

AKTIVITA 3.3

GEOLOGICKÁ STAVBA ÚZEMIA BRATISLAVSKÉHO SAMOSPRÁVNEHO KRAJA

Bratislavský samosprávny kraj sa nachádza v západnej a juhozápadnej časti Slovenskej republiky. Zaberá územie 2 053 km² a svojou rozlohou je najmenším krajom na Slovensku. Na jeho území sa nachádzajú Malé Karpaty, slovenská časť Viedenskej panvy a časť Dunajskej panvy.

Prehľad doterajších výskumov

Geologický výskum na území Bratislavského samosprávneho kraja sa začal už v priebehu 19. storočia, počas Rakúsko-uhorskej monarchie. Zintenzívnil sa až po roku 1945, čo bolo podmienené najmä s vyhľadávaním surovinových zdrojov (ropy, zemného plynu a zdrojov pitnej vody). Výsledky geologického výskumu, Záhorskej nížiny, Malých Karpát a časti Podunajskej nížiny realizovaného do konca 50-tých rokov minulého storočia boli zhrnuté vo vysvetlivkách a v prehľadnej geologickej mape 1: 200 000, list Wien-Bratislava (Buday, et al. 1962; 1963). Neskôr boli podrobne zmapované jednotlivé geologické celky a to Malé Karpaty (Maheľ & Cambel, 1972) a Záhorská nížina (Baňacký & Sabol, 1973).

V nedávnej dobe boli komplexne spracovaný región DANREG v mierke 1: 100 000 (Császár et al., 1998), zostavená geologická mapa Podunajskej nížiny-Trnavskej pahorkatiny v M 1: 50 000 (Maglay et al., 2006) a v roku 2011 geologická mapa Malých Karpát v M 1: 50 000 s vysvetlivkami (Polák et al., 2011a,b).

Malé Karpaty

Malé Karpaty sú z geomorfologického hľadiska súčasťou Alpsko-himalájskej sústavy, podsústavy Karpaty a provincie Západné Karpaty (Mazúr & Lukniš, 1986). Sú najzápadnejším jadrovým pohorím tatransko-fatranského pásma centrálnych Západných Karpát (Vass et al., 1988). Vystupujú v rámci dlhého, ale relatívne úzkej (10–15 km) hráste JZ-SV smeru, ktorá oddeľuje Viedenskú a Dunajskú panvu.

Malé Karpaty sa členia na podcelky: Devínske Karpaty a Pezinské Karpaty. Na geologickej stavbe Pezinských Malých Karpát (PMK) sa podieľa tatrikum a príkrovové systémy fatrika a hronika.

Tatrikum PMK je členené na celú sústavu čiastkových príkrovových jednotiek zahŕňajúcich ako predalpínsky fundament, tak aj viacero mezozoických sukcesí. Podľa vystupovania sa čiastkové tatrské jednotky PMK členia na dve skupiny – subautochtónne jednotky vystupujúce v najnižšej štruktúrnej pozícii odkrytej tektonickej stavby – takými sú borinská a orešianska jednotka, a veľkú alochtónnu jednotku nazývanú bratislavský príkrov.

Tatrikum Kryštalinikum

Kryštalinikum Malých Karpát je budované komplexom staropaleozoických metabazitov a metasedimentov, ako aj karbónskych magmatitov tvoriacich bratislavský a modranský granitoidný

masív. Metamorfný komplex pozostáva z amfibolitov, aktinolitických bridlíc, fylitov, rúl, kontaktných rohovcov, ako aj metakarbonátov.

Vek komplexu magmatických a sedimentárnych hornín kryštalinika Malých Karpát bol určený na základe paleontologického výskumu ako vrchnosilúrsky až karbónsky. V spodnokarbónskom období bol komplex intrudovaný granitoidmi bratislavského a modranského masívu (355 ± 5 Ma, resp. 347 ± 4 Ma, Kohút et al., 2009). Metamorfná premena komplexu mala polyštádiálny charakter (Cambel in Buday et al., 1962).

METAMORFITY

Metamorfný komplex kryštalinika bol rozdelený na dve základné litostratigrafické jednotky: **perneckú skupinu a pezinskú skupinu**. Súčasťou pezinskej skupiny je **harmónska sukcesia** (Kohút et al. in Polák et al., 2011).

Horniny **pezinskej skupiny** sú späté s počiatočným obdobím riftogenézy na kontinentálnej kôre so znosom detritického materiálu zo starších – kadmických? 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, a v neskoršom hercýnskom kolíznom obraze reprezentujú exhumovanú a tektonicky vejárovite nakopenú nekompletnú ofiolitovú suitu.

Pezinská skupina

Pezinská skupina sa vyznačuje prítomnosťou flyšových sekvencií a postupným zjemňovaním zrnitosti hornín s prechodom do pelitickej a karbonatickej sedimentácie. Horniny pezinskej skupiny vystupujú z podložia triasových hornín v širšej zóne generálne severojužného priebehu medzi kótou Vysoká a horárňou Rybníček, pod tektonicky nasunutými súbormi perneckej skupiny. Poloha horninových súborov pezinskej skupiny v tejto zóne bola v severojužnom smere penetrovaná intrúziou modranského granodioritu až tonalitu, takže pri súčasnom vystupovaní tieto súbory tvoria relatívne úzke horninové pruhy široké max. 1000 m.

Spodnú časť pezinskej skupiny v tejto zóne tvoria rytmicky sa striedajúce ílovité bridlice, drobový pieskovec s vrstvami kvarcitických bridlíc až kvarcitov s variabilným obsahom organickej hmoty a tufogénnej prímеси a s najvrchnejším horizontom litickej droby. Vo vrstvách drobového pieskovca bolo miestami zistené gradačné zvrstvenie (Putiš et al., 2004). Typická je laminárna stavba pelitických členov, ojedinele so znakmi synsedimentárnych konvolútnych mezovrás ako výsledku synsedimentárneho sklzávania flyšoidných sedimentov po svahu do hlbšej časti bazéna. V najvyšších častiach flyšoidného súvrstvia sú prítomné laminy a preplástky bázického tufu.

Svorové ruly až biotitické pararuly sú metamorfované v strednom stupni metamorfózy. Reprezentované sú drobnozrnnými, lokálne hrubozrnnými horninami tmavosivej až sivočiernej farby. Vyznačujú sa lepidoblastickými až granoblastickými, lokálne aj porfyroblastickými štruktúrami. Textúra uvedených hornín je bridličnatá, páskovaná. Páskovanosť spôsobujú šupinky biotitu orientované rovnobežne s bridličnatosťou horniny. Základnú minerálnu asociáciu tvorí kremeň, plagioklas, biotit, muskovit a indexové minerály (granát, staurolit, chlorit, fibrolitický sillimanit). Hercýnska kontaktne periplutonická metamorfóza týchto metasedimentov pod vplyvom

intrúzie bratislavského granitového masívu dosiahla podmienky amfibolitovej fácie pri teplotách cca 400-550°C a tlakoch 300-350 MPa (Korikovskij et al. 1984).

Biotitické svorové pararuly sú reprezentované sivými až tmavosivými miestami aj tmavohnedosivými drobnou- až strednozrnnými horninami. Vyznačujú sa bridličnatou textúrou a usmernenou lepidogranoblastickou až granolepidoblastickou štruktúrou. Na minerálnom zložení sa podieľajú: kremeň, plagioklas, ojedinele aj K-živec (ortoklas), biotit, muskovit, \pm sillimanit, \pm granát, lokálne bol pozorovaný aj staurolit. Z akcesórii – zirkón, apatit a monazit. Majú peliticko-psamitický charakter. Na základe geochemického štúdia bolo stanovené, že protolitom týchto rulovitých hornín boli hlavne nezrelé, psamitické (arenitické) horniny - drobovitého charakteru s príspevom vyzretejších, hydrolyzátoých, ílovitých hornín, ako aj polohami piesčito - arkózovitých hornín. Na základe analógie s inými jadrovými pohoriami Západných Karpát patria k najstarším horninovým komplexom na Slovensku. Predpokladá sa, že sedimentovali v kambro-silúrskom období, majú polymetamorfný charakter, pričom variská periplutonická metamorfóza zamaskovala prípadné staršie metamorfné udalosti a dnes už nemôžeme vylúčiť ani ich kriedové anchimetamorfné postihnutie.

Aktinolitické amfibolity reprezentujú nízkometamorfovaný komplex bázických vulkanitov. Jedná sa o svetlozelené masívne alebo foliované horniny zložené najmä z aktinolitu, albitického plagioklasu, prehnitu alebo klnozoizitu. Obsahujú akcesorický karbonát, titanit a pyrit. Protolitom boli ako výlevné tak aj vulkanoklastické horniny (bázické tufy a tufity). Metamorfované bázické vulkanity sa často striedajú s polohami bridlíc s príspevom organickej hmoty. Protolitom čiernych bridlíc bol pelagický íl s organickou hmotou (Ivan & Méres, 2006).

Čierne bridlice sú reprezentované drobnozrnnými horninami tmavosivej až čiernej farby, v ktorých sa vyskytujú vrstvy metapieskovcov. Na viacerých miestach sa v nich nachádza Fe a sulfidická mineralizácia. Textúru majú uvedené horniny bridličnatú, laminárnu až páskovanú. Štruktúru majú heterogénnu s prechodmi od lepidoblastickej do granoblastickej, v typicky laminárnych až páskovaných typoch väčšinou lepidogranoblastickú až granolepidoblastickú štruktúru. Na minerálnom zložení sa podieľa hlavne drobnozrnný izometrický kremeň (pod 0,3 mm) a grafítický pigment, v menšej miere bol pozorovaný aj albit, biotit a sericit, z akcesórii apatit a zirkón. Uvedené horniny boli zaradené do devónu (Cambel & Čorná, 1974; Cambel & Planderová, 1985).

Fylity a biotitické metapieskovce patria do komplexu nízkometamorfovaných hornín z vyššej časti pôvodnej hercýnskej kôry. Prevládajúcim typom hornín sú sivozelenkavé sericiticko-chloritické fylity, prevažne pelitického pôvodu, detailne zvrásnené so sekrečnými žilkami kremeňa alebo biotitické tenkobridličnaté fylity s vložkami čiernych bridlíc a sericiticko-chloriticko-biotitických bridlíc. Hojne sa v nich vyskytujú metabázické horniny, čo sa prejavuje vulkanickou príspevom v pôvodných sedimentoch. Základnými metamorfnými minerálmi fylitov sú kremeň, albit, chlorit, muskovit, biotit. Ojedinele sa vyskytuje granát. Protolitom boli rôzne typy psamitických hornín, v menšej miere pelitické sedimenty s obsahom organickej hmoty (Cambel et al., 1990). Na základe palinomorf boli uvedené sedimenty zaradené do spodného paleozoika. (Cambel & Planderová 1985).

Mramory a erlány tvoria stratiformné polohy uprostred fylitov až kontaktných rohovcov harmónskej sukcesie, ako súčasť pezsinskej skupiny. Mramory (metamorfované slienité vápence) sú sivej farby, ružovkastej, alebo zelenkasto-sivej farby so zreteľnou sedimentárnou vrstvitosťou. Miestami majú značné množstvo uhlíkatej substancie a nadobúdajú tmavosivú farbu. Vápenec sa usadil v morskom prostredí v spodnom až strednom devóne, (Chlupáč in Buday et al., 1962).

Pernecká skupina

Pernecká skupina vystupuje v Malých Karpát v osovej zóne pezinsko-perneckého kryštalinika, vo výraznom a silne komprimovanom pruhu SZ-JV priebehu. Hlavným litotypom perneckej skupiny sú rekryštalizované jemnozrnné bazalty a sprievodné tufitické horniny. Lokálne boli zistené žilné telesá doleritického gabra, gabrodioritov až porfyrítov. Pri metamorfnej premene perneckej skupiny je pozorovateľný periplutonický a tektonometamorfny prepis spôsobený tepelným účinkom intrudujúcich granitoidov bratislavského a modranského masívu. Periplutonická metamorfóza lokálne dosiahla až spodnú časť amfibolitovej fácie. Na vek perneckej skupiny sa usudzuje nepriamo podľa veku granitoidov, ktoré do hornín perneckej skupiny intrudujú (348 ± 4 Ma; Cambel et al., 1990; rozhranie turnén-visén). Keďže vek pezinskej skupiny, v ktorej laterálnom pokračovaní a nadloží sa horninové sekvencie perneckej skupiny vznikali, je spodný devón, za najpravdepodobnejší vek perneckej skupiny je potrebné uvažovať devón až spodný karbón.

Fylity až svorové fylity predstavujú komplex detailne prevrásnených hornín, ktoré vystupujú na leme svorových rúl, pri ich styku s amfibolitmi perneckého komplexu. Pôvodne predstavovali cyklickú sedimentáciu ílovitých a ílovito-piesčitých sedimentov, prerušovanú tvorbou silicítov. Sú detailne prevrásnené. V porovnaní so svormi a svorovými rulami sú menej metamorfované, čo pravdepodobne súvisí aj s ich distálnejšou pozíciou voči kontaktným účinkom granitoidov

Metabazity, aktinolitické a čierne bridlice patria k metamorfovaným báziickým horninám, ktoré reprezentujú produkty hercýnskej regionálnej a kontaktne periplutonickéj metamorfózy v podmienkach amfibolitovej fácie. V súčasnosti sú tieto horniny ponímané ako relikty oceánskej kôry.

Metagabrá sa vyznačujú svetlozelenou farbou a čiastočne zachovalou gabroidnou štruktúrou. Asociáciu magmatických minerálov reprezentuje báziický plagioklas, klinopyroxén a ilmenit. V dôsledku metamorfnej rekryštalizácie vo fáci zelených bridlíc vznikla nová asociácia tremolit-aktinolit, prehnit, klinozoizit, albit, Mg-chlorit, titanit a karbonáty. Horniny s výrastlicami plagioklasu podľahli pri kompresnej hercýnskej fáze intenzívnej deformácii a pôvodné výrastlice živcov sú vyvalcované do vretenových útvarov s veľkým predĺžením, čo indikuje značný jednotmerný tlak pri ich deformácii.

Pestrý vulkanický komplex je reprezentovaný súborom sedimentov a produktov bimodálneho vulkanizmu z obdobia pokročilého štádia riftogenézy na kontinentálnej kôre a počiatkov oceanizácie kôry (bazalty, keratofýry a ich pyroklastiká, silicity, zelené a čierne fylity). S pestrým vulkanickým komplexom je asociovaný horizont čiernych bridlíc produktívnych zón s pyritovo-pyrotínovým a Au-Sb zrudnením. Horniny pestrého vulkanického komplexu vykazujú znaky orogénnej metamorfózy vo fáci zelených bridlíc, korešpondujúcej s metamorfózou ostatných litotypov perneckej skupiny

Doleritické gabrá až gabrodiority predstavujú stredno- až hrubozrnné tmavosivé, tmavozelené a nazelenalé horniny s nápadnými výrastlicami bieleho plagioklasu. Hlavnou minerálnou súčasťou amfibolických hornín je vápenatý amfibol, plagioklas a minerály epidotovo-zoizitovej skupiny, rovnako ako olivín. Lokálne je prítomný biotit, chlorit, albit a kalcit a v akcesorickom množstve magnetit, titanit, apatit, kremeň, pyrit a pyrotit. V rámci hrubozrnej textúry dosahujú minerály priemernú veľkosť do 3 mm. Častá je retrográdna premena mafických minerálov v dôsledku rýchleho ochladenia malých intrúzií chladnejšími okolitými horninami, rovnako ako v dôsledku

následných tektonometamorfných pochodov a vznik kumulácií chloritu izometrického tvaru, ktorých veľkosť dosahuje až 1 cm.

GRANITOIDNÉ HORNINY

V Malých Karpatoch vytvárajú granitoidné horniny základ kryštalinika. Budujú podstatnú časť bratislavského a modranského masívu. Rozloženie jednotlivých typov granitoidov v bratislavskom masíve je paralelné so smerom pretiahnutia kryštallického jadra (sv.-jz.). V rámci bratislavského masívu bolo vyčlenených päť základných skupín granitoidných hornín. Modranský masív je budovaný dvoma základnými typmi granitických hornín a oba masívy sú lokálne obohatené o dioritické horniny (Kohút et al., in Polák et al., 2011).

Biotiticko-amfibolické diority sú tmavo zeleno-sivé, stredno- až hrubozrnné horniny. Majú všesmernú textúru, prítomné sú však i usmernené typy. Štruktúru majú dioritickú hypidiomorfne zrnitú, miestami aj porfyrickú a typickú kumulátovú s makroskopickým amfibolom tmavo zelenočiernej. Ide o magmatickú horninu, o čom svedčí aj prítomnosť titanomagnetitov rozpadnutých na zložky ilmenit a magnetit. Na minerálnom zložení sa podieľajú plagioklas, obyčajný amfibol, kremeň, biotit \pm K-živec. V akcesorickom množstve sa vyskytuje: titanit, apatit, zirkón, magnetit, pyrit, \pm alanit. Diority možno považovať za samostatné postmetamorfné intruzívne prieniky, ktoré sa pravdepodobne sformovali v začiatku hercýnskeho granitoidného magmatizmu.

Biotitické a muskoviticko-biotitické granodiority až tonality sú strednozrnné horniny, sivozelenej a sivobéžovej farby, s rovnomerne všesmernezrnitou textúrou a hypidiomorfne zrnitou štruktúrou. Najhojnejším minerálom je prevažne hypidiomorfny, menej idiomorfny zdvojitý plagioklas, ktorý je silne sericitizovaný. Plagioklas býva bazický. Kremeň býva undulózny, allotriomorfny až hypidiomorfny. Draselný živec je slabopertitický, tvorí myrmekity, väčšinou je intersticiálny, lokálne uzatvára drobné kryštály plagioklasu. Biotit prevažne xenomorfny je pleochroický od hnedočervenej do svetlohnedej farby, na okrajoch niekedy až vybielený, miestami chloritizovaný. Sagenit je zriedkavý. Muskovit sa vyskytuje podstatne menej ako biotit, vždy však ide o sekundárny bauerit z biotitu. Ojedinele v týchto horninách bol pozorovaný aj amfibol. Z akcesórií je prítomný acikulárny apatit, zirkón, allanit, opakované minerály – magnetit, pyrit, \pm pyrhotín, zo sekundárnych minerálov okrem baueritu, titanitu a chloritu sa tu vyskytuje prehnit a minerály epidotovo-zoizitovej skupiny.

Dvojsľudné granodiority až granity sú nerovnomerné, stredno- až hrubšie zrnité horniny, svetlosivej až sivo-béžovej farby, lokálne aj s pleťovým nádychom. Textúru majú nehomogénnu, miestami všesmernezrnitú, lokálne pseudoporfyrickú a v okrajových častiach často so znakmi tektonicko-deformačného postihnutia. Štruktúru majú väčšinou hypidiomorfne zrnitú, lokálne porfyrickú, v postihnutých oblastiach mylonitickú až kakiritickú. Na minerálnom zložení tohto typu granitoidov Modranskom masíve sa podieľajú: plagioklas, kremeň, K-živec, biotit, muskovit, ojedinele aj amfibol, v akcesorickom množstve je prítomný apatit, zirkón, monazit, xenotím, \pm allanit, opakované minerály magnetit, titanit, pyrit, minerály epidotovo-zoizitovej skupiny, zo sekundárnych minerálov sa nachádza chlorit, bauerit, limonit, titanit.

Drobnozrnné biotitické a muskoviticko-biotitické granodiority buduje vrchnú etáž bratislavského granitoidného masívu. Miestami má tento typ granitoidov charakter „hybridných granitoidov“, pri nedokonalnej asimilácii zvyškov rulovitých xenolitov môžeme pozorovať náznaky

ruľovitej – usmernenej plošne paralelnej stavby. Vyskytujú sa v ňom tiež hojné pegmatity a aplity, často aj ako prechodné pegmatitické a aplitoidné syenogranity a alkalické živcové granity, ktoré sú produktom zvyškovej magmy a utuhli v puklinách v menšej hĺbke a pri nižšom tlaku. Makroskopicky sú to nerovnomerne zrnité, drobno- menej až strednozrnné horniny, svetlosivej farby často v dôsledku zvetrania na povrchu s okrovým nádychom. Textúru majú všesmerne zrnitú, ale aj palimpsestne šmuhovitú a nevýrazne plošne usmernenú u hybridných typov. Štruktúru majú najčastejšie hypidiomorfne zrnitú, prípadne panalotriomorfne zrnitú, v hybridných prechodoch reliktné granolepidoblastickú. Minerálne zloženie: plagioklas viacerých generácií, kremeň, K-živce, biotit, muskovit, akcesórie: zirkón, apatit, monazit, ilmenit, minerály epidotovo-zoititovej skupiny ± opakné minerály.

Strednozrnné muskoviticko-biotitické granodiority až granity budujú centrálnu časť bratislavského masívu. Tento horninový typ predstavuje základnú – najviac rozšírenú varietu granitických hornín v súčasnom eróznom zreze. Makroskopicky sú to nerovnomerne zrnité, strednozrnné horniny, svetlo- až tmavšie sivej farby s okrovým až hnedastým nádychom. Textúru majú všesmerne zrnitú, miestami s neresorbovanými ruľovitými mikroxenolitmi, ako aj drobnými chuchvalcami pegmatitov a aplitov. Štruktúru majú hypidiomorfne zrnitú, lokálne s náznakom porfyrickej. Na minerálnom zložení týchto granitických hornín sa podieľajú: plagioklas viacerých generácií, kremeň, K-živce, biotit, muskovit. v akcesorickom množstve sa vyskytujú hlavne apatit, zirkón, monazit, ilmenit a xenotím.

Stredno- až hrubozrnné muskoviticko-biotitické granity predstavuje len varietu základného typu granitických hornín bratislavského masívu – strednozrnných muskoviticko-biotitických granodioritov až granitov, od ktorých sa odlišuje najmä relatívnym zväčšením zrnitosti a prítomnosťou porfyrických výrastlíc K-živca. Makroskopicky sú to stredno- až hrubozrnné, nerovnomerne všesmerne zrnité ako aj porfyrické horniny, väčšinou svetlosivej – pleťovej farby, miestami aj tmavšie sivej farby s okrovým až hnedastým nádychom. Textúru majú nevýrazne porfyrickú a všesmerne zrnitú. Štruktúru majú typicky poikiliticko – porfyrickú s prechodmi do základnej hypidiomorfne zrnitej. Na minerálnom zložení sa podieľajú tie isté minerály ako u predchádzajúceho – základného typu granitoidov, avšak v dôsledku miestami zvýšeného obsahu K-živca a muskovitu sú častejšie granitické variety.

Pegmatity a aplity sa vyskytujú v bratislavskom masíve väčšinou ako drobné žily a hniezda. Vo väčšine prípadov žily pegmatitoidov majú smer SZ-JV a môžu predstavovať klasické protomagmatické kontrakčné pukliny, vznikajúce pri chladnutí masívu, vyplňajúce sa zbytkovou frakcionovanou granitickou taveninou. Makroskopicky sú pegmatity hrubozrnné nerovnomerne zrnité horniny. Na ich stavbe sa podieľajú: kremeň sivej farby pleťovo-ružový ale aj tmavosivý K-živce. Zo slúd prevažuje muskovit a biotit. Z akcesórií sa najčastejšie vyskytuje granát, menej zirkón, apatit a rudné minerály, ako aj ojedinele beryl a minerály kolumbit-tantalitovej skupiny. Aplity sú masívne, jemno- až drobnozrnné horniny svetlých najčastejšie bielo-sivých farieb s béžovým nádychom. Vystupujú spolu s pegmatitmi, od ktorých sa líšia veľkosťou zrna (pod 2 mm). Minerálne zloženie majú podobné, len biotit obsahujú iba zriedka. Textúru majú všesmerne zrnitú, štruktúru aplitickú - panalotriomorfne zrnitú. Hrubšie pegmatitové žily zväčša majú vnútornú zonálnosť charakterizovanú prítomnosťou aplitických pegmatitov spolu s grafickými a blokovitými mikroklinmi na okrajovej a prechodnej zóne a hrubozrnným vývojom kremeňa + mikroklinu ± albitu + muskovitu ± biotitu a blokovitého kremeňa v centrálnych zónach.

Mylonitizované svetlé muskovitické a dvojsľudné granity sú drobno- až hrubozrnné horniny bielej až bielosivej farby so zelenkastým odtieňom, rovnomerne-, ale aj nerovnomerne zrnité

horniny. Textúru majú všesmerne zrnitú s prechodmi do tektonicky deformačne usmernennej textúry. Štruktúru majú väčšinou dynamofluidálnu – porfyroklastickú, lokálne so zvyškami pôvodnej hypidiomorfne zrnitej. Na minerálnom zložení týchto granitoidov sa podieľajú: kremeň, K-živec (mikroklin), plagioklas (albit – oligoklas) muskovit, biotit - baueritizovaný, z akcesórii zirkón, apatit a monazit ± granát.

Mezozoikum

Tatrikum Malých Karpát je bohaté členené na sústavu čiastkových príkrovových jednotiek zahŕňajúcich ako predalpínsky fundament, tak aj viacero, často zásadne odlišných mezozoických sukcesí (Plašienka et al., 1991). Podľa vystupovania sa čiastkové tatrické jednotky Malých Karpát členia na dve skupiny – subautochtónne jednotky vystupujúce v najnižšej štruktúrnej pozícii odokrytej tektonickej stavby – takými sú **borinská jednotka** a **orešianska jednotka** a veľkú alochtónnu jednotku nazývanú **bratislavský príkrov**, ktorú budujú: **devínska**, **kuchynská**, **kadlubska** a **solírovská jednotka** (Plašienka in Polák et al., 2011).

Devínske súvrstvie permského veku tvoria v spodnej časti bazálne brekcie a polymiktné zlepenice, vo vrchnejších častiach prevládajú hrubozrnné zbridičnaté 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 kremítych fylitov fundamentu bratislavského príkrovu a v podloží kremencov lúžňanského súvrstvia.

Lúžňanské súvrstvie predstavuje bazálny mezozoický člen v autochtónnych sekvenciách tatrika, ako aj v sekvenciách tatrika bratislavského príkrovu. Spodnotriasové kremence vystupujú v borinskej skupine v jurských súvrstviach len vo forme blokov aolistolitov. Naopak v orešianskej sekvencii vystupujú na jej báze v pomerne mohutnom vývoji. 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. Na zložení súvrstvia sa litologicky podieľajú svetlosivé ružové kremence, kremenné pieskovce, droby, arkózové pieskovce, miestami v bazálnych polohách aj konglomeráty. Smerom do nadložia sa materiál postupne zjemňuje. Štruktúra pieskovcov lúžňanského súvrstvia je psamitová, rovnomerne i nerovnomerne zrnitá. Z hľadiska štruktúrneho vytriedenia patria pieskovce lúžňanského súvrstvia k dobre vytriedeným sedimentom.

Pestré bridlice spodnotriasového veku sú späté s podložným lúžňanským súvrstvom. Prechod z podložného súvrstvia je pozvoľný a vyznačuje sa zvýšenou frekvenciou vložiek pestrých peliticko-psamitických hornín. Charakteristickým znakom je ich pestré sfarbenie 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.

Gutensteinské vápence a ramsauské dolomity sa nachádzajú v borinskej sekvencii len vo forme úlomkov v jurských súvrstviach. Ich veľkosť kolíše od mikroskopických rozmerov po megaolistolity. V devínskom úseku vystupujú dolomity hlavne v spodných a vrchných častiach komplexu strednotriasových karbonátov. Sú sivých farieb, väčšinou doskovité až lavicovité, často masívne s brekciovitými textúrami. Brekciovité dolomity, hojné najmä v spodných častiach karbonátového komplexu, vznikli synsedimentárnymi pochodmi. Majú podpornú štruktúru ostrohranných dolomitových intraklastov uložených v dolomitickej matrix. Vrstevnaté dolomity



Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku /
Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ



Agentúra
Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu SR
pre štrukturálne fondy EÚ

majú často peletovú (koprolitovú) štruktúru a početné biele očka a ihličky – pseudomorfózy po kryštáloch sádrovca (Mišík, 1986). 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. Niektoré laminované vápence i dolomity sú pravdepodobne stromatolitmi (Mišík, l.c.).

Ramsauské dolomity sú sivej farby väčšinou doskovité až lavicovité, no často aj masívne s brekciovitými textúrami. V tektonicky exponovaných zónach sú silne drvené, miestami spojené aj s rauvakmi.

Borinská jednotka

Borinská jednotka vystupuje na sz. svahoch a predhorí Pezinských Malých Karpát od Bratislavy-Devínskej Novej Vsi až po Pernek. Na povrchu je tvorená temer výlučne len jurskými, anchimetamorfovanými, až okolo 1500 m hrubými uloženinami zaradovanými do borinskej sukcesie (skupiny). Vzhľadom na najnižšiu štruktúrnú pozíciu v rámci tatrika i vzhľadom na litostratigrafický obsah, ktorý je odlišný od všetkých ostatných jurských sukcesí Západných Karpát, sa borinská jednotka zaraďuje do infratatrika (Plašienka et al., 1997). Prítomnosť starších ako spodnojurských súvrství nie je v povrchovej stavbe borinskej jednotky s určitou preukázaná.

Borinská sukcesia

Súvrstvie Prepadlého vystupuje predovšetkým v doline Prepadlé od Medených hámrov až po oblasť na Z od kóty Somár. Smerom na SZ prechádza laterálne prstovite do flyšu podobného súvrstvia Korenca. 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. V horninovom súbore súvrstvia Prepadlého rozlišujeme borinské vápence, extraklastové karbonátové brekciovité vápence, biodetritické piesčité vápence, pieskovce a polymiktné mixtité brekcie.

Borinské vápence budujú podstatnú časť súvrstvia Prepadlého. Základným litotypom sú sivé, masívne alebo hrubolavicovité, väčšinou beztextúrne drobnozrné až celistvé vápence. Pre značnú časť borinských vápencov sú typické vtrúsené ostrohranné úlomky triasových karbonátov (hlavne dolomitov) rôznej veľkosti, od mikroskopických až po megaolistolity. Megaolistolity sa nachádzajú v spodnej časti súvrstvia. V týchto horninách, označovaných ako brekciovité vápence, klasty nezriedka prevládajú nad vápencovou základnou hmotou. Jedná sa o extraklastové vápence s menším podielom intraklastov s podpornou štruktúrou matrixu s prechodmi do karbonátových brekcií s podpornou štruktúrou klastov. Lokálne možno v brekciách pozorovať inverzné gradačné zvrstvenie hruboklastického karbonátového materiálu s podradným vápencovým alebo pelitickým matrixom. Vo vápencoch sa vyskytujú kremenné pieskovce, tvoriace nepravidelné, rôzne veľké klastické žily, šošovky i väčšie prstovite vyклиňujúce telesá uložené naprieč vrstevnatosti. Petrografické zloženie pieskovcov sa rýchlo mení v horizontálnom aj vo vertikálnom smere, keď mineralogicky aj štruktúrne zrelé kremenné pieskovce sú rýchlo zamieňané za nezrelé sedimenty drobového zloženia. Pieskovce majú často kalcitový tmel. Nachádzame v nich aj difúzne telesá polymiktných brekcií s klastami fylitov a amfibolitov s pieskovcovou základnou hmotou.

Súvrstvie Korenca zaberá najväčšie plochy budované borinskou sekvenciou medzi Borinkou a Pernekom. Vyznačuje sa prevahou sedimentov so znakmi ukladania z turbiditových prúdov.

Prevládajúcimi horninovými typmi v súvrství sú ílovité bridlice a turbiditové pieskovce. 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. Slieňovce sú tmavosivé, ojedinele červenkasté, často s deformovanými tmavými škvŕnami a pásikmi – pôvodnými bioturbáciami. Uprostred slieňovcov vystupujú šošovkovité telesá masívnych sivých vápencov (borinských). Spreádzajú ich extraklastové brekciovité vápence s úlomkami triasových karbonátov, lokálne i spodnotriasových kremencov a hornín kryštalinika, ďalej karbonátické brekcie, kremenné pieskovce a pieskovce s polohami polymiktných brekcií a olistolity triasových karbonátov a kremencov. Stratigraficky je uvedené súvrstvie zaradené do spodnej jury (sinemúr–pliensbach).

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, ďalej vysoký obsah pyritu, prítomnosť polôh manganolitov, ako aj značná hrúbka a samostatné vystupovanie v čase a v priestore.

Súvrstvie Somára je najvyšším súvrstvím borinskej skupiny. Leží v nadloží všetkých vyššie opísaných súvrství, pričom s marianskym sa tiež čiastočne laterálne zastupuje. Je tvorené kremennými pieskovecami, masívnymi brekciovitými vápencami s karbonátovými a polymiktnými extraklastami a polymiktnými mixtitovými brekciami.

Súvrstvie Slepého je v spodných častiach tvorené tmavými ílovými a sčasti slieňitými bridlicami s ojedinelými doskami jemnozrnných piesčitých vápencov a slieňovcami s doskami klastických rohovcových vápencov.

Orešianska jednotka

Orešianska jednotka tatrika buduje severovýchodný cíp Malých Karpát medzi Pilou-Červeným Kameňom a Hornými Orešanmi. Je tvorená komplexmi predalpínskeho kryštalinického fundamentu a jeho vrchnopermsko-mezozoického sedimentárneho pokryvu postihnutého metamorfnou premenou (Plašienka et al., 1993). Predalpínsky fundament je reprezentovaný litologicky monotónnymi, pôvodne ílovito-piesčitými staropaleozoickými sedimentmi varísky nízko- až strednostupňovo premenenými na chloriticko-biotitické fylity až kremité a svorové biotiticko-granátické ruly. Obalový sled sa začína väčšinou kremencami *lúžňanského súvrstvia*, len miestami sa v jeho podloží nachádzajú pár metrov hrubé nepravidelné polohy arkózových pieskovcov devínskeho súvrstvia. Verfénske súvrstvie a strednotriasové ramsauské dolomity sú v normálnej pozícii zachované len na niektorých miestach. Jursko-kriedový sled sa označuje ako orešianska sukcesia. Je tvorená brekciovitými extraklastovými karbonatickými vápencami, súvrstvím Slepého (sivé slieňovce, silicity), rohovcovými vápencami, ílovitými bridlicami, slieňovcami a piesčitými vápencami

Bratislavský príkrov

Bratislavský príkrov je frontálnou, alochtónnou časťou vrchnokôrovej jednotky tatrika. Zaberá plošne najväčšiu časť Pezinských Malých Karpát. Je zložený z pestrých komplexov ako predalpínskeho fundamentu, tak aj jeho mezozoického sedimentárneho pokryvu.

Fundament

Kryštalinický fundament má pestré zloženie. Prevalu majú granitoidy modranského masívu. V spodnejšom modranskom čiastkovom príkrove sú prítomné slabometamorfované staropaleozoické vulkanicko-sedimentárne komplexy a väčšinou silne mylonitizované a kataklazované 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 & Méres, 2006).

Sedimentárny pokryv

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

Solírovská sukcesia je tvorená čiernymi ílovitými a slienitými bridlicami, pieskovecami a vápencami (slienitými, bioklastickými, hľuznatými).

Kadlubsá sukcesia sa vyznačuje malými hrúbkami jursko-spodnokriedových sedimentov s početnými hiátmi a eróznymi povrchmi, kondenzovanými horizontmi a hardgroundmi, ako aj neptunickými žilami prenikajúcimi hlboko do predjurského substrátu. Charakteristické sú pre ňu červené kondenzované brekciovité a hľuznaté hematitizované vápence.

Kuchynská sukcesia je charakteristická tým, že obsahuje v podstate len jursko-kriedové členy ležiace zväčša primárne priamo na metamorfitech predalpínskeho fundamentu. Len na pár miestach sa nad fundamentom nachádzajú šošovkovité reliktové spodnotriasových kremencov. Na báze jurského sledu kuchynskej sukcesie, leží pomerne pestré, laterálne premenlivé vápencové súvrstvie - dudziniecke súvrstvie (Michalík et al., 1993; 1994). Tvorí ho lokálne vyvinuté červenofialové, slabo slienité vápence s úlomkami amfibolitov. V ich nadloží sa nachádza komplex červených, zelenkavých, hnedých výrazne tenkolavícovitých (2–5 cm) rádiolárových vápencov a rádiolaritov. Sedimenty kuchynskej sukcesie sú veľmi slabo – anchizonálne metamorfované, miestami aj dosť intenzívne duktilne-krehko deformované.

Devínska sukcesia je charakteristická výskytom mladopaleozoických sedimentov, ktoré sú tvorené len lokálnymi, nepravidelne hrubými permskými terestrickými klastikami devínskeho súvrstvia. Spodnotriasové sedimenty sú reprezentované kremencami lúžnianskeho súvrstvia, ktoré budujú hrebeň Devínskej Kobyly. Strednotriasové karbonáty sú rudimentárne zachované a vyznačujú sa značnou pestrosťou facií. Vrchnotriasové a spodnoliasové horniny nie sú z devínskej sukcesie

známe z primárnych výskytov. Je pravdepodobné, že sedimenty daného časového úseku sa tu pôvodne usadili a boli neskôr oderodované počas spodnojurského riftingu.

FATRIKUM

V rámci fatrika boli vyčlenené formácie obsahujúce hlbokovodné sedimenty v strednej a vrchnej jure, čiastočne v spodnej kriede - zliechovská faciálna oblasť krížňanského príkrovu. V oblasti Malých Karpát vyčlenil Mahel' (1959) rámci krížňanského príkrovu vysokú sériu, ktorú charakterizoval ako formáciu kordilierového typu na základe prítomnosti plytkovodných sedimentov predovšetkým strednej jury a čiastočne odlišným vývojom spodnej kriedy. Neskôr Andrusov (1965) definoval vysokú sériu ako samostatný čiastkový vysoký príkrov ležiaci v podloží krížňanského (zliechovského) príkrovu.

Podstatná časť fatrika Malých Karpát je budovaná sedimentami vysokého príkrovu. Krížňanský príkrov s. s. (zliechovský) vystupuje len v obmedzenom rozsahu v sv. časti pohoria vo forme niekoľkých tektonických zvyškov- trosiek (Polák in Polák et al., 2011a).

Vysoký príkrov

Vysoký príkrov je typickým reprezentantom spodnejších a externejších čiastkových príkrovových jednotiek fatrika s charakteristickou, relatívne „plytkovodnou“ jursko-spodnokriedovou vysokou sekvenciou. Vysoký príkrov zahŕňa triasové členy. Jursko-spodnokriedová vysoká sekvencia je reprezentantom plytkovodnejších prahových sekvencií fatrika. V spodnej časti sa nachádza asi 100 m hrubé súvrstvie tmavých piesčitých bridlíc a tmavých krinoidových vápencov. hetanžského veku. Nadložné pestré piesčité krinoidové, rohovcové vápence prechádzajú do hľuznatých vápencov adnetského resp. prístodolského súvrstvia vrchnoliasového veku (Koš, 1998). Nasledujú dogerské pestré, červené krinoidové vápence, ktoré prechádzajú do tmavých, slienitých a kremitých bridlíc, silicítov a kremitých vápencov, miestami aj tenkých polôh oxfordských radiolaritov, ktoré tvoria vložky v červených hľuznatých vápencoch vrchnojurského veku. Spodnokriedový sled reprezentujú masívne rohovcové a brekciovitité vápence (súvrstvie Padlej vody), bridličnaté slienité rohovcové vápence (hlbočské súvrstvie) a bioklastické vápence (barémsko-aptské bohatské súvrstvie) – cf. Plašienka et al. (1991). Albsko-cenomanské porubské súvrstvie je tvorené najmä silicifikovanými slieňovcami, len v najvyšších polohách sa objavujú vložky turbiditových pieskovcov (Polák in Polák et al., 2011a).

Verfénske súvrstvie (spodný trias) tvoria tvoria 10–15 cm hrubé polohy, arkózovitých pieskovcov a ílovitých bridlíc. Petrograficky sú pieskovce zložené z úlomkov kremeňa angulárnych tvarov veľkosti do 1 mm. Jeho obsah sa pohybuje v rozmedzí 40–50 %.

vysoké súvrstvie je najspodnejším a charakteristickým členom triasového karbonátového komplexu vysokého príkrovu Malých Karpát. Vysoké vápence sú litologicky sivé, sivohnedé, tmavosivé až čierne, lavicovité. V spodnejších častiach súvrstvia sa nachádzajú početné polohy charakteristických červíkovitých vápencov. Časté sú vrstvy výrazne krinoidových vápencov. Mikrofaciálne sú to biomikrity a mikrity s pomerne nízkou frekvenciou organickej zložky.

Ramsauské dolomity (ladin) sú reprezentované sivými, tmavosivými, výrazne vrstevnatými celistvými, často pórovitými dolomitmi. Miestami sú na báze vyvinuté svetlosivé, silno krinoidové až organodetrilitické typy, ojedinele oolitické, časté sú brekciovitité typy.



Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku /
Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ



Agentúra
Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu SR
pre štrukturálne fondy EÚ

Podhradské vápence (ladin) sú tvorené tmavosivými až čiernymi lavicovitými vápencami. Sú prevažne organodetritickej povahy, zväčša krinoidové, menej frekventované sú lumachelové typy. Z mikrofaciálneho hľadiska sú to prevažne biomikrity, resp. biomikrosparity s vysokou frekvenciou alochémov.

Karpatský keuper (vrchný karn–norik) je reprezentovaný pestrosfarbenými (červené, fialové, zelené, čierne) ílovitými bridlicami, sivými a žltkavými ílovitými dolomitmi a bielosivými, ružovými stredno- a hrubozrnnými pieskovecami.

Fatranské vrstvy (rét) sú tvorené tmavosivými až čiernymi organodetritickými, lumachelovými, často krinoidovými a oolitickými vápencami. Často obsahujú polohy čiernych slienitých vápencov a čiernych slienitých bridlíc. Zistené v nich boli aj lavice koralových vápencov. Mikrofaciálne sa jedná prevažne o biomikrity s veľkou frekvenciou organických zvyškov.

Kopiencke súvrstvie (hetanž–sinemúr) je bazálnym členom liasového karbonátového komplexu vysokého príkrovu. Spodnú časť tvoria tmavosivé, 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 biosparsity, biosparmikrity s vysokou frekvenciou organického detritu.

Trlenské súvrstvie (sinemúr–?lotaring) je 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.

Hierlatzské vápence (pliensbach–domér) sú reprezentované pestrosfarbenými (biele, ružové, červené) krinoidovými vápencami. Mikrofaciálne sú to biosparsity, tvorené predovšetkým úlomkami a celými kolumnáliami krinoidov, ktorých obsah tvorí miestami až 75 % organickej komponenty.

Súvrstvie Prístodolka (pliensbach–domér) sa vyznačuje prítomnosťou ružových, ružovosivých, červených krinoidových vápencov s nejasne limitovanými hľuzami tvorenými ružovým biomikritickým vápencom. Charakteristickou črtou je prítomnosť brekciovitých typov, pričom intraklasty sú tvorené predovšetkým krinoidovými vápencami. Mikrofaciálne sú to výrazné biosparsity, tvorené predovšetkým úlomkami a celými kolumnáliami krinoidov,

Vilské súvrstvie (álen–bat) je tvorené svetlosivými, ružovými, niekedy červenými až bordovými, krinoidovými, miestami piesčito-krinoidovými vápencami, obsahujúcimi výraznú prímes klastického kremeňa dosahujúceho obsah až 20 %. Mikrofaciálne sú to biosparsity. Prevládajúcou organickou zložkou sú úlomky, ojedinele aj úplne zachované časti stvolov krinoidov, ktoré tvoria miestami až 60% horniny. Okrem nich sa v nich nachádzajú úlomky brachiopódov, lamelibranchiát, gastropódov, amonitov, lagenidných foraminifer, ojedinele pseudoolitov. Klastická komponenta je zastúpená úlomkami angulárneho kremeňa psamitickej veľkosti, ojedinele dosahujú úlomky veľkosť až 1 cm.

Ždiarske súvrstvie (vrchný bat–oxford) litologicky tvoria pestré, zelené, sivé, fialové a červené rádioláριοvé 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 tvorené biomikritmi s pomerne monotónnou náplňou. Prevládajúcim organickým komponentom sú



Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku /
Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ



Agentúra
Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu SR
pre štrukturálne fondy EÚ

predovšetkým kalcifikované rádiolárie spumeláriového typu, ostrakódy, ojedinele ihlice hubiek.

Jaseninské súvrstvie (kimeridž–titón) je v spodnej časti tvorené ružovými lavicovitými, často pseudohľuznatými a rohovcovými vápencami, prechádzajúcimi do červených výrazne hľuznatých vápencov, zriedkavo obsahujúcich vložky červených bridlíc. Vo vyššej časti prechádzajú do ružových, sivoružových lavicovitých vápencov, v terminálnych častiach do sivých slienitých lavicovitých, miestami tenkolavicovitých rohovcových vápencov. Mikrofaciálne sú to hlavne biomikrity s veľmi hojnou organogénnou drvinou

Súvrstvie Padlej vody (titón–berias) je litologicky tvorené sivými, tmavosivými slienitými vápencami. V spodnej časti sú výrazne hrubolavicovité (2–3 m), miestami nadobúdajú až masívny charakter. V strednej časti sú obyčajne vrstevnaté, v najvyšších častiach nadobúdajú až doskovitú podobu. Vápence obsahujú veľké množstvo silicítov, ktoré sú tmavosivej až čiernej farby a vystupujú jednak vo forme eliptických hľúz, častejšie však vytvárajú súvislejšie polohy. Obsahuje tenké polohy a vložky slienitých bridlíc. Mikrofaciálne je spodná časť vápencov tvorená biomikrospartmi, zriedkavo sú aj mikritické typy vápencov. Organická zložka je zastúpená prevažne tintinoidnými mikroorganizmami, ostrakódami, rádioláriami, úlomkami krinoidových článkov, ojedinele ostne ježoviek a iný drobný detrit.

Hlbočské súvrstvie (*valangin–barém*) je reprezentované sivými, tmavosivými slienitými doskovitými až bridličnatými vápencami s pomerne veľkým množstvom tmavých až čiernych rohovcov vystupujúcich vo forme hľúz. 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

Bohatské súvrstvie (vrchný barém–spodný alb) je tvorené tmavosivými, miestami až čiernymi, lavicovitými až hrubolavicovitými (20–120 cm), organodetritickými vápencami s hľuzami čiernych rohovcov. Z mikrofaciálneho hľadiska sú to o biomikrity až biomikrosparity.

Zliechovský príkrov

Zliechovský príkrov vystupuje len v obmedzenom rozsahu v severnej časti Malých Karpát vo forme niekoľkých tektonických zvyškov. Je zastúpený len jurskými a spodnokriedovými litostratigrafickými jednotkami (Polák in Polák et al., 2011a).

Allgäuske súvrstvie (lotaring) je tvorené súborom alternujúcich sivých, tmavosivých slienitých lavicovitých (10–25 cm), výrazne škvŕnitých vápencov a sivých až slienitých bridlíc. Vápence sú charakteristické prítomnosťou hojných tmavých škvŕn. Prevažná časť škvŕn je orientovaná v smere vrstiev, len ojedinelé sú kolmé na vrstevnatosť. Na škvŕny je viazaná bituminózna substancia a následne obsahujú zvýšený podiel pyritových globuliek a zhlukov. Všeobecne sa škvŕny považujú za zvyšky po činnosti limnotvorných organizmov. Mikrofaciálne vápence 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.

Ždiarske súvrstvie (kelovej–oxford) litologicky tvoria pestré, zelené, sivé a červené rádioláriové 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 tvorené biomikritmi s pomerne monotónnou náplňou.

Organickú zložku tvoria predovšetkým rádiolárie, ostrakódy, vo vrchných častiach sa objavujú filamenty.

Jaseninské súvrstvie (kimeridž–titón) tvoria sivé, zelenkavé, červené slabo slienité lavicovité, miestami hľuznaté vápence. Veľmi časté sú vložky a vrstvičky slabo slienitých bridlíc. Zriedkavo sa objavujú, hlavne v spodných častiach súvrstvia, tenké polohy červených hľuznatých vápencov. Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s veľmi hojnou organogénnou drvinou.

Osnické súvrstvie (titón) reprezentujú sivé, svetlosivé slienité vápence s výrazným lastúrnatým lomom. Sú zväčša vrstevnaté (20–40 cm) s vložkami a vrstvičkami slienitých bridlíc, ktorých hrúbka nepresahuje 5 cm. Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s charakteristickou náplňou organických zvyškov, kde prevládajú tintinoidy, nasledujú rádiolárie a prevažne kalcifikované, ostrakódy.

Mráznické súvrstvie (berias–hoteriv) predstavuje z litologického hľadiska alternáciu sivých, 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 avrstvy, ktorých hrúbka dosahuje maximálne 5 cm. Mikrofaciálne sú vápence tvorené prevažne biomikritmi. Organické zvyšky zastupujú predovšetkým rádiolárie, zväčša kalcifikované, ostrakódy, sporadicky filamenty, úlomky aptychov, echinodermátových článkov.

Porubské súvrstvie (alb–cenoman) reprezentujú sivé, svetlosivé, nažltlé slienité, slienito-ílovité bridlice, piesčité vápence až vápnité pieskovce. Najvyššie časti súvrstvia sú už tvorené flyšoidnou a flyšovou sedimentáciou, kde prevládajú psamitické typy sedimentov. Vápence sú tvorené mikritickou štruktúrou, bez akýchkoľvek organických zvyškov. Obsahujú veľké množstvo úlomkov klastického kremeňa, angulárnych tvarov, veľkosti do 1 mm.

Hronikum

V Malých Karpatoch je hronikum zastúpené veterlínskym príkrovom a havranickou a jablonickou kryhou považského príkrovu (Havrila in Polák et al., 2011a).

Veterlínsky príkrov

V Malých Karpatoch je stratigraficky staršia časť hronika tvorená sedimentárnymi a vulkanickými horninami stratigrafického rozpätia vrchný karbón – trias. Jeho spodná časť je budovaná detritickou formáciou nižnobocianskeho súvrstvia, vulkanicko-sedimentárnou formáciou maluzinského súvrstvia, klastickou formáciou benkovského súvrstvia a klasticko-karbonátovou formáciou šuňavského súvrstvia. Menované formácie patria tzv. veterlínskeho príkrovu. Časť spodnotriasových sedimentov patrí spodnej časti považského príkrovu (sensu Havrila, 2004).

Paleozoikum

Ipoltická skupina

Ipoltická skupina sa nachádza v nadloží vysokej 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 maluzinského súvrstvia. Vo vrchných častiach sa nachádza komplex báziických a intermediárnych vulkanitov



Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku /
Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ



Agentúra
Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu SR
pre štrukturálne fondy EÚ

(pôvodne označovaných ako „melafýry“) a vulkanoklastík. V najvyššej časti vulkanogénneho komplexu sú vyvinuté sedimenty, ktorých litológia je špecifická len pre Malé Karpaty (Olšavský in Polák et al., 2011a).

Nižnobocianske súvrstvie (karbón – stefan) je tvorené prevažne sivými sľudnatými arkózami a tmavosivozelenkavými hrubozrnnými arkózami. Podradnejšie sú zastúpené prachovce. Na niekoľkých miestach výskytu nižnobocianskeho súvrstvia boli zaznamenané polohy hrubozrnných sedimentov v podobe šedých nevytriedených zlepcov, niekedy piesčitých zlepcov s polymiktným materiálom s klastami do 10 cm, Bázické vulkanické horniny – žily permského veku sa vyskytovali veľmi zriedkavo

Malužinské súvrstvie (perm) sa v Malých Karpatoch nachádza v kompletnom stratigrafickom zázname. Bolo rozdelené do 5 charakteristických litostratigrafických členov (Olšavský in Polák et al, 2011a).

Žliabocké vrstvy (perm-autun) obsahujú dva charakteristické litotypy. Prvý typ reprezentujú drobnozrnné zlepenice, piesčité zlepenice až hrubozrnné arkózy prevažne svetlosedej – béžovej farby. Druhý typ predstavujú stredno-jemnozrnné subarkózy makroskopicky pripomínajú kremence. Vyznačujú sa šedo - zelenkavým až zelenošedým zafarbením. Nachádzajú najmä vo vrchnej časti žliabockých vrstiev.

Rohožnícke vrstvy (perm-autun) sa vyznačujú pestrým hnedočerveným zafarbením a zastúpením prevažne piesčitej frakcie (prachovce až hrubozrnné pieskovce). V spodnej časti rohožníckych vrstiev bolo zaznamenané striedanie polôh svetlejších pieskovcov ojedinele aj drobnozrnných zlepcov s pieskovcami s enormne zvýšeným obsahom ílovitej matrix.

Petrklínske vrstvy (perm-saxon) sú reprezentované zlepenkami s klastami (obliakmi) 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 hlavne o hrubozrnné arkózy/droby šedej až hnedočervenej farby, hnedočervené piesčité zlepenice, polymiktné zlepenice s extraformačným materiálom (ruly, granity, ryolity, čierne kremité úlomky).

Klokočské vrstvy (perm-saxon) sú reprezentované svetlosivými piesčitými zlepenkami a arkózami. Obsahujú hojný úlomkový detrit červeného Qtz, alebo úlomky ryolitov čím hornine dodávajú popri prevažne lepšej mineralologickej zrelosti svoj charakteristický vzhľad. V najvyššej časti klokočských vrstiev boli zistené pestré hnedočervené jemnozrnné sedimenty odpovedajúce jemnozrnným drobám.

Bazalty a bazaltické andezity (perm – thuring) sa nachádzajú sa vo vrchnej časti malužinského súvrstvia

Vulkanoklastiká (perm – thuring) sú reprezentované tufitickými horninami tmavohnedočervenej, šedej a šedozelenkavej farby s chloritizovanými úlomkami bazaltov

Lošonecké vrstvy (perm – thuring) sú tvorené čiernymi prachovcami, bridlicami a jemnozrnnými arkózami s vložkami tmavosivých kryštalických vápencov.

Zámocké vrstvy (perm – thuring) sú reprezentované hnedočervenými štruktúrne nevytriedenými drobnozrnnými zlepenkami. Na vrstevnatých plochách zlepencových lavíc sa nachádzajú prachovcové závalky do 1-4 cm. Klasty v zlepencoch sú tvorené: červenými úlomkami (veľmi



Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku /
Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ



Agentúra
Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu SR
pre štrukturálne fondy EÚ

pravdepodobne ide o ryolity), svetlými úlomkami z kryštalinika (granitoidy) a ojedinele aj čiernymi bridličkami (bazalty?).

Mezozoikum

Najstaršie sekvencie mezozoika veterlínskeho príkrovu vystupujú pravdepodobne len v zdanlivom kontinuálnom slede v nadloží ipoltickej skupiny. Tektonický – subautochtónny vzťah je predpokladaný na základe evidencie zdvojenia spodnotriasového sledu, ako aj evidentnej redukcie spodnotriasovej sekvencie spolu s vrchnou časťou maluzinského súvrstvia (sedimenty + vulkanity) JZ smerom (Olšovský in Polák et al., 2011a).

Benkovské súvrstvie (spodný trias) je reprezentované svetlými strednozrnnými arkózami, ktoré sa striedajú s ružovkastými až hnedočervenými laminovanými arkózami resp. pestrými arkózami a hnedočervenými prachovcami. V pestrých arkózach boli zaznamenané prúdové stopy (flute-casts).

Šuňavské súvrstvie (spodný trias – spat) je tvorené béžovými slienitými bridlicami s karbonatickou prímесou a ojedinelými polohami karbonátov.

Veterlínska sukcesia

Trias spodného príkrovového telesa hronika vystupujúceho v Bielom pohorí Malých Karpát t.j. trias veterlínskeho príkrovu je charakterizovaný pelagickými súvrstviami vrchného pelsónu až vrchného longobardu a proximálnou časťou karbonátových turbiditov ramingsko-göslingského súvrstvia vrchného longobardu až kordevolu (Havrila in Polák et al., 2011a).

Gutensteinské dolomity (egej – ?bityn) sú tvorené sivými tmavosivými až čiernosivými bituminózne vrstevnatými dolomitmi. Mikrofaciálne ich možno charakterizovať ako dolosparity a dolomikrosparity, ktoré sú temer bez organodetritu. Ojedinele sú v nich reliktné zachované pôvodné štruktúry. Charakteristické sú pseudomorfózy po evaporitoch. Vznikli pravdepodobne v hypersalinnom prostredí.

Gutensteinské vápence (?bityn – spodný pelsón) sú zastúpené tmavosivými až čiernosivými mikrokryštalickými hrubovrstevnatými vápencami v asociácii s ktorých sa zriedkavo vyskytujú i ioturbované vápence.

Steinalmské vápence (vrchný pelsón – spodný ilýr) sú svetlosivé až bielosivé mikrokryštalické čisté vápence s nápadne svetlou patinou. Miestami sú preplnené dasykladálnymi riasami rodu *Physoporella*.

Zámotské súvrstvie (vrchný pelsón – ilýr) je tvorené čiernosivými bituminóznymi vrstevnatými vápencami s organodetritom. Striedajú sa v ňom pomerne hrubovrstevnaté vápence (s hrúbkou vrstiev do 0,5 -1 m) s tenkovrstevnatými vápencami (s hrúbkou vrstiev do 10 cm), pričom hrúbka vrstiev smerom do nadložia klesá. Vrstevné plochy sú nerovné – zvlnené.

Reiflingské vápence (fasan– kordevol) sú sivohnedej, hnedej zriedkavo ružovohnedej farby. Obsahujú ílovitú prímес v dvoch faciách a to vrstevnatej a hľuznatej.

Wettersteinské vápence (vrchný longobard – jul) sú svetlosivé až sivobiele mikrokryštalické a organoklastické resp. organogénne. Často sú rekryštalizované. Ich masívny vývoj je prerušovaný



Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku /
Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ



Agentúra
Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu SR
pre štrukturálne fondy EÚ

polohami sedimentárnych brekcií a v spodnej časti polohami ramingských vápencov. Hornina je často prestúpená štruktúrami cementov. Z rífortvorných organizmov sú v nich makroskopicky pozorovateľné klasty a trsy koralov, hubky, hydrozoa, machovky, veľké ostne ježoviek, lastúrniky, brachiopódy a gastropódy.

Wettersteinské dolomity (jul) sú svetlosivé až bielosivé, vrstevnaté, zrnité („cukrovité“). Rozpadajú sa v štrk až piesok („múčku“). Netvorí súvislý horizont.

Lunzske vrstvy (?vrchný jul–?spodný tuval) sú tvorené sivými, tmavohnedosivými až čiernosivými sľunatými ílovcami a drobnozrnnými sľudnatými dobre vytriedenými paralelne laminovanými prevažne kremennými pieskovecami, ktoré po zvetraní nadobúdajú typickú hrdzavozelenožltohnedú farbu.

Hlavné dolomity (tuval) sú reprezentované sivými, čiernosivými vrstevnatými bituminóznymi dolomitmi.

Oponitzské vrstvy (tuval) sú charakteristické litofáciou svetlohnedosivých vrstevnatých slabo ílovitých mikrokryštalických vápencov s bielou patinou, ktoré boli prevrstvované tenkovrstevnatými ílovitými laminovanými vápencami bežovej farby, ale i dolomitmi a rauvakmi.

Považský príkrov

Hronikum, vystupujúce v rámci regiónu Malých Karpát je zastúpené príkrovovými telesami, menovanými podľa ich pozície v príkrovovej stavbe smerom odspodu hore: veterlínsky príkrov a považský príkrov tvorený havranickou a jablonickou kryhou (Havrila, 2004).

Benkovské súvrstvie (spodný trias) je reprezentované drobnozrnnými sľudnatými arkózami červenohnedej a šedohnedej farby.

Šuňavské súvrstvie (spodný trias) je tvorené drobnozrnnými zelenkavými a béžovými arkózami a zelenkavými a hnedočervenými bridlicami.

Gutensteinské dolomity (egej - ?bityn) sú zastúpené tmavosivými, sivými, vrstvomitými až doskovitými, miestami brekciovitými dolomitmi, na niektorých miestach so stromaolickou a oolitickou štruktúrou.

Gutensteinské vápence (?egej-pelsón) sú tvorené čiernymi a tmavosivými prevažne mikritickými vápencami a dolomitickými vápencami s ojedinelými polohami dolomitov.

Steinalmské vápence (pelsón-spodný ilýr) sú reprezentované komplexom masívnych až hrubolavicovitých, miestami lavicovitých svetlosivých až sivohnedých vápencov. Sú rekryštalizované a postihnuté dolomitizáciou.

Reiflinské vápence (?vrchný ilýr-spodný ladin) sú tvorené tmavosivými a sivohnedými vrstvomitými vápencami s rohovcami.

Wettersteinské vápence (?anis-ladin–?kordevol) tvoria z litologického hľadiska masívne svetlé, bielosivé a sivohnedé organodetrické vápence, v ktorých sa vyskytujú vápence tmavších variet ako nepravidelné šošovky alebo na kratšiu vzdialenosť sledovateľné polohy.

Wettersteinské dolomity (ladin-kordevol) sú reprezentované svetlosivými a sivohnedými masívnymi a vrstvitými dolomitmi.

Lunzske vrstvy (jul) tvoria tmavosivé ílovcy s prímiesou šupiniek sľudy a polohy jemnozrnných siltovcov a pieskovcov s paralelnou a zvlínenou lamináciou a vložkami preuhoľnatých bridlíc.

Oponické vrstvy (tuval) sú tvorené tmavosivými vrstvitými organodetrítickými a lumachelovými vápencami.

Hlavné dolomity (?karn-norik) sú zastúpené sivými a sivohnedými dolomitmi. Mikroskopicky ide prevažne o dolosparity s hrubozrnnou kryštálovou mozaikou.

Norovické súvrstvie (rét) je zastúpené mojtínskym vápencom, ktorý je tvorený žltkastohnedými, hrdzavohnedými, sivohnedými a svetlosivými oolitickými, organogénnymi a lumachelovými vápencami s makrofaunou lastúrníkov a ramenonožcov.

Malokarpatská skupina

Sedimenty malokarpatskej skupiny tvorenej paleogénnymi sedimentami ležia na území Malých Karpát (v bukovskej brázde) transgresívne a diskordantne na litostratigrafických jednotkách hronika (Buček in Polák et al., 2011a).

Paleogénne sedimenty sú len zvyškom rozsiahlej panvy, ktorá pokrývala zrejme celé Malé Karpaty. Po ústupe vrchnokriedového mora a následkom výzdvihu terajšieho územia Malých Karpát nastalo suchozemské obdobie. Pravdepodobne v najvyššej časti vrchnej kriedy až paleocénu došlo k sedimentácii predtransgresívnych sedimentov (polymiktne brekcie – **bartalovská brekcia**, karbonátové brekcie a balvanovité až strednozrnné karbonátové zlepenice) typu svahových sutín so zvyškami rôznych foriem paleokrasu (skrasovatenie podložných karbonátov triasu, speleotémy, produkty lateritického zvetrávania a pod.), ktoré indikujú klimatické podmienky veľmi teplého (subtropického až tropického) pásma. Územie dnešných Malých Karpát začalo znovu poklesávať a výrazná transgresia mora sa prejavila na začiatku spodného eocénu (?spodný-stredný ilerd)¹ sedimentáciou **súvrstvia Jelenej hory** (?spodný-stredný iled - vrchný kuis), ktoré je charakterizované v spodnej časti klastickými sedimentmi – dolomitovými pieskovecami na báze s dolomitovými brekciami, karbonátovými brekciami a drobnozrnnými zlepenicami. Na vhodných miestach paleoreliefu sú zachované organodetrítické pieskovce/piesčité vápence a organogénne vápence. Bazálne súvrstvie miestami vytvára neprerušenu obrubu Bukovskej brázdy. Nadložné **bukovské súvrstvie** pozostáva z prevažujúcich ílovcov a siltovcov, pieskovcov a karbonátických zlepeníc veku vrchný kuis - lutét. **Hrabnicke súvrstvie** veku kišcel je charakterizované tmavými ílovcami a ílovitými siltovcami s polohami gradačne zvrstvených pieskovcov a zlepeníc.

Viedenská panva

Viedenská panva patrí k predoblúkovým panvám Západných Karpát. Z tektonického hľadiska možno jej neogénnu sedimentárnu výplň rozdeliť na dve štruktúrne etáže.

Staršia výplň panvy leží v severnej časti na príkrovoch flyšových Karpát. Počas svojho vývoja bola transportovaná spolu so svojím podložím. Pritom sa vrásnila a postihla ju epigenetická zlomová tektonika.

Mladá výplň panvy vznikla ako naložená štruktúra typu pull-apart s relatívne plytkým zásahom generujúcich zlomov (thin-skinned pull-apart basin, Royden, 1985).

Viedenská panva, sa skladá zo sústavy hrástí a čiastkových grábenov (Vass, 1998; Kováč, 2000). Vyzdvihnuté bloky pozdĺž západného a východného okraja panvy sú oddelené od depresii zlomami so značnou amplitúdou pohybov, pričom maximálna hrúbka sedimentov dosahuje až 5 500 m.

Neogénne sedimenty sú vo výplni Viedenskej panvy reprezentované morskými a brakickými spodno- a strednomiocénnymi sedimentami a brakickými až sladkovodnými vrchnomiocénnymi a pliocénnymi usadeninami.

Sedimenty egenburského a otnanského veku reprezentuje vo Viedenskej panve **lužické súvrstvie**. Marginálne sedimenty uvedeného súvrstvia egenburského veku tvoria **chropovské zlepence** a **winterberské pieskovce**. Panvovú fáciu reprezentujú ílovito-piesčité usadeniny. Na hranici egenburgu a otnangu sa usadzovali hodonínske piesky, ktoré sa nachádzajú na báze sedimentov otnanského veku a rozdeľujú tak ílovito-piesčité sedimenty lužického súvrstvia na časť egenburskú a otnanskú (Jiříček, 1988).

Lužické súvrstvie (egenburg-otnang) tvoria usadeniny, ktoré sa vznikli v rôznych prostrediach. Okrajovú plytkovodnú fáciu súvrstvia tvoria pestré vápnité íly so zlepencovými polohami a sivé vápnité íly, ktoré sa usadzovali v brakickom až sladkovodnom deltovom prostredí a morské klastické sedimenty chropovských zlepencov a winterberských pieskovcov, ktoré sa usadzovali v plytkovodnom prostredí v priebehu egenburgu. Panvovú fáciu reprezentujú pelitické sedimenty, ktoré vznikli počas egenburgu až otnangu. nevystupujú na povrch.

Brakické sedimenty sú reprezentované pestrými vápnitými ílmi so zlepencami, v ktorých boli zistené bivalvie rodu *Congeria*, gastropódy rodu *Hydrobia*, foraminifery *Ammonia beccarii* (L.) a chary. V nadložných sivých vápnitých íloch bol zistený výskyt bivalvií rodu *Crassostrea*, ostrakódov rodu *Neocyprideis* *Neomonoceratina*, *Agloicypris* a chár. Uvedená fauna poukazuje na sublitorálne brakické prostredie (Jiříček in Gaža et al., 1983). Pelitické sedimenty lužického súvrstvia v panvovom vývoji sa usadzovali v priebehu egenburgu až otnangu. Tvorené sú sivými, tmavosivými vápnitými siltovcami a ílovcami s bridličnatým rozpadom, jemnou vrstevnatosťou a ojedinelými polohami vápnitých pieskovcov. Na rozhraní pelitických sedimentov egenburského a otnanského veku ležia hodonínske piesky.

Lakšárske súvrstvie (spodný karpát) sa nachádza na celom území slovenskej časti Viedenskej panvy. Uvedené súvrstvie má faciálne odlišný vývoj v juhovýchodnej a v severozápadnej časti panvy.

V jv. časti sa uvedené súvrstvie vyznačuje monotónnym pelitickým vývojom, ktorý je reprezentovaný sivými dokonale vrstevnatými jemne piesčitými vápnitými ílmi šlirového charakteru. Uvedené sedimenty sa usadzovali v kľudných podmienkach neritickej zóny. Vyznačujú sa málo premenlivou mikrofauhou tvorenou prevažne aglutinovanými foraminiferami. Dominantné postavenie v spoločenstve majú zástupcovia čeľade Lituolidae, Astrorhizidae a druh *Gaudryina scabra* Brady.

V sz. časti panvy je litologický a faunistický vývoj súvrstvia vertikálne rozčlenený. Súvrstvie je tvorené prevažne zelenavo sivými, sivozelenými až zelenosivými piesčitými vápnitými ílmi, silne sľudnatými, ktoré sú nevrstevnaté alebo len nedokonale vrstevnaté (Špička & Zapletalová, 1964). Sedimenty lakšárskeho súvrstvia sa usadzovali v hlbokomorskom batyálnom dobre vetranom prostredí bohatom na živiny (Kováč & Hudáčková, 1997).

Závodské súvrstvie (vrchný karpát) je tvorené sivými, dokonale vrstevnatými vápnitými ílmi a bridlicami, miestami s častými vrstvičkami bielosivého vápenca, ktoré sa nepravidelne striedajú s rôzne hrubými vrstvami svetlosivých vápnitých pieskovcov. Na báze súvrstvia sa nachádzajú šaštínske piesky. V južnej časti panvy sú prítomné vysladené lábske vrstvy. Závodské súvrstvie je faunisticky takmer sterilné, alebo obsahuje netypické a málo charakteristické spoločenstvá mikrofauny. Polohy typicky morskej mikrofauny sa vzhľadom k celkovej hrúbke súvrstvia vyskytujú len nepatrnej miere. V sedimentoch súvrstvia sa nachádzajú polohy s redeponovanými foraminiferami, ktoré boli diverzifikované a veľkostne vytriedené. Okrem nich boli v uvedených sedimentoch nájdené zvyšky rýb, ihlice hubiek, rozsievky, rádiolárie a úlomky ostrakódov i makrofauny. Závodské súvrstvie sa najpravdepodobnejšie usadzovalo v plytkovodnom brakickom až sladkovodnom prostredí s prevažne nepriaznivými podmienkami pre rozvoj mikrofauny. Len v širšom okolí lakšárskej elevácie a v oblasti Šaštína boli zistené v tesnom nadloží šaštínskych pieskov a v jednej polohe vo vyššej časti súvrstvia bohaté asociácie morskej mikrofauny (Špička & Zapletalová, 1964).

Šaštínske piesky (vrchný karpát) sú tvorené pieskami s polohami pelitických hornín, ktoré obsahujú brakické foraminifery *Protoelphidium subgranosum* (Egger) a rozsievky rodu *Coscinodiscus* (Jiříček, 1983). Bazálna časť šaštínskych pieskov je prevažne sterilná. Veľmi zriedka v nich boli zistené úlomky ostňov ježoviek a pyritizované embryonálne schránky mäkkýšov. Vo vyššej časti bola zistená zakrpatená globigerínová mikrofauna s charakteristickým druhom *Globigerina* aff. *dubia* Egger doprevádzaná kvantitatívne chudobným, ale kvalitatívne rôznorodým spoločenstvom drobných bentónnych foraminifer (*Bolivina*, *Caucasina*, *Gyroidina* a iné) (Špička & Zapletalová, 1964). V šaštínskych pieskoch boli zistené pelitické polohy, v ktorých boli nájdené zvyšky rýb a diatomacea (Jiříček in Gaža et al., 1983). Uvedené piesky sú na základe fauny ako i morfológie telies deltového pôvodu (Jiříček, 1983).

Lábske vrstvy (vrchný karpát) sú tvorené pestrými, väčšinou nazelenalými, sivými a tmavosivými muskovitickými „šlírmami“ s polohami pieskov (Jiříček, 1988). V uvedených vrstvách boli zistené dve biofácie: brakická a sladkovodná (Buday & Cicha, 1956; Jiříček in Gaža et al., 1983). Pre brakickú biofáciu je charakteristický výskyt zakrpatených foraminifer *Elphidium macellum*, *Florilus boueanus*, *Stanforthia schreibersiana*, *Protoelphidium granosum*, *Cibicides* sp. a i.. Spolu s uvedenými foraminiferami sa vyskytujú bivalvie *Congeria basteroti* a gastropóda rodu *Hydrobia* (Jiříček in Gaža et al., 1983). Sladkovodná biofácia sa vyznačuje výskytom tenkostenných ostrakódov podčeľade Candoninae a charofytami (Buday & Cicha, 1956; Jiříček in Gaža et al., 1983). Lábske vrstvy sú vyvinuté na juhu slovenskej časti Viedenskej panvy v okolí Malaciek, Lábu, Jakubova, Suchohradu, Vysokej a Lozorna (Jiříček, l.c.).

Lanžhotské súvrstvie (spodný báden) reprezentuje spodnobádenské sedimenty Viedenskej panvy, na báze ktorých sa nachádzajú transgresívne kútske vrstvy tvorené variabilným zastúpením zlepcov, pieskovcov rôznej zrnitosti a pestrých pelitov. Panvové sedimenty lanžhotského súvrstvia reprezentujú nazelenalé sivé vápnité íly, ktoré v oblasti Malacky – Kúty dosahujú hrúbku až 600 m (Jiříček in Gaža et al., 1983). V nich sa nachádzajú len ojedinelé polohy pieskov, prevažne vo forme šošoviek. Pelitické sedimenty lanžhotského súvrstvia obsahujú bohaté spoločenstvá vápnitých, miestami tiež zmiešaných vápnitých a aglutinujúcich foraminifer, z nich najvýznamnejšie sú veľké ornamentované „lagenidy napr. *Robulus echinatus* (Orb.), *R. imperatorius* (Orb.), *Planularia antillea ostravensis* Vašíček. Okrem nich sa v týchto spoločenstvách vyskytovali *Bolivina antiqua* Orb., *Uvigerina pygmaea* Papp & Turnovsky,

Planulina wuellerstorfi (Schwager) atď. Tieto spoločensvá patria v zmysle Grilla (1943) do spodnej časti lagenidovej zóny.

Kútske vrstvy (spodný bádén) sú reprezentované zlepenkami, štrkami a pieskovecami, v ktorých sa nachádzajú pestré íly alebo vyššie uvedené klastické sedimenty prechádzajú do pestrých ílov (tzv. anhydritovej fácie). Pomerné zastúpenie jednotlivých litologických typov sa v jednotlivých častiach panvy mení. Severne od Malaciek sú kútske vrstvy tvorené vápnitými pieskovecami, zlepenkami a zelenosivými a pestrými vápnitými ílovcami, ktorých hrúbka dosahuje 250 m. Juhozápadne, južne a východne od Malaciek sú vyvinuté zlepenky. Ležia diskordantne na lábskych vrstvách karpatského veku. Reprezentované sú hrubozrnnými až drobnozrnnými zlepenkami prechádzajúcimi do pieskovcov. Zriedkavo sa v nich vyskytujú polohy pestrých pelitov. V oblasti Studienky a Levár sú kútske vrstvy tvorené prevažne sedimentami, ktoré sa vyznačujú častým striedaním rôznych facií, zvlášť sivých a pestrých červenohnedoškvrnitých vápnitých ílov a ílovcov, vápnitých pieskovcov a pieskov, nepravidelne zvrstvených (krížové a diagonálne zvrstvenie) zlepenkov a štrkov. V terminálnej časti uvedených sedimentov boli zistené sivé pelitické polohy so spodnobádenskou mikrofaunou (Špička & Zapletalová, 1965). Tieto sedimenty postupne prechádzajú do nadložných pelitov lanžhotského súvrstvia. Kútske vrstvy v tejto oblasti ležia transgresívne na pelitoch závodského súvrstvia (Špička, 1966).

Jakubovské súvrstvie (stredný bádén) je tvorené na báze hruboklastickými a pestro sfarbenými usadeinami žižkovských vrstiev, v nadloží ktorých sa nachádzajú prevažne piesčité sedimenty - stupavské vrstvy s morskou sublitorálnou faunou. Uvedené piesky prechádzajú smerom do nadložia do sivých a nazelenalosivých vápnitých ílov (téglov). Na elevačných štruktúrach (lábska klenba) sú súčasťou stupavských vrstiev aj litotamniové vápence (v zmysle Budaya, 1955).

Žižkovské vrstvy (stredný bádén) sa nachádzajú v podloží stupavských vrstiev v oblasti Studienky a medzi Studienkou a Malackami. Na báze žižkovských vrstiev sa nachádzajú zlepenky, ktoré prechádzajú do pieskov rôznej zrnitosti a pestrých ílov. Polohy pieskov vytvárajú šošovky. Uvedené vrstvy majú výraznú transgresívnu hranicu s podložnými ílmi lanžhotského súvrstvia. Dosahujú hrúbku až 150 m. Prechod žižkovských vrstiev do stupavských vrstiev je litologicky a faunisticky pozvoľný (Špička & Zapletalová, 1965).

Studienčanské súvrstvie (vrchný bádén) je reprezentované okrajovými sandberskými vrstvami a panvovými pelitickými usadeninami.

Sandberské vrstvy sa nachádzajú pri východnom okraji Viedenskej panvy. Reprezentované sú bazálnymi zlepenkami a pieskovecami, ktoré smerom do panvy i nadložia prechádzajú do slabo piesčitých mikritických litavských vápencov. Valúny v zlepenkoch sú nedokonale zaoblené. Ich petrografické zloženie je relatívne monotónne. Zastúpené sú predovšetkým svetlosivé a tmavosivé vápence wetersteinského typu, strednotriasové dolomity a ojedinele i žltosivé krasové sintre, poukazujúce na skrasovatenie paleopobrežia. Valúny ako i predneogénne podložie je navŕtané vŕtavými lastúrnikmi rodu *Lithophaga* a *Gastrochaena* a hubkami rodu *Cliona*. Chaoticky usporiadané zlepenky sa smerom do nadložia striedajú s vrstvami pieskovcov s ojedinelými valúnami s priemerom 1-2 cm a úlomkami hrubostenných lastúr. Matrix zlepenkov je tvorený prevažne organodetritickým piesčitým vápencom. Tieto sedimenty prechádzajú laterálne smerom do panvy a čiastočne i vertikálne smerom do nadložia do litavských vápencov reprezentujúcich typický rífový komplex viazaný na tektonicky aktívnu pobrežnú líniu, kde karbonátová sedimentácia prebiehala v úzkom pruhu pozdĺž pobrežia. Vápence patria z mikroskopického

hládiska medzi biolity s prevahou koralinných rias. (Baráth, 1993; Baráth et al., 1994). Ďalej sa v nich vyskytujú machovky, sesilné foraminifery, úlomky echinodermát a rúrky červov.

Skalické súvrstvie (vrchný sarmat) je tvorené sivými a hnedoškvritými vápnitými ílmi s bohatou faunou mäkkýšov (Švagrovský, 1971) ako i sivými, sivožltými drobno- a strednozrnnými pieskami a pieskovcami s horizontálnym, čerinovým s šikmým zvrstvením. Uvedené sedimenty obsahujú bohatú faunu bivalvií, foraminifer a ostrakódov (Fordinál & Zlinská, 1998). Skalické súvrstvie vzniklo v prostredí delty progradujúcej do brakického mora (Elečko & Vass, 2001).

Bzenecké súvrstvie (spodný-stredný panón) je tvorené na báze zelenavosivými vápnitými ílmi prechádzajúcimi až do ílovitých pieskov s polohou drobnozrnného štrku. V sedimentoch sa vyskytujú gastropódy *Melanopsis impressa* Kraus a preplavená sarmatská fauna. Uvedené sedimenty prechádzajú do ílov zóny B panónu. V ich nadloží sa nachádzajú prevažne piesčité sedimenty zóny C a sivé a nazelenalé sivé vápnité íly zóny D panónu (Jiříček, 1985). Sedimenty zóny E panónu reprezentujú záhorské vrstvy. Tvorené sú sivými ílmi s polohami pieskov.

Čárske súvrstvie (vrchný panón) reprezentuje sedimenty zóny F panónu. Súvrstvie je tvorené ílmi, piesčitými ílmi a pieskami s niekoľkými polohami lignitov. Rozčlenené je do jánskych, dubnianskych a sekulských vrstiev (Bartek, 1989).

Sekulské vrstvy sú tvorené sivými ílmi a piesčitými ílmi s preuhoľnatými rastlinnými zvyškami a drobnozrnnými pieskami. Tesne nad bázou vrstiev, alebo na hranici sekulských vrstiev zo záhorskými vrstvami sa nachádza poloha lignitu dosahujúca hrúbku do 1 m.

Dubnianske vrstvy sú tvorené polohami lignitov, ktorých hrúbka je 0,3 až 6,0 m. Medzi lignitmi sa nachádzajú sivé íly, piesčité íly a piesky s preuhoľnatými rastlinnými zvyškami.

Jánske vrstvy tvoria vrchnú časť čárskeho súvrstvia. Báza jánskych vrstiev je tvorená pieskami, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do ílov s preuhoľnatými rastlinnými zvyškami. V íloch sa vyskytujú i tenké slojky lignitu.

Gbelské súvrstvie (vrchný panón) reprezentuje sedimenty zón G až H panónu. Na jeho báze nachádzajú drobno- až strednozrnné štrky. V ich nadloží sa nachádzajú íly, ktoré majú svetlozelenavosivú a svetlozelenosivú farbu a vyznačujú sa intenzívnou hrdzavohnedou a hrdzavočervenou až červenou škvrnitosťou. V nich sa vyskytujú polohy rýchlo sa vyklíňujúcich svetlosivých drobno- až strednozrnných pieskov (Hromec, 1959; Janáček, 1957).

Sološnické súvrstvie (pliocén) je vyvinuté v zohorsko-plaveckej priehlbine. Na jeho báze sa vyskytuje 10 m hrubá vrstva kremenných štrkov. V ich nadloží sa nachádza 7 m hrubá poloha ílov, z väčšej časti hrdzavoškvritá. Nad ňou sa vyskytujú hrubozrnné štrky, valúny ktorých sú tvorené hlavne mezozoickými karbonátmi. Hrúbka týchto štrkov je 24 m (Jiříček, 2002). V nadloží štrkov sa nachádza 3 m hrubá poloha ílov. Uvedený sled sedimentov by podľa Jiříčka (l.c.) mohol byť dáckeho veku. V nadloží týchto sedimentov sa nachádzajú hrubozrnné štrky s polohami zelenosivých ílov, ktoré v terminálnej časti tohto 80 m hrubého vrstevného sledu prevládajú. Tieto sedimenty patria pravdepodobne do rumanu. Terminálna časť súvrstvia bola navŕtaná bola tvorená sivými, zeleno- i modrosivými a pestroškvritými ílmi, v ktorých sa nachádzali polohy čiernej a hnedočiernej rašeliny (max. hrúbka 1,8 m) (Kullman, 1966). Z rašelin boli študované palinomorfy. Spodné vrstvy rašelin obsahovali peľové zrná drevín terciérnych rodov. Hojne boli zastúpené najmä rody *Carya* a *Podocarpus*. V menšom množstve boli zastúpené *Eleagnus*, *Caprifoliaceae*, *Tsuga diversifolia* Mast., *Myrica*, *Sciadopitys* a *Juglans*. Smerom do nadložia bolo pozorované znižovanie počtu peľových zŕn drevín ako i terciérnych rodov (Krippel, 1962).

Dunajská panva

Na území Bratislavského samosprávneho kraja sa nachádza západná časť Dunajskej panvy - blatnianska priehlbina a časť gabčíkovskej panvy (Vass et al., 1988). Sedimentácia v neogéne začala v tomto priestore v strednom bádene. Pri západnom okraji blatnianskej priehlbiny sa v tom čase usadili hruboklastické dolianske vrstvy a v centrálnej časti priehlbiny pelitické sedimenty špačinského súvrstvia. V severnej časti blatnianskej priehlbiny sa usadili deltové ílovito-piesčité sedimentami madunických vrstiev. Sedimentácia v Dunajskej panve pokračovala až do pliocénu. Počas kvartéru sa na uvedenom území usadzovali fluviolimnické, fluviálne, proluviálne a eolické sedimenty.

Neogén

Dolianske vrstvy (stredný báden) sú zastúpené hrubozrnnými brekciami, zlepenkami, štrkami a pieskami s polohami štrkov. Brekcie sú tvorené ostrohrannými i slaboopracovanými úlomkami mezozoických svetlosivých a tmavosivých vápencov. Ich veľkosť dosahuje až 25 cm. Tmelené sú vápnitým tmelom. Zlepence sú reprezentované hrubo- i drobnozrnnými varietami. Hrubozrnné zlepence majú miestami až brekciovitý charakter. V drobnozrnných zlepencoch sa vyskytujú 2-5 cm hrubé polohy sivého vápnitého ílu so zuhoľnatým rastlinným detritom. Boli v nich nájdené foraminifery *Virgulina schreibersiana*, *Siphonodosaria lepidula*, *Uvigerina semiornata brunnensis* atď. (Cicha, 1957) a bivalvie rodu *Ostrea* (Buday, 1957a,b). Štrky sú tvorené sú prevažne dobre opracovanými valúnami granitoidov a ostrohrannými úlomkami čiernych fylitov. Matrix je piesčitá.

Madunické vrstvy (stredný báden) sú tvorené svetlozelenosivým vápnitými ílmi so zuhoľnatými zvyškami rastlín a vápnitými pieskami (Gaža, 1968). Bola v nich nájdená chudobná fauna mäkkýšov reprezentovaná gastropódami *Clithom pictus tuberculatus*, *Nassa dujardini*, *Pirenella* sp., bivalviami rodu *Venus*, foraminiferami *Ammonia beccarii*, *Florilus communis* (Orb.), *Porosononion granosum*, *Elphidium flexuosum* a ostrakódami *Haplocytherides dacica* (Héjjas) a *Cytheridea acuminata*. V terminálnej časti madunických vrstiev boli nájdené sladkovodné ostrakódy rodu *Candona* a *Limnocythere* (Jandová, 1968). Madunické vrstvy reprezentujú najpravdepodobnejšie usadeniny čela delty progradujúcej na konci stredného bádenu do blatnianskej priehlbiny (Vass, 2002).

Špačinské súvrstvie (stredný báden) v panvovom vývoji reprezentuje monotónny vývoj sivých až zelenosivých vápnitých ílov s bridličnatým rozpadom, prachovce a ílovce s ojedinelými polohami pieskov. Panvový vývoj sa vyznačuje bohatými spoločenstvami foraminifer zóny so *Spiroplectamina carinata* (v zmysle Grilla 1943). V spoločenstvách boli zistené foraminifery *Spiroplectamina carinata* Orb., *Bulimina striata* Orb., *B. elongata* Orb., *B. pupoides* Orb., *B. dilatata* (Reuss), *Virgulina schreibersiana* Czjzek, *Cibicides dutemplei* (Orb.), *Pullenia bulloides* Orb. atď (Mojžíšová in Hromec, 1962).

Báhonské súvrstvie (vrchný báden) tvoria striedajúce sa vrstvy sivých vápnitých rozpadavých prachovcov a ílovcov s podradnejšie vyvinutými vrstvami pieskovcov, pieskov (Homola, 1958). Na západnom okraji blatnianskej priehlbiny vrchnú časť súvrstvia tvoria íly, uhoľné íly s uhoľnými slojmi hrubými 0,8-3 m (Vass & Gašparik, 1978). Na báze báhonského súvrstvia sa nachádzajú brekcie, zlepence a štrky. Z mikrofaunistického hľadiska zahŕňa báhonské súvrstvie *bolivino-buliminovú* a *amóniovú* (rotáliovú) zónu.

Vrábeľské súvrstvie (sarmat) má pestré litologické zloženie. Na báze je tvorené sladkovodnými sedimentami reprezentovanými štrkami, pieskami a hrdzavoškvrnitými ílmi. V ich nadloží sa nachádzajú íly s polohami pieskov. Sedimenty vrábeľského súvrstvia možno na základe fauny rozdeliť na spodnosarmatské a stredno-vrchnosarmatské.

Na báze spodnosarmatských sedimentov sa väčšinou nachádzajú štrky a stredno- až drobnozrnné piesky. Štrky sú tvorené valúnami sivého vápnitého pieskovca a čiastočne zaoblenými valúnami kremeňa. Boli v nich nájdené redeponované morské foraminifery bádenského veku (Hromec, 1962). V ich nadloží sa nachádzajú drobnozrnné piesky a piesčité vápnité íly s bohatým výskytom zuhoľnatelej rastlinnej drte. Uvedené sedimenty prechádzajú laterálne i vertikálne do pestro sfarbených bezfosílnych pelitických sedimentov. V ich nadloží sa nachádzajú zelenosivé miestami sivonazelenalé vápnité íly. V nich bola zistená bohatá fauna gastropódov a foraminifer (Lunga, 1966; Mořkovský, 1957).

Stredno- a vrchnosarmatské sedimenty sú reprezentované okrajovými klastickými a panvovými pelitickými sedimentami. Na báze sedimentov strednosarmatského veku sa pri západnom okraji blatnianskej priehlbiny nachádzajú štrky, ktoré sa smerom do centra priehlbiny vytrácajú (Mořkovský, 1959). Vo výplni blatnianskej priehlbiny uvedené usadeniny tvoria svetlozelenavosivé a svetlosivozelené, miestami sivé vápnité íly s polohami pieskov a štrkov. Pestré sedimenty neobsahujú takmer žiadnu faunu. V sivých íloch bola nájdená chudobná fauna reprezentovaná foraminiferami *Ammonia beccarii* (L.), *A. parkinsonia* (Orb.), *Porosonion granosum* (Orb.) mäkkýšmi *Pirenella picta* Férr., *Cardium vindobonensis* (Parsch) a ostrakódami *Cyprideis pannonica* (Méh.) a ojedinele *Hemicytheria loerenthey* (Méh.) (Lunga, 1966). Terminálne sedimenty vrábeľského súvrstvia sú miestami tvorené drobn- a strednozrnnými, miestami kaolinizovanými, vápnitými pieskami s valúnami kremeňa.

Ivanské súvrstvie (spodný a stredný panón) je v okrajovom vývoji reprezentované štrkami, pieskami a ílmi s polohami lignitov. V panvovom vývoji sú v najväčšej miere zastúpené íly s polohami pieskov. Stratigrafický rozsah ivanského súvrstvia je v rôznych častiach blatnianskej priehlbiny rozdielny. V jej severnej časti, reprezentujú ivanské súvrstvie iba sedimenty zóny B -?C panónu (Jiříček, 1961, Lunga, 1964a,b). V južnej časti blatnianskej priehlbiny zahŕňa ivanské súvrstvie zóny A-E panónu.

Zóna A. Sedimenty zóny A panónu sú tvorené svetlosivými a hnedosivými, stredne vápnitým pieskovecami. Boli v nich nájdené foraminifery a ostrakódy (Pálfalvi, 1975).

Zóna B. Sedimenty zóny B sú tvorené svetlosivými až sivými, miestami nazelenalými, sivozelenými a svetlozelenosivými vápnitými ílmi. Ojedinele sa v nich vyskytovali polohy svetlozelenavosivých slabo hrdzavožltoskvritých a hnedých vápnitých ílov (Lunga, 1964b). Boli v nich nájdené bivalvia rodu *Congeria* a *Lymnocardium* ako aj ostrakódy *Amplocypris abscissa* (Reuss) a *Hungarocypris auriculata* (Reuss) (Dlugi & Svoboda, 1958).

Zóna C. Sedimenty tejto zóny boli reprezentované pestrými usadeninami prechádzajúcimi postupne do sivých vápnitých ílov, často nazelenalých. Miestami sa v nich vyskytovali polohy svetlosivozelených a zelenosivých ílov s uhoľnou prímесou. Ojedinele sa na báze sedimentov zóny C vyskytovala poloha štrkov. V uvedených sedimentoch bola nájdená fauna mäkkýšov a ostrakódami (Lunga, 1965).

Zóna D. Sedimenty zóny D sú tvorené bielosivými vápnitými ílmi. Boli v nich nájdené bivalvia rodu *Lymnocardium* a ostrakódy *Amplocypris abscissa* (Reuss) a *Cyprideis* cf. *puncti* (Holznecht & Jiříček, 1964).

Zóna E. Sedimenty zóny E sú reprezentované sivozelenými, sivomodrými a čiernosivými ílmi a sivosfarbenými pieskami, v ktorých sa nachádzajú polohy lignitov. Usadeniny tejto zóny sa vyznačujú bohatým výskytom mäkkýšov (gastropódov, bivalvií), ostrakódov, v menšej miere otolitov rýb a zvyškov suchozemských stavovcov (Fordinál, 1997; Pipík, 1998; Holec, 1981).

Beladické súvrstvie (vrchný panón - ?pont) zahŕňajú usadeniny zóny F až H panónu a pontu (Fordinál et al., 2001). Reprezentované sú prevažne sivozelenými ílmi a v okrajovej časti blatnianskej priehlbiny (v blízkosti tektonických línií) sladkovodnými vápencami a travertínmi hlavinských vrstiev vrchnopanónskeho veku. Sedimenty zóny F panónu sú tvorené prevažne zelenosivými vápnitými ílmi, v ktorých sa vyskytujú polohy so zuhoľnatelými zvyškami rastlín a listov. Vo väčšine prípadov netvorí uhoľná substancia samostatné polohy, ale je rozptýlená v sedimente, čo vytvára charakteristické čierne šmuhy (Mořkovský, 1959). Bazálne časti sedimentov zóny F sú miestami tvorené štrkami, ktoré laterálne prechádzajú do pestrých ílov (Lunga, 1965).

Sedimenty zóny G-H panónu (modrá a pestrá séria) sú tvorené svetlozelenosivými hrdzavožltými, v menšej miere hnedoškvrnitými vápnitými ílmi, v ktorých sa nachádzajú polohy svetlozelenavosivých a svetlosivých vápnitých pieskov a drobnozrnných štrkov. Boli v nich nájdené úlomky suchozemských (*Trichia*, *Monacha*) a sladkovodných gastropódov (*Planorbis*) (Lunga, l.c.). Niekedy sa na báze uvedených sedimentov nachádza poloha drobnozrnných štrkov

Kvartér

Sedimenty kvartéru pokrývajú prevažnú časť územia Bratislavského samosprávneho kraja a vyznačujú sa zložitou, v niektorých prípadoch veľmi komplikovanou geologickou stavbou.

Priestorové rozloženie kvartérnych sedimentov je plošne i objemovo veľmi premenlivé. Z hľadiska ich základných sledovaných parametrov, akými sú najmä hrúbka, úložné pomery, genetická a faciálna pestrosť, litologická náplň a stratigrafický rozsah sedimentov, je navyše ich rozloženie výrazne nerovnomerné. Toto úzko súvisí s charakterom dominujúcich sedimentotvorných procesov, ovplyvnených na jednej strane neotektonickým režimom morfoštruktúr Viedenskej a Podunajskej panvy i hratu Malých Karpát, teda i reliéfom, a na strane druhej špecifickými prvkami kvartérnej klímy. V jv. časti územia sú geofyzikálne zaznamenané výrazné hrúbky kvartérnych akumulácií (Šamorín cca 300 m), ktoré ďalej na jv. smerom do centra gabčíkovskej depresie dosahujú najvyššie hodnoty na Slovensku (500 m).

Nástup kvartérnej sedimentácie sa na celom území vyznačuje depozíciou uloženín na už erodované predkvartérne podložie, takže kvartérne sedimenty sú na styku s ním uložené erózne a diskordantne. Hranica bázy najstarších kvartérnych sedimentov je preto voči podložíu litologicky i faciálne zväčša veľmi výrazná. Na území Podmalokarpatskej zníženej východného okraja Viedenskej panvy, ale hlavne v centrálnej časti *Dunajskej panvy*, reprezentovanej na povrchu Podunajskou rovinou, nadväzuje kvartérna sedimentácia na finálne členy neogénnej sedimentácie a až do recentu vykazuje superpozičný vývoj. V ostatných častiach územia bol zaznamenaný kvartérny vývoj v systéme morfolologickej postupnosti.

Geologický vývoj územia počas kvartéru bol na jednej strane podmienený zložitými tektonickými pohybmi čiastkových morfotektonických štruktúr (blokov) Viedenskej a Dunajskej panvy, hráte Malých Karpát a s tým súvisiacou distribúciou a formovaním akumulácií Moravy, Dunaja a ich prítokov, čo na strane druhej vo vzájomnej interakcii s periodickými klimatickými zmenami v kvartéri podmienilo genetickú a litologickú pestrosť sedimentov a ich stratigrafiu.

Z celkového množstva genetických typov kvartérnych sedimentov majú z hľadiska genézy, objemu hmoty, plošného rozsahu, stratigrafie a polôh výskytu, jednoznačne dominantné postavenie práve fluvialné akumulácie kvartérnych vodných tokov (spodný pleistocén - holocén), na báze miestami s prechodnými fluvio-limnickými súvrstviami (vrchný pliocén / spodný pleistocén). Dovedna tvoria sedimentačnú výplň i v kvartéri subsiduúcich častí Viedenskej panvy a najmä centrálnej časti Dunajskej panvy. Na pozitívnych morfoloģických štruktúrach tvoria náplň systému riečnych terás a dnových akumulácií dolín Moravy, Dunaja (v úseku Devín – Bratislava) a dolín ich malokarpatských prítokov vrátane celého nivného pokryvu.

S uvedeným typom sedimentov sú úzko geneticky späté proluviálne akumulácie náplavových kuŕŕov malokarpatských potokov, lemujúce úpätie Malých Karpát tak voči Záhorskej, ako aj Podunajskej níŕine (spodný - vrchný pleistocén).

Významným fenoménom sa najmä v oblasti Trnavskej pahorkatiny javia eolické pokryvy sprašŕ a sprašových hlien v rôznych varietách (vrchný pleistocén) a v Borskej níŕine pokryvy naviatych pieskov (vrchný pleistocén). Na niektorých miestach pahorkatiny sa vyvinuli sprašové série (stredný - vrchný pleistocén) s obsahom fosílnych pôdnych komplexov. Uvedené typy sedimentov tvoria i povrch pleistocénnych fluvialných terás a kuŕŕov.

Nezanedbateľné sú tiež rôzne druhy pleistocénno / holocénnych zvetranín a svahových sedimentov a ich kombinácií. Tento typ akumulácie je viazaný u zvetranín na plošinové úseky v pohorŕ (rovne) a u svahovín hlavne na úpätia svahov Malých Karpát. Na pahorkatine dominujú vápnité a nevápnité splachy vo výplni úvalín. Nakoľko význam a stratigrafický rozsah tohto typu sedimentov nie je pre kvartérny vývoj územia dôleŕitý, v mape sú zohľadnené len ich najväčšie hrúbky. Na miestach s významnými dátami o podloŕných horninách, akým je napr. pohorŕ Malých Karpát, nie sú deluviálne i eluviálne sedimenty zobrazené vôbec (Maglay et al., 2006).

VYBRANÉ LOKALITY

Devín, Sedláčkov ostrov (BSK-1)

Sedláčkov ostrov sa nachádza juŕne od Devína. Na geologickej stavbe uvedeného územia sa podieľajú kvartérne a paleozoické horniny. Kvartérne usadeniny sú tvorené holocénnymi drobnozrnnými pieskami s rôznym obsahom hlinitej prŕimesy, ktorých hrúbka dosahuje 0,6 až 3,7 m a ŕtrkami pleistocénneho veku. Hrúbka ŕtrkov sa pohybuje v rozmedzí od 4,5 až po 11,5 m. Paleozoické horniny sú reprezentované strednozrnnými granitmi s rôznym stupňom zvetrania a kryŕtalickými bridlicami (Hyroššová, 1967; ŕák et al., 1996).

Devínska Nová Ves – Jalšovec (BSK-2)

Prameň Jalšovec sa nachádza SSZ od Devínskej Novej Vsi. Geologickú stavbu v okolí prameňa odvozujeme zo situácie zistenú vo vrte HZ-1 nachádzajúcom sa v blízkosti prameňa. V uvedenom vrte boli navŕtané hliny s valúnami kremeňa. V ich podloŕí sa v hĺbkovom intervale 0,4-11,0 m nachádzali zelené íly, v hĺbke 11,0-148 m tmavosivé a svetlosivé organodetritické vápnité pieskovce a na báze vrtu v hĺbkovom intervale 148-150 m boli zistené sivé drobnozrnné pieskovce. Uvedené sedimenty boli začlenené do bádenu (Polák, 1977; ŕvagrovský, 1977). Prameň vyviera z bádenských sedimentov. Mahel' (1953) predpokladá, ŕe vody v prameni vystupujú po

zlome a pochádzajú z mezozoických hornín. Nevystupujú ale úplne na povrch, ale rozlievajú sa vo vodonosných sedimentoch bádenského veku a z nich potom vystupujú ako vrstvový prameň.

Borinka-Prepadlé (BSK-3)

Študovaný prameň sa nachádza severne od horárne Medené Hámre, v doline Prepadlé. Z geologického hľadiska vyviera z borinských vápencoch borinskej jednotky. Základným litotypom týchto vápenov sú sivé, masívne alebo hrubolavicovité, väčšinou beztextúrne drobnozrnné až celistvé vápence. Pre značnú časť borinských vápencov sú typické vtrúsené ostrohranné úlomky triasových karbonátov (hlavne dolomitov) rôznej veľkosti, od mikroskopických až po megaolistolity (Plašienka in Kohút et al., 2008).

Borinka (BSK-4)

Prameň sa nachádza SZ od obce Borinka. Z hľadiska geologickej stavby sa nachádza v blízkosti zlomu odelujúcom karbonáty borinskej jednotky od strednomiocénnych klastických sedimentov devínskonovoveského súvrstvia. Na uvedenom zlome bol zistený výskyt mladých holocénnych poréznych svetlookrových, svetlosivých až sivobielych penovcov vystupujúcich z piesčito-hlinitých až hlinitých svahovín vo forme svahovej terasy (Maglay in Fordinál et al., 2009).

Stupava-vrt (BSK-5)

Plavecký Štrtok – Bezedné (BSK-6)

Lokalita Bezedné sa nachádza severne od obce Plavecký Štrtok. Je reprezentovaná zníženinou medzi pieskovými dunami, v ktorej vyvierajú viaceré pramene vytvárajúce slatinné rašelinisko s jazierkom. Na geologickej stavbe územia tejto lokality sa podieľajú neogénne sedimenty, ktoré sú tvorené sedimentami čárskeho súvrstvia vrchnopanónskeho veku. Sedimenty uvedeného súvrstvia sú reprezentované svetlozelenosivými a svetlosivozelenými vápnitými ílmi, v ktorých sa nachádzajú polohy tmavosivých miestami uhoľných ílov a lignitov. V uvedenom súvrství boli zistené aj vrstvy hrubozrnných pieskov s rozptýlenými valúnami štrku do 1,5 cm. (Mořkovský, 1956). V nadloží čárskeho súvrstvia sa nachádzajú fluviálne strednopleistocénne terasové usadeniny rieky Moravy. Sedimenty terasy sú pokryté hrubými návejmi eolických pieskov tzv. *centrálneho pásma* (Hromádka, 1935), ktoré na svahu prechádzajú do deluviálno-fluviálnych piesčitých až hlinito-piesčitých splachov. Povrch terasy sa pohybuje v relatívnej výške 20 – 25 m nad nivou Moravy. Báza sedimentov terasy sa nachádza vo výške 17 – 20 m nad nivou Moravy. Hrúbka akumulácie dosahuje od 0,5 až po 7 m (Maglay in Fordinál et al., 2009)

Plavecký Štrtok – Tančibok (BSK-7)

Prameň Tančibok sa nachádza SV od obce Plavecký Štrtok, v časti Slanisko. Na geologickej stavbe územia tejto lokality sa podieľajú neogénne sedimenty, ktoré sú tvorené sedimentami čárskeho súvrstvia vrchnopanónskeho veku. Usadeniny uvedeného súvrstvia sú reprezentované svetlozelenosivými a svetlosivozelenými vápnitými ílmi, v ktorých sa nachádzajú polohy tmavosivých miestami uhoľných ílov a lignitov. V uvedenom súvrství boli zistené aj vrstvy hrubozrnných pieskov s rozptýlenými valúnami štrku do 1,5 cm. (Mořkovský, 1956). V nadloží čárskeho súvrstvia sa nachádzajú fluviálne strednopleistocénne terasové usadeniny rieky Moravy,

ktoré sa v oblasti prameňa Tančibok stýkajú s prolúviálnymi sedimentami zasahujúcimi na predmetné územie z Malých Karpát. Uvedené sedimenty sú pokryté návejmi eolických pieskov (Maglay in Fordinál et al., 2009).

Rohožník (BSK-8)

Prameň sa nachádza južne od obce Rohožník, vo Vývratskej doline, v blízkosti horárne Vývrat. Vyviera zo sedimentov karpatského keupru vysokého príkrovu fatrika Malých Karpát (Polák et al., 2011b). Litologicky je toto súvrstvie zložené z troch základných komponentov a to z pestrofarebných bridlíc, dolomitov, rauvakov a pieskovcov.

Bridlice sú zložené predovšetkým z illitu, chloritu, sericitu a jemne dispergovaného hematitu. Kremeň tvorí prímies vo forme ostrohranných, veľmi jemných zŕn, veľkosti max. 0,5 mm. Dolomity tvoria bežný alternujúci komponent, vystupujú prevažne vo vrchnej časti súvrstvia. Sú to sivé a žltkavé ílovité, zväčša lavicovité primárne dolomity. Mikrofaciálne sú to mikrity bez akýchkoľvek zvyškov. Klastickú prímies tvorí angulárny kremeň aleuritovej veľkosti. Rauvaky sú charakteristickým litologickým typom uvedeného súvrstvia v Malých Karpatoch. Litologicky sú to pestré (sivožlté, hrdzavé, žlté) výrazne pórovité horniny, zložené prevažne z úlomkov rôznych typov dolomitov. Vystupujú najčastejšie v spodnej až bazálnej časti komplexu karpatského keupru. Tvoria 20–30 m hrubé polohy tvoriace morfológicky výrazné elevácie s pomerne dobrou odkrytosťou. Okrem vyššie uvedených litologických typov sú v súvrství zastúpené bielosivé a ružové stredno- a hrubozrné kremenné pieskovce. (Polák et al., 2011a).

Plavecké Podhradie (BSK-9)

Prameň sa nachádza východne od obce Plavecké Podhradie. V okolí prameňa sa nachádzajú paleogénne sedimenty patriace do súvrstvia Jelenej hory. Súvrstvie je tvorené na báze karbonátovými brekciami a drobnozrnnými zlepenkami. V ich nadloží sa nachádzajú vápnité pieskovce, piesčité vápence a organogénno/organodetritické vápence. Časté je laterálne zastupovanie vyššie uvedených facií. Súvrstvie má transgresívny charakter a leží diskordantne na rôznych litostratigrafických jednotkách hronika (Buček in Polák et al., 2011a).

Chorvátsky Grob - vrt FGB-1A (BSK-10)

Vrt FGB-1A bol realizovaný na západnom okraji Podunajskej panvy, cca 1 km západne od obce Chorvátsky Grob a 50 m západne od vrtu FGB-1. Dosiahol hĺbku 500 m a bol ukončený v sedimentoch sarmatského veku. Geologickú stavbu študovanej oblasti sme charakterizovali na základe vrtu FGB-1, ktorý bol ukutočený v tesnej blízkosti vrtu FGB-1 a bol ním prevrtaný celý vrstevný sled neogénnej výplne Podunajskej panvy (Franko, 1977).

Neogénne sedimenty v tejto časti panvy transgredujú na kryštalinikum, tvorené sivozeleným, strednozrnným muskoviticko-biotitickým granodioritom. Bazálne neogénne sedimenty sú reprezentované klastickými sedimentami bahonského súvrstvia vrchnobádenského veku (Biela, 1978; Franko, 1977). Klastiká sa nachádzajú v hĺbkovom intervale 968,0–1 197,5 m a na báze sú tvorené hruboklastickým brekciami, ktoré sa postupne zjemňujú a prechádzajú až do drobnozrnných pieskovcov. Úlomky v brekciách sú tvorené prevažne granitoidmi. Ich veľkosť dosahuje 10 cm. V ich nadloží (734,5–968,0 m) sa nachádzajú sivohnedé íly s tenkými vrstvami svetlosivých drobn- až hrubozrnných pieskovcov. Na základe zhodnotenia mikrofauny boli vyčlenené dve mikrofaunistické zóny vrchného bádenu - bolivino-bulimínová a rotálievová. V hĺbkovom intervale 401,5–734,5 m sa nachádzajú sarmatské sedimenty vrábeľského súvrstvia

reprezentované hnedosivými, svetlosivými a sivými ílmi, s tenkými vrstvami sivých vápnitých pieskov a pieskovcov. Na základe fauny foraminifer boli stratigraficky zaradené do spodného a stredného sarmatu. V nadloží sedimentov sarmatského veku boli v hĺbkovom intervale 5,0-401,5 m zistené panónske usadeniny. Tvorené boli sivými, sivozelenými vápnitými ílmi s tenkými vrstvami žltosivých, sivých pieskov a pieskovcov. Kvartérne sedimenty boli vo vrte FGB-1 tvorené hlinou a zahlinenými štrkami (Franko et al., 1977).

Devín Štítova 729/4 (BSK-11)

Vrt sa nachádza na severovýchodnom okraji oce Devín. Na základe geologickej stavby okolia (Polák et al., 2011b) môžeme predpokladať, že ním boli prevŕtané sedimenty sanberských vrstiev vrchnobádenského veku, ktoré sú reprezentované pieskami, pieskovcami a litotamniovými vápencami.

Pezinok (BSK-12)

Prameň sa nachádza severozápadne od mesta Pezinok, v blízkosti horárne Rybníček. Vyviera v blízkosti tektonického styku lužňanského súvrstvia s gutensteinskými vápencami a ramsauskými dolomitmi orešianskej sukcesie tatrika (Polák et al., 2011b). Uvedené karbonátové horniny sú reprezentované väčšinou masívnymi, často laminovanými a prúžkovanými sivými a tmavosivými výrazne metamorfnými vápencami. Typické sú najmä pruhované vápence, kde sa striedajú laminy a prúžky (0,5–3 cm) pelmikitického vápenca a vápenca s drobnými svetlovyvetrávajúcimi zrnkami dolomitu – selektívne dolomitizovanými koprolitovými peletmi vo vápenci (Plašienka in Polák et al., 2011a).

Pezinok – vrt MKN-6 (BSK-13)

Vrt MKN-6 sa nachádza severozápadne od mesta Pezinok, v Podbabskej doline. Pod 18 m hrubými kvartérnymi uloženinami boli vo vrte zastihnuté biotitické kremenné fylity, sericiticko-chloritické a grafitické fylity, amfibolity a bazaltoidné metamorfované tufy perneckej skupiny, v ktorých boli zistené kremenné pieskovce, sivé vápence, dolomitické vápence až dolomity (Hanzel et al., 1993), ktoré patria pravdepodobne do borinskej jednotky (Hraško, ústna informácia).

Dolány (BSK-14)

Študovaný prameň sa nachádza severozápadne od obce Dolány. Pramen vyviera zo súvrstvia tvoreného sivými slienitými a kremitými vápencami a doskovitými žltkasto-ružovými rádiaralitmi, ktoré obsahujú šošovkovité telesá alodapických, doskovitých sivých krinoidových a hrubo-detritických až lumachelových vápencov s úlomkami schránok lastúrníkov, ramenonožcov a koralov. Uvedené sedimenty patria do solírovskej sukcesie tatrika malých Karpát (Polák et al., 2011ab).

Geologická stavba územia v okolí rieky Dunaj

(oblasť medzi Bratislavou a obcou Čuňovo)

Územie rozprestierajúce sa medzi centrálnou časťou mesta Bratislavy a obcou Čuňovo sa nachádza na Podunajskej nížine, v časti Podunajská rovina, pre ktorú je charakteristický rovinný až nepatrne zvlnený akumulčný reliéf fluvialnej roviny, miestami až fluvialnej i slatinnej mokrade.



Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku /
Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ



Agentúra
Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu SR
pre štrukturálne fondy EÚ

V oblasti centrálnej časti Bratislavy je zachovaný kvartérny fluvialny vývoj terasového typu. Identifikované boli tri (Halouzka, 1993), niektorými autormi až štyri terasové stupne (Šajgalík & Hulman, 1976). V podloží kvartérnych sedimentov sa v oblasti centrálnej časti Bratislavy nachádzajú vrchnomiocénne - panónske sedimenty (Fordinál & Tuba, 1992).

Pravobrežie Dunaja, v oblasti Petržalky predstavuje prechodné územie od terasového typu vývoja kvartérnej sedimentácie ku superpozičnej panvovej sedimentácii Podunajskej nížiny. Povrchové formy sú málo výrazné, voči úrovni nivy je tu zachovaný len mierne vyvýšený stupeň, ktorý bol nazvaný ako petržalská terasa. Hrúbka piesčito-štrkovej dnovej akumulácie v petržalskom stupni dosahuje 10-22 m. Oblasť Rusoviec a Čuňova sa nachádza už na okraji poklesávajúcej centrálnej depresie panvy a preto má normálny superpozičný vývoj fluvialnej sedimentácie. Hrúbky kvartérnych sedimentov smerom do panvy rastú (Halouzka, 1993). V oblasti Čuňova dosahujú až 214 m. Uvedeným vrtom bol prevrtaný celý vrstevný sled kvartérnych sedimentov od starého pleistocénu až po holocén (Vaškovská, 1995). V ich podloží boli zistené pliocénne usadeniny (Vass et al., 1992).

Literatúra

- Bañacký, V. & Sabol, A., 1973: Geologická mapa Záhorskej nížiny, 1: 50 000, Geol. ústav D. Štúra, Bratislava
- Baráth, I., 1993: Vrchnobádenský rífový komplex na východnom okraji Viedenskej panvy. In: Hamršíd, B. (edit.): Nové výsledky v terciéru Západných Karpát (Sborník referátů z 10. konferencie o mladšom terciéru, Brno, 27-28, 4. 1992). Knih. zemního plynu a nafty, (Hodonín), 15, 177-197.
- Baráth, I., Nagy, A. & Kováč, M., 1994: Sandberské vrstvy-vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy. Geol. práce, Spr., (Bratislava), 99, 59-66.
- Bátory, V. & Bukovká, E., 1969: Vyhodnotenie širokoprofilového hydrogeologického vrtu HDV-1 v Devínskej Novej Vsi. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Bartek, V., 1989: Nové litostratigrafické členenie vrchného panónu a pontu v slovenskej časti viedenskej panvy. Mineralia slov., 21, 275-281.
- Buday, T., 1955: Stratigrafie spodního a středního miocénu hlavních oblasti Dolnomoravského úvalu. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Buday, T. 1957a: Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. Listy Žilina, Bratislava, Česká Třebová. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Buday, T. 1957b: Malé Karpaty. Mapování v roce 1956, list 4659. In: Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. Listy Žilina, Bratislava, Česká Třebová. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Buday, T., Cambel, B., Kamenický, J. & Mahel', M., 1963: Geologická mapa ČSSR, mapa předčtvrtohorních útvarů 1 : 200 000 M - 33 - XXXVI Bratislava M-33-XXXV Wien. Ústřední ústav geologický Praha.
- Buday, T., Cambel, B., Mahel', M., Brestenská, E., Kamenický, J., Kullmann, E., Matějka, A., Salaj, J. & Zařko, M., 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXXV a M-33-XXXVI, Wien-Bratislava. Geofond – Vyd. Bratislava, 5 - 248.
- Buday, T. & Cicha, I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocenu Dolnomoravského úvalu a Pováží. Geol. Práce, Zoš. 43, 5-56.
- Cambel, B. & Čorná, O., 1974: Stratigraphy of the crystalline basement of the Malé Karpaty Mts. in the light of the palynological investigation. Geol. Zbor. Geol. Carpath., 25, 231-241.
- Cambel, B., Král', J. & Burchart, J. 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. Veda, 183 s.
- Cambel, B. & Planderová, E., 1985: Biostratigraphic ovaluation of metasediments in the Malé Karpaty Mts. Region. Geol. Zborn. Geol. carpath. (Bratislava), 36, 6, 683-701.
- Császár, G. (edit.) 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. & Vozár, J., 1998: Surface geological map, 1: 100 000. Atlas of Danube Region Enviromental Geology program (DANREG), Mag. áll. földt. Intéz., Budapest
- Cicha, I. 1957: Zpráva o mikrobiostratigrafických výzkumech neogenu na západním a východním úpatí Malých Karpát. In: Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. Listy Žilina, Bratislava, Česká Třebová. Manuskript – archív Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava



Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku /
Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ



Agentúra
Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu SR
pre štrukturálne fondy EÚ

- Dlugi, A. & Svoboda, S. 1958: Príspevek k biostratigrafickej charakteristike neogénu západní časti Malé dunajskej nížiny. In: Dlugi, A., Fischer, J., Homola, V., Janák, J., Mořkovský, M., Slavík, J., Svoboda, S., Šmeral, J. & Uhman, J.: Opěrná vrtba Báhoň - 1 v západní části Malé dunajskej nížiny. Práce úst. pro naftový výskum (Brno), sv. 12, publ. 43, 41-58.
- Elečko, M. & Vass, D., 2001: Litostratigrafické jednotky usadenín sarmatského veku vo viedenskej panve. Mineralia slov., 33, 1, 1-6.
- Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšovský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. & 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 – archív Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava
- Fordinál, K. 1997: Mollusc (gastropoda, bivalvia) from the Pannonian deposits of the western part of the Danube Basin (Pezinok -clay pit). Slov. Geol. Mag. 3,4, 263-283.
- Fordinál, K., Nagy, A. & Vass, D. 2001: Problémy stratigrafie a litostratigrafie vrchného miocénu dunajskej panvy. Mineralia Slovaca 33,1, 7-14.
- Fordinál, K. & Tuba, L., 1992: Biostratigrafické a paleoekologické vyhodnotenie sedimentov územia centrálnej časti Bratislavy.
- Fordinál, K. & Zlinská, A., 1998: Fauna vrchnej časti holičského súvrstvia (sarmat) v Skalici (viedenská panva). Mineralia slov., 30, 2, 137-146.
- Franko, O., Zbořil, O. & Mateovič, L., 1977: Správa o výskumných geotermálnych vrtloch FGB-1 a FGB-1A v Chorvátskom Grobe. Manuskript – archív Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava
- Gaža, B. 1968: Záverečná vrtne geologická zpráva o pionierskej vrtbe Madunice-1. Manuskript – archív Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava
- Grill, R., 1943: Über mikropalaontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitt. Reichanst., (Wien), 6, 33-44.
- Halouzka, R., 1993: Geologický vývoj v kvartéri. In: Štefanovičová, T. (edit.), Halouzka, R., Krippel, E., Novotný, B., Novotná, M., Farkaš, Z., Studeníková, E., Pieta, K., Zachar, L., Kolník, T., Krekovič, E., Snopko, L., Geržová, I., Ferus, V., Hečková, I., Štefanovičová, T., Hajnalová, E., Šefčáková, A. & Cidlinská, L., 1993: Najstaršie dejiny Bratislavy. Vyd. Elán, Bratislava, 9-27.
- Hanzel, V., Vrana, K. & Čimborova, S.: 1993: Podzemné vody západných svahov Devínskych a Pezinských Karpát. Manuskript – archív Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava
- Havrila, M., 2004: Tektogenéza mezozoických panví Západných Karpát – Hronikum. Manuskript – archív Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava
- Holec, P. 1981: Occurrence of Hipparion primigenium (H. v. Meyer, 1829) (Mammalia, Equidae) remnants in the neogene of the West Carpathians (Slovakia, Czechoslovakia). Geol. Zbor., Geologica Carpathica, 32, 4, Bratislava, 427-447.
- Holznecht, & Jiříček, R. 1964: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Sered'-6. Manuskript - archív MND Hodonín
- 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. & Uhman, J.: Opěrná vrtba Báhoň - 1 v západní části Malé dunajskej nížiny. Práce úst. pro naftový výskum (Brno), sv. 12, publ. 43, 31-39.
- Horníš, J., 1987: Sedimentárno-petrografický výskum kvartéru na území Veľkej Bratislavy (severná časť). Manuskript-archív Štát. geol. úst. D. Štúra Bratislava.
- Hromádka, J., 1935: Třídění povrchových tvarů Slovenska na podkladě jejich vývoje. Sbor. Slov. vlast. Múz, 4, 14-31.
- Hromec, J., 1959: Zpráva o doplňujícím štruktúrnym prieskume vrchno-pannonskej poklesovej kry v obl. Mor. Sv. Ján. Manuskript – archív Št. geol. Úst. D. Štúra Bratislava.
- Hromec, J. 1962: Zpráva o štruktúrnym prieskume katloveckej hráste a širšieho okolia za rok 1961.
- Hyroššová, 1967: Devín – Sedláčkov ostrov, hydrogeologický prieskum. Manuskript- archív Štát. geol. úst. D. Štúra Bratislava.
- Ivan, P. & Méres, Š., 2006: Litostratigrafické členenie a pôvod staropaleozoickej časti kryštalinika Malých Karpát – nový pohľad na základe výsledkov geochemického výskumu. Mineralia slov., 38, 165 - 186.
- Janáček, J., 1957: Předběžná zpráva o nových stratigrafických poznatcích ve svrchním pannonu vnitroalpské pánve vídeňské. Geol. práce, Zpr. (Bratislava), 10, 5-48.
- Janáček, J., 1967: Stratigrafické poznatky v mladých sedimentoch centrálnej časti Podunajskej panvy. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava.
- Jandová, J. 1968: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Madunice-1. Manuskript – archív MND Hodonín



Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku /
Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ



Agentúra
Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu SR
pre štrukturálne fondy EÚ

- Jiříček, R. 1961: Biostratigrafie a paleogeografie vrstev neogénu na území Podunají. Manuskript – archív MND Hodonín
- Jiříček, R., 1983: Závěrečná geologická zpráva o hlubokém strukturním vrtu Borský Jur – 14. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava.
- Jiříček, R., 1985: Deltový vývoj spodního panonu v jižní části vídeňské pánve. *Zemní Plyn Nafta*, 30, 2, 161-186.
- Jiříček, R., 1988: Stratigrafie, paleogeografie a mocnost sedimentu neogénu vídeňské pánve. *Zemní Plyn, Nafta*, 33, 4, 583-622.
- Jiříček, R., 2002: Molassový vývoj Alpsko-karpatské předhlubne a Vídeňské pánve. *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment IX*, 1-2, 179 s.
- Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. & Kučera, M., 2008: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000; listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo (časť). Manuskript – archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Kohút, M., Putiš, M. L., Hraško, L. & Z. Németh, Z., 2011: Kryštalínium tatrika In: Polák M., Plašienka D, Kohút M., Putiš M., Bezák V., Maglay J., Olšovský M., Havrila M., Buček S., Elečko M., Fordinál K., Nagy A., Hraško L., Németh, Z., Liščák P., Slavkay M. & Kubeš P.: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava
- Kohút, M., Uher, P., Putiš, M., Méres, Š., Ivan, P., Broska, I. & Kováčik, M., 2009: Kryštalínium Malých Karpát – vývoj poznatkov od Mateja Bela po súčasnosť. In: Kohút, M. & Šimon, L. (Eds), Spoločný Geologický Kongres Slovenskej a Českej geologickej spoločnosti, Konferencie, sympózia a semináre, 100-102.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Mikláš, J. & Janák, M., 1984: Metamorfizmus kristalínika Malých Karpát: etapy, zonalnosť, sväz s granitoidami. *Geol. zbor. – Geol. Carpath.*, 35, 437 - 462.
- Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. *Veda, Bratislava*, 202 s.
- Kováč, M. & Hudáčeková, N., 1997: Changes of paleoenvironment as result of tectonic events with sea level changes in the northeastern margin of the Vienna Basin. *Zbl. Geol. Paleont. Teil I*, 5/6, 457-469.
- Krippel, E., 1962: Príspevok k problému floristickej hranice terciér – kvartér. *Geol. Práce, Spr.*, (Bratislava), 63, 157-162.
- Kullman, E., 1966: Základný hydrogeologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Lunga, S. 1964a: Geologická zpráva o štruktúrnem prieskume v piešťanskom zálive za rok 1963. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Lunga, S. 1965: Geologická zpráva o štruktúrnem prieskume v oblasti Bučan za rok 1964. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Lunga, S. 1966: Geologická zpráva o strukturním průzkumu v oblasti Bučany – sever za rok 1965. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Maglay, J., Fordinál, K., Pristaš, J., Nagy, A., Plašienka, D., Buček, S., Bezák, V., Kohút, M., Broska, I., Hók, J., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 200 000, list 44 (Bratislava). Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Mahel', M., 1953: Hydrogeologický posudok zdrojov pitnej vody pre vodovod Devínska Nová Ves. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Mahel', M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Zošit 55*, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 61-81.
- Mahel', M. & Cambel, B., 1972: Geologická mapa Malých Karpát. 1 : 50 000. *Geol. ústav D. Štúra, Bratislava*
- Mazúr, E. & Lukniš, M., 1986: Geomorfologické členenie SSR. *Slov. Kartografia, Bratislava*
- Mišík, M., 1962: Sedimentologisches und fazielles Studium der Trias und Lias der Devín-Entwicklung (Malé Karpaty). *Acta Geol. Geogr. Univ. Com., Geol.*, 41, 67 - 91.
- Mořkovský, M., 1956: Závěrečná zpráva strukturního průzkumu oblasti Láb pokleslá kra – Vysoká – Zohor – Lozorno. Manuskript – archív Štát. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Mořkovský, M. 1957: Závěrečná zpráva o mělkém strukturním průzkumu za r. 1956 v Malé dunajské nížine. Manuskript – archív Štát. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- 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 – archív Štát. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Pálfalvi, F. 1975: Závěrečná správa o výsledkoch priekumných vrtov FGS-1/A a FGS-1. Manuskript – archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava.
- Pipík, R. 1998: Salinity changes recorded by Ostracoda assemblages found in pannonian sediments in the western margin of the Danube Basin. In: Crasquin-Soleau, S. - Braccini, E. - Lethiers, F. (eds.): What about ostracoda?.



Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku /
Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ



Agentúra
Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu SR
pre štrukturálne fondy EÚ

3rd European ostracodologists meeting Paris - Bierville (France), July 8-12 th 1996, Memoire 20, Pau, 167-177.

- Plašienka, D., Baráth, I., Gross, P., Nagy, A., Kohút, M., Kováč, M. & Petrik, I.: 1993: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Rukopisná mapa. Manuskript – archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava.
- Plašienka D., Havrila M., Michalík J., Putiš M. & Reháková D., 1997: Nappe structure of the western part of the Central Carpathians. In Plašienka D., Hók J., Vozár J. & Elečko M. (eds): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Internat. conf., Introduct. articl. exc., Geol. Survey Slov. Rep., D. Štúr Publ., Bratislava, 139–161.
- Plašienka, D., Michalík, J., Gross, P. & Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. Geol. Carpath., 42, 195 - 208.
- Polák M., Plašienka D, Kohút M., Putiš M., Bezák V., Maglay J., Olšovský M., Havrila M., Buček S., Elečko M., Fordinál K., Nagy A., Hraško L., Németh, Z., Liščák P., Slavkay M. & Kubeš P., 2011a: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava
- Polák M. (red.), Plašienka D, Kohút M., Putiš M., Bezák V., Filo, I., Olšovský, M., Havrila M., Buček S., Maglay J., Elečko M., Fordinál K., Nagy A., Hraško L., Németh, Z., Ivanička, J. & Broska I. 2011b: Geologická mapa Malých Karpát v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava
- Polák M., Plašienka D, Kohút M., Putiš M., Bezák V., Maglay J., Olšovský M., Havrila M., Buček S., Elečko M., Fordinál K., Nagy A., Hraško L., Németh, Z., Liščák P., Slavkay M. & Kubeš P., 2011a: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava
- Polák, R., 1977: Devínska Nová Ves – prameň Jalšovec – hydrogeologický prieskum II. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Putiš, M., Hrdlička, M. a Uher, P., 2004: Litológia a granitoidný magmatizmus staršieho paleozoika Malých Karpát. Miner. slov., 23, 183-194.
- Royden, L., 1985: The Vienna Basin a thinskin pull-apart basin. In: Biddle, K. & Christie-Blic, N. (eds.): SEPM, spec. Publ. Memoir, 37, 319-338.
- Šajgalík, J. & Hulman, R., 1976: Geologické pomery centrálnej mestskej oblasti v Bratislave. Geologický průzkum 1, 5-8.
- Špička, V., 1966: Paleogeografie a tectogeneze Vídeňské pánve a příspěvek k její naftově geologické problematice. Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 76, 12, 3-118.
- Špička, V. & Zapletalová, I., 1964: Nástin korelace karpát v československé části vídeňské pánve. Sbor. geol. Věd, G, 5, 127-156.
- Špička, V. & Zapletalová, I., 1965: K problému korelace a členění tortonu v československé části vídeňské pánve. Sbor. geol. Věd, G, 8, 125-160.
- Švagrovský, J., 1971: Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 20, 7-473.
- Švagrovský, J., 1977: Správa o biostratigrafickom vyhodnotení vrtu HZ-1 pri Devínskej Novej Vsi. In. Polák, R., 1977: Devínska Nová Ves – prameň Jalšovec – hydrogeologický prieskum II. Manuskript - archív Št. geol. úst. D. Štúra Bratislava
- Vass, D., 1998: Geodynamic development of the Carpathian Arc in the Neogene. In Rakús, M. (edit.): Geodynamic development of the West Carpathians. Vyd. D. Štúra, Bratislava, 155-188.
- Vass, D. 2002: Litostratigrafia Západných Karpát - sedimentárny neogén a budínsky paleogén. ŠGÚDŠ, Bratislava, 7-202
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Růžicka, M. & Vaškovský, I. 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR, Mapa 1:500 000, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Vass, D. & Gašparík, J. 1978: Štúdiá o pevných palivách v Západných Karpatoch (Slovensko). Manuskript – archív Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava
- Vass, D., Pagáč, P., Fejdiová, O., Planderová, E. & Nagy, A., 1992: Neskorý neogén na západnom okraji podunajskej panvy. Záp. Karpaty, Geol., 16, 85-118.
- Vaškovská, E., 1995: Kvartérne sedimenty a ich hranica so sedimentmi vrchného pliocénu (rumanu) na západnom okraji podunajskej panvy v okolí Čuňova. Geol. Práce 100, 87-104.
- Žák, D., Kovács, T., Kosťov, K. & Sýkorová, M., 1996: Sedláčkov ostrov – Devín (doplňenie pozorovacích objektov). Manuskript – archív Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava