrálne až euhedrálne kryštalické agregáty s veľkosťou až do 10 cm. V hrubozrnných prechodných zónach pegmatitov bohatých na mikroklín sa miestami vyskytujú červenohnedé, sčasti alterované kryštály granátu (~60 – 65 mol. % almandínu, 30 – 35 mol. % spessartínu, do 5 mol. % pyropu + grosuláru) s veľkosťou do 3 cm. Charakteristické akcesorické minerály pegmatitov bratislavského masívu sú metamiktný zirkón (najmä subtyp G_1), apatit, monazit-(Ce), vzácne xenotím-(Y), gahnit, pyrit, beryl a minerály kolumbitovo-tantalitovej skupiny.

11. Bratislava-Rösslerov lom – granodiority a pegmatity bratislavského masívu

Lokalita je situovaná v opustenom lome na východnom úbočí Kamzíka (440 m n. m.) v sv. časti Bratislavy. Nachádzajú sa tu drobno- až strednozrnné biotitické až dvojsľudové granodiority (miestami s rulovitými xenolitmi), ktoré sú preniknuté množstvom menších aj väčších aplitoidných a pegmatitových žíl. Tento typ tvorí vrchnú časť bratislavského masívu MK. Intenzívny prienik aplitových a pegmatitových žíl v tejto časti bratislavského masívu si všimli už Koutek a Zoubek (1936) a schematicky je znázornený aj na mape Cambela (in Maheľ, 1972). Pretože v značne zahlinenom teréne sú úlomky menej zvetraných aplitov a pegmatitov pomerne nápadné, vzbudzuje to dojem, že oblasť budujú relatívne kyslejšie typy granitických hornín. Preto na niektorých regionálnych západokarpatských geologických mapách sa celý masív zobrazoval tak, akoby v ňom granit dominoval. To ale nezodpovedá reálnym petrografickým pozorovaniam, nielen našim, ale už v práci Cambela a Vilinoviča (1987). Bratislavský masív možno charakterizovať ako hercýnsku intrúziu peraluminózneho, vápenato-alkalického charakteru s afinitou k typu S (Cambel a Vilinovič, 1987; Petrík et al., 2001; Broska et al., 2006). Predstavuje zonálny masív v smere predĺženia SV – JZ. Na jeho stavbe sa podieľa 5 typov granitických hornín. Drobno- až strednozrnné biotitické granodiority (s častými xenolitmi biotitických rúl a amfibolitov) preniknuté žilami pegmatitov/aplitov tvoria vrchnú časť masívu a nachádzajú sa v jv. časti masívu. Strednozrnné neporfýrické muskoviticko-biotitické granodiority podstielajú vrchnú časť masívu a v súčasnom erozívnom zreze sa nachádzajú v sz. časti masívu. Porfýrické hrubozrnné muskoviticko-biotitické granodiority až granity tvoriace hlbšiu časť plutónu prerážajú cez nadložné typy najmä v osovej časti bratislavského masívu. Svetlé mylonitizované „leukokratné“ muskovitické a dvojsľudové granity lemujúce masív zo sz. časti sú skôr produktom deformácie a alterácie ako magmatickej frakcionácie. Suitu granitických hornín dopĺňajú biotiticko-amfibolické diority vo forme malých telies a žíl v jjv. časti masívu. Horninotvorné minerály granodioritov na tejto lokalite tvorí xenomorfný kremeň, hypidiomorfný plagioklas, pertitický K-živec, biotit a muskovit. Granát (almandín > spessartín), fluórapatit, zirkón, monazit-(Ce), xenotím-(Y), ilmenit a pyrit patria k charakteristickým akcesorickým minerálom granitov bratislavského masívu. Typológia a saturačné teploty zirkónu indikujú hlavný teplotný interval jeho kryštalizácie v intervale ~750 až 700 °C. Intrúzia bratislavského masívu spôsobila kontaktnú periplutonickú metamorfózu okolitých spodnopaleozoických metapelitov až metapsamitov, lokálne metabazaltov, v amfibolitovej fácií (P = ~300 – 350 MPa, T = ≤ 500 – 550 °C), čo korešponduje s hĺbkou intrúzie zhruba 12 – 14 km (Cambel a Vilinovič, 1987).

U-Pb datovanie zirkónu metódou SHRIMP a chemické datovanie monazitu (CHIME) indikuje spodnokarbónsky (mississipský) vek kryštalizácie a umiestnenia bratislavského masívu (355 ± 5 mil. r. SHRIMP – Kohút et al., 2009; 353 ± 2 mil. r. CHIME – Uher et al., v tlači). Monazitovým CHIME datovaním granodioritu z Rösslerovho lomu sa zistil vek 359 ± 8 mil. r. (MSWD = 0,65; N = 34) a z pegmatitu 352 ± 5 mil. r. (MSWD = 1,08; N = 30; Uher et al., v tlači). Granitové pegmatity tvoria žily (hrubé do 3 m), často so zonálnou stavbou. Prevláda hrubokryštalická živcovo-kremenno-sľudová zóna, bloková mikroklínová zóna a kremenné jadro, lokálne je vyvinutá aplitická zóna a grafitický pegmatit. Kremeň je masívny, lokálne tvorí nedokonale vyvinuté svetlosivé kryštály zarastené v blokovom K-živci. Čierne lištovité kryštály biotitu asociujú s muskovitom. Granát-almandín tvorí tmavočervené kryštály veľké do 3,5 cm. Akcesorický zirkón a vzácny beryl sa vyskytujú v asociácii s masívnym kremeňom, muskovitom a mikroklínom. Granitové pegmatity na lokalite Bratislava-Rösslerov lom možno zaradiť k slabo frakcionovanému berylového typu v rámci LCT skupiny vzácnoprvkových granitových pegmatitov (sensu Černý a Ercit, 2005).

12. Modra-Harmónia – kameňolom: granodiority typu I až tonality modranského masívu

Modranský masív v porovnaní s bratislavským masívom je z hľadiska rozlohy menší. Spodnotriasové kremence ho rozdeľujú na dve časti, severozápadnú a juhovýchodnú, ktoré tvoria súčasť veľkého alpínskeho bratislavsko-modranského príkrovového systému. Kým sz. časť budujú najmä tonality, v jv. časti dominujú skôr granodioritické variety hornín. Tepelný účinok tonalitickej intrúzie spôsobil kontaktnú metamorfózu devónskych metapelitov – fylitov pezinskej skupiny (resp. harmónskej série v zmysle Cambela, 1954) s prítomnosťou kordieritu a andaluzitu, ako aj karbonátov na východnom okraji masívu s vývojom vápenato-silikátových hornín (erlanov) obsahujúcich grosulár, wollastonit, epidot, vesuvianit a diopsid (Korikovsky et al., 1985). Je pravdepodobné, že variské modranské tonality kontaktnou metamorfózou termálne prekryli staršiu regionálnu metamorfózu vulkanicko-sedimentárnych hornín devónskeho veku (Cambel et al., 1989).

Biotitické tonality typu I vyskytujúce sa v harmónskom kameňolome sú väčšinou strednozrnné horniny obsahujúce euhedrálny sericitizovaný plagioklas (64 obj. %), anhedrálny kremeň (27 obj. %) a relatívne čerstvý biotit hnedých pleochroických farebných odtieňov (8 obj. %). Vo všeobecnosti môžu modranské granodiority a tonality obsahovať až do 10 obj. % najmä intersticiálneho K-živca (stredný ortoklas a vysoký mikroklín (Vilinovičová et al., 1985). Biotit je väčšinou oproti plagioklasu intersticiálny, miestami je chloritizo-

vaný (± epidot, titanit, prehnit). Ojedinele bol pozorovaný aj amfibol. Z akcesórií je prítomný najmä zirkón, častý je aj apatit s pleochroickým jadrom a euhedrálny allanit, ktorý je bežne obkolesený tenkou nesúvislou zónou epidotu a magnetitu.

Dostupné geochemické údaje z modranského typu granitoidov poukazujú na ich bázickejší charakter (Cambel a Vilinovič, 1987) s obsahom SiO_2 64 – 70 hm. % (priemer 67,8 hm. %), strednými hodnotami obsahu Ba a Rb a zvýšeným obsahom Sr (priemer ppm: 987; 80; 721). Modranské tonality majú subaluminózny charakter s prekryvom na rozhraní peraluminóznej a metaluminóznej domény.

Tonaliticko-granodioritické horniny modranského masívu patria k spodnokarbónskym magmatickým horninám Západných Karpát, vzniknutým počas hlavnej fázy hercýnskeho kolízneho orogénu a mierne postdatujú granitoidy bratislavského masívu. Na základe starších celohorninových Rb/Sr izochrónnych údajov sa zistil relatívne mladší vek magmatického umiestnenia, 326 ± 22 mil. r. (Bagdasaryan et al., 1982). Je to v zhode s výsledkami konvenčného U-Pb datovania zirkónov, pri ktorom sa zistil vek ~320 mil. r. (Schcerbak et al., 1988). Recentné EMP monazitové U-Th-Pb datovania však indikujú magmatický vek týchto granitoidov zhruba 350 mil. r. (345 ± 22 mil. r. – Finger et al., 2003, resp. 355 ± 18 mil. r. – Kohút, táto práca). Potvrdilo to aj nové SHRIMP U-Pb datovanie zirkónov, pri ktorom sa zistil vek 347 ± 4 mil. r. (Kohút et al., 2009).

13. Dubová-Horné trávniky – Ca skarn na kontakte hercýnskych granitov a devónskych karbonátov

Lokalita Ca skarnu Dubová-Horné trávniky (kóta 315) vytvára morfologicky nápadný vŕšok nad vinohradmi medzi obcami Modra (časť Kráľová) a Dubová. Selektívne zvetrávajúci vŕšok indikuje prítomnosť tvrdých a masívnych vápenato-silikátových hornín a leukogranitov uprostred rýchlejšie zvetrávajúcich devónskych bridlíc harmónskej skupiny v zmysle Cambela (1954). Všetky uvedené horniny patria k paleozoickému soklu tatrika MK v rámci centrálnych Západných Karpát.

Na lokalite vystupujú drobné odkryvy Ca skarnov (erlanov, vápenato-silikátových rohovcov) a leukokratných granitov modranského masívu, ktorých intrúzia spôsobila kontaktnú metamorfózu a vznik skarnov. Hlavné minerály Ca skarnov sú kalcit, grosulár, vesuvianit a diopsid, v menšej miere wollastonit, titanit a epidot-allanit (Cambel, 1954; Čajková a Šamajová, 1960; Cambel et al., 1989). Horninu tvoria pásy kalcitu a grosulárovo-vesuvianitovo-diopsidové agregáty, resp. grossulár a vesuvianit rozptýlený v kalcite. Granát (grosulár) vytvára xenomorfné agregáty alebo samostatné kryštály červenohnedej farby veľké asi 5 mm. Zväčša je chemicky relatívne homogénny, len na kontakte s vesuvianitom sa obsah Fe smerom k okrajom kryštálov zvyšuje (Cambel et al., 1989). Obsah grosulárovej zložky v granáte sa zvyšuje smerom k bezprostrednému kontaktu skarnu s granitmi od 70 – 91 mol. % do 94 mol. %, obsah andraditovej zložky klesá v tomto smere od 7 – 28 mol. % do 6 – 8 mol. %. Obsah almandínu, spessartínu, pyropu a uvarovitu je do 1 – 2 mol. % (Cambel et al., 1989; Uher, nepubl. údaje).

V bezprostrednom okolí Ca skarnov vystupujú v podobe apofýz a žíl leukokratné granitické aplity a pegmatity modranského masívu, ktorých intrúzia spôsobila kontaktnú metamorfózu. Granitový pegmatit je tvorený myrmekitickým prerastaním kremeňa, K-živca a albitu, v malom množstve s biotitom a muskovitom, v akcesorickom množstve sa nachádza zirkón, REE-epidot až allanit a chlorit. Zirkón tvorí dipyramidálne kryštály.

14. Vývrat – jz. svah Prístodolka

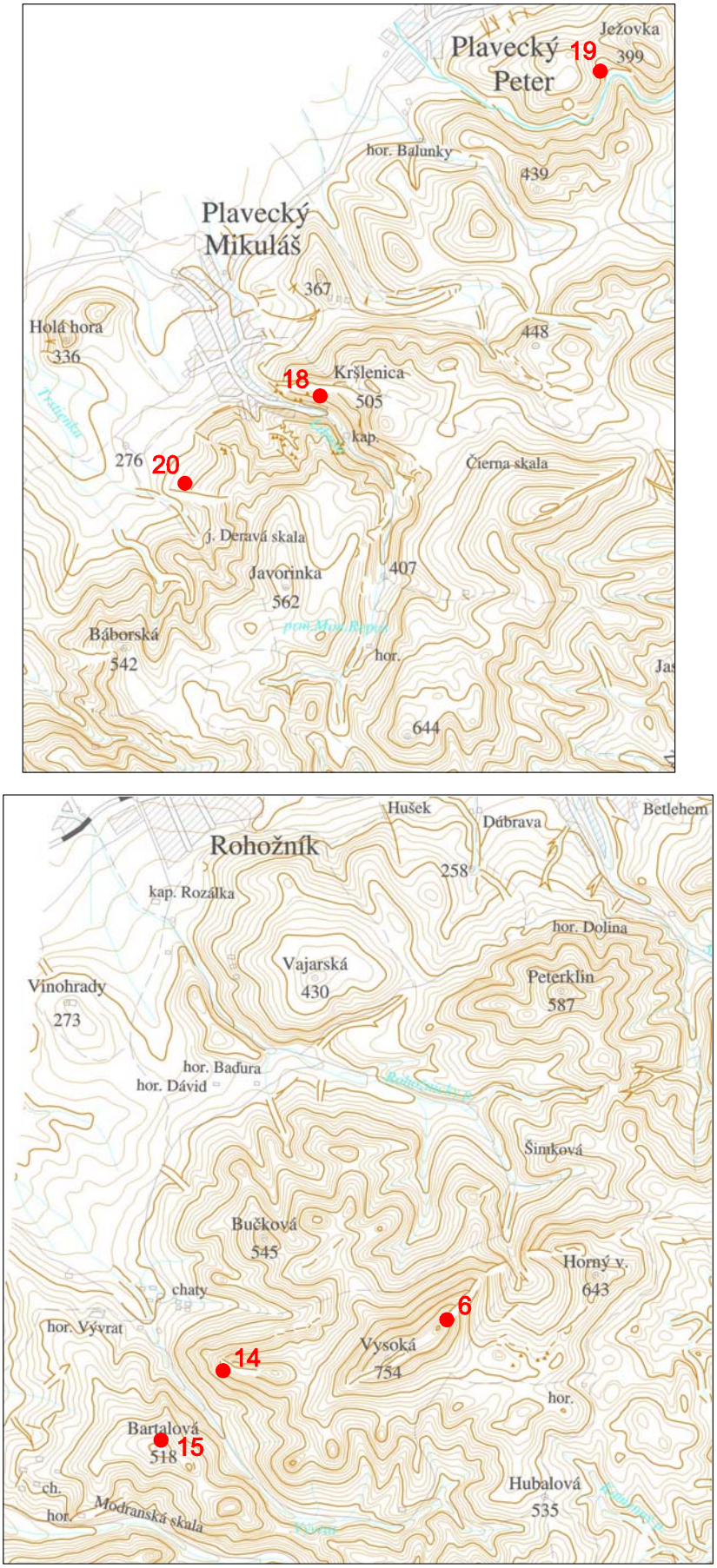
Celý masív Prístodolka budujú horniny vysockého príkrovu. Vysocký príkrov tvoria strednotriasové až strednokriedové horniny.

Od chaty Vývrat po južnom svahu Prístodolka sa dá prejsť po červených bridliciach karpatského keuperu k zárezu bývalej lesnej železničky, ktorý prechádza skalnou bránou vo vrchno- a strednojurských vápencoch.

Skalné steny na začiatku profilu sú zložené z červených hrubolavicovitých krinoidových (vilských) vápencov strednodogerského veku. Obsahujú veľké množstvo organického detritu a zvyškov krinoidov, brachiopódov, lamelibranchiát a belemnitov. V ich podloží v malom odkryve vystupujú červené adnetské vápence toarkského veku.

Liasový vápencový komplex sa začína v malom opustenom lome. Tvoria ho sivé piesčité krinoidové tenkolavicovié vápence (vývratské súvrstvie) stredného liasu. V ich podloží vystupujú tmavosivé až čierne, výrazne krinoidové vápence s množstvom čiernych rohovcov (trlenské súvrstvie) s faunou brachiopódov, lastúrnikov, belemnitov, amonitov a krinoidov sinemúrskeho veku. V profile je na malom úseku odkryté hetanžské kopienecké súvrstvie tvorené tmavými bridlicami a piesčitými a krinoidovými vápencami.

Zárez železničky pokračuje po južných svahoch Prístodolka smerom pod Soľný vrch.



Obr. 18. Dokumentačné body významných geologických lokalít ku *Geologickej mape Malých Karpát v mierke 1 : 50 000*.

Defilé pokračuje cez zle odkryté rétske fatranské súvrstvie, pod ktorým vystupuje mohutné súvrstvie karpatského keuperu. Tvorí ho hrubý súbor červených a zelených bridlíc s častými polohami a vložkami dolomitov. V spodných častiach sú časté polohy svetlých kremencov. Charakteristickým členom karpatského keuperu v MK sú mohutné polohy rauvakov.

15. Bartalová

Na vrchole kóty Bartalová a v blízkom okolí vystupujú na vysockom príkrove bartalovské brekcie (Michalík, 1984) pravdepodobne postrednokriedového veku. Materiál bartalovskej brekcie tvoria prevažne (asi 50 %) vysocké a gutensteinské vápence anisu, jurské krinoidové a hľuznaté vápence a úlomky kremencov, dolomitov, rohovcov a pestrých bridlíc karpatského keuperu. Úlomky sú slabo opracované, čo dokumentuje ich krátky transport. Veľkosť úlomkov je premenlivá, prevažne od 1 do 30 cm. Ojedinele sú prítomné aj veľké bloky s rozmermi 5 – 7 m.

16. Dolina Hlboča

Dolina Hlboča situovaná sz. od Smoleníc je jediná krasová poloslepá dolina v Malých Karpatoch. Dolina sformovaná občasným potokom prechádza cez jurské a spodnokriedové súvrstvia vysockého príkrovu. Ako charakteristický krasový tok vo väčšej časti doliny preteká v podzemí a vynára sa prakticky v ústí doliny v niekoľkých vyvieračkách.

Na severnej strane doliny nad vyvieračkami je opustený Vrtichov lom. V ňom je veľmi pekne odkryté spodnoliasove trlenské súvrstvie zložené z piesčito-krinoidových rohovcových vápencov. Najkrajší profil je v Mníchových dierach situovaných j. od vodopádu Padlá voda. Má hrúbku zhruba 120 m a nachádza sa v skalných stenách v závere doliny. V spodnej časti je odkrytá časť ždiarskeho súvrstvia oxfordského veku(?). V nadloží vystupujú kimeridžsko-titónske červené hľuznaté vápence hrubé do 30 m. Predstavujú svahovú fáciu typu *Ammonitico Rosso*. Obsahujú schránky amonitov, ktoré sú však zle zachované. Okrem nich sú tu aptychy a rostrá belemnitov.

Beriaské padlovodské súvrstvie hrubé 50 m vytvára najvýraznejšie skalné steny, v ktorých vznikol vodopád Padlá voda, ale aj veľká časť blízkej jaskyne Driny (Michalík et al., 1992). Súvrstvie tvoria hrubovrstvovité až masívne mikritové vápence s hľuzami čiernych rohovcov. Obsahuje charakteristické indexové mikrofosílie beriasu (Michalík et al., 1990). Na jeho báze sú drobnoklastické brekcie obsahujúce klasty (0,2 až 2 cm) vrchnotitónskych vápencov.

Hlbočské súvrstvie (vrchný berias až hoteriv) hrubé okolo 70 m pozostáva zo slienitých kremitých mikritických vápencov s častými tmavými rohovcami. V ich nadloží by malo nasledovať aptsko-spodnoalbské bohatské súvrstvie plytkomorských organodetritických vápencov, profil ho však už nezastihol. V úplnom závere doliny v prechode k Smolenickému zámku vystupuje v niekoľkých odkryvoch albské porubské súvrstvie.

17. Lošonec – kameňolom

Lokalita sa nachádza sz. od Lošonca. Lom je situovaný vo vrchnopermských bazaltických andezitoch malužinského súvrstvia, ktoré tvoria mnohonásobne navrstvené efúzie. Nachádzajú sa tu afanitické amygdaloidné drobnoporfýrické a porfýrické variety. Amygdaloidné porfýrické bazalty obsahujú výrastlice plagioklasu, pyroxénu, olivínu a z akcesorických minerálov najmä ilmenit. V bazaltoch sú rozvinuté rozmanité typy alterácií (hematitizácia, chloritizácia, silicifikácia, karbonatizácia). Medzi bazaltovými efúziami sa nachádzajú polohy vulkanoklastík. V lome Lošonec možno registrovať minimálne dve hrubšie polohy (asi 4 – 6 m). Ide o horniny s variabilným pomerom klastickej a vulkanickej zložky. Je možné rozlíšiť dve hlavné skupiny týchto hornín: a) ostrohranné úlomky bazaltových hornín (zhruba 15 cm) v jemnozrnnom piesčitom tufitickom matrixe, resp. kontaktné peperitové brekcie bazaltu a sedimentu, b) pestré vulkanoklastické sedimenty s piesčitou zrnitosťou. Môžu byť masívne alebo s výraznou laminációu, zvýraznenou vyšším obsahom jemnozrnnejšej zložky v matrixe, pravdepodobne aj obohatenej o Fe. Hrúbka efúzií spolu s vulkanoklastikami je od 200 do 400 m. Vulkanická činnosť v období vrchného permu reflektuje geotektonické prostredie zodpovedajúce kontinentálnemu riftingu s generovaním kontinentálnych tholeiitov (Vozár, 1977; Vozár, 1997).

V severnej časti lomu v nadloží vrchnopermských bazaltov sa nachádzajú lošonecké vrstvy – subhorizontálne uložené čierne bridlice s ojedinelými vrstvami karbonátov a žilami aplitov. Ide o špecifické sedimenty z obdobia vrchného permu, keď jazerná sedimentácia asociovala s efuzívnou činnosťou. Tieto sedimenty boli nazvané súvrstvie čiernych ílovcov, hoci pripomínajú karbón (Andrusov, 1936). Na základe sporomorf širšieho stratigrafického rozpätia boli zaradené do spodného permu (Snopková in Buday et al., 1962, s. 107 – 109; Čorná in Luptovčiak, 1962) a neskôr do spodnej časti vrchného permu (Peržel, 1964). Tento záver bol vyslovený aj na základe spracovania sporomorf z vrtu S-1 (Snopková, 1963; Kullmanová a Vozár, 1964). Nachá-

dzajú sa tu predovšetkým tmavosivé laminované prachovce so subhorizontálnym sklonom na sever. Hrubozrnné sedimenty sa tu nevyskytujú. Lošonecké vrstvy obsahujú viaceré charakteristické sedimentárne znaky: laminácie, synerézne praskliny na plochách vrstiev, úlomky zuhoľnateného rastlinného detritu, bližšie nešpecifikované bioturbácie, konkrecionálne útvary. V bridliciach sa nachádzajú lavice hrubokryštalických karbonátov s kalcitovými žilkami. Odkrytá hrúbka tmavých prachovcov s karbonátmi v lome Lošonec je okolo 10 m.

18. Plavecký Mikuláš-Kršlenica

Lokalita Kršlenica sa nachádza pri východnom okraji obce Plavecký Mikuláš z. od kóty 518 Kršlenica nad Mokrou dolinou. V okolí kóty vo svahu nad cestou vystupujú raminské vápence (na mape nezobrazené), rifové a lagunárne wettersteinské vápence a wettersteinské dolomity veterlínskeho príkrovu hronika s vekovým zaradením do vrchného ladinu (longobard) až karnu (jul). Michalík et al. (1993) posledné dve litostratigrafické jednotky opísali ako veterlínsky rifový komplex veku ladin/karn, ktorý vznikol na karbonátovej platforme (hrúbka 600 – 1 200 m).

Sekvencia tohto komplexu sa začína organodetritickými raminskými vápencami. V ich nadloží vystupujú megabrekcie zložené z veľkých blokov (s priemerom 1 – 30 m) organodetritických a organogénnych wettersteinských vápencov. Klastický matrix tvoria malé, prevažne dolomitové klasty. Z faciálneho hľadiska a z hľadiska prostredia vzniku tu vyčleňujeme (Michalík et al., l. c.) zarifovú fáciu s litologickou náplňou svetlosivých až bielych masívnych a laminovaných vápencov, dolomitizovaných vápencov a dolomitov, v ktorých je zastúpené slabo diverzifikované spoločenstvo foraminifer a dve rozdielne spoločenstvá dasykladálnych rias. Spoločenstvo typické pre pririfovú časť lagúny predstavujú *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA, *T. aequalis* (GÜMB.) PIA, *T. nodosa* (SCHAFH.) PIA, *Aciculella bacillum* PIA a *Diplopora annulata* (SCHAFH.). Sprevádzajú ho solenoporaceá a porostromátne riasy, vápnité hubky, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, ostrakódy, krinoidy a lastúrniky. Druhé spoločenstvo dasykladálnych rias zahŕňa typické druhy karnu – *Andrusoporella duplicata* PIA a *Griphoporella* sp., ktoré sa na uvedenej lokalite vyskytujú veľmi zriedkavo (Buček et al., 1991).

Druhou vyčlenenou fáciou je rifová fácia. V strednej časti profilu Kršlenica predrifová hruboklastická fácia prechádza do telesa samotného rifu. V hlavnej časti rifu prevládajú masívne svetlosivé až krémové biolitické vápence (*bindstones* a *bafflestones*) so zastúpením novozistených rodov a druhov koralov (Roniewicz a Michalík, 2002), zistených iba v klastoch brekcií predrifu. Nad nimi vystupujú masívne koralovo-riasové vápence, ktoré postupne prechádzajú do bioklastických sparitových vápencov (*grainstones* a *rudstones*). V nich sú zastúpené vápnité hubky, tubifyty, ulitníky, ramenonožce a ostne ježoviek. Zistené spoločenstvo foraminifer je charakteristické pre karnský vek.

Predrifová fácia je charakteristická zastúpením brekcií a megabrekcií. Sú tu zastúpené hrubodetritické a brekciovité sparitické vápence *(rudstones)* s priemernou veľkosťou klastov 0,5 – 3 cm, ktoré pochádzajú z vápencov okraja platformy. Niektoré bloky pochádzajúce z rifovej a pririfovej zóny dosahujú veľkosť až do 20 m. Zloženie klastov je relatívne monotónne. V prevahe sú zastúpené svetlosivé a krémové organodetritické a organoklastické vápence. Detritické brekciovité vápence obsahujú izolované bloky (0,1 – 10 m) svetlých organogénnych a biodetritických vápencov s rifovými organizmami. Spoločenstvo miliolidných foraminifer (Buček, 1989; Buček et al., 1991) indikuje vekové rozpätie kordevol – jul.

K svahovým sedimentom patria raminské vápence vystupujúce v spodnej časti profilu Kršlenice. Tmavohnedé vrstvovité laminované raminské vápence sa nápadne odlišujú od susediacich členov sekvencie. Zastúpené sú detritické kalkarenity *(grainstones)* a mikritické vápence *(mudstones*/*wackestones)*. Organické zvyšky (foraminifery, krinoidy, ostrakódy a mikroproblematiká) sú prevažne redeponované. Spoločenstvo konodontov, sklerity holotúrií a mikroproblematiká poukazujú na vekové rozpätie longobard až kordevol.

19. Plavecký Peter – kameňolom Buková

V doline jv. od obce Plavecký Peter jz. od kóty 404 Ježovka v nečinnom kameňolome (Kullmanová a Kochanová, 1975; Kullmanová in Biely et al., 1980; Masaryk, 1988; Buček et al., 1991) v nadloží hlavných dolomitov vystupujú vrchnotriasové dachsteinské vápence a dolomity havranickej kryhy považského príkrovu hronika veku alaun – sevat.

V južnej časti lomu sú sivé lavicovité, miestami mikritické dolomity a vápnité dolomity. V spodnej časti vrstvovej plochy majú kalový charakter a oddeľujú ich medzivrstvičky slienitých zelenkastých bridlíc. V dolomitoch sa vyskytuje stromatolitická štruktúra (striedanie svetlejších a tmavších lamín). V ich nadloží sú svetlohnedé celistvé a mikritické dolomitové vápence, ktorých lavice sú oddelené medzivrstvičkami bridlíc. Ojedinele je možné pozorovať navetrané schránky lastúrnikov. Nad nimi vystupujú sivohnedé, nevýrazne hľuznaté vápence. Z organických zvyškov sú zastúpené foraminifery, ostrakódy, krinoidy a ulitníky.

Najvrchnejšiu časť lomovej steny tvoria hrubolavicovité sivohnedé organodetritické (foraminiferové) vápence.

20. Plavecký Mikuláš-Jelenia hora

Lokalita Jelenia hora sa nachádza j. od obce Plavecký Mikuláš nad objektom vodného zdroja. Súvrstvie Jelenej hory patrí k malokarpatskej skupine (prechodný vývoj medzi podtatranskou a myjavsko-hričovskou skupinou).

Súvrstvie Jelenej hory tvoria brekcie, drobnozrnné zlepence, pieskovce a piesčité, organogénne a organodetritické vápence s vekovým zaradením do spodného eocénu (?spodný až vrchný ilerd až vrchný kuis), SBZ ?6 – 12 (plytkovodné bentické zóny podľa Serra-Kiela et al., 1998).

Nad vodojemom vo svahu vystupujú karbonátové zlepence, miestami až brekcie. Tmel je karbonátový, sivohnedý, s drobnými zriedkavými numulitmi. Obliaky, ktorých opracovanie je veľmi dobré až dobré, majú veľkosť v priemere do 1 cm, maximálne až 5 cm. Miestami ide o ostrohranné úlomky. Nad lesnou cestou vystupujú karbonátové stredno- až drobnozrnné zlepence až brekcie (hrubé 15 – 300 cm). Obliaky sú veľké až do 5 – 7 cm. Dajú sa tu pozorovať náznaky vrstvovitosti. Z organických zvyškov sú zastúpené riasy, koraly a drobné numulity. Smerom do nadložia vystupujú drobnozrnné zlepence s polohami piesčitých vápencov s numulitmi, ale opäť sa striedajú so zlepencami až brekciami (klasty triasových wettersteinských dolomitov hronika sú v prevahe). Pod hrebienkom vo výške 350 m n. m. je teleso hrubé do 300 cm. Tvoria ho pleťové organogénne (riasovo-foraminiferové) vápence, ktoré vytvárajú iba biohermnú lavicu, nad ňou a pod ňou sú zlepence. Úlomkový materiál je dosť vytriedený, s priemernou veľkosťou obliakov 3 – 4 cm, ojedinele až 15 cm. Obliaky sú zložené prevažne z karbonátov triasu, stmelené karbonátovo-piesčitým matrixom. V najspodnejších polohách pozorujeme stopy po činnosti vŕtavých lastúrnikov.

Na základe spoločenstva veľkých foraminifer a sprievodných mikrofosílií – *Nummulites partschi* DE LA HARPE, *N. praelucasi* DOUVILLÉ, *N. pavloveci* SCHAUB, *N.* cf. *tauricus* DE LA HARPE, *Discocyclina* sp., *Alveolina schwageri* CHECHIA-RISPOLI, *A.* sp., *Orbitolites* sp., *Lituonella* sp., *Acervulina ogormani* DOUVILLÉ, miliolidy, rotaloidy, sesílne a aglutinované formy, koralinné riasy, *Elianella elegans* PFENDER et BASSE, *Polystrata alba* (PFENDER) DENIZOT, *Distichoplax biserialis* (DIETRICH) PIA, *Cyanobacteria*, *Dasycladales*, lastúrniky, koraly, ostrakódy a krinoidy (určenie S. Buček in Polák et al., 2011) a druhov *Nummulites* cf. *praecursor* DE LA HARPE, *N. partschi* DE LA HARPE, *N. bactchisaraiensis* ROZLOZSNIK, *N. burdigalensis* DE LA HARPE, *N. atacicus* LEYMERIE, *N. globulus* LEYMERIE, *N. nitidus* DE LA HARPE, *Assilina* sp., *Operculina* sp., *Alveolina* (*Glomalveolina*) cf. *levis* HOTTINGER, *A.* (*Gl.*) *minutula* REICHEL, *A.* (*Gl.*) *subtilis* HOTTINGER, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER), *D. scalaris* (SCHLUMBERGER), *D. irregularis* DESHAYES, *Asterocyclina* sp., *Orbitolites* cf. *biplanatus* LEHMANN, *Miscellanea* sp., *Peyssonnelia antiqua* JOHNSON a *Miniacina* sp. (určenie E. Köhler in Lazar, 1986) – zaraďujeme súvrstvie Jelenej hory uvedenej lokality do spodného eocénu (spodný až stredný kuis, SBZ 10 – 11).

ZÁVER

Geologická mapa Malých Karpát vyjadruje syntetizujúci obraz geologickej a tektonickej stavby zobrazeného územia. Popri ostatných poznatkoch treba zvýrazniť tieto nové výsledky:

– kartograficky sa detailne spresnilo rozšírenie petrografických typov kryštalinických metamorfovaných a granitoidných hornín a spresnilo sa aj určenie ich genézy, veku a geotektonickej pozície,

– po prvýkrát v pohorí Malých Karpát predstavujeme novú tektonickú koncepciu základných tektonických jednotiek,

– na mape sú veľmi precízne rozlíšené jednotlivé litologické typy vyčlenených vývojov mezozoických komplexov tatrika, fatrika a hronika a vo vysvetlivkách sú veľmi podrobne charakterizované,

– na mape sú veľmi dôkladne kartograficky rozčlenené a stratigraficky zaradené terciérne, najmä však kvartérne sedimenty,

– zmapované územie je komplexne zhodnotené z hľadiska geofyzikálnej preskúmanosti, hydrogeologických pomerov a geofaktorov životného prostredia, ako aj z hľadiska výskytu nerastných surovín.

Regionálna geologická mapa Malých Karpát je potrebná a využiteľná najmä v týchto oblastiach:

– pri ďalšej výskumnej a prieskumnej činnosti a prognóznom zhodnotení surovinových zdrojov krajiny s cieľom prispieť k ochrane životného prostredia a využitia nerastného bohatstva,

– ako podkladový materiál geologických, geografických, ekologických, urbanistických, stavebných a iných štúdií a projektov,

– ako primárny podklad na zostavenie hydrogeologických a inžinierskogeologických máp a širokého spektra ďalších nadstavbových účelových a tematických máp vrátane máp geofaktorov životného prostredia,

– na modernizovanú reedíciu prehľadných geologických máp v mierke 1 : 100 000 a 1 : 200 000 potrebných na využitie a plánovanie v rámci väčších územných celkov a cezhraničné prepojenie nových poznatkov a koncepcií dosiahnutých v geologických disciplínach,

– na výrazné zefektívnenie investícií pri všetkých uvedených aktivitách.

Táto mapa je jednou z máp edície *Digitálnej geologickej mapy SR v mierke 1 : 50 000*. Zostavením tejto geologickej mapy sa Slovensko opäť výrazne posunulo k zavŕšeniu systematického regionálneho geologického mapovania a komplexného pokrytia územia regionálnymi geologickými mapami. Táto mapa sa pričlení k mapovým dielam regiónov, ktoré sú úplne porovnateľné s obdobnými prácami publikovanými v krajinách Európskej únie. Pričlení sa k mapovým dielam, ktoré tvoria nevyhnutný podklad na hospodársku a správnu činnosť SR, teda k takým dielam, ktoré okrem základných informácií o geologickej stavbe a zákonitostiach vývoja zobrazených území poskytujú primárne údaje potrebné na zostavovanie širokého spektra nadstavbových účelových, tematických a prehľadných geologických máp.

LITERATÚRA

A

Aguirre, J. a Barattolo, F., 2001: Presence of nemathecia in *Parachaetetes asvapatii* PIA 1936 (*Rhodophyta*, *Gigartinales*?): Reproduction in „Solenoporaceae“ revisited. Palaeontology (London), 44, 6, 1 113 – 1 115.

Andrian, F. a Paul, K. M., 1864: Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 14, 3, 325 – 366.

Andrian, F., Paul, C. M. a Foetterle, F., 1863: Umgebungen von Malaczka und Senitz. Geologická mapa. Manuskript. Wien, archív BGA.

Andrusov, D., 1930: Příspěvky ku geologii severozápadních Karpat, VI. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 9, 235 – 300.

Andrusov, D., 1931: Příspěvky ku geologii severo-západních Karpat. V. Příspěvek k poznání tektoniky a paleogeografii severozápadních Karpat. V. Considérations sur la tectonique et la paléogéographie des Carpathes du Nord-Ouest. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 1930, IX, 235 – 266.

Andrusov, D., 1935: Stratigrafie triasu slovenských Karpát. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 11, 54 – 55.

Andrusov, D., 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpát. Carpatica, Ř. B (Praha), II, 1, 3 – 50.

Andrusov, D., 1938: Dnešní pojetí geologické stavby Západních Karpat. Rozpr. věd. spol. badatel. Rus. svobod. univ. v Praze (Praha), 8, 53, 56 – 76.

Andrusov, D., 1946: Pajštúnsky príkrov na severnom svahu Malých Karpát. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 8.

Andrusov, D., 1958: Geológia československých Karpát, Zv. 1. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 304.

Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát, Zv. 2. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 375.

Andrusov, D., 1965: Apercu general sur la géologie des Carpates occidentals. Bull. Soc. géol. France (Paris), 7, 1 029 – 1 062.

Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát. III. diel. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 392.

Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 7 – 188.

Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. Guide-book for geological excursion X. Congr. CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5 – 45.

Andrusovová, V., 1976: Štúdium morfológie, ontogenézie a paleoekológie niektorých podrádu Ceratitina (najmä Clydonitaceae a Pinacoceratitina) a Phylloceratina (najmä Psiloceratáceae). Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.

Assereto, R., 1969: Sul significato stratigrafico della „Zona ad Avisianus“ del Trias medio delle Alpi. Boll. Soc. geol. ital. (Roma), 88, 123 – 145.

Assereto, R., 1971: Die Binodosus – Zone. Ein Jahrhundert wussenschaflicher Gegensätze. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. (Wien), 179, 25 – 53.

Aubrecht, R. a Krištín, J., 1995: Provenance of detrital tourmaline in the Lower Jurassic of the Malé Karpaty Mts. Miner. slov. (Bratislava), 27, 37 – 44.

Aubrecht, R., 1994: Heavy mineral analyses from “Tatric” units of the Malé Karpaty Mountains (Slovakia) and their consequences for Mesozoic paleogeography and tectonics. Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien), 86 (1993), 121 – 132.

B

Bačík, P. a Uher, P., 2007: Minerály turmalínovej skupiny z redeponovaných turmalinitov v spodnotriasových kremencoch tatrika – chemické zloženie a petrogenetický význam. Miner. slov. (Bratislava), 39, 185 – 196.

Badham, J. P. N., 1982: Strike-slip orogens – an explanation for the Hercynides. J. Geol. Soc. London, 493 – 504.

Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Kh., Cambel, B. a Veselský, J., 1982: The age of Malé Karpaty granitoid rocks determined by Rb-Sr isochron method. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 131 – 140.

Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Ch., Cambel, B. a Veselský, J., 1983: Rb-Sr ages of metamorphic rocks of the Malé Karpaty crystalline complex. Geol. carpath. (Bratislava), 34, 4, 387 – 397 (v ruštine, anglický abstrakt).

Baláž, J., 2000: Plastic Omnium Lozorno stavba 2 a 3. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Balogh, K. a Kovács, S., 1981: The Triassic sequenceof the borehole Szölösardó 1 (N. Hungary). Magy. áll. földt. Intézet, évi Jelent. (1979) (Budapest), 39 – 63.

Bamiš, J., 1970: Hydrogeologický prieskum pre autokemping Lozorno. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Baňacký, V. a Sabol, A., 1969a: Záhorská nížina. Geologické mapy 1 : 25 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Baňacký, V. a Sabol, A., 1969b: Základný geologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny. Záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 149.

Baňacký, V. a Sabol, A., 1973: Geologická mapa Záhorskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Baňacký, V., Halouzka, R., Horniš J., Kernáts, G., Maglay, J. a Pristaš, J., 1993: Geodynamický vývoj územia Slovenska počas kvartéru. In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 239 – 242.

Banasová, M. a Reháková, D., 2003: Asociácie vápnitých dinoflagelát studienskeho súvrstvia – distribúcia, taxonómia a ich využitie ako paleoekologického indkátora (vrchný báden, Viedenská panva). Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. – Tech. univ. (Ostrava), Ř. horn.-geol., XLIX, 4, 84 – 86.

Banasová, M., Kopčáková, J. a Reháková, D., 2004: Asociácie vápnitých dinoflagelát z lokalít Devínska Nová Ves, Malacky, Stupava a ich využitie pre paleoekologické interpretácie. 5. paleontologická konferencia, Bratislava, jún 2004. Zborník abstraktov. Konferencie – Sympózia – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 9 – 10.

Baráth, I., 1993: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti spodno a strednomiocénnych hrubých klastík v zóne alpsko-karpatského styku. Kandidátska dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.

Baráth, I., 2009: Sedimentologický opis vybratých lokalít neogénnych a kvartérnych sedimentov v južnej časti Záhorskej nížiny. In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšavský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor,

44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Baráth, I., Hlavatý, I., Kováč, M., Hudáčková, N. a Šály, B., 2001: Northern Vienna Basin history: Depositional systems within the Miocene time framework. Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Geol. (Brno), 30 (2000), 123 – 141.

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

Bátory, V. a Bukovská, E., 1969: Devínska Nová Ves – vyhodnotenie širokoprofilového hydrogeologického vrtu HDV-1, účel: zabezpečiť zdroj úžitkovej vody pre tehelňu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 4 s.

Bátory, V., 1969: Záhorská Bystrica – vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HZB-1, hydrogeologický prieskum, účel: zabezpečiť pitnú a úžitkovú vodu pre obyvateľov 50-tich rodinných domkov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 7 s.

Beck, H. a Vetters, H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpaten, eine stratigraphisch-tektonische Studie. Beitr. Paläont. Geol. Österr.--Ungarns Orients (Wien – Leipzig), XVI, I – II, 1 – 106. (I. Teil: Beck, H.: Die Hainburger Berge und die südliche Partie der Kleinen Karpaten, 5 – 49. II. Teil: Vetters, H.: Die nördlichen der Kleinen Karpaten samt dem Weissen Gebirge, 49 – 106).

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

Bechstädt, T. a Mostler, H., 1974: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckendedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, H. 5/6, 1 – 74, 4 Abb., 4 Tab., 4 Taf.

Bechstädt, T. a Mostler, H., 1976: Riff-Becken – Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Z. Dtsch. geol. Gesell. (Hannover), 127, 271 – 289, 6 Abb.

Bella, P., Hlaváčová, I., Holúbek, P. et al., 2007: Zoznam jaskýň Slovenskej republiky (stav k 30. 6. 2007). Liptovský Mikuláš, Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, Správa slovenských jaskýň, Slovenská speleologická spoločnosť. 361 s.

Benešová, E., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum centrálněkarpatského paleogénu v Malých Karpatech. Manuskript. Praha, Geofond.

Berger, W., 1951: Pflanzenreste aus dem tortonischen Tegel von Theben-Neudorf bei Pressburg. Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss., math.--naturwiss. Kl. (Wien), 1, 160, 273 – 278.

Beudant, F. S., 1822: Voyage minéralogique en Hongrie pendant l'anneé 1818/1. Paris.

Bezák, V. (ed.)., Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, Ľ., Grecula, P., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Jacko, 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., Olšavský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teták, F., Vozárová, A., Vozár, J. a Žec, B., 2009: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 534 s.

Bielik, M., Sitárová, A., Plašienka, D. a Putiš, M., 1992: Three-dimensional quantitative interpretation of gravity anomalies in the south--west part of the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). Geol. carpath. (Bratislava), 43, 139 – 146.

Biely, A., 1962: Geológia mezozoika Tribča. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 2 – 124.

Biely, A. a Bystrický, J., 1964: Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 15, 2, 173 – 188.

Biely, A., Bystrický, J. a Fusán, O., 1968: De l`appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. In: Rep. of XXIIIrd sess. Int. Geol. Congr. Czechoslovakia 1968, Proc. of sect. 3 – Orogenic Belts. Praha, Ústř. Úst. geol., 87 – 92.

Biely, A., Bystrický, J. a Mello, J., 1980: Problematika hronika a „gemerika" v Malých Karpatoch a vo Viedenskej panve. In: Fusán, O. a Samuel, O. (eds.): Materiály z 23. celošt. geol. konf. Slov. geol. spol. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 17 – 45.

Boorová, D., 2007: Vyhodnotenie výbrusov z neogénnych hornín na liste 44-221. In: Kohút M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Boorová, D., 2008: Mikrofaciálne a mikrobiostratigrafické vyhodnotenie výbrusov z územia regiónu Záhorská nížina (listy 34-444 Modra--Harmónia, 34-443 Jablonové a 44-214 Devínska Nová Ves). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Borza, K. a Michalík, J., 1987: Mikrobiostratigrafia vrchnojurských a spodnokriedových súvrství Vysockého príkrovu Malých Karpát. Knih. Zem. Plyn Nafta 6a, Miscell. Micropaleont. (Hodonín), II/1, 203 – 214.

Broska, I. a Uher, P., 2001: Whole-rock chemistry and genetic typology of the West-Carpathian Variscan granites. Geol. carpath. (Bratislava), 52, 2, 79 – 90.

Broska, I., Kohút, M., Petrík, I., Uher, P. a Zahradník, Ľ., 2006: Granitoidné horniny Malých Karpát a Považského Inovca: Všeobecné aspekty terénneho a laboratórneho štúdia. In: Kováč, M. (ed.): Nové metódy a výsledky výskumu v geológii Západných Karpát. Európsky sociálny fond, 67 – 76, ISBN 80-969338-5-X.

Buček, S., 1988: Dasykladálne riasy a biostratigrafia Bielych hôr (Malé Karpaty). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 258.

Buček, S., 1989: Výsledky výskumu dasykladálnych rias v triasových sekvenciách Malých Karpát. In: Samuel, O. (ed.): Súčasné problémy a trendy v československej paleontológii, Ružbašská Míľava, 1988. Zborník z paleontologickej konferencie. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 133 – 138.

Buček, S., 2010: Paleocénne vápence rifového vývoja Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Buček, S. a Köhler, E., 1987: The Dasycladacean alga *Sarosiella* in the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 38, 6, 669 – 676.

Buček, S. a Köhler, E., 2005: Contribution to the recognition of the algal genus *Elianella*. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 11, 4, 301 – 310.

Buček, S., Jendrejáková, O. a Papšová, J., 1991: Príspevok k biostratigrafii veterlínskej a havranickej jednotky Bielych hôr (Malé Karpaty, Západné Karpaty). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 92, 29 – 51.

Buček, S., Nagy, A., Maglay, J., Žecová, K., Zlinská, A. a Siráňová, Z., 2004a: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 25-424 Bytča. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Maglay, J., Žecová, K., Zlinská, A., Potfaj, M. a Boorová, D., 2004b: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 26-313 Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Buček, S., Filo, I., Siráňová, Z., Žecová, K., Zlinská, A., Vaněková, H., Nagy, A. a Köhler, E., 2004c: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 26-331 Višňové, 26-332 Vrútky, 26-333 Kamenná Poruba. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Buday, T., 1939: Tři lokality tortonské fauny na západním úpatí Malých Karpat. Příroda (Brno), 32, 3, 94 – 96.

Buday, T., 1955a: Stratigrafie spodního a středního miocénu hlavních oblastí Dolnomoravského úvalu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Buday, T., 1955b: Současný stav stratigrafických výzkumů v spodním a středním miocénu Dolnomoravského úvalu. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 30, 4, 162 – 168.

Buday, T., 1956a: Geologická mapa 4658/3 Malacky. Manuskript. Praha, Geofond.
Buday, T., 1956b: Zpráva o geologickém mapování v severovýchodní části Dolnomoravského úvalu. Zpr. geol. Výzk. v r. 1955 (Praha), 5 – 7.
Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. Listy: Žilina, Bratislava, Česká Třebová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Buday, T. a Špička, V., 1964: Geologická stavba a reliéf podloží podunajské páňve. Manuskript. Praha, Geofond.
Buday, T., Cambel, B., Kamenický, J. a Maheľ, M., 1963: Geologická mapa ČSSR, mapa předčtvrtohorních útvarů 1 : 200 000 M-33-XXXVI Bratislava a M-33-XXXV Wien. Praha, Ústř. Úst. geol.
Buday, T., Cambel, B., Maheľ, M., Brestenská, E., Kamenický, J., Kullmann, E., Matějka, A., Salaj, J. a Zaťko, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXXV a M-33-XXXVI, Wien – Bratislava. Bratislava, Vyd. Geofond, 5 – 248.
Buday, T. (ed.), Buday, T., Cicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stráník, Z., Vaškovský, I. a Žebera, K., 1967: Regionální geologie ČSSR, Díl II. Západní Karpaty, sv. 2. Praha, Ústř. Úst. geol., 651 s.
Buday, T., Cicha, I. a Seneš, J., 1965: Miozän der West Karpaten. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7 – 295.
Bujnovský, A., Kochanová, M. a Pevný, J., 1979: Trlenská Formation – a new lithostratigraphical unit of the Liassic of the Šipruň group. (Trlenské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka liasu šiprúnskej skupiny). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 49 – 60.
Bukry, D., 1973: Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation: Initial reports of the DSDP. Washington, 15, 685 – 703.
Burg, J. P. a Laurent, P., 1978: Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. Tectonophysics (Amsterdam), 47, 15 – 42.
Burg, J. P., Delor, C. P., Leyreloup, A. F. a Romney, F., 1989: Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif Central, France): P-T-t record from mineral to regional scale. In: Daly, J. S., Cliff, R. A. a Yardley, B. W. D. (eds.): Evolution of Metamorphic Bells, Geol. Soc. Spec. Publ., 43, 423 – 439.
Burchart, J., Cambel, B. a Kráľ, J., 1987: Isochron reassessment of K-Ar dating from the West Carpathian crystalline complex. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 38, 2, 131 – 170.
Bystrický, J., 1965: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. 7th Congr. Carpatho-Balkan Geollogical Association, Sofia, Reports, II, 1, Sofia, 31 – 36.
Bystrický, J., 1967: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. Geol. Sbor. Geol. carpath. (Bratislava), 18, 2, 257 – 266.
Bystrický, J., 1969: Stratigrafia a Dasycladaceae základných litostratigrafických jednotiek Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
Bystrický, J., 1970: Stratigrafia a Dasycladaceae triasu Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
Bystrický, J., 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Gesell. Geol. – u. Bergb. – Studenten (Innsbruck), 21, 1, 289 – 310.
Bystrický, J., 1973: O stratigrafii a tektonickej príslušnosti vápencov Vajarskej (Malé Karpaty). Miner. slov. (Bratislava), 5, 1, 1 – 7.
Bystrický, J., 1973: Introduction. In: Bystrický, J. (ed.), Andrusovová, V., Borza, K., Bujnovský, A., Jablonský, J., Kochanová, M., Marschalko, R., Mello, J., Michalík, J., Mišík, M. a Vedejová, M., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion D. X Congr. Carp. Balkan. Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5 – 8.
Bystrický, J., 1986: Stratigraphic ranging and zonation of dasycladal algae in the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 21, 1, 191 – 196.
Bystrický, J. a Biely, A., 1966: Trias der Westkarpaten. Excursionführer. Kolokvium über die Stratigraphie der Trias, September 1966. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 64.
Bystrický, J. a Maheľ, M., 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 21, 1, 191 – 196.

C

Cambel, B., 1952: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 29, 5 – 60.
Cambel, B. a Čorná, O., 1974: Stratigraphy of the crystalline basement of the Malé Karpaty Mts. in the light of the palynological investigation. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 25, 231 – 241.
Cambel, B., 1954: Poznámky k otázke kremencov v Malých Karpatoch. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 1, 20 – 25.
Cambel, B., 1956: Genetické problémy zrudnenia v Malých Karpatoch. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 9, 5 – 27.
Cambel, B., 1961: Revír pyritového ložiska Augustín. In: Zjazdový sprievodca, XII. zjazd ČSMG. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 26 – 27.
Cambel, B., 1976: Probleme der Metamorphose und der Stratigraphie des Kristallins der Westkarpaten mit hinsicht auf dieForschungen in dem Bereich der kleinen Karpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 27, 1, 103 – 116.
Cambel, B., Gbelský, J., Harman, M., Kamenický, L., Kráľ, J., Macek, J., Petrík, I., Walzel, E. a Žabka, M., 1982: Preliminary results of integrated investigation of the West Carpathian granitoids. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 5, 533 – 676.
Cambel, B., Korikovsky, S. P., Miklóš, J. a Boronikhin, V. A., 1989: Calc-silicate hornfelses (erlans and Ca-skarns) in the Malé Karpaty Mts. region. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 40, 281 – 304.
Cambel, B., Kráľ, J. a Burchart, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 183 s.
Cambel, B. a Kuhn, M., 1983: Geochemical characteristics of black shales from the ore-bearing complexes of the Malé Karpaty Mts. Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 34, 3, 259 – 382.
Cambel, B. a Kupčo, G., 1952: Geochemické, genetické a geologické pomery malokarpatských rudných ložísk. Geol. Práce, Soš. (Bratislava), 3.
Cambel, B. a Valach, J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. Geologické Práce, Soš. (Bratislava), 42, 113 – 268.
Cambel, B. a Vilinovič, V., 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 248 s.
Cicha, I., 1957: Zpráva o mikrobiostratigrafických výzkumech neogénu na západním a východním úpatí Malých Karpat. In: Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. Listy Žilina, Bratislava, Česká Třebová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Császár, G. (ed.) Pistotnik, J., Scharek, P., Kaiser, M., Darida-Tichy, M., Nagy, E., Szurkos, G., Síkhegyi, F., Budai, T., Marsi, I., Gyalog, L., Ivancsics, I., Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Nagy, A., Vass, D. a Vozár, J., 1998: Surface geological map, 1 : 100 000. Atlas of Danube Region Enviroment. Geology program (DANREG). Budapest, Mag. áll. földt. Intéz.

Császár, G. (ed.), 2000: Danube region environmental geology programme DANREG. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 142, 4.

Č

Čech, F. et al., 1983: Ročná správa o výsledkoch prác vykonaných v roku 1983. Správa za vedľajšiu hospodársku činnosť 18/1982. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
Čechová, A. a Pospiechová, O., 1987: Hydrogeologické pomery Malých Karpát – územie Veľkej Bratislavy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 71 s.
Čechovič, V., 1948: Výskyty barytu na okolí Smoleníc a Neštichu v Malých Karpatoch. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 17, 59 – 71.
Čejchanová, A., Beneš, J., Kačiarová, E., Čoupek, P., Fiferna, P., Káčer, Š. a Tomas, R., 2004: Geologické mapy Evropy (1780 – 1918) se zaměřením na území České republiky a Slovenské republiky. Praha, Česká geol. služba.
Černyšev, J., Cambel, B. a Koděra, M., 1984: Lead isotopes in Galena of the West Carpathians. Geol.Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 307 – 328.
Čillík, I., Sobolič, P. a Žákovský, R., 1959: Niekoľko poznámok k tektonike pezinsko-perneckého kryštalinika. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 15, 43 – 64.
Činčura, J., 1987: Climate dynamics in the beginning of neoid geomorphologic stage in the West Carpathian Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 38, 5, 601 – 614.
Činčura, J., 1988: Epiquasiplatform features of the Central West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 39, 5, 577 – 587.
Činčura, J., 1990: Characteristic features of paleoalpine and epipaleoalpine landmass of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 1, 29 – 38.
Činčura, J., 1994: About the age of paleokarst plateaux of Plavecký Karst, Malé Karpaty Mts. Slov. Kras (Martin), 32, 47 – 49.
Činčura, J., Gross, P. a Köhler, E., 1991: Dôkazy paleokrasu kriedovo-paleocénneho veku v Malých Karpatoch. Slov. Kras (Martin), 29, 69 – 81.
Čorná, O. a Ilavská, Ž., 1962: Nález permských sporomorf v Malých Karpatoch. Geol. Sbor. (Bratislava), XIII, 2, 187 – 197.
Čorná, O., 1968: Some spores and pollen from Aptian – Albian of West Carpathians. Geol. Sbor. (Bratislava), 19, 225 – 254.

D

Danišík, M., Dunkl, I., Putiš, M., Frisch, W. a Kráľ, J., 2004: Tertiary burial and exhumation history of basement highs along the NW margin of the Pannonian Basin – an apatite fission track study. Aust. J. Earth Sci., 95/96 (2002/03), 60 – 70.
Dlugi, A. a Svoboda, S., 1958: Příspěvek k biostratigrafické charakteristice neogénu západní části Malé dunajské nížiny. In: Dlugi, A., Fischer, J., Homola, V., Janák, J., Mořkovský, M., Slavík, J., Svoboda, S., Šmeral, J. a Uhman, J.: Opěrná vrtba Báhoň-1 v západní části Malé dunajské nížiny. Práce Úst. naft. Výzk. (Brno), 12, 43, 41 – 58.
Dovina, V., 1979: Príspevok k poznaniu banských vôd v kryštaliniku Malých Karpát. Zborník VIII. hydrogeologické konferenceČSMG. Praha, Geoindustria.
Dovina, V., Vrana, K. a Bodiš, D., 1983: Základné poznatky o banských vodách v kryštaliniku Malých Karpát. In: Hydrogeol. ročenky 1980 – 1981. Praha, Čes. geol. úrad.
Drábik, A., Ďungelová, H. a Čellár, S., 1985: Borinka – vyhľadávací hydrogeologický prieskum, účel: overiť geologicko-litologické a hydrogeologické pomery v okolí hospodárskeho dvora Alkušov dvor – Borinka. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 7 s.
Drábik, A., Klaučo, S., Fülle, D. a Čelár, S., 1984: Stupava – doplňujúci vodný zdroj. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Dyda, M., 1979: Metamorphic grade and packing index of coexisting garnet from Malé Karpaty Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 30, 2.
Dyda, M., 1999: Tatric basement fragmentation in the Malé Karpaty Mts. (reaction extent, P-T and garnet CSD data). Geol. carpath. (Bratislava). 50, spec. Iss., 95 – 97.

E

Elečko, M. a Vass, D., 2001: Litostratigrafické jednotky usadenín sarmatského veku vo Viedenskej panve. Miner. slov. (Bratislava), 33, 1, 1 – 6.
Elečko, M. (ed.), Maglay, J., Pristaš, J., Fordinál, K., Nagy, A., Konečný, V., Šimon, L., Potfaj, M., Gross, P., Salaj, J., Polák, M., Mello, J., Havrila, M., Ivanička, J., Buček, S., Olšavský, M., Kohút, M., Kováčik, M., Bezák, V., Vozárová, A., Hók, J., Broska, I. a Madarás, J., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky, mapový list 35-Trnava. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Elečko, M. (ed.), Polák, M., Fordinál, K., Bezák, V., Ivanička, J., Mello, J., Konečný, V., Šimon, L., Nagy, A., Potfaj, M., Maglay, J., Broska I., Buček, S., Gross, P., Havrila, M., Hók, J., Kohút, M., Kováčik, M., Madarás, J., Olšavský, M., Pristaš, J., Salaj J. a Vozárová, A., 2006: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 200 000, list 35 (Trnava). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

F

Fejdiová, O., 1971: Sedimentary petrology of the Lower Triassic quartzites of the Vysoké Tatry and Malé Karpaty envelope unit. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 22, 49 – 77.
Fejfar, O. a Sabol, M., 2002: Miocene fauna of micromammals from the Bonanza locality (Devínska Nová Ves, SW Slovakia). In: Michalík, J., Hudáčková, N., Chalupová, B. a Starek, D. (ed.), 2002: Paleogeographical, Paleoecological, Paleoclimatical Development of Central Europe, Abstract Book. Bratislava, Inst. Geol. Slovak Acad. Sci., 51 – 53.
Fichtel, J. E., 1780: Phisikalisch-metallurgische Abhandlung über die Gebirge und Bergwerke in Ungarn. Berlin und Stettin.
Finger, F., Broska, I., Haunschmid, B., Hraško, Ľ., Kohút, M., Krenn, E., Petrík, I., Riegler, G. a Uher, P., 2003: Electron-microprobe dating of monazites from Western Carpathian basement granitoids: plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. Int. J. Earth Sci., 92, 86 – 98.

Foetterle, F., 1853: Geologische Aufnahme im nordwestlichen Ungarn. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 4, 4, 850 – 851.
Fordinál, K. (ed.), Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšavský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1: 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Fordinál, K. (ed.), Maglay, J., Plašienka, D., Potfaj, M., Buček, S., Bezák, V., Broska, I. a Olšavký, M., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky, mapový list 34-Malacky. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Fordinál, K., Baráth, I., Šimon, L., Kohút, M., Nagy, A. a Kučerová, J., 2010: Nové poznatky o devínskonovoveskom súvrství (Viedenská panva, Slovensko). Geol. výzk. Mor. Slez. (Brno), 32 – 34.
Fordinál, K., Maglay, J., Plašienka, D., Buček, S., Potfaj, M., Kováčik, M., Bezák, V. a Broska, I., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 200 000, list 34 (Malacky). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Fordinál, K., Zlinská, A. a Halásová, E., 2002: Fauna and nannoflora of Badenian sediments in the Stupava HGP-3 borehole (Slovak part of the Vienna Basin). In: Michalík, J., Hudáčková, N., Chalupová, B. a Starek, D. (ed.), 2002: Paleogeographical, Paleoecological, Paleoclimatical Development of Central Europe, Abstract Book, 5 – 7th June 2002. Bratislava, Inst. Geol. Slovak Acad. Sci., 53 – 54.
Fordinál, K., Zlinská, A. a Siráňová, Z., 2006: Petrografická charakteristika a fauna skalického súvrstvia (sarmat) západného okraja Malých Karpát (Sološnica, Prievaly). Miner. slov. (Bratislava), 38, 1, 49 – 59.
Fordinál, K., Zlinská, A., Halásová, E., Slamková, M. a Brzobohatý, R., 2003: Stratigrafia bádenských sedimentov okolia Stupavy (Viedenská panva, Slovensko) a rekonštrukcia paleoekologických pomerov. Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. – Tech. univ., Ř. horn.-geol. (Ostrava), XLIX, 4. Paleont. seminář Ostrava 17. – 18. 6. 2003, Ostrava, 90 – 92.
Franke, W., 1992: Phanerozoic structures and events in Central Europe. In: Blundel, D., Freeman, R. a Mueller, S. (eds.): A continent revealed. The European geotraverse. Cambridge Univ. Press, 164 – 180.
Franke, W., Dallmeyer, R. D. a Weber, K., 1995: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. XI. Geodynamic evolution. In: Dallmeyer, R. D., Franke, W. a Weber, K. (eds.): Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. Springer-Verlag, 579 – 593.
Fuchs, Th., 1866: Die Tertiärablagerungen in der Umgebung von Pressburg und Hainburg. III. Teil von F. Karrer und Th. Fuchs: Geolog. Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 18, 276.
Fusán, O., Ibrmajer, I., Plančár, J., Slávik, J. a Smíšek, J., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 15, 173.

G

Gašparik, J., 1965: Správa o orientačnom vrte TRSTÍN-1, okres Trnava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gašpariková, V., 1988: Vápnitý nanoplanktón z podložia Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 117 – 127.
Gašpariková, V., Žecová, K. a Kullmanová, A., 1992: Doplnky k stratigrafii karbonátových brekcií typu Kržľa v Malých Karpatoch. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 96, 59 – 61.
Gavora, S. a Žákovský, R., 1958: Záverečná správa o prieskume na lokalite Pezinok – Čertov kopec – Py (III. rudný ťah). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 70 s.
Gaździcki, A. a Michalík, J., 1980: Uppermost Triassic sequences of the Choč-nappe (Hronic) in the West Carpathians of Slovakia and Poland. Acta geol. pol. (Warszawa), 30, 1, 61 – 67.
Granier, B. a Grgasović, T., 2000: Les Algues Dasycladales du Permien et du Trias – Nouvelle tentative d´inventaire bibliographique, géographique et stratigraphique. Geol. Croat. (Zagreb), 53, 1, 1 – 197.
Grecula, P., Bartalský, J., Cambel, B., Herčko, I., Kaličiak, M., Matula, M., Melioris, L., Polakovič, D., Slavkay, M., Sombathy, L. a Šefara, J., 2002: História geológie na Slovensku. Zv. 1. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 748 s.
Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den Benachbarten Molasse-Anteilen. Öl u. Kohle (Berlin), 37, 595 – 602.
Gross, P., 2008: Litostratigrafia Západných karpát: Paleogén – podtatranská skupina. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 77 s.
Gross, P. a Köhler, E., 1989: Nové poznatky o paleogénnych sedimentoch Malých Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 90, 23 – 41.
Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81, 103 – 117.
Gross, P., Köhler, E. a Peterčáková, M., 1986: Paleogénne sedimenty Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gümbel, C. W., 1872: Die sogenannten Nulliporen (Lithothamnium und Dactylopora) und ihre Betheiligung an der Zusammensetzung der Kalkgesteine. II. Th.: Die Nulliporen des Tierreichs (Dactyloporideae) nebst Nachtrag zum ersten Theile. Abh. Bayer. Akad. Wiss., II. Kl. (München), XI, I, 231 – 290.
Gümbel, C. W., 1874: Über neue Gyroporellen aus dem Gailthaler Gebirge. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 79 – 80.
Gümbel, C. W., 1878: Beitrage zur geologischen Kenntnis der Karpathen. Verh. Geol. Reichstanst. (Wien).

H

Hacura, A., Maheľ, M., Marko, F., Miklóš, J., Plašienka, D., Planderová, E. a Reháková, D., 1987: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu MKM-6. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, 87 s.
Halouzka, R. a Minaříková, D., 1977: Stratigraphic correlation of Pleistocene deposits of the river Danube in the Vienna and Komárno Basin. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha), 11, 7 – 55.
Hanas, P. a Šefara, J., 1992: Prognózne zdroje nerastných surovín Malé Karpaty. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 57 s.
Hanas, P., Januš, J., Mihálik, F. a Stupák, J., 1992: Pezinok – Trojárová, Sb, VP. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 143 s.
Hanas, P., Mokráš, L. a Stupák, J., 1995: Pezinok – Trojárová II., banský prieskum Sb, Au rudy. Záver. správa a výpočet zásob, VP, stav k 31. 8. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 104 s.
Hanzel, V. a Vrana, K., 1997: Krasovo-puklinové vody Borinského krasu – ich chemické zloženie a ochrana. Podzemná voda (Bratislava), III, 1/1997, 24 – 37.

Hanzel, V., Kullman, E., Dovina, V., Franko, O., Škvarka, L. a Vrana, K., 1984: Podzemné vody Slovenska a prognózy ich využitia. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 763 s.
Hanzel, V., Vrana, K. a Čimborová, S., 1993: Podzemné vody západných svahov Devínskych a Pezinských Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Hanzel, V., Vrana, K., Švasta, J., Kohút, M., Nagy, A., Maglay, J., Bujnovský, A. a Malík, P., 1999: Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa Pezinských Karpát v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 179 s.
Harzhauser, M. a Piller, W. E., 2004: Integrated stratigraphy of Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. Stratigraphy, 1, 1, 65 – 86.
Hauer, F., 1869: I. Geologische Uebersichtskarte der österreichisch Monarchie. Blatt I. und Blatt II. Böhmen. Jb. K-Kön. geol. Reichsanst (Wien), XIX, 1 – 58.
Hauer, F., 1872: Geologische Übersichtskarte der österreichischen-ungarischen Monarchie. Blatt IX, XI und XII. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XXII, 2, 149 – 228.
Havrila, M., 1993: Výskum panvových a svahových sedimentov bielovážskej sukcesie a paleogeografia hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 49.
Havrila, M., 1993: Contribution to solution of paleogeography of the Hronicum sedimentation area. Abstract of papers, 8th meeting of the Association of European Geological Societas, Budapest, 22 s.
Havrila, M., 2004: Tektogenéza mezozoických panví Západných Karpát – Hronikum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 151.
Havrila, M., 2008: Hronicum. In: Kohút, M., Plašienka, D., Putiš, M., Ivan, P., Méres, Š., Havrila, M., Uher P. a Michalík, J., 2008: Structure of the „core mountains" of western Slovakia (Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.). In: Németh, Z. a Plašienka, D. (eds): Proceedings and Excursion Guide of SlovTec 08. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 174 – 178.
Havrila, M. a Boorová, D., 2002: Stop 5.2: Liptovské Matiašovce – profile in the road cut. Pre Congress excursion A. In: Vozár, J., Vojtko, R. a Slíva, Ľ. (eds.): Guide to Geological Excursions. XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, Slovak Republik. Geol. carpath. (Bratislava), 53, spec. iss., 35 – 38, fig. A9, A10.
Havrila, M., Buček, S., Maglay, J., Boorová, D., Vaněková, H., Zlinská, A., Žecová, K. a Potfaj, M., 2004: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 list Pružina (35-221) a časť listu Valaská Belá (35-223). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Häusler, H., Plašienka, D. a Polák, M., 1993: Comparison of Mesozoic successions of the Central Eastern Alps and the Central Western Carpathians. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 136, 715 – 739.
Hlavatý, Z. a Modlitbová, O., 1968: Bratislava-Lamač – Záhorská Bystrica – vyhľadávací hydrogeologický prieskum, účel: posúdiť možnosť získať podzemnú vodu pre zásobovacie účely. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 10 s.
Hohenegger, J. a Lein, R., 1977: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg – Nordostabfalles und ihre Foraminiferen – Fauna. Teil 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina). Mitt. Gesell. Geol. – u. Bergb.-Studenten Wien, 24, 203 – 261, 7 Abb., 5 Taf.
Holec, P. a Schlögl, J., 2000: Find of Trionyx rostratus Arth. in the Upper Badenian deposits of the Malé Karpaty Mts., Western Carpathians. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 6, 2 – 3, 106 – 109.
Holec, P. a Schlögl, J., 2004: Krokodíly zo stredného miocénu (vrchného bádenu) viedenskej panvy z lokality Sandberg, Slovensko. 5. paleontologická konferencia, Bratislava, jún 2004. Zborník abstraktov. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 45.
Holec, P., 2001: Miocénne drsnokožce a kostnaté ryby (Chondrichtyes et Osteichtyes, Vertebrata) z Viedenskej panvy pri Bratislave (Slovensko). Miner. slov. (Bratislava), 33, 2, 111 – 134.
Holéczyová, Z., Gazda, S., Hornung, O., Modlitbová, O. a Urbanec, J., 1968: Záhorská nížina – oblasť Cerová-Lieskové – Šajdíkove Humence, regionálny hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 129 s.
Homola, V., 1958: Lithologický a stratigrafický profil opěrné vrtby Báhoň-1. In: Dlugi, A., Fischer, J., Homola, V., Janák, J., Mořkovský, M., Slavík, J., Svoboda, S., Šmeral, J. a Uhman, J.: Opěrná vrtba Báhoň-1 v západní části Malé dunajské nížiny. Práce Úst. naft. Výzk. (Brno), 12, 43, 31 – 39.
Hörnes, M., 1856: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Abh. K.-kön. geol. Reichsanst (Wien), 3, 736 s.
Hörnes, M., 1870: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Abh. K.-kön. geol. Reichsanst. (Wien), 4, 279 s.
Horniš, J. a Priechodská, Z., 1979: Použitie ťažkých minerálov pri štúdiu sedimentárneho komplexu Žitného ostrova. Miner. slov. (Bratislava), 11, 6, 529 – 536.
Horniš, J., 1977: Správa o sedimentárno-petrografickom výskume kvartéru žitného ostrova. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Horniš, J., 1987: Sedimentárno-petrografický výskum kvartéru na území Veľkej Bratislavy (severná časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Horusitzky, H., 1909: Die geologishe Verhältnisse des südlichen Teiles der Kleinen Karpathen. Jahr. kgl. Ungar. geol. Anst, f. 1906, Budapest, 12 – 14.
Horusitzky, H., 1917: Pozsony környékének agrogeologyai viszonyai. Budapest.
Hovorka, D. a Spišiak, J., 1990: Litostratigrafické členenie produktov mezozoického vulkanizmu Západných Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 91, 75 – 89.
Hovorka, D., 2004: Lapily, akrečné lapily – dôsledok pohybu na svahu, alebo konkrécie v pyroklastikách hronika Malých Karpát? Miner. slov. (Bratislava), 36, 137 – 140.
Hovorka, D., Méres, Š. a Ivan, P., 1994: Pre-Alpine Western Carpathian basement complexes: lithology and geodynamic setting. Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien), 86, 33 – 44.
Hraško, Ľ., Bezák, V. a Klinec, A., 1981: Geologicko-tektonická štúdia PVE Devínsky zlom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Hrnčár, A., 1993: Regionálne štúdie nerastných surovín okresov SR, M = 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.
Hromádka, J., 1929: Průlom Dunajský a půda Bratislavy. Vlast. sbor. okr. Bratislavského III, Bratislava, 161 – 213.
Hromádka, J., 1935: Zeměpis okresu Bratislavského a Malackého. Vlastived. Sbor. Okr. bratislav. malack. (Bratislava), II, 111 s.
Hromádka, J., 1943: Všeobecný zeměpis Slovenska. Slovenská vlastiveda 1. Bratislava, 81 – 332.
Hromec, J., 1961: Zpráva o štruktúrnom prieskume oblasti Bohdanovce – Špačince za rok 1959 – 1960. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Hromec, J., 1962: Zpráva o štruktúrnom prieskume katloveckej hráste a širšieho okolia za rok 1961. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Hrouda, F. a Hanák, J., 1982: Magnetická anizotropie vnitřních Karpat. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 83 s.
http://uzemia.enviroportal.sk/

Hudáčková, N. a Kováč, M., 1993: Zmeny sedimentačného prostredia východnej časti Viedenskej panvy vo vrchnom bádene a sarmate. Miner. slov. (Bratislava), 25, 3, 202 – 210.
Hýroššová, E., Modlitba, I. a Drobáň, V., 1967: Devín – Sedláčkov ostrov – hydrogeologický prieskum, účel: zaistenie vodného zdroja. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 16 s.

CH

Chalupová, B., 2003: Miocénna rybia fauna z okolia Devínskej Novej Vsi. Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. – Tech. univ. (Ostrava), Ř. horn.-geol., XLIX, 4. Paleontologický seminář Ostrava 17. – 18. 6. 2003. Ostrava, 93 – 94.
Chovan, M., Háber, M., Jeleň, S. a Rojkovič, I., 1994: Ore textures in the Western Carpathians. Bratislava, Slovak Academic Press, 219 s.

I

Ilavský, J., 1980: Regularities of spatial distribution of antimony ore mineralozation in West Carpathians. In: Antimónové rudy Československa, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 31 – 46.
Ivan, P., Méres, Š. a Pin, C., 2007: Pre-Variscan oceanic crust in the Tatric Unit of the Western Carpathians: geochemical and Nd isotope evidence. Abstract. Géol. France, 2, 107.
Ivan, P. a Méres, Š., 2006: Litostratigrafické členenie a pôvod staropaleozoickej časti kryštalinika Malých Karpát – nový pohľad na základe výsledkov geochemického výskumu. Miner. slov. (Bratislava), 38, 165 – 186.
Ivan, P. a Méres, Š., 1996: Litostratigrafické členenie a pôvod staropaleozoickej časti kryštalinika Malých Karpát – nový pohľad na základe výsledkov geochemického výskumu. Miner. slov. (Bratislava), 38, 165 – 179.
Ivan, P., Méres, Š., Putiš, M. a Kohút, M., 2001: Early Paleozoic metabasalts and metasedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians): Evidence for rift basin and ancient oceanic crust. Geol. carpath. (Bratislava), 52, 67 – 78.
Ivanička, J., Havrila, M., Kohút, M. (eds.), Olšavský, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Scherer, S. a Zuberec, J., 2006: Vysvetlivky ku geologickej mape Považského Inovca a JV časti Trenčianskej kotliny 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 267 s.

J

Jablonský, J., 1988: Porubské súvrstvie, krieda. In: Samuel, O. (ed.) et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 3. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 47.
Jablonský, E., 1973: Triassische Sphinctozoen aus den Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 1, 107 – 111.
Jablonský, J., Michalík, J., Plašienka, D. a Soták, J., 1993: Sedimentary enviroments of the Solírov Formation and correlation with Lower Cretaceous turbidites in Central West Carpathians, Slovakia. Cretaceous Res., 14, 613 – 621.
Jalč, D., Sýkorová, K., Vrábeľ, J. a Halašová, R., 1989: Marianka – školské ihrisko, vyhľadávací hydrogeologický prieskum na zaistenie zdroja podzemnej vody pre potreby zásobovania obyvateľov obce pitnou vodou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Janáček, J., 1967: Stratigrafické poznatky v mladých sedimentoch centrálnej časti Podunajskej panvy. Dielčia záverečná správa za r. 1965 – 1966. Nové poznatky o tektonike centrálnej časti Podunajskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Jendraššák, E., 1980: Marianka – vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu – vrtu HM-1, účel: pre požiarne účely a ako zdroj pitnej vody. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 9 s.
Jendrejáková, O., 1973: Foraminiferen aus Dasycladaceen-Fazies der Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 1, 113 – 122.
Jendrejáková, O. a Pašová, J., 1989: Biostratigrafia triasových karbonátov na základe foraminifer a konodontov v sekvenciách Malých Karpát. In: Samuel, O. (ed.): Súčasné problémy a trendy v československej paleontológii, Ružbašská Miľava, 1988. Zborník z paleont. konferencie. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 13 – 20.
Jetel, J., 1985: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. Metodické příručky ÚÚG Praha, sv. 1, 147 s.

K

Kabina, P., Magdolen, S., Grófová, M., Januš, J. a Urban, V., 1985: Hradište pod Vrátnou - surovina: stavebný kameň, záverečná správa, vyhľadávací prieskum, stav k 20.6.1985. Manuskript, Geofond Bratislava, 74.
Kabina, P., Magdolen, S., Grófová, M., Januš, J. a Mokráš, L., 1987: Dechtice - Dolná Skalová, prehodnotenie zásob, surovina: vápenec na výrobu vápna pre pórobetón, vyhľadávací prieskum, stav k 13.6.1984. Manuskript, Geofond Bratislava, 62.
Kahan, Š., Šajgalík, J. a Mock, R., 1973: Die Verhältnisse des Areals der Burg Devín von dem Gesichtspunkt seiner Sanierung. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 26, 243 – 267.
Kamenický, J., 1968: Some problems of the West Carpathian Crystalline complex. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 19, 7 – 20.
Kantor, J., Ďurkovičová, J., Sládková, M. a Wiegerová, V., 1987: Rádiometrické datovanie niektorých horninových komplexov K/Ar metódou. In: Izotopový výskum petrogenetických procesov, II. časť. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kantor, J., Fordinál, K., Harčová, E., Rúčka, I. a Kovářová, A., 1992: Izotopové zloženie bádenských mäkkýšov z vrtu HGP-3 od Stupavy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Katyk, M., 1951: Stavebné hmoty Československej republiky, List Malacky (4658) – Slovensko. Slov. Geotechn. (Bratislava), 2.
Klinec, A., 1965: Styk malokarpatského mezozoika a kryštalinika na lokalite Cajlanská dolina, Borinka, Somár a Hliník. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kocák, A. a Němec, S., 1973: Příčné příkopy Českého masivu a možnost jejich pokračování do prostoru Vídeňské panve. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 61.
Koděra, M., Andrusovová-Vlčeková, G., Bélešová, O., Briatková, D., Dávidová, Š., Fejdiová, V., Hurai, V., Chovan, M., Nelišerová E. a Ženiš, P., 1989,1990: Topografická mineralógia Slovenska 1-3 zv. Veda Bratislava. 1590 s.
Kodym, O. a Matějka, A., 1923: Zpráva o geologii flyše v jihozápadním konci Bílých Karpat. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 3, 183 – 207.
Kodym, O. a Matějka, A., 1936: Geologická mapa 4658 3B. Manuskript. Praha, Geofond.

Kohút, M., Kotov, A. B., Salnikova, E. B., Kovach, V. P. a Savatenkov, V., 1999: Sr and Nd isotope geochemistry of Hercynian granitic rocks from the Western Carpathians – implications for granite genesis and crustal evolution. Geol. carpath. (Bratislava), 50, 477 – 487.

Kohút, M. a Nabelek, P. I., 2008: Geochemical and isotopic (Sr, Nd and O) constraints on sources for Variscan granites in the Western Carpathians – implications for crustal structure and tectonics. J. Geosci., 53, 247 – 261.

Kohút, M. (ed.), Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2008: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000; listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kohút, M., Plašienka, D., Putiš, M., Ivan, P., Méres, Š., Havrila, M., Uher P. a Michalík, J., 2008: Structure of the „core mountains" of western Slovakia (Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.). In: Németh, Z. a Plašienka, D. (eds): Proceedings and Excursion Guide of SlovTec 08. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 159 – 202.

Kohút, M., Uher, P., Putiš, M., Méres, Š., Ivan, P., Broska, I. a Kováčik, M., 2009: Kryštalinikum Malých Karpát – vývoj poznatkov od Mateja Bela po súčasnosť. In: Kohút, M. a Šimon, L. (eds): Spoločný geologický kongres Slovenskej a Českej geologickej spoločnosti. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 100 – 102.

Kohút, M., Uher, P., Putiš, M., Ondrejka, M., Sergeev, S., Larionov, A. a Paderin, I., 2009: SHRIMP U-Th-Pb zircon dating of the granitoid massifs in the Malé Karpaty Mountains (Western Carpathians): evidence of Meso-Hercynian successive S- to I-type granitic magmatism. Geol. Carpath. (Bratislava), 60, 5, 345 – 350.

Kohútová, I., 2008: Štruktúrna pozícia metamorfného komplexu v oblasti Veľkej a Malej Bane (Malé Karpaty). Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK, 52 s., 5 príl.

Kohútová, I., Gregorová, D. a Kohút, M., 2008: Štruktúra Veľkej a Malej Bane (kryštalinikum Malých Karpát) vo svetle nových poznatkov. Miner. slov., Geovestník (Bratislava), 40, 208 – 209.

Kohútová, I., Gregorová, D. a Kohút, M., 2009: The Veľká Baňa metamorphic complex – structural position within the Bratislava granitic massif of the Malé Karpaty Mts. CETeG meeting Pécs, Abstract Vol. 47.

Kochanová, M., 1957: Zpráva o predbežnom paleontologickom vyhodnotení lamelibranchiát mezozoika Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1961: Zpráva o biostratigrafickom vyhodnotení fauny lamelibranchiátov a gastropódov zo Strážovskej hornatiny, Nedzovského pohoria, Malých Karpát a Zvolenskej vrchoviny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1962: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamellibranchiatov a gastropódov na listoch Sološnica (M-43-131-C-b), Plavecký Mikuláš (M-33-131-B-c), Plavecké Podhradie (M-33-131-D-a). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1963: Bisotratigrafické vyhodnotenie fauny lamelibranchiátov a gastropodov na listoch M-35-131-B-d (Smolenice) a M-34-151-B-c (Plavecký Mikuláš). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1964a: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny bivalvií a gastropodov na listoch: Brezová pod Bradlom (M-34-132-A-a), Vrbové (M-33-132-A-b), Dechtice (M-33-152-A-c), Smolenice (M-33-131-B-d). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1964b: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamellibranchiátov a gastropodov mesozoika Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1964c: Správa o biostratigrafickom výskume mesozoika jadrových pohorí v Západných Karpatoch. Zpr. geol. Výsk. v roku 1963, Slovensko (Bratislava), 2, 74 – 76.

Kochanová, M., 1973: Biostratigrafický výskum bivalvií a gastropodov triasu a jury Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1979: Stratigrafia stredného a vrchného triasu pomocou bivalvií a gastropódov v Slovenskom krase a v niektorých pohoriach centrálnych Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1980a: Biostratigrafia a stratigrafická korelácia stredného triasu chočského príkrovu a gemerika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1980b: Systematika a paleoekológia lamellibranchiát triasu Západných Karpát, spodný trias. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1984: Indexové fosílie triasu Západných Karpát (lastúrniky a ulitníky). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M. a Maheľ, M., 1964: Biostratigrafické vyhodnotenie lamelibranchiátov a gastropodov z mezozoika Malých Karpát, záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 10 príl., 1 diel, 144 s.

Kochanová, M. a Michalík, J., 1986: Stratigraphy and macrofauna of the Zámostie limestones (Upper Pelsonian – Lower Illyrian) of the Choč nappe at the Southern Slopes of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 4, 501 – 531.

Kochanová, M., Peržel, M. a Salaj, J., 1967: Vorkommen der Rhaet-Gesteine inmitten der liassischen Kalk-Dolomitbrekzien der tatriden Hüllenserie in den Kleinen Karpaten. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 43, 207 – 208.

Kochanová, M. a Pevný, J., 1966: Zpráva o vyhodnotení fauny mlžov, bruchonožcov a ramenonožcov z triasu a jury Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M. a Pevný, J., 1982: Bivalves and brachiopods from Wetterstein limestones of Ostrý vrch (Malé Karpaty Mts.). Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 6, 7 – 40.

Kollárová-Andrusovová, V., 1961: Amonoidné hlavonožce z triasu Slovenska. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 12, 2, 203 – 260.

Kollárová-Andrusovová, V., 1967: Cephalopodenfaunen und Stratigraphie det Trias der Westkarpaten. Geol. Sbor. Geol. carpath. (Bratislava), 18, 2, 267 – 275.

Kollárová-Andrusovová, V. a Bystrický, J., 1974: Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten. In: "Die Stratigraphie der Alpin-mediterran. Trias". Symposium Wien 1973. Schr.-Reihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. (Wien), 2, 125 – 136.

Kolosváry, G., 1958a: Über Triasfauna aus ČSSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 13, 20 – 24.

Kolosváry, G., 1958b: Triaskorallen aus Kleinen Karpaten in der ČSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 13, 25 – 31.

Kolosváry, G., 1963: Triassische Korallen aus der ČSSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 30, 209 – 216.

Kolosváry, G., 1966: V. Angabe zur Kenntniss der Triaskorallen und der Begleitenden Fauna der ČSSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 38, 179 – 18.

Kolosváry, G., 1967: VI. Angabe zur kenntniss der Triaskorallen und der Begleitenden Fauna der ČSSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 43, 99 – 110.

Köhler, E., 1985: Postavenie paleogénu Bukovskej depresie a jej vzťah ku pribradlovému vývoju. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Köhler, E. a Borza, K., 1984: Oberkreide mit Orbitoiden in den Kleinen Karpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 2, 195 – 204.

Köhler, E. a Buček, S., 1991: Veterlínsky alebo veternícky? Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 93, 111 – 113.

Köhler, E. a Samuel, O., 1977: Postavenie Západných Karpát v chronostratigrafických a biostratigrafických trendoch európskeho paleocénu a eocénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 68, 195 – 242.
Korikovskij, S. P., Cambel, B., Boronichin, V. A., Putiš, M. a Miklóš, J., 1985: Fazovyje ravnovesija i geotermometrija metapelitovych rogovikov vokrug Modranskogo massiva (Malyje Karpaty). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 36, 51 – 74.
Korikovskij, S. P., Cambel, B., Miklóš, J. a Janák, M., 1984: Metamofizm kristallinikuma Malych Karpat: etapy, zonaľnosť, svjaz s granitoidami. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 437 – 462.
Koša, E., 1998: Lithostratigraphy and depositional environment of Lower – Middle Jurassic crinoidal limestone formations of the Vysoká Nappe Unit (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). Geol. Carpath. (Bratislava), 49, 329 – 339.
Koutek, J. a Zoubek, V., 1936a: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000, list Bratislava 4758. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 18, 92 s.
Koutek, J., 1936a: O nálezu nubeculariových vápenců v Československu. Příroda, 29, 222 – 223.
Koutek, J., 1936b: Sur la découverte des calcaires à Nubéculaires en Tchécoslovaquie. Compte Rendu Soc. Géol. France (Paris) 9, 151 – 153.
Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 202 s.
Kováč, P. a Havrila, M., 1998: Inner structure of the Hronicum. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 4, 4, 275 – 280, 7 obr.
Kováč, M., Kráľ, J., Márton, E., Plašienka, D. a Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. Geol. carpath. (Bratislava), 45, 83 – 96.
Kováč, M., Marko, F. a Baráth, I., 1988: Geologická dokumentácia hliniska na ložisku Sološnica-Hrabník. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
Kováč, M., Marko, F. Baráth, I. a Masaryk, P., 1992: Vplyv terciérneho vývoja na geologickú stavbu severnej časti Malých Karpát. In: Hamršmíd, B. (ed.): Nové výsledky v terciéru Západných Karpát (Sborník referátů z 10. konference o mladším terciéru, Brno, 27. – 28. 4. 1992). Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 15, 55 – 65.
Kováč, M., Michalík, J., Plašienka, D. a Putiš, M. (eds.) et al., 1991: Malé Karpaty Mts. – Geology of the Alpine-Carpathian junction. Quide to excursions. Smolenice 1991. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 82 s.
Kováč, M., Šutovská, K., Baráth, I. a Fordinál, K., 1992: Planinské súvrstvie – sedimenty otnansko-spodnokarpatského veku v severnej časti Malých Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 96, 47 – 50.
Kozakovič, M., 1984: Bratislava-Dúbravka – doplňujúci hydrogeologický prieskum, cieľ: overiť možnosť získať zdroj úžitkovej vody, ktorý bude využívaný počas výstavby areálu požiarnej zbrojnice a následne po ukončení stavebných prác pre prevádzkové účely – umývanie aut, polievanie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Krahulec, P., Uhliarik, J., Rebro, A. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska 2, Krenografia. Martin, Osveta, 1 034 s.
Kozur, H. a Mock, R., 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 2, 365 – 374.
Kráľ, J., 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 269 – 276.
Krásný, J., 1986: Klasifikace transmisivity a její použití. Geol. Průzk. (Praha), 28, 6, 177 – 179.
Kraus, I., Novomestská, D., Števušková, V. a Ševčík, J., 1991: Vyhodnotenie hydrogeologických prieskumných vrtoch HBM-1 a HOŽ na lokalitách Buková a Horné Orešany. Vodné zdroje, Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Krippel, E., 1965: Postglaciálny vývoj lesov Záhorskej nížiny. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.
Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. a Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. Bratislava, Comenius University Press, 324 s.
Kristan-Tollmann, E. a Peržel, M., 1966: Paleontologické vyhodnotenie triasových foraminifer z Malých Karpát a Veľkej Fatry. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Krystyn, L. a Tatzreiter, F., 1981: The Anisian – Ladinian Boundary. Subkomm. Triassic Stratigraphy, Sarajevo. Manuskript.
Krystyn, L., 1983: Das Epidaurus – Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten – Standartzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. Schr.-Reihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. (Wien), 5, 231 – 258.
Kubíny, D., 1978: Štruktúrno-tektonické črty borinského krasu. Slov. Kras (Martin), 16, 95 – 101.
Kullman, E., 1957: Záverečná správa o hydrogeologickom výskume mezozoika na liste generálnej mapy Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kullman, E., 1965: Vody západných svahov Malých Karpát a ich vplyv na režim a zásoby podzemných vôd Záhorskej nížiny. Kandidátska dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív SvF STU.
Kullman, E., 1980: Hydrogeológia kvartéru a najvyšších častí neogénu Záhorskej nížiny. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 2, 7 – 126.
Kullman, E., 1982: Podzemné krasové vody v okrajovom zlome Pezinských Karpát pri Trstíne. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 78, 207 – 216.
Kullman, E., 1984: Riešenie zvýšenia efektívnosti využívania puklinovo-krasových vôd z akumulovaných zásob podzemných vôd puklinovo-krasových hydrogeologických štruktúr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 68 s.
Kullman, E., 1990: Krasovo-puklinové vody. Karst-fissure waters. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 184 s.
Kullman, E., Banič, P., Květ, R., Móza, A. a Gazda, S., 1974: Základná hydrogeologická mapa ČSSR 1 : 200 000, list 34 Znojmo – slovenská časť. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 176 s.
Kullman, E., Gazda, S., Porubský, A., Jetel, J., Škvarka, L. a Franko, O., 1975: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Trnava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 308 s.
Kullman, E., Pospišil, P., Gazda, S. a Krippel, E., 1973: Základná hydrogeologická mapa ČSSR 1 : 200 000, list 44 Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 174 s.
Kullmanová, A., 1957: Sedimentárno-petrografický výskum mezozoických vápencov západnej časti Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kullmanová, A., 1965: Petrografický výskum silicitov v pelitickom súvrství melafýrovej série Malých Karpát. Zpr. geol. Výsk. v roku 1964 (Bratislava), 2, s. 55.
Kullmanová, A., 1971: Litofaciálny výskum devínskych a borinských karbonátických hornín v obalovej jednotke Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kullmanová, A., 1990: Addition to stratigraphy of Borinka limestone in the Hainburg mountains. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (eds): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Vienna, Fed. Geol. Surv. – Prague, Geol. Surv., 124 – 125.
Kullmanová, A. a Kochanová, M., 1973: Litologicko-petrografický a biofaciálny výskum triasu chočskej jednotky v Malých Karpatoch. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kullmanová, A. a Kochanová, M., 1975: Litologicko-petrografický a biofaciálny výskum vrchnotriasových vápencov chočskej jednotky v Malých Karpatoch (havranický príkrov). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kullmanová, A. a Vozár, J., 1964: Zpráva o petrografickom výskume na štruktúrnom vrte S-1, lokalita Lošonec. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kvitkovič, J. a Plančár, J., 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinnej geologickej stavbe Západných Karpát. Geogr. Čas. (Bratislava), 27, 4, 309 – 325.
Kvitkovič, J. a Plančár, J., 1977: Recent vertical movements of the Earth crust in relation to earthquakes and seizmic active faults in the Western Carpathians. Geogr. Čas. (Bratislava), 29, 3.
Kvitkovič, J. a Vanko, J., 1971: Štúdium súčasných pohybov zemskej kôry na Slovensku. Geogr. Čas. (Bratislava), 23, 2, 124 – 233.
Kvitkovič, J. a Vanko, J., 1990: Recentné vertikálne pohyby Západných Karpát pre epochu 1951 – 1976. Geogr. Čas. (Bratislava), 42, 4, 345 – 356.
Kvitkovič, J., 1993: Intenzita vertikálnych tektonických pohybov zemskej kôry v nižinách Slovenska v holocéne. Geogr. Čas. (Bratislava), 45, 2 – 3, 213 – 232.

L

Lacika, J., 1980: Geomorfologické pomery na styku pohoria a nížiny na príklade južnej časti Malých Karpát a priľahlých častí nížin. Dipl. práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
Lazar, P., 1986: Litostratigrafické štúdium paleogénu Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Lehotayová, R., 1977: New data on calcareous nannoflora in pelites of the brick-kiln at Devínska Nová Ves. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 2 – 3, 175 – 188.
Lehotayová, R., 1989: The calcareous Nannoplankton of Badenian deposits from the Borehole Devínska Nová Ves-1. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 13, 61 – 68.
Lehotský, R. 1992: Kras a pseudokras Devínskych Karpát. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Lintnerová, O., 1988: Geochemické štúdium karbonátových hornín z oblasti Malých Karpát predneogénneho podložia Viedenskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Lintnerová, O. a Hladíková, J., 1992: Distribution of stable O and C isotopes and microelements in Triassic limestones of the Veterlín Unit, The Malé Karpaty Mts.: Their diagenesis interpretation. Geol. carpath. (Bratislava), 43, 4, 203 – 212.
Lintnerová, O., Masaryk, P. a Martiny, E., 1988: Trace elements distribution in Triassic carbonates from Veterník and Havranica nappes (the Malé Karpaty Mts.). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 39, 3, 301 – 322.
Liška, M. a Cebecauer, I., 1977: Niekoľko poznámok ku krasovému fenoménu v okolí Borinky z hľadiska ochrany prírody. Čs. Ochr. Prír. (Bratislava), 17, 265 – 281.
Liška, M., 1982: Výskum Borinského krasu a jeho ochrana. Výsk. práce z ochr. prír. (Bratislava), 4, 3 – 73.
Lobitzer, H., Mandl, G. W., Mazzullo, S. a Mello, J., 1990: Comparative study of Wetterstein carbonate platforms of the easternmost Northern Calcareous Alps and West Carpathian Mountains: Preliminary results. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Festive Volume, Vienna – Prague, 136 – 158.
Lóczy, L. ml., 1915: Földtani megfigyelések az északnyugati Kárpátokban 1915 nyárán. Magy. áll. földt. intéz. évi Jelent. (Budapest).
Lóczy, L. ml., 1915: Die geologischen Verhältnisse der gegenden zwischen Vágujhely, Oszombat und Jáblanc in den Nordwestkarpathen. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), I, 157 – 234.
Lóczy L. ml., 1917: Geologische Beobachtungen in den Nordwestkarpathen im Sommer 1915. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 1915, I, 130 – 141.
Lugeon, M., 1902: Analogie entre les Carpathes et les Alpes. C. R. Acad. Sci. (Paris).
Lugeon, M., 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l`origine des klippes des Carpathes. Bull. Lab. de Géol. Minéral. Géophys. Mus. géol. Univ. (Lausanne), 4, 1 – 51.
Lukniš, M. a Mazúr, E., 1959: Geomorfologické regióny Žitného ostrova. Geogr. Čas. (Bratislava), 11, 3, 161 – 206.
Lukniš, M., 1955: Zpráva o geomorfologickom a kvartérno-geologickom výskume Malých Karpát (dolina Vydrice). Geogr. Čas. (Bratislava), 7, 3 – 4, 214 – 226.
Lukniš, M., 1957: Geografická poloha Bratislavy. In: Bratislava (sprievodca). Bratislava, Vyd. Šport, 103 – 118.
Lukniš, M., 1964: Pozostatky starších povrchov zarovnávania reliéfu v Československých Karpatoch. Geogr. Čas. (Bratislava), 16, 3, 289 – 296.
Ľuptovčiak, L., 1962: Chočská jednotka v Bielom pohorí Malých Karpát. Diplom. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

M

Macko, J. a Rak, D., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list mapy: M-33-132-B (Devínska Nová Ves). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Macko, J. a Rak, D., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list mapy: M-33-132-A (Vrbové). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Macko, J., Rak, D. a Mikoláš, S., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list mapy: M-33-131-B (Jablonica). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 7 s.
Maglay, J. (ed.), Pristaš, J., Fordinál, K., Nagy, A., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Broska, I. a Buček, S., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky, mapový list 44 – Bratislava. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Maglay, J., Baňacký, V., Halouzka, R., Horniš, J. a Pristaš, J., 1993: Geodynamický vývoj regiónov Slovenska v období vrchný pliocén – kvartér. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 43 s.
Maglay, J., Fordinál, K., Pristaš, J., Nagy, A., Plašienka, D., Buček, S., Bezák, V., Kohút, M., Broska, I. a Hók, J., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 200 000, list 44 (Bratislava). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Maglay, J., Halouzka, R., Baňacký, V., Pristaš, J. a Janočko, J., 1999a: Neotektonická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000. Bratislava, GS SR.
Maglay, J., Halouzka, R., Baňacký, V., Pristaš, J., Janočko, J. a Hók, J., 1999b: Vysvetlivky k neotektonickej mape Slovenska v mierke 1 : 500 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Maglay, J., Pristaš, J., Nagy, A., Fordinál, K., Elečko, M., Buček, S., Havrila, M., Kováčik, M., Hók, J., Kernátsová, J., Baráth, I., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Malík, P., Zuberec, J., Klukanová, A., Ondrášik, M., Čurlík, J. a Šefčík, P., 2005: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 50 000, listy: 35-14 (Nové Mesto nad Váhom-časť), 35-31 (Senica-časť), 35-32 (Piešťany-časť), 35-44 (Malacky-časť), 35-33 (Trnava-časť), 35-34 (Hlohovec-časť), 44-22 (Bratislava-časť), 45-11 (Senec-časť), 45-12 (Galanta-časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Maheľ, M., 1952: K stratigrafii obalovej série Malých Karpát. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 3, 1 – 2, 203 – 212.

Maheľ, M., 1957: Stratigrafické a tektonické výsledky geologického výskumu mesozoika v strednej časti Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Maheľ, M., 1958: Rét chočskej jednotky v Malých Karpatoch. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 14, 5 – 8.

Maheľ, M., 1959a: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 61 – 81.

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

Maheľ, M., 1961a: Geologická stavba Malých Karpát. In: Sjazdový sprievodca XII. Sjazdu Čsl. Spol. pre min. a geol. Sekcia B – Mezozoikum. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 43 – 67, 80 – 82.

Maheľ, M., 1961b: Výsledky geologického výskumu Malých Karpát (južná a stredná časť) a v Strážovskej hornatine za rok 1960. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Maheľ, M., 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 21, 5 – 28.

Maheľ, M., 1961: Tektonik der Zentralen Westkarpaten. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 60, 11 – 50.

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

Maheľ, M., 1979: Nové tektonické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. In: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 105 – 128.

Maheľ, M., 1981: Island character of Klippen Belt; Vahicum – continuation of Southern Penninicum in West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 32, 293 – 305.

Maheľ, M., 1983: Beziehung Westkarpaten – Ostalpen, Position des Übergangs-Abschnittes – Devíner Karpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 34, 131 – 149.

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Časť 1 – Paleoalpínske jednotky. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 503 s.

Maheľ, M., 1987: The Malé Karpaty Mts. – constituent of the transitional segment between the Carpathians and Alps; important tectonic window of the Alpides. Miner. slov. (Bratislava), 19, 1 – 27.

Maheľ, M. a Buday, T. et al., 1968: Regional Geology of Czechoslovakia. Part II – The West Carpathians. Praha, Ústř. Úst. geol., 1 – 723.

Maheľ, M. a Cambel, B. (s použitím máp: Buday, T., Cambel, B., Halouzka, R., Maheľ, M., Matějka, A., Peržel, M., Sabol, A., Vozár, J.; s príspevkami: Hanáček, J., Janáček, J., Leško, B., Lukniš, M., Vass, D. a Žákovský, R., 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

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

Machmerová, E., Kadnár, R., Bím, M., Bajo, I. a Vrana, K., 1997: Kryštalinikum a mezozoikum JV časti Pezinských Karpát – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Hydrogeologický rajón MG 055 „Kryštalinikum a mezozoikum juhovýchodnej časti Pezinských Karpát“. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Malík, P., Rapant, S., Zakovič, M., Hanzel, V. a Marcin, D., 2003: Hydrogeologické pomery na základnej hydrogeologickej mape SR 1 : 200 000 – list 35 Trnava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 160 s.

Marcin, D. a Kullman, E., 1995: Vysvetlivky ku hydrogeologickej mape južnej časti Záhorskej (Borskej) nížiny v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 101 s.

Marko, F., 2002: Zlomy a ich úloha počas terciérnej evolúcie Západných Karpát (región ALCAPA – západ). Habilitačná práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.

Marko, F., Fodor, L. a Kováč, M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty. Miner. slov. (Bratislava), 23, 3, 189 – 200.

Marko, F. a Jureňa, V., 1999: Zlomová tektonika východného okraja Viedenskej panvy a hrastu Malých Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 31, 513 – 524.

Marko, F., Kováč, M., Fodor, L. a Šutovská, K., 1990: Deformácia a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát (Bukovská brázda, hrabnícke súvrstvie). Miner. slovaca. (Bratislava), 22, 5, 399 – 410.

Marko, F., Plašienka, D. a Fodor, L., 1995: Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the alpine-Carpathian transition zone: a review. Geol. carpath. (Bratislava), 46, 1, 19 – 27.

Marko, F. a Uher, P., 1992: Postintruzívna deformácia granitoidov južného okraja bratislavského masívu. Miner. slov. (Bratislava), 24, 367 – 379.

Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quarternary calcareous nannoplankton zonation. Proc. II. Planktonic Conference, Roma 1970, 2, Roma, 739 – 785.

Masaryk, P., 1988: Mikrofaciálna charakteristika triasových sekvencií vyšších príkrovov Bieleho pohoria Malých Karpát a ich korelácia s podložím Viedenskej panvy. Knih. Zem. Plyn Nafta, Miscellanea micropaleont. (Hodonín), 6a (1987), II, 1, 153 – 189.

Masaryk, P., 1990: Sedimentológia a mikrofácie triasových karbonátových hornín v severozápadnej časti Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Masaryk, P., 1993: Sedimentológia a litofácie sedimentov reiflinských intraplatformových depresií v centrálnych Západných Karpatoch. (Geodynamic model and diep structure of the West Carpathians). Bratislava, 31 – 38.

Masaryk, P., Lintnerová, O. a Michalík, J., 1993: Sedimentology, lithofacies and diagenesis of the sediments of the Reifling intraplatform basins in the Central Western Carpathians. Geol. carpath. (Bratislava), 44, 4, 233 – 249.

Masaryk, P., Puškárová, K. a Buček, S., 1984: Contribution to stratigraphy of the Reifling Limestones of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 2, 241 – 258.

Máška, M. a Zoubek, V., 1961: Tektonický vývoj západokarpatskej soustavy. In: Tektonický vývoj Československa. Praha, Vyd. ČSAV, 232 s.

Matte, Ph., 1986: Tectonics and Plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics (Amsterdam), 196, 309 – 337.

Matte, Ph., 1991: Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics (Amsterdam), 196, 309 – 337.

Matula, M., 1957: Stopy periglaciálnej klímy v oblasti južného úpätia Malých Karpát. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 8, 2, 323 – 334.

Matula, M., 1977: Regionálna inžinierska geológia Slovenska. Bratislava, Univ. Komenského, 154 s.

Mazúr, E. a Činčura, J., 1964: Príspevok k niektorým kvartérnym formám a útvarom so zvláštnym zreteľom na územie Slovenska. Geogr. Čas. (Bratislava), 1, 17 – 21.
Mazúr, E. a Jakál, J. (eds.) et al., 1980: Atlas SSR. Bratislava, Veda.
Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geogr. Čas. (Bratislava), 30, 2.
Mazúrová, V., 1972: Terasový systém Dunaja v Devínskej bráne. Manuskript. Bratislava, archív Slov. Akad. Vied.
Mazúrová, V., 1973: Príspevok k poznaniu Dunajských terás v Devínskej bráne. Geogr. Čas. (Bratislava), 25, 2, 112 – 121.
Mello, J., 1979: Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? Miner. slov. (Bratislava), 11, 3, 279 – 281.
Mello, J. (ed.), Potfaj, M., Teťák, F., Havrila, M., Rakús, M., Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Salaj, J., Maglay, J., Pristaš, J. a Fordinál, K., 2005: Geologická mapa Stredného Považia 1 : 50 0000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Mello, J. (ed.), Mello, J., Boorová, D., Buček, S., Filo, I., Fordinál, K., Havrila, Iglárová, Ľ., Kubeš, P., Liščák, P., Maglay, J., Marcin, D., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M.†, Rapant, S., Remšík, A., Salaj, J.†, Siráňová, Z., Teťák, F., Zuberec, J., Zlinská, A. a Žecová, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Stredného Považia 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 378 s.
Méres, Š., 2005: Major, trace element and REE geochemistry of metasedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians, Slovak Republic): Implications for sedimentary and metamorphic processes. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 11, 107 – 122.
Méres, Š., 2007: Geochémia metasedimentov vybraných pohorí Západných Karpát. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 1 – 172.
Michalík, J., 1984: Some remarks on development and structural interpretation of the northwestern part of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 4, 489 – 504.
Michalík, J., 1991: Lithostratigraphic and paleogeographic development of the Mesozoic sequences in the Malé Karpaty Mountains. In: Abstracts. International Conference Malé Karpaty Mts., Smolenice 1991.
Michalík, J., 1992: Sedimentology and facies of a storm-dominated Middle Triassic carbonate ramp (Vysoká Formation, Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). Geol. carpath. (Bratislava), 43, 4, 213 – 230.
Michalík, J., 1993: Tatric Early Jurassic brachiopod associations in the Malé Karpaty Mts., Slovakia. Abstrakte. Paläontologische Gesellschaft, 63. Jahrestagung, 21. – 26. September 1993 in Prag, 30 – 31.
Michalík, J., 1994: Notes on the paleography and papeotectonics of the Western Carpathian area during the Mesozoic. Mitt. Österr. geol. Gessell. (Wien), 86, 101 – 110.
Michalík, J., 1997: Tsunamites in a storm-dominated Anisian Carbonate Ramp (Vysoká Formation, Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). Geol. carpath. (Bratislava), 48, 4, 221 – 229.
Michalík, J., Lintnerová, O. a Masaryk, P., 1991: Middle Triassic storm-dominated carbonate ramp sedimentation in the Vysoká Nappe, Malé Karpaty Mountains. In: Abstracts. International Conference Malé Karpaty Mts., Smolenice 1991.
Michalík, J., Borza, K., Buček, S., Masaryk, P., Jendrejáková, O., Bystrický, J. a Köhler, E., 1986: Stratigrafia a stavba príkrovov Malých Karpát s ohľadom na vyjasnenie štruktúrnych anomalít v podloží Viedenskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Michalík, J., Jendrejáková, O., Papšová, J. a Masaryk, P., 1989a: Pelsonian-Illyrian transition beds: a herald of diversification of a shallow-marine carbonate ramp. In: XIV kongress. KBGA, Sofija 1989. Tezisy dokladov, 919 – 922.
Michalík, J., Masaryk, P., Jendrejáková, O. a Papšová, J., 1989b: Stratigraphy of Triassic (Anisian – Carnian) carbonates in western termination of Central Western Carpathians, Czechoslovakia. In: XIV kongress KBGA, Sofija 1989. Tezisy dokladov, 731 – 734.
Michalík, J., Masaryk, P., Lintnerová, O. , Soták, J., Jendrejáková, O., Papšová, J. a Buček, S., 1993: Facies, paleogeography and diagenetic evolution of the Ladinian/Carnian Veterlin reef complex, Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). Geol. carpath. (Bratislava), 44, 1, 17 – 34.
Michalík, J., Reháková, D. a Halásová, E., 1990: K stratigrafii hraničných jursko-kriedových súvrství v doline Hlboč (vysocká jednotka krížňanského príkrovu, Malé Karpaty). In: Biostratigrafické a sedimentologické studie v mezozoiku Českého masívu a Západních Karpat. Sborník (1. díl). Hodonín 1990, 183 – 204.
Michalík, J., Reháková, D. a Marko, F., 1992: Stratigrafia a tektonika spodnokriedovej vápencovej sekvencie v profile jaskyne Driny (vysocká jednotka, Malé Karpaty). Miner. slov. (Bratislava), 24, 3 – 4, 235 – 243.
Michalík, J., Reháková, D. a Soták, J., 1994: Environments and setting of the Jurassic/Lower Cretaceous succession in the Tatric area, Malé Karpaty Mts. Geol. carpath. (Bratislava), 45, 1, 45 – 56.
Michalík, J., Reháková, D. a Žítt, J., 1993: Upper Jurassic and Lower Cretaceous facies, microplankton and crinoids in the Kuchyňa Unit, Malé Karpaty Mts. Geol. carpath. (Bratislava), 44, 3, 161 – 176.
Mikoláš, S., Tabak, J. a Valko, P., 1975: Cajla, stavebný kameň, doplnok č. 1. Záver. správa a výpočet zásob, stav k 1. 12. 1975. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 62 s.
Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. Bratislava, SPN, 359 s.
Mišík, M., 1980: Miocene sinter crusts (speleothems) and calcrete deposits from neptunian dykes, Malé Karpaty Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 4, , 495 – 512.
Mišík, M., 1986: Petrographic-microfacial analysis of pebles and interpretation of sources areas of the Jablonica conglomerates (Lower Miocene of the NW margin of the Malé Karpaty Mts.). Geol Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 4, 405 – 418.
Mišík, M., 1986: Sedimentologisches und fazielles Studium der Trias und Lias der Devín-Entwicklung (Malé Karpaty). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 41, 67 – 91.
Mišík, M., 1987: The alga *Halicoryne carpatica* n. sp. from Upper Triassic of Western Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 38, 3, 285 – 293.
Mišík, M., 1995: Authigenic quartz crystals in the Mesozoic and Paleogene carbonate rocks of the Western Carpathians. Geol. carpath. (Bratislava), 46, 227 – 239.
Mišík, M., 1996: Silica spherulites and fossil silcretes in carbonate rocks of the Western Carpathians. Geol. carpath. (Bratislava), 47, 91 – 105.
Mišík, M., Gulička, J. a Urvichiarová, E., 1974: Devínska Kobyla. Geologické pomery, kvetena a fauna. Bratislava, Obzor, 102 s.
Mišík, M. a Jablonský, J., 1978: Spodnotriasové kremence a zlepence Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 33, 5 – 36.
Mišík, M. a Jablonský, J., 2000: Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: transport directions, source of clastics. Geol. carpath. (Bratislava), 51, 251 – 264.
Mišík, M., Mock, R. a Sýkora, M., 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 1, 27 – 69, 3 obr., 9 tab.
Mitter, P., 1983: Geomorfologická rajonizácia krasu Malých Karpát. Slov. Kras (Liptovský Mikuláš), XXI, 21, 3 – 34.
Molák, B. a Slavkay, M., 1995: Pasporty ložísk a výskytov nerastných surovín Malé a Čachtické Karpaty. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra , 110 s.

Molák, B., Slavkay, M., Plašienka, D. a Gragulák, M., 1995: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín Malé Karpaty (M = 1 : 100 000). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 50 s.
Mořkovský, M., 1956: Závěrečná zpráva strukturního průzkumu oblasti Láb pokleslá kra – Vysoká – Zohor – Lozorno. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Mořkovský, M., 1959: Zpráva o strukturním průzkumu z oblasti Zvončín, Špačince, Nižná v severozápadní části Malé dunajské nížiny provedeném v roce 1957 a 1958. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

N

Nagy, A., Baráth, I. a Ondrejíčková, A., 1993: Karloveské vrstvy – marginálne sedimenty sarmatu východného okraja Viedenskej panvy. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 97, 69 – 72.
Náhalka, A., Hasch, J. a Adamjak, M., 1994: Rohožník-Konopiská, sialitická surovina, Výpočet zásob a preklasifikácia ložiska. Ťažobný prieskum, stav k 10. 3. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 86 s.
Náhalka, A., Sandanus, M., Januš, J., Hasch, J., Masný, M. a Mokráš, L., 1989: Sološnica – Hrabník II., sialitická cementárska surovina, Predbežný prieskum, stav k 1. 9. 1988. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Nahálka, A. - Hasch, J. - Mokráš, L. - Vybíral, V. 1993: Sološnica - Hrabník II. - cementárska sialitická surovina, ťažobný prieskum, stav k 3.11.1993. Manuskript. Bratislava, Slovenská geológia, 105.
Němec, F., Jiříček, R., Kocák, A., Mayer, S., Hromec, J., Pěničková, M., Dvořáková, V., Brzobohatý, J., Pašiak, J., Peřina, J. a Bajglová, J., 1983: Závěrečná zpráva úkolu „Vyhledávací průzkum živic ve vídeňské pánvi“. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Némethyová, M., 1981: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HB-1 na lokalite Borinka, okres Bratislava-vidiek. Hydrogeologický prieskum, cieľ: získanie vodného zdroja pre Detské rekreačné stredisko. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 7 s.
Némethyová, M., Bukovská, E. a Tadanaiová, H., 1982: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu na lokalite Stupava-obaľovačka. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 9 s.
Neubauer, F. a von Raumer, J. F., 1993: The Alpine basement linkage between variscides and East-Mediterranean mountain belts. In: von Raumer, J. F. a Neubauer, F. (eds.): The pre-Mesozoic geology of the Alps. Berlin, Springer-Verlag, 641 – 663.
Nosko, V. a Gabčo, P., 1989: Netradičný speleologický prieskum geofyzikálnymi metódami na lokalite Limbašská vyvieračka. Slov. Kras (Martin), XXVII, 95 – 121.

O

Očenáš, D. a Varga, I., 1980: Kremité suroviny na výrobu ferosilícia na Slovensku. Štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Olšavský, M. a Demko, R., 2007: Mladšie paleozoikum Hronika na SV svahoch Nízkych Tatier. Čiastková záverečná správa geologickej úlohy Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 95.
Olšavský, M. a Šimo, V., 2007: Diplocraterion: výrazná ichnofaciálna črta spodnotriasových súvrství Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 39, 3, 173 – 184.
Olšavský, M., 2007: Stavba hronika na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier. Miner. slov. – Geovestník (Bratislava), 39, 4, 12.
Olšavský, M., 2008: Faciálna analýza malužinského súvrstvia a jeho geologická stavba na SV svahoch Nízkych Tatier. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, 1 – 196.
Olšavský, M., Kováčová, M. a Šimo, V., 2009: Permská makroflóra v sekvencii hronika Malých Karpát. In: Spoločný geologický kongres Českej a Slovenskej geologickej spoločnosti. Zborník abstraktov a exkurzný sprievodca. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 142.
Ondrejíčková, A., 1987: Mäkkýšové asociácie zo západnej časti „Veľkej Bratislavy“ a ich biostratigrafická interpretácia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Ott, E., 1967: Dasycladazeen (Kalkalgen) aus der nordalpinen Obertrias. Mitt. Bayer. St.-Samml. Paläont. hist. Geol. (München), 7, 205 – 226.
Ott, E., 1972a: Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (ägäis). Mitt. Gesell. Geol. – u. Bergb.-Sstudenten Wien, 21, 251 – 276.
Ott, E., 1972b: Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angelichung an die Ammoniten-Chronologie. Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart), 141, 81 – 115.

P

Paňáková, G., Solymosiová, E. a Kosťov, K., 1986: Stupava-strelnica Západoslovenských štátnych lesov, prieskum pre vodný zdroj, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 22 s.
Partsch, P., 1844: Erlänterde Bemerkungen zurKarte des Wiener Beckens und der Gebirge, die dasselbe ungeben. Wien 1844.
Paul, K. M., 1863: Aufnahmen in den kleinen Karpathen. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., Verh. (Wien, XIII, 3, 59 – 60.
Paul, K. M., 1864: Kalkgebirge der Kleinen Karpathen. Jb K.-Kön. geol. Reichsanst., Verh. (Wien), 14, 1, 12 – 14.
Pearce, J., Harris, N. B. W. a Tindle, A. G., 1984: Trace element discrimination of various granitoid series and related rocks. J. Volcanol. geotherm. Res. (Amsterdam – New York), 14, 169 – 186.
Perch-Nielsen, K., 1985: Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H. Saunders, J. B. a Perch-Nielsen, K. (eds.): Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, 427 – 554.
Peržel, M., 1964a: Geológia chočskej jednotky Bieleho pohoria Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Peržel, M., 1964b: Zpráva o geologickom výskume chočskej jednotky v Bielom pohorí Malých Karpát. Zpr. geol. Výsk. v r. 1963, Časť 2, Slovensko (Bratislava), 66 – 67.
Peržel, M., 1964c: Dokumentácia a lokalizácia prirodzených odkryvov k listom Plavecký Mikuláš (M-33-131-B-c), Smolenice (M-33-131-B-d), Plavecké Podhradie (M-33-131-D-a), Horné Orešany (M-33-131-D-b). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Peržel, M., 1964d: Dokumentácia a lokalizácia prirodzených odkryvov k listom Plavecký Mikuláš (M-33-131-B-c), Smolenice (M-33-131-B-d), Plavecké Podhradie (M-33-131-D-a), Horné Orešany (M-33-131-D-b). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Peržel, M., 1965a: Nové poznatky o vývine a stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. Zpr. geol. Výsk. v r. 1964, Časť 2 (Bratislava), 53 – 54.
Peržel, M., 1965b: Stratigrafia chočského príkrovu Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Peržel, M., 1966a: Nové poznatky o stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 38, 87 – 98.
Peržel, M., 1966b: Stratigraphie der Trias der Chočdecke des Biele Pohorie der Malé Karpaty. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 17, 1, 157 – 166.
Peterčáková, M., 1984: Calcareous nannoplankton of the Middle Eocene of the Malé Karpaty Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 2, 291 – 302.
Petrík, I. a Kohút, M., 1997: The Evolution of Granitoid Magmatism During the Hercynian Orogen in the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monogr., 235 – 252.
Pettko, J., 1856: Bericht über die geologische Aufhnahme des westlichen Theiles von Ungarn an der March. Arb. Geol. Gessell. Ung. (Pesth).
Pettko, J., 1856: Geologische Bau des niederungarischen Monten-Bezirkes. Verh. Ver. Naturkde (Presburg), I, 19 – 24.
Pevný, J., 1963: Brachiopódová fauna Západných Karpát. Zpráva z úkolu 01-A-2 za rok 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pevný, J., 1964a: Brachiopody severnej časti Malých Karpát. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 33, 157 – 172.
Pevný, J., 1964b: Náleziská brachiopódov v mezozoiku Západných Karpát. Zpr. geol. Výsk. v roku 1963, Časť 2, Slovensko (Bratislava), 72 – 74.
Pevný, J., 1966: Biostratigrafický výskum brachiopodov mesozoika Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pevný, J., 1971: Biostratigrafický výskum mlžov, bruchonožcov, ramenonožcov a hlavonožcov triasu, jury a kriedy Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pevný, J., 1975: Karnické brachiopody Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pevný, J., 1980: Stratigrafická korelácia brachiopodov, konodontov a holotúrií v strednom a vrchnom triase. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pevný, J., 1984: Indexové fosílie triasu Západných Karpát (ramenonožce). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Plašienka, D., 1987: Litologicko-sedimentologický a paleotektonický charakter borinskej jednotky v Malých Karpatoch. Miner. slov. (Bratislava), 19, 217 – 230.
Plašienka, D., 1990: Regionálne strižné a transpresné zóny v tatriku Malých Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 22, 55 – 62.
Plašienka, D., 1995: Passive and active margin history of the northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). Geol. Rdsch. (Stuttgart), 84, 748 – 760.
Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 127 s.
Plašienka, D., 2003: Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien), 94 (2001), 79 – 98.
Plašienka, D., 2005: The Borinka Unit (Malé Karpaty Mts, Western Carpathians): sedimentary and tectonic model of a clastics-dominated, rift-related Jurassic halfgraben. Tomy Jurajskie, 3, 129 – 130.
Plašienka, D., 2006: Geologická mapa borinskej jednotky v M 1 : 25 000, list 44-221 Stupava (časť) + vysvetlivky. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. paleont. PriF UK.
Plašienka, D., 2007: Geologická mapa borinskej jednotky v M 1 : 25 000, list 34-443 Jablonové, list 34-444 Modra-Harmónia, list 44-222 Pezinok, list 44-223 Záhorská Bystrica + vysvetlivky; Geologická mapa devínskej sukcesie v M 1 : 25 000, list 44-223 Záhorská Bystrica, list 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves + vysvetlivky. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. paleont. PriF UK.
Plašienka, D., 2008: Geologická mapa orešianskej, solírovskej a kadlubskej sukcesie v M 1 : 25 000, list 35-331 Smolenice, list 34-442 Sološnica, list 35-333 Častá, list 34-444 Modra-Harmónia, list 44-222 Pezinok + vysvetlivky. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. paleont. PriF UK.
Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. a Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. Geol. carpath. (Bratislava), 42, 4, 195 – 208.
Plašienka, D., Baráth, I., Gross, P., Nagy, A., Kohút, M. a Kováč, M., 1993: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Hovorka, D. a Kováč, M., 1997b. Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological Evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monogr., 1 – 24.
Plašienka, D., Havrila, M., Michalík, J., Putiš, M. a Reháková, D., 1997a: Nappe structure of the western part of the Central Carpathians. In: Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. a Elečko, M. (eds.), 1997: Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Internat. conf., Introduct. articl. exc. Bratislava, Geol. Survey Slov. Rep., D. Štúr Publ., 139 – 161.
Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. a Elečko, M. (eds.), 1997: Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Internat. conf., Introduct. articl. exc. Bratislava, Geol. Survey Slov. Rep., D. Štúr Publ., 139 – 161.
Plašienka, D., Korikovsky, S. P. a Hacura, A., 1993: Anchizonal Alpine metamorphism of Tatric cover sediments in the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). Geol. carpath. (Bratislava), 44, 365 – 371.
Plašienka, D. a Putiš, M., 1987: Geological structure of the Tatricum in the Malé Karpaty Mts. Guide to exc., internat. conf. "Structural development of the Carpathian-Balkan orogenic belt". Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 45 – 82.
Plašienka, D., Reháková, D., Michalík, J., Mikleová, J., Planderová, E. a Hacura, A., 1989: Tektonika a paleotektonika mezozoických komplexov tatrika Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, 374 s.
Polák, M. a Nagy, A., 1993: Vyhodnotenie hydrogeologického vrtu PKH-1 (Košarisko) a PKH-2 (Borinka). In: Hanzel., V., Vrana, K. a Čimborová, S., 1993: Podzemné vody západných svahov Devínskych a Pezinských Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Polák, R. a Tůmová, M., 1979: Borinka – vyvieračka Medené Hámre (správa o výsledkoch predbežného hydrogeologického prieskumu). Manuskript. Bratislava, archív VZ.
Polák, S., 1957: Mangánové rudy Malých Karpát. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 47, 37 – 84.
Polák, S., 1953: Malokarpatské pyritové a pyrotín - pyritové ložiská a ich genéza. Manuskript, ZSRP n. p. závod Pezinok, 17 s.
Polák, S., 1955: Pezinok, revír Augustín a Ryhovej štôlne. Správa o geologickom mapovaní v tesnom okolí pyritových ložísk Nádej a Augustín v roku 1954. Manuskript, ZSRP n. p. závod Pezinok.
Polák, S., 1971: Ložiská pyritov. Miner. slov. (Bratislava), 3, 12 – 13, 383 – 394.
Polák, S., 1974: Antimónové rudy Malých Karpát – nový pohľad na vyhľadávaciu problematiku. Geol. průzkum (Praha), 16, 8, 97 – 99.
Polák, S., 1987: K prognózam primárneho Au zrudnenia v pohorí Považský Inovec. Miner. slov. (Bratislava), 19, 1, 64 – 68.

Polák, S. a Hanas, P., 1981: O zlatníkovej aureole okolo antimónového zrudnenia Pezinok – Kolársky vrch. Miner. slov. (Bratislava), 13, 451 – 456.
Polák, S. a Mokráš, L., 1986: Pezinok – Sb, VP. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 222 s.
Polák, S. a Rak, D., 1982: O tzv. cajlanskom zlome v Malých Karpatoch. Miner. slov. (Bratislava), 14, 573 – 574.
Polák, S., Rak, D. a Hanas, P., 1985: Problémy a perspektívy antimónového zrudnenie v Malých Karpatoch. In: Možnosti využití tuzemských antimónových surovín. Praha, 40 – 48.
Polák, M., Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Maglay, J., Olšavský, M., Havrila, M., Buček, S., Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., Hraško, Ľ., Németh, Z., Malík, P., Liščák, P., Slavkay, M. a Kubeš, P., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Poller, U., Janák, M., Kohút, M. a Todt, W., 2000. Early Variscan magmatism in the Western Carpathians: U-Pb zircon data from granitoids and orthogneisses of the Tatra Mountains (Slovakia). Int. J. Earth Sci., 89, 336 – 349.
Pospíšil, P., Vass, D., Melioris, L. a Repka, T., 1978: Neotektonická stavba Žitného ostrova a priľahlého územia Podunajskej nížiny. Miner. slov. (Bratislava), 10, 5, 443 – 456.
Pospišil, P., Vybíral, V., Radčenko, I., Balga, J., Čarabová a Jendraššák, E., 1971: Hydrogeologický prieskum vodárenského ostrova Bratislava – Karlova Ves – Ostrov „Sihoť“, hydrogeologický prieskum. Vodné zdroje, Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 43 s.
Pristaš, J., Halouzka, R., Horniš, J., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Nagy, A., Vass, D. a Vozár, J., 1996: Povrchová geologická mapa (Podunajsko – Danreg) 1 : 100 000, M-33-143. In: Kováčik, M., Tkáčová, H., Caudt, J., Elečko, M., Halouzka, R., Hušták, J., Kubeš, P., Malík, P., Nagy, A., Petro, M., Pristaš, J., Rapant, S., Remšík, T., Šefara, J. a Vozár, J.: Podunajsko – Danreg. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 226 s.
Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Maglay, J., Konečný, V., Lexa, J., Nagy, A, Vass, D. a Vozár, J., 1992a: Povrchová mapa Podunajska 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Tkáčová, H. a Šefara, J., 1992b: Litogenetická mapa a mapa hrúbok kvartéru 1 : 100 000 – projekt DANREG. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pujalte, V., Baceta, J. I., Schmitz, B., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Bernaola, G., Appellaniz, E., Caballero, F., Robador, A., Serra-Kiel, J. a Tosquella, J., 2009b: Redefinition of the Ilerdian Stage (early Eocene). In: Pujalte, V., Payros, A. a Apellaniz, E. (eds.): Climate and Biota of the Early Paleogene: Recent advances and new perspectives. Geol. Acta (Barcelona), 7, 1 – 2, 177 – 194.
Pulec, M., 1989: Výskyt kryštalického grafitu v pararulách, granitoidoch, pegmatitoch a aplitoch kryštalinika Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 21, 53 – 37.
Putiš, M., 1986: Cataclastic metamorphism of metapelitic and metabasic rocks in the Malé Karpaty Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 225 – 243.
Putiš, M., 1987: Geológia a tektonika juhozápadnej a severnej časti kryštalinika Malých Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 19, 135 – 157.
Putiš, M., 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. Miner. slov. (Bratislava), 23, 459 – 473.
Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. Geol. carpath. (Bratislava), 43, 369 – 380.
Putiš, M., 1994: South Tatric-Veporic basement geology: Variscan nappe structures; Alpine thick-skinned and extensional tectonics in the Western Carpathians (eastern Low Tatra Mountains, northwestern Slovak Ore Mountains). Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien), 86 (1993), 83 – 99.
Putiš, M., Hrdlička, M. a Uher, P., 2004: Litológia a granitoidný magmatizmus staršieho paleozoika Malých Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 36, 183 – 194.

R

Radwanski, A., 1968: Tortonian Cliff Deposits at Záhorská Bystrica near Bratislava (Southern Slovakia). Bull. Acad. pol. Sci., Ser. Sci géol. geogr. (Varsovie), 16, 2, 97 – 102.
Rak D. a Mikoláš, S., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list M – 33 – 131 – B (Jablonica). Manuskript, archív ŠGÚDŠ Bratislava.
Rak, D. a Polák S., 1983: Malé Karpaty, Sb. Záv. správa, stav k 31. 5. 1983. Manuskript, Geofond Bratislava.
Rakús, M., 1994: Revision of ammonites from Marianka shales (Little Carpathians). Miner. slov. (Bratislava), 26, 118 – 125.
Repka, T., Hanzel, V., Hauskrecht, I., Jalč, D. a Králik, L., 1981: Posúdenie vplyvu ťažby kameňa v lome Trstín na podzemnú vodu, Slovenská vedecko-technická spoločnosť – Dom techniky Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Richarz, P. S., 1908: Die südlichen Teil der Kleinen Karpaten und die Hainburger Berge. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 58, 1 – 48.
Roniewicz, E. a Michalík, J., 1998: Rhaetian scleractinian corals in the West Carpathians. Geol. carpath. (Bratislava) 49, 6, 391 – 399.
Roniewicz, E. a. Michalík, J., 2002: Carnian corals from the Malé Karpaty Mountains, Western Carpathians, Slovakia. Geol. carpath. (Bratislava), 53, 3, 149 – 157.

S

Salaj, J. a Samuel, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 291.
Salaj, J., Borza, K. a Samuel, O., 1983. Triassic foraminifers of the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 213 s.
Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 9 – 181.
Samuel, O., 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 59, 285 – 298.
Samuel, O., Salaj, J. a Began, A., 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 6, 81 – 111.
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.
Schaffer, F., 1898: Der marine Thegel von Theben-Neudorf in Ungarn. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 47, 3, 533 – 548.
Schaffer, X., 1899: Die Fauna der Dachschiefer von Mariathal bei Pressburg. Jb. Geol. Reichanst. (Wien), 49.

Schaffer, F., 1908: Geologischer Führer f. Exk. im Inneralpinen Wienerbecken. T. II. Berlin, 157 s.
Schaleková, A., 1969: Zür näheren kenntnis der Corallinaceen im Leithakalk des Sandberges bei Devínska Nová Ves (Theben – Neudorf) in der Süddwestslowakei. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 18, 93 – 102.
Scherer, S., Malík, P. a Michalko, J., 1996: Hydrogeologický vrt TH-1 Trstín – posúdenie možnosti jeho využitia ako zdroja pitnej vody pre obec Trstín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 21 s.
Siblík, M., 1971: Rhynchonellidní ramenonožci anisu Slovenského krasu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 56, 163 – 184.
Siráňová, Z., 2007: Petrografické vyhodnotenie výbrusov zo Záhorskej nížiny (list 44-221 Stupava). In: Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Siráňová, Z., 2009: Petrografické vyhodnotenie výbrusov zo Záhorskej nížiny (listy 34-443 Jablonové a 34-444 Modra-Harmónia). In: Fordinál, K. (ed.), Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšavský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Sitár, V. a Kováčová-Slamková, M., 1999: Palaeobotanical and palynological study of the Upper Badenian sediments from the NE part of the Vienna Basin (locality Devínska Nová Ves). Acta Palaeobot. Suppl. 2, Proceedings 5th EPPC, 373 – 389.
Slávik, J., Bartalský, J., Buday, T., Bystrický, J., Čillík, I., Gašparík, J., Ilavská, Ž., Ilavský, J., Hano, V., Hrušković, S., Kantor, J., Polák, S., Porubský, A., Račický, M., Ťapák, M., Tkáčik, P. a Urban, K., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. ÚGÚ Praha, 510.
Slavkay, M., Gargulák, M., Chovan, M., Grecula, P. a Rojkovič, I., 1994: Variscan mineralization in the Alpine terranes of Western Carpathians. Int. conf., Sept. 25 – Oct. 2, 1994, Stará Lesná, 117 – 126.
Snopková, P., 1964: Zpráva o palynologickom výskume vzoriek z vrtu Lošonec v Malých Karpatoch. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Soták, J. a Lintnerová, O., 1994: Diagenesis of the Veterlín Reef Complex (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians): isotope geochemistry, cathodoluminiscence, and fluid inclusion data. Geol. carpath. (Bratislava), 45, 4, 239 – 254.
Stampfli, G. M., 1996: The Intra-Alpine terrain: A Paleothethyan remnant in the Alpine Variscides. Eclogae geol. Helv. (Basel), 89, 13 – 42.
STN 73 1001: Základová pôda pod plošnými základmi.
STN 73 3050: Zemné práce.
Stur, D., 1860: Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. K.-Kön geol. Reichsanst. (Wien), XI, 1, 1 – 135.

Š

Šarlayová, M. a Novomestská, D., 1982: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HDNV-1 na lokalite Devínska Nová Ves-pošta, hydrogeologický prieskum, cieľ: zabezpečiť zdroj úžitkovej vody. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 10 s.
Ščerbak, N. P., Bartnickij, E. N., Mickevič, N. Ju., Stepaňuk, L. M., Cambel, B. a Grecula, P., 1988: U-Pb radiometričeskoje opredelenie vozrasta zirkonov iz modranskogo granodiorita Malych Karpat i porfiroida nižnego paleozoja Spišsko-Gemerskogo Rudogorja (Zapadnyje Karpaty). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 39, 4, 427 – 436.
Šefara, J., Kováč, M., Plašienka, D. a Šujan, M., 1998: Seismogenic zones in the Eastern Alpine – Western Carpathian – Pannonian junction area. Geol. carpath. (Bratislava), 49, 247 – 260.
Šimon, L., Fordinál, K., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Kuchynský tuf – nález neovulkanitov v Záhorskej nížine. In: Kohút, M. a Šimon, L. (eds.): Spoločný geologický kongres Českej a slovenskej geologickej spoločnosti. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 175.
Šmída, B., 2008: Krasové jamy (závrty) Západných Karpát: štúdium ich morfológie a genézy. Písomná práca k dizertačnej skúške. Manuskript. Bratislava, Katedra fyzickej geografie a geoekológie, PriF UK, 113 s.
Špička, V., 1966b: Paleogeografie a tektogeneze Vídeňské pánve a příspěvek k její naftově geologické problematice. Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha), 76, 12, 3 – 118.
Špička, V., 1969: Rozbor mocnosti, rozšíření a vývoje neogénu v oblasti Vídeňské pánve. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 11, 128 – 156.
Švagrovský, J., 1971: Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 20, 7 – 473.
Švagrovský, J., 1978: Faciostratotypus: Devínska Nová Ves – Sandberg bei Bratislava. In: Papp, A., Cicha, I., Seneš, J. a Steininger, F. (eds.), 1978: Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. Bd. VI, M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 188 – 194.
Švagrovský, J., 1981: Lithofazielle Entwicklung und Molluskenfauna des oberen Badenians (Miozän, M4d) in dem Gebiet Bratislava--Devínska Nová Ves. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 7, 203 s.

T

Thenius, E., 1952: Die Säugetierfauna aus dem Torton von Neudorf a. d. March (ČSR). Neu Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart), 96, 27 – 136.
Toborffy, G., 1918: Vorläufiger Bericht über meine petrographischen Beobachtungen in den Kleinen Karpaten. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 1, 134 – 154.
Toborffy, Z., 1916: Elözetes jelentés a Kiskarpátok déli felében végzett földtani kiegészitö felvételrö. Magy. Kir. földt. Intéz. évi. Jelent. (Budapest), 1915-Röl., 104 – 119.
Tollmann, A., 1966: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 58 (1965), 103 – 207.
Tollmann, A., 1985: Geologie von Österreich, Bd. 2. Wien, Franz Deuticke, 711 s.
Tomašových, A., 1998: Bádenské mäkkýše z tehelne Devínska Nová Ves (Bratislava, Slovensko). Miner. slov. (Bratislava), 30, 5, 357 – 386.
Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R. a Koráb, T., 1987: Crustal profiles of active continental collision belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. Geophys. J. Roy. astron. Soc. (Oxford), 89, 383 – 388.

Toula, F., 1886: Ueber ein neues Vorkommen von Kalken der sarmatischen Stufe am Thebener Kogel. Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 16 404 – 405.
Toula, F., 1900: Über den marinen Tegel von Neudorf an der March. Verh. Ver. Natur- u. Heilkde (Presburg), 11 (20), 1 – 30.
Toula, F., 1901: Die sogenannten Grauwacken oder Liaskalke Theben Neudorf (Dévény Ujfalu). Verh. Ver. Naturkde (Presburg).
Tragelehn, H., 1996: Maastricht und Paläozän am Südrand der Nordlichen Kalkalpen (Niederösterreich, Steiermark) – Fazies, Stratigraphie, Paläogeographie und Fossilführung des „Kambühelkalkes“ und assoziertes Sedimente. Diss. Univ. Erlangen, Vol. I, VI+ 216, Vol. II, pls. 1 – 67.
Tragelehn, H., 2000: Die paläozäne flachmarine Gosau in Österreich – ein Ansatz zur bio- und sequenzstratigraphischen Gliederung. Mitt. Gesell. Geol. – u. Bergb. – Sstudenten Österr. (Wien), 43, 139.
Tulis, J. a Novotný, L., 1998: Zhodnotenie geologických prác na U rudy v mladšom paleozoiku hronika v severnej časti Nízkych Tatier a Kozích chrbtov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 144 s.

U

Uher, P., Petrík, I., Kohút, M. a Ambruž, J., 2001: Dioritic rocks of the Western Carpathians. In: Petrík, I., Kohút, M. a Broska, I. (Eds.): Granitic plutonism of the Western Carpathians: characteristics & evolution. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 39 – 43.
Uher, P., Žitňan, P. a Ozdín, D., 2007: Pegmatitic Nb-Ta oxide minerals in alluvial placers from Limbach, Bratislava massif, Western Carpathians, Slovakia: Compositional variations and evolutional trend. J. Geosci, 82, 133 – 141.
Uher, P., Kohút, M. a Putiš, M., 2011: Hercynian dioritic rocks of the Western Carpathians: tracers of crustal-mantle interactions. CETEg-2011 Meeting, Travaux géophysiques XL, 86.
Uhlig, V., 1897 – 1898: Die Geologie des Tatragebirges. I. Einleitung und stratigraphischer Teil. Denkschriften math.-naturwiss. Kl. K. Akad. Wiss. (Wien), LXIV, 519 – 561, 643 – 684.
Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. III. Teil von Bau und Bild Österreichs. Wien – Leipzig, Verlag Tempsky u. Freytag, 651 – 911.
Uhlig, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. (Wien), 116, 1, 871 – 982.
Urbánek, J., 1966: Malé Karpaty a priľahlá časť Podunajskej nížiny v oblasti Jur – Pezinok. Náuka o Zemi, Sér geogr. (Bratislava), 2, 1, 1 – 48.

V

Vaněková, H., 2007. Paleobotanika listu 44-221 (Stupava). In: Kohút M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vaňová, M., 1963: Grossforaminiferen von Sološnica. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 27, 131 – 141.
Vass, D. a Gašparik, J., 1978: Štúdia o pevných palivách v Západných Karpatoch (Slovensko). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vass, D. a Špička, V., 1970: Základný geologický výskum neogénu slovenskej časti Viedenskej panvy – Vysvetľujúci text ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: M-33-142-B-b (Zohor), M-33-143-A-a (Stupava), M-33-131-C-c (Jablonové) – časť neogén. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vass, D., 2002: 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., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Růžička, M. a Vaškovský, I., 1988a: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR, Mapa 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Vass, D., Nagy, A., Kohút, M. a Kraus, I., 1988b: Devínskonovoveské vrstvy: Hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji Viedenskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 20, 2, 109 – 122.
Vaškovský, I., 1986: Príspevok k tektonike územia „veľkej Bratislavy“. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 84, 141 – 156.
Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. a Vozár, J., 1984: Stručné vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 Veľká Bratislava-sever (prvý variant). Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 133 s.
Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. a Vozár, J., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Bratislavy a okolia 1 : 25 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. a Vozár, J., 1988: Geologická mapa Bratislavy a okolia 1 : 25 000. Bratislava, Slov. geol. úrad – Geol. Úst. D. Štúra.
Vecsei, A. a Moussavian, E., 1997: Paleocene reefs on the Maiella Platform Margin, Italy: an example of the effects of the Cretaceous/Tertiary boundary events on reefs and carbonate platforms. Facies (Erlangen), 36, 1, 123 – 139.
Vetters, H., 1904a: Die Kleinen Karpathen als geologisches Bindeglied zwischen Alpen und Karpathen. Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), Jahr. 1904, 5, 134 – 143.
Vetters, H., 1904b: Zur. Geolog. d. Kleinen-Karpaten. Beitr. Paläont. Österr.-Ungarns Orients (Wien), XVI, II, 65.
Vetters, H., 1908: Die Geologie des Zjargebirges in den ungarischen Karpathen. Mitt. Geol. Gessell. (Wien), 1, 381 – 382.
Vilinovič, V., 1981: Granitoids of the Malé Karpaty Mts.: Petrochemical classification and crystalization path. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 32, 4, 489 – 503.
Vilinovič, V. a Petrík, I., 1984: Petrogenetické modelovanie diferenciácie granitoidných magiem: kumulátový charakter modranských granitoidov. Acta Montana, 68, 205 – 224.
Vozár, J., 1964: Predbežná zpráva o petrografickom výskume melafýrov Malých Karpát. Zpr. geol. Výsk. v r. 1963 (Bratislava), 68 – 69.
Vozár, J., 1965: Petrograficko-geochemický výskum melafýrových hornín Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vozár, J., 1966a: Melafýrové pyroklastiká Malých Karpát. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 40, 87 – 92.
Vozár, J., 1966b: O výskyte melafýrov v mezozoiku krížňanskej jednotky Malých Karpát. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 39, 184 – 185.
Vozár, J., 1967: Petrografická charakteristika melafýrov Malých Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 41, 153 – 165.
Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 314 s.
Vozárová, A. a Vozár, J., 1979: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie – nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. Miner. slov. (Bratislava), 11, 5, 477 – 478.
Vozárová, A. a Vozár, J., 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. Miner. slov. (Bratislava), 13, 5, 385 – 403.

Vozárová, A., 1981: Litológia a petrografia nižnobocianskeho súvrstvia. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 8, 143 – 199.
Vrana, K., 1981: Geochemické štúdium vôd v procese chemického zvetrávania kryštalických hornín Malých Karpát. Kandidátska dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
Vrana, K., Pospiechová, O. a Vyskočil, P., 1987: Mapa kvalitatívnych vlastností podzemných vôd územia Veľkej Bratislavy (časť sever). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 40 s.
Vrana, K., Rapant, S., Urbánek, V., Segíň, J. a Kolník, B., 1991: Hydrogeologická štúdia – vyťažená baňa – Rudné bane Pezinok. GEOSERVIS, Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vrana, K., Vojtaško, I., Žák, D., Piovarči, M., Kúšiková, S., Puchnerová, M., Lanc, J. a Naštický, J., 2005: Systém zisťovania a monitorovania škôd na životnom prostredí vznikajúcich banskou činnosťou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 328 s.

W

Wagner, L., 1970: Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 202 s., 11 + 164 Abb., 25 Taf.
Wagreich, M. a Faupl, P., 1994: Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcateous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 110, 235 – 254.

Z

Zágoršek, K., 1993: New Anisian (Middle Triassic) Bryozoa (Trepostomata) from the Vysoká Formation (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians) Slovakia. Geol. carpath. (Bratislava), 44, 1, 49 – 58.
Zlinská, A., 1987: Mikropaleontologická analýza vzoriek z vrtu DNV-1 (Devínska Nová Ves) (496,4 – 512,9 m). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Zlinská, A., 1987b: Mikropaleontologické zhodnotenie vzorky z Dievčeho hradu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Zlinská, A., 1992: Mikrofaunistické vyhodnotenie vrtu DNV-1 (Devínska Nová Ves) na základe foraminifer a jeho revízia. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 94, 31 – 34.
Zlinská, A., 2004: Zhodnotenie mikrofauny z Častej a Horných Orešian (Trnavská pahorkatina). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Zlinská, A., 2007: Zhodnotenie mikrofauny z listu 44-221 (Stupava). In: Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Zlinská, A., 2008: Mikropaleontologické zhodnotenie vzoriek zo Záhorskej nížiny (listy 34-443 Jablonové, 34-444 Modra-Harmónia, 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves a 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica). In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšavský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Zorkovský, V., 1949: Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 26.
Žákovský, R., 1962: Nové poznatky z průzkumu rudních ložisek v oblasti Malých Karpat. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 169 – 186.

SUMMARY

The area is located in the western part of the Western Carpathians and in terms of geological structure forms an important segment bridging Western Carpathians and Eastern Limestone Alps. In the geological setting of the region the following palaeoalpine tectonic units are involved: **Tatricum, Fatricum and Hronicum**. The Late Cretaceous, Palaeogene, Neogene and Quaternary sediments are not affiliated to these units; they are younger in age and overlap the older units to a various degree.

Tatricum

Tatricum builds up the largest part of the territory of the Malé Karpaty Mts. However, the Tatricum unit of the Malé Karpaty Mts., unlike the other Core Mountains, is segmented into the whole set of sub-nappe units covering both Pre-Alpine fundament, as well as more often fundamentally different Mesozoic succession (Plašienka et al., 1991). According to their presence the Tatricum units are subdivided into two groups – subautochthonous units acting in the lowest structural position of uncovered tectonic structures (thus, relatively autochthonous in relation to tectonic overburden, their possible relationship to even lower tectonic units is unknown) – these are Borinka unit cropping out at the Northwest edge of the mountains and Orešany unit in the north-eastern corner. The tectonic overburden of these units consists of large allochthonous unit called Bratislava Nappe, which builds up a substantial part of the Malé Karpaty Mts. Tatricum.

The Malé Karpaty Mts. **crystalline** is built of Palaeozoic complex of metabasites and metasediments, as well as of Carboniferous granitoid magmatites forming Bratislava and Modra massifs. The metamorphic complex consists mainly of amphibolite, actinolitic shales, phyllite, mica schist gneisses, hornfels, as well as metacarbonates. Compared with other Tatricum cores the crystalline of the Malé Karpaty Mts. shows more specifics, which include in particular: the presence of relatively weakly metamorphosed rocks, sedimentary textures preserved in metasediments, a relatively large expansion of black shales, clear intrusive relationship of granitoids to the metamorphic envelope, and widespread manifestations of contact and periplutonic metamorphosis.

In the past the age of the metamorphic (volcano-sedimentary) crystalline complex of the Malé Karpaty Mts. was determined on the basis of palaeontological research as Devonian and in the Lower Carboniferous period was this complex intruded by granitoids of the Bratislava and Modra massifs (SHRIMP U-Pb dating of zircons 355 ± 5 Ma, respectively, 347 ± 4 Ma; Kohút et al., 2009). The metamorphosis of the complex was of polystage nature (pre-granite regional epizonal, with the subsequent periplutonic one accompanying the granite intrusion) as a local manifestation of Alpine retrograde metamorphism. The geological evolution of the crystalline rocks of the Malé Karpaty Mts. started in the older Palaeozoic (Ordovician – Silurian?) by deposition of today's gneiss-like rocks of the Lower structure; its most probably clastic material was derived from the Cambrian-Ordovician acidic active continental magmatic arc of the northern edge of Gondwana. These wacke-pelitic (flyschoid) rocks of the Devonian period were covered with younger sediments and volcanic-sedimentary rocks from the ocean Rheic Paleo-Tethys which had deposited in a passive (± active) edge of the continent within back-arc pool, into which some 370 Ma ago gabbroid rocks intruded (Putiš et al., 2009). The rock lithology from this period consists of low-metamorphosed rocks of ***Pezinok and Pernek groups*** (various types of phyllites, metawackes, black shales, cherts, carbonates – erlans, metabasites (amphibolites) and metagabbros.

The Pezinok Group lithology is typical of flysch sequences and progressive grain refinement with the transition from carbonatic to pelitic deposition. The lower part of the Pezinok Group is made of rhythmically alternating shales, wacke sandstone with layers of quartzose schist and quartzite with a variable content of organic matter and tuffogenic admixture with a horizon of littic wacke. In higher parts of the flyschoid formation laminae and intercalations of basic tuff are present, thick formation of black shales with interlayers of dark-gray quartzites and black cherts – lydites and carbonate horizons. Regional-metamorphic equivalent of the above rock types are low-metamorphosed paragneisses, metamorphosed at the contact reaching a grade of a cordierite-andalusite zone.

The Pernek Group represents exhumed incomplete ophiolite suite (ocean crust of back-arc type?). The main lithotypes of the Pernek Group are recrystallized fine-grained basalts and associated tuffaceous rocks. Local bodies of doleritic gabbro dike, gabbrodiorites to porphyrites were identified along with the intercalations of black and actinolitic schists with the stratiform mineralization of so-called productive zones. Periplutonic metamorphism locally reached to the bottom level of amphibolite facies. The Pernek Group occurs mainly in the fan-shaped structure of Bratislava and Modra massifs; its tectonic position is atop the Pezinok Group.

The distribution of different types of granitoids in the Bratislava Massif is parallel to the direction of crystalline core elongation (NE – SW). Five main groups of granitoid rocks, which in vertical section probably represent different levels, are involved in the Bratislava Massif setting, while the Modra Massif is built of two basic types of granitoid rocks. Both massifs of the Malé Karpaty Mts. are locally enriched in dioritic rocks. Small-to medium-grained two-mica granodiorite (with frequent xenoliths of biotite gneisses and amphibolites) permeated by pegmatite/aplite veins form the top of the Massif and are located in the south-eastern segment of the Bratislava Massif. Medium-grained, non-porphyric two-mica granodiorites underlay them and the current erosional dissection exposed them in the north-western part of the Massif. Coarse-grained porphyric two-mica granodiorites to granites forming a deeper part of the pluton intersect the overburden types especially in the axial part of the Bratislava Massif.

The pale mylonitized “leucocratic” two-mica and muscovite granites lining the Bratislava Massif at its north-western rim are rather the product of deformation and alteration than of magmatic differentiation. The suite of granitoid rocks is completed by biotite-amphibolic diorite in the form of small bodies and veins in the SSE part of the Bratislava Massif. The Modra granitoid Massif is made of mainly two basic types of granitoid rocks, namely: biotite and two-mica granodiorites to tonalites occurring in the NW and SE part of the Massif and two-mica granodiorites to granites occurring in the central part of the Massif. The diorites represent little bodies in the area of Peterklin Hill and Modranský potok Creek. Like in the Bratislava Massif in the Modra Massif intense mylonitised derivatives (blastomylonites) from granitoid rocks occur sporadically, exposed along the tectonic zones, which are mostly Alpine in age.

The **Mesozoic sedimentary complexes** of the Malé Karpaty Mts. Tatricum are divided into five main tectonic units.

Borinka unit has the lowest structural unit position in the scope of Tatricum. Based on its lithostratigraphic content it is different from all other Jurassic successions of the Western Carpathians and the Borinka unit is affiliated to Infratatricum. The Borinka Group consists mostly of clastic to coarse-clastic Jurassic sediments, which are divided into five main formations. The Korenec, Marianka and Slepý formations are cropping out in particular in the north-western parts of the Borinka unit and consist mostly of finer-grained re-deposits of exterior segments of deep-sea fans and hemipelagites of the axial parts of the basin. The Prepadlé and Somár formations in the south--eastern part of the unit, however, are largely made of coarse-clastic, often chaotic complexes of the marginal part of the Jurassic Borinka Basin (Plašienka, 1987).

Similarly to the Borinka unit the **Orešany unit** is of subautochthonous character, however, in opposite to the above it has a clearly defined relationship to the underlying lithostratigraphic units. Mostly, the basement creates an Early-Triassic Lúžna Formation, the overburden is almost always tectonic – the crystalline fundament either of the Modra or the Bratislava nappes.

Sequence of strata of the Orešany unit shows particularly in the Jurassic sequences specific characteristics that distinguish it from other sequences of the Tatricum complexes of the Malé Karpaty Mts., and also the entire Western Carpathians.

Bratislava Nappe

The Bratislava Nappe creates a frontal, substantially allochthonous part of the upper-crust super-unit Tatricum s. s. It occupies the largest parts of the Malé Karpaty Mts. and is composed of very variegated complexes of the Pre-Alpine fundament, as well as its Mesozoic sedimentary cover. The crystalline fundament, consisting of medium-to low-grade metamorphites and Variscan plutonic bodies was formed into its present form mainly during the Variscan tectonometamorphic events.

The sedimentary envelope sequences have been preserved in the Bratislava Nappe on multiple, partly separate places, which are quite different. During the Early-Triassic rifting the pre-rift Permian-Triassic complexes were deeply, at places even completely eroded and are therefore maintained only rudimentarily. The Jurassic-Early-Cretaceous sequences are cropping out at the NW outskirts of Bratislava fundament and we classify them into four separate successions: **Devín, Kuchyňa, Kadlubek and Solírov** (Plašienka et al., 1991).

Fatricum

Fatricum (Andrusov, Bystrický, Fusán, 1973) represents within the tectonic construction of the Western Carpathians a system of near-surface overthrust, superimposed to the Tatricum. In the scope of the Fatricum the Vysoká Partial Nappe has been identified underlying the Zliechov (Krížna) Nappe.

Vysoká Nappe

A substantial part of the Malé Karpaty Mts. Fatricum is built of the sediments of the Vysoká Nappe.

Lithostratigraphic content of the Vysoká Nappe corresponds to the range Triassic to Cenomanian. The lower parts of the nappe are made of typical Vysoká limestones of Anisian age, with the overlying Ladinian Ramsau dolomites. Characteristic is a massive development of the Carpathian Keuper (Norian) in the facies of variegated claystones, dolomites and quartzites. The Youngest Triassic is a classical lithofacies of black biodetritic, lumachella, often coral limestones and marlstones.

Jurassic-Early-Cretaceous Vysoká sequence is a reference standard of shallow-sea Fatricum sequence. At the bottom about 100 m thick strata of dark sandy crinoidal limestones and shales (Early Lias) is present. The overlying variegated dark sandy crinoidal limestones pass into nodular limestones of Adnet or Prístodolok (Early Lias in age) formations (Koša, 1998). There follow Dogger variegated crinoidal limestones, variegated radiolarian limestones, radiolarites, red nodular limestone (Late Jurassic). The Early Cretaceous sequence involves massive cherty and brecciated limestones (Padlá voda Fm.), slaty marly cherty limestones (Hlboča Fm.) and bioclastic limestone (Barremian-Aptian Bohatá Fm.) – cf. Plašienka et al. (1991). The Albian-Cenomanian Poruba Fm. is mainly made up of silicified marlstones; only in the highest horizons turbidite sandstone intercalations are present.

Zliechov Nappe

The Zliechov Nappe is present only to a limited extent in the northern part of the Malé Karpaty Mts. in the area of Majdanské, Bohatá valleys and Lošonec in the form of several tectonic residues. It is represented only by Jurassic-Early Cretaceous lithostratigraphic units.

The most characteristic is the Allgäu Formation (Fleckenmergel) formed by spotted dark gray marly limestones, marly shales Lotharingian in age, which pass into the siliceous Fleckenmergel (Aalenian). The Middle Jurassic is represented by Ždiar Fm., and the Late Jurassic is made of Jasenina and Osnica formations. The Early Cretaceous lithostratigraphic members are represented by Mráznica Fm., consisting of marly slaty limestones and marly shales of Berriasian – Hauterivian.

Hronicum

In Hronicum there were identified two separate sub-nappes. The bottom one – Veterlín – its lithostratigraphic range corresponds to the Late Carboniferous till Late Carnian. The clasti-volcanic young Palaeozoic rock content corresponds to the Ipoltica Group. Basal Early Triassic members are made of clastic Benkov and Šuňava formations. The Anisian is represented by platform limestones and dolomites. Reef sediments represent the termination of the sequence. The Veterlín Nappe is tectonically overlain by partial Považie Nappe, composed of Havranica and Jablonica formations. The lithostratigraphic range of the Nappe corresponds to Early Triassic till the Latest Triassic – Rhaetian.

The post-nappe Late Cretaceous sediments have been preserved only rudimentarily in the form of carbonate clastics of the Brezová Group. The Palaeogene sediments are represented by clastic sediments either of the Myjava-Hričov Group or of the Malé Karpaty Group.

The Early-Middle Miocene sediments overlay different lithostratigraphic members of the Malé Karpaty Group.

Quaternary sediments are represented by Holocene and Pleistocene rocks.

FOTOTABUĽKY I – XVI

Tab. I

Foto 1. List Pezinok – oblasť kóty Žilová (447). Metamorfovaná gabroidná hornina s deformovanými výrastlicami živcov. Foto Ľ. Hraško.

Foto 1. List Modra-Harmónia, d. b. HMH-20, ľavá strana doliny Vidlárová 600 m sz. od k. Čierna skala (603), ohyb doliny s. od k. 434 v doline. Subvertikálne metamorfne foliovaná aktinolitická bridlica so smerom sklonu 55/85 – 90. Horninu tvorí v prevahe aktinolit. Mikrofoto rovnobežné nikoly. Foto Ľ. Hraško.

Foto 3. List Modra-Harmónia, d. b. HMH-47, 250 m vjv. od k. Gašparová (621). Metamorfované porfýrické gabro, zachované relikty živcov sú zatlačené druhotnými minerálmi zoisitovej skupiny (tmavé) a extenzné trhliny vyplnené albitom, čo spôsobuje pseudoporfýrický charakter horniny. Mikrofoto skrížené nikoly. Foto Ľ. Hraško.

Foto 4. List Modra-Harmónia, d. b. HMH-25. 1 520 m v.-vsv. od k. Korenný vrch (539) j. od cesty Pezinok-Baba, prienik žilky muskovitického pegmatitu do metamorfne diferencovanej biotitickej svorovej ruly. Prieniky pegmatitov na pôvodnom odkryve sú subvertikálne, v.-z. smeru, metamorfná foliácia má smer sklonu 235/63° na JZ. Foto Ľ. Hraško.

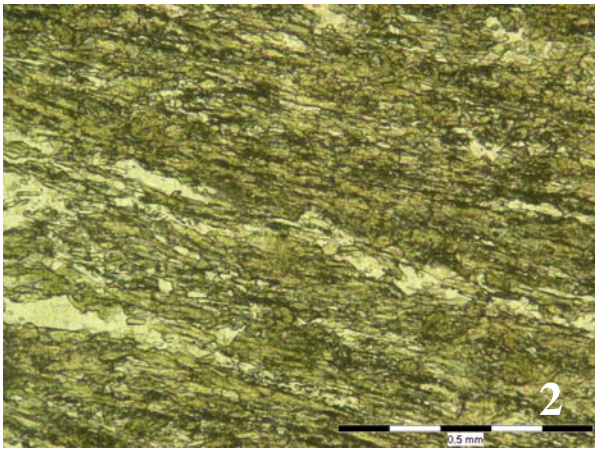
Foto 5. List Modra-Harmónia, d. b. HMH-29, ľavá strana doliny 900 m jv. od Baby (527). Muskoviticko-biotitická svorová rula so staurolitom a granátom. Mikrofoto pri rovnobežných nikoloch. Foto Ľ. Hraško.

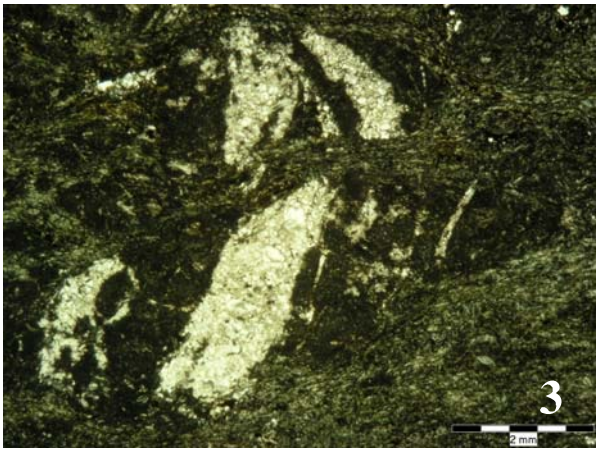
Foto 6. List Modra-Harmónia, d. b. HMH-41, oblasť z. od Perneckého potoka 750 m sv. od k. Zachelová. Intenzívne prevrásnený muskoviticko-biotitický fylit s ojedinelou tvorbou postkinematického granátu. Mikrofoto pri rovnobežných nikoloch. Foto Ľ. Hraško.

Foto 7. List Modra-Harmónia, d. b. HMH-54, žľab potoka s. od Zochovej chaty smerujúci ako pravý prítok do Zajačieho jarku. Tonalit so znakmi mladšieho tektonického prepracovania po puklinách vyhojených kremeňom. Foto Ľ. Hraško.

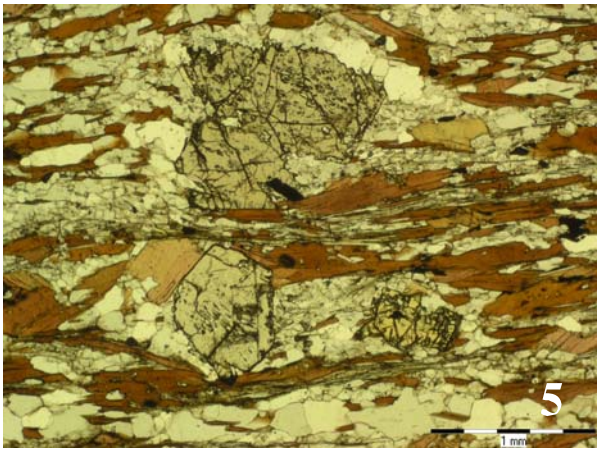
Foto 8. List Modra-Harmónia, dolina Trnianskeho potoka 450 m jjz. od k. Barvienok (391), d. b. HMH-57. Deformovaný granodiorit až tonalit modranského typu s usmerneným biotitom. Krehko-plastická deformácia sa mikroskopicky prejavuje silnou undulozitou až rekryštalizáciou kremeňa, tektonoplastickou deformáciou lupeňov biotitu, premenou živcov za vzniku agregátu minerálov zoisitovej a muskovitovej skupiny a tektonoklastickou deformáciu zŕn allanitu. Foto Ľ. Hraško.

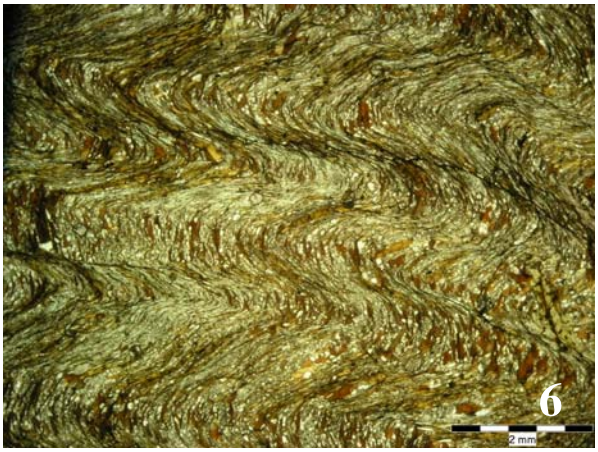
1


2
0.5 mm

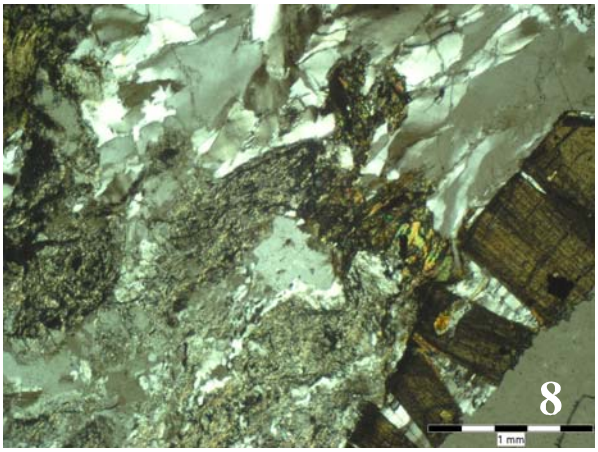

3
2 mm

4


5
1 mm


6
2 mm

7


8
1 mm

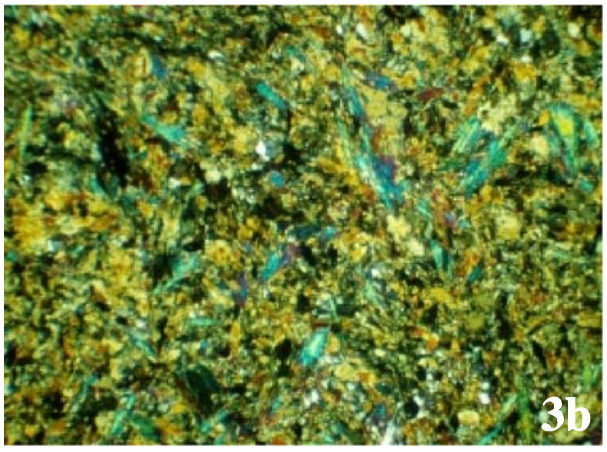
Tab. II

Foto 1. Pohľad z Malej Bane na Veľkú Baňu. Foto M. Kohút.
Foto 2. Aktinolitický amfibolit na Veľkej Bani. Foto M. Kohút.
Foto 3. Typická textúra aktinolitického amfibolitu, Veľká Baňa, b) lepidogranoblastická štruktúra aktinolitického amfibolitu; skrížené nikoly, zväčšenie 24x. Foto M. Kohút.
Foto 4. Biotiticko-amfibolický diorit, Kalvária. Foto M. Kohút.
Foto 5. Pegmatit s trsmi muskovitu, Veľká Baňa. Foto M. Kohút.
Foto 6. Drobnozrnný biotitický granodiorit, Veľký Javorník. Foto M. Kohút.
Foto 7. Štruktúra biotitický granodiorit, paralelné nikoly; zväčšenie 17x. Foto M. Kohút.

1

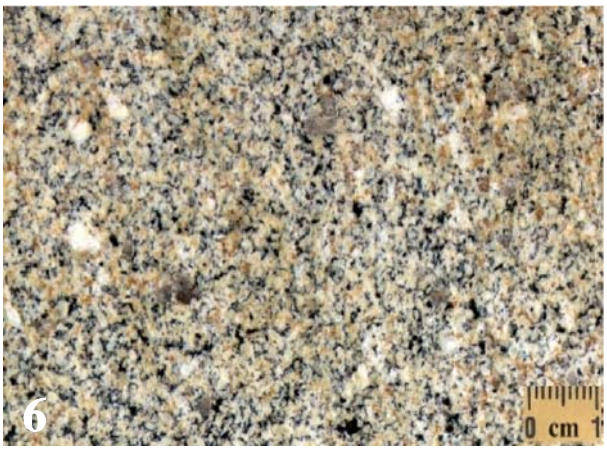
2

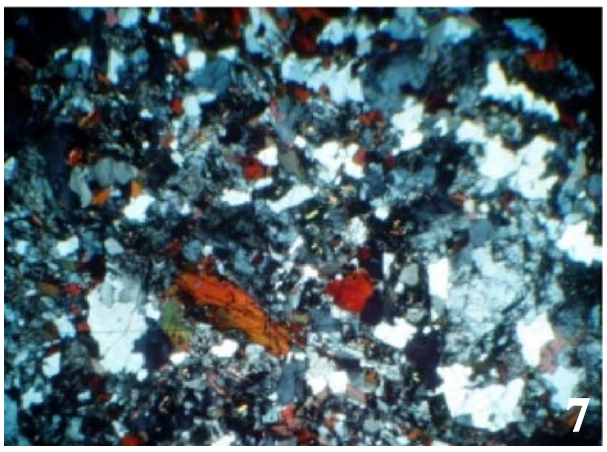
3a
0 cm 1


3b

4

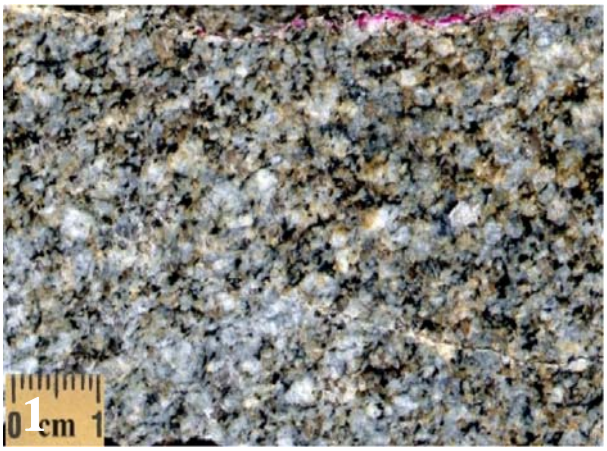
5

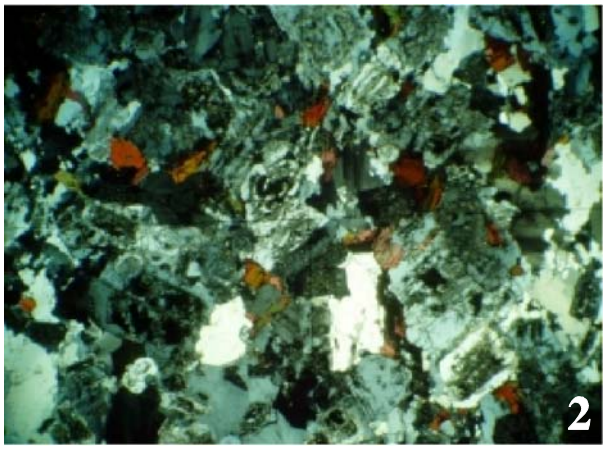

6
0 cm 1


7

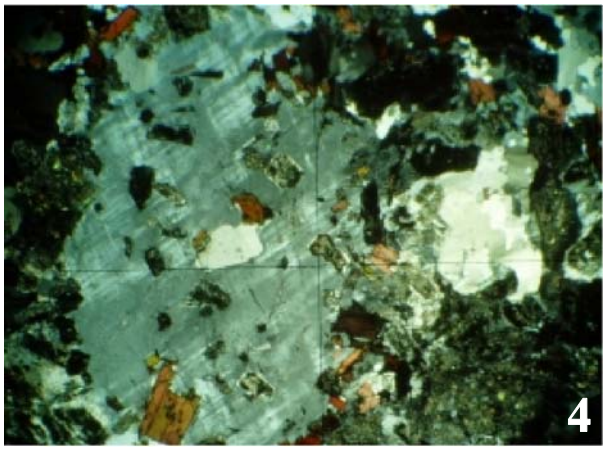
Tab. III

Foto 1. Strednozrnný muskoviticko-biotitický granodiorit, Hviezda. Foto M. Kohút.
Foto 2. Štruktúra muskoviticko-biotitického granodioritu, paralelné nikoly; zväčšenie 27x. Foto M. Kohút.
Foto 3. Porfýrický granit, Veľký Javorník. Foto M. Kohút.
Foto 4. Štruktúra porfýrického granitu, paralelné nikoly; zväčšenie 14x. Foto M. Kohút.
Foto 5. „Leukokratný“ granit, Ríger. Foto M. Kohút.
Foto 6. Štruktúra „leukokratného“ granitu, paralelné nikoly; zväčšenie 27x. Foto M. Kohút.
Foto 7. Biotitický granodiorit, Modra-Piesky. Foto M. Kohút.
Foto 8. Detail textúry biotitického granodioritu z Modry-Pieskov. Foto M. Kohút.

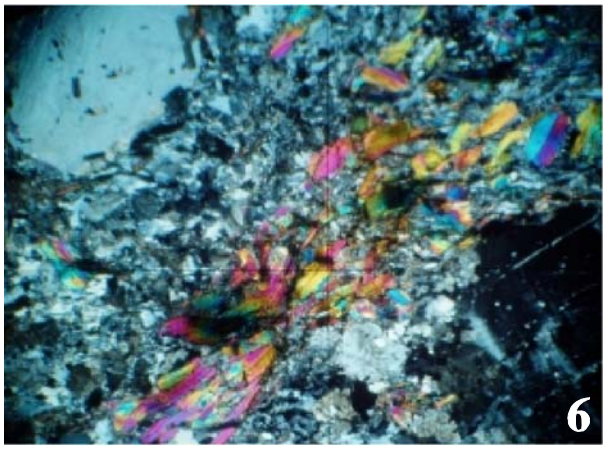

1
0 cm 1


2

3


4

0 cm 1
5


6

7

8

Tab. IV

Foto 1. Pohľad na hrad Pajštún od Borinky. Hradnú skalu buduje megaolistolit triasových karbonátov vystupujúcich uprostred telesa karbonátových brekcií (borinský vápenec súvrstvia Prepadlého, spodná jura) zasahujúceho do siliciklastického turbiditového súvrstvia Korenca (spodná jura) tvoriaceho svahy pod hradom. Foto D. Plašienka.

Foto 2. Extraklastová karbonátová brekcia s podpornou štruktúrou klastov tvorených rozličnými triasovými karbonátmi (borinský vápenec súvrstvia Prepadlého). V týchto brekciách je uložený aj olistolit pajštúnskej hradnej skaly. Juhozápadný hrebeň pajštúnskeho hradného vrchu. Foto D. Plašienka.

Foto 3. Extraklastová karbonátová brekcia s podpornou štruktúrou matrixu (borinský vápenec súvrstvia Prepadlého). Vidieť rozdiel v kompetentnosti ostrohranných dolomitových úlomkov a duktilne deformovaného vápencového matrixu a klastov. Bývalý lom Prepadlé. Foto D. Plašienka.

Foto 4. Asymetricky deformovaný dolomitový fragment tvaru „sigma“ v borinskom vápenci poukazujúci na smer tektonického transportu z JV na SZ v prepadlianskej duktilnej strižnej zóne sprevádzajúcej násunovú plochu bratislavského príkrovu. Bývalý lom Prepadlé. Foto D. Plašienka.

Foto 5. Polymiktná mixtitová brekcia zložená z rôzne veľkých úlomkov fylitov, zelených bridlíc a amfibolitov. Kým klasty kryštalických bridlíc boli v procese alpínskej nízkostupňovej metamorfózy a strižnej deformácie makroskopicky homogenizované, rigidnejšie klasty amfibolitov si sčasti zachovali pôvodný tvar. Súvrstvie Prepadlého, malé bralo nad bývalým lomom Prepadlé. Foto D. Plašienka.

Foto 6. Polymiktná brekcia zložená z klastov fylitov, svorových rúl a ojedinele aj granitoidov (v strede nad kladivom). Súvrstvie Somára (stredná jura), Panský les východne od Košariska (dolina Prepadlé). Foto D. Plašienka.

Foto 7. Tmavosivé vápnité bridlice s doskami klastických piesčito-krinoidových vápencov – kalciturbiditov, marianske súvrstvie (toark). Kompetentnejšie vápence boli v procese strižnej deformácie pri vertikálnom splošťovaní a horizontálnom rozťahovaní krehko deformované za vzniku extenzných puklín vyplnených žilným kalcitom. Okolité nekompetentné bridlice sa správali duktilne za vzniku penetračnej foliácie a lineácie roztiahnutia, ktorá je kolmá na smer extenzných žíl vo vápencoch. Bývalý lom na pokrývačské bridlice v Marianke. Foto D. Plašienka.

Foto 8. Doskovité kalkarenity a kalksiltity súvrstvia Slepého striedajúce sa so slienitými bridlicami (stredná až vrchná jura). Turecký vrch východne od Jablonového. Foto D. Plašienka.

1

2

3

4

5

6

7

8

Tab. V

Foto 1. Mylonitizované granitoidy modranského masívu v spodnej, imbrikovanej časti bratislavského príkrovu (modranský čiastkový príkrov). Dolina pod Srnčím vrchom z. od Modry. Foto D. Plašienka.

Foto 2. Kremenné pieskovce lúžňanského súvrstvia (spodný trias). Kremencové bralá sú pokračovaním Tisových skál v pruhu – kveste, ktorá vymedzuje severné rameno veľkorozmernej antiklinálnej vrásy (modranský čiastkový príkrov) ponárajúcej sa na SZ pod bratislavský čiastkový príkrov. Vrch Traja jazdci z. od Veľkej homole nad Modrou. Foto D. Plašienka.

Foto 3. Čierne grafitoidné fylity predalpínskeho fundamentu (pernecký komplex) a strednotriasové karbonáty v prevrátenej pozícii (modranský čiastkový príkrov). V ich nadloží vystupujú svorové ruly pezinského komplexu bratislavského čiastkového príkrovu. Bývalý kameňolom Stupy v Hrubej doline z. od Pezinka. Foto D. Plašienka.

Foto 4. Pohľad na devínske hradné bralo zo SV. Bralo z podstatnej časti budujú brekciovité jurské vápence (plešská brekcia) a z jv. strany aj masívne strednotriasové karbonáty. Ich styk je nepravidelný, jurské vápence prenikajú pozdĺž rozsadlín hlboko do triasového podložia. Foto D. Plašienka.

Foto 5. Styk triasových a jurských karbonátov devínskej sukcesie – rozsadliny v sivom gutensteinskom vápenci rozpadnutom „in situ“ sú vyplnené neptunickými dajkami synsedimentárne hydroplasticky deformovaného jurského vápenca. Juhozápadný hrebeň Devínskej Kobyly. Foto D. Plašienka.

Foto 6. Prierezy rostier belemnitov a schránok ramenonožcov v jurských vápencoch (plešská brekcia). Severovýchodné úpätie devínskej hradnej skaly. Foto D. Plašienka.

Foto 7. Pohľad na bralo Slovinec pod pieskovňou Sandberg pri Devínskej Novej Vsi zo západu. Vrstvy jurských (ľavá horná časť) a spodnokriedových (pravá dolná časť) vápencov devínskej sukcesie sa skláňajú mierne na SZ v prevrátenom ramene veľkorozmernej ležatej vrásy vyvinutej v čele bratislavského príkrovu. Foto D. Plašienka.

Foto 8. Doskovité rohovcové vápence lučivnianskeho súvrstvia devínskej sukcesie (spodná krieda). Vzťah subhorizontálnej vrstvovitosti danej budinovanými vrstvičkami rohovcov a nevýraznej kliváže prebiehajúcej z ľavého dolného do pravého horného rohu záberu indikuje pozíciu v spodnom prevrátenom ramene ležatej vrásy. Bralo Slovinec pri Devínskej Novej Vsi. Foto D. Plašienka.

7

Tab. VI

Foto 1. Doskovité (5 – 20 cm) žltosivé celistvé primárne dolomity striedajúce sa so žltými a sivožltými bridlicami. Karpatský keuper vysockého príkrovu fatrika, Sološnica-Holba, zárez lesnej cesty. Foto M. Polák.

Foto 2. Typický reliéf skalného mesta na rauvakoch karpatského keuperu vysockého príkrovu fatrika. Sološnica-Vajarský les, lesný chrbát. Foto M. Polák.

Foto 3a, b. Čierne organodetritické vápence s článkami a stonkami krinoidov. Fatranské súvrstvie vysockého príkrovu fatrika, Kuchyňa-Prístodolok. Foto I. Filo.

Foto 4. Doskovité až lavicovité (10 – 40 cm) tmavosivé až čierne krinoidové vápence s hľuzami čiernych silicitov – spongolitov. Trlenské súvrstvie vysockého príkrovu fatrika, Kuchyňa-Vývrat, starý kameňolom. Foto M. Polák.

1

2

3a

3b

07/04/2006
4

Tab. VII

Foto 1a. Lavicovité až hrubolavicovité ružové a červenkasté hrubokrinoidové vápence dogeru vysockého príkrovu fatrika. Kuchyňa-Vývrat, z. hrebeň Prístodolka. Foto J. Mello.

Foto 1b. Krinoidový vápenec dogeru vysockého príkrovu, detail z fota 1a.

Foto 2a, b. Červené hľuznaté vápence (hľuzy tvorené krinoidovým vápencom). Prístodolské súvrstvie vysockého príkrovu fatrika, Kuchyňa-Vývrat. Foto M. Polák.

21/04/2006
1a

1b
21/04/2006

2a

2b

Tab. VIII

Foto 1a. Prechod z doskovitých rohovcových (rádiolóriových) vápencov ždiarskeho súvrstvia do hľuznatých vápencov jaseninského súvrstvia. Doger – malm vysockého príkrovu fatrika, Sološnica-Prostredné. Foto M. Polák.

Foto 2. Červené hľuznaté vápence jaseninského súvrstvia vysockého príkrovu fatrika. Foto I. Filo.

Foto 3a. Tektonické šošovky zvrásnených a vztýčených slienitých vápencov hlbočského súvrstvia uprostred bridlíc a kremencov karpatského keuperu vysockého príkrovu fatrika. Sološnica-Hodková. Foto I. Filo.

Foto 3b. Šošovka slienitých vápencov hlbočského súvrstvia, detail z fota 3a.

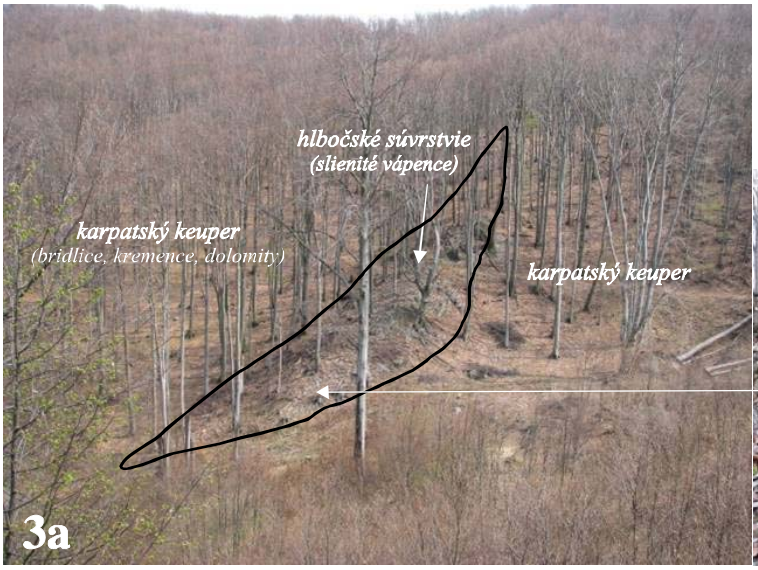
Foto 4. Tektonický kontakt karpatského keuperu, hlbočského súvrstvia vysockého príkrovu fatrika a benkovského súvrstvia hronika. Rohožník-Tri stodôlky, lesný hrebeň. Foto I. Filo.

Foto 5. Ružové krinoidové pseudohľuznaté vápence (hierlatzké vápence vysockého príkrovu fatrika), prestúpené výraznými vertikálnymi puklinami smeru SZ – JV (kliváž). Sološnica – sv. rázsocha Hrubcovej. Foto M. Polák.

1a

21/04/2006
1b

ŠTÁTNY
GEOLOGICKÝ ÚSTAV
DIONÝZA ŠTÚRA
2


hlbočské súvrstvie
(slienité vápence)
karpatský keuper
(bridlice, kremence, dolomity)
karpatský keuper
3a

3b

hlbočské súvrstvie
benkovské
súvrstvie
karpatský keuper
4

5

Tab. IX

Foto 1. Subhorizontálne uložené hrubozrnné kremenné arkózy, v spodnej časti obrázka je korytovo-krížové zvrstvenie (benkovské súvrstvie). Foto M. Olšavský.

Foto 2. Drobnozrnný zlepenec s úlomkami granitov a ryolitov (zámocké vrstvy). Foto M. Olšavský.

Foto 3. Žilné telesá svetlých aplitických hornín sú uložené konkordantne s vrstvovitosťou. Lom Lošonec (lošonecké vrstvy). Foto M. Olšavský.

Foto 4. Praskliny na plochách vrstiev jemnozrnných laminovaných prachovcov z lomu Lošonec (lošonecké vrstvy). Foto M. Olšavský.

Foto 5. Pohľad na etáže v lome Peterklin so strmo uloženými bazaltovými efúziami a dvomi výraznejšími polohami pestrých vulkanoklastických sedimentov, v pozadí lom Vajarská. Foto M. Olšavský.

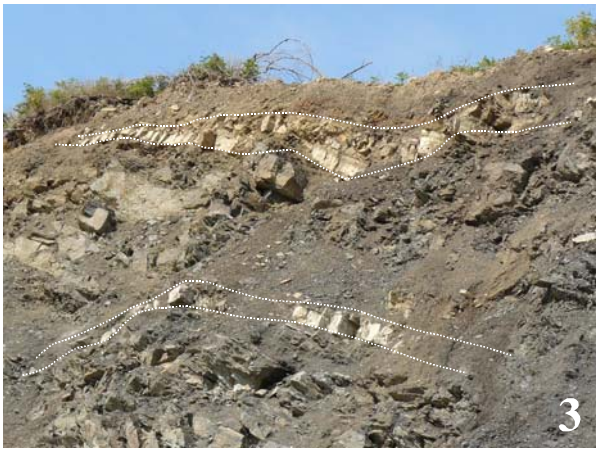
Foto 6. Hrubá poloha laminovaných piesčitých vulkanoklastík medzi bazaltovými efúziami, lom Peterklin. Foto M. Olšavský.

Foto 7. Zvetrávanie guľôčkovitých agregátov v odkryve vulkanoklastických sedimentov (poloha vulkanoklastík medzi bazaltovými efúziami). Foto M. Olšavský.

Foto 8. Strmo uložené bazaltické efúzie s polohami vulkanoklastík v lome Lošonec. Foto M. Olšavský.

1

2


3

4

5

6

7

8

Tab. X

Foto 1. Svetlé drobnozrnné zlepence s množstvom charakteristického červeného kremeňa (klokočské vrstvy). Foto M. Olšavský.

Foto 2. Štruktúrne nezrelý zlepenec s obliakmi kremeňa a drobnými úlomkami granitu (klokočské vrstvy). Foto M. Olšavský.

Foto 3. Veľkostne variabilné (extrahované) obliaky a úlomky obliakov najmä z mylonitizovaných granitov (peterklinské vrstvy). Foto M. Olšavský.

Foto 4. Detail drobnozrnného zlepenca s obliakmi metagranitu a kremeňa (peterklinské vrstvy). Foto M. Olšavský.

Foto 5. Heterolitické zvrstvenie, striedanie piesčitého a prachovcového materiálu so známkami laminácie (rohožnícke vrstvy). Foto M. Olšavský.

Foto 6. Veľmi hrubozrnná arkóza s relatívne vysokým obsahom živcového detritu (sološnické vrstvy). Foto M. Olšavský.

Foto 7, 8. Polymiktné zlepence nižnobocianskeho súvrstvia z lokality na ľavej strane doliny Sološnického potoka. Foto M. Olšavský.

1

2

3

4

5

6

7

8

Tab. XI

Foto 1. Gutensteinské vápence. Jablonická kryha považského príkrovu, Prievaly, ?egej – pelsón. Foto S. Buček.

Foto 2. Reiflinské vápence. Jablonická kryha považského príkrovu, Prievaly, ?vrchný ilýr – spodný ladin. Foto S. Buček.

Foto 3. Reiflinské vápence. Jablonická kryha považského príkrovu, Rozbehy, ?vrchný ilýr – spodný ladin. Foto S. Buček.

Foto 4. Lunzské vrstvy. Havranická kryha považského príkrovu, Buková-kameňolom, jul. Foto S. Buček.

Foto 5. Dachsteinské vápence a dolomity. Havranická kryha považského príkrovu, Plavecký Peter-kameňolom, alaun – sevat. Foto S. Buček.

Foto 6. Dachsteinské vápence a dolomity. Detail foto 5. Havranická kryha považského príkrovu, Plavecký Peter-kameňolom, alaun – sevat. Foto S. Buček.

Foto 7. Dachsteinské vápence a dolomity. Detail foto 5. Havranická kryha považského príkrovu. Malé Karpaty, Plavecký Peter-kameňolom, alaun – sevat. Foto S. Buček.

Foto 8. Raminské (spodná časť) a wettersteinské vápence veterlínskeho príkrovu, Plavecký Mikuláš-Kršlenica, vrchný longobard – jul. Foto P. Liščák.

1

2

3

4

5

6

7

8

Tab. XII

Foto 1. Vápence Vápenkovej skaly – organodetritické piesčité vápence a drobnozrnné zlepence, Rozbehy-Vápenková skala, kampán. Foto S. Buček.

Foto 2. Vápence Vápenkovej skaly – organodetritické piesčité vápence a drobnozrnné zlepence. Detail foto 1, Rozbehy-Vápenková skala, kampán. Foto S. Buček.

Foto 3. „Kambühelské" vápence (bloky). Blok (s priemerom 150 cm) pleťovosivého organogénneho vápenca, Rozbehy-Vápenková skala, vrchná časť SBZ 1 (dán) – SBZ 2 (seland). Foto S. Buček.

Foto 4. „Kambühelské" vápence (bloky). Detail foto 3. Na ploche bloku je možné pozorovať prierezy hľúz *Elianella elegans* PFENDER et BASSE, koralov, dasykladálnych a červených rias. Rozbehy-Vápenková skala, vrchná časť SBZ 1 (dán) – SBZ 2 (seland). Foto S. Buček.

Foto 5. Bartalovská brekcia. Predtransgresívne sedimenty, Sološnica-lom, ?vrchná krieda – ?paleocén. Podložie tvoria tmavosivé, silne tektonicky postihnuté gutensteinské vápence triasu. Bartalovskú brekciu tvoria stredno- až hrubozrnné polymiktné brekcie (s klastami melafýrov a pieskovcov permu, ružových kremencov a tmavosivých až čiernych gutensteinských vápencov triasu s veľkosťou od 10 do 50 až vyše 100 cm), miestami drobnozrnné brekcie (s klastami od 1 mm do 5 cm). Pukliny sú sekundárne vyplnené kalcitom. Medzerná hmota brekcie je červená (pravdepodobne obsahuje červenicu). Foto S. Buček.

Foto 6. Balvanovité až strednozrnné karbonátové zlepence. Predtransgresívne sedimenty veku ?vrchná krieda – ?paleocén (najspodnejšia časť na styku s triasom hronika). Vyššia časť – drobnozrnné zlepence, piesčité vápence, organogénne a organodetritické vápence súvrstvia Jelenej hory kuiského veku, Sološnica-Malé paseky, kuis. Skalnú stenu tvoria slabo vytriedené, prevažne karbonátové zlepence. Väčšina obliakov má veľkosť 1 – 5 cm, ojedinele sa nájdu balvany s priemerom do 50 cm. Opracovanie obliakov karbonátov je 2 až 3°, spodnotriasových hornín 0 až 5°. Červenkasté bridlice až siltovce sú opracované pomerne slabo, niektoré kremence majú opracovanie 4 až 5°. Tmel je hrubopiesčitý až drobnozlepencovitý. Tvoria ho zrná tých istých hornín ako v prípade obliakov. Miestami je tmel silne vápnitý (kalkarenit) a zriedkavo obsahuje veľké foraminifery (vyššia časť). Foto M. Olšavský.

Foto 7. Pohľad na lokalitu Plavecký Mikuláš-Jelenia hora. Súvrstvie Jelenej hory – drobnozrnné zlepence, piesčité vápence, organogénne a organodetritické vápence, kuis, SBZ 10 – 11 (spodný až stredný kuis). Foto S. Buček.

Foto 8. Súvrstvie Jelenej hory – drobnozrnné zlepence, piesčité vápence, organogénne a organodetritické vápence. Sološnica-lom, SBZ 10 – 12 (spodný až vrchný kuis).

V pravej časti lomu vystupuje bartalovská brekcia (porovnaj tab. II, foto 5). Vyššie vystupujú piesčité vápence s hojnými veľkými foraminiferami. Hornina je masívna, po navetraní nadobúda hrubolavicovitý, vo vrchnej časti lomu až tenkolavicovitý rozpad. Smerom do nadložia pribúda organických zvyškov. Foto S. Buček.

1

2

3

4

5

6

7

8

Tab. XIII

Foto 1. Súvrstvie Jelenej hory – drobnozrnné zlepence, piesčité vápence, organogénne a organodetritické vápence. Plavecký Mikuláš-Jelenia hora, SBZ 10 – 11 (spodný až stredný kuis). Pod hrebienkom vystupujú karbonátové zlepence/brekcie. Obliaky majú veľkosť až do 5 – 7 cm. Možno pozorovať náznaky vrstvovitosti. Foto S. Buček.

Foto 2. Súvrstvie Jelenej hory – drobnozrnné zlepence, piesčité vápence, organogénne a organodetritické vápence. Detail foto 1. Plavecký Mikuláš-Jelenia hora, SBZ 10 – 11 (spodný až stredný kuis). Foto S. Buček.

Foto 3. Súvrstvie Jelenej hory – drobnozrnné karbonátové zlepence a pleťovosivé organodetritické vápence s numulitmi a červenými riasami s nerovným povrchom vrstvových plôch a náznakmi vrstvovitosti. Plavecký Mikuláš-Jelenia hora, SBZ 10 – 11 (spodný až stredný kuis). Foto S. Buček.

Foto 4. Súvrstvie Jelenej hory – drobnozrnné zlepence, piesčité vápence, organogénne a organodetritické vápence. Detail drobnozrnného zlepenca. Malé Karpaty, Plavecký Mikuláš-Jelenia hora, SBZ 10 – 11 (spodný až stredný kuis). Foto S. Buček.

Foto 5. Hrabnícke súvrstvie – ílovce, siltovce a pieskovce, Sološnica-Hrabník, kišcel. Foto S. Buček.

Foto 6. Hrabnícke súvrstvie – ílovce, siltovce a pieskovce. Detail. Sološnica-Hrabník, kišcel. Foto S. Buček.

Foto 7. Hrabnícke súvrstvie – ílovce, siltovce a pieskovce. V spodnej časti lomovej steny striedanie ílovcov a siltovcov. Vo vyššej časti vystupujú hrubolavicovité pieskovce až drobnozrnné zlepence. Sološnica-Hrabník (pravá časť lomu, stav v roku 2008), kišcel. Foto S. Buček.

Foto 8. Hrabnícke súvrstvie – ílovce, siltovce a pieskovce. Detail foto 7. Sološnica-Hrabník, kišcel. Foto S. Buček.

1

2

3

4

5

6

7

8

Tab. XIV

Foto 1. Polymiktný hrubozrnný pieskovec s prierezmi *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER (vľavo hore a vpravo). Vápence Vápenkovej skaly – organodetritické piesčité vápence a drobnozrnné zlepence. Rozbehy-Vápenková skala, kampán. Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

Foto 2. Koralinaceovo-koralový *wackestone* s prierezmi solitárnych koralov rodu *Dendrophyllia*. „Kambühelský" vápenec, Rozbehy-Vápenková skala, SBZ 1 – 2 (vrchná časť dánu – seland). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

Foto 3. Broeckellový *packestone* s prierezmi dasykladálnej riasy *Broeckella belgica* MORELLET et MORELLET. „Kambühelský" vápenec, Rozbehy-Vápenková skala, SBZ 2 (seland). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

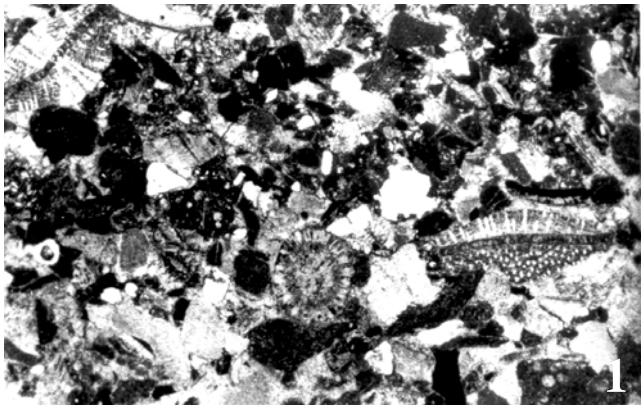
Foto 4. Elianelový *packestone*/*wackestone* až *rudstone* s hľuzami *Elianella elegans* PFENDER et BASSE (vľavo a v strede hore), *Pseudocuvillierina sireli* (INAN) (hore), drobnými rotaloidnými foraminiferami a úlomkami dasykladálnych rias. „Kambühelský" vápenec. Malé Karpaty, Rozbehy-Vápenková skala-blok – Tr-91, SBZ 1 – 2 (vrchná časť dánu – seland). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

Foto 5. Koralinaceový *wackestone* s hľuzami koralinnej riasy *Sporolithon* sp. „Kambühelský" vápenec, Rozbehy-Vápenková skala, SBZ 1 – 2 (vrchná časť dánu – seland). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

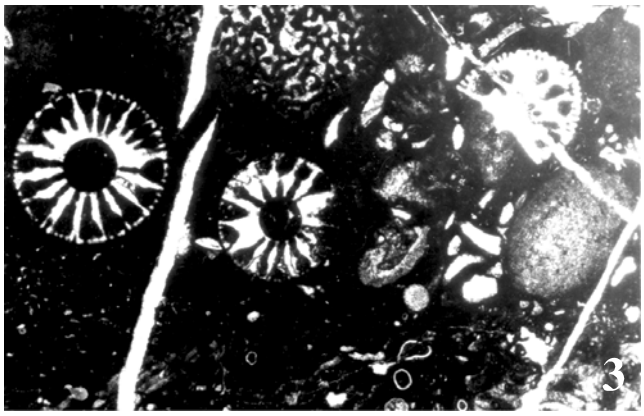
Foto 6. Súvrstvie Jelenej hory – jemnozrnné karbonátové zlepence a pieskovce s prierezmi *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER) (vľavo) a *Orbitoclypeus bayani* (MUNIER-CHALMAS) (vľavo hore). Buková-Svätý Duch, SBZ 7 – 9 (stredný až vrchný ilerd). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

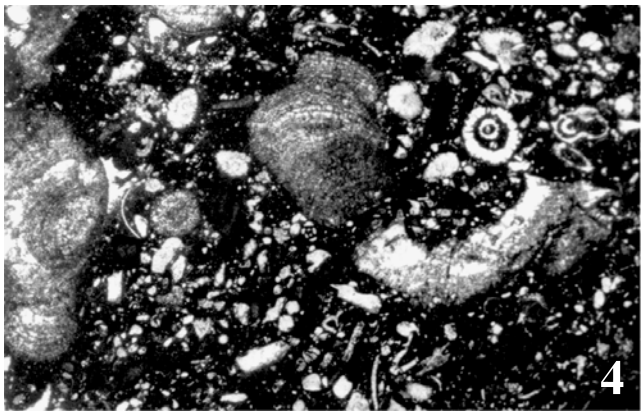
Foto 7. Súvrstvie Jelenej hory – organogénne a organodetritické vápence. Mikritový vápenec s prierezmi *Discocyclina archiaci staroseliensis* LESS a častými cheilostomátnymi machovkami. Buková-Prepadlé, SBZ 8 – 10 (stredný ilerd – spodný kuis). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

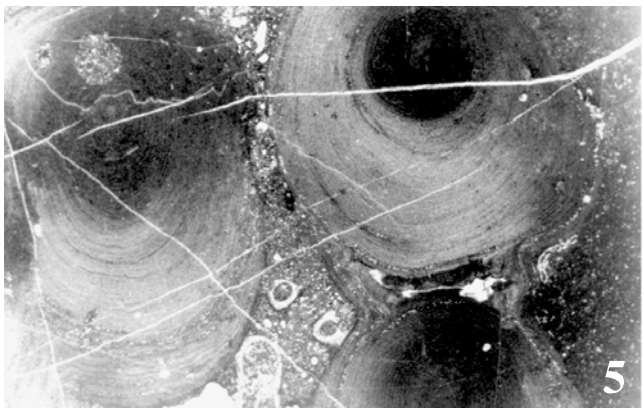
Foto 8. Súvrstvie Jelenej hory – vápnité pieskovce a piesčité vápence. Mikritový vápenec so zložitou kôrovou štruktúrou tvorenou koralinnými a cyanofytnými riasami spolu s *Acervulina ogormani* DOUV. na úlomku korala. V kôrach *Miniacina* sp. (vľavo hore). Buková-Brezinky, SBZ 10 – 11 (spodný až stredný kuis). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

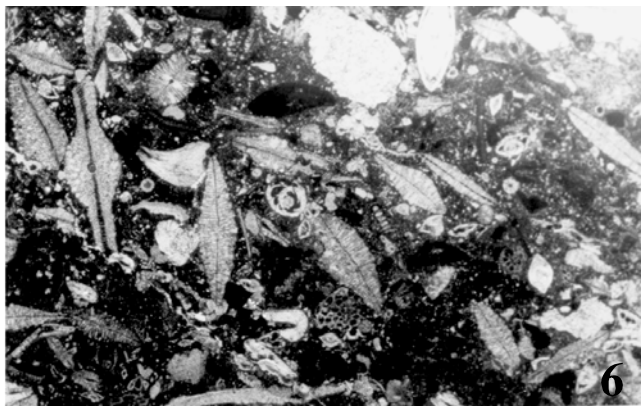

1

2


3


4


5


6

7

8

Tab. XV

Foto 1. Súvrstvie Jelenej hory – vápnité pieskovce a piesčité vápence. Mikritový vápenec s prierezom *Discocyclina fortisi* (D´ARCHIAC), vpravo dole *Acervulina ogormani* DOUV. Buková-Brezinky, SBZ 10 – 11 (spodný až stredný kuis). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

Foto 2. Súvrstvie Jelenej hory – drobnozrnné zlepence, piesčité vápence, organogénne a organodetritické vápence. Mikritový vápenec s prierezmi *Nummulites pavloveci* SCHAUB (vľavo hore) a riasy *Polystrata alba* (PFENDER) DENIZOT. Plavecký Mikuláš-Jelenia hora, SBZ 10 – 11 (spodný až stredný kuis). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

Foto 3. Súvrstvie Jelenej hory – brekcie a vápence. Piesčitý vápenec s makroidom. Klast obrastený kôrovými koralinnými riasami (tmavá vrstva) a *Acervulina ogormani* DOUV. (vonkajšia sivá vrstva). Z veľkých foraminifer prierezy schránok *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE (vpravo hore) a *Discocyclina fortisi* (D´ARCHIAC) (vpravo dole). Plavecké Podhradie-Suchá dolina, SBZ 10 – 11 (spodný až stredný kuis). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

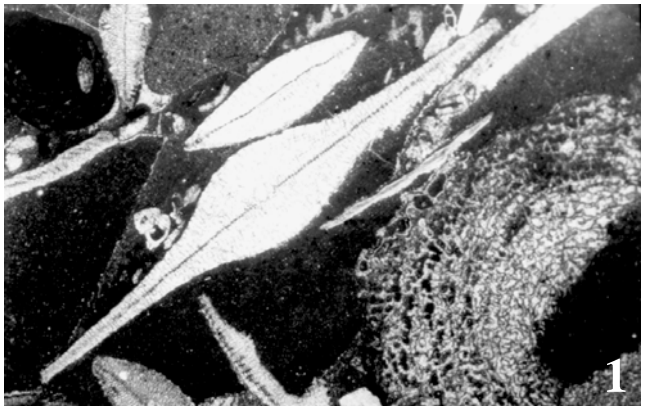
Foto 4. Súvrstvie Jelenej hory – drobnozrnné zlepence, piesčité vápence, organogénne a organodetritické vápence. Mikritový vápenec s prierezmi *Nummulites globulus* LEYMERIE (dole), *Nummulites partschi* DE LA HARPE (vľavo hore) a *Nummulites* sp. Plavecké Podhradie-Čertova dolina, SBZ 10 – 11 (spodný až stredný kuis). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

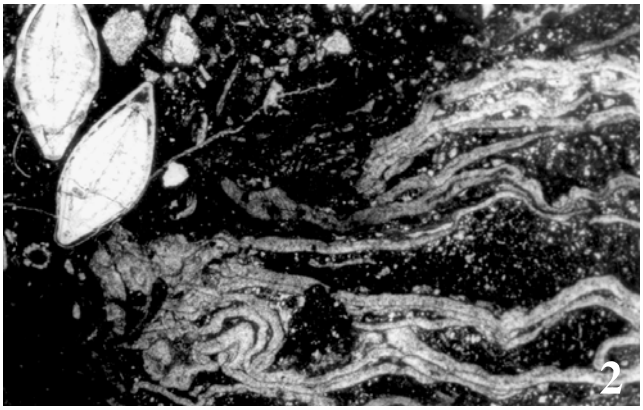
Foto 5. Súvrstvie Jelenej hory – zlepence a pieskovce. Pieskovec s prierezmi *Discocyclina_ fortisi* (D´ARCHIAC) (vľavo) a *Nummulites partschi* DE LA HARPE (vpravo). Rohožník-Vajarská, SBZ 10 – 11 (spodný až stredný kuis). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

Foto 6. Súvrstvie Jelenej hory – vápnité pieskovce a piesčité vápence. Organodetritický piesčitý vápenec s prierezom schránky *Alveolina ruetimeyeri* HOTTINGER. Sološnica-Omlaď, SBZ 11 – 12 (stredný až vrchný kuis). Zväčšené 14x. Foto. S. Buček.

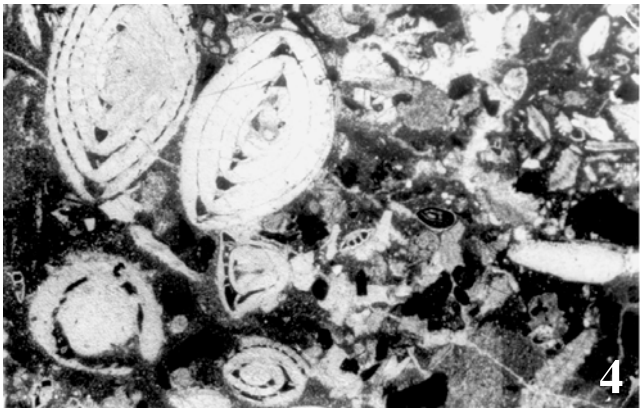
Foto 7. Súvrstvie Jelenej hory – zlepence a pieskovce. Pieskovec s prierezmi schránok *Nummulites aquitanicus* BENOIST (dole) a *N. burdigalensis* DE LA HARPE (vpravo). Rohožník-Vajarská, SBZ 11 – 12 (stredný až vrchný kuis). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

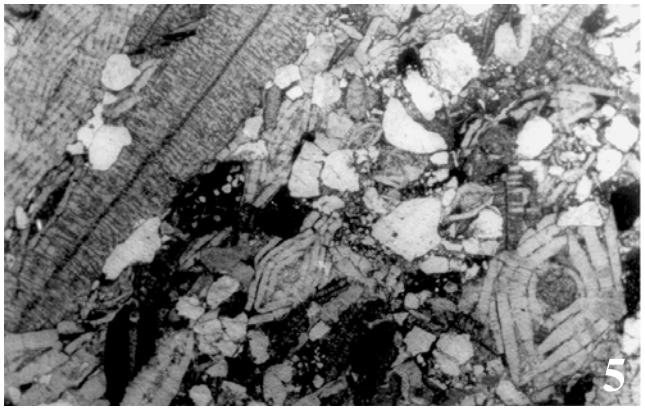
Foto 8. Bukovské súvrstvie – ílovce > pieskovce a drobnozrnné zlepence. Polohy pieskovcov až drobnozrnných zlepencov. Polymiktný pieskovec s prierezmi schránok *Nummulites subramondi* DE LA HARPE (v strede), *N. globulus* LEYMERIE (dole). Buková-Medzijarčie, SBZ 10 – 11 (spodný až stredný kuis). Zväčšené 7x. Foto. S. Buček.

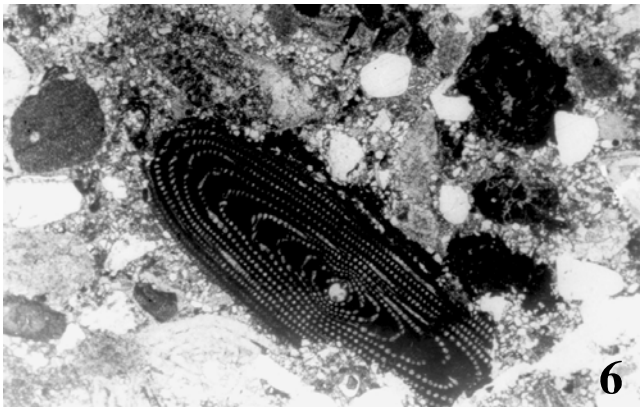

1


2

3


4


5


6

7

8

Tab. XVI

Foto 1. Východy vrstiev podbrančského zlepenca (egenburg), Rozbehy. Foto K. Fordinál.

Foto 2. Skalné okno v brekciách (?spodný báden) zložených zo spodnotriasových kremencov (Technické sklo). Foto A. Nagy.

Foto 3. Čiastkový stratotyp devínskonovoveského súvrstvia v záreze lesnej cesty na severnom okraji obce Borinka. Foto K. Fordinál.

Foto 4. Brekcia devínskonovoveského súvrstvia na čiastkovom stratotype, detail z obr. 3. Foto K. Fordinál.

Foto 5. Báza sandberských vrstiev tvorená brekciami, starý lom pri Záhorskej Bystrici. Foto K. Fordinál.

Foto 6. Lokalita Sandberg – stratotyp sandberských vrstiev na okraji Devínskej Novej Vsi. Foto K. Fordinál.

Foto 7. Odkryv v pieskovcoch skalického súvrstvia vo výmoli sv. od obce Plavecký Mikuláš. Foto K. Fordinál.

Foto 8. Fluviálne štrky terasy Moravy mindelského veku (devínskonovovská terasa) pri Devínskej Novej Vsi. Foto K. Fordinál.

1

2

3

4

5

6

7

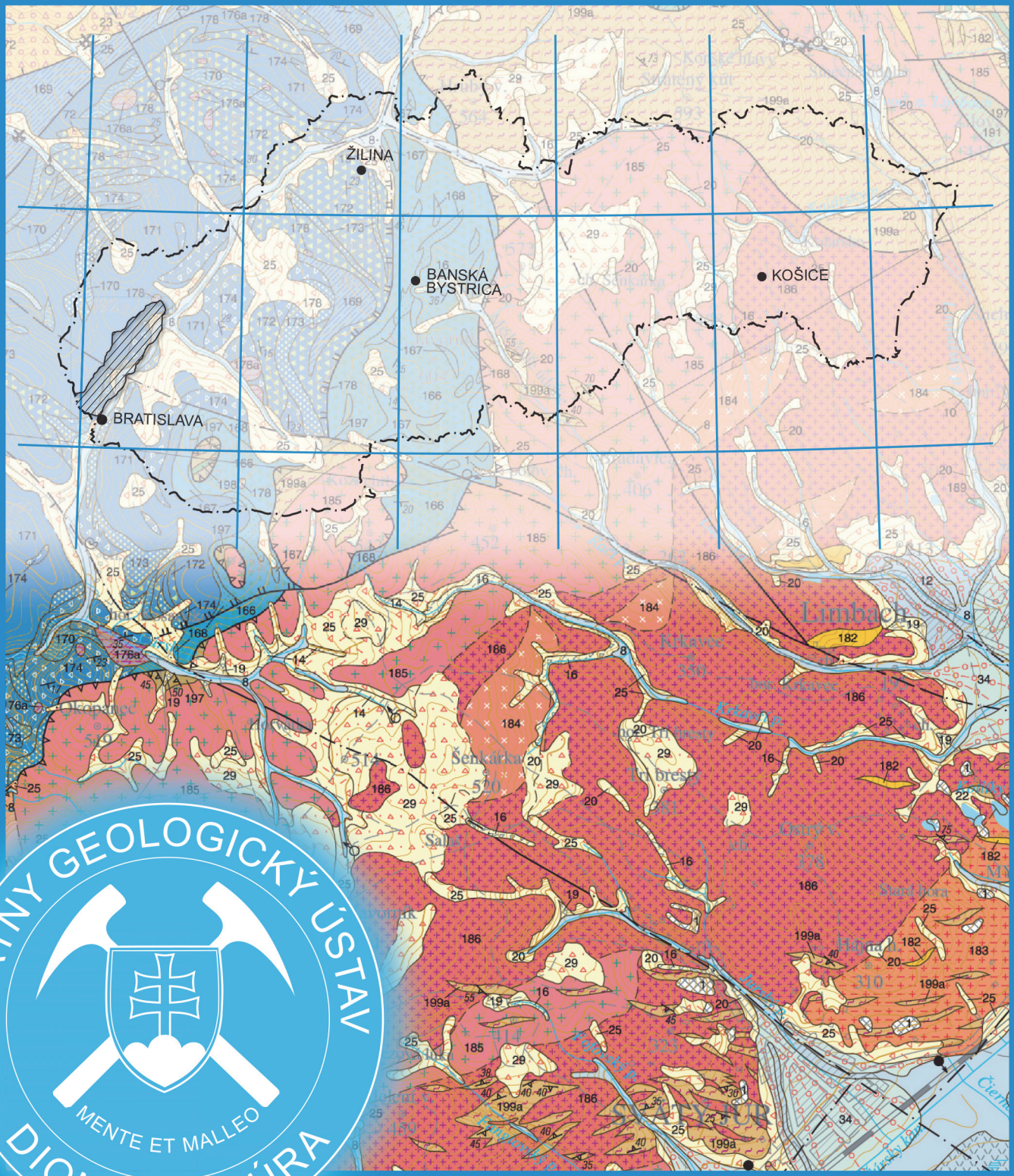
8

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE REGIÓNU MALÝCH KARPÁT 1 : 50 000

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2012
Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Technické spracovanie: Gabriela Šipošová
Návrh obálky: RNDr. Ladislav Martinský

Tlač a knihárske spracovanie: ŠGÚDŠ Bratislava

ISBN 978-80-89343-67-6



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

MENTE ET MALLEO

ISBN 978-80-89343-67-6