

MINISTERSTVO ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY



Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska

1 : 500 000

Zostavovateľ: Anton Biely

Anton Biely, Vladimír Bezák, Michal Elečko, Pavel Gross, Michal Kaličiak,
Vlastimil Konečný, Jaroslav Lexa, Ján Mello, †Ján Nemčok, Michal Potfaj,
Miloš Rakús, Dionýz Vass, Jozef Vozár, Anna Vozárová

Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1996

VYSVETLIVKY
k regionálnym
mapám
Slovenska

Vedecký redaktor:

doc. RNDr. MICHAL KALIČIAK, CSc.

Predseda edičnej rady:

RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc.

Členovia edičnej rady:

RNDr. V. BEZÁK, CSc., RNDr. D. BODIŠ, CSc., RNDr. M. ELEČKO, CSc., RNDr. M. GARGULÁK, CSc.,
RNDr. P. GREČULA, DrSc., RNDr. V. HANZEL, CSc., RNDr. J. HATÁR, CSc., Ing. J. HRTUSOVÁ, doc. RNDr. M.
KALIČIAK, CSc., RNDr. A. KLUKANOVÁ, CSc., RNDr. P. KOVÁČ, PhD., RNDr. J. LEXA, CSc., RNDr. J. MELLO,
CSc., RNDr. M. POLÁK, CSc., RNDr. M. POTFAJ, CSc., RNDr. M. RAKÚS, CSc., doc. RNDr. D. VASS, DrSc.,
doc. RNDr. A. VOZÁROVÁ, DrSc.

MINISTERSTVO ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY



Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska

1:500 000

Zostavovateľ: Anton Biely

Anton Biely, Vladimír Bezák, Michal Elečko, Pavel Gross, Michal Kaličiak,
Vlastimil Konečný, Jaroslav Lexa, Ján Mello, Ján Nemčok, Michal Pottfaj,
Miloš Rakús, Dionýz Vass, Jozef Vozár, Anna Vozárová



Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1996

© Geologická služba Slovenskej republiky, Bratislava

ISBN 80-85314-57-6

OBSAH

ABSTRAKT _____	6
STRUČNÝ PREHĽAD GEOLOGICKEJ STAVBY SLOVENSKA _____	7
NEOGÉN _____ Vass a Elečko	17
NEOGÉNNE VULKANITY _____ Lexa, Konečný a Kaličiak	23
VRCHNÁ KRIEDA A PALEOGÉN VNÚTORNÝCH KARPÁT _____ Gross, Rakús a Potfaj	31
KRIEDA A PALEOGÉN VONKAJŠÍCH KARPÁT _____ Potfaj a Nemčok	35
MEZOZOIKUM A PALEOGÉN BRADLOVÉHO PÁSMA _____ Rakús a Potfaj	42
MEZOZOIKUM VNÚTORNÝCH KARPÁT _____ Rakús, Mello a Biely	43
MLADŠIE PALEOZOIKUM VNÚTORNÝCH KARPÁT _____ Vozárová a Vozár	54
STARŠIE PALEOZOIKUM GEMERIKA _____ Vozárová a Vozár	60
STARŠIE PALEOZOIKUM A PROTEROZOIKUM? VEPORIKA A TATRIKA _____ Bezák	63
HLBINNÉ MAGMATITY _____ Bezák	66
LITERATÚRA _____	69

ABSTRAKT

Nová geologická mapa Slovenskej republiky v mierke 1 : 500 000 je zostavená ako odkrytá – neznázorňuje uloženie kvartéru. S výnimkou asi 20 % územia vychádza z podkladov základných geologických máp mierky 1 : 25 000 a regionálnych geologických máp mierky 1 : 50 000 zostavených v rokoch 1963 až 1992 a predstavuje tak aktuálny stav poznatkov o základnom štruktúrnom členení a geologickej stavbe územia Slovenska. Geologická mapa je dôsledne litostratigrafická, legenda neobsahuje príslušnosť k tektonickým jednotkám. Tie sú schematicky znázornené na samostatnej schéme menšej mierky.

Úvodná časť vysvetliviek zabezpečuje aktuálny prehľad štruktúrneho členenia, geologickej stavby a vývoja Západných Karpát v rozsahu nevyhnutnom pre správne pochopenie objasňujúcich textov jednotlivých položiek legendy.

Vysvetlivky ku geologickej mape definujú a objasňujú: 1. obsah jednotlivých položiek legendy geologickej mapy, 2. geografické rozšírenie a variabilitu skupín, súvrství, formácií a komplexov, 3. vystupovanie v tektonických a regionálnogeologických jednotkách, a to aj

v forme súborných tabuliek, 4. nadväznosť na publikované práce definujúce litostratigrafické jednotky formou citácií (vysvetlivky však neduplikujú informáciu obsiahnutú v stratigrafickom slovníku).

Hlavnú časť textu vysvetliviek predstavuje systematický opis jednotlivých položiek legendy, ktorý komentuje ich geografické rozšírenie a variabilitu, vystupovanie v tektonických a regionálnogeologických jednotkách, zastúpenie litostratigrafických jednotiek, detailnejšiu litologicko-petrografickú charakteristiku a chronostratigrafickú príslušnosť. Text, podobne ako legenda, sa člení na kapitoly: neogén, neogénne vulkanity, vrchná krieda a paleogén vnútorných Karpát, krieda a paleogén vonkajších Karpát, mezozoikum vnútorných Karpát, mladšie paleozoikum vnútorných Karpát, staršie paleozoikum amerika, staršie paleozoikum a proterozoikum? veporika a tatrika a hlbinné magmatity.

Každá z uvedených kapitol je doplnená prehľadnou tabuľkou znázorňujúcou vystupovanie jednotlivých položiek legendy v tektonických a/alebo regionálnogeologických jednotkách vrátane litostratigrafických jednotiek (skupín, súvrství, formácií, komplexov, členov).

STRUČNÝ PREHĽAD GEOLOGICKEJ STAVBY SLOVENSKA

Územie Slovenskej republiky je budované alpínskym pásmovým pohorím Západných Karpát. Ich geografická hranica na západe sa kladie do údolia Dunaja, ale geologicky zreteľnejšia hranica voči Východným Alpám je depresia západne od Hundsheimských vrchov, tzv. Karnunská brána. Alpské jednotky síce zasahujú na územie Slovenska v podloží neogénnej výplne Viedenskej panvy, na povrch však nevystupujú. Na východe voči Východným Karpatom sa hranica konvenčne kladie do údolia rieky Uh. Severná hranica Západných Karpát je daná erozívnym, zväčša morfológicky zreteľným okrajom alpínskych príkrovov ležiacich na predpolí. Južná hranica je menej zreteľná, lebo na vnútornom okraji Západných Karpát sú vyvinuté rozsiahle nížiny vnikajúce hlboko do horskej sústavy. Morfológicky nápadný je severný okraj Veľkej maďarskej nížiny na juh od Bukových hôr a Mátry, a preto by bolo vhodné obidve tieto horské skupiny zaradiť k Západným Karpatom.

Už v 19. storočí bola zistená zonálna stavba Západných Karpát (napr. ŠTÜR, 1860; UHLIG, 1903). Následné výskumy to potvrdili s konštatovaním, že mezozoické a terciérne formácie v oblúkovite usporiadaných pásmach sú produktom zložitej tektonickej transformácie kvalitatívne a časovo odlišných sedimentárnych bazénov do vrásovo-príkrovových sústav, do ktorých boli pojaté niekedy len sedimentárne výplne, inokedy aj ich pôvodný podklad.

PREDPOLIE KARPÁT tvoria varíše a staršie elementy Českého masívu a krakovské plató mimo územia Slovenska.

Systém neogénnych predhlbní (v priečných depresiách aj paleogénnych) na elementoch predpolia lemujú vonkajší obvod vrásniacich sa Karpát a tvorí **karpatskú predhlbeň**. Jej prislúchajúce spodnomiocénne sedimenty vystupujú na povrch len v úzkom páse, niekde od predpolia oddelenom zlomami alebo flexúrami. Spolu s elementmi predpolia, na ktorých spočívajú, sa tieto sedimenty ponárajú hlboko pod príkrovy vonkajších Karpát. Analýza geofyzikálnych polí indikuje, že zasahujú prinajmenšom po os ústredného tiažového minima (spojnica Hodonín–Námestovo–Krosno–Borislav), resp. po tzv. „peripieninský lineament“, ktorý sa s menovanou osou zhruba prekrýva a chápe sa ako hlbinný styk severoeurópskej platformy podsunutej pod magurský flyš s terciérnym karpatsko-panónskym blokom (= vnútorné Karpaty pro parte). Podľa iných variantov (UHLIG, 1907; LEŠKO a VARGA, 1980 a i.) severoeurópska platforma a sedimenty predhlbne zasahujú ďaleko na juh pod vnútorné Karpaty. Karpatská predhlbeň na slovenskom území na povrch nevystupuje.

Podľa veku alpínskej príkrovovej stavby sa Západné Karpaty členia na *vonkajšie* – s neoalpínsky vyformovanými príkrovmi a na *vnútorné* – s paleoalpínskou, predpaleogénnou stavbou. Hranicu medzi nimi tvorí *bradlové pásmo*.

VONKAJŠIE KARPATY predstavujú externú časť Západných Karpát. Ich charakteristickou črtou je prevažne flyšová povaha mezozoických a paleogénnych formácií, prakticky úplná neprítomnosť predmezozoických súvrství a len nepatrné rozšírenie popříkrovového pokryvu. Elementy tohto pásma na Morave – a pod neogénom Viedenskej panvy aj na západnom Slovensku – nadväzujú na rýnsko-dunajský flyš Álp. Na východ pokračujú mohutným oblúkom cez Poľsko a východné Slovensko neprerušene až do Východných Karpát.

Flyšové pásmo predstavuje sústavu príkrovov, v ktorej sa odlišujú tri skupiny (NOWAK, 1927; ROTH in BUDAY et al., 1967):

1. *Okrajová skupina*. V oblasti Ždánického lesa na Morave ju reprezentuje priestorovo obmedzená pouzdřanská jednotka. Jej v podstate neflyšové vrchnoeocénne až karpatské sedimenty majú výraznú litofaciálnu afinitu k terciérnej výplni čelnej predhlbne, na ktorú sú presunuté, a teda predstavujú analógiu zvrásnenej molasy Álp (ANDRUSOV, 1968). Na území Slovenska sa nevyskytuje.

2. *Stredná, krosniansko-menilitová skupina*. Je reprezentovaná jursko-kriedovými a paleogénnymi litostratigrafickými jednotkami rozličnej paleogeografickej povahy. V západnom úseku vonkajších Karpát sa odlišuje ždánicko-podsliezka a sliezka jednotka (ROTH in BUDAY et al., 1967), ale na územie Slovenska prakticky nezasahujú. V Ždánickom lese a v Pavlovských vrchoch je ždánická jednotka ako vrásovo-šupinový systém nasunutá na pouzdřanskú jednotku, alebo na neogénnu výplň predhlbne. Sedimenty od oxfordu po karpát (s prerušením najmä v spodnej kriede) majú prevažne neflyšový vývoj a podľa ANDRUSOVA (1968) predstavujú element vnútornej (zvrásnenej) molasy a pokračovanie waschberskej zóny z Rakúska. Analogické postavenie vo východnom úseku flyšového pásma Západných Karpát a hlavne vo Východných Karpatoch má stebnicko-borislavský príkrov (l. c.).

V Moravsko-sliezskych Beskydách podsliezka jednotka v podobe subhorizontálneho, zložito prevráteného príkrovu s vrstevným sledom vo flyšovom aj neflyšovom vývoji (turón až eocén) spočíva na šupinách okrajovej skupiny alebo priamo na karpate, v čelných častiach aj na spodnom bádene moravských predhlbní.

Vyššou tektonickou jednotkou krosniansko-menilitovej skupiny v Moravsko-sliezskych Beskydách je sliezka jednotka. Jej vrstevný sled od malmu po oligocén má prevažne flyšový vývoj, v spodnej kriede s pestrou vulkanickou asociáciou tešinitov. Je rozštiepená na dva čiastkové faciálne príkrovy – tešínsky a godulský.

Sliezka a podsliezka jednotka pokračujú do východného úseku flyšových Karpát, kde sa k nim ako súčasť krosniansko-menilitovej skupiny pridružuje zo severu skolská a z juhu duklianska jednotka. Táto druhá, ako jediná z tejto skupiny príkrovov, zasahuje význam-

nejšou mierou na naše územie a buduje severovýchodnú časť Slovenska. Je reprezentovaná súvrstvami kriedy a paleogénu zväčša flyšovej povahy a je formovaná do systému vrás a šupín rozložených medzi sliezska a magurskou jednotkou. Smerom na západ na území Poľska sa tento systém vyklíňuje. Západnejšie, v analogickej pozícii, vystupujú šupiny predmagurskej jednotky až do Moravsko-sliezskych Beskýd. Duklianska jednotka sa južným smerom ponára pod magurskú. V niektorých interpretáciách sa k nej priradujú aj vrstevné sledy tzv. okennej jednotky, či „ropy-pisarzowej” (napr. KOZIKOWSKI, 1958), resp. grybowskej (KSIAZKIEWICZ, 1972), ktoré sa obnažujú v tektonických oknách spod magurského príkrovu. Pod dukliansku jednotku sa ponára sliezska, ale na východnom Slovensku sa v jej podloží vyskytujú aj formácie (zistené vo vrtoch), ktoré sú priradené do jednotky Obidowej-Słopnic (KORÁB a ĐURKOVIČ, 1980), definovanej na poľskom území (JAWOR a SIKORA, 1979).

Vnútrotná – magurská skupina príkrovov. Na Slovensku má táto skupina dominantné zastúpenie; poludník Tatier ju delí na západný a východný úsek. Cez územie Poľska oba úseky neprerušene nadväzujú a vytvárajú súvislý oblúk pozdĺž celých Západných Karpát. Jeho nadväznosť na elementy rýnsko-dunajského flyšu vo Viedenskom lese je maskovaná popríkrovovými neogénymi sedimentmi Viedenskej panvy.

Magurskú skupinu príkrovov budujú najmä paleogénne flyšové formácie. Kriedové sedimenty sú na povrchu málo rozšírené. Jurské „bradlá” v čele tejto skupiny na Morave (tzv. vonkajšie bradlové pásmo) majú väčšinou povahu olistolitov a reprezentujú skôr sedimenty sliezskej kordiliéry než uloženiny magurského žľabu s. s.

Magurskú skupinu príkrovov tvoria čiastkové príkrovy (od severu na juh): račiansky, bystrický, krynický a bielokarpatský. Sú ako sústava nasunuté na sever na strednú skupinu flyšového pásma. V západnom úseku čiastkové príkrovy sa koso končia na pieninskom bradlovom pásme, v niektorých úsekoch (napr. na Orave) sú naň spätne nasunuté, prípadne s ním zvrásnené a zošupinaté.

Štruktúrácia magurského bazénu (a flyšového bazénu vôbec) do severovergentných príkrovov sa odohrávala hlavne od vrchného oligocénu po bádén vrátane (sávsko-štajerské vrásnenie).

Dnešná bivergentná forma magurského príkrovového systému nasunuté na predpolie aj zázemie (prinajmenšom v západnom úseku) sa pripisuje moldavským (sarmatským) pohybov (ROTH, 1980).

Vonkajšie Západné Karpaty reprezentuje sústava bezkorenných príkrovov, t. j. od podkladu odlepených sedimentárnych sekvencií a presunutých na rôzne elementy severoeurópskej platformy. Pôvodný podklad týchto sekvencií je neznámy. Predstavy o jeho povahe (stenčená kontinentálna, kvázioceánska alebo oceánska kôra) a o jeho čiastočnej alebo úplnej subdukcii (pohltení) sa rôznia.

Pieninské bradlové pásmo je najzložitejším pásmom Západných Karpát. Z podložia neogénnej výplne Viedenskej panvy sa vynára pri Podbranči a v podobe úzkeho, na sever vyklenutého pásu sa tiahne na rozhraní vonkajších a vnútorných Karpát na území Slovenska a Poľska a pokračuje cez Ukrajinu až do Rumunska. Jeho charakteristickým znakom je uvedená pozícia, neprítomnosť predmezozoických hornín, variabilný vývoj jury a kriedy, flyšový vývoj paleogénu a charakteristický bradlový tektonický štýl: jursko-spodnokriedové vápencové šošovky tvoria bradlá pieninského typu (ANDRUSOV a SCHEIBNER, 1968), ktoré prenikajú cez kriedové a paleogénne slieňovcové a flyšové súvrstvia.

Aj keď štruktúra bradlového pásma je zložitá, často neprehľadná až chaotická, systematicky sa v ňom vyskytujú dve kontrastné jursko-kriedové sekvencie a rad prechodných sekvencií (ANDRUSOV, 1968). *Čorštynská sekvencia* sa vyznačuje jurskými krinoidovými a hľuznatými vápencami, hiátom v spodnej kriede a fáciou pestrých slieňovcov (couches rouges) v albe až mástrichte. *Kysuckú (pieninskú) sekvenciu* charakterizujú dogerské slieňovce a rádiolarity, hľuznaté a pelagické vápence vrchnej jury a spodnej kriedy. Od cenomanu (albu ?) dominuje fácia couches rouges a komplexy flyšu, na mnohých miestach so zlepcami. MAHEL (1986) označil čorštynskú a kysuckú sekvenciu ako **oravikum**.

Na Považí a na Orave do stavby bradlového pásma vstupuje *klapská sekvencia*, reprezentovaná prevažne kriedovými flyšovými súvrstvami, niekde s hojnými konglomerátmi, tzv. „exotickými”, v senóne aj s polhami couches rouges (MARSCHALCO, 1986). Podľa niektorých autorov (RAKÚS, 1975) pestré slieňovce sú do flyšových sekvencií zavlečené tektonicky. Či jurské plytkovodné vápence predstavujú integrálnu súčasť sekvencie alebo olistolity, je diskutabilné (napr. na Klape; podľa nich je odvodený pôvodný názov sekvencie).

Na Považí je do bradlového pásma začlenená i *manínska sekvencia*, charakteristická hlavne plytkovodnými vápencami spodnej jury (hierlatzké vápence) a spodnej kriedy (urgónske vápence), ale aj cenomanským a senónskym flyšom. Vnútrokarpatský pôvod predsenónskej časti tejto sekvencie nie je sporný, nedosiahla sa však zhoda v tom, či predstavuje čelnú časť tatrika (ANDRUSOV, 1968) alebo krížňanského príkrovu (MAHEL, 1986). Ekvivalentom manínskej sekvencie je haligovská sekvencia v pieninskom úseku bradlového pásma.

Deštrukcia bazénov, v ktorých vznikli všetky uvedené sekvencie, bola extrémna a predstava o ich usporiadaní sa nezaobíde bez predpokladov a špekulácií. Palinspastická rekonštrukcia ukazuje, že externe v sedimentačnom priestore bol čorštynský pah, vnútornejšie hlbokomorské pieninsko-kysucké koryto, na vnútrajšok ktorého prinajmenšom od albu nadväzovala klapská panva, s ktorou je spojený komplikovaný problém existencie „ultrapieninskej kordiliéry” (ANDRUSOV, 1968; táto kordiliéra dodávala v kriede detrit prevažne neznámeho pôvodu – tzv. exotický, okrem iného jurské a spodnokriedové kyslé, bázické a ultrabázické magmatity a glaukofanity).

Povaha čorštynskej sekvencie indikuje, že sa uložila v bazéne s kontinentálnou kôrou. V prípade pieninsko-kysuckého koryta niektorí autori (napr. BIRKENMAJER, 1977, 1986) uvažujú o kôre oceánskej povahy, ale podobná sekvencia (zliechovská) vznikla síce na stenčenej, ale nepochybne kontinentálnej kôre.

Bradlové pásmo vzniklo teda transformáciou členitého sedimetačného bazénu na laramskú severo-vergentnú sústavu pripovrchových príkrovov v čele vnútorných Karpát. Po usadení jarmutských a pročských vrstiev bola táto sústava zdeformovaná popaleogénnymi vrásneniami. V tej dobe vzniklo bradlové pásmo dnešnej podoby. Jeho pôvodný podklad bol subdukovaný, alebo prekrytý susednými sústavami. Dnešné hranice bradlového pásma sú tektonické. Majú povahu subvertikálnych zlomov a je na nich zaregistrovaná aj horizontálna zložka pohybov (ľavý posun; BIRKENMAJER, 1985). Ukazuje sa, že bez funkcie veľkých horizontálnych posunov, ako na to poukázal už RUTTEN (1965 in ANDRUSOV, 1967), by dnešná forma bradlového pásma asi sotva mohla vzniknúť. Pôvodné čorštynské a kysucké vrstevné sledy a z nich vzniknuté laramské príkrovy sú natoľko deštruované, že vyčleňovanie príkrovov je bezpredmetné. Jedine klapský a manínsky príkrov si zachovali určitú individualitu napriek tomu, že povaha ich pôvodných – laramských kontaktov je často diskutabilná.

PÁSMO VNÚTORNÝCH KARPÁT (= VNÚTORNÉ KARPATY).

V poslednom desaťročí sa svojou podstatou synonymné názvy „centrálne“ a „vnútorné“ Karpaty vzali za základ regionálneho členenia (cf. MIŠÍK et al., 1985). Z hľadiska dnešných poznatkov o rozšírení meliatica rožňavská línia nemá pre vedenie hranice medzi centrálnymi a vnútornými Karpatmi žiaden význam. Podľa iného návrhu je hranicou medzi týmito regionálnymi jednotkami lubenícka jazva. Tá je zreteľná, pokiaľ sa na nej stýkajú obnažené „sokle“ veporika a gemerika. V priestore medzi Dobšinou a Krompachmi, kde je tento styk maskovaný hrubými, eróziou neodstránenými masami besníckeho príkrovu či galmuského pásma, je však hranica vnútorných a tzv. centrálnych Karpát neidentifikovateľná. Predgosauská vrásovo-príkrovová sústava vzniknutá štruktúraciou bazénov od kimerských po mediteránne fázy predstavuje vnútorné Karpaty bez ohľadu na povahu bazénov a popríkrovovú deformáciu.

Takto chápané vnútorné Karpaty sú vertikálne rozvrstvené na príkrovovú sústavu a na nej ležiace popríkrovové vrchnokriedové až neogénne sedimentárne a vulkanické formácie.

Do príkrovovej predgosauskej sústavy sú pojaté kryštalínium, staršie i mladšie paleozoikum a mezozoikum, zoskupené do alpínskych tektonických jednotiek, ktoré definovali už MATĚJKA a ANDRUSOV (1931). Ku každej z jednotiek priradili kryštalínický podklad a mezozoikum charakteristického vývoja, a to bez ohľadu na to, či leží na podklade normálne, alebo je od neho odlepené a presunuté vo forme príkrovu na iný

podklad. Po mnohých spresneniach sa vo vnútorných Karpatoch odlišujú nasledujúce hlavné tektonické jednotky:

Tatrikum je obnažené v jadrových pohoriach. Reprezentuje ho kryštalínické jadro a na ňom normálne ležiaci mladopaleozoický (perm) a mezozoický obal (spodný trias až spodný turón). Kryštalínický fundament tatrika má v niektorých jadrových pohoriach svoje špecifické prvky, všeobecne však možno povedať, že v prevahe ho tvoria metamorfity stredného a vysokého stupňa (svorové ruly, ruly) a granitoidy. Sú náznaky prítomnosti aj vyššielakových relikto. Na druhej strane, v niektorých pohoriach (Tribeč, Malé Karpaty, Považský Inovec) vystupujú aj nízko metamorfované komplexy. Kontakty týchto komplexov odlišného metamorfného stupňa sú tektonické a v prevahe asi už hercýnske. To sa v niektorých pohoriach (Západné Tatry) podarilo potvrdiť aj štruktúrno-petrologickým výskumom (FRITZ et al., 1992; JANÁK, 1992). Charakterom vývoja je kryštalínium tatrika a severného veporika rovnaké, čo viedlo niektorých autorov k definovaniu jedného – tatrického terénu (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1996).

V sedimentárnom obale hlavne súvrstvia spodnej jury vykazujú kontrastnosť: piesčité a krinoidové vápence na jednej a slieňovce s rohovcovými vápencami na druhej strane (cf. MAHEL, 1986). V niektorých pohoriach je tatrikum zložito deformované do šúpín, ležatých vrás a čiastkových príkrovov (Malé Karpaty, Tatry, Nízke Tatry) a tiež alpínsky metamorfované.

Tatrikum je najhlbšou obnaženou tektonickou jednotkou vnútorných Karpát a predstavuje relatívny autochtón pre všetky jednotky ležiace nad ním. Do akej miery je aj tatrikum v alochtónnej pozícii, možno usudzovať len zo širších súvislostí a z obrazov seizmických profilov. Interpretácie už od UHLIGA (1907) až po súčasné názory (BEZÁK et al., 1993) sa v podrobnostiach odlišujú a nebudeme ich bližšie komentovať. Ak je tatrikum v alochtónnej pozícii, potom je to dôsledok terciérnej tektoniky. V tejto súvislosti dodajme, že v podloží tatrika – ekvivalentu spodného austroalpinu Východných Álp – je možné predpokladať potenciálne *peninikum*. ANDRUSOV (1960) na margo penninika poznamenal, že ak v Karpatoch existuje, jeho obnaženie treba očakávať pri styku vnútorných Karpát a bradlového pásma. Túto tematiku podrobnejšie rozobral MAHEL (1981) a hypotetický analóg alpínskeho južného penninika v čele vnútorných Karpát nazval **vahikum**. Za povrchové výskyty tejto jednotky môžeme nateraz označiť kriedové formácie uprostred kryštalínika Považského Inovca, opísané PLAŠIENKOM et al. (1994).

Veporikum – náplň tejto základnej tektonickej jednotky sa od roku 1931 menila a zaznamenala rozličné zvraty. V súlade s návrhmi ANDRUSOVA (1960) a MAHELA (1986) k veporiku zaradujeme:

Kryštalínium Čierťaže, Veporských a Stolických vrchov v Slovenskom rudohorí, v Kráľovohorských

Tatrách, Branisku, Sľubici a Čiernej hore, mladšie paleozoikum a mezozoické súvrstvia, ktoré na ňom spočívajú a tvoria jeho normálny sedimentárny obal.

Sústavu príkrovov budovaných mezozoickými komplexmi ležiacimi nad tatrikom, ktoré ANDRUSOV (1960) nazval *spodným subtatrikom*, resp. *krížňanským príkrovom*, ANDRUSOV, BYSTRICKÝ a FUSÁN (1973) **fatrikom** a MAHEL (1986) v hierarchii kmeňovej tektonickej jednotky *krížňanským príkrovom*.

1. *Veporikum, pozostávajúce z kryštalinického podkladu a jeho obalu*, je pri severnom okraji nasunuté na tatrikom, plochu násunu indikuje čertovická línia. Južným obmedzením sa ponára pod gemerikum, tektonickou hranicou je lubenícko-margeciánska línia (ZOUBEK, 1957).

Vnútoraná stavba kryštalinického fundamentu veporika je komplikovaná a pozostáva z viacerých lito-tektonických jednotiek (komplexov). Ide o komplexy granitoidov a vysoko metamorfovaných hornín a o komplexy nízko metamorfovaných hornín staršieho paleozoika, ktoré sú v severnom veporiku (*kraklovská zóna*) a v južnom veporiku (*kohútska zóna*) litologicky odlišné. Rozdielnosti sú aj vo vývoch mladšieho paleozoika (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988) a mezozoika (ANDRUSOV, BYSTRICKÝ a FUSÁN, 1973). Posledné výskumy ukazujú, že tektonická superpozícia komplexov kryštalinika vo svojom základe vznikla už pri hercýnskych tektonických procesoch, i keď špeciálne vo veporiku je do značnej miery rejuvenizovaná alebo deštruovaná alpínskymi procesmi. Bolo opísaných viacero lokálnych komplexov v kryštaliniku veporika, ale aj tatrika a na základe ich tektonometamorfneho vývoja a analýzy hlbinej stavby sa dá predpokladať existencia v podstate troch základných hercýnskych litotektonických jednotiek (BEZÁK, 1994): *Vrchná hercýnska litotektonická jednotka*, ktorá zahŕňa prevažne najvyššie metamorfované komplexy a granitoidy, je vo veporiku zachovaná iba v reliktoch. Podstatnú časť kryštalinika veporika tvorí *stredná* (metamorfity stredného a vyššieho stupňa a granitoidy) a *spodná jednotka* (metamorfity nízkeho stupňa, vystupujúce hlavne v južných zónach). Relikty nízko metamorfovaných komplexov vo vrchnej pozícii môžu naznačovať aj ďalšiu tektonickú jednotku. Hercýnsky tektonicko-metamorfny vývoj bol dlhodobý a zložitý a jeho rekonštrukciu navyše sťažuje alpínske prepracovanie.

Veporické kryštalinikum je mladými subvertikálnymi poruchami rozdelené na pásma: ľubietovské, kraklovské, kráľovohoľské a kohútske (ZOUBEK, 1957). Z tohto hľadiska je zaujímavá povaha ich mladopaleozoických, ale najmä mezozoických obalov. V prvých dvoch pásmach – v severnom veporiku – obal je reprezentovaný permom ľubietovskej skupiny a mezozoikom skupiny Veľkého boku (BIELY et al., 1992). V detailoch sa síce skupina Veľkého boku odlišuje od mezozoika krížňanského príkrovu, ale v rozhodujúcich črtách má k nemu výraznú afinitu a predstavuje sekvenciu vzniknutú v najvnútornejšej časti bazénu budúceho krížňanského príkrovu (fatrika

sensu ANDRUSOV et al., 1973), ktorá s pôvodným podkladom nestratila spojitosť. Dodajme ešte, že táto sekvencia spadá do triasovej faciálnej oblasti, charakterizovanej litostratigrafickou jednotkou karpatského keuperu.

V kráľovohoľskom a kohútskom pásme, t. j. v južnom veporiku, je obal zastúpený stefanom až permom revúckej skupiny (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1982, 1988) a mezozoikom federátskej (ROZLOZSNIK, 1935), resp. struženickej (MAHEL et al., 1967) či tuhárskej (FUSÁN et al., 1963) alebo ružínskej (MAHEL et al., 1967) sekvencie. Zastúpením stefanu a permu na jednej strane a neprítomnosťou keuperského súvrstvia na druhej strane je v zásade obal južného veporika odlišný od obalu severného veporika, hoci mnohé členy, hlavne v mezozoiku, sú v oboch častiach veporika s. l. podobné. Alpínske tektonometamorfne prepracovanie južného veporika – kryštalinika i obalovej sekvencie (VOZÁROVÁ, 1990; MÉRES a HOVORKA, 1991; PLAŠIENKA, 1993) – oprávňuje odlišovať južné veporikum od jednotky severného veporika a tatrika (kohútsky terén versus tatrický terén; VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1996). Pre mezozoickú časť obalu sú charakteristické triasové kremence, dolomity, kryštalické vápence a rohovcové vápence skupiny Veľkého boku.

Skutočnosť, že tieto veporické sekvencie ležia vedľa seba, nastoľuje otázku mechanizmu ich vzájomného zblíženia, ale aj zblíženia kryštalinických podkladov, na ktorých ležia. Indície o horizontálnom posune na pohorelskej línii, zaregistrované HÓKOM a HRAŠKOM (1990), naznačujú jedno z riešení. Ak za základ členenia vnútorných Karpát na alpínske tektonické jednotky sa zobral vývoj mezozoika a podporujú to aj vývoje v mladšom paleozoiku, vynára sa otázka, či tzv. severné a južné veporikum patria k jednej tektonickej jednotke.

Zemplinikum je tektonická jednotka pôvodne vymedzená SLÁVIKOM (in FUSÁN et al., 1971) v južnej časti Východoslovenskej nížiny. Je zložené z vysoko metamorfovaného kryštalinického komplexu a z jeho karbónsko-permského a mezozoického obalu. Prevažujúcimi horninami v kryštalinickom komplexe sú pararuly, amfibolity, migmatity s minerálnymi asociáciami indikujúcimi P-T podmienky vyššietplotnej amfibolitovej fácie (VOZÁROVÁ, 1991; FARYAD, 1995). Postorogénna varíska sekvencia sa začína stefanskými kontinentálnymi sedimentmi s niekoľkými limnicko-fluviálnymi uhoľnými cyklotémami a pokračuje hruboklastickými kontinentálnymi sedimentmi typu red-beds. Mezozoické sekvencie sú zastúpené hlavne spodnotriasovými kremencami a bridlicami a strednotriasovými epiplatformovými karbonátovými sekvenciami (BOUČEK a PŘIBYL, 1959; GRECLA a EGYÜD, 1977, 1982; VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988).

2. *Veporikum reprezentované skupinou pripovrchových príkrovov (fatrikom sensu ANDRUSOV et al., 1973)* ležiacich nad tatrikom vo všetkých jadrových pohoriach má jednotný vývoj triasu (s charakteristickou faciou karpatského keuperu), ale diferencovaný vývoj jury, čiastočne aj spodnej kriedy. V niektorých jadro-

vých pohoriach bezprostredne nad tatrikom leží čiastkový príkrov, charakterizovaný jurskými krinoidovými a rohovcovými vápencami – vysoký príkrov (l. c.). Nad ním, ale niekde aj priamo na tatriku, leží príkrov s viac alebo menej zložitou vnútornou stavbou s jurskými škvŕnitými vápencami, rádiolárovými vápencami a rádiolaritmi, pre ktorý zostal názov krížňanský príkrov (l. c.; inú nomenklatúru zaviedol MAHEL, 1986). Pôvod tejto časti veporika (= fatrika sensu ANDRUSOV et al., 1973) je nepochybne ultratatrický. Jeho pôvodný podklad (pravdepodobne stenčená kontinentálna kôra, = „ťažká kôra“ v zmysle MAHELA, 1986) bol takmer úplne pohľtený a jeho zvyšky sú zachované v starohorskom okne. Fakt, že sekvencia Veľkého boku (faciálne blízka krížňanskému príkrovu) leží na kryštaliniku tzv. severného veporika, pripúšťa interpretáciu, podľa ktorej ľubietovské a krakľovské pásma severného veporika sú príkrovom fundamentu a indikujú povahu pôvodného podkladu južnej časti krížňanského príkrovu.

Hronikum predstavuje sústavu príkrovov (= *stredné subtatrikum* sensu ANDRUSOV, 1968) vyznačujúcu sa jednotným vývojom permokarbónskych sedimentárno-vulkanických formácií, diferencovaným oberostalpínskym typom triasu a len lokálne zachovanými jursko-spodnokriedovými súvrstviami.

Trias je charakterizovaný hlavne dvoma faciálnymi vývojm: a) monotónnym dolomitovým (= čiernovážska sekvencia, resp. faciálna oblasť); b) vertikálne členitým (= bielovážska sekvencia, resp. faciálna oblasť). V domnienke, že prvý je viazaný na spodný čiastkový príkrov a druhý na vrchný čiastkový príkrov, ANDRUSOV et al. (1973) pre ne použil názvy šturecký a chočský príkrov. Ukázalo sa však, že predpokladaný vzťah facií k čiastkovým príkrovom neplatí všeobecne (napr. MAHEL, 1986), a preto hronikum chápeme ako sústavu nakopených čiastkových príkrovov a šupín (= kmeňový polyfaciálny chočský príkrov sensu MAHEL, 1986), ktorých geometrická nadväznosť z pohoria na pohorie je pre rôzne prerušenia často problematická.

Alochtonna pozícia bezkoreňových príkrovov hronika voči podkladu zreteľne indikuje jeho ultraveporidný pôvod, pravdepodobne z priestoru medzi veporikom a gemerikom (BIELY a FUSÁN, 1967; ANDRUSOV, 1960 atď.), ale dnes aj to je spochybnené. Pôvodný podklad bol úplne deštruovaný, ale trias povahy karbonatickej platformy potvrdzuje, že išlo o kontinentálnu, v jure možno stenčenú kôru. Podľa MAHELA (1986) zvyšok pôvodného podkladu hronika predstavuje črmeľská paleozoická skupina Volovských vrchov, ale tomuto predpokladu chýbajú dostatočné faciálne alebo štruktúrne argumenty. Litologický charakter mladopaleozoických sedimentov a vulkanitov (nižnobocianske a malužinské súvrstvie) poukazuje na ich vznik v bazéne riftogénneho charakteru založeného na kontinentálnej kôre (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988, 1996). Tento názor podporujú aj nálezy tektonických fragmentov mylonitizovaných granitoidov v bazálnej časti spodného čiastkového príkrovu hronika (ANDRUSOV, 1936; VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1979).

Gemerikum. Klasické definície (napr. ANDRUSOV, 1968), ktoré do tejto tektonickej jednotky zahrňali paleozoické súbory Volovských vrchov a mezozoické sekvencie oberostalpínskeho faciálneho vývinu (Slovenský kras, Stratenská hornatina, Muránska planina atď.), boli po stanovení veku meliatskej skupiny (KOZUR a MOCK, 1973a, b) a po preukázaní alochtónnosti silicika neutržateľné. Podrobné litofaciálne štúdiá v mladopaleozoických sekvenciách (VARGA, 1971; VOZÁROVÁ, 1973; REICHWALDER, 1973) viedli k rozčleneniu dovtedy jednotne chápaného mladopaleozoického obalu gemerika (BAJANÍK et al., 1984) a nakoniec i k jeho rozdeleniu na dve samostatné jednotky – severné a južné gemerikum (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988). Odčlenenie metamorfovaných klástico-karbonátových súborov s metabazaltovými tufmi, metabazaltmi a glaukofanitmi (dúbravské vrstvy v zmysle FUSÁNA, 1959) od karbónskych sekvencií, preukázanie ich alochtónnosti a ich začlenenie k jednotke meliatika (in BAJANÍK et al., 1983, 1984) bolo ďalším dôvodom takéhoto členenia na severné a južné gemerikum.

Z pohľadu dnešných poznatkov chápeme tak severné, ako aj južné gemerikum ako jednotky, zložené predovšetkým z paleozoických formácií, t. j. metamorfovaných predkarbónskych komplexov a mladopaleozoických syn- i postorogénnych formácií, pričom z mezozoickej časti obalu je v oboch preukázaná jedine spätosť spodného triasu a permu (MAHEL a VOZÁR, 1971.)

Sporadické stratigrafické údaje v predkarbónskych útvaroch boli a sú príčinou kontroverzne chápanej vnútornej stavby. Podľa jednej skupiny autorov ide o asymetrickú, alpínsky silno prepracovanú megaantiklinálu vystuženú granitoidom (BAJANÍK et al., 1984). Podľa GRECCULU (1982) je pre vnútornú stavbu gemerika dominantný systém mladovariských príkrovov, do ktorých boli pojaté i granity. Obe spomenuté interpretácie majú však jeden spoločný základ – staropaleozoický vývoj severného a južného gemerika v rámci jednej geotektonickej domény, či už s kontinuitným laterálnym alebo vertikálnym prepojením.

Severné gemerikum je tektonická jednotka zložená z vulkanicko-sedimentárnych formácií odrážajúcich subdukčno-kolízne procesy variskeho orogénu, ktoré boli spojené s polyfázovými metamorfnými udalosťami a s vývojom syn- a postorogénnych mladopaleozoických bazénov (bretonské, sudetské a astúrske pohyby). Obsahuje predkarbónske vysoko a nízko metamorfované komplexy (skupiny rakovecká a klátovská) výrazne oceánskej afinity, ktoré boli polyfázovo amalgamované v období spodného a stredného karbónu. Svedčia o tom relikty výplne spodnokarbónskeho zvyškového bazénu s olistolitmi serpentinizovaných ultrabázik (ochtinské súvrstvie, črmeľská skupina), ako aj periferálneho plytkomorského vestfálskeho bazénu (zvyšok formácií došinskej skupiny), ktorého sedimenty kolmatovali už varisku stavbu. Postorogénny transpresný režim bol spätý s vývojom kontinentálnych permských bazénov. Lagunárno-sebchové

vrchnopermsko-spodnotriasové formácie boli spojené s počiatkom alpínskeho cyklu.

Južné gemerikum je zložené z väčšej časti zo staropaleozoického vulkanogénneho flyšu (gelnická skupina; SNOCKO a IVANIČKA, 1979; IVANIČKA et al., 1989), neskorovarísky zvrásneného a nízko metamorfovaného. Vznik tohto komplexu je spojený s aktívnym okrajom kontinentu (BAJANÍK a REICHWALDER, 1979; VOZÁROVÁ 1993). Juhogemeridné staršie paleozoikum je uhlovo nesúhlasne prekryté permskou kontinentálnou riftogénnou sekvenciou (gočaltovská skupina), prográdújúcou vo vrchnom perme-spodnom triase do lagunárno-plytkomorského režimu. Geneticky je táto sekvencia spojená s počiatkom alpínskeho vývojového cyklu.

Z uvedeného vyplýva, že tak severné, ako aj južné gemerikum boli ako krystalné bloky generované v záverečných fázach variskeho orogénu. Problematické je doposiaľ datovanie ich spojenia do paleoalpínskej jednotky gemerika, ktorá bola v alpínskej stavbe vnútorných Západných Karpát ďalekosiahle nasunutá na severnejšie ležiace veporikum.

Dôležitú úlohu v rozriešení tejto úlohy hrá vek gemeridných granitov. Doterajšie nepresné a zmiešané rádiometrické veku poukazujú na ich mladovarísky vek, čo by znamenalo, že k amalgamácii obidvoch krystalných blokov došlo prvýkrát už vo varískej etape. Štruktúrne údaje však svedčia o postvarískom veku granitov, čo by znamenalo amalgamáciu severného a južného gemerika už v predgosauskom období. Svedčia o tom aj prejavy kontaktnej metamorfózy na obe časti gemerika, t. j. na gelnickú i rakoveckú skupinu.

Meliatikum. Meliatska „séria“ ako litostratigrafická jednotka, podľa ktorej sa nazýva aj tektonická jednotka meliatika, bola vyčlenená pred viac ako štyridsiatimi rokmi.

Pôvodne bola meliatska „séria“ pro parte považovaná za spodnotriasovú (ČEKALOVÁ, 1954), čo vyplývalo najmä z jej pozície pod strednotriasovými súvrstviami Slovenského krasu. Preukázanie vrchnotriasového veku v tejto sekvencii (KOZUR a MOCK, 1973b a iní) spôsobilo radikálnu zmenu v nazeraní na tektonické postavenie austroalpínskeho triasu Slovenského krasu (= silický príkrov) a na palinspastický obraz vnútornej časti karpatského priestoru.

Významné zmeny zaznamenala aj litostratigrafická náplň meliatika. KOZUR a MOCK (1973b) považovali klasický profil pri Meliatskom mlyne za súvislý sled, ktorý datovali ako stredno-vrchnotriasový. Neskoršie sa tento kontinuálny sled doplnil ešte o juru (KOZUR a MOCK, 1985). Na základe nových poznatkov (MOCK et al., 1992; MELLO et al., 1992) môžeme meliatsku formáciu definovať ako súbor tmavých ilovitých bridlíc jurského veku, až niekoľko stoviek metrov hrubých, s tenkými vrstvami tmavých a zelenkavo-červených rádiolaritov (bat-kelovej) a škrvnitých slieňovcov s vložkami pieskovcov, ktoré sa považujú za lias. Olistostrómové telesá v tomto bridličnatom súbore

tvoria klasty a bloky, najmä triasových hornín (= pôvodne definovaná stredno-vrchnotriasová meliatska séria), dosahujúce veľkosť až niekoľko 1 000 m³. V dôsledku tektoniky má meliatska formácia miestami charakter melanže.

Meliatikum dnes chápeme ako tektonickú jednotku, ktorá pochádza z oceánskej alebo paraoceánskej domény, ktorá bola uzavretá vo vrchnej jure-?spodnej kriede. Táto jednotka vystupuje v rade tektonických okien spod silického príkrovu a v prerušovanej sústave šupín lemujúcej južný okraj paleozoika gemerika a v niekoľkých šupinách ho prekrýva aj v tzv. nižnoslanskej depresii medzi Jelšavou a Dobšinou. Podľa niektorých bádateľov (MOCK; MELLO, l. c.) sú do nej zahrnuté dve jednotky. Jedna, reprezentovaná meliatskou skupinou s. s. (Držkovec, Honce, Meliata, Jaklovce), predstavuje relikť sedimentov a vulkanitov vzniknutých v bazéne s oceánskou kôrou. Druhá, ležiaca v bezprostrednom tektonickom nadloží gemerického paleozoika a čiastočne i mezozoika, predstavuje zvyšok subdukčno-akrečného komplexu medzi gemerikom a meliatikom, ktorý sa označuje ako *príkrov Bôrky* (LEŠKO a VARGA, 1980; redefin. MELLO et al., 1992, 1996).

Zaraďujeme sem výskyt mladopaleozoicko-mezozoických metamorfovaných sekvencií (typ Dúbrava a Hačava), ktoré sa vyskytujú pozdĺž s. okraja Slovenského krasu medzi Jasovom a Sirkom, ako aj v nižnoslanskej depresii. Ich charakteristickým znakom je alpínska, stredne- až vyššietlaková metamorfóza pri nízkom termálnom gradiente (MAZZOLI et al., 1992). Typom metamorfózy sa príkrov Bôrky líši tak od podložnej gemerickej, ako aj nadložnej turnaickej či silickej jednotky. Litologické zloženie je variabilné, s hojnými metabázitmi (prevažne glaukofanitmi, svetlými kryštalickými vápencami a vápencami s vulkanickým materiálom), s afinitou k meliatiku. Šupiny z mladopaleozoických hornín (bučinské a jasovské súvrstvie) majú obdobné zloženie ako gemerická gočaltovská skupina, líšia sa uvedeným stupňom metamorfózy a štýlom deformácie.

Turnaikum. Do tejto jednotky sa zaraďuje skupina príkrovov, ktoré majú litostratigrafickú náplň od stredného karbónu do vrchného triasu (MELLO et al., 1996). V strednom a vrchnom triase prevládajú panvové a svahové fácie. Fácie iniciálnej karbonátovej platformy po kolapse v pelsóne, na rozdiel od silicika, už neboli reštaurované. Charakteristickým znakom je tiež metamorfné postihnutie súvrstvi v podmienkach anchizóny až fácie zelených bridlíc. Súčasťou turnaika je kontinentálny perm (brusnicke súvrstvie) a strednokarbónsky flyš (turiecke súvrstvie; VOZÁROVÁ, 1992). Príkrovy turnaika (turniansky príkrov a príkrov Slovenskej skaly) vystupujú v širšej oblasti Slovenského krasu, a to spravidla nad meliatikom a pod silicikom. Tektonický styk turnaika (turiecke súvrstvie) a meliatika bol zastihnutý vrtom pri Brusníku – BRU-1 (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1992) aj vo vrte DRŽ-1 pri Držkovicach (MELLO et al., 1994).

Silicikum. Nad vymenovanými hlavnými tektonickými jednotkami ležia tektonické trosky, zložené hlavne z triasu oberostalpinskeho typu: strážovský, nedzovský a iné príkrovy v pásme jadrových pohorí (= *vrchné subtatrikum*; ANDRUSOV, 1968), ako aj *muránsky príkrov*, *pásmo Galmusa* (= *besnícky príkrov*; MAHEL, 1986) a Slovenský kras (= *gemerikum*; ANDRUSOV, 1968). Na základe faciálnej podobnosti boli pričlenené ku gemeriku (napr. BIELY et al., 1968 a iní). Zistenie, že austroalpínsky trias Slovenského krasu netvorí s paleozoikom gemerika jednu tektonickú jednotku, ale osobitný silický príkrov (KOZUR a MOCK, 1973a), predstavu o ich pôvodnej spätosti s paleozoikom gemerika prinajmenšom spochybnilo. MELLO (1979b) pre ne navrhol názov silicikum. Alochtonita všetkých trosiek silicika a ich vergencia k vonkajšku je evidentná (s výnimkou niektorých oblastí Stratenských vrchov a Galmusa, kde pozícia triasu nad permom budí dojem stratigrafickej nadväznosti). Pôvodná vergencia silického príkrovu je však diskutabilná: južná (KOZUR a MOCK, 1973a; ANDRUSOV, 1975), či severná (MAHEL, 1986; HÓK et al., 1995). V súčasnom období, najmä na základe výsledkov zo štruktúrnej geológie, litológie a superpozície jednotiek, prevláda názor o severnej vergencii tejto jednotky.

POPRIKROVOVÉ FORMÁCIE VNÚTORNÝCH KARPÁT

O vývoji vnútrokarpatského priestoru v senóne je veľmi málo informácií, lebo senónske sedimenty sú známe len v malých a nehojných výskytoch (Miglinecká dolina, gombasecký lom, Dobšinská ľadová jaskyňa, Šumiac, Čierna lúka a Brezovské Karpaty). Všade ležia transgresívne a diskordantne na svojom podloží. V štyroch vymenovaných lokalitách ide o morské vápence a slieňovce s vložkami pieskocov, hlavne santónsko-kampánskeho veku. Hrúbka týchto uloženín je malá (do 100 m). V oblasti Dobšinskej ľadovej jaskyne sa k vrchnej kriede počítajú aj červené zlepenice s vložkami ílovcov, ktorých morský pôvod a vek sú neisté, v prípade tmavých bridlíc a pieskocov z gombaseckého lomu ide pravdepodobne o jaskynné sedimenty.

Väčšie rozšírenie, ale aj hrúbku (do 1 500 m) majú kriedové sedimenty v Brezovských Karpatoch. Sú ekvivalentné *gosauskej kriede* Východných Álp a v literatúre sú opisované ako *brezovská skupina* (SAMUEL et al., 1980). Vo vrstevnom slede sú zastúpené zlepenice, flyšové súvrstvia v kampáne s polohou pestrých červených slieňovcov, ale aj orbitoidových vápencov.

Nakoľko výskyty senónskych sedimentov sú pomerne malé a zriedkavé, niektorí autori predpokladajú, že vtedajší priestor „vnútorých Karpát“ bol väčšinou súšou. Rozmermi síce obmedzené, ale široko rozptýlené výskyty – reliktu morského bazénu – však indikujú, že morom mohla byť zakrytá veľká časť vtedajších „vnútorých Karpát“. Dodajme ešte, že všetky výskyty ležia diskordantne na triasových karbonatických formáciách, ktoré tektonicky prináležia

k siliciku, resp. k tzv. vyšším „subtatranským“ príkrovom. Táto pozícia senónskych uloženín indikuje predgosauskú štrukturáciu (inverziu) mezozoických bazénov a vznik príkrovovej sústavy vnútorých Karpát (ANDRUSOV a BYSTRICKÝ, 1959).

Pre obdobie paleocénu sa predpokladá, že územie vnútorých Karpát bolo zväčša súšou. Paleocénne súvrstvia sú zachované v tektonicky obmedzených pruhoch pozdĺž vnútorného okraja bradlového pásma a na rozsiahlejšom území v Brezovských Karpatoch, kde ležia na brezovskej skupine. Tvoria *myjavskú skupinu* (SAMUEL et al., 1980) zloženú z komplexu slieňovcov, flyšových súvrství s blokmi riasovo-koralových vápencov a s polohami zlepenčov. Zodpovedajú časovému úseku paleocén–eocén a presahujú hrúbku 1 000 m.

Podobné sedimenty na Považí sú známe ako „*hričovsko-žilinský vývoj paleogénu*“. Vzhľadom na faciálny vývoj tohto paleogénu je zrejmé, že prakticky celá „vonkajšia“ časť pôvodného bazénu je amputovaná a dnešný styk s bradlovým pásmom je tektonický.

V paleocéne a v spodnom eocéne vnútrokarpatská predgosauská príkrovová sústava podľahla deformáciám, ktoré nie sú nateraz dostatočne preskúmané.

Vnútrokarpatský paleogén s. s. reprezentuje *podtatranská skupina* (GROSS et al., 1984). Pozostáva z bazálnych zlepenčov, ílovcov a z flyšového súvrstvia s celkovou hrúbkou až vyše 1 000 m. Vek tejto skupiny je diachrónny a pohybuje sa od kuisu po oligocén (v Handlovskej kotline až eger). Vyskytujú sa najmä v Hornonitrianskej, Turčianskej, Podtatranskej a Hornádskej kotline a v oblasti Skorušinských vrchov, Spišskej Magury, Levočských vrchov a Šarišskej vrchoviny. Dnešné rozšírenie podtatranskej skupiny indikuje, že vnútrokarpatská príkrovová sústava, s výnimkou oblasti Slovenského rudohoria, bola v eocéne a oligocéne sedimentačným bazénom.

Sedimenty *budínskeho vývoja* (resp. *maďarského paleogénu*) zasahujú len okrajovo na územie južného Slovenska.

Paleogénne sedimenty majú všeobecne malé sklony; sú prehnuté do plytkých megaantiklinál a megasynklinál. Preukázateľne kolmatujú vnútrokarpatskú príkrovovú sústavu. Len v úzkej zóne pozdĺž bradlového pásma sú paleogénne sedimenty deformované do šupín a vrás. Túto deformáciu spôsobili tektonické procesy, ktoré dali tvar dnešnej forme bradlového pásma a na ich vrub možno pripísať aj odrezanie značnej časti vnútrokarpatského bazénu.

PANVY A KOTLINY

Panvy a kotliny sú výraznými morfoštruktúrami Západných Karpát a spolu s jadrovými pohoriami ich možno považovať za jeden z najcharakteristickejších znakov celých Západných Karpát.

Podľa klasického geosynklinálneho modelu ich možno rozdeliť na panvy čelnej priehlbiny, vnútrohorské panvy a kotliny a tylové panvy (VASS, 1996).

V modeli konvergencie litosférických dosiek čelná priehlbina zodpovedá panvám predpolia, vnútrohorské panvy zodpovedajú predoblúkovým, resp. medzioblúkovým panvám a tylové panvy sú ekvivalentom zaoblúkových panví. Predstava, že budínska panva, resp. maďarské paleogénne panvy zodpovedajú flexúrovým retroarkovým panvám, nie je spoľahlivo doložená.

Čelná priehlbina na územie Slovenska nezasahuje. Medzi vnútrohorské, resp. predoblúkové panvy patrí Viedenská panva a všetky malé vnútorné kotliny. Patrí sem aj východoslovenská panva, ktorá v istom vývojovom období bola v pozícii medzioblúkovej panvy. Podunajská panva je prechodným typom medzi medzioblúkovou a zaoblúkovou panvou. K zaoblúkovým panvám patria i juhoslovenské kotliny.

Panvy a kotliny v Západných Karpatoch sú vyplnené sedimentmi a sčasti aj produktmi súvekeho vulkanizmu. Sedimenty sú prevažne „siliciklastické“, lokálne s uhlím, prípadne s evaporitmi. Karbonáty, zväčša organogénne, sú veľmi zriedkavé. Detritický materiál pochádza z dvíhajúceho sa karpatského horstva. Sedimenty vo väčších panvách vytvárajú akumulácie hrubé niekoľko tisíc metrov. Sedimentácia prebiehala prevažne v morskom prostredí, ktoré sa postupne menilo na morskobrakické, jazerné až riečne. V menších panvách („kotlinách“) dominuje jazerno-riečna sedimentácia. Sedimentárna, resp. vulkanicko-sedimentárna výplň panví a kotlin leží diskordantne na starších západokarpatských jednotkách. Stupeň tektonického porušenia výplne je podstatne menší než tektonické porušenie fundamentu (BUDAY et al., 1965, 1967).

Hlavným štruktúrnym prvkom panví a kotlin sú zlomy, ktoré obmedzujú väčšinu panví a syn- alebo epigeneticky porušujú ich výplň. Prevládajú poklesové zlomy, na mnohých z nich, zvlášť vo vnútrohorských panvách, popri vertikálnej zložke pohybu bol významný aj horizontálny posun. Niektoré zlomy boli aktívne počas sedimentácie a majú veľké výšky skokov. Prejavy kompresnej tektoniky (prešmyky, prevrášnenie, inverzné dvíhanie) sa uplatnili v menšej miere. Staršia výplň pri okrajoch väčších vnútrohorských panví je „zvrásnená“ a má zvyčajne monoklinálnu stavbu s úklonmi do stredu panví.

Vznik panví a kotlin v Západných Karpatoch zapadá do rámca geodynamických procesov kontrolujúcich vývoj karpatského oblúka na sklonku paleogénu a počas neogénu. Hlavným „motorom“ týchto procesov bola pokračujúca, resp. kulminujúca konvergencia Eurázie a Afriky. Jej dôsledkom bola:

a) subdukcia v čele Karpát, sprevádzaná vznikom akrečnej prizmy a vulkanizmom,

b) subdukciu vyvolaná aktivizácia astenosféry a jej následné stúpanie (vznik plášťového diapíru), čo vyvolalo v zaoblúkovom priestore, t. j. v tyle Karpát, kôrovú extenziu, tektonickú subsidenciu a následný kolaps, sprevádzaný termálnou subsidenciou,

c) tektonický únik krustálnych fragmentov z alpsko-dinárskeho priestoru do západokarpatského a panónskeho priestoru.

Konvergencia litosférických dosiek vyvolávajúca subdukciu vo vonkajších Karpatoch bola evidentne kosá. Kompresia pri kosej konvergencii vyvolala strižné napätie na okraji nasúvanej dosky. Za týchto podmienok došlo pozdĺž vnútornej strany bradlového pásma k roztváraniu panví mechanizmom pull-apart. Typickou panvou tohto typu je transkarpatská panva, najmä však jej západná časť, t. j. východoslovenská panva (VASS et al., 1988). Podobným spôsobom sa roztvárala aj Viedenská panva, a to najmä v štajerskej a poštajerskej, t. j. mladšej fáze jej vývoja. Viedenská panva však predstavuje špecifický typ panvy pull-apart, lebo na rozdiel od ostatných panví tohto typu neleží na stenčenej kôre, v jej priestore nie je termálna anomália, na panvu nie sú viazané vulkanické centrá a zlomy s laterálnym posunom, ktoré roztvárali panvu, majú relatívne plytký dosah, teda nie sú subkrustálneho založenia (thin-skin pull-apart basin; ROYDEN, 1985).

Budínska panva, resp. maďarské paleogénne panvy zasahujúce na južné Slovensko vznikali na pozadí tektonického úniku krustálnych segmentov z alpsko-dinárskej oblasti. Maďarskí geológovia uniknuté segmenty spájajú do megajednotky Pelső (DANK a FÜLÖP, 1990). Panvy vzniknuté v procese úniku boli tiež roztvárané mechanizmom pull-apart, pričom rozhodujúcu úlohu zohrali zlomy a zlomové pásma s významnými horizontálnymi posunmi. Tektonický únik megajednotky Pelső sa skončil po egeri. Poslednou panvou štruktúrou, ktorá geneticky súvisela s únikmi, bola reziduálna filakovsko-pétersvárska panva krátko trvania (raný egenburg, cca 2 Ma; VASS, 1995). Po doznení tlakov súvisiacich s tektonickým únikom kôrových segmentov došlo k stresovému relaxu, ktorý sa prejavil významnou horizontálnou rotáciou uniknutých i susedných kôrových segmentov (MÁRTON, 1993; MÁRTON et al., 1996). Súčasne v zaoblúkovom priestore došlo k prvým prejavom riftingu vyvolaného stúpajúcou astenosférou s následnou extenziou litosféry. V panónskom priestore sa začali roztvárať extenzné a transtenzné panvy. V priestore megajednotky Pelső tento proces bol komplikovaný pulzačnými vertikálnymi pohybmi a posledným rotačným pohybom blokov, pričom zaujali svoju dnešnú pozíciu. V ďalšom procese rifting pokračoval hlavne v panónskom priestore. Na sklonku miocénu v dôsledku chladnutia panónskeho astenolitu režim riftingu, resp. tektonickej subsidencie, vystriedala termálna subsidencia postriftového štádia, keď vznikli najhrubšie (niekoľko 1 000 metrov) sedimentárne komplexy Panónskej panvy. Na území Slovenska hrubé súbory postriftovej sedimentácie zaplňajú podunajskú panvu.

V priestore medzi panvami situovanými pozdĺž vnútornej strany bradlového pásma a budínskou panvou, resp. na nej naloženými panvami filakovsko-pétersvárskou a novohradskou, sa nachádza rad vnútorných kotlin. Časť z nich, predovšetkým tie, ktoré ležia bližšie k severnému okraju vnútorných Karpát, má dvojetážovú stavbu výplne (BUDAY et al., 1967). Staršia časť vznikla vplyvom kosej konvergencie vo vonkajších Karpatoch v depresiách roztváraných dynamikou pull-apart. Mladšie časti výplne, ako aj všetky ostatné kotliny,

najmä kotliny uprostred (t. j. intravulkanické) a na periférii stredoslovenských neovulkanitov, vznikli pod priamym vplyvom litosférickej extenzie vyvolanej stúpajúcou astenosférou. Predstavujú štruktúrny typ „basin and range“ a kontrolujú ich tak poklesové, ako aj horizontálne zlomy (NEMČOK a LEXA, 1990; HÖK et al., 1995).

Oravská, resp. Novotargská kotlina, podľa ROTH (1963) vznikla následkom flexúrneho prehybu vyvolaného spätným násunom magurskej jednotky na bradlové pásmo a vnútorné Karpaty; ide teda o panvu retroarkového typu. Strmost' subsidenčných krídel však naznačuje vznik mechanizmom pull-apart.

NEOGÉNNÉ VULKANITY

Neogénne vulkanity, vystupujúce najmä v oblasti stredného, južného a východného Slovenska, sú súčasťou rozsiahlejšieho vulkanického areálu karpatského oblúka a panónskeho bazénu. Ich vznik spájame s procesmi subdukcie a zaoblúkovej extenzie v priebehu neogénneho vývoja karpatského oblúka, ktorý v tom čase postupne kolidoval s okrajom európskej platformy (LEXA et al., 1993). Z hľadiska priestorového rozloženia, časového vývoja, petrografického a geochemického zloženia, ako aj vzťahu k základným geodynamickým javom rozlíšujeme:

1. *Kyslé alkalicko-vápenaté vulkanity areálneho typu, prevažne ryodacitového až ryolitového zloženia, spojené s procesmi zaoblúkovej extenzie.* Ich aktivita sa začala v spodnom miocéne v severnom Maďarsku, na našom území bola v tomto období reprezentovaná len tufmi distálnej fácie v egenburských súvrstviach juhoslovenskej a východoslovenskej panvy. V strednom miocéne sa aktivita kyslých vulkanitov rozšírila do oblasti stredného a východného Slovenska, kde alternuje s produktmi andezitového vulkanizmu. V stredoslovenskej oblasti kyslé vulkanity vystupujú v spodnom sarmate v rámci stratovulkánu Poľana a vo vrchnom sarmate až spodnom panóne v širšom areáli vulkanitov Vtáčnika, Kremnických vrchov a štiavnického stratovulkánu. V oblasti východného Slovenska je známy horizont ryodacitových tufov v sedimentoch spodného bádenu, ryodacitové až ryolitové extrúzie a tufy vrchného bádenu až spodného sarmatu a ryolity vrchného sarmatu v oblasti Miliča a Zemplína.

2. *Intermediálne alkalicko-vápenaté vulkanity areálneho typu, andezitového až dacitového zloženia, spojené s procesmi zaoblúkovej extenzie.* V stredoslovenskej oblasti sa začala ich aktivita v spodnom bádene hyperstenicko-amfibolickými andezitmi s akcesorickým granátom. Takmer súčasne bol v submarinnom prostredí aktivizovaný vulkanizmus amfibolicko-pyroxenických andezitov *vinickej formácie* pozdĺž šahansko-lyseckej vulkanicko-tektonickej zóny v oblasti Krupinskej planiny. Následne boli v spodnom bádene, súčasne s prvými prejavmi extenznej tektoniky, sformované rozsiahle stratovulkány pyroxenických až amfibolicko-pyroxenických andezitov v južnej časti územia, v pobrežnej zóne mora (prevažne pyroklastické vulkány

Čelovce a Lysec v Krupinskej planine, *stratovulkán Javorie, stratovulkán Poľana, štiavnický stratovulkán, stratovulkán v Kremnických vrchoch*). Ďalší vývoj uvedených stratovulkánov ešte v spodnom bádene (Javorie), resp. v priebehu vrchného bádenu, poznamenala erózia a vznik vulkanicko-tektonických depresii, vyplňaných produktmi relatívne bázičkejších hornín, resp. diferencovaných hornín. V subvulkanickej úrovni bol vývoj uvedených vulkánov sprevádzaný umiestnením intruzívnych telies dioritov a rozsiahlejším intruzívnym komplexom granodioritov a dioritov, granodioritových a kremito-dioritových porfýrov štiavnického stratovulkánu. Obnovená vulkanická aktivita pyroxenických, amfibolicko-pyroxenických a biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov v priebehu sarmatu vytvorila vrchnú štruktúrnu etáž vulkánov Javorie (*javorská formácia*) a štiavnického stratovulkánu (*formácie IV. vývojovej etapy*), ako aj rad samostatných vulkánov v oblasti Vtáčnika (*vtáčnická formácia*), Kremnických vrchov (*rematská, flochovská, sielnická a turovská formácia*) a Poľany (*abčinská a veľkodetviarska formácia*). Najmladšími prejavmi areálneho andezitového vulkanizmu v stredoslovenskej oblasti sú bazaltické andezity spodného panónu v oblasti Kremnických vrchov (*formácia Vlčieho vrchu a komplex Šibeničného vrchu*).

Erozívne reliktu andezitových vulkanitov v oblasti Slovenského rudohoria a Rimavskej kotliny sú ekvivalentom bádenských vulkanitov stredoslovenskej oblasti. Na východnom Slovensku intermediálny vulkanizmus areálneho typu zasiahol len do oblasti Miliča a Zemplínskych vrchov a začal sa až vo vrchnom bádene. Najstaršie andezity tu poznáme len z obliakov v mladších vulkanitoch a v sedimentoch. V období najvrchnejšieho bádenu až spodného sarmatu sa sformoval nesúvislý komplex pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov Sírnik-Brehov-Plešany, v najspodnejšom panóne zasa nesúvislý komplex lávových prúdov bazaltických andezitov.

3. *Intermediálne alkalicko-vápenaté vulkanity oblúkového typu, prevažne bazaltické andezity a pyroxenické andezity, ojedinele dacity, v úzkom vzťahu k subdukcii v predpolí oblúka Karpát.* Bezprostredný vzťah k subdukcii sa prejavuje ich lineárnym usporiadaním paralelne s priebehom oblúka v definovateľných segmentoch pokračujúcich až do severného Rumunska. Najstaršie prejavy tohto typu vulkanickej aktivity poznáme z vrchného bádenu, ale naplno sa rozvinula až v spodnom sarmate v Slanských vrchoch a v oblasti transkarpatskej panvy (*stratovulkány Šebastovka, Štávic, Zlatá baňa, Vehec, Rankovské skaly, Makovica, Strechov, Bogota, Hradisko, Bradlo, Milič, pochované vulkány Malčice a Beša-Čičarovce*). Druhým definovateľným segmentom sú dioritové porfýry, amfibolicko-pyroxenické andezity a ojedinele andezity s granátom strednosarmatského veku v línii od kapušianskeho hradu po Vinné. S týmto segmentom môžeme prípadne paralelizovať aj intruzívne telesá andezitov v Pieninách, na Považí a pri Uhorskom Brode, ktoré sú petrograficky ekvivalentné, ale len pri niektorých bol doložený strednosarmatský

vek. Tretím a najmladším segmentom sú andezitové vulkanity Vihorlatských vrchov strednosarmatského až spodnopanónskeho veku (*stratovulkány Kyjov, Sokolský potok, Vihorlat, Morské oko, Diel a Popriečny*).

4. *Bázické alkalické vulkanity, prevažne nefelinické bazanity až alkalické olivinické bazalty, spojené s obdobím celkovej termálnej subsidencie panónskeho bazénu a izostatického vyrovnania v režime extenzie.* Bázické

alkalické vulkanity vystupujú len v stredoslovenskej a juhoslovenskej oblasti, a to v dvoch etapách. K prvej, v období vrchného panónu a pontu, patria výskyty v oblasti Štiavnických vrchov a v západnej časti Lučenskej kotliny. K druhej, v období pliocénu až pleistocénu, zaradujeme výskyty v oblasti Cerovej vrchoviny a najmladší z vulkánov tohto typu – Pútikov vršok pri Novej Bani.

1 sladkovodné vápence – travertíny; pliocén

Travertínové kopy vznikli na miestach výverov minerálnych, resp. termálnych vôd. Sú situované na zlomoch alebo na križovaní zlomov. Niektoré travertínové kopy sú aj kvartérneho veku.

2 sivé a pestré íly, prachy, piesky, štrky, slojky lignitu, sladkovodné vápence a polohy tufitov (brodské, gbelské, kolárovske, volkovské a čečehovské súvrstvie); dák – roman

Sú vyvinuté vo všetkých veľkých panvách Západných Karpát. Vo Viedenskej panve sú to dve súvrstvia. *Brodské súvrstvie* – roman (BARTEK, 1989) – obsahuje štrky, piesky s polohami pestrých a škvrnitých ílov a alochtónneho uhlia. Súvrstvie vzniklo v riečnom prostredí a je hrubé 50–60 m. *Gbelské súvrstvie* – dák – tvoria ho pestré íly s vápnitými konkréciami, s polohami piesku a kremitých štrkov. Jeho hrúbka je 100–150 m. Súvrstvie vzniklo v jazerno-riečnom prostredí.

V podunajskej panve sú taktiež dve súvrstvia. *Kolárovske súvrstvie* – roman (DLABAČ, 1960) – tvoria ho piesky s drobným štrkom. Súvrstvie je hrubé 100 až 200 m, vzniklo v riečnom prostredí. *Volkovské súvrstvie* – dák (VASS in KEITH et al., 1989; HARČÁR a PRIECHODSKÁ et al., 1988) – má na okrajoch panvy piesky, štrky a íly, v panvovej fácií pestrofarebné vápnité íly, lokálne sladkovodné vápence a sloje lignitu. Hrúbka súvrstvia je 1 000 m, prostredie vzniku riečna delta a jazerná prodelta.

Vo východoslovenskej panve pliocénne *čečehovské súvrstvie* (VASS a ČVERČKO, 1985) tvoria pestré íly s andezitovými štrkami, pieskami a tufitmi. Hrúbka súvrstvia je 100–200 m, prostredie vzniku riečne a jazerné.

V Turčianskej kotline štrkopiesky, tmavosivé íly s lignitom a s polohami pieskov a tufitov tvoria *blažovské súvrstvie* pliocénneho veku (GAŠPARIK, 1995).

V Horehronskom podolí sú za pliocénne považované detritické sedimenty „Prahrona”.

3 íly s lignitom, piesky, štrky (Oravská, Trenčianska a Ilavská kotlina); vrchný miocén – pliocén

V Oravskej kotline sedimenty vystupujúce na povrch nemožno presne vekovo zaradiť, preto sa označujú ako „pliocén–vrchný miocén”. Sú to sivé, modrosivé íly striedajúce sa s piesčitými polohami a uhoľnými ílmi, so slojmi lignitu a zriedkavými polohami bentonitov a kyslých tufitov. Najvrchnejším členom výplne kotliny sú piesčité štrky a piesčito-ílovité sedimenty. Hrúbka súvrstvia je okolo 400 m a predpokladaný stratigrafický rozsah sarmat až pliocén. Prostredie vzniku je jazerno-riečne. Vrchnú časť výplne Trenčianskej a Ilavskej kotliny tvoria štrky s polohami piesku a pestrých ílov, hrubé okolo 100 m. Sú to riečne sedimenty a ich predpokladaný vek je pliocén.

4 pestré kaolinické íly, piesky, štrky, ojedinelé sloje lignitu (poltárske, senianske a lelovské súvrstvie); pont

V juhoslovenskej panve, v Rožňavskej a Moldavskej kotline pontu zodpovedá *poltárske súvrstvie* (ANDRUSOV a ZORKOVSKÝ, 1950; VASS, ELEČKO et al., 1989, 1992). Sú to štrky, piesky, pestré kaolinické íly, ojedinele s polohami lignitu. Maximálna hrúbka súvrstvia je 100 m. Vzniklo v riečnom prostredí. V trebišovskej čiastkovej panve pontu zodpovedá *senianske súvrstvie* (VASS a ČVERČKO, 1985). Jeho bazálnym členom sú *pozdišovské štrky* s pestrými ílmi uložené v riečnom prostredí (MIŠÍK, 1954; VASS a ELEČKO, 1977; VASS a ČVERČKO, 1985). Hlavnú masu súvrstvia tvoria sivé a pestré íly (jazerné prostredie). Súčasťou súvrstvia sú *inačovské vrstvy* (VASS a ČVERČKO, 1985) tvorené sivými ílmi so slojmi lignitu (močiarné prostredie). Hrúbka celého súvrstvia je maximálne 600 m. V Hornonitrianskej kotline pontu zodpovedá *lelovské súvrstvie* (SLÁVIK, 1959; KONEČNÝ et al., 1983) – štrky, piesky a pestré íly. Vzniklo v riečnom prostredí a je hrubé až 200 m.

5 sivé, prevažne vápnité íly, prachy, piesky, štrky, sloje lignitu a polohy sladkovodných vápencov (čárske, beladické, záhorské a ivanské súvrstvie); panón – pont

Vo Viedenskej a podunajskej panve za súčasného stavu pont a panón možno odlíšiť iba lokálne. Vo Viedenskej panve k pontu sa radí *čárske súvrstvie* (BARTEK, 1989) – piesky, sivé vápnité íly a sloje lignitu (*dubnianske vrstvy*; BRZOBOHATÝ et al. in SAMUEL a GAŠPARIKOVÁ, 1983). Súvrstvie vzniklo v jazerno-riečnom, resp. v paludálnom prostredí. Maximálna hrúbka je 600–700 m. V podloží čárskeho súvrstvia je *záhorské súvrstvie* (vrchný panón); tvoria ho íly až ílovce s polohami piesku (BARTEK, 1989). Spodný panón reprezentujú deltové piesky (JIŘÍČEK, 1985) prechádzajúce do ílov (prodelta, resp. panvová fácia). Na báze panónu sú *kyjovské vrstvy*: lignity a tmavé íly (BRZOBOHATÝ, l. c.). Prostredie sedimentácie je jazerné – kaspibrakické a močiarné. Maximálna hrúbka je okolo 600 m.

V podunajskej panve pont reprezentuje *beladické súvrstvie* (VASS in KEITH et al., 1989; HARČÁR a PRIECHODSKÁ et al., 1988), tvorené vápnitými ílmi až prachmi, polohami uhoľného ílu a slojmi lignitu. Súvrstvie vzniklo v jazerno-riečnom prostredí s močiarmi. Jeho maximálna hrúbka je niekoľko 100 m. Panón reprezentuje *ivanske súvrstvie* (VASS, l. c.; HARČÁR a PRIECHODSKÁ et al., l. c.) s deltovými sedimentmi, prevažne pieskami v západnej časti gabčíkovej čiastkovej panvy, v blatnianskej a rišovskej depresii a vo východnej časti panvy prevažne s pelitmi. Hrúbka súvrstvia je až 2 000 m.

6 sivé a pestré vápnité íly, piesky, štrky až zlepenca, sloje lignitu, sladkovodné vápence, ryolitové a andezitové tufy (sečovské a martinské súvrstvie, sekulské vrstvy); panón

Vo východoslovenskej panve panón reprezentujú sivé vápnité íly s polohami uhoľných ílov a lignitu, tufitov a tufov (*albinovské tufy*; JANÁČEK, 1959) *sečovského súvrstvia* (VASS a ČVERČKO, 1985). V podvihorlatskej oblasti sú hažinske tufity a hnojníanske vrstvy (VASS a ČVERČKO, l. c.) so slojmi lignitu. Prostredie vzniku bolo jazerné a paludálne. Hrúbka súvrstvia je niekoľko 100 m.

V Turčianskej kotline sú sivé vápnité íly s polohami sladkovodných vápencov, tufitických ílov, uhoľných ílov so slojkami lignitu; zodpovedajú panónu, ale aj sarmatu, prípadne i pontu (*martinské súvrstvie*; BUDAY, 1962; GAŠPARIK et al., 1995). Prostredie vzniku bolo jazerné a paludálne. Hrúbka súvrstvia dosahuje cca 1 000–1 200 m.

7 sivé vápnité íly, piesky až pieskovce, prachovce, kyslé tufy, bentonit, lokálne sloje lignitu (tokajské a kochanovské súvrstvie); sarmat

V západnej časti východoslovenskej panvy v strednom a vrchnom sarmate vznikali svetlosivé íly s tufitmi, bentonitmi, slojmi lignitu a uhoľných ílov *kochanovského súvrstvia* (VASS a ČVERČKO, 1985) v jazernom prostredí. V údolí Roňavy sarmat reprezentuje *tokajské súvrstvie* – andezitové a ryolitové vulkanoklastiká (VASS a ELEČKO in BAŇACKÝ et al., 1989).

8 sivé vápnité íly až ílovce, siltovce, piesky až pieskovce, zlepenca, kyslé tufy, bentonit, organogénne vápence (stretavské, ptrukšianske, vrábel'ské a holičské súvrstvie); sarmat

Z Viedenskej panvy sem patrí *holičské súvrstvie* (ELEČKO in BAŇACKÝ et al., 1996) s hrubodetritickými sedimentmi (na okrajoch panvy) a so sivými vápnitými ílmi, pieskami až pieskovicami. Sedimenty vznikli sčasti v delťovom, sčasti v panvovom prostredí brakického mora. Maximálna hrúbka súvrstvia je 1 000 m. Na sz. svahoch Malých Karpát (Karlova Ves–Dúbravka) sú vyvinuté klastické sedimenty vystriedané lumachelovými a oolitickými vápencami s nubekuláriami a bryozoovo-serpulitovými vápencami, označené ako *karloveské vrstvy* (KOUTEK, 1936; MIŠÍK et al., 1974; NAGY et al., 1993).

V podunajskej panve je ekvivalentom *vrábel'ské súvrstvie* (VASS in KEITH et al., 1989; HARČÁR a PRIECHODSKÁ et al., 1988) – zlepenca, organodetritické vápence, pieskovce, kyslé tufity, íly, lokálne uhoľné íly a sloje lignitu (bazálne a okrajové fácie), sivé vápnité íly (panvová fácia brakického mora). Maximálna hrúbka súvrstvia je okolo 1 500 m (v rišňovskej priehlbine).

Vo východoslovenskej panve spodný a sčasti stredný sarmat reprezentuje *stretavské súvrstvie* (VASS a ČVERČKO, 1985) – sivé vápnité íly – sedimenty brakického mora; na západnom okraji panvy *košické štrky*

(delta) a polohy tufov (*myšľianske, olšanské a rankovské tufy*; JANOČKO, 1993; KOVÁČ et al., 1995; SENEŠ, 1955; ŠVAGROVSKÝ, 1959, 1964; VASS a ČVERČKO, 1985; KALIČIAK et al., 1991). Hrúbka súvrstvia je 1 600 m.

Morsko-brakické ptrukšianske súvrstvie (VASS a ČVERČKO, 1985) vrchného sarmatu (piesky a pieskovce) na povrch nikde nevystupuje.

9 sivé ílovce až prachovce, pieskovce, zlepenca, uhoľné sloje, kyslé tufy a andezitové epiklastiká (klčovské, svinianske, lehotské, košianske, novácke, handlovské a budišské súvrstvie); vrchný bádén – sarmat

Vo východoslovenskej panve vrchnému bádenu a najspodnejšiemu sarmatu zodpovedá *klčovské súvrstvie* (ČVERČKO et al., 1968; VASS a ČVERČKO, 1985) – piesky, silty, íly, *varhaňovské štrky* (ŠVAGROVSKÝ, 1950; JANOČKO, 1990), *kráľovské ryodacitové tufy* (VASS a ČVERČKO, 1985). Je to delťové súvrstvie hrubé až 1 700 m.

V Bánovskej kotline vrchnému bádenu až spodnému sarmatu zodpovedá *svinianske súvrstvie* sivých ílovcov a prachovcov s prímiesou vulkanogénneho materiálu a sladkovodné vápence (VASS in KEITH, 1989; KEITH et al., 1994). Súvrstvie postupne prechádza do andezitových vulkanoklastík *ruskovského súvrstvia* (VASS, l. c.; KEITH, l. c.; KOVÁČ et al., 1993). Jeho vek je mladší sarmat až panón. Na mape sú obe súvrstvia vyjadrené spoločne.

V Hornonitrianskej kotline vrchnobádenského veku sú *handlovské a novácke uhľonosné súvrstvia* (ČECHOVIČ, 1959; KONEČNÝ et al., 1983), tvorené tmavými ílmi, tufitmi, uhoľnými ílmi, uhoľnými slojami (paludálne prostredie). V ich nadloží je *košianske súvrstvie*. Sú to sivé vápnité íly a silty, polohy drobnozrnných štrkov, tufitov, diatomitu a lokálne aj uhoľné sloje. Hrúbka je až 300 m. Nad ním leží *lehotské súvrstvie* riečnych štrkov s hojnými vulkanickými obličkami, piesky a pestré íly.

V Turčianskej kotline je *budišské súvrstvie* (GAŠPARIK et al., 1995) bádenského až spodno-sarmatského veku. Ide o štrky, zlepenca (abramovské vrstvy), piesky a andezitové vulkanoklastiká. Sú to prevažne riečne sedimenty hrubé maximálne 400 m.

10 sivé vápnité ílovce, prachovce, pieskovce, zlepenca, uhoľné slojky, kyslé tufy (studienske, pozbianske, madunické a lastomírske súvrstvie); vrchný bádén

Vo Viedenskej panve vrchný bádén reprezentuje morské *studienske súvrstvie* (ŠPIČKA, 1966; VASS, 1989) hrubé 400–600 m. Sú to sivé vápnité rozpadavé ílovce a siltovce, na okrajoch panvy piesky, uhoľné slojky a uhoľné íly. Sandberské vrstvy – piesky, zlepenca, brekcie, sivé vápnité íly, organogénne a organodetritické vápence (BARÁTH et al., 1994) – sa usadzovali na úpätí Malých Karpát.

V podunajskej panve je vrchný bádén rozdelený do dvoch súvrství. V západnej časti panvy je to morské *madunické súvrstvie* (VASS in KEITH, 1989; KEITH et al.,

1994), v ktorom hlavnú masu tvoria sivé vápnité rozpadavé ílovce a siltovce s polohami pieskovcov; pri západnom okraji panvy sú sedimenty s uhoľnými ílmi a slajkami lignitu uložené v sladkovodnom prostredí. Vo východnej časti panvy vrchnému bádenu zodpovedá morské *pozbianske súvrstvie* prevažne piesčitých vápnitých rozpadavých ílovcov, pieskov až pieskovcov s polohami tufitov (VASS in KEITH, 1989; KEITH et al., 1994; HARČÁR a PRIECHODSKÁ et al., 1989). Bazálnym a transgresívnym členom súvrstvia sú zlepenca a pieskovce, miestami organogénne vápence.

Vo východoslovenskej panve prodelťovým alebo panvovým ekvivalentom vrchnobádenskej klčovskej delty je *lastomírske súvrstvie* (VASS a ČVERČKO, 1985). Sú to sivé rozpadavé vápnité ílovce a siltovce s polohami kyslých tufov s hrúbkou až 2 000 m. V okolí Zatína do lastomírskeho súvrstvia vstupujú *zatínske andezity* (VASS a ČVERČKO, l. c.), hrubé až 1 400 m.

11 sivé vápnité prachovce, ílovce, pieskovce, piesky, zlepenca, evapority, riasové vápence (jakubovské, špačinské, vranovské a zbudzké súvrstvie); stredný bádenu

Vo Viedenskej panve stredný bádenu tvorí morské *jakubovské súvrstvie* (ŠPIČKA, 1966; VASS, 1989) sivých vápnitých ílovcov a prachovcov, vzáčne s polohami kyslých tufov a tufitov. Na okrajoch panvy sú delťové gajarské vrstvy – piesky a štrky (VASS, l. c.) alebo hrubé klastiká – *devínskonovoveské a hruškovské vrstvy* (ŠPIČKA, 1966; Vass et al., 1988, 1990) zo zlepenca a brekcií.

V podunajskej panve časť stredného bádenu tvorí morské *trakovické súvrstvie* hrubé niekoľko sto metrov: na báze má zlepenca, vyššie a v panve sivé vápnité piesčité ílovce a prachovce s polohami pieskovcov a kyslých tufov (JIRÍČEK in PAPP et al., 1978; VASS in KEITH, 1989; KEITH et al., 1994). Druhým strednobádenským súvrstviem je *špačinské súvrstvie* (VASS in KEITH, 1989; KEITH et al., 1994). Na báze sú zlepenca, pieskovce a riasové biohermné vápence, panvovú fáciu tvoria sivé vápnité ílovce/prachovce. Vrchnú časť súvrstvia v okolí Maduníc tvoria piesky, pravdepodobne delťové, hrubé až 400 m.

Vo východoslovenskej panve stredný bádenu tvoria dve súvrstvia: 1. morské *vranovské súvrstvie*, hrubé 500–600 m (sivé vápnité ílovce/prachovce striedajúce sa s pieskovecami); 2. lagunárne *zbudzké súvrstvie* (sivé íly a evapority, kamenná soľ, sadrovec a anhydrit). Obe súvrstvia definovali VASS a ČVERČKO (1985).

12 sivé vápnité prachovce, ílovce, pieskovce, zlepenca, riasové vápence, ryolitové a andezitové tufy (lanžhotské, bajtavské, príbělské a nižnohrabovské súvrstvie); spodný bádenu

Spodný bádenu vo Viedenskej panve tvorí morské *lanžhotské súvrstvie* (ŠPIČKA, 1966; VASS, 1989). Bazálne a okrajové členy súvrstvia tvoria štrky až zlepenca a *piesky kútskych a zohorských vrstiev* (ŠPIČKA, l. c.; VASS, l. c.). Panvovú fáciu reprezentujú

sivé vápnité íly/ílovce a prachovce („tégeľ“). Hrúbka celého bádenského komplexu v panve je okolo 2 300 m.

V podunajskej panve spodný bádenu tvorí morské *bajtavské súvrstvie*, rozšírené v železovskej priehlbine. Sú to transgresívne zlepenca a pieskovce, vo východnej časti priehlbiny vulkanoklastiká periferie börsönyského stratovulkánu, ktoré smerom do panvy prechádzajú do riasových vápencov a amfisteginových pieskovcov (SENEŠ, 1975; VASS in KEITH, 1989; KEITH et al., 1995). V centre panvy sú sivé vápnité prachovce a ílovce. Hrúbka súvrstvia dosahuje okolo 500 m.

Spodný bádenu vo východoslovenskej panve predstavujú morské sivé vápnité prachovce a ílovce s polohami pieskovcov a zeolitizované *hrabovské tufy nižnohrabovského súvrstvia* (BUDAY in MATĚJKA et al., 1964; VASS a ČVERČKO, 1985). Jeho hrúbka je 500 až 600 m.

V Prešovskej kotline sú spodno- až strednobádenské morské sedimenty, zväčša sivé vápnité ílovce až prachovce na báze s pieskami, zahrnuté do *mirkovského súvrstvia* (ZLINSKÁ a KAROLI, 1988).

13 sivé a pestré vápnité prachovce, ílovce, pieskovce, zlepenca, štrky, evapority (závodské, lakšárske, teriakovské, sol'nobanské, kladzianske a modrokamenské súvrstvie); karpát

Vo Viedenskej panve boli karpatské sedimenty rozčlenené na *lakšárske a závodské súvrstvie*. Obidve súvrstvia vznikli v morskom prostredí. *Lakšárske súvrstvie*, hrubé 600–900 m, tvoria morské sivé vápnité prachy až prachovce s piesčitými polohami, s ryolitovými tufmi a bentonitmi (ŠPIČKA a ZAPLETALOVÁ, 1963; VASS, 1989), resp. pieskovce striedajúce sa s prachovcami („flyšoidný vývoj“) – *prietrzké vrstvy* (ELEČKO a VASS in BAŇACKÝ et al., 1996). Vyššiu časť karpátu v panve tvoria sivé vápnité prachovce a ílovce (šlír) s chudobnou morskou faunou – *závodské súvrstvie* (ŠPIČKA a ZAPLETALOVÁ, 1963; VASS, 1989). Jeho hrúbka je až 1 000 m. Okrajovým ekvivalentom oboch súvrství sú *jablonické zlepenca*. Silno vysladeným ekvivalentom závodského súvrstvia sú prachovce a ílovce s polohami pieskovcov – *lábske vrstvy* (BUDAY, 1955; VASS, 1989).

V brezovskej depresii zodpovedá karpátu vrchná časť *planinského súvrstvia* – sivé prachovce, pieskovce a ílovce, na okraji zlepenca a brekcie (KOVÁČ et al., 1992). Sedimenty vznikli v morskom prostredí.

V severnej časti podunajskej panvy, osobitne v Bánovskej kotline, karpát reprezentuje vrchná časť *bánovského súvrstvia*, hrubá 250 m – sivé vápnité prachovce a ílovce s bridličnatým rozpadom (šlír), s polohami kyslých tufov a diatomitu (SENEŠ, 1971; VASS in KEITH, 1989; KEITH et al., 1994), uložené v morskom prostredí.

Vo východoslovenskej panve boli karpatské sedimenty rozčlenené na morské *teriakovské súvrstvie* – zlepenca prechádzajúce do sivých prachovcov až ílovcov s polohami pieskovcov (LEŠKO, 1955; BUDAY in MATĚJKA et al., 1964; VASS a ČVERČKO, 1985); v hrúbke 250–400 m a vyššie lagunárne *sol'nobanské*

Korelácia litostratigrafických jednotiek neogénu - 1. časť

	viedenská panva (slovenská časť)	podunajská panva (slovenská časť)	východoslov. panva	juhoslovenská panva	Hornonitrianska kotlina
dák – roman (pliocén)	2 brodské súvrstvie gbelianske súvrstvie	2 kolárovske súvrstvie volkovské súvrstvie	2 čečehovské súvrstvie		
pont	5 čárske súvrstvie	5 beladické súvrstvie	4 senianske súvrstvie (poltárske súvrstvie)	4 poltárske súvrstvie	4 lelovské súvrstvie
panón	5 záhorské súvrstvie	5 ivánske súvrstvie	6 sečovské súvrstvie		
sarmat	8 holíčske súvrstvie	8 vrábelské súvrstvie	7 tokajské súvrstvie kochanovské súvr. 8 stretavské súvrstvie		
		9 ruskovské súvrstvie svinianske súvrstvie	9 klčovské súvr.		
vr. bádén	10 studienske súvrstvie	10 pozbianske súvrstvie madunické súvrstvie	10 lastomírské súvrstvie		9 lehotské, košianske, handlovské, novácke súvrstvie
		11 špačinské súvrstvie trakovické súvrstvie	11 vranovské súvrstvie zbudzké súvrstvie mirkovské s. (vr.časť)		
str. bádén	11 jakubovské súvrstvie	11 špačinské súvrstvie trakovické súvrstvie	11 vranovské súvrstvie zbudzké súvrstvie mirkovské s. (vr.časť)		
sp. bádén	12 lanžhotské súvrstvie	12 bajtavské súvrstvie	12 nižnohrabovské súvr. mirkovské súvrstvie (sp.časť)		
karpát	13 závodské súvrstvie lakšárske súvrstvie	13 planinské súvrstvie bánovské súvrstvie (vrchná časť)	13 kladzianske súvrstvie soľnobanské súvr. teriakovské súvrstvie	13 modrokamenské súvrstvie	
otnang		14 bánovské súvrstvie (sp. časť)	15 sivé ílovce	14 šalgótarjánske súvrstvie	
egenburg	17 lužické súvrstvie chrop., winterber. brezovské a dobro- vodské zlepence	17 čauské súvrstvie	siltovce pieskovce zlepenca	16 bukovinské súvrstvie	17 čauské súvrstvie
				17 filakovské súvrstvie	
eger		19 lučenské súvrstvie		19 lučenské súvrstvie	
				20 bretské vrstvy budikovianske vrstvy	

Korelácia litostratigrafických jednotiek neogénu - 2. časť

Turčianska kotlina	Trenčianska a llavská kotlina	Rožňavská kotlina	Turnianska kotlina	Oravská kotlina	Horehronské podolie
2 blážovské súvrstvie	3 íly s lignitom piesky, štrky			3 íly s lignitom piesky, štrky	2 sedimenty "Prahrona"
		4 poltárske súvrstvie	4 poltárske súvrstvie		
6 martinské súvrstvie				?	
9 budišské súvrstvie					
17 rakšianske súvrstvie	17 čauské súvrstvie		18		18
			drieňovské zlepence		vajskovské zlepence

súvrstvie – sivé íly s kamennou soľou, sadrovcom a anhydritom, hrubé 250–400 m. Nad tým ležia pestro sfarbené a sivé ílovce, siltovce a pieskovce *kla-dzianskeho súvrstvia*, ktoré vzniklo v plytkomorskom prostredí a je hrubé okolo 1 000 m.

V juhoslovenských kotlinách karpát zodpovedá *modrokamenské súvrstvie*. Jeho spodnú časť tvoria *medokýšne vrstvy* – jemnozrnné piesky až prachy s rzhakiami. Vyššie ležia *krtíšske vrstvy* – piesky s morskou faunou. Najvyšším členom súvrstvia sú *sečianske vrstvy* – sivé vápnite prachovce a ílovce (šlír) s morskou faunou. Súvrstvie je prevažne morského pôvodu a jeho celková hrúbka presahuje 300 m (ČECHOVIČ, 1952; VASS et al., 1983).

14 sivé ílovce, piesky, uhoľné sloje, uhoľné íly (šalgótarjánske a bánovské súvrstvie); *otnang*

Otnang je vyvinutý v severnej časti podunajskej panvy, zvlášť v Bánovskej kotline. Zodpovedá mu spodná časť *bánovského súvrstvia* – striedanie sivých vápnitých ílovcov až prachovcov s pieskovecami, ktorého hrúbka je 300 m. V dobrovodskej depresii otnangu zodpovedá spodná časť *planinského súvrstvia* – zlepenca a „pebbly mudstone”, dominujúcim litotypom sú tmavé prachovce a ílovce. Obe súvrstvia vznikli v morskem prostredí, ale s obmedzenou komunikáciou s otvoreným morom.

V juhoslovenských kotlinách sem patrí *šalgótarjánske súvrstvie* (NOSZKY, 1930; VASS et al., 1983), ktorého spodnú časť tvoria *pótorské vrstvy* (piesky s uhoľnými slojmi) a vyššiu monotónne sivé ílovce – *plachtinské vrstvy* (ČECHOVIČ, 1952; VASS et al., 1983). Celé súvrstvie je hrubé okolo 250 m a vzniklo v paludálnom a jazernom prostredí s ojedinelými morskými ingresiami.

15 sivé ílovce, siltovce, pieskovce, zlepenca; *egenburg* – *otnang*

Vo vad'ovskej depresii, resp. v Myjavskej pahorkatine, v Brezovských a Čachtických Karpatoch ekvivalentom spodnej časti *lužického*, resp. *čaušianskeho súvrstvia* sú sivé vápnite ílovce, prípadne piesčito-vápnite ílovce. Ich prevládajúca časť zodpovedá *egenburgu* s možným postupným prechodom do otnangu (SALAJ et al., 1987). Vo Viedenskej panve sú na báze otnangu *štefanovské* a *hodonínske pieskovce* (BUDAY, 1955; VASS, 1989). Hrubka otnanskej časti súvrstvia sa odhaduje na 100 m.

16 pestré íly, piesky, štrky, ryodacitové tufy (bukovinské súvrstvie); *egenburg*

Bukovinské súvrstvie je rozšírené na južnom Slovensku. Sú to štrky, piesky a pestré íly riečného a jazerného pôvodu s ryodacitovými tufmi. Hrubka súvrstvia je do 200 m (VASS et al., 1983; VASS a ELEČKO et al., 1992).

17 vápnite prachovce, ílovce, pieskovce, tufity, pestré a uhoľné íly, uhlie, zlepenca, organodetritické vápenca (lužické, čaušianske, fil'akovské, prešovské a čelovské súvrstvie); *egenburg*

Vo Viedenskej panve *egenburg* predstavuje spodná časť *lužického súvrstvia* (BUDAY a CÍCHA, 1956). Na báze sú hrubé klastiká: *chropovské zlepenca* (BUDAY, 1955) s obliakovým materiálom z vonkajšieho flyšu, *brezovské* a *dobrovodské zlepenca* s materiálom z karbonatických hornín (BUDAY et al., 1962; VASS, 1989) a *veternické (winterberské) zlepenca* so zmiešaným obliakovým materiálom (BUDAY a CÍCHA, 1956). Hlavnú, panvovú fáciu tvoria sivé vápnite prachovce. Ide o morské sedimenty hrubé až 350 m.

V Hornonitrianskej kotline je *čaušianske súvrstvie* (ČECHOVIČ et al., 1959; GAŠPARIK in STEININGER et al., 1985), ktoré má na báze *veľkočaušianske vrstvy* zahŕňajúce: a) sivé piesčité íly a štrky, b) sivé vápnite piesčité íly a piesky so slojkami uhlia s brakickou faunou, c) piesky a drobnozrnné štrky s bohatou morskou faunou (ČECHOVIČ et al., 1959; HÓK et al., 1995). Na iných miestach bazálnym členom súvrstvia sú *klačnianske zlepenca*. Vznikli v litorálnom morskem prostredí. Ich ekvivalenty sú aj v Bánovskej kotline. Hlavnú masu súvrstvia tvoria sivé vápnite íly, piesčité íly a prachy s bridličnatým rozpadom (šlír), s polohami ryodacitového tufitu. Hrubka súvrstvia je 400–500 m. Obdobné sedimenty sú vyvinuté aj v severnej časti podunajskej panvy, v Trenčianskej a Ilavskej kotline. V Turčianskej kotline *egenburg* reprezentuje *rakšianske súvrstvie* – zlepenca s hojnou morskou faunou, organogénne vápenca a piesky (GAŠPARIK et al., 1995). Súvrstvie zrejme predstavuje erózný relik, pôvodne zahŕňalo aj panvovú fáciu.

Vo východoslovenskej panve *egenburg* reprezentuje morské *prešovské súvrstvie*, ktoré má na báze klastické sedimenty, ale hlavnú masu súvrstvia tvoria sivé vápnite prachovce a jemnozrnné vápnite pieskovce. Súvrstvie je hrubé okolo 1 000 m. Na prešovskom súvrství leží *čelovské súvrstvie* – sedimenty progradujúcej delty: pieskovce, zlepenca, sivé, pestré a tmavé íly so slojkami uhlia. Maximálna hrúbka súvrstvia je okolo 400 m (ČECHOVIČ, 1950; ŠVAGROVSKÝ, 1952; LEŠKO, 1957; VASS a ČVERČKO, 1985).

Na stavbe Cerovej vrchoviny na južnom Slovensku sa podieľa morské piesčité *fil'akovské súvrstvie* (SENEŠ in ANDRUSOV, 1965; VASS a ELEČKO, 1982), hrubé cca 250–300 m. Sú to piesky a pieskovce (*tachtianske pieskovce*), pieskovce so šikmým zvrstvením (*jalovské vrstvy*), pieskovce s hojnou morskou faunou (*lipovianske pieskovce*) a jemnozrnné pieskovce a siltovce šlírového habitu – *čakanovské vrstvy* (VASS a ELEČKO et al., 1992).

18 zlepenca (drieňovské a vajskovské zlepenca); *spodný miocén*

Do spodného miocénu (*eger-egenburg*) zahŕňame *drieňovské zlepenca*, hrubé viac než 300 m, s bauxitmi na báze (MATĚJKA, 1958; VASS et al., 1994). Sú to

uloženiny riečneho dejekčného kužľa. Vyskytujú sa iba v turnianskej depresii. Ich pravdepodobným ekvivalentom v doline horného Hrona sú *vajskovské zlepenice a brekcie* (BIELY a SAMUEL, 1982). Sú to kontinentálne sedimenty hrubé až 250 m.

19 sivé vápnité prachovce (lučenské súvrstvie); eger

Lučenské súvrstvie, morského pôvodu, je vyvinuté v juhoslovenských kotlinách (SENEŠ in ANDRUSOV, 1965; VASS a ELEČKO, 1982; VASS a ELEČKO et al., 1992). Bazálnym členom sú *panické vrstvy* – pieskovce a zlepenice. Hlavnú masu súvrstvia tvorí *séčenský šlír* – sivé vápnité siltovce a rozpadavé pieskovce. Hrúbka súvrstvia prevyšuje 1 000 m. Regresívnym členom súvrstvia sú sedimenty delt. Jedna progradovala do Ipeľskej kotliny a predstavuje *opatovské vrstvy* – sivé vápnité prachovce, pieskovce, štrky, pestré íly a uhoľné

slojky sprevádzané tmavými ílmi (VASS et al., 1983; ŠÚTOVSKÁ-HOLCOVÁ et al., 1993), druhá progradovala do okolia Štúrova a je známa ako *kováčovské piesky* – piesky, íly až ílovce s bohatou plytkomorskou a brackickou faunou (SENEŠ, 1958; BÁLDI, 1969).

20 organodetrilitické vápence, zlepenice, slieňovce (bretské a budikovianske vrstvy); eger

Tieto sedimenty vystupujú v juhoslovenskej panve buď ako bazálny člen lučenského súvrstvia – *budikovianske vrstvy*, alebo ako okrajový ekvivalent vrchnej časti panvových sedimentov lučenského súvrstvia – *bretské vrstvy* (SENEŠ in STEININGER et al., 1975; VASS a ELEČKO, 1982; VASS et al., 1986; VASS a ELEČKO, 1989, 1992).

NEOGÉNNE VULKANITY

21 alkalické bazalty a bazanity (cerovská bazaltová formácia); pliocén – pleistocén

Z petrografického hľadiska ide o nefelinické bazanity až alkalické olivinické bazalty. V stredoslovenskej oblasti je sem priradený len troskový kužel (21P) Púťikov vršok pri Novej Bani s lávovými prúdmi (21A), ktoré prekryli kvartérnu terasu Hrona, indikujúc veľmi mladý pleistocénny vek (ŠIMON et al., 1996). V juhoslovenskej oblasti vystupujú v Cerovej vrchovine a sú označené ako *cerová bazaltová formácia* (VASS a ELEČKO et al., 1992) pliocénneho až pleistocénneho veku (rádiometrický vek 5,4 – 1,1 mil. rokov – KONEČNÝ et al., 1995). Z vulkanických foriem sú zastúpené lávové prúdy hrúbky 10 až 50 m s minimálnym zastúpením brekcií (21A), neky s explozívno-lávovou výplňou (21E), dajky malej hrúbky (21F), maary s výplňou freatických pyroklastík, prípadne aglomerátov, aglutinátov a ojedinele aj sedimentov (21H), diatrémy s výplňou palagonitizovaných freatických tufov s variabilnou prímiesou nevulkanického materiálu, alebo v hornej časti troskového materiálu (21I) a troskové kužele budované variabilne aglomerátmi a aglutinátmi s vulkanickými bombami (21P).

22 alkalické bazalty a bazanity (podrečianska bazaltová formácia); vrchný panón – pont

Z petrografického hľadiska ide o nefelinické bazanity až alkalické olivinické bazalty. V stredoslovenskej oblasti sú sem priradené lávové neky (22E) nefelinického bazanitu pri Banskej Štiavnici a lávové prúdy (22A) v okolí Ostrej Lúky južne od Zvolena a Devičia južne od Krupiny. Rádiometrický vek 8,0–6,6 mil. rokov indikuje vrchnopanónsky až pontský vek (KONEČNÝ et al., 1995). V juhoslovenskej oblasti vystupujú v zá-

padnej a severnej časti Lučenskej kotliny a sú označené ako *podrečianska bazaltová formácia* (VASS a ELEČKO et al., 1992) pontského veku (rádiometrický vek 7,2–6,4 mil. rokov – KONEČNÝ et al., 1995). Podrečianska bazaltová formácia zahŕňa lávové prúdy v sz. časti Lučenskej kotliny (22A) a maary pri Jelšovci a Pincinej (22H), ktoré okrem výplne freatických pyroklastík obsahujú ílovité, diatomitické a alginítové sedimenty maarových jazier.

23 bazaltické andezity (komplex Šibeničného vrchu, formácia Vlčieho vrchu); vrchný sarmat? – panón

Z petrografického hľadiska sú zastúpené prevažne bazaltické andezity, v menšej miere sú prítomné aj alkalicko-vápenaté bazalty a pyroxenické andezity. V stredoslovenskej oblasti sú sem zaradené:

a) relikty malého stratovulkánu v severnej časti Kremnických vrchov (*formácia Vlčieho vrchu* – KONEČNÝ et al., 1983), v rámci ktorého rozlišujeme centrálnu intruzívne teleso dioritového porfýru (40L), stratovulkanický kužel budovaný aglutinátmi, aglomerátmi a tenkými zbrekciovatými lávovými prúdmi porfýrických bazaltických andezitov (23 O) a v okolí kužľa komplex hrubších, mierne zbrekciovatých lávových prúdov porfýrických bazaltických andezitov, ojedinele pyroxenických andezitov s akcesorickým amfibolom (23A); panónsky vek formácie Vlčieho vrchu nie je celkom istý, nie je možné vylúčiť možný vrchnosarmatský vek;

b) *komplex Šibeničného vrchu* (KONEČNÝ et al., 1983) v južnej časti Kremnických vrchov, ojedinele v severnej časti Štiavnických vrchov a v južnej časti Vtáčnika, v rámci ktorého rozlišujeme lakolity afanitických bazaltov a bazaltických andezitov v prostredí ryolitových tufov (23K), lávové prúdy bazaltických

andezitov a pyroxenických andezitov (23A) a freatické pyroklastiká (23c).

Vo východoslovenskej oblasti sú sem zaradené lávové prúdy bazaltických andezitov (23A) v okolí Zemplína (BAŇACKÝ et al., 1989), ktoré sú sprevádzané brekciami hyaloklastitového typu.

24 ryolity a ryodacity (jastrabská a strelnická formácia, ryolity Byšta – Viničky, rankovské ryolitové tufy); sarmat – panón

Z petrografického hľadiska sú zastúpené amfibolicko-biotitické ryodacity, biotitické ryodacity, ryodacity s akcesorickým granátom (*strelnická formácia*), plagioklasové ryolity, plagioklasovo-sanidínové ryolity, sanidínové ryolity a perlity (sklovité ryolity). V stredoslovenskej oblasti sem zaraďujeme: a) ryodacitové a ryolitové vulkanity *jastrabskej formácie* vrchnosarmatského až spodnopanónskeho veku (KONEČNÝ et al., 1983), rozšírené v oblasti Štiavnických vrchov, Pohronského Inovca, Vtáčnika, Kremnických vrchov a Žiarskej kotliny, s väzbou na s.-j. až sv.-jz. zlomové systémy; b) ryodacitové vulkanity *strelnickej formácie* spodnosarmatského veku (DUBLAN, 1993), rozšírené v oblasti stratovulkánu Poľana a priľahlej časti Zvolenskej kotliny, s väzbou na malú kalderu v centrálnej zóne stratovulkánu Poľana. Na východnom Slovensku sem patria vrchnosarmatské *ryolity Byšta – Viničky* (BAŇACKÝ et al., 1989) v oblasti Miliča a Zemplína, spodnosarmatské *rankovské ryolitové tufy* (KALIČIAK et al., 1991) na západnom úpätí Slanských vrchov a ojedinelé teleso ryodacitu strednosarmatského veku pri Podhorodi.

V rámci ryodacitových a ryolitových vulkanitov rozlišujeme: dajky (24F); extruzívne telesá a krátke lávové prúdy veľkej mocnosti v sprievode hrubých extruzívnych brekcií (24C), ktoré sú tvorené felzitickými až sférolitickými ryodacitmi/ryolitmi s prechodmi do sklovitých facií pri okraji telies a v brekciách; akumulácie autochtónnych a redeponovaných tufov a pemzových tufov (24c) s variabilným zastúpením uložením pyroklastických/pemzových prúdov a epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskovcov s prevládajúcim materiálom sklovitých ryodacitov/ryolitov.

25 ryolity a ryodacity (mernické ryodacity, ryolity Lesné, cejkovské ryodacity, kráľovské a hrabovské ryolitové tufy); vrchný bádén

Vystupujú len na východnom Slovensku. Zaraďujeme sem: horizont jemnozrnných redeponovaných ryodacitových tufov distálnej fácie (*hrabovské tufy* – 25c), uložených v morskom prostredí vo vrchnej časti nižnohrabovského súvrstvia spodnobádenského veku; redeponované ryolitové tufy (25c) vystupujúce na báze kľčovského súvrstvia (*kráľovské ryolitové tufy* – KALIČIAK et al., 1991); skupinu intruzívnych až extruzívnych telies ryodacitov s akcesorickým granátom

v prostredí paleogénnych sedimentov sz. od Vranova (*mernické ryodacity* – 25C); skupinu extruzívnych dômov ryolitov s granátom v okolí Michaloviec (*ryolity Lesné* – 25C); *cejkovské ryodacity* (BAŇACKÝ et al., 1989) zahŕňajúce extruzívne telesá felzitických ryodacitov s prejavmi hydrotermálnej silicifikácie, situované na okrajových zlomoch zemplínskej hrasti (25C) a redeponované ryodacitové tufy, pemzové tufy a sklzové telesá (25c) uložené v submarinnom prostredí.

26 limnokvarcity; vrchný sarmat–spodný panón

Ako limnokvarcity sa označujú opálovité silicity svetlej, červeno-hnedej alebo tmavej farby, uložené v limnickom alebo lakustrickom prostredí. Na mape sú vyčlenené len v prostredí ryolitových tufov *jastrabskej formácie* vrchnosarmatského až spodnopanónskeho veku severne od Žiaru nad Hronom. Vytvárajú tu až 20 m hrubé šošovkovité telesá prevrstvené s bentonitizovanými ryolitovými tufmi. Ich vznik pravdepodobne súvisel s prínosom SiO₂ z hydrotermálnych systémov. (Na mape nie sú vyčlenené ojedinelé malé výskyty limnokvarcitov vo vrchnom bádene v oblasti Zemplína a v panóne až ponte Žiarskej kotliny).

27 pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity (mladšie stratovulkány stredného a východného Slovenska); sarmat – spodný panón

Z petrografického hľadiska sú prevažne zastúpené pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity, v menšej miere sú zastúpené aj bazaltické andezity, leukokratné typy andezitov a biotiticko-amfibolicko-pyroxenické andezity. V oblasti stredného Slovenska lávové prúdy a vulkanoklastiká budujú *vrchnú štruktúrnu etáž* (v nadloží bádenských formácií a komplexov) stratovulkánu Javorie (*javorská formácia*), Poľana (*abčinská a veľkodedviantska formácia*), štiavnického stratovulkánu (*formácie a súvrstvia IV. etapy* – KONEČNÝ et al., 1983) a samostatné stratovulkány *vtáčnickej, rematskej, flochovskej, sielnickej a turowskej formácie* v oblasti Vtáčnika a Kremnických vrchov (KONEČNÝ et al., l. c.). Vekové zaradenie formácií a súvrství v stredoslovenskej oblasti je prevažne spodný až stredný sarmat, len pri časti litostratigrafických jednotiek (*breznický komplex, drastická formácia, priesilský efuzívny komplex, inovecká formácia, komplex Jabloňového vrchu, sielnická, turowská a veľkodedviantska formácia*) prichádza do úvahy aj vrchný sarmat. Na východnom Slovensku sem zaraďujeme *andezitové stratovulkány Slanských vrchov, Veľkého Miliča a Vihorlatských vrchov* (KALIČIAK et al., 1986, 1991, 1993, 1995). Ich vekové zaradenie v Slanských vrchoch a Veľkom Miliči je spodný až vrchný sarmat, len pri severných stratovulkánoch sú indicie pretrvávania vulkanickej aktivity až do spodného panónu. Stratovulkány Vihorlatských vrchov sú strednosarmatského až spodnopanónskeho veku. Zaraďujeme sem aj telesá pyroxenickoamfibolických andezitov v rámci *formácie Lysá Stráž – Oblík*.

Na základe litofaciálnej analýzy a paleovulkanickej rekonštrukcie na geologickej mape rozlišujeme: dajky tvorené masívnym andezitom (27F); eróziou obnažené sily chloritizovaných a alterovaných andezitov a andezitových porfýrov (41); extrúzivne dómy až krátke lávové prúdy veľkej hrúbky tvorené andezitom s prejavmi autometamorfných premien s prechodmi do extrúzivných brekcií pri okrajoch telies (27C); lávové prúdy a efúzivne komplexy andezitov vytvárajúce najčastejšie plášť stratovulkánov, ale aj výplň radiálne orientovaných paleoúdolí na svahoch vulkánov (27A) – jednotlivé lávové prúdy majú bežne hrúbku 10–25 m, ojedinele až 100 m, na báze a vo vrchnej časti so zónami brekciácie – efúzivne komplexy môžu nepatrne obsahovať aj polohy pyroklastík alebo epiklastických brekcií; efúzivne kužele budované periklinálne uklonenými zbrekčovatenými lávovými prúdmi malej hrúbky, ojedinele s polohami aglomerátov a tufov (27M); stratovulkanické kužele budované periklinálne uklonenými zbrekčovatenými lávovými prúdmi malej hrúbky, striedajúcimi sa s pyroklastickými brekciami, aglomerátmi a tufmi (27 O); pyroklastické brekcie a aglomeráty v rámci vulkanických kužeľov (stratovulkány Vihorlatských vrchov a Vtáčnika), ako aj uloženy pyroklastických prúdov (stratovulkány Javoria a Kremnických vrchov) (27a); ignimbry a spekané pemzové tufy biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu (*drastická formácia*), uložené v paleoúdoliach na západnom a južnom svahu štiavnického stratovulkánu (27b); prevažne redeponované tufy a pemzové tufy biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu vrátane uložení pemzových prúdov (27c) (*bielokamenské a ladzianske súvrstvie*), variabilne s polohami epiklastických vulkanických pieskoviec a drobných brekcií; akumulácie epiklastických vulkanických brekcií pri úpätí vulkanických kužeľov a v ich bezprostrednom okolí (27d); akumulácie epiklastík v distálnej zóne vo fluvialnom a morskom prostredí, a to zmiešanej fácie brekcií a konglomerátov (27e), konglomerátov a pieskoviec (27f), pieskoviec (27g), siltoviec a pieskoviec (27h); drobné až hruboblokové hyaloklastitové brekcie vyvíjajúce sa na styku lávových prúdov s vodným prostredím (27j), ktoré eventuálne podliehajú lokálnej redepozícii.

28 pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity (andezity Sírnik–Brehov–Plešany); *spodný sarmat*

Len v spodnom sarmate vystupujú pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity v oblasti Zemplína. Ide o tektonicky obmedzené reliktu efúzivného komplexu vo výplni vulkanicko-tektonických depresii (28B). Jednotlivé lávové prúdy sú strednej až veľkej hrúbky, sprevádzané brekciami hyaloklastitového typu indikujúcimi plytkosubmarinné prostredie. Pri Brehove a Somotori amfibolicko-pyroxenické andezity s akcesorickým kremeňom vytvárajú extrúzivne dómy (28C), v okrajovej časti s prechodmi do blokových extrúzivných brekcií.

29 bazaltické a pyroxenické andezity (turčecká formácia, formácia Klakovskej doliny, formácia Ošvárska); *vrchný bádén*

V stredoslovenskej oblasti zaraďujeme sem *turčeckú formáciu a formáciu Klakovskej doliny* (KONEČNÝ et al., 1983), ktoré v hrúbke až 500 m predstavujú spodnú časť výplne kremnického grabenu a Žiarskej kotliny. Z petrografického hľadiska ide prevažne o pyroxenické andezity, v menšej miere sú zastúpené bazaltické andezity a leukokratné typy andezitov. Z litologického hľadiska prevažne ide o efúzivny komplex mierne až silno zbrekčovatených lávových prúdov (29B), lokálne s prechodmi do hyaloklastitových brekcií, s polohami autochtónnych a redeponovaných pyroklastík, ktoré sú sčasti freatického typu a zahŕňajú aj uloženy pyroklastických prúdov. Južne od Novej Lehoty prevládajú epiklastické vulkanické brekcie a redeponované pyroklastiká (29d) s polohami redeponovaných tufov, pemzových tufov a epiklastických vulkanických pieskoviec.

V Slanských vrchoch je sem zaradená *formácia Ošvárska* (KALIČIAK et al., 1991). Ide o relikt stratovulkánu pyroxenických andezitov s centrálnym nekom, prevládajúcimi lávovými prúdmi (29A) a polohami autochtónnych pyroklastických brekcií a aglomerátov. Vrchnobádenský vek je odvodený od rádiometrického datovania a relatívnej pozície voči produktom vulkánov Zlatá Baňa a Makovica.

30 pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity (staršie stratovulkány stredného Slovenska); *bádén*

Vystupujú v oblasti stredoslovenských neovulkanitov, kde ich efúzivna a explozívna aktivita v období vyššieho spodného bádenu, stredného bádenu (a snáď aj časti vrchného bádenu) sformovala pyroklastické vulkány Čelovce a Lysec v Krupinskej planine, vyplnila efúzivným komplexom vulkanicko-tektonickú depresiu Javoria (*blyskavická formácia*) a sformovala spodnú štruktúrnu etáž stratovulkánu Poľana (*šútovska formácia*), štiavnického stratovulkánu (*I. etapa, sebechlebska formácia, žibritovský efúzivny komplex*) a vulkanitov Kremnických vrchov (*zlatostudnianska formácia*). Zaraďujeme sem aj reliktu vulkanitov v Slovenskom rudohorí a vulkanity *pokoradzského súvrstvia* v severnej časti Rimavskej kotliny.

Pyroklastické vulkány pyroxenických andezitov Čelovce a Lysec (VASS et al., 1979) sú v centrálnej zóne budované reliktmi pyroklastických kužeľov (30N) s prevahou brekcií pyroklastických prúdov nad autochtónnymi pyroklastickými brekciami a aglomerátmi. V centrách vulkánov vystupujú dajky (30F) a neky (30E) – vo vulkáne Čelovce – a protrúzie či tholoidy pyroxenicko-amfibolického andezitového porfýru (30D) – vo vulkáne Lysec. Pri úpätí vulkanických kužeľov sa akumulujú uloženy pyroklastických prúdov (30a) a prevažne hrubé epiklastické vulkanické brekcie (30d).

Blýskavická formácia (KONEČNÝ et al., 1983) má vo výplni vulkanicko-tektonickej depresie Javoria charakter efúziívneho komplexu bazaltických a pyroxenických andezitov (30B) sprevádzaných hyaloklastitovými brekciami indikujúcimi subakválne prostredie. Na svahoch stratovulkánu má blýskavická formácia charakter akumulácie hyaloklastitových brekcií (30j) s prechodom do komplexu epiklastických vulkanických brekcií (30d).

Šútofskú formáciu (DUBLAN, 1993) v centrálnej zóne stratovulkánu Poľana reprezentujú chloritizované lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov (30A) a epiklastické vulkanické brekcie (30d), ktoré sú intrudované komplexom silov amfibolicko-pyroxenických andezitových porfýrov (30J, 42) a dajkami pyroxenických andezitov (30F).

Spodnú stavbu štiavnického stratovulkánu v oblasti hodruško-štiavnickej hrasti, Pukanca, Novej Bane, Župkova, Prochote a Beluje budujú propylitizované komplexy ložných intruzívnych telies andezitových porfýrov s reliktmi vulkanickej stavby (42). V oblasti stratovulkanického svahu za hranicami kaldery dominujú prevažne hrubé, variabilne zbrekciovatené lávové prúdy pyroxenických, amfibolicko-pyroxenických a zriedkavo aj biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov (30A), s ktorými asociujú brekcie pyroklastických prúdov amfibolicko-pyroxenických andezitov (30a) a akumulácie prevažne hrubých epiklastických vulkanických brekcií (30d).

Zlatostudnianskú formáciu v Kremnických vrchoch (KONEČNÝ et al., 1993) v centrálnej zóne reprezentujú lávové prúdy pyroxenických andezitov postihnuté propylitizáciou (30A) a ložné intrúzie andezitových porfýrov (42). V proximálnej zóne vystupuje typický stratovulkanický komplex striedajúcich sa mierne zbrekciovatených lávových prúdov pyroxenických andezitov (30A) a prevažne hrubých epiklastických vulkanických brekcií (30d).

V distálnej zóne všetkých stratovulkánov vystupujú epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty (30e), epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce (30f) a epiklastické vulkanické pieskovce (30g) uložené vo fluvialnom, na juhu morskom prostredí.

Relikty vulkanitov v Slovenskom rudohorí zahŕňajú lávový prúd Klenovského Vepra (30A) a komplex prevažne hrubých epiklastických vulkanických brekcií (30d) s nepatrným zastúpením konglomerátov na báze (*komplex Hájnej hory* južne od Brezna). Vulkanity v severnej časti Rimavskej kotliny sú budované brekciami pyroklastických prúdov (30a), epiklastickými vulkanickými brekciami (30d), mohutnými horizontmi hrubých až blokových epiklastických vulkanických konglomerátov s polohami pieskovcov (30f) a epiklastickými vulkanickými pieskovcami (30g) uloženými v pobrežnej zóne mora.

31 pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity (starohutský komplex, vinická formácia); *spodný bádén*

Zaraďujeme sem horniny *spodnej štruktúrnej etáže* stratovulkánu Javorie (*starohutský komplex* – KONEČNÝ

et al., 1983), *vinickú formáciu* (VASS et al., 1979) v Krupinskej planine a *vulkanity Burdy* pri Štúrove, zasahujúce na naše územie z Maďarska. Vinická formácia a vulkanity Burdy predstavujú bázickejší ekvivalent k amfibolicko-pyroxenickým a hyperstenicko-amfibolickým andezitom s granátom – pozri vysvetlivku 35.

Spodná štruktúrna etáž stratovulkánu Javorie má na rozdiel od ostatných stratovulkánov stredoslovenskej oblasti stratigrafické rozpätie len v spodnom bádene. Starohutský komplex v celkovej hrúbke až 700 m je prevažne prekrytý mladšími horninami a na povrch vychádza len vo východnej časti Javoria, kde ho budujú variabilne zbrekciovatené lávové prúdy bazaltických až pyroxenických andezitov (v spodnej časti) a amfibolicko-pyroxenických andezitov vo vrchnej časti (31A). V spodnej časti sú lávové prúdy sprevádzané aj brekciami hyaloklastitového typu. Lávové prúdy sa striedajú s horizontmi prevažne hrubých epiklastických brekcií (31d) s nepatrným zastúpením brekcií pyroklastických prúdov, ktoré s narastajúcou vzdialenosťou od centra prechádzajú do akumulácií epiklastických vulkanických brekcií a konglomerátov (31e).

Vinická formácia a vulkanity Burdy sa vyvíjali v plytkom morskom prostredí, čo podstatne ovplyvnilo ich litologický vývoj. Submarinné extruzívne dómy (35G) sú postihnuté rozsiahlou brekciáciou, často už v úrovni prenikania cez podložné horniny. V okolí submarinných extruzívnych dómov vznikajú rozsiahle akumulácie hrubých epiklastických brekcií (35d), ktoré sú vo forme submarinných brekciových prúdov a sklzov transportované aj do väčšej vzdialenosti. Prepracovanie epiklastického materiálu v morskom prostredí vedie k vzniku rozsiahlych akumulácií epiklastických vulkanických brekcií a konglomerátov (35e), konglomerátov a pieskovcov (35f) a v distálnej zóne pieskovcov (35f) a siltovcov s prevažne jemnými pieskovcami (35h).

32 pyroxenicko-amfibolické andezity (brestovská formácia, formácia Lysá Stráž–Oblík); *sarmat*

Diferencované horniny tohto charakteru vystupujú len na východnom Slovensku v strednom sarmate. Hyperstenicko-amfibolické a amfibolicko-hyperstenické andezity budujú *brestovskú formáciu* v rámci zlato-banského stratovulkánu, pyroxenicko-amfibolické andezity, často s akcesorickým granátom, budujú podstatnú časť telies *formácie Lysá Stráž–Oblík* (KALIČIAK et al., 1991), amfibolicko-pyroxenické až pyroxenicko-amfibolické andezity *budujú vinianský komplex* v jz. časti Vihorlatských vrchov (KALIČIAK et al., 1986). V rámci *brestovskej formácie* vyčleňujeme mierne zbrekciovatené, prevažne hrubé lávové prúdy (32A), extruzívne dómy s prechodmi do krátkych lávových prúdov veľkej hrúbky (32C) sprevádzané extruzívnymi brekciami a komplex prevažne hrubých epiklastických vulkanických brekcií (32d). V prípade *formácie Lysá Stráž – Oblík* ide o extruzívne dómy až polointruzívne telesá (32C) v prostredí paleogénnych sedimentov. *Vinianský komplex* je komplexom extruzívnych dómov

s charakteristickou brekciáciou v okrajových častiach (32C) a akumulácií hrubých epiklastických vulkanických brekcií v ich okolí (32d).

33 amfibolicko-pyroxenické, pyroxenicko-amfibolické a biotiticko-amfibolické andezity (studenská, krahulská, plešinská formácia, formácia Kremnického štítu, stránsky komplex); vrchný bádén

Vystupujú len v oblasti stredoslovenských neovulkanitov, kde predstavujú výplň vulkanicko-tektonických depresí z obdobia vrchného bádenu – štiavnickej kaldery a kremnického grabenu. Vo výplni štiavnickej kaldery je to: a) súvrstvie epiklastických vulkanických pieskovcov s vložkami ílovcov a lignitu a explozívny materiál biotiticko-amfibolických andezitov (*červeno-studnianske súvrstvie*) na báze výplne štiavnickej kaldery, b) v hrúbke 300–500 m hyperstenicko-biotiticko-amfibolické, biotiticko-amfibolické a amfibolicko-biotitické andezity *studenskej formácie* vo výplni kaldery, lokálne s prechodmi na svahy stratovulkánu vo forme výplne radiálnych paleodolín (KONEČNÝ et al., 1983). Andezity vystupujú vo forme mohutných extruzívnych dómov s prechodmi do hrubých lávových prúdov a extruzívnych brekcií (33C) a vo forme akumulácií prevažne hrubých epiklastických vulkanických brekcií (33d). Len nepatrne sú zastúpené uloženiny pemzových prúdov, redeponované tufy a drobnejšie epiklastiká.

V oblasti vulkanitov Vtáčnika sú to: a) extruzívne telesá hyperstenicko-amfibolických andezitov (33C) a akumulácie hrubých epiklastických vulkanických brekcií (33d) *plešinskej formácie*, b) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických až biotiticko-pyroxenicko-amfibolických andezitov (33A) *stránskeho efuzívneho komplexu* (KONEČNÝ et al., 1983).

V oblasti vulkanitov Kremnických vrchov sem zaradíme komplex variabilne zbrekčovatených hrubých lávových prúdov amfibolicko-pyroxenických, pyroxenicko-amfibolických a biotiticko-pyroxenicko-amfibolických *andezitov formácie Kremnického štítu* (33A) a extruzívne dómy biotiticko-amfibolického andezitu *krahulskej formácie*, v okrajovej časti s prechodmi do hrubých lávových prúdov a extruzívnych brekcií (33C), sprevádzané lokálne akumuláciou hrubých epiklastických brekcií (33d).

34 pyroxenicko-amfibolické andezity (formácia Rohy); stredný–vrchný? bádén

Diferencované pyroxenicko-amfibolické, zriedkavo aj amfibolicko-pyroxenické a biotiticko-amfibolicko-pyroxenické andezity, ojedinele až dacity, vyššieho spodného bádenu (až nižšieho vrchného bádenu ?) vystupujú len v stredoslovenskej oblasti v rámci vulkanicko-tektonickej depresie Javoria a vígľašskej depresie pokračujúcej pod južné svahy stratovulkánu Poľana (*formácia Rohy* – KONEČNÝ et al., 1983). Dominantným stavebným prvkom *formácie Rohy* sú extruzívne dómy, ojedinele s prechodmi do krátkych

hrubých lávových prúdov (34C), ktoré vo vnútornej časti majú charakter masívnych autometamorfovaných andezitov a v okrajovej časti prechádzajú do hrubo blokových extruzívnych brekcií. Ojedinele boli identifikované dajky a intrúzie/preniky nepravidelnej formy (34F). V okolí extruzívnych telies sú v dôsledku ich deštrukcie akumulované prevažne hrubé epiklastické vulkanické brekcie (34d), ojedinele s polohami brekcií pyroklastických prúdov a pemzových tufov. Redepozícia vulkanoklastického materiálu občasnými tokmi viedla k nahromadeniu epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskovcov (34f) v okrajovej časti formácie.

35 amfibolicko-pyroxenické a hyperstenicko-amfibolické andezity s granátom (neresnícka formácia); spodný – stredný bádén

Zaradíme sem rozptýlené intruzívno-extruzívne telesá viazané na regionálne zlomové systémy a sprievodné vulkanoklastiká vystupujúce na báze vulkanitov Kremnických vrchov (*komplex andezitov s granátom a kordické súvrstvie*), Vtáčnika a štiavnickej stratovulkánu, *neresnícku formáciu* južne od Zvolena (KONEČNÝ et al., 1983) a reliktu niekoľkých telies a vulkanoklastík v Slovenskom rudohorí jv. od Brezna. Z petrografického hľadiska ide o amfibolicko-hyperstenické a hyperstenicko-amfibolické andezity, variabilne s biotitom, prípadne akcesorickým granátom.

Najrozšírenejším typom vulkanických foriem sú extruzívne dómy s prechodmi do hrubých lávových prúdov (35C), spravidla sprevádzané v okrajových častiach extruzívnymi brekciami. V okolí extruzívnych dómov sa akumulujú prevažne hrubé epiklastické brekcie (35d), vo väčšej vzdialenosti epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty (35e) a epiklastické vulkanické pieskovce (35g), variabilne s polohami redeponovaných tufov.

Laterálnym ekvivalentom uvedených hornín a komplexov sú vinická formácia a vulkanity Burdy, ktoré však vzhľadom na prevládajúce zastúpenie pyroxenických až amfibolicko-pyroxenických andezitov sú zaradené vo vysvetlivke 31.

36 granodiority (hodruško-štiavnický intruzívny komplex); bádén

Vystupujú len v rámci subvulkanického intruzívneho komplexu v centrálnej zóne štiavnickej stratovulkánu vo vyzdvihnutom bloku hodruško-štiavnickej hrasti. Granodiority spolu s dioritmi (37) sú označené ako *hodruško-štiavnický intruzívny komplex* (KONEČNÝ et al., 1983). Granodiority vytvárajú rozsiahle intruzívne teleso zvonovitého typu intrudované v horninách predvulkanického podložja, jeho vrchný plochý kontakt využil subhorizontálne diskontinuity medzi kryštalinikom, horninami sekvencie Veľkého boku a bázou chočského príkrova. Vo vrchnej časti miestami uzatvára bloky kryštalinika. Len na kontakte s mezozoickými horninami eventuálne prechádza do krátkych apofýz. Z petrogra-

Korelácia litostratigrafických jednotiek neogénnych vulkanitov - 1. časť

	štiavnický stratovulkán	Vtáčnik	Kremnické vrchy	Poľana	Javorie
pleistocén	21 alk. bazalty a bazanity				
roman					
dák					
pont	22 alk. bazalty a bazanity				
panón					
	23 k. Šibeničného vrchu	23 k. Šibeničného vrchu	23 k. Šibeničného vrchu formácia Vlčieho vrchu		
sarmat	24, 26 jastrabská formácia	24 jastrabská formácia	24, 26 jastrabská formácia		
	27 k. Jablonového vrchu inovecká formácia priesilský ef. komplex drastická formácia breznický komplex sitnianský ef. komplex humenický komplex badanská formácia bielokamenské s. ladzianske súvrstvie	27 vtáčnická formácia	27 turovská formácia sielnická formácia rematská formácia fločovská formácia	40 intr. komplex Šafranička 27 veľkodetvianska formácia abčinská formácia	27 javorská formácia
				24 strelnická formácia	
báden	33 studenská form. červenostudňan. súvrstvie	33 stránsky ef. komplex plešinská formácia	33 krahulská formácia f. Kremnického štítu		40 intr. komplex Kalinka
	39 intruzívny komplex Banisko	29 f. Klákovskej doliny	29 turčecká formácia	34 formácia Rohy	34 formácia Rohy
	38 i.k. Zlatno 36, 37 hodr.-štiav. intruz. k. 30 I. etapa	30 kamenské súvrstvie	30 (42) zlatostudnianska formácia	30 (42) šútovska formácia	30 blýskavická formácia
	tanádsky k.(42) žibritovský k. sebechlebská form.				31 starohutský komplex
	35 neresnícka formácia		35 kordické súvrstvie andezity s granátom		
karpát					

Korelácia litostratigrafických jednotiek neogénnych vulkanitov - 2. časť

Krupinská planina	Lučenská kotlina Cerová vrchovina	Rudohorie Rimavská kotlina	Slanské vrchy Košická kotlina	Vihorlatské vr. Východoslovenská nížina	Milič Zemplínske vrchy
	21 cerová bazaltová formácia				
	22 podrečianska bazaltová formácia				
			27 (40,41) šebastovská formácia	27 (40,41)	23 bazaltické andezity
			štavická formácia zlatobanská formácia formácia Vehec f. Rankovských skál makovická formácia strečovská formácia klečenovská formácia bogotská formácia formácia Hradisko formácia Bradlo	kyjovská formácia f. Sokolský potok vihorlatská formácia f. Morského oka formácia Diel formácia Popriečny	24 ryolity Byšta-Viničky
			32 (40) brestovská formácia f. Lysá Stráž-Oblík	32 viniansky komplex	27 formácia Veľký Milič
			24 rankovské ryol. tuffy		28 andezity Sírnik Brehov - Plešany
			29 formácia Ošvárska	25 mernické ryodacity ryolity Lesné	
		40 (42) intrúzie dioritových a andezitových porfýrov	25 kráľovské ryol. tuffy		25 cejkovské ryodacity
		30 pokoradzské súvrstvie		25 hrabovské tuffy	
30 lysecká formácia čelovská formácia					
31 vinická formácia		35 andezity s granátom			

fického hľadiska ide o hrubozrnný biotiticko-amfibolický granodiorit, ktorého štruktúra sa mení od mierne poikilitickej vo vnútornej časti telesa cez rovnomerne zrnitú až po porfýrickú v okrajových častiach telesa. V apofýzach nadobúda až charakter granodioritových alebo granitových porfýrov, ojedinele s výskytmi endoskarnov. Ojedinele sa vyskytujú tenké aplitové dajky a tmavé sférické uzavreniny dioritového zloženia. Teleso je v celom rozsahu variabilne postihnuté propylitizáciou.

37 diority (hodruško-štiavnický intruzívny komplex); *báden*

Vystupujú len v rámci subvulkanického intruzívneho komplexu v centrálnej zóne štiavnického stratovulkánu vo vyzdvihnutom bloku hodruško-štiavnickej hrasti. Diority spolu s granodioritmi (36) sú označené ako *hodruško-štiavnický intruzívny komplex* (KONEČNÝ et al., 1983). Diority vystupujú súvisle na severnej strane intruzívneho komplexu a v menších reliktoch na strope granodioritu. Ich umiestnenie predchádzalo umiestneniu granodioritu. Diority vystupujú v prostredí hornín kryštalinika a spodného triasu chočského príkrovu. Z petrografického hľadiska ide o stredozrnné, pri okrajoch mierne porfýrické amfibolicko-pyroxenické a biotiticko-amfibolicko-pyroxenické diority, ktoré sú všeobecne postihnuté propylitizáciou. Na kontaktoch s kryštalikom a kremitými bridlicami spodného triasu lokálne spôsobili rekryštalizáciu, granitizáciu a vznik anatektických tavenín aplitického charakteru.

Diority nevychádzajúce na povrch sú známe aj z centrálnej zóny bádenského stratovulkánu zlato-studnianskej formácie v oblasti Kremnice a centrálnej zóny stratovulkánu Javoria (*intruzívny komplex Kalinka*).

38 granodioritové porfýry (tatiarsky intruzívny komplex, intruzívny komplex Zlatno); *báden*

Vystupujú len v rámci štiavnického stratovulkánu, kde vytvárajú dajkové roje a menšie štoky (v subvulkanickej úrovni) *intruzívneho komplexu Zlatno* (KONEČNÝ et al., 1993) v oblasti hodruško-štiavnickej hrasti a *tatiarskeho intruzívneho komplexu* západne od Pukanca (BRLAY et al., 1985). Dajkové roje až štoky boli umiestnené kombináciou aktívnej injekcie a stopingu do prostredia andezitov I. etapy a hornín predvulkanického podložia. Vzájomné kontakty a zonalita jednotlivých dajok a telies indikujú viacfázovú intrúziu z diferencovaného zdroja magmy. Z petrografického hľadiska prevládajú hrubozrnné biotiticko-amfibolické granodioritové porfýry, ale podstane sú zastúpené aj biotiticko-amfibolické kremito-dioritové porfýry. Ojedinele sú prítomné aj tenšie dajky pyroxenicko-amfibolických dioritových porfýrov, resp. dioritové porfýry vytvárajú okraje dajok a telies kyslejších hornín. Horniny sú spravidla intenzívne postihnuté propylitizáciou, resp. silicifikáciou, sericitizáciou a pyritizáciou spojenou s prejavmi Cu-porfýrovej mineralizácie.

39 kremito-dioritové porfýry (intruzívny komplex Banisko); *báden*

Vystupujú len v rámci centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu, kde vytvárajú komplex dajok a silov označovaný ako *intruzívny komplex Banisko* (KONEČNÝ et al., 1983, 1993). Komplex je reprezentovaný: a) súborom silov umiestnených v rámci hornín predvulkanického podložia, na kontaktoch granodioritu a hornín podložia, na kontakte hornín podložia a andezitov I. etapy, v rámci komplexu andezitov I. etapy, ako aj na kontakte andezitov I. etapy s bázou výplne kaldery – jednotlivé silvy sú laterálne nestále, hrúbky od niekoľkých metrov po maximálnu hrúbku 200 m; b) súborom dajok s prednostnou ssv.-jjz. orientáciou, prevažne so sklonom od vulkanického centra a častým spojením so silmi – hrúbka jednotlivých dajok je variabilná od niekoľkých metrov až po 100 m. Komplex silov a dajok bol umiestnený mechanizmom kruhových dajok (subsidiencia centrálneho bloku). Z petrografického hľadiska prevládajú stredno- až hrubozrnné biotiticko-amfibolické kremito-dioritové porfýry, v menšej miere sú zastúpené jemno- až stredozrnné pyroxenicko-amfibolické dioritové porfýry. Horniny sú všeobecne postihnuté propylitizáciou.

40 dioritové porfýry (intruzívne komplexy Kalinka, Šafranička, centrálne vulkanické zóny stratovulkánov východného Slovenska); *báden – sarmat*

Vystupujú v rámci centrálnych zón stratovulkánov Javorie (*intruzívny komplex Kalinka*) a Poľana (*intruzívny komplex Šafranička*), v oblasti erodovaného vulkanického centra sz. od Tisovca v Slovenskom rudohorí, v centrálnych zónach sarmatských stratovulkánov východného Slovenska a v rámci *formácie Lysá Stráž-Oblík*. Dioritové porfýry vytvárajú dajky, preniky až malé štoky, ktoré eventuálne do hĺbky prechádzajú do rozsiahlejších telies dioritov (Javorie, Poľana, Morské oko). Z petrografického hľadiska ide o stredozrnné pyroxenické, amfibolicko-pyroxenické a pyroxenicko-amfibolické dioritové porfýry, miestami aj kremito-dioritové porfýry. Spravidla sú postihnuté chloritizáciou alebo propylitizáciou, resp. inými premenami sprevádzajúcimi prejavy hydrotermálnej aktivity.

41 andezitové porfýry (centrálne vulkanické zóny stratovulkánov východného Slovenska); *sarmat*

Vystupujú v centrálnych zónach sarmatských andezitových stratovulkánov východného Slovenska. Ide o silvy alebo lakolity umiestnené v spodnej časti vulkanického komplexu alebo na hranici vulkanického komplexu a predvulkanického podložia, resp. komplexy ložných telies s reliktmi pôvodnej vulkanickej stavby v celkovej hrúbke až 500 m. Prítomné sú aj intruzívne brekcie. Z petrografického hľadiska ide prevažne o pyroxenické alebo amfibolicko-pyroxenické, zriedkavejšie pyroxe-

nicko-amfibolické andezitové porfýry, spravidla postihnuté autometamorfnoú premenou a chloritizáciou.

42 andezitové porfýry (tanádsky, belujský, župkovský, prochotský intruzívny komplex, komplex Dudáš); báden

Vystupujú v centrálnej zóne štiavnického stratovulkánu (*tanádsky intruzívny komplex*), na svahoch štiavnického stratovulkánu ako parazitické intruzívne centrá (oblasť Pukanca a Novej Bane, *belujský, župkovský*

a *prochotský intruzívny komplex*) a v centrálnej zóne stratovulkánu Poľana (*komplex Dudáš*). Ide o sily alebo lakolity umiestnené v spodnej časti vulkanického komplexu alebo na hranici vulkanického komplexu a predvulkanického podložía, resp. komplexu ložných telies s reliktní pôvodnej vulkanickej stavby v celkovej hrúbke až 1 000 m. Prítomné sú aj intruzívne brekcie a ojedinele boli identifikované polohy tufisitových brekcií. Z petrografického hľadiska ide prevažne o pyroxenické alebo amfibolicko-pyroxenické, zriedkavejšie pyroxenicko-amfibolické andezitové porfýry, spravidla postihnuté autometamorfózou a chloritizáciou.

VRCHNÁ KRIEDA A PALEOGÉN VNÚTORNÝCH KARPÁT

43 pieskovce, ílovce, slieňovce (budínsky vývoj – čížske súvrstvie); oligocén

Čížske súvrstvie (vápnité ílovce, prachovce a pieskovce morského pôvodu) podstiela lučenské súvrstvie v juhoslovenskej panve (VASS a ELEČKO, 1982). Na povrch vystupuje pri Štúrove. Na báze tohto súvrstvia sú riečne *skálnické vrstvy* (štrky, piesky, pestré íly), uhľonosné *hostišovské vrstvy* (tmavé íly s uhoľnými slojmi) a *blžské vrstvy* (morské litorálne klastiká, prevažne piesky–pieskovce). Hrúbka komplexu je okolo 300 m.

44 ílovce, pieskovce, zlepenec, uhlie, slienité vápence (šomodské súvrstvie); priabón – oligocén

Šomodské súvrstvie (VASS et al., 1994) sa nachádza v turnianskej depresii. Jeho špecifickým litotypom sú laminované riasové vápence (alginity) a tmavé vápence s uhoľnými slojmi (sedimenty morských lagún), vyššie sú zlepenec, pieskovce, pestré íly a uhoľné sloje (riečne a paludálne sedimenty), sklzové sedimenty (pebbly mudstone) a béžové jazerné vápence. Hrúbka súvrstvia je niekoľko 100 m.

45 pieskovce, menej ílovce (bielopotocké súvrstvie); priabón – oligocén

Bielopotocké súvrstvie je typické vývojom i viac metrov hrubých pieskovcových lavíc a iba sporadickým výskytom ílovcov. Miestami sa vyskytujú polohy polymiktných zlepenecov (podmorské zosuvy) a vklínené intervaly drobnozlepencového flyšu. V pieskovcoch sú intraklasty ílovcov, siltovcov, pelokarbonátov a oblepené ílovcové gule. Bežné sú rozmyvové žľaby a amalgámované vrstvy. Súvrstvie prechováva chudobné spoločenstvá mikrofauny, indikujúce stenohalinné morské prostredie (GROSS et al, 1984). Hrúbka súvrstvia v Skorušinských vrchoch je do 500 m, v Levočských vrchoch až 900 m.

Vek súvrstvia na Orave a pri Varine je najmladší priabón, v Levočských vrchoch a Šarišskej vrchovine bol preukázaný oligocénny a v Handlovskej kotline až egerský vek.

46 pieskovce, vápnité ílovce – flyš (hutianske a zuberecké súvrstvie), a – prevaha zlepenecov (šambronske vrstvy); lutét – oligocén

Do tohto celku sú zaradené sedimenty paleogénu vnútorných Karpát, nachádzajúce sa medzi bazálnym – borovským súvrstviem a najvyšším – bielopotockým súvrstviem. Ide o *hutianske a zuberecké súvrstvie* a *šambronske vrstvy* (hrubé polohy zlepenecov v hutianskom súvrstvi; GROSS et al., 1984).

Hutianske súvrstvie tvoria desiatky metrov hrubé polohy premenlivo vápnitých ílovcov, ktoré sa striedajú s tenkými lavicami drobnozrnných zlepenecov, pieskovcov a siltovcov. Ílovce výrazne prevažujú nad pieskovcami. Ojedinelé sú šošovky pelokarbonátov, prekremenené ílovce menilitového typu so šupinami a kostrovými časťami rýb. Vzácné sú aj polohy globigerínových slieňovcov. Miestami sa vyskytujú Mn oxidovo-karbonátové laminy a tenké vrstvičky tvoriace prípadne až ekonomické koncentrácie (Kišovce – Švábovce). Hrúbka súvrstvia kolíše od niekoľko desiatok metrov až po 800 m.

Šambronske vrstvy sú členom hutianskeho súvrstvia. Na povrch vystupujú v tzv. „hromoško-šambromskom antiklinálnom pásme“, pozdĺž južného okraja bradlového pásma. Vrstvy sú tvorené hrubými telesami polymiktných zlepenecov s tenšími polohami drobnorytmického flyšu, resp. ílovcov. Intraklasty paleogénnych pieskovcov dosahujú miestami až 2 m. CHMELÍK (1959) ich pôvodne pokladal za bazálny člen, čo neskôr vyvrátili výskumy MARSCHALKA (1966) a GROSSA et al. (1996).

Zuberecké súvrstvie má flyšový charakter. Tvoria ho lavice pieskovcov, zriedkavo drobnozrnných zlepenecov a ílovce. Boli tu vyčlenené subfácie typického flyšu,

Korelácia litostratigrafických jednotiek vr. kriedy a paleogénu vnútorných Karpát - 1. časť

		brezovská (go-sauská) krieda a myjavský paleogén	hričovsko-žilinský paleogén	oblasť Domaniža – Pružina a Malé Karpaty	Rajecká kotlina	Bánovská kotlina
miocén						
oligocén	eger					
	rupel (kišcel)					
	sanois (kišcel)					
eocén	priabón				45 bielopotocké súv.	46 zuberské a hutianske súv.
	bartón	49 menilitové vrstvy			46 zuberské a hutianske súv.	47 borovské súvrstvie
	lutét	súvrstvie Jablonky	49	46 zuberské a hutianske súvrstvie	47 borovské súv.	
	kuis	súvrstvie s. Priepásneho		47 borovské súvrstvie súfovské zlepence	súfovské zlepence	
	ilerd	Dedkovho vrchu lubinské súv. kra-váriskové s.	žilinské súvrstvie			
paleocén	tanet					
	mont		hričovské súvrstvie			
	dán	hiát ?				
	mástricht	50 súvrstvie Polianky	50 "pestré sliene"			
senón	kampán	podbradl. súvrstvie. košariské súvrstvie				
	santón	súvrstvie Hurbanovej doliny				
	koňak	ostriežske súvrstvie				

Korelácia litostratigrafických jednotiek vr. kriedy a paleogénu vnútorných Karpát - 2. časť

Hornonitrianska kotlina	Liptovská kotlina	Orava	Levočské vr. Hornádska kotlina	Šarišská vrchovina	budínsky vývoj juhoslovenská panva	budínsky vývoj Turnianska kotlina
45 bielopotocké súvrstvie	45		45 bielopotocké súvrstvie	45 bielopotocké súvrstvie	43 čížske súvrstvie	43 čížske súvrstvie
46 zuberské a hutianske súvrst.	45 bielopotocké súvrstvie 46 zuberské a hutianske súvrstvie	45 bielopotocké súvrstvie	46 šambronske vrstvy zuberské a hutianske súv.	46 zuberské a hutianske súvrstvie	hiát	
47 borovské súvrst.	47 borovské súv.	46 zuberské a hutianske súv. 47 borovské súv.	47 borovské súvrstvie	47 borovské súv.	48 vápence, ílovce, slieňovce, uholné sloje	44 šomodské súvrstvie

flyšu s prevahou ílovcov a flyšu s prevahou pieskovcov. Klastický materiál flyšových sedimentov je kremenno-karbonátový. Hrúbka zubereckého súvrstvia je od niekoľko 100 m do 1 200 m.

Vek *hutianskeho súvrstvia*, *šambronských vrstiev*, ako aj *zubereckého súvrstvia* je mladší lutét až priabón. V Hornádskej, Handlovskej a Bánovskej kotline a v Šarišskej vrchovine sú súvrstvia všeobecne mladšie, zasahujú až do kišcelu (starší oligocén), naopak, v Malých Karpatoch je hutianske súvrstvie stredno-eocénne. Hrúbka uvedených súvrství môže celkovo dosiahnuť až vyše 2 000 m.

47 zlepenec, pieskovce, vápence, brekcie (borovské súvrstvie, „súľovské zlepenec“); lutét – priabón

Borovské súvrstvie (GROSS et al., 1984) tvorí morská sekvencia v transgresívnej pozícii ležiaca na paleozoic-om a mezozoic-om podloží vnútorných Karpát. Spodné časti súvrstvia obsahujú úlomkový a obliakový materiál z priameho podložia. Brekcie, zlepenec, pieskovce, piesčité vápence, organodetrítické a organogénne vápence sa vertikálne i laterálne striedajú a zastupujú. Súvrstvie vzniklo v teplom litorálnom až neritickom prostredí. Miestami (napr. Hrubý grúň) vznikli biohermové a rifové telesá. Klasy biohermových vápencov v súvrství sa vyskytujú aj v Malých Karpatoch. Hrúbka súvrstvia je značne premenlivá – od niekoľkých decimetrov až po 200 m (južne od Šuňavy).

Borovské súvrstvie je diachrónne; najstaršie je v Malých Karpatoch, kde bol definovaný vek ilerd–kuis na základe obsahu veľkých foraminifer. Na severozápade v Skorušinských vrchoch je lutétske, v Bánovskej kotline bartónske, v Handlovskej kotline priabónske. Smerom na severovýchod (pri obci Lučivná) pokračovala sedimentácia takmer až po rozhranie eocén/oligocén.

Lokálne sú zachované v podloží borovského súvrstvia predtransgresívne sedimenty rôznej genézy (deluviálne, proluviálne, fluviálne, deltové). Patria sem aj malé akumulácie bauxitov (Mojtín, Markušovce), alebo výskyt uhoľných ílovcov až uhlia (Šuňava) a úlomky paleokrasu. Tieto lokality sme v legende priradili k borovskému súvrstviu.

Zaraďuje sa sem aj *súvrstvie súľovských zlepenecov* vystupujúce na strednom povazí, v Rajeckej kotline a v Humenskom pohorí. Sú to karbonatické zlepenec a pieskovce. Látkové zloženie je monotónne, vyše 90 % klastov tvoria triasové dolomity so širokým spektrom stupňa zaoblenia. Súvrstvie má transgresívnu pozíciu na mezozoic-om podklade rôznych tektonických jednotiek (manínska a kostelecká jednotka, križňanský a chočský príkrov), dosahuje hrúbku až 1 200 m, vek je kuis–starší lutét (KYSELA et al., 1982; MARSCHALCO a SAMUEL, 1993).

48 vápence, ílovec, slieňovec, sloje uhlia (budínsky vývoj); eocén

Do tohto súboru sú zahrnuté naspodku sladkovodné, paludálne a plytkomorské príbrežné sedimenty: pestré

íly a pieskovce s *obidskými vrstvami* v nadloží (uhol'né íly a sloje uhlia až do 8 m). Vyššie vystupuje komplex piesčitých ílov a slieňovcov s faunou, organogénne vápence a pieskovce. Sú to morské, prevažne panvové sedimenty. Celková hrúbka komplexu dosahuje až 900 m, vekové rozpätie je lutét až priabón.

49 pieskovce, zlepenec, slieňovec, flyš s blokmi rifových vápencov (myjavský, hričovsko-žilinský vývoj); paleocén – eocén

Na členenie pruhu paleogénnych sedimentov pozdĺž južného okraja bradlového pásma nie sú jednotné názory vzhľadom na nevyjasnené vzťahy k okolitým súvrstvi-ami a tektonickým jednotkám. Osobitosť v rámci vnútrokarpatského paleogénu tomuto pásmu prísúdil už ANDRUSOV (1965) označením „myjavský vývin“. Základným definičným znakom je vekové rozpätie paleocén–stredný eocén slienitých a flyšových facií s vložkami zlepenecov a na viacerých úrovniach s olistolitmi rifových kambühelských vápencov. V rozličných oblastiach boli vyčlenené lokálne (a prevažne neúplné) vrstevné sledy („vývoje“). Na Myjave je to *myjavská skupina* s „vývoji“ *Bradla*, *Starej Turej* a *Surovína* (SALAJ et al., 1987), na Považí je „*hričovsko-žilinský paleogén*“, v Pieninách *haligovský* a na východnom Slovensku *beňatinský* „vývoj“. Každá z týchto oblastí má určité špecifické znaky, v princípe však možno extrahovať štyri litofácie:

1. Organodetrítické, rifové, riasovo-koralové vápence s vložkami slieňov – vystupujú ako súvrstvia v myjavskej oblasti v *súvrství Dedkovho vrchu* v „*surovínskom vývoji*“. V *hričovskom súvrství* ich poznáme len vo forme olistolitov. Patria sem aj tmavé organodetrítické vápence a pieskovce, tzv. *jablonovské súvrstvie* jz. od Hričovského Podhradia (SALAJ et al., 1978; KYSELA et al., 1982). Vekové rozpätie tejto faciie je starší paleocén až starší eocén.

2. Slieňovcovo-ílovcové vrstvy s červenými, sivými a zelenkavými viac-menej piesčitými a vápnitými ílovcami s lavičkami siltovcov a jemnozrnných pieskovcov. Sem možno zaradiť vrchnú časť *súvrstvia Polianky*, spodnú časť *súvrstvia Dedkovho vrchu* (SAMUEL et al., 1980; SALAJ et al., 1987), časť *hričovského* i *žilinského súvrstvia* (SAMUEL, 1972), ako aj niektoré lokality v hanušovskom a beňatinskom úseku bradlového pásma. Podľa biostratigrafických určení bol stanovený ich vek ako paleocén (mont–tanet) západne od Žiliny (BYSTRICKÁ et al., 1983), niekde (napr. Beňatina) až starší či stredný eocén (LEŠKO a SAMUEL, 1968; BYSTRICKÁ, 1981). V pôvodne predpokladanom plynulom sedimentačnom slede medzi kriedou a paleogénom na profile Hradisko (SALAJ et al., 1978) bol neskôr preukázaný hiát na báze paleocénu (dánú; HANSEN et al., 1990).

3. Flyšové vrstvy s karbonatickými pieskovicami až organodetrítickými vápencami a vápnitými piesčitými ílovcami. Patria sem: *lubinské súvrstvie* vrstevného sledu *Starej Turej*, *kravárikovské súvrstvie* a *súvrstvie Priepasného* „vývoja *Surovína*“ (SALAJ et al., 1987)

a žilinské súvrstvie (SAMUEL, 1972). Bežne sa vyskytujú organodetrilitické brekcie, na Myjave polymiktné zlepenice v kravárikovskom súvrství (SAMUEL et al., 1980). Vek je mladší paleocén (ilerd) až starší eocén. Vo flyšovom komplexe sú na viacerých miestach bloky – olistolity biohermových rifových vápencov s bohatým zastúpením fosílií paleocénneho veku (SAMUEL et al., 1972).

4. Karbonatické zlepenice až strednozrnné pieskovce s dobre ováľanými klastmi, tzv. *súľovské zlepenice*. Vyskytujú sa na Považí medzi Hlbokým a Žilinou, pri Nededzi, v Pieninách (Aksamitka) a pri Beňatine. V rámci tohto zaradenia ich ponímame výlučne litofaciálne a odlišujeme ich od „súľovských zlepeníc“, ktoré transgresívne spočívajú na vnútrokarpatských jednotkách (pozri vysvetlivku 47).

Jednotlivé komplexy sú zastúpené nerovnomerne a útržkovite pri južnom okraji bradlového pásma, resp. v ňom (Haligovka; UHLIG, 1891). Hrúbka komplexov je variabilná, maximálna udávaná v oblasti Myjavy pre lubinské súvrstvie až 1 000 m.

Na mape je v rámci tohto komplexu zobrazené aj *súvrstvie Jablonky* a *menilitové vrstvy* z myjavskej tehelne (SAMUEL, 1975) so súhrnnou hrúbkou cca 400 m, s vekovým rozpätím stredný eocén až starší priabón.

50 sliene, karbonatické pieskovce, vápence, zlepenice (brezovský/gosauský vývoj); *senón*

Tento „postorogénny“ sedimentárny súbor sa vyznačuje transgresívnym charakterom bazálnych členov *ostriežskeho súvrstvia* (*valchovské zlepenice*) na príkro-

voch hronika – „silicika“. Zlepenice a brekcie majú lokálny karbonatický materiál, miestami sa vyskytujú červené ílovcové vložky. Do nadložia prechádzajú do karbonatických *baraneckých pieskovcov* (do 150 m) a piesčitých *štvernických slietov* (50–100 m). V nadloží je 350–600 m hrubé *súvrstvie Hurbanovej doliny*, ktoré má flyšový charakter a vo vyššej časti aj šošovky zlepeníc. Pestré sliene v nadloží boli označené ako *košariské súvrstvie* (do 50 m). Vyššie, v *podbradlianskom súvrství*, v slietoch pribúdajú karbonatické pieskovce a súvrstvie dosahuje hrúbku až 600 m. Sled uzatvára *bradlianske súvrstvie* s „orbitoidovými vápencami“ naspodku, „*mosnáčkovskými slietmi*“ uprostred a „*podlipoveckým flyšom*“ navrchu. Vekové rozpätie celého súboru je koňak až mástricht (SAMUEL et al., 1980; SALAJ et al., 1987). Paralelne vystupuje na povrch *súvrstvie Polianky*, tvorené sivými – zelenkavými slietmi s lavicami sivomodrých jemnozrnných pieskovcov v spodnej časti. Vekový rozsah súvrstvia je kampán–dán.

Do rámca vysvetlivky sú zahrnuté aj výskyty *senónu* pri Šumiaci (ANDRUSOV a BYSTRICKÝ, 1959), Dobšinskej ľadovej jaskyni (munieriové sladkovodné vápence; BYSTRICKÝ, 1978 ich považuje za spodnokriedové), pestré zlepenice a ílovce (KETTNER, 1951), sivé slietovce (SAMUEL, 1977) a v Míglineckej doline foraminiferové vápence (MELLO a SALAJ, 1982).

Zaradili sme sem aj pestré (žlté, zelené, miestami aj červené) sliene s vložkami zlepeníc z lokality Hradiško, ktoré majú vek kampán až mástricht a zaraďujú sa do manínskej(?) jednotky (KYSÉLA et al., 1982; SALAJ et al., 1978).

KRIEDA A PALEOGÉN VONKAJŠÍCH KARPÁT

51 vápnné pieskovce a siltovce, vápnné ílovce, lokálne laminované vápence (cergovské vrstvy, krosnianske súvrstvie); *priabón – oligocén*

V duklianskej jednotke je to tenkovrstvené flyšové súvrstvie s prevahou ílovcov označené ako *cergovské vrstvy* (KORÁB a ĎURKOVIČ, 1978). Jemnozrnné drobové pieskovce až droby s karbonátovými úlomkami majú hrúbku priemerne okolo 4 cm, ojedinele sa vyskytujú až metrové lavice, dominuje v nich šikmé zvrstvenie. Ílovce sú vápnné, sivohnedé, žlté až okrovohnedé, s vložkami tmavohnedých vápnných ílovcov *menilitového* typu. Lavice majú hrúbku okolo 15 cm. V medzilaborskej synklinále sa našli v súvrství laminované *tylavské vápence* tvoriace korelačný horizont. Maximálna hrúbka súvrstvia nepresahuje 800 až 1 000 m.

V sliezskej jednotke *krosnianske súvrstvie* tvorí lavicovité striedanie jemno- až strednozrnných pieskovcov s piesčitými vápnnými sivými ílovcami. Zastúpenie

pelitov a psamitov je premenlivé. Miestami sa vyskytujú lavičky pelokarbonátov. Maximálna hrúbka súvrstvia je 1 000 m (MENČÍK et al., 1983).

Vek cergovských vrstiev i krosnianskeho súvrstvia – *priabón* až starší oligocén – bol definovaný na základe foraminifer.

V rámci výskytov krosnianskeho súvrstvia sliezskej jednotky sú na mape zahrnuté aj útržkovité výskyty *menilitového súvrstvia* v predpolí magurského príkrova.

52 vápnné ílovce, siltovce, pieskovce, sklzové telesá (malcovské a raciborské súvrstvie); *priabón – oligocén*

Malcovské súvrstvie je flyšové striedanie vápnných ílovcov v prevahe nad jemnozrnnými tenkolavicovitými kremenno-karbonátovými pieskovcami a siltovcami s vložkami drobových pieskovcov a s polohami sklzových telies. V pieskovcoch je značný podiel karbonátových

úlomkov. Na spodných plochách pieskovcových lavíc sú hojné bioglyfy. Celková hrúbka súvrstvia je okolo 600 m, jeho vek je najmladší eocén–starší oligocén. Na východnom Slovensku sú v spodnej časti súvrstvia vložky hnedých vápnných ílovcov „menilitového typu”. Južne od Richvaldu sú 5–10 cm hrubé vrstvičky tufiticko-montmorillonitických ílov. Vyššie sa nachádza litotamniový korelačný horizont (LEŠKO a SAMUEL, 1968).

Na juhovýchodných svahoch Kubínskej hole a Oravskej Magury, lokálne aj medzi Babínom a Vavrečkou vystupuje *raciborské súvrstvie*, v ktorom je flyšové striedanie vápnných, miestami siltovitých ílovcov a drobových jemno- až hrubozrnných pieskovcov. Pomer pieskovce/ílovce je premenlivý, celkovo však prevládajú ílovce. Na viacerých miestach sú vrstvy sivých slieňovcov s béžovou patinou. Vek súvrstvia je v rozpätí stredný eocén až starší oligocén, hrúbka je 600–1 000 m. V rámci *raciborského súvrstvia* boli vyčlenené *račovské vrstvy* (POTFAJ et al., 1991).

53 hnedé ílovce, pieskovce, rohovce (menilitové súvrstvie); priabón–oligocén

V spodnej časti súvrstvia sú hnedé a čierne vápnné ílovce so sporadickými vložkami pieskovcov a šošovkami i vrstvami pelokarbonátov. Strednú časť charakterizuje prevaha hnedých až čiernych prekremených ílovcov s vrstvami lavicovitých čiernych rohovcov. V najvyššej časti *menilitového súvrstvia* sú hnedé, čierne a tmavosivé vápnné ílovce, ktoré zvetrávaním nadobúdajú bielu až bledomodrú patinu (KORÁB a ĎURKOVIČ, 1978).

Menilitové súvrstvie sa vyskytuje najmä v duklianskej a sliezskej jednotke, kde dosahuje hrúbku až do 300 m. Vzhľadom na jeho obmedzený plošný výskyt v sliezskej jednotke sme menilitové súvrstvie sliezskej jednotky zobrazili spolu s krosnianskym súvrstviem. Vrstvy menilitového typu tvoria aj vložky v spodnej časti malcovského súvrstvia magurskej jednotky, ako aj vo vnútrokarpatskom paleogéne. Vek súvrstvia je mladší eocén–oligocén.

54 pieskovce, mikrokonglomeráty, menej ílovce (strihovské vrstvy); lutét – spodný priabón

Súvrstvie charakterizuje prevaha pieskovcov nad ílovcami. Bežne sa vyskytujú drobnozrnné zlepenice buď na báze lavíc, alebo ako samostatné polohy. Petrograficky ide prevažne o strednozrnné drobové pieskovce, sú hrubolavicovité, s hojnými útržkami ílovcov, ktoré miestami dosahujú až 1 m v priemere. Sklzové vrásky metrových rozmerov v Drenici a v železničnom záreze pri Demjate dokumentujú veľký sklon depozičného svahu. Hrúbka súvrstvia je niekoľko 100 m, vek je stredný eocén až najstarší priabón. Súvrstvie vystupuje v krynickej jednotke na východnom Slovensku (MIŠÍK et al., 1991).

55 pestré ílovce s mangánom („globigerínové slieňe”); lutét – priabón

Vrstvy tvoria striedavo cviklovočervené, modrasté, tmavosivé a sivozelené ílovce s tenkými vložkami drobových pieskovcov. V severnejších štruktúrach je vyšší výskyt piesčitej prímеси a mangánové konkrécie. Stredno-eocénny vek je doložený drobnými foraminiferami (LEŠKO a SAMUEL, 1968). Plynule prechádzajú do zelených globigerínových slieňov s množstvom drobných foraminifer priabónskeho veku. Hrúbka spodnej časti vrstiev je do 25 m, korelačný horizont globigerínových slieňov nepresahuje 2 m. Vrstvy sa vyskytujú v bradlovom pásme a v južných zónach magurskej jednotky.

56 ílovce, pieskovce (vsetínske vrstvy); lutét – priabón

Vsetínske vrstvy sa vyznačujú vysokým obsahom prevažne vápnných ílovcov s lastúrovitou odlučnosťou zeleno- a hnedosivej farby v hrúbke 30–300 cm. Iba ojedinele sa vyskytujú vrstvy pieskovcov s hrúbkou cca 70 cm (PEŠL, 1968). Na Kysuciach sú v severnejších šupinách račianskej jednotky spolu s nimi zobrazené aj sekvencie faciálne blízke bystrickým vrstvám (porovnaj BELEŠ a POTFAJ, 1996). Celková hrúbka vrstiev je 1 300 m a ich vek je stredný až mladší eocén. Na východnom Slovensku vsetínske vrstvy neboli vyčlenené zo zlínskeho súvrstvia.

57 drobové a arkózové pieskovce, ílovce (kýčerské vrstvy, babohorské a makovické pieskovce); stredný eocén – priabón

Je to komplex veľmi hrubo až hrubo vrstvenatých, prevažne strednozrnných pieskovcov, ktoré prevládajú nad siltovcami až ílovcami bystrického typu. V najnižšej časti *kýčerských vrstiev* v masíve Pilska a Minčola sú vložky tenko vrstveného flyšu, v najvyššej časti sa objavujú polohy hrubo vrstveného flyšu s prevahou ílovcov. V severnej zóne bystrickej jednotky kýčerské vrstvy nasadajú na bystrické vrstvy a tvoria ich takmer výlučne masívne pieskovce. Celková hrúbka komplexu je okolo 1 500 m. Vekové zaradenie kýčerských vrstiev je pravdepodobne neskoroeocénne, nie je však vylúčené, že sa začínajú už koncom stredného eocénu (PIVKO et al., 1991). Ekvivalentný názov pre oblasť Oravy je *babohorské pieskovce* (PEŠL, 1968). Kýčerské vrstvy sa vyskytujú v račianskej jednotke magurského príkrovu.

Na východnom Slovensku sa strednoeocénny pieskovcový komplex označuje ako *makovické pieskovce*. Vystupuje na povrch v izolovaných kryhách v nadloží belovežského súvrstvia, jeho zachovaná hrúbka je asi 700 m. Podstatnú časť drobových pieskovcov tvorí kremeň. Makovické pieskovce majú rozšírenie v račianskej a bystrickej jednotke na východnom Slovensku.

Táto vysvetlivka zahŕňa aj tzv. „*tvarožské pieskovce*” (NEMČOK, 1980). Zaradenie vyplýva z ich geologického postavenia a veku numulitového spoločenstva (stredný eocén; NEMČOK et al., 1990, s. 60).

58 ílovce, pieskovce s glaukonitom, slieňovce (bystrické vrstvy, vychylovské súvrstvie); lutét – priabón

Ide o hrubo vrstvené flyšové striedanie hrubo- až tenkolavicovitých drobových pieskovcov s mocnými vrstvami (až do 9 m) lastúrovito odlučných tmavosivých ílovcov „bystrického typu“ („Schiefer von Łacko“). Okrem toho sa v súvrství vyskytujú kremenno- arkózové pieskovce s glaukonitom. Ojedinelé sú vrstvy sivých slieňovcov s typickou béžovou patinou („treskune“). Celkovo je prevaha ílovcov, zväzky pieskovcových lavíc majú lokálne celkovú hrúbku do 20 m. Vek súvrstvia je bartón až priabón, jeho maximálna hrúbka je 1 200 m. *Bystrické vrstvy* sú viazané na bystrickú čiastkovú jednotku.

V podloží bolo vyčlenené *vychylovské súvrstvie* ako prechodné medzi belovežským a zlínskym súvrstvím (POTFAJ, 1989). Je zložené z dvoch faciálnych typov: z tenko vrstveného flyšu typu belovežských vrstiev (prevláda v spodnej časti) a z hrubo vrstveného flyšu bystrických vrstiev, ktorého celkový podiel sa do nadložia zvyšuje. Súvrstvie vystupuje najmä v najjužnejšej šupine bystrickej jednotky, kde dosahuje hrúbku asi 250 m. Jeho vek je stredný eocén. Vychylovské súvrstvie sme na mape zobrazili spolu s bystrickými vrstvami.

59 ílovce, pieskovce s glaukonitom: hrubo vrstvený flyš (zlínske súvrstvie nečlenené); lutét – priabón

Ide o hrubo vrstvené flyšové súvrstvie s hrúbkou cca 1 000 m, s premenlivým zastúpením pelitickej a psamitckej zložky. Je to polyfaciálne súvrstvie s vyčleňovanými litofaciálnymi jednotkami *kýčerských, vsetínských a bystrických vrstiev* (PEŠL, 1968); vzťah týchto jednotiek je jednak stratigrafický, jednak s laterálnym faciálnym zastupovaním. Vekové rozpätie súvrstvia je stredný eocén–najmladší eocén (v okolí Zlína až do staršieho oligocénu). Súvrstvie vystupuje na povrch v račianskej a bystrickej jednotke magurského príkrovu. Súvrstvie nebolo rozčlenené na nižšie litofaciálne jednotky v niektorých oblastiach východoslovenského úseku magurskej jednotky.

60 zelenosivé, lokálne červené ílovce, pieskovce s glaukonitom, pelokarbonáty (hieroglyfové vrstvy, podmenilitové súvrstvie); eocén

V račianskej jednotke v nadloží pestrých vrstiev vystupujú „*hieroglyfové vrstvy*“, v ktorých celkovo prevláda tenko až stredne lavicovitý flyš s prevahou jemnozrnných pieskovcov nad ílovcami. V menšom množstve sú zastúpené hrubo vrstevnaté tvrdé pieskovce s glaukonitom so zlepcovými intervalmi („*pasierbiecke pieskovce*“). Súvrstvie má strednoeocénny vek, pri báze však ešte patrí k vyššej časti staršieho eocénu. PEŠL (1968) ich koreluje s tzv. „*spodnými zlínskymi (= újezdskými) vrstvami*“.

Podmenilitové súvrstvie v sliezskej jednotke má nestále faciálne zloženie. Ílovce sú tmavosivé a zelené–zelenohnedé, bežné sú vložky siltovcov a pelokarbonátov. Pieskovcové lavice nadobúdajú väčšie zastúpenie vo vyššej časti súvrstvia, kde má typický flyšový ráz. Lokálne sú zastúpené zlepcové lavice a vložky červených ílovcov. Hrúbka celého súvrstvia sa odhaduje na 800 m, ale na väčšine územia je tektonicky redukovaná. Vek súvrstvia je paleocén–mladší eocén.

Podmenilitové súvrstvie (vrstvy) v duklianskej jednotke charakterizujú zelené, sivé a červené ílovce, zriedka vápnité, prevrstvené s tenkolavicovitými pieskovcami a siltovcami. Modrosivé jemnozrnné až hrubozrnné drobové pieskovce sú vápnité, viaceré vrstvy majú zvýšený obsah glaukonitu. Maximálna hrúbka súvrstvia nepresahuje 1 000 m (KORÁB a ĐURKOVIČ, 1978).

61 pieskovce, menej ílovce: hrubý flyš (čergovské a magurské pieskovce); eocén

Je to komplex hrubozrnných až strednozrnných drobových pieskovcov v laviciach do 3,5 m. Sú oddelené sivými piesčitými ílovcami, premenlivo vápnitými, s hrúbkou do 30 cm. Miestami majú pieskovce drobnozlepcový charakter. Pomer p/í je vysoký, nikde neklesne pod 1/1. *Magurské pieskovce* na Orave sú zaradené do staršieho–stredného eocénu, ich hrúbka v hrebeni Oravskej Magury dosahuje cca 1 000 m, v severných šupinách klesá na 600–300 m (POTFAJ, 1983).

Pieskovcový flyš *čergovských pieskovcov* v krynickej jednotke na východnom Slovensku sa vyvíja z belovežských vrstiev (STRÁNIK, 1965; NEMČOK et al., 1990). Pieskovce sú sivé, modrosivé, jemno- až hrubozrnné, muskovitické. Vrstvy sú prekladané 5–30 cm polohami sivých, zelenosivých a tmavosivých piesčitých ílovcov, miestami s medzivrstvičkami uhoľnej sečky. Ílovce poskytujú len spoločenstvá aglutinovanej mikrofauny, preto vek čergovského súvrstvia bol vymedzený na základe superpozície.

62 pieskovce, ílovce: tenko vrstvený flyš, červené ílovce (belovežské súvrstvie, „pestré“ vrstvy); paleocén – eocén

Do tohto súboru sme zahrnuli veľmi tenko až tenko vrstevnatý flyš s premenlivým podielom červených ílovcov. V rozličných jednotkách sa v detailoch odlišuje. V bielokarpatskej jednotke sem patria *pestré vrstvy*, v magurskej jednotke *belovežské súvrstvie* a „*pestré*“ vrstvy.

Pestré vrstvy v bielokarpatskej jednotke sú charakterizované červenými, zelenosivými a modrosivými ílovcami až ílmi s premenlivým podielom siltovej zložky, väčšinou s rozptýleným muskovitom. Ojedinele sa vyskytujú lavičky jemnozrnných pieskovcov kremenných či s glaukonitom. Pestré vrstvy sa vyskytujú v niekoľkých úrovniach v paleocéne a v eocéne. V starších sú vložky zelených slabo vápnitých ílovcov, v mladších zasa

Korelácia litostratigrafických jednotiek kriedy a paleogénu vonkajších Karpát - 1. časť

		krynická jednotka západ	krynická jednotka východ	bystrická jednotka západ	bystrická jednotka východ
oligocén	chat				
	rupel	52 malcovské súvrstvie	52 malcovské súvrstvie	52 malcovské súvrstvie	52 malcovské súvrstvie
	sanois		53 menilitové s.		53 menilitové súv.
eocén	priabón	57 raciborské súvrstvie	54 strihovské vrstvy	58	58
	bartón			bystrické vrstvy	55 pestré ílovce
	lutét		55 pestré ílovce	58	bystrické vrstvy
	kuis (yprés)	61 magurské pieskovce		58 vychylovské súvrstvie	
paleocén	ilerd		62	62	62
	taneť	?	belovežské súvrstvie	belovežské súvrstvie	belovežské súvrstvie
	mont				
	dán				
krieda	mástricht				70
	kampán				inocerámové vrstvy s.l.
	santón				
	koňak				
	turón				
	cenoman				
	alb				

Korelácia litostratigrafických jednotiek kriedy a paleogénu vonkajších Karpát - 2. časť

	račianska jednotka západ	račianska jednotka východ	dukelská jednotka	bielokarpatská jednotka hlucká skupina	bielokarpatská jednotka vlárska skupina
chat					
rupel		52 malcovské súvrstvie	51 cergovské vrstvy		
sanois		53 menilitové súvrstvie	53 menilitové súvrstvie		
priabón	56 vsetínske vrstvy	55 pestré ílovce			
bartón		57 makovické vrstvy	60		
lutét	57 kýčerské vrstvy	59 zlínske súvrstvie s.l.	podmenilitové súvrstvie		
kuis (yprés)				65 kuželovské súvrstvie	
ilerd					63 chabovské vrstvy
tanet	62 pestré súvrstvie	62 belovežské súvrstvie	66	65 nivnické súvrstvie	64
mont			cišnianske vrstvy		rajkovecké vrstvy
dán	67 solánske súvrstvie sczawinské vrstvy			65 svodnické súvrstvie	
mástricht					69a drietomické a javorinské vrstvy
kampán	70 cebulské vrstvy	70 inocerámové vrstvy	71 lupkovské vrstvy		69 lope- nícke súv. 69b ondrášo- vecké vrstvy
santón		?			
koňak					
turón	?		?		
cenoman					
alb					

hnedosivé vápnité ílovce. Hrúbka je tektonicky redukovaná a odhaduje sa na niekoľko metrov až desiatok metrov. V západnej časti územia bol stanovený paleocénny vek; starší eocén sa zistil mimo územia Slovenska.

V magurskom príkrove sme do komplexu zahrnuli dve základné litofácie:

1. pestré (červené, zelené, sivé) ílovce v prevahe nad tenko vrstevnatými jemnozrnnými pieskovecami a siltovcami,

2. tenko až veľmi tenko vrstevnatý flyš, v ktorom jemnozrnné drobové pieskovce až siltovce prevažujú nad ílovcami sivých a zelených odtieňov. Miestami sa nachádzajú tvrdé ílovce čiernohnedej farby s krivoľupeňovitou až lastúrovitou odlučnosťou. Len ojedinele ílovce prevažujú nad pieskovecami. Na spodných plochách pieskovcov sú hojné prúdové stopy a bioglyfy (charakteristický *Paleodyction*).

Odlíšovanie týchto dvoch litofácií dalo základ rozčlenenia *belovežského súvrstvia* v bystrickej jednotke na *spodné belovežské vrstvy* s červenými ílovcami a na *vrchné belovežské vrstvy* bez červených ílovcov. Spodné belovežské vrstvy majú celkovú hrúbku okolo 600 m, zaradené sú do mladšieho paleocénu až najstaršieho eocénu.

Ekvivalentom v račianskej jednotke na Orave sú „*pestré*“ vrstvy, tvorené prevažne tenko vrstevnatým flyšom s prevahou pestrých (červených a zelených) ílovcov nad rozličnými typmi pieskovcov. Hrúbka sekvencie je okolo 150 m, je však značne tektonicky redukovaná. Pomer pieskovce/ílovce je premenlivý, lokálne sa vyskytujú aj drobnozlepcové polohy, vložky hrubo vrstveného flyšu a lavice masívnych pieskovcov (PIVKO et al., 1991).

Vrchné belovežské vrstvy dosahujú hrúbku 600 až 700 m a majú vek vrchnej časti staršieho eocénu.

63 hrubozrnné pieskovce, menej ílovce (chabovské vrstvy); paleocén – spodný eocén

Je to komplex stredno- až hrubozrnných drobových pieskovcov s karbonátovými klastmi a s muskovitom. Vyskytujú sa aj vložky a „šmuhy“ drobnozrnných zlepcov. Nepatrne sú zastúpené zelenosivé málo vápnité, silno piesčité ílovce. Vek *chabovských vrstiev* je mladší paleocén až starší eocén. Zachovaná hrúbka *chabovských vrstiev* je 150 m. Súvrstvie vystupuje vo vlárskej skupine bielokarpatskej jednotky (POTFAJ, 1993).

64 pieskovce, piesčité ílovce: flyš (rajkovecké vrstvy); paleocén

Ide o tenko až stredne vrstvený flyš s výraznou prevahou arkózových pieskovcov. Tie sú jemnozrnné, zriedka strednozrnné, s muskovitom a s karbonátovými klastmi (do 10 %), vo vrstvách 2–40 cm, ojedinele až 2 m. Ílovce sú sivé, zelenosivé a tmavohnedosivé,

v spodnej časti miestami slabo vápnité. Hrúbka vrstvičiek je 1–5 cm, ojedinele viacej (do 30 cm). Celková hrúbka rajkoveckých vrstiev je asi 500 m. Vek vrstiev – paleocén so zásahom až do staršieho eocénu – je doložený vápnitým nanoplanktónom. Litofaciálne sa podobajú starším *javorinským vrstvám*.

STRÁNÍK et al. (1986) pokladal *rajkovecké vrstvy* za jarmutské, resp. pročské, v jeho „kopanickom vývoji“, MATĚJKA a ROTH (1950, 1956) ich opisovali ako vlársky vývoj, pritom ich neodlišovali od dnešných javorinských vrstiev. Pre PESLA (1968) boli základom vyčlenenia „vlárskej zóny“.

65 pieskovce, piesčité ílovce: flyš (svodnické a nivnické súvrstvie); paleocén – eocén

Pre *svodnické súvrstvie* sú charakteristické mocné (0,5–2,5 m) sivé a hnedosivé vápnité ílovce, pri báze siltovité, s lastúrovitou odlučnosťou, makroskopicky podobné ílovcem bystrických (zlínskych) vrstiev. Okrem nich sa vyskytujú zelenkavosivé a čierosivé ílovce a slabo piesčité sivé ílovce v hrúbke do niekoľko cm. Drobové pieskovce až vápnité droby sú jemno- až hrubozrnné, muskovitické. Tvoria vrstvy 5–30 cm, ale bežné sú aj lavice hrubé až 1,5 m. Vo vyššej časti súvrstvia je niekoľko (2–4) vrstiev sivých kalových vápencov hrubých do 70 cm s bielou patinou na povrchu. Pomer pieskovcov k ílovcem kolíše v rozsahu 1/3–4/1. Vek súvrstvia je paleocén so zásahom do staršieho eocénu, jeho hrúbka je cca 700 m.

V tenko vrstvenom flyšovom *nivnickom súvrství* sa striedajú jemnozrnné vápnité pieskovce v laviciach do 40 cm so svetlými hnedosivými, zelenkavými a béžovými ílovcami. V najvyšších častiach rytmov sú bežné tenké (1–5 cm) vrstvičky tmavosivých a zelenkavých ílovcov. Lokálne sú v súvrství hrubé vrstvy (do 2,5 m) gradačne zvrstvených pieskovcov. Stratigraficky patrí nivnické súvrstvie do mladšieho paleocénu, jeho hrúbka je asi 600 m (STRÁNÍK et al., 1989b). V oblasti na západ od Myjavy sa súvrstvie predbežne nedá odčleniť od svodnického. Obe súvrstvia sa vyskytujú len v bielokarpatskej jednotke.

66 pieskovce, menej ílovce, konglomeráty: hrubý pieskovcový flyš (čišnianske vrstvy); senón – paleocén

Je to hrubo vrstvený pieskovcový flyš, tvorený prevažne stredno-hrubozrnnými pieskovecami až drobnozrnnými zlepcami, menej jemnozrnnými pieskovecami. Obliačky v zlepcoch sú do 1 cm v priemere, málo opracované až ostrohranné, tvorí ich väčšinou kremeň a metamorfované horniny. Nepatrne zastúpené ílovce majú modrosivé, tmavé a zelenkavé odtiene, zväčša majú piesčitú prímes. Hrúbka súvrstvia je nerovnomerná, od 40 do 400 m, vek je mástricht?–paleocén. Súvrstvie vystupuje v duklianskej jednotke (KORÁB a ĎURKOVIČ, 1978).

67 drobné a arkózové muskovitické pieskovce, drobnozrnné zlepence (szczawinské vrstvy, solánske súvrstvie); mástricht – paleocén

Ide o súbor hrubolavicovitých masívnych muskovitických pieskovcov s tenkými vložkami ílovcov. Petrograficky sú pieskovce klasifikované ako kremenné pieskovce, arkózové pieskovce a droby. V račianskej jednotke magurského príkrovu sa vyčleňuje zo *solánskeho súvrstvia* pod názvom *szczawinské vrstvy* (PIVKO et al., 1991). V menšej miere sa v nich vyskytujú decimetrové až niekoľko desiatok metrov hrubé súbory pestrých vrstiev s vrstvičkami „zeleného flyšu“. Hrúbka v okrajovej časti je 900 m. Szczawinské vrstvy majú vek mástricht až (?)paleocén.

68 pieskovce, menej ílovce (istebnianske vrstvy); senón – paleocén (dán)

Je to súvrstvie pieskovcov a zlepenčov s tmavosivými ílovcami, nahrubo prevrstvené. Pieskovce sú jemno- až hrubozrnné, lavicovité (až niekoľko metrov). Petrograficky obsahujú do 10 % živcov a až do 35 % slúd. Zlepence sú polymiktné, stredne zrnité. Obliaky kremeňa, kryštalických hornín aj vápencov sú dobre zaoblené. Maximálna hrúbka *istebnianskych vrstiev* je 1 000–1 200 m, vek kampán–dán. Vyskytuje sa vo vrstevnom slede sliezskej jednotky (MENČÍK et al., 1983).

69 a – pieskovce, ílovce, drobnozrnné zlepence (javorinské vrstvy), b – červené ílovce (ondrášovecké vrstvy, lopenické súvrstvie); kampán – mástricht

Podstatnú časť *lopenického súvrstvia* tvorí tenko vrstvený pieskovcový flyš *javorinských vrstiev* (POTFAJ, 1993). Vo vrchnej časti súvrstvia sú hrubšie pieskovcové lavice, na základe ktorých boli odčlenené *drietomické vrstvy*. Pre spodnú časť súvrstvia sú typické červené a sivé slieňe s lavicami pieskovcov, prípadne červené ílovce, ktoré sú určujúcim znakom *ondrášoveckých vrstiev*. Celková hrúbka *lopenického súvrstvia* je okolo 900 m. Vek súvrstvia je v rozpätí kampán–mástricht. Plošné rozšírenie súvrstvia je pozdĺž juhovýchodného okraja bielokarpatskej jednotky medzi Zubákom na severe a Starou Myjavou na juhu.

a) *Ondrášovecké vrstvy* majú flyšový charakter, striedajú sa v nich jemnozrnné pieskovce so zelenosivými vápnitými i nevápnitými ílovcami, s vrstvami červených

ílovcov. Lokálne sú aj lavice hrubozrnných drobových pieskovcov v hrúbke 0,5–4 m. Hrúbka *ondrášoveckých vrstiev* je 120–340 m.

b) *Javorinské vrstvy* tvorí tenko vrstvený, prevažne pieskovcový flyš, v oblasti Javoriny a Lopeníka s lavicami hrubozrnných pieskovcov až mikrokonglomerátov. Prevládajúcim litotypom sú však jemnozrnné karbonatické pieskovce s muskovitom. Ílovce sú sivých a zelených farieb, väčšinou so siltovou prímiesou. Miestami sa vyskytujú lavice sivých siltovitých vápencov. Hrúbka *javorinských vrstiev* je 500–700 m.

c) *Drietomické vrstvy* sa od *javorinských* odlišujú prevahou hrubolavicovitých (0,5–1,5 m), jemno- až hrubozrnných kremenno-karbonátových pieskovcov s tenkými preplástkami ílovcov. Maximálna hrúbka *drietomických vrstiev* je 200 m, ich vek je mástrichtský.

70 tmavé sivé a zelené ílovce, pieskovce „(inocerámové“ vrstvy a cebulské vrstvy); turón? – senón

Ide o sivé až tmavosivé, prevažne ílovcové súvrstvie s vložkami pieskovcov a siltovcov. V račianskej jednotke na východnom Slovensku sú to *inocerámové vrstvy*.

Na južnom okraji smilnianskeho tektonického útržku vystupujú modrosivé a tmavosivé ílovce s lavicami pieskovcov do hrúbky 25 cm. Na spodných plochách sú hojné bioglyfy a prúdové stopy. Súvrstvie bolo zaradené do *duklianskeho vrstevného sledu*.

Cebulské vrstvy *solánskeho súvrstvia* na Orave (PIVKO et al., 1991) sú tvorené pestrými ílovcami striedajúcimi sa so strednorytmickým flyšom zo slieňovcov, siltovcov a pieskovcov. Pestré ílovce prevládajú nad vrstvami slieňovcov. Množstvo slieňovcov sa do nadložia znižuje a pribúdajú pieskovce, v najvyššej časti profilu aj masívne. Vek je kampán až raný mástricht, hrúbka *cebulských vrstiev* na našom území je asi 150 m.

71 tmavosivé a zelené ílovce, jemnozrnné pieskovce (lupkovské súvrstvie); cenoman? – senón – paleocén

V *lupkovskom súvrství* prevládajú tmavosivé až čierne, pomerne tvrdé, šupinkovite rozpadavé ílovce, prevrstvené jemnozrnnými kremito-vápnitými muskovitickými pieskovcami a siltovcami (KORÁB a ĐURKOVIČ, 1978). Vo vyššej časti súvrstvia sú aj hrubšie pieskovcové lavice do 60 cm. Miestami sa vyskytujú mäkké tmavomodré vápnité ílovce a sivé siltovité slieňovce s fukoidmi.

72 pieskovce, ílovce a zlepenca (jarmutské a pročské vrstvy); mástricht – eocén

Litológia tohto súboru je veľmi variabilná. Bazálne časti obsahujú pestrofarebné sedimentárne brekcie. Vyššie prichádzajú vápnité pieskovce (*jarmutské pieskovce*), ktoré sa striedajú s vápnitými ílovcami (flyš). V tejto časti sekvencie sa vyskytujú polohy konglomerátov, ako aj olistostromové pasáže. Tieto sedimenty sa zaraďujú do mástrichtu až paleocénu (BIRKENMAJER a DUDZIAK, 1991).

Pre flyšové súvrstvie paleogénneho veku na východnom Slovensku sa používa termín *pročské vrstvy* (LEŠKO, 1960; LEŠKO a SAMUEL, 1968).

73 pestré slieňovce („couches rouges”); vrchný alb – spodný mástricht

Je to pomerne hrubé súvrstvie (50–170 m) sivých, zelených, prevažne však červených (*couches rouges*) slieňovcov až ílovitých vápencov (pelagické foraminiferové vápence). V slieňovcoch sa niekedy vyskytujú tenké (cm–dm) polohy vápnitých pieskovcov (kalciturbiditov), ojedinele aj hrubšie polohy pieskovcov s konglomerátmi. V bradlovom pásme tento horninový súbor má viacero lokálnych názvov: *púchovské sliene* (ŠTÚR, 1860), *gbelianske vrstvy* (LIEBUS a SCHUBERT, 1903), *formácia Jaworki* (BIRKENMAJER, 1977).

Stratigraficky majú „couches rouges” veľké časové rozpätie: vrchný alb–cenoman až spodný mástricht (čorštýnska sekvencia). Maximum ich rozšírenia spadá do senónu (koňak–kampán).

Látkovo sú príbuzné *kaumberské* (= „*gbelské*”) vrstvy albsko-turónskeho veku (STRÁNIK et al., 1995). Tmavosivé, zelenosivé, modrozelené a červené ílovce, sčasti vápnité, s ojedinelými vložkami tmavých ílovcov a s vrstvičkami jemne muskovitických kremenno-vápnitých pieskovcov lemujú čakánovské bradlo. Ich hrúbka sa udáva dosť neurčito na 30–70 m. Na mape sú zobrazené spolu s jurským sledom. Ich príslušnosť k bielokarpatskej jednotke či k bradlovému pásmu je diskutabilná.

74 ílovce, slieňovce, pieskovce a zlepenca: flyš („sférosideritové”, „upohlavské”, pupovské vrstvy, orlovské pieskovce); apt – senón

Do klapskej jednotky sú zaradené extrémne hrubé (až 3 500 m) flyšové súbory, zložené z viacerých megacyklov. V spodnej časti sú flyšové sedimenty s prevahou pelitov, v ktorých sa na viacerých miestach vyskytujú konkrécie a tenké vrstvy pelosideritov („*sférosideritové vrstvy*”). Lokálne sa vyskytujú olistostromové polohy, exotické zlepenca typu simiktitov alebo hrubé pieskovcové polohy (*orlovské pieskovce*). Najvyššie časti sú tvorené flyšovými sedimentmi s exotickými

intraformačnými zlepenkami, prv nazývanými *upohlavské* (BEGAN et al., 1965).

Medzi Varínom a Zázrivou je tenko vrstvený flyšový komplex koňacko-santónskeho veku označovaný ako *pupovské vrstvy* (ANDRUSOV a SAMUEL, 1973).

75 organodetrítické vápence (urgónska fácia); barém – apt

Fácia je charakterizovaná lavicovitými, hlavne však masívnymi organodetrítickými vápencami (rudisty, orbitolíny, koraly, vápnité riasy). Spodná hranica je málo zreteľná, vrchná je vždy ostrá, obmedzená hardgroundom, na ktorom spočíva vrchný alb. Laterálne fácia *urgónskych vápencov* môže prechádzať do vápencov s rohovcami. Celkovo dosahuje hrúbku do 120 m.

Urgónska fácia (podhorské súvrstvie) je typická pre maňínsky príkrov, v malom rozsahu sa vyskytuje aj v nižnianskom (SCHEIBNER, 1967) a v haligovskom vývoji. Pomerne bežne sa vyskytuje ako blokový materiál v olistostromoch klapskej jednotky.

76 vrstevnaté ílovité vápence a rohovcové vápence (pieninské súvrstvie); titón – barém

Zahrňame sem lavicovité, celistvé sublitografické béžové vápence (typu „biancone”) s kalpionelami, ktoré do nadložia prechádzajú do lavicovitých, bielych alebo sivých pelagických vápencov (s kalpionelami, nanokónmi a/alebo rádioláriami) s rohovcami. Vyššie časti súboru obsahujú slieňovcové vložky. Celková mocnosť v kysuckej sekvencii môže byť viac ako 200 m (Pieniny), inde okolo 100 m (BIRKENMAJER, 1977).

77 škvornité vápence, krinoidové a hľuznaté vápence (čorštýnska sekvencia); sinemúr – titón

Pod týmto označením sú na mape zahrnuté vrstevné sledy prahovej, čorštýnskej sekvencie, ako aj prechodné vývoje. Ako najstarší jurský člen vystupujú tmavosivé, jemne piesčité vápence a slieňovce sinemúrskeho veku (Dolný Mlyn, Beňatina). V nadloží vystupujú *algäuske vrstvy* (lotaring–toark), po ktorých nasleduje tzv. „*flyšový álen*” alebo *posidóniové*, „*opalínové*” a „*murčisoniové*” vrstvy (= *formácie Krempach, Szlachtowej a Opalienca*). Nasledujúce piesčito-krinoidové vápence (*formácie Smolegowej a Krupianky*) patria k bajoku. Najvýraznejším členom sú červené hľuznaté vápence (*čorštýnske*), ktorých stratigrafické rozpätie je bat až kimeridž, miestami titón. Menej sa vyskytujú rifové vápence (= *vršatecké vápence*; MIŠÍK, 1979) alebo brekciovité *rogožnícké vápence*.

Stratigrafické rozpätie je variabilné a siaha od sinemúru po valangin.

78 vápnité pieskovce, škvornité vápence, rádiolarity a hľuznaté vápence (kysucká sekvencia); *hetanž* – *kimeridž*

Do tejto skupiny patria hlbokovodné (trogové) vývoje jury bradlového pásma (najmä *kysucká sekvencia*; ANDRUSOV, 1971). V Poľsku im zodpovedá *branisko-pieninská sekvencia*. Ako najstarší člen jury vystupujú vápnité až arkózovité pieskovce (*arietitové*) a nad nimi sa striedajú piesčito-krinoidové vápence a bridlice (*zázrivské vrstvy*; HAŠKO a PLANDEROVÁ, 1977) sinemúrskeho veku. Ďalej nasledujú sivé škvornité vápence a slieňovce – *algäuske súvrstvie* (lotaring-toark), ktoré niekde laterálne prechádza do pestrých vápencov *kozinských vrstiev* (HAŠKO a POLÁK, 1979). Najvyšší lias *oravskej sekvencie* (HAŠKO, 1978) reprezentujú *červené hľuznaté vápence* „ammonitico rosso” (toark), v nadloží ktorých vystupujú zelené a červené rádiolarity keloveja–oxfordu. Spodný doger v samotnej kysuckej sukcesii charakterizujú slieňovce (*formácia Krempach*), nad ktorými sú *červené a zelené rádiolarity* (*formácia Czajakowej* v Poľsku). Najvyššiu juru reprezentujú červené hľuznaté a kalpionelové vápence (*pieninské súvrstvie*).

79 piesčité krinoidové, rohovcové a hľuznaté vápence (drietomská, haligovská a manínska sekvencia); *sinemúr* – *kimeridž*

Najspodnejším členom jury v týchto sekvenciách sú piesčité krinoidové vápence s rohovcami. Ojedinele sa vyskytujú piesčité bridlice s vápnitými pieskovicami (Drietoma). V manínskej sekvencii sa v najvyšších

častiach objavujú polohy zelených ílovcov (toark; RAKÚS, 1977). V drietomskej sukcesii sú prítomné i škvornité vápence (*algäuske vrstvy*) s polohami krinoidových vápencov (kalciturbidity). Strednú a vrchnú juru zastupujú rádiolárové a hľuznaté vápence čorštynského typu.

80 pestré ílovité bridlice a pieskovce (karpatský keuper); *norik*

Sú to červené, žltkavé, sivé až zelenkavé piesčito-ílovité bridlice s polohami hnedastých a sivých pieskovicov a kremencov. Lokálne sa vyskytujú aj sadrovce (Záblatie). V bradlovom pásme sa fácia karpatského keuperu vyskytuje v okolí Myjavy, pri Drietome a na Chotúči. Hrúbka celého komplexu neprekračuje 100 m.

81 dolomity a tmavé vápence (Mariková, Púchov, Haligovce); *stredný–vrchný trias*

V bradlovom pásme poznáme dva výskyty karbonátov, ktoré počítame k triasu. Prvý je v okolí Hornej Marikovej (Považie – ANDRUSOV, 1959), kde vystupujú sivé zrnité dolomity. Druhý výskyt je v Haligovke (Pieniny – UHLIG, 1891; MATĚJKA, 1961), kde sa vyskytujú sivé lavicovité vápence s ojedinelými hľuzami čiernych rohovcov. Vyššie sa objavujú polohy dolomitických vápencov, ktoré prechádzajú do dolomitov.

Na základe analógie považujeme karbonáty za stredno-vrchnotriasové. Ich hrúbka je približne 160 m.

MEZOZOIKUM VNÚTORNÝCH KARPÁT**82 pieskovce, slieňovce, ílovce: flyš (porubské súvrstvie); *alb* – *spodný turón*, v *Považskom Inovci aj senón***

Tento komplex flyšových sedimentov v hrúbke do 400 m charakterizujú štyri litostratigrafické jednotky nižšieho rádu (JABLONSKÝ in SAMUEL et al., 1988): *slieňovce Homôlky*, *čavojské vrstvy* (ílovce s laminami pieskovicov), *senkovský flyš* a *ludrovianske vrstvy* (zlepence). Miestami sa vyskytujú polohy organodetrítických vápencov. *Porubské súvrstvie* je známe v tatriku a veporiku temer vo všetkých jadrových pohoriach. Stratigrafický rozsah je alb až spodný turón. Vo vysokotatranskej sekvencii ekvivalentné *sliene Zabijaka* (LEFELD, 1985) sú albského až spodnoturónskeho veku. Z kartografických dôvodov sem zahrňame aj senónske flyše *belickej sekvencie* (PLAŠIENKA et al., 1994)

83 organodetrítické, miestami rohovcové vápence (urgónska fácia); *barém* – *apt*

Dominantným litologickým typom sú organodetrítické sivé, masívne alebo lavicovité, často brekciovitité vápence. Hojne sa v nich vyskytujú rudisty, koloniálne koraly, gastropódy, vápnité riasy atď. Urgónsky typ vápencov má viacero lokálnych pomenovaní. Vo vysokotatranskej sekvencii sa nazýva *súvrstvom Wysokej Turni*. Vápence urgónskeho typu sa vyskytujú aj v prahových vývoch križňanského príkrovu (*belianska sekvencia* v Strážovských vrchoch; *muránsky vápenec* v Belianskych Tatrách a *brekovský vápenec* v Humenských vrchoch). Tmavosivé jemnozrnné organodetrítické vápence s rohovcami (napr. *vápence Osobitej*) predstavujú panvové ekvivalenty tejto litofácie. Mocnosť je od 50 do 100 m.

Korelácia litostratigrafických jednotiek jury až paleogénu bradlového pásma - 1. časť

		čorštynská sekvencia	kysucká sekvencia	drietomská sekvencia	klapská sekvencia
paleogén	eocén	72 pročské a jarmutské vrstvy			
	paleocén				
vrchná krieda	mástricht	73	73 gbelianske vrstvy	?	74
	kampán				
	santón	pestré slieňovce (couches rouges)	snežnické vrstvy	74 flyšové súvrstvie, škvritné slieň, glaukonitické vápence	klapský flyš
	koňak				
	turón		kysucké vrstvy		
	cenoman		lalinocké vrstvy		
spodná krieda	alb	hiát	78 tisalské vrstvy	75 organodetrít. vápence	klapský flyš
	apt		koňhorské vrstvy		
	barém				
	hoteriv		pieninské vápencové súvrstvie	pelagické vápence	?
	valangin				
	berias				
	vrchná jura (malm)	titón	durštynské váp. / 77 / rogožnicke br.		
kimeridž		čorštynské	červené hľuznaté vápence	červené hľuznaté vápence	
oxford		vršatecké vápence	čajakovské súvrstvie	červené a zelené rádiolarity	ružové mikritické vápence
stredná jura (doger)	kelovej	súvrstvie			krinoidové vápence s rohovcami
	bat				
	bajok	smolegovské súvrstvie	šlachtové súvrstvie "posidóniové vrstvy"	?	
	álen	šlachtové súvrstvie			
spodná jura (lias)	toark		adnet. váp. algäuské súvrstvie	algäuské súvrstvie	
	pliensbach	algäuské súvrstvie	kozinské vrstvy		
	sinemúr		zázrivské vrstvy		
	hetanž		"grestenské" súvrstvie		kopienecké súvrstvie

Korelácia litostratigrafických jednotiek jury až paleogénu bradlového pásma - 2. časť

	manínska sekvencia	haligovská sekvencia
eocén		
paleocén		
mástricht	74	
kampán	súvrstvie	
santón	Hlbokého	
koňak		
turón	žadovské súvrstvie	
cenoman		
	praznovské, butkovské súvrstvie	
alb	hiát	?
apt	75 urgónske vápence (manínske súvrstvie)	75
barém	79 lúčkovské súvrstvie	urgónske vápence
hoteriv	kalištianske súvrstvie mráznické súvrstvie	79
valangin	ladecké súvrstvie	
berias		rohovcové vápence
titón	lavicovité pseudohľuznaté a rohovcové vápence	
kimeridž		
oxford	červené hľuznaté vápence	hľuznaté vápence a rohovce
kelovej		
bat	krinoidové vápence	
bajok		rádiolarity
álen	hiát	tunežické vrstvy
toark		sivé piesčito-krinoidové vápence s rohovcami
pliensb.	piesčito-krinoidové vápence	sivé organogénne, oolitické a hrubo-krinoidové vápence
sinemúr		
hetanž		

84 vrstevnaté ílovité vápence, slieňovce a brekcie; titón – apt

Je to viacsto metrov hrubé súvrstvie svetlosivých a béžových lavicovitých, viac alebo menej ílovitých pelagických vápencov. Miestami sa vyskytujú polohy brekcií, alodapických vápencov (*nozdrovická brekcia*) a organodetrických vápencov. Lokálne odchýlky majú rad pomenovaní: *jaseninské* (časť), *osnické*, *mráznické* a *koscieliské* súvrstvie. Ojedinele (v nedzovskom príkrove) sa vyskytujú aj vložky organodetrických riasových *barmsteinských vápencov* (MIŠÍK a SÝKORA, 1982). Najvyššie časti súvrstvia reprezentujú prevažne slieňovce, ktoré lokálne obsahujú polohy brekcií (sčasti *vlakolínska brekcia*). Súvrstvie sa vyskytuje vo veporiku a hroniku.

85 vrstevnaté rohovcové, čiastočne ílovité vápence (lučivnianske súvrstvie); berias – spodný apt

Súbor slabo ílovitých, pravidelne vrstevnatých vápencov s čiernymi rohovcami. Smerom do nadložia sú slienitejšie a obsahujú medzivrstvičky vápnitých ílovcov. Súvrstvie je charakteristickým litostratigrafickým členom tatrídnych sekvencií a vyskytuje sa aj v niektorých vývoch veporika (s prahovým vývojom spodnej jury). Jeho hrúbka je do 140 m.

86 piesčité a škvrité vápence, rádiolarity, hľuznaté vápence („panvový vývoj liasu“); (rét?) hetanž – kimeridž

Najspodnejším členom tejto faciálnej skupiny sú ílovce s polohami organodetrických a piesčitých vápencov (*kopienecká formácia*) hetanžského až spodnosinemúrskeho veku. Pretože hranica voči podložným kössenským vrstvám je ťažko definovateľná, na mape sú *kössenské vrstvy* začlenené do tejto skupiny. Laterálny ekvivalent kopieneckej formácie v šiprunskej sekvencii je *trlenské súvrstvie* (BUJNOVSKÝ et al., 1979). V nadloží je 150 m mocné súvrstvie škvritých slieňov – „*fleckenmergel*“ auct. (= *algäuske súvrstvie*, *súvrstvie Janowki*), ktoré sa môže sčasti laterálne zastupovať s *adnetským súvrstvom*. Doger je zastúpený tzv. „*kremitým fleckenmergelom*“ a zeleno-červenými rádioláridnými vápencami a rádiolaritmi (kelovej-oxford). Vrchnú juru reprezentujú doskovité červené hľuznaté sakokómové vápence (*jaseninské súvrstvie*). Tento vrstevný sled je známy ako *zliechovská sekvencia* vo veporiku a ako *šiprunská sekvencia* v tatriku. MAHEL (1961) ich zaradil do západokarpatskej série.

87 piesčité a krinoidové vápence, vyššie rádioláridové a hľuznaté vápence („prahový vývoj liasu“); (rét?) hetanž – kimeridž

Kvôli kartografickému vyjadreniu sme do tejto skupiny (obdobne ako v predchádzajúcej), zahrnuli aj horniny rétu. Jurský cyklus sa tu však začína po rôzne

dlhom hiáte medzi rétom a hetanžom. Charakteristickým členom tejto skupiny sú predovšetkým piesčité krinoidové vápence. Obsah klastík je variabilný a kolíše od vápnitých pieskocov (Červená Magura) až po krinoidové vápence hierlatzkého alebo hľuznaté vápence adnetského typu. Časté sú kondenzované Fe/Mn horizonty (toark–bajok). Dogerská sekvencia je faciálne dosť pestrá, reprezentovaná krinoidovými, rohovcovými a rádioláriovými vápencami, olistostrómami a rádiolaritmi. Vrchná jura je zastúpená pelagickými alebo hľuznatými vápencami (typ „ammonitico rosso”).

88 ílovité bridlice, pieskovce (súvrstvie Korenca), brekciovité vápence (borinské) a brekcie (Somára); lias – doger

Flyšoidný súbor ílovitých bridlíc s vápnitými, gradačne zvrstvenými pieskocami a s šošovkovitými telesami sivých masívnych vápencov a brekcií (súvrstvie Korenca; PLAŠIENKA, 1987). Najvyššie časti sú charakterizované čiernymi ílovitými bridlicami s tenkými vložkami detritických vápencov (*marianske súvrstvie*). Laterálne sa *korenecké súvrstvie* zastupuje so *súvrstviem Prepadlého*. Hlavným horninovým typom sú tu sivé masívne alebo hrubolavicovité, väčšinou beztextúrne, inde zase organodetritické vápence s extraklastmi triasových karbonátov (*borinské vápence*). Tieto vápence sa aspoň sčasti zastupujú s masami nestratifikovaných polymiktných brekcií *Somára*.

89 bridlice, rádiolarity, pieskovce: olistostróma (meliatska formácia); lias – kelovej

Súbor tmavých až čiernych, miestami sivozelených ílovitých bridlíc, viac desiatok až stoviek metrov hrubých, s tenkými vrstvami čiernych, sivých až zelenkavočervených rádiolaritov. Vyskytujú sa i tenké vložky jemno- až strednozrných, gradačne zvrstvených pieskocov, ako aj sivozelených bioturbovaných slieňovcov.

V tomto bridličnatom súbore sa vyskytujú olistostrómové telesá, v ktorých klasty a bloky starších, predovšetkým triasových hornín dosahujú veľkosť od niekoľko cm³ po niekoľko 1 000 m³. Ich látkové zloženie je pestré, vyskytujú sa rozličné typy triasových hornín: kryštalické vápence, kremité vápence, piesčité vápence, rádiolarity, vulkanity (intermediálne, bazity typu doleritov, serpentinity; MELLO a GAÁL, 1984; MOCK et al., 1992).

Meliatsku formáciu na základe rádiolárií stratigraficky zaradíme do jury (bat–kelovej; KOZUR a MOCK, 1985; ONDREJČKOVÁ, 1990; OŽVOLDOVÁ in MOCK et al., 1992). Škvrnité slieňovce a bridlice s pieskocami považujeme za liasové.

90 pestré ílovité bridlice, pieskovce a dolomity (súvrstvie karpatského keuperu); norik

Je charakteristickým reprezentantom vrchného triasu (norika) v tektonických jednotkách tatrika a veporika. Ide

o nápadné a ľahko odlišiteľné, v podstate kontinentálne a lagunárne súvrstvie pestrých (červených, fialových, zelených, sivých a čiernych) ílovitých bridlíc s polohami pieskocov, spravidla pri báze súvrstvia (v jednotke tatrika až mikrokonglomeráty) a žltkavých dolomitov, niekde sú i sadrovce. Dolomity v niektorých čiastkových jednotkách dosahujú hrúbku niekoľko desiatok metrov.

Vzájomný pomer jednotlivých typov hornín i hrúbka súvrstvia sú značne premenlivé, hrúbka kolíše od niekoľko metrov po 200 m i viac.

Súvrstvie karpatského keuperu je rozšírené vo všetkých jadrových pohoriach. Jeho hrúbka v tatriku je obyčajne veľmi malá, preto na mape nie je väčšinou osobitne vyjadrené a je zahrnuté do vysvetlivky č. 100.

91 pestré vápence, lokálne bridlice (hallstattské, aflenzské, zlambašské, pötschenské vápence); norik – réť

Sú to litostratigrafické jednotky vrchného triasu vyskytujúce sa najmä v Slovenskom krase, v menšej miere aj Stratenskej hornatine a na Dudlavej skale (Horehronské podolie; BYSTRICKÝ, 1964 a BYSTRICKÝ et al., 1982). Ide o súbor panvových súvrství dosť pestrého zloženia. V Slovenskom krase sú to *hallstattské vápence* norického veku, prevažne červené, viac alebo menej hľuznaté, niekedy s rohovcami. V ich nadloží sú sivé lavicovité ílovité vápence a bridlice hlavne rétskeho veku – *zlambašské vrstvy*. Vyskytujú sa v silickom príkrove. V turnianskom príkrove sú ich ekvivalentom pötschenské vápence – sivé lavicovité a doskovité vápence s rohovcami. V Stratenskej hornatine sú do tejto vysvetlivky zahrnuté sivé lavicovité vápence s rohovcami – *aflenzské vápence* a ojedinele *dešťanské vápence* norického veku. Tieto vápence sa považujú za pririfovú fáciu – laterálny ekvivalent hallstattských vápencov.

92 svetlé, prevažne organodetritické vápence (tisovské, furmanské, dachsteinské vápence) a dolomity; karn – réť

Je to hrubý komplex prevažne vápencov (do 800 m) vyskytujúci sa hlavne v siliciku. Prítomné sú najmä svetlosivé až biele masívne alebo vrstevnaté organodetritické vápence, v ktorých sa odlišuje niekoľko litostratigrafických jednotiek. Naspodu sú to hlavne *tisovské vápence* bohaté na diplopory a foraminifery. Vyššie sa vyskytujú zvyčajne masívne rifové *furmanské vápence* (ANDRUSOVÁ-KOLLÁROVÁ, 1960) a ich laterálny ekvivalent – vrstevnaté *dachsteinské vápence* s lokálnymi preplástkami pestrých bridlíc.

Na Muránskej planine najvyššiu časť predstavujú ojedinelé výskyty organodetritických vápencov opísaných ako *vápence Gošťanovej a Skalky* (MICHALÍK, 1977).

V súbore vápencov sa vyskytujú aj dolomity, vo väčšej hrúbke najmä v Stratenskej hornatine a na Muránskej planine, kde sa uprostred dolomitov, ale aj vápencov, vyskytujú tenké šošovky čiernych ílovitých bridlíc zodpovedajúcich *reingrabenským bridliciam*.

V pásme jadrových pohorí sú uvedené súvrstvia zachované len lokálne. Viac rozšírené sú len výskyty dachsteinských vápencov v hroniku – kartograficky sú vyjadrené len v Nízkych Tatrách a Malých Karpatoch.

93 dolomity (hlavné), lokálne vápence (oponické) a bridlice; *karn – norik*

Hlavný dolomit je charakteristickou a najrozšírenejšou litofáciou vrchného triasu hronika, a to vo všetkých čiastkových jednotkách.

V závislosti od tektonickej jednotky, resp. od faciálnej oblasti, sa líši jeho podložie, nadložie, ale i zastúpenie niektorých vrstiev uprostred hlavného dolomitu.

V čiernovážskej faciálnej oblasti spočíva lokálne na *lunzkých vrstvách*, inde na *ramsauských* alebo *wettersteinských dolomitoch*, a nie je možné ho od nich spoľahlivo kartograficky odlíšiť, preto sú znázornené spoločnou vysvetlivkou (95).

V bielovážskej a bebravskej faciálnej oblasti leží na *lunzkých vrstvách*, hlavne v poslednej obsahuje polohy žltkavých ílovitých mikritických *oponických vápencov* hrúbky do 20 m. V Brezovských Karpatoch sú okrem toho vyššie vo vrstevnom slede známe i nepravidelné polohy svetlých masívnych vápencov hrubé až 80 m (SALAJ et al., 1987). Lokálne sa v nich vyskytujú niekoľkokentimetrové polohy pestrých bridlíc (Čachtické Karpaty, Strážovská hornatina). Zväčša však ide o hrubé masy sivých masívnych aj rifových, ale prevažne lavicovitých (lagunárnych) dolomitov, ktoré dosahujú hrúbku až 500–600 m. Rozšírené sú najmä v Nízkych Tatrách, v Strážovskej hornatine a v Malých, Brezovských a Čachtických Karpatoch.

V nadloží *hlavného dolomitu* sú lokálne *dachsteinské (norické) vápence*, alebo aj *kössenské vrstvy*, zahrnuté do vysvetlivky 93, niekedy samostatne vyčlenené a zahrnuté do vysvetlivky 92.

94 tmavosivé ílovité bridlice a pieskovce (lunzké vrstvy); *karn*

Lunzské vrstvy pozostávajú zo sledu vrstiev čiernych, prípadne zelenkastých piesčitých, sľudnatých ílovitých bridlíc, ktoré sa v premenlivom pomere striedajú s lavicami tmavosivých až zelenkastých pieskovcov. Sporadicky sa v nich vyskytujú vrstvičky uhlia, hojnejšia je „rastlinná sečka“.

Hoci toto strednokarnské súvrstvie sa v malom rozsahu vyskytuje aj v križňanskom príkrove (na mape obsiahnuté vo vysvetlivke č. 100), predsa len typickou oblasťou jeho rozšírenia je hronikum, predovšetkým jeho bielovážska faciálna oblasť. V okolí Liptovského Hrádku a vo východnej časti Chočských vrchov dosahuje hrúbku až 300 m. *Lunzské vrstvy* sú hojne rozšírené aj v Horehronskom podolí, v okolí Liptovskej Osady a v Strážovských vrchoch, menej v Malých Karpatoch.

Lunzské vrstvy počas tzv. reibelského eventu zaplnili stredotriasové vnútroplatformové depresie hronika. Vyššie, jednotne vo všetkých faciálnych oblastiach hronika, nasleduje sedimentácia *hauptdolomitu*.

95 tmavosivé vápence (gutensteinské), dolomity (wettersteinské, hlavné); *stredný – vrchný trias*

Tu sú zahrnuté nad sebou vystupujúce litostratigrafické jednotky, reprezentujúce monotónny vývoj stredného a vrchného triasu hronika – tzv. čiernovážsku sekvenciu (MAHEL, 1962), resp. faciálnu oblasť. Vyskytujú sa v Nízkych Tatrách, v Banskobystrickej vrchovine, Žiari, Tribeči, v Strážovskej hornatine, Veľkej a Malej Fatre a v Inovci.

Naspodu sú aniské tmavé *gutensteinské vápence*, obyčajne malej hrúbky (50–100 m). V ich bazálnej časti je niekde (napr. v údolí Čierneho Váhu) poloha brekcií alebo rauvakov. V nadloží vápencov je viacsto metrov hrubý komplex dolomitov. V spodnej časti sú obyčajne tmavosivé, vrstevnaté a zodpovedajú hlavne anisu. Vyššie sú svetlosivé až biele dolomity, miestami masívne. Sú hlavne ladinského a spodnokarnského veku a zodpovedajú *ramsauským*, prípadne *wettersteinským dolomitom*.

Vyšším členom sú *lunzské vrstvy* – sivé pieskovce a ílovité bridlice karnského veku. Majú malú hrúbku (do 20 m). Nad nimi, ale niekedy priamo nad *wettersteinskými dolomitmi*, ležia opäť dolomity vrchnokarnského a norického veku – *hlavné dolomity*. Tam, kde *lunzské vrstvy* chýbajú, tieto dva typy dolomitov nie je možné kartograficky odlíšiť, a preto sú na mape vyjadrené spoločne.

Čiernovážska fácia je laterálnym ekvivalentom bielovážskej fácie, preto *reiflinské vápence* sa môžu lokálne (stratigraficky obmedzené len na niektoré podstupne) vyskytovať aj v tejto opísanej sekvencii. Lokálne sa vyskytujú aj svetlé *wettersteinské vápence*, predovšetkým vo Veľkej Fatre, Tribeči a Strážovskej hornatine.

96 dolomity, kryštalické a rohovcové vápence, bridlice: (föderatská sekvencia); *stredný – vrchný trias*

Táto metamorfovaná sekvencia, označovaná aj ako *struženická*, tvorí sedimentárny mezozoický „obal“ kryštalika južného veporika. Jej stredno- a vrchnotriasový vek bol preukázaný palynomorfami a konodontmi (STRAKA, 1981).

Aj keď medzi jednotlivými výskytmi sú rozdiely (dobšinské polokno, južné a východné svahy Kráľovej hole, Muránska planina, Tuhár), generálny sled stredného a vrchného triasu je takýto: dolomity (rauvsacky), tmavé i svetlé kryštalické vápence, ílovité a kremité rohovcové vápence, ílovité piesčité a vápnité bridlice so šošovkami tmavých rohovcových vápencov a v nadloží dolomity, ktoré možno považovať za analóg hlavného dolomitu. Celková hrúbka *föderatskej sekvencie* je 200–450 m.

Korelácia litostratigrafických jednotiek jury a kriedy vnútorných Karpát - 1. časť

		T A T R I K U M			
		borinská jednotka	vysokotatranská a šiprúnska sekvencia		Červená Magura a donovalská sekvencia
vrchná krieda	senón				
	turón				
	cenoman		82 flyšové sedimenty (zabijácke súvr.)	82	
spodná krieda	alb		porubské súvrstvie	porubské súvrstvie	82 porubské súvrstvie ludrovianske vrstvy
	apt		83	86	86
	barém		urgónske vápence		rohovcové vápence
	hoteriv		87	rohovcové vápence	rohovcové vápence
	valangin				
	berias				
	vrchná jura (malm)	titón		mikroonkolitové a sakokómové vápence	
kimeridž				sakokómové vápence	
oxford			pelitomorfne vápence		
stredná jura (doger)	kelovej				svetlosivé masívne vápence
	bat	?	88 brekcie	krinoidové vápence	pestré rádioláriuové a hľuznaté vápence
	bajok				
	álen		Somára		hiát
spodná jura (lias)	toark		mariánske súvrstvie		algäuske súvrstvie
	pliensbach		súvrstvie Korenca	hiát	piesčito-krinoidové vápence s rohovcami
	sinemúr		súv. Prepadlého	trlenské súvrstvie	
	hetanž		?		

Korelácia litostratigrafických jednotiek jury a kriedy vnútorných Karpát - 2. časť

	V E P O R I K U M			H R O N I K U M	
	vysocká a belianska sekvencia	zliechovská sekvencia (kríž. príkr. s.s.)	Veľký bok	Rohatá skala	nedzovský príkrov
senón					
turón					
cenoman					
alb	82 porubské súvrstvie	82 porubské súvrstvie	82 porubské súvrstvie		
apt	87	84	84		
barém	hlbočské súvrstvie	mráznické súvrstvie	mráznické súvrstvie		
hoteriv		strážovské vr.			
valangin				87	
berias	súvrstvie Padlej vody	86	86	slienovce a lavicovité piesčité vápence	87
titón		osnické súvrstvie	osnické súvrstvie	karpionelové vápence	karpionelové vápence s rohovc. barmst. vápence
kimeridž	tegernselské súvrstvie	jasenské súvrstvie	jasenské súvrstvie	červené hluznaté vápence	červené hluznaté vápence
oxford					rádiolár. vápence
kelovej		rádiolarity	rádiolarity	pelagické a rádioláriové vápence	pelagické a rádioláriové vápence
bat	ruhboldingské súvrstvie				
bajok		kremitý fleckenmergel	zelené bridličnaté vápence		
álen	Fe/Mn kondenz. sekvencia		zrnité vápence	kondenzovaný Fe/Mn horizont	kondenzovaný Fe/Mn horizont
toark		algäuske súvrstvie	adnetské súvrstvie		
pliensb.	krinoidové vápence	brekciov. krinoidové vápence	adnetské súvrstvie	brekciovité vápence	hierlatzské súvrstvie a
sinemúr			Drienkyne	hierlatzské súvrstvie a rohovcové vápence	rohovcové vápence a fosfatický horizont
hetanž	kopienecké súvrstvie	kopienecké súvrstvie	hiát	hiát	hiát

Korelácia litostratigrafických jednotiek jury a kriedy vnútorných Karpát - 3. časť

		muránsky a stratenský príkrov	príkrov Bôrky	MELIATIKUM Meliata	TURNAIKUM turnaikum	SILICIKUM silicikum
vrchná krieda	senón					
	turón					
	cenoman					
spodná krieda	alb					
	apt					
	barém					
	hoteriv					
	valangin					
	berias					
vrchná jura (malm)	titón					
	kimeridž	87 sakokómové vápence				
	oxford	?				
stredná jura (doger)	kelovej		97	89	99	87
	bat	tmavé rádiolarity		tmavé ílovité bridlice s polohami rádiolaritov, pieskovcov a	rádiolarity	rádiolarity a brekcie
	bajok			olistostrómovými polohami		algäuské súvrstvie a olistostrómy
	álen	tmavé bridličnaté a rohovcové vápence	hačavské súvrstvie			
spodná jura (lias)	toark					adnetské vápence
	pliensbach	pestré krinoidové algäuské súvrstvie vápence		škvrnité vápence s vložkami vápnitých pieskovcov	? tmavé bridlice	hierlatzské vápen.
	sinemúr					hierlatzské vápence
	hetanž	hiát	?			hiát ílovité vápence s vložkami váp. pieskovcov

97 dolomity, kryštalické vápence s glaukofanitmi, fylity a metasiltovce (dúbravské a hačavské súvrstvie); stredný – vrchný trias – ?jura

Pod túto vysvetlivku je zahrnutý prakticky celý vrstevný sled príkrovu Bôrky, v ktorom dominujú svetlé kryštalické vápence a paleobazalty zmenené na glaukofanity (dúbravské súvrstvie). Vo vápencoch je prímies vulkanického materiálu. Na báze karbonátového komplexu sa miestami nájdu dolomity a tmavé kryštalické vápence – ekvivalent *gutensteinského súvrstvia*. Sericitické a chloritické fylity a metasiltovce (*hačavské súvrstvie* v redefinovanom zmysle) dosahujú miestami značnú hrúbku (200–400 m). Je pravdepodobné, že ide o ekvivalent jurského *meliatskeho súvrstvia*, o čom svedčia v súvrství výskyt blokov odlišných hornín (najmä svetlých kryštalických vápencov), ktoré by mohli byť interpretované aj ako olistolity.

98 metamorfované piesčité a ílovité vápence, kryštalické vápence; trias

Takto je označený úzky pruh hornín medzi paleozoikom gemerika a turnianskym príkrovom v západnej časti Slovenského krasu, zaradovaný doteraz k triasu meliatika (BAJANÍK et al., 1984), ale vystupujúci vlastne v pozícii príkrovu Bôrky, tak ako je známa z nižnoslanskej depresie a z východnej časti Slovenského krasu.

Okrem metamorfovaných piesčitých a ílovitých vápencov (*jelšavské vrstvy*) sú zastúpené svetlé kryštalické (honcké) vápence a tmavé i zelenosivé bridlice, ktoré môžu byť spodnotriasové, ale aj jurské (napr. južne od Rákoša). V tomto pruhu vystupujú i hematitové bridlice a hematity na Bradle. Hrúbka komplexu je 20–100 m, južne od Jelšavy až 250 m.

99 tmavé vápence, rohovcové a kryštalické vápence, tmavé bridličnaté vápence; stredný – vrchný trias

V rámci tohto komplexu je znázornená celá sekvencia stredného a vrchného triasu turnianskeho príkrovu. Zahŕňa *gutensteinské dolomity a vápence*, svetlé kryštalické *honcké vápence*, *reiflinské vápence*, *karnské bridlice*, tmavé kryštalické vápence a *norické pötschenské vápence* (MELLO et al., 1992). Na Stráni pri Jelšavskej Teplici je zastúpená aj *hallstattská fácia* (GAÁL a MELLO, 1983b). Stredno- a vrchnotriasová sekvencia turnianskeho príkrovu teda pozostáva (s výnimkou aniskej karbonátovej platformy) zo svahových a panvových facií. Všetky súvrstvia sú postihnuté slabou regionálnou metamorfózou. Najväčšie a najznámejšie výskyt sú v Turnianskej kotline, v horskej skupine Tri peniažky–Slovenská skala a v okolí Honiec a Štítnika. V minulosti sa zaradovali k tzv. rudabánskeму vývinu triasu.

100 tmavé vápence (gutensteinské) a dolomity (ramsaušké); anis – karn

Je to dosť monotónny karbonatický súbor. V spodných častiach ho reprezentujú tmavosivé až čierne

vápence s viac alebo menej hojnými vložkami dolomitov; všeobecne sa označuje ako *gutensteinské vrstvy alebo vápence*. Ich vek je hlavne spodno- až strednoaniský, niekde však polohy vápencov zasahujú až do vrchného anisu, prípadne aj do ladinu (Nízke Tatry). Vyššiu časť reprezentujú hlavne vrstevnaté sivé dolomity, len výnimočne pôvodne rifové. Zodpovedajú strednému anisu až kordevolu. Ide o sedimenty rozsiahlych morských plytčín. Vyskytujú sa v tatriku a veporiku a dosahujú hrúbku 500 m.

V nadloží *ramsauškých dolomitov* sa vo veporických jednotkách vyskytujú *lunzké vrstvy*. Majú malé plošné rozšírenie a hrúbku do 20 m. Nad lunzkými vrstvami sa vyskytujú sivé dolomity, ktoré sa podľa pozície, a teda karnského veku, považujú za analógiu *hlavného dolomitu*. Pre ich malé plošné rozšírenie a často problematické odlišenie od *ramsauškých dolomitov* sú tiež zahrnuté do vysvetlivky 100. Z dôvodov možnosti kartografického vyjadrenia v mierke mapy sú do tohto komplexu zahrnuté i vrstvy *karpatského keuperu* v tatriku a miestami aj vo veporiku. Táto vysvetlivka teda často vyjadruje formácie od anisu po norik vrátane.

101 tmavé vápence (gutensteinské), dolomity a rohovcové vápence (reiflinské); anis – karn

Vymenované litostratigrafické jednotky predstavujú stredný trias bielovážskej sekvencie (MAHEL, 1962) hronika, rozšírený temer vo všetkých jadrových pohoríach. Naspodku sú sivé až čierne lavicovité vápence s vložkami dolomitov, tu i tam brekcií (*gutensteinské vrstvy*) v celkovej hrúbke do 300 m. Nad nimi sú vrstevnaté dolomity, v najvyššej časti miestami s rohovcami. Zodpovedajú pelsónu pro parte (hrúbka do 200 m).

Typickým členom tejto sukcesie sú *reiflinské vápence* – sivé a svetlosivé rohovcové vápence, lokálne s medzivrstvičkami slieňovcov. Ich vek je vrchný pelsón až kordevol, hrúbka do 100 m.

Najvyšším členom sú vrstevnaté tmavosivé až čierne vápence s vložkami ílovcov alebo slieňovcov a niekedy aj rohovcov – *trachycerasové vrstvy* alebo *korytnické vápence*. Sú spodnokarnského veku a ich hrúbka obyčajne nepresahuje 50 m. Do tejto postupnosti litostratigrafických jednotiek sú zahrnuté aj menšie východy *wettersteinských vápencov* (napr. v okolí Ružomberka), ktoré predstavujú laterálny (rifový) vývoj časti reiflinských vápencov. Vymenovaný vrstevný sled predstavuje panvový vývoj hronika.

102 vápence (gutensteinské, steinalmské, wettersteinské, lokálne schreyeralmské, reiflinské) a dolomity; anis – karn

Tieto litostratigrafické jednotky vytvárajú rozsiahle karbonátové masívy hlavne v Slovenskom krase, v Stratenstej hornatine, Galmuse a Muránskej planine, ale aj v pásme jadrových pohorí (Malé, Brezovské a Čachtické Karpaty, Strážovská hornatina, Veľká Fatra). Na báze sú tmavosivé až čierne *gutensteinské vápence a dolomity*,

Korelácia litostratigrafických jednotiek triasu vnútorných Karpát - 1. časť

		BRADLOVÉ PÁSMO	TATRIKUM	VEPORIKUM	
				Veľký bok a krížňanský pr.	föderatská sekvencia
rét		79 kössenské vrstvy	87 tomanovské vrstvy	87 kössenské vrstvy	
	sevat				
norik	alaun	80 karpatský keuper	90 karpatský keuper	90 karpatský keuper	
	lák				
	tuval		100	100 hlavné dolomity	
karn	jul			lunzske vrstvy	96
	kordevol	81			föderatská sekvencia
ladin	longobard	ramsauské	ramsauské	ramsauské	s.l.
	fasan	dolomity	dolomity	dolomity	
	ilýr				
anis	pelsón				
	bityn	gutensteinské	gutensteinské	gutensteinské	
	egej	vrstvy	vrstvy	vrstvy	
	spat		103 verfénske súvrstvie	103 verfénske súvrstvie	103 verfénske súvrstvie
skýt	namal				
	griesbach		lúžňanské súvrstvie	lúžňanské súvrstvie	lúžňanské súvrstvie

Korelácia litostratigrafických jednotiek triasu vnútorných Karpát - 2. časť

H R O N I K U M		priekrov Bórky	TURNAIKUM	S I L I C I K U M	
bielovážska sekvencia	čiernovážska sekvencia			vernár., murán., straten. priekrov	silický priekrov
92		97		92	91
kössenské vrstvy				vápence	zlambašské
dachsteinské vápence	95		99	Gošťanovej a Skalky	vrstvy
				91	
	hlavné		pötschenské vápence	dach- steinské (furman- ské)	hallstattské vápence
93	dolomity	hačavské		vápence	
hlavné dolomity		súvrstvie	tmavé kryštalické vápence	tisoenské vápence	92
					tisoenské
94				reín- grabenské vrstvy	vápence
lunzske vrstvy	lunzske vrstvy				
101			dvornické	102	102
trachycerasové vrstvy			vrstvy		
wetterstein. vápence	wettersteinské dolomity			wettersteinské vápence	wettersteinské vápence
reiflinské					
vápence		dúbravské	žarnovské a reiflinské vápence		nádašské schreyeralm. reiflinské vápence
s.l.	ramsauké dolomity	súvrstvie		schreyeralmské vápence	
			steinalmské vápence	steinalmské vápence	steinalmské vápence
ramsauké dolomity					
gutensteinské vrstvy	gutensteinské vrstvy	gutensteinské vrstvy	gutensteinské vrstvy	gutensteinské vrstvy	gutensteinské vrstvy
		raučky ?			
105	104	105	105	105	105
šuňavské vrstvy	šuňavské vrstvy	sinské vrstvy	jelšavské vrstvy	sinské vrstvy	sinské vrstvy
bodva- silašské vrstvy	benkovské súvrstvie	bodvasilašské vrstvy		bodvasilašské vrstvy	bodvasilašské vrstvy

nad nimi svetlé až biele organodetrítické vápence, miestami rifové. Ich aniská časť sa označuje ako *steinalmské*, ladinská až spodnokarnská časť ako *wettersteinské vápence*. Tieto vápence (typická fácia karbonátových platforiem) laterálne prechádzajú do sivých vrstevnatých *reiflinských vápencov* alebo do červených *schreyeralmských* a *nadašských vápencov* (fácie typické pre vnútroplafórmové depresie). Ich hrúbka je však malá a na mape neboli zvlášť vyčlenené. Obnažené sú napr. v gombaseckých serpentínach (cesta do Silickej Brezovej). V Malých Karpatoch reprezentujú *wettersteinské vápence* len vrchný ladin–spodný karn. Celková hrúbka opísaných vápencov môže dosiahnuť až 1 000 m.

103 kremence, pieskovce a ílovité bridlice (lúžňanské a verfénske súvrstvie); skýt

Tieto litostratigrafické jednotky sú rozšírené v tatriku a veporiku. Spodnejšie, lúžňanské súvrstvie (FEJDIOVÁ, 1980) spočíva transgresívne na podloží a reprezentujú ho jemno- a strednozrné svetlosivé (miestami červené) kremence, kremenné a arkózové pieskovce, často šikmo zvrstvené, niekde aj s tenkými vrstvami drobnozrných zlepcov. Hrúbka súvrstvia je 50–150 m. Smerom do nadložia pozvoľna prechádzajú do súvrstvia červených a zelenkavých ílovitých bridlíc s vložkami jemnozrných, tenko vrstevnatých pieskovcov (niekde aj rauvakov, vrtmi boli zistené aj sadrovce), ktoré sa nepresne označujú ako verfénske vrstvy. Zriedkavo sú do nich vložené vrstevnaté vápence, a vtedy pripomínajú „*sinské vrstvy*“ (južne od Salatína – Nízke Tatry).

104 kremence, pieskovce, ílovito-vápnité bridlice a vápence (benkovské a šuňavské vrstvy); skýt

Tieto dve súvrstvia reprezentujú spodný trias hronika v pásme jadrových pohorí. Spodné z nich má látkové zloženie i hrúbku ako *lúžňanské súvrstvie*, opísané pod

č. 103. Smerom do nadložia sa však do kremencových a pieskovcových vrstiev vkladajú červené a zelenkavé ílovité bridlice, až nadobúdajú prevahu. Vrchné, *šuňavské vrstvy*, predstavuje striedanie pestrofarebných ílovitých a vápnitých bridlíc s pieskovcami, obyčajne sľudnatými, a s vrstevnatými vápencami, miestami organodetrítickými až lumachelovými. Tieto vrstvy, hrubé do 100 m, sú analogické s vrstvami označovanými v Slovenskom krase ako „*kampilské*“, dnes *sinské*.

105 pieskovce, ílovité a vápnité bridlice, vápence (bodvasilašské a sinské vrstvy), a – ryolity; skýt

Názvom *bodvasilašské* a *sinské vrstvy* sa označujú spodnotriasové sedimenty doteraz opisované ako *seiské* a *kampilské vrstvy*. Rozšírené sú na báze temer všetkých triasových karbonátových komplexov silicika a turnaika. Spodné, *bodvasilašské vrstvy*, sú reprezentované mnohonásobným striedaním jemnozrných červených, zelenkavých i sivých vrstevnatých pieskovcov s piesčitými a ílovitými bridlicami. Zodpovedajú spodnému skýtu – griesbachu a na rozdiel od spomínaných kremencov a pieskovcov (č. 103 a č. 104) sú nepochybne morského pôvodu.

Vrchné, *sinské vrstvy*, pozostávajú zo striedania ílovitých a vápnitých bridlíc s vložkami jemnozrných pieskovcov, a najmä vrstevnatých vápencov. Sinské vrstvy sú analógom *šuňavských vrstiev*, opísaných pod č. 104. Sú vrchnoskýtskeho veku a možno zasahujú aj do spodného anisu. Najväčšia celková hrúbka je v Slovenskom krase: 400–800 m. Pri Ponikách a Telgárte sa v týchto vrstvách vyskytujú ryolity a ich vulkanoklastika (105a).

Identický vývoj spodného triasu je na báze hronika v Lopejskej kotline, ktorý laterálne prechádza do spodnotriasových súvrství, opísaných pod č. 104.

MLADŠIE PALEOZOIKUM VNÚTORNÝCH KARPÁT

106 bridlice, pieskovce, ryolitové vulkanity, menej dolomitické vápence a fosfatické pieskovce (štítnické súvrstvie); vrchný perm – trias?

Je to súbor cyklicky sa striedajúcich pieskovcov, prachovcov a bridlíc, v najvrchnejšej časti s nepravidelnými vrstvami karbonátových bridlíc, dolomitických vápencov a karbonátových pieskovcov (hrúbka asi 30 m, dĺžka 1–1,5 km). S pieskovcami sú spojené malé šošovkovité telesá fosforitov a fosfatických pieskovcov (hrúbka 0,2–0,4 m; smerná dĺžka 2 až 5 m) s U zrudnením (TRÉGER, 1973). Súčasťou sekvencie sú tenké telesá ryolitových vulkanoklastík. Súbor, označený ako *štítnické súvrstvie* (BAJANÍK, VOZÁROVÁ a REICHWALDER, 1981), je súčasťou obalovej sekvencie južného gemerika.

Do nadložia sa v *štítnickom súvrství* znižuje početnosť i hrúbka vrstiev pieskovcov, znižuje sa veľkosť zrna a klesá i zrelosť sedimentov. Petrograficky zodpovedajú pieskovce litickým a arkózovým drobám s obsahom zrn kremeňa 75 – 85 %. Sedimentačné prostredie bolo spočiatku aluviálno-jazerné, neskôr príbrežno-morské, lagunárne.

Jeho priamym stratigrafickým podložím je *rožňavské súvrstvie*. Ich vzájomná hranica je charakteristická litologickými prechodmi. Hranica voči nadložiu je všade tektonická, vystupujú pozdĺž nej trosky meliatika s. s., turnaika či príkrovu Bórky.

Z najvrchnejšej časti *štítnického súvrstvia* NĚMEJC (in ŠUF, 1963) doložil na základe flóry vrchnopermský vek. V súlade s tým ŠUF (1963) zaradil zvyšky schránok

lastúrnikov (*Carbonicola* MC COY, 1855) taktiež do vrchného permu. PLANDEROVÁ (1980) na základe spoločností mikroflóry rozšírila stratigrafické rozpätie najvrchnejšej časti štítnického súvrstvia až do spodného triasu.

V dôsledku tektonickej redukcie je štítnické súvrstvie zachované iba čiastočne, v hrúbke 400 až 600 m.

107 zlepenec, pieskovce, bridlice, ryolitové/dacitové vulkanity (rimavské, brusnianske, predajnianske, korytnianske, skýcovské ... súvrstvie); perm

Pestrosfarbené, zväčša hruboklastické sedimenty ukladané v kontinentálnych bazénoch. Tektonicky redukované zvyšky výplne týchto bazénov sú zachované v jednotkách tatrika a veporika. Z hľadiska litostratigrafického členenia boli rozlíšené dva typy sekvencií:

1. Hrubozrnné súbory sedimentov bez výrazného vertikálneho členenia, v prevahe zlepenca a hrubozrnné pieskovce, zložené z granitoidového detritu – majú veľmi nízky stupeň štruktúrnej a mineralogickej zrelosti, reprezentujú uloženiny aluviálnych vejárov. Produkty ryolitovo-dacitového synsedimentárneho vulkanizmu majú subalkalický až alkalický charakter, sú zastúpené prevažne vulkanoklastikami a sporadicky sú zachované výlevy malých rozmerov (hrúbka do 5 m).

2. Pestro sfarbené súbory klastických sedimentov, vo vertikálnom profile výrazne litologicky členené – charakteristická je prítomnosť malých, aluviálnych sedimentárnych cyklov, v ktorých sa striedajú zlepenecovo-pieskovcové korytové sedimenty s jemnozrnnými fáciami povodňovej nížiny, prípadne sa do nich vkladajú fácie občasných jazier a „playas“. Detrit je v prevahe granitoidový, menej z kryštalických bridlíc a zo synsedimentárnych vulkanických centier. Synsedimentárny ryolitovo-dacitový vulkanizmus má všeobecne vápenato-alkalický trend s prechodmi k alkalickému, prípadne subalkalickému. Produktmi vulkanickej činnosti sú vulkanoklastiká a sporadicky menšie telesá efuzívneho charakteru. *Vulkanogénny horizont Harnobis* vymedzený v *brusnianskom súvrství* má zastúpené aj lávy typu ignimbrítov. Tento horizont s hrúbkou miestami až 150 m a sledovanou dĺžkou do 5 km je najvýraznejším produktom permského vulkanizmu v tatroveporiku.

K prvej skupine patria výskyty v Malých Karpatoch (*devínske súvrstvie*), v Malej Fatre (*stráňanské súvrstvie*), vo Vysokých Tatrách (*medodolské súvrstvie*), v d'umbierskej časti Nízkych Tatier (*vážnianske súvrstvie*), v Branisku (*korytnianske súvrstvie*), v Starohorských vrchoch (*špaňodolinské súvrstvie*), v Revúckej vrchovine, vo východnej časti Veporských vrchov a v južnej časti Čiernej hory (*rimavské súvrstvie*). K druhej skupine patria sekvencie v západnej časti Veporských vrchov v pohorí Čierťaž, v kráľovohol'skej časti Nízkych Tatier, v Sľubici a v Čiernej Hore (*brusnianske a predajnianske súvrstvie*), v Tribeči (*skýcovské a slopnianske súvrstvie*) a v Považskom Inovci (*kálnická skupina*). Hrúbka sekvencií je od 300 do 900 m, maximálne až 1 500 m. Obidva typy sekvencií sú v uhlovo nesúhlasnej pozícii voči svojmu kryštalickému podložiu. Nepríto-

mnosť organických zvyškov neumožňuje ich presné stratigrafické zaradenie. Ich permský vek sa odhaduje na základe geologickej pozície a litologického zloženia. Chudobná mikroflóra zo Starohorských vrchov (PLANDEROVÁ, 1974; PLANDEROVÁ a ČILLÍK, 1990) a z pohoria Čierťaž (PLANDEROVÁ a VOZÁROVÁ, 1982) má vekové rozpätie spodný saxón–spodný turing, resp. vrchný autun–saxón.

Stupeň premeny sedimentov všeobecne nepresahuje P-T podmienky počiatku fácie zelených bridlíc v teplotnom rozsahu 250° až 300°C pri nízkom až strednom tlaku. Výnimkou sú sedimenty rimavského súvrstvia v južnom veporiku, kde v etape regionálnej metamorfózy boli podmienky stredno-vysokotlakovej fácie zelených bridlíc a v ďalšej fáze (spojenej s intrúziou alpínskych granitoidov) vznikla vysokoteplotná minerálna asociácia (VOZÁROVÁ, 1990).

108 zlepenec, pieskovce, pestré ílovité bridlice, vulkanity (malužinské, knolské, petrovohorské, novoveské, cejkovské a černochovské súvrstvie), a – andezitovo-bazaltové vulkanity; perm

Určujúcimi znakmi tejto skupiny formácií sú: a) absolútna prevaha terigénnych sedimentov a nízke zastúpenie evaporitových a karbonátových členov; b) prevažne nízky stupeň zrelosti sedimentov; c) zdroj klastického materiálu z bezprostredného podložja (orogén, zrezaný magmatický oblúk, rejuvenizovaný kryštalický podklad); d) výrazná sedimentárna cyklickosť včítane megacyklov regionálneho rozsahu; e) synsedimentárna vulkanická aktivita polyfázového vývoja; f) kontinentálne sedimentačné prostredia s fáciami charakteristickými pre horné i dolné toky aluviálnych vejárov, zdivočených a meandrujúcich riek, intrakontinentálnych jazier a playas. Tieto formácie sú zachované v tektonických jednotkách hronika, severného gemerika a zemplínika.

Sekvencie permských sedimentov zemplínika (*cejkovské a černochovské súvrstvie*) sa vyvíjajú z podložných vrchnokarbónskych sedimentov a sú diskordantne prekryté spodnotriasovými kremíťmi sedimentmi. Asociované vulkanity sú ryolitovo-dacitového zloženia. Z horizontov zodpovedajúcich spodnej časti cejkovského súvrstvia určila PLANDEROVÁ (PLANDEROVÁ et al., 1981) spoločnosť mikroflóry rozpätia stefan D – autun. Mikroflóra z vrchnej časti cejkovského súvrstvia poukazuje na vrchný perm (l. c.). Klastický detrit v sedimentoch pochádza z vysokostupňových metamorfítov, zo synsedimentárnych vulkanitov a vzácne z nízkestupňových metamorfítov.

V oblasti severného gemerika (*knolské, petrovohorské a novoveské súvrstvie*) ležia hruboklastické uloženiny *knolského súvrstvia* diskordantne na rozličných častiach karbónskych a predkarbónskych útvarov. Zloženie detritu dokladá zdroj z predpermských formácií severného gemerika a zo synsedimentárnych vulkanitov. Vulkanizmus bol bimodálny, so zastúpením ryodacitov a andezitov, málo bazaltov (vápenato-alkalický až alkalický trend). Určujúcim znakom permských sekvencií v severnom gemeriku je pozvoľný litologický

prechod do spodného triasu, a teda od kontinentálneho do pobrežno-morského, sebchovo-lagunárneho sedimentačného prostredia. Evaporitová formácia novoveského súvrstvia je konkordantne prekrytá plytkomorskými, detriticko-karbonátovými uloženinami s *Claraia clarai* (MAHEL a VOZÁR, 1971). Izotopová analýza síry z evaporitov poukazuje na zloženie zodpovedajúce horizontu vrchný perm–spodná časť spodného triasu (KANTOR et al., 1982). Analýza izotopov Pb/U z uránonosných vulkanogénnych horizontov petrovohorského súvrstvia indikuje vek 263–274 mil. rokov (NOVOTNÝ a ROJKOVIČ, 1981).

Permské sekvencie hronika usporiadané do troch megacyklov s celkovou hrúbkou až vyše 2 200 m (*malužinské súvrstvie*) tam, kde netvorí bezprostrednú bázu príkrovu, sú späť prechodmi tak s podložnými (vrchnokarbónskymi), ako aj s nadložnými (spodnotriasovými) sedimentmi. Spodno- a vrchnopermský vek sedimentov je doložený spoločnosťami mikroflóry (PLANDEROVÁ, 1973, 1979) a hranica voči vrchnému karbónu i makroflórou (SITÁR a VOZÁR, 1973). Detrit v sedimentoch indikuje znos zo zrezaného magmatického oblúka (živce a úlomky z granitoidov s úlomkami zo synsedimentárnych vulkanitov; VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1981, 1988, 1993). Jedným z identifikačných znakov permu hronika je polyfázový andezitovo-bazaltový vulkanizmus typu kontinentálnych tholeiitov (VOZÁR, 1977, 1984, 1995).

Stupeň premeny permských sedimentov severného gemerika a zemplanika nepresahuje P-T podmienky vrchnej časti anchizóny 200–250 °C, resp. 210–270 °C (ŠUCHA a EBERL, 1992; MILIČKA et al., 1991). Komplexy permu hronika sú postihnuté iba poklesovou metamorfózou v teplotných podmienkach do 150–200 °C (VRÁNA a VOZÁR, 1969; ŠUCHA, 1989; PLAŠIENKA et al., 1989).

Andezitovo-bazaltové vulkanity a vulkanoklastiká (108a) tvoria dva výrazné horizonty (1. a 3. megacyklus). Dominantné sú tenké lávové prúdy, na styku s plytkými vodnými bazénmi brekciovane lávy, miestami typ textúr „pahoe-hoe”. Mnohonásobné opakované výlevy nad sebou (sheeted lavas) dosahujú jednotlivo hrúbku 0,5–2 m a súbory vulkanitov celkovo 350–450 m. Na styku prúdov ležiacich nad sebou sú tenké lemy brekciácie a kontaminácie starších produktov mladšími. Výlevné formy výrazne prevládajú nad vulkanoklastikami. Žilné telesá sú ojedinelé, prevažne ako ložné medzivrstvové telesá. Chemické zloženie, distribúcia mikroprvkov a REE indikujú riftový magmatizmus typu kontinentálnych tholeiitov.

109 zlepenec, pieskovce, zriedkavo ryolitové vulkanity (rožňavské súvrstvie); *spodný perm*

Táto vulkanicko-sedimentárna formácia je zložená v bazálnych častiach zo súboru oligomiktných zlepenecov, ktoré sú do nadložia vystriedané cyklicky usporiadanými lavicami pieskovcov, miestami s korytovým šikmým zvrstvením a len s nízkym podielom

jemnozrnných sedimentov. V obliakovom materiáli sú nízkostupňové metamorfity gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia (VOZÁROVÁ, 1973, 1977). V nadloží bazálneho horizontu zlepenecov je prvý vulkanogénny horizont. Jeho rozšírenie je regionálne, i keď dosahuje malú hrúbku. Tvoria ho ryolitové tufy s ojedinelými telesami felziticých ryolitov a dacitov so stúpajúcou alkalinitou. Vo vrchnej časti formácie je vyvinutý druhý zlepenecový horizont, ktorý obsahuje prímes úlomkov synsedimentárnych vulkanitov. S ním asociovanú druhú vulkanickú fázu reprezentujú telesá ryodacitov a vulkanoklastik.

Súvrstvie tvorí bazálnu časť obalovej sekvencie južného gemerika. Jeho určujúcim znakom je vysoký stupeň zrelosti klastického materiálu a zmenšovanie zrna smerom do nadložia. Formácia leží uhlavo nesúhlasne na staropaleozoickom podklade južného gemerika.

Nálezky mikroflóry doložili spodnopermský vek (PLANDEROVÁ, 1980). Sedimentačné prostredie bolo kontinentálne, typu aluviálnych vejárov. Stupeň premeny sedimentov dosiahol počiatok P-T podmienok fácie zelených bridlíc. Hrúbka komplexu je 200 – 400 m (BAJANÍK, VOZÁROVÁ a REICHWALDER, 1981).

110 zlepenec, pieskovce, bridlice typu „red beds” (brusnícke súvrstvie); *perm*

Je to súbor hruboklastických sedimentov cyklickej stavby s výrazným zmenšovaním veľkosti zrn smerom do nadložia a s prevládajúcim fialovým a sivofialovým sfarbením. Obsahuje tri veľké sedimentačné cykly s hrúbkou rádovo 100 m a viac. V spodnej časti cyklov prevládajú zlepenec, vo vrchnej pieskovce v striedaní s prachovcami, a bridlicami. Sporadické sú vrstvy redeponovaných ryolitových vulkanoklastik a v najvrchnejšej časti malé šošovky karbonátov (s hrúbkou do 2 m). Sedimentačné prostredie možno všeobecne charakterizovať ako kontinentálne, typu aluviálnych vejárov a intrakontinentálnych jazier. Brusnícke súvrstvie je na povrchu rozšírené v antiklinálnej štruktúre pri Brusníku a priraduje sa k jednotke turnaika (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1992). Vek nebol zatiaľ biostratigraficky doložený. Hrúbka sa odhaduje na 350 – 450 m.

111 zlepenec, pieskovce, bridlice, kyslé vulkanity, zriedkavo uhlie (slatvinské, čerhovské, trňanské, kašovské, luhynské, nižnobocianske súvrstvie); *vrchný karbón*

Prevažne sivé až tmavosivé klastické sedimenty sú známe z jednotky južného veporika (Revúcka vrchovina, Veporské vrchy), zemplanika (Zemplínske vrchy) a z príkrovov hronika.

Sekvencie v južnom veporiku (*slatvinské súvrstvie* hrubé 500–800 m) sú reprezentované regresnou formáciou (prechod z delťovo-plytkovodného do kontinentálneho, fluviálneho sedimentačného prostredia). Charakteristické je mnohonásobné striedanie sivých pieskovcov a tmavých bridlíc a ich regionálne zoskupenie do dvoch veľkých regresných cyklov. Horizonty grafitických

bridlíc s hojným rastlinným detritom a zvyškami hmyzu zodpovedajú anoxickým podmienkam sedimentácie. Mikroflóra z týchto horizontov má vek stefan C–D (PLANDEROVÁ a VOZÁROVÁ, 1978). V sekvencii sú aj polohy redeponovaných, dacitovo-andezitových, zriedka bazaltových vulkanoklastík. Stupeň premeny je polyfázový, pričom minerálne asociácie regionálnej premeny dosahujúcej P-T podmienky počiatku fácie zelených bridlíc boli v druhej fáze plošne nerovnomerne zatlačané vysokotermálnou asociáciou, miestami až zóny Bt a Bt+CrD (VOZÁROVÁ, 1990).

Súbory sedimentov vrchného karbónu v zempliniku (čerhovské, luhynské, trňanské, kašovské súvrstvie) vznikali v kontinentálnom sedimentačnom prostredí. Počiatkové, prevažne zlepcové aluviálne uloženiny boli vystriedané fluviaľno-jazernými faciami s vývojom limno-fluviaľných cyklotém s tenkými uhoľnými slojkami. Karbónsky cyklus je zakončený súborom prevažne pieskovcových riečnych uloženín. Všeobecným znakom celého súboru sedimentov je výrazná cyklickosť, ryolitovo-dacitový synsedimentárny vulkanizmus a uhlovo nesúhlasná pozícia na vysokostupňových metamorfotoch kryštalinika zemplinika. Vulkanizmus má vápenato-alkalický trend, prevládajúcimi formami sú tufy a ignimbrity (GRECULA a EGYÜD, 1982). Celková hrúbka karbónskych formácií v zempliniku sa pohybuje okolo 1 500 m. Stupeň premeny zodpovedá anchizóne – 210 až 270 °C (MILIČKA et al., 1991). Stratigrafické datovania makro- a mikroflóry doložili vek stefan A–B–C (ŠUSTA, 1931; NĚMEJC, 1946; NĚMEJC a OBRHEL, 1958; PLANDEROVÁ et al., 1981).

Tektonicky redukované zvyšky klastických sedimentov na báze prikrivov hronika (nižnobocianske súvrstvie, hrúbka do 400 m) sa vyznačujú hrubnutím smerom do vrchných častí. S permskými sedimentmi v nadloží sú spojené pozvoľnými litologickými prechodmi. Táto regresívna sekvencia (VOZÁROVÁ, 1981) je zložená z mnohonásobne sa opakujúcich cyklov, zložených z pieskovcov (prípadne zlepcov) a bridlíc. Synsedimentárny dacitovo-andezitový vulkanizmus je reprezentovaný množstvom redeponovaného vulkanoklastického materiálu a niekoľkými polohami tufov. Zachované sú ložné žily i silly dioritovej povahy hrúbky 1 m až desiatky metrov (VOZÁR, 1973), interpretované ako subvulkanické formy s kontaktnými lemmami šírky 3 až 30 cm. Stupeň regionálnej premeny je nízky, pri teplote okolo 150, max. 200 °C (VRÁNA a VOZÁR, 1969; PLAŠIENKA et al., 1989; ŠUCHA, 1989). Vek v rozmedzí stefan B–C bol stanovený na základe makroflóry (SITÁR a VOZÁR, 1973) a vestfál C–D až stefan A–B–C–D podľa spoločenstiev mikroflóry (ILAVSKÁ, 1964; PLANDEROVÁ, 1979).

112 zlepenca, pieskovce, siltovce, bridlice, bázičné vulkanity, zriedkavo organodetrítické karbonáty (rudnianske, zlatnícke, hámsorské súvrstvie); stredný – vrchný karbón

Súbor prevažne klastických sedimentov leží diskordantne na rôznych litologických členoch predvestfál-

ských formácií severného gemerika. Hrubouľomkovité až balvanovité zlepenca bazálnej časti (rudnianske súvrstvie, hrúbka 8–200 m) svojím zložením odrážajú bezprostredné podložie (VOZÁROVÁ, 1973) a sú interpretované ako „deltafan“ fácie. Šošovky organodetrítických vápencov v nadloží zlepcových horizontov sú čiastočne metasomaticky zmenené na siderit a poskytli určujúce trilobitové fosilie pre vestfál B–C (RAKUSZ, 1932; BOUČEK a PŘIBYL, 1960). Charakter flóry (vestfál A–B; NĚMEJC, 1946) a konodonty potvrdili vestfál A (KOZUR a MOCK, 1977). Tento horizont je smerom do nadložia vystriedaný pieskovicami a bridlicami s bazaltovými tufmi, menej bazaltmi (zlatnícke súvrstvie, hrúbka do 400 m). Chemickým zložením zodpovedajú vulkanity Th-magmatickému trendu s afinitou k typom E-MORB alebo BABB (IVAN et al., 1992). Vestfálska sekvencia sa skončila vývojom regresnej paralickéj formácie (hámsorské súvrstvie; mocnosť 50–370 m). Regresné cykly bridlíc, pieskovcov a zlepcov obsahujú preplástky antracitu. Vek tohto horizontu podľa mikroflóry zodpovedá vestfálu D – stefanu A (ILAVSKÁ, 1961).

Stupeň regionálnej premeny nepresahuje P-T podmienky fácie zelených bridlíc (okolo 250–300 °C), s výnimkou výskytov zakorených v ľubenicko-mar-gecianskej línii, kde je o málo vyšší.

113 fylity, metasiltovce, pieskovce, zriedkavo zlepenca, kyslé vulkanity a karbonátové olistolity – flyš (turiecke súvrstvie); stredný karbón

Táto flyšová a olistostrómová formácia (VOZÁROVÁ, 1992) bola korelovaná s dinaridnými vývoji a priradená k turnaiku (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1992), vystupuje na povrch v brusníckej antiklinále. Tektonicky sa stýka s jurskými olistostrómovými formáciami meliatica a je diskordantne prekrytá permským brusníckym súvrstvom. Určujúcim znakom sú jemnozrnné turbiditové sedimenty, do ktorých sa vklíňujú telesá parazlepcov, redeponovaných ryolitových vulkanoklastík a karbonátová olistostróma. Z karbonátových olistolitov bola určená zmiešaná konodontová fauna veku ems–turnén a namúr B–C – vestfál A (EBNER et al., 1990). Spoločenstvá mikroflóry z jemnozrnných flyšových sedimentov, ako aj zo základnej hmoty olistostrómy zodpovedajú vekovému rozpätiu namúr A–B – vestfál A (PLANDEROVÁ in VOZÁR et al., 1989).

Stupeň premeny dosahuje podmienky nízkoteplotnej fácie zelených bridlíc nízkotlakového typu (T = 350 až 370 °C; tlak okolo 2 kbar; MAZZOLI a VOZÁROVÁ, 1989). Hrúbka súvrstvia je viac ako 600 m.

114 metamorfované pieskovce a zlepenca, fylity, bázičné vulkanity, vo vrchnej časti dolomity a magnezity, a – metabazalty, metagabrodiority (ochtinské súvrstvie a črmel'ská skupina); spodný karbón

Sú to vulkanicko-sedimentárne formácie, výlučne zachované v severnej časti gemerika, najmä v jeho západnej a východnej časti v blízkosti styku s južným

Korelácia litostratigrafických jednotiek mladšieho paleozoika vnútorných Karpát - 1. časť

			T A T R I K U M	SEVERNÉ VEPORIKUM	JUŽNÉ VEPORIKUM
vrchný perm	tatár	turing	107 stráňanské vážnianske devínske međodolské súvrstvie	107 špaňodolinské predajnianske slopnianske skýcovské korytnianske súvrstvie	
	kazaň				
	ufim	saxón	krivosúdske selectké chalmovské istvičovské súvrstvie	súvrstvie Klenkovho vrchu	
kungur					
spodný perm	artinsk	autun		brusnianske súvrstvie	107
	sakmar				rimavské súvrstvie
	assel				
vrchný karbón	gžel	stefan			111 slatvinské súvrstvie
	kasimov				
	moskov	vestfál			
spodný karbón	baškir	namúr			
	serpuchov				
	visén				
	turnén				

Korelácia litostratigrafických jednotiek mladšieho paleozoika vnútorných Karpát - 2. časť

		ZEMPLINIKUM	HRONIKUM	SEVERNÉ GEMERIKUM	JUŽNÉ GEMERIKUM	TURNAIKUM
tatár		108	108	108	106	110
kazaň	türing	černochovské súvrstvie		novoveské súvrstvie	štitnické súvrstvie	brusnicke súvrstvie
ufim			malužinské súvrstvie	petrovohorské súvrstvie		
kungur	saxón				109	
artinsk		cejkovské súvrstvie		knolské súvrstvie	rožňavské súvrstvie	
sakmar	autun					
assel						
gžel	stefan	111	111			
kasimov		kašovské trňanské luhynské čerhovské súvrstvie	nižnobocianske súvrstvie			
moskov	vestfál			112 hámorské zlatnicke rudnianske súvrstvie		
baškir						113 turiecke súvrstvie
serpuchov	namúr			114		
visén				ochtinské súvrstvie črmeľská skupina		
turnén						

veporikom. Spoločným znakom je flyšoidný vývoj v ich spodných častiach a pomerne intenzívny bazický vulkanizmus. Litologickou odlišnosťou sú výraznejšie vyvinuté hrubozrné parazlepencové turbidity v ochtinskom súvrství a vulkanoklastické ryolitové turbidity v črmelskej skupine. Pre vývoj oboch sekvencií je určujúce splytčovanie smerom do nadložia, čo je indikované horizontom dolomitov a magnezitov, menej karbonátov. Z magnezitového horizontu *ochtinského súvrstvia* pochádza hojná fauna, na základe ktorej bol jeho vek stanovený ako namúr B–C (BOUČEK a PŘIBYL, 1960). Nálezy konodontov umožnili spresniť vek týchto vrstiev na vrchný visén – serpuchov (KOZUR, MOCK a MOSTLER, 1976). Zo spodnej časti *ochtinského súvrstvia* boli určené spoločenstvá

mikroflóry veku turnén – visén (BAJANÍK a PLANDEROVÁ, 1985). Vek *črmelskej skupiny* bol datovaný ako turnén – visén (BAJANÍK, SNOPOKOVÁ a VOZÁROVÁ, 1986). Stupeň premeny oboch sekvencií zodpovedá nízkoteplotnej časti fácie zelených bridlíc nízkotlakového typu (SASSI a VOZÁROVÁ, 1987).

Na mape sú vyznačené významnejšie polohy metabazaltov a metagabrodioritov (114/a). Chemickým zložením zodpovedajú magmatitom Th-magmatického trendu, obohateným o L-REE. Pri variskej regionálnej premene vznikla minerálna asociácia Act+Chl+Ab, pričom reliktu magmatických amfibolov sú zachované.

Hrúbka *ochtinského súvrstvia* je viac ako 1 000 m a *črmelskej skupiny* viac ako 1 500 m.

STARŠIE PALEOZOIKUM GEMERIKA

115 metamorfované spilitovo-keratofýrové vulkanity, fylity, zriedkavo karbonáty (sykavské súvrstvie), a – metabazalty; *stredný – vrchný devón?*

Sykavské súvrstvie (BAJANÍK et al., 1981) predstavuje dominantnú časť *rakoveckej skupiny*, ktorá je charakteristickou variskou jednotkou severného gemerika. Určujúcim litologickým členom sú metabazalty, metabazaltové tufy, tufity a fylity. Sporadicky sú prítomné jemnozrné metapieskovce. S efuzívnymi bazickými členmi sú asociované polohy hematitových fylitov a kremítých pieskovcov so syngenetickou magnetitovo-hematitovou mineralizáciou. S fylitmi a metabazaltovými tufitmi sú zriedkavo zviazané tenké vrstvy karbonátov, prípadne laminy silicítov. Odhadovaná mocnosť je 1 000 až 1 500 m.

Na základe chemického zloženia a distribúcie vzácných zemín definoval BAJANÍK (1976) bazické vulkanity ako tholeiity ostrovných oblúkov. Bazalty s výrazným E-MORB trendom potvrdili aj novšie štúdiá (HOVORKA et al., 1988; IVAN et al., 1992, 1993). Vývoj regionálnej metamorfózy bol polyfázový, v prvej etape HP/LT (HOVORKA et al., 1988) a v druhej etape HT/LP (SASSI a VOZÁROVÁ, 1992). Ani v jednej z etáp teplota nepresiahla hodnoty fácie zelených bridlíc.

Vek *sykavského súvrstvia* nebol zatiaľ biostratigraficky doložený. Predvestfálsky vek je daný výskytom jeho úlomkov vo vestfálskych zlepencoch rudnianskeho súvrstvia (VOZÁROVÁ, 1973).

Metabazalty (115a) majú miestami zachované pôvodné vulkanické textúry (pillow lávy, aglomeráty, dezintegrované lávy, fluidálne textúry). Spreádzajú ich žilné telesá. Z reliktných štruktúr sa zistila intersertálna, ofitická a porfýrická štruktúra. Ojedinele zostali zachované reliktu magmatických pyroxénov. Metamorfná minerálna asociácia je Act+Cht+Ab s epidotom, kremeňom, kalcitom. Na-Ca amfiboly zachované v reliktoch indikujú prvú, vysokotlakovú fázu regionálnej metamorfózy.

116 metapieskovce, fylity (smrečinské súvrstvie), a – spilitovo-keratofýrové vulkanity; *stredný – vrchný devón?*

Smrečinské súvrstvie v severnom gemeriku tvorí bazálnu časť *rakoveckej skupiny*. Je zložené v prevahe z metapieskovcov, kremítých a sericitových fylitov, do ktorých sa smerom dohora vkladajú polohy metabazaltov, metabazaltových tufov a tufitov. Na niekoľkých miestach sú telesá ryolitov hrúbky 2–3 m, smernej dĺžky 10–20 m. Zloženie metapieskovcov odráža intraformačnú zdrojovú oblasť. Dokumentujú to zrná plagioklasov a chloritizované úlomky vulkanitov. Najvýraznejším sedimentárnym znakom je dominantná planparalelná laminácia. Odhadovaná mocnosť je 150 až 600 m. Súvrstvie je tektonicky redukováné na styku s gelnickou skupinou južného gemerika.

Vek *smrečinského súvrstvia* nie je biostratigraficky doložený, jeho zaradenie je na základe superpozície.

Spilitovo-keratofýrové vulkanity (115a) tvoria súvislejšie horizonty hlavne v území medzi Hnilcom a Slovinkami. Reprezentujú ich predovšetkým jemnozrné variety s minerálnou asociáciou albit, aktinolit, chlorit, epidot, kalcit, magnetit a ilmenit. Spreádzajú ich horizontálne laminované tufy a tufity.

117 metapieskovce, fylity, zriedkavo telesá metabazaltov (štóske súvrstvie); *vrchný? devón – spodný? karbón*

Štóske súvrstvie ako súčasť južného gemerika leží tektonicky v nadloží gelnickej skupiny. Tektonický styk je dobre dokumentovaný aj v seizmickom profile G-1 (VOZÁR et al., 1993, 1996). V nadloží štóskeho súvrstvia sú uhlovo nesúhlasne uložené kontinentálne sedimenty rožňavského súvrstvia. Dominantnými litologickými členmi sú jemnozrné metapieskovce s horizontálnou

lamináciou a sivé, zelenosivé chloritovo-sericitové a sericitové fylity. Textúra metasedimentov je dobre zachovaná, s cyklami nízkeho rádu. Zriedkavé sú malé ložné telieska metabazaltov. Detritické módy metapijeskovcov indikujú zmiešané zdroje klastického materiálu, hlavne vulkanicko-magmatický (predpokladaný magmatický oblúk) a kontinentálny, charakterizovaný chemicky zreým detritom (VOZÁROVÁ, 1993). Stupeň regionálnej premeny hornín štóskeho súvrstvia zodpovedá facií zelených bridlíc nízkotlakového typu (MAZZOLI a VOZÁROVÁ, 1989). Na základe výskytov obliakov týchto hornín v rožňavských zlepenoch sa predpokladá i varísky vek metamorfózy. Odhadovaná hrúbka je 500 až 800 m. Biostratigraficky nie je doposiaľ datované. V minulosti sa považovalo za ekvivalent smrečinského súvrstvia z bazálnych častí rakoveckej skupiny (BAJANÍK et al., 1981).

118 amfibolity, ruly, metaultrabáziká, gabrodiority, kryštalické karbonáty (klátovská skupina); devón?

Klátovská skupina je charakteristickou litostratigrafickou jednotkou severného gemerika, jej hlavným znakom je prítomnosť hornín premenených v P-T podmienkach vyššieteplotnej amfibolitovej faciie. S epizonálne metamorfovanou rakoveckou skupinou sa stýka tektonicky. Horninové komplexy klátovskej skupiny sú uhlovo nesúhlasne prekryté vestfálskymi a permskými neskoro- a postorogénnymi formáciami. Pôvodne sa horniny zaradovali do jedného celku s nízkostupňovými metamorfiami *rakoveckej skupiny*; ako samostatný horninový komplex ju definovali SPIŠIAK et al. (1985).

Klátovská skupina je zložená dominantne z amfibolitov sprevádzaných rulami, serpentinizovanými spinelovými peridotitmi (premenenými na antigoritové serpentinity a ich hydrotermálne-metasomatické deriváty) a v celkom malom množstve s Ca-silikátovými horninami. HOVORKA et al. (1992) na základe minerálnych asociácií a štruktúrnych znakov vyjadrili možnú prítomnosť enkláv amfibolitizovaných eklogitov. Boli opísané nasledujúce minerálne spoločenstvá:

1. v pararulách: $Bt + Alm + Pl(20-30) \pm Ms \pm Qtz \pm Hbl$;
2. v amfibolitoch: $Hbl + Pl(30-35) \pm Grt$;
3. v Ca-silikátových horninách: $Grt + Cpx$;
4. v amfibolitizovaných eklogitoch: $Rtl + Grt + Cpx + Hbl$ (pozri BAJANÍK a HOVORKA, 1981; HOVORKA a SPIŠIAK, 1981; HOVORKA et al., 1992).

Geotermobarometrické odhady indikujú teplotu 550–630 °C pri zodpovedajúcom strednom tlaku (SPIŠIAK a HOVORKA, 1984; FARYAD, 1990). Vek metamorfózy na základe výskytu obliakov z už metamorfovaného komplexu vo vestfálskych zlepenoch sa pokladá za predvrchnokarbónsky (VOZÁROVÁ, 1973). Geochronologické údaje (CAMBEL et al., 1990) nevyučujú i predvarísky vek komplexu. Metamorfný vývoj bol polyfázový, pričom retrográdna vetva dosiahla P-T podmienky faciie zelených bridlíc nízkotlakového typu.

119 metapijeskovce, fylity, karbonáty, lydity, menej zlepenca, bazické metavulkanity (drnavské súvrstvie), a – kyslé vulkanity; spodný devón

Drnavské súvrstvie je najvyššou litostratigrafickou jednotkou gelnickej skupiny, ktorá je dominantnou varískou jednotkou južného gemerika. Z hľadiska litologického vývoja a zachovaných sedimentárnych textúr (najmä turbiditových sekvencií, sklzových telies a vývoja sedimentárnych cyklov) reprezentuje vulkanogénno-sedimentárnu flyšovú formáciu. Vystupuje pri južnom obmedzení gelnickej skupiny, na východ od smolníckeho zlomového systému aj pri severnom okraji, kde sa tektonicky stýka s rakoveckou skupinou. V spodných častiach sú súbory cyklov s prevahou hruboklastických sedimentov – uložení vrchných častí submarinných kanálov a gravitačných sklzov. Smerom do nadložia sú postupne vystriedané proximálnymi a bazénovými faciiami. Tieto faciie sú reprezentované horizontmi lydítov. Priestorové rozšírenie flyšových facií vyjadrili SNOVKO a IVANIČKA (in BAJANÍK et al., 1984). Ojedinelé sú telesá alodapických karbonátov. Súčasťou drnavského súvrstvia sú i telesá metabazaltov a sprievodné horizonty s redeponovaným vulkanoklastickým materiálom. Chemické zloženie je blízke bazaltom typu CAB, E- i N-MORB (IVAN et al., 1992). Celková hrúbka drnavského súvrstvia sa odhaduje na 2 000–2 500 m.

Vek súvrstvia je spodný devón. Podstatná časť palynomorf patrí do gedínu–siegenu, menšia do emsu (ČORNÁ a KAMENICKÝ, 1976; SNOVKOVÁ in IVANIČKA et al., 1989).

Prevažne ryolitové a dacitové vulkanoklastiká redeponované v rámci turbiditových a gravitačných prúdov spolu s nevulkanickým detritom (119a) sú sústredené do dvoch výraznejších zón v severnej a v južnej časti drnavského súvrstvia. Ojedinelé telesá metaryolitov a metakeratofýrov boli opísané v oblasti Pače a Uhornej.

120 metapijeskovce, fylity, karbonáty, lydity, zlepenca, bazické metavulkanity (súvrstvie Bystrého potoka), a – kyslé vulkanity; vrchný silúr

Je to stredná litostratigrafická jednotka gelnickej skupiny v hrúbke 1 100–2 500 m. Vek súvrstvia je doložený spoločenstvom mikroflóry ako vrchný silúr až na rozhranie so spodným devónom (ČORNÁ, 1972; SNOVKOVÁ a SNOVKO, 1979; IVANIČKA et al., 1986). Sedimenty majú všetky znaky ukladania v hlbokodennom flyšovom bazéne so zachovaným súborom znakov charakterizujúcich sedimentáciu systémom gravitačných prúdov vrátane turbiditových prúdov, zrnotokov a sklzových telies debris flow. Vo vertikálnom profile sa v rámci súvrstvia striedajú proximálne a distálne flyšové faciie (SNOVKO, 1967; SNOVKO a IVANIČKA, 1978; l. c. in BAJANÍK et al., 1984). I napriek tomu, že horniny gelnickej skupiny boli postihnuté regionálnou

Korelácia litostratigrafických jednotiek staršieho paleozoika gemerika

		SEVERNÉ GEMERIKUM		JUŽNÉ GEMERIKUM	
		klátovská skupina	rakovecká skupina	gelnická skupina	
karbón	spodný				
	vrchný	118	115 sykavské súvrstvie		117 štóske súvrstvie
	stredný	klátovská skupina	116 smrečinské súvrstvie		
	spodný			119 drnavské súvrstvie	
silúr	vrchný			120 súvrstvie Bystrého potoka	
	spodný			121	
ordovik	vrchný				
	stredný			vlachovské súvrstvie	
	spodný				
kambrium	vrchné				
	stredné				

premenou v P-T podmienkach fácie zelených bridlíc nízkotlakového typu (SASSI a VOZÁROVÁ, 1987), zostala zachovaná väčšina sedimentárnych znakov. Detritické mody pieskocov gelnickej skupiny všeobecne indikujú tri hlavné zdroje proveniencie: vulkanický – odvodený od aktívneho kontinentálneho okraja spojeného s vývojom magmatického oblúka; kontinentálny – charakterizovaný chemicky zreým detritom so známkami viacnásobnej recyklicity; tektonický – typický úlomkami metasedimentov, prípadne detritom oceánskej afinity, ktorý pochádzal pravdepodobne z vyzdvihnutého subdukčného komplexu (VOZÁROVÁ, 1993).

Distálne fácie flyšu obsahujú horizonty lydítov a alodapických vápencov. Vo východnej časti výskytov *súvrstvia Bystrého potoka* sa vyskytujú tenké polohy metabazaltových tufov a tufítov v sprievode malého množstva metabazaltov. Geochemicky zodpovedajú metabazalty typom E-MORB/OIT (IVAN et al., 1993).

Produkty kyslého vulkanizmu (120a) sú reprezentované redeponovanými vulkanoklastikami ryolitovodacitového, menej andezitového zloženia. Textúry svedčia o transporte gravitačnými prúdmi. Stupeň zmiešania s nevulkanickým detritom je variabilný. Prítomné sú malé telesá výlevných ekvivalentov, ktoré môžu predstavovať olistolity. Časť takýchto fragmentov má zachované ignimbritové textúry. Chemickým zložením zodpovedajú vápenato-alkalickej magme, spojenej s vývojom magmatického oblúka na aktívnom kontinentálnom okraji.

121 metapijeskovce, fylity, karbonáty, lydity, zlepenec, metavulkanity (vlachovské súvrstvie); spodný – stredný silúr, a – detto; vrch. kambrium – ordovik, b – kyslé vulkanity; vrch. kambrium – stredný silúr

Je to najstaršia stratigraficky datovaná jednotka gelnickej skupiny. Na základe spoločenstiev mikroflóry je jej vekové rozpätie vrchné kambrium až spodný–stredný devón (SNOPKOVÁ a SNOPKO, 1979). *Vlachovské súvrstvie* dosahuje odhadovanú hrúbku viac ako 2 500 m. Charakteristický je flyšový vývoj, cyklicita v rámci Boumových sekvencií i mezocyklov (SNOPKO a IVANIČKA, 1978; IVANIČKA et al., 1989). Distribúcia jednotlivých litofácií, zloženie detritu pieskocov, ako aj stupeň regionálnej premeny je rovnaký ako pri ostatných súvrstviach gelnickej skupiny. Okrem regionálnej premeny sú horninové komplexy všetkých troch súvrství gelnickej skupiny v okolí apikálnych výbežkov gemeridných granitoidov postihnuté kontaktno-termickou premenou. Metabazalty a metavulkanoklastiká sú vo vlachovskom súvrství zriedkavé. Karbonáty sú premenené na ankerity, siderity (ložisková oblasť Nižnej Slanej), magnezity a dolomity. V západnej a strednej časti gemerika je vlachovské súvrstvie v tektonickom styku s horninovými komplexmi rakoveckej skupiny.

Na mape sú kartograficky osobitne vyznačené časti *vlachovského súvrstvia*, z ktorého bola určená vrchno-kambricko-ordovická mikroflóra (121a).

Metaryolitové vulkanoklastiká (121b) tvoria mohutné, plošne rozsiahle telesá. Sedimentárne textúry zodpovedajú redepozícii v podmienkach flyšovej sedimentácie. Petrograficky a geochemicky zodpovedá tento vulkanizmus vápenato-alkalickému trendu typu kontinentálnych magmatických oblúkov.

STARŠIE PALEOZOIKUM – PROTEROZOIKUM? VEPORIKA

122 fylity, bridlice, metapsamity, metavulkanity, miestami metakarbonáty; staršie paleozoikum

Zahrňame sem metasedimenty a metavulkanity v kryštaliniku tatrika a veporika, v ktorých sa našli staropaleozoické palynomorfy a ktorých metamorfóza nepresiahla podmienky fácie zelených bridlíc (prevažne chloritová, maximálne biotitová až granátová zóna). Netvorí mohutné komplexy a ich výskyty sú roztrúsené v rozličných pohoriach, kde dostali aj svoje lokálne názvy (*harmónska séria, fylity Kliniska, komplex Jánovho grúňa, Prednej hole, sinecký komplex* a ďalšie). Vystupujú väčšinou vo forme tektonicky obmedzených šupín uprostred vyššie metamorfovaných komplexov, niekedy ležia na granitoidoch, pričom sú známe aj prípady kontaktnej metamorfózy.

V Malých Karpatoch sú nízko metamorfované horniny staršieho paleozoika zastúpené harmónskou sériou a časťou pezinsko-perneckého kryštalinika, metamor-

fovanou v podmienkach fácie zelených bridlíc. *Harmónska séria* (CAMBEL, 1954) je zložená najmä z metamorfovaných ílovitých a bituminózných bridlíc, ale vyskytujú sa aj polohy metamorfovaných karbonátov a bazických vulkanitov. Je kontaktne metamorfovaná modranským granitoidom. Nižšie metamorfovaná časť pezinsko-perneckého kryštalinika obsahuje metapsamity a metapelity, často s obsahom uhlíkatej hmoty (čierne bridlice) a časté sú aj metamorfované produkty bazického vulkanizmu. Styk s vyššie metamorfovanou časťou (pararuly, migatity), ktorá je ovplyvnená periplutonickou metamorfózou od intrúzie bratislavského granitoidu, bol pravdepodobne tektonický už v predalpínskom období (porušená metamorfóna zonálnosť). Pôvodný charakter kontaktu je však zastretý mladšími tektonickými procesmi.

Na severnej strane Ďumbierskych Nízkych Tatier sa nachádzajú relikt nízko metamorfovaných biotitických *fyilitov Kliniska* v susedstve leukokratných granitoidov.

Kontaktne účinky sa však nepozorovali. Na južných svahoch sa relikticky podobných hornín vyskytujú v úzkych pruhoch zavrásnených vo vysoko metamorfovaných horninách. Vyznačujú sa miestami vyššou subgrafitickou prímiesou v metasedimentoch (MOLÁK et al., 1986).

Ďalšie výskyty komplexov nízko metamorfovaného staršieho paleozoika sú vo veporickej (kráľovohofskej) časti Nízkych Tatier. Vystupujú ako šupiny zavrásnené vo vyššie metamorfovaných horninách. V *komplexe Prednej hole* (BAJANIČ et al., 1979) sú opísané metapelity, metapsamity, metamorfované efuzíva a vulkanoklastiká prevažne intermediárneho a bázického zloženia, lokálne metakarbonáty. *Komplex Jánovho grúňa* (MIKO, 1981) tvoria okrem metasedimentov (fylity, metapiesskovce) hlavne metamorfované produkty kyslého vulkanizmu. Menej sú zastúpené bázické a intermediárne metavulkanity. Najčastejšia minerálna asociácia v metapelitoch je kremeň + albit + muskovit + chlorit ± biotit. Teplota metamorfózy dosahovala podľa minerálnych asociácií aj podľa geotermometrov 350 až 430 °C.

Podobné typy hornín boli opísané aj v krakovskej zóne veporika v Slovenskom rudohorí, kde boli pomenované ako *krakovská formácia* (KORIKOVSKIJ a MIKO, 1992) a v južnej časti ľubietovskej zóny. Ich rozšírenie nie je zatiaľ presne zistené, a preto aj ich kartografické znázornenie je len približné.

V kohútskej zóne veporika sú horniny tohto typu súčasťou hlavne *sineckého komplexu* (BEZÁK, 1982). Prevládajú v ňom bridlice s variabilným zastúpením chloritu, muskovitu a kremeňa s polohami metakarbonátov zmenených prevažne na magnezit a bázických metavulkanitov. Litologicky odlišný je *lovinobanský komplex*, ktorého relikticky sa sporadicky vyskytujú v juhozápadnej časti kohútskej zóny. Prevládajú v ňom metapsamity drobového zloženia pravdepodobne s prímiesou intermediárneho vulkanoklastického materiálu.

123 svory až svorové ruly, miestami fylity; staršie paleozoikum

Do tejto skupiny patria metamorfity najvrchnejšej časti fácie zelených bridlíc až spodnej časti amfibolitovej fácie (hlavne granátová zóna), v ktorých sa našli palynomorfy staršieho paleozoika. Vystupujú najmä v južnej časti Slovenského rudohoria (kohútske pásmo veporika), v niektorých ostrovoch uprostred neogénu a v Tribeči.

V kohútskej zóne veporika boli opísané tri komplexy tohto charakteru: komplex Ostrej, klenovský komplex a komplex Hladomornej doliny. Majú podobný metamorfny vývoj, ale rozdielnu litologickú náplň (BEZÁK, 1989). *Komplex Ostrej* tvorili v prevahe ílovce, miestami s polohami bázických vulkanitov a sedimentov, so zvýšeným obsahom organickej hmoty. Boli opísané aj vysoko železité a vysoko hlinité sedimenty, ktoré by mohli predstavovať redeponované laterity (KOVÁČIK, 1990). *Klenovský komplex* naproti tomu má prevahu sedimentov drobového charakteru s možnou prímiesou vulkanoklastického materiálu a ojedinelými polohami kyslých vulkanitov (ortorúl). *Komplex Hladomornej doliny* sa charakterom svojho

protolitu približoval klenovskému, i keď vložky tvoria skôr vulkanity bázického zloženia. Podstatná časť tohto komplexu bola na základe litológie a údajov z vekového zariadenia mikroflóry vymedzená ako slatvinské súvrstvie – stefan (PLANDEROVÁ a VOZÁROVÁ, 1978; VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1982).

Metamorfovanými ekvivalentmi týchto horninových súborov sú najmä svory, svorové ruly, albitické ruly, menej biotitické fylity. Vložky tvoria amfibolity, ortoruly, grafitické bridlice a metakvarcity. Najčastejším typom svorov v kohútskom pásme aj v razdielskej časti Tribeča sú chloriticko-muskovitické svory a granátické svory, ojedinele aj s prítomnosťou staurolitu, kyanitu a chloritoidu. Minerálne asociácie (kremeň + plagioklas + chlorit + muskovit ± biotit ± almandín ± staurolit ± kyanit ± chloritoid), ako aj výpočty pomocou grafitového a granátovo-biotitového termometra ukazujú na hlavnú hercýnsku metamorfózu v rozmedzí 450 až 530°C pri strednom tlaku. Naložené metamorfne procesy (neohercýnske, paleoalpínske) prebiehali za nižších teplôt a mali diaforitické účinky.

124 ruly, svory a produkty ich diaforézy

Najväčšie rozšírenie majú v severnom veporiku (krakovské pásmo), ale vyskytujú sa aj uprostred ľubietovského pásma, v Čiernej Hore (*Iodinský komplex*; JACKO, 1985) v severnej časti Považského Inovca a tvoria aj podložný komplex pod granitoidmi a migmatitmi v Západných Tatrách. Zahŕňajú kryštalické bridlice (ruly, svorové ruly, svory, lokálne s vložkami kvarcitickejších variet a metabázitov), metamorfované prevažne v podmienkach amfibolickej fácie. Typické pre ne sú však rozlične intenzívne prejavy diaforitických účinkov naložených mladších tektonicko-metamorfnych procesov. Koncentrovali sa hlavne v strižných zónach a vznikala pri nich celá škála diaforizovaných hornín od diaforizovaných rúl cez diaforitické svory až po fylony.

Protolitom boli najpravdepodobnejšie flyšoidné horniny (droby a ílovce); vekové zaradenie je zatiaľ nejasné (staršie paleozoikum–proterozoikum?). Podľa petrologických výskumov (napr. PUTIŠ, 1987, 1989) podmienky progresívnej fázy metamorfózy sa pohybovali v intervale 540–640 °C a 5–7 kbar, lokálne sa však vyskytli aj nižšie metamorfované súbory a na druhej strane aj relikticky vyššie metamorfovaných komplexov (napr. beňušské pararuly v údolí Hrona). V Západných Tatrách bola opísaná inverzná zonálnosť (JANÁK et al., 1988). Metamorfny podmienkam zodpovedá aj základná prográdna minerálna asociácia kremeň + plagioklas + muskovit + biotit + almandín + staurolit. V pelitoch sa ako indexové minerály miestami vyskytujú aj andaluzit, kyanit, sillimanit, vzácne aj spolu (Považský Inovec). Pre hercýnsku retrográdnú asociáciu sú typické chlorit, muskovit, albit, tiež biotit, granát, chloritoid, zatiaľ čo pre alpínsku naloženú metamorfózu len muskovit, chlorit, albit. Rádiometrické údaje odrážajú tieto tri základné etapy metamorfneho vývoja, t. j. hlavnú hercýnsku metamorfózu (380–350 mil. r.), neskorohercýnsky výzdvih a ochladenie a alpínske štruktúrno-metamorfne prepracovanie (94 ± 18 mil. r.; BURCHART et al., 1987).

125 biotitické a dvojsľudné plagioklasové pararuly, migmatizované pararuly

Patria k najtypickejším predstaviteľom metamorfítov v jadrových pohoriach. Na mape sú vyznačené len tam, kde tvoria plošne rozsiahlejšie výskyty (Malá Fatra, Strážovské vrchy, Malé Karpaty). Vo väčšej alebo menšej miere sú však prítomné vo všetkých vyššie metamorfovaných komplexoch kryštalinika tatrika, veporika a zemplinika. Časté sú aj ako enklávy v granitoidoch a migmatitoch (Ďumbierske Nízke Tatry, Západné Tatry, južné veporikum, južný blok Považského Inovca a inde).

V predmetamorfnom vývoji to boli prevažne drobové sedimenty s malým podielom kvarcitov, bázik a vápenato-silikátových hornín. Ich presnejší vek v rozmedzí proterozoikum–staršie paleozoikum nie je zatiaľ známy. Hlavným metamorfovaným ekvivalentom sú stredno- až drobnozrnné biotitické alebo dvojsľudné plagioklasové pararuly. Základnú minerálnu asociáciu kremeň + plagioklas + biotit v závislosti od zloženia protolitu a intenzity metamorfózy dopĺňa muskovit, granát (almandín s pomerne vysokým obsahom pyropovej zložky), K živce, sillimanit, staurolit, kordierit, andaluzit, kyanit. Ojedinele (južné veporikum) sa vyskytujú aj skarnoidné horniny, ktoré boli identifikované ako metamorfované sedimentárne Fe rudy. Niekedy je v rulách vyšší obsah grafitu.

Metamorfný vývoj, ktorý prebiehal v škále teplotno-tlakových podmienok amfibolitovej fácie, mal v každom segmente kryštalinika svoje osobitosti. Sú náznaky existencie aj metamorfózy vyšších stupňov, ktorá predchádzala metamorfóze amfibolitovej fácie, napr. v Malej Fatre (HOVORKA a MÉRES, 1989) alebo zempliniku (VOZÁROVÁ, 1991). Vcelku sa autori, ktorí študovali petrológiu týchto komplexov (SPIŠIAK a PITOŇÁK, 1990; DYDA, 1990; JANÁK et al., 1988; MÉRES a HOVORKA, 1989 a ďalší), zhodli na tom, že je možné vyčleniť minimálne dve fázy metamorfózy. Prvá prebehla za vyššieho tlaku a v druhej počas intrúzií granitoidov dochádzalo k znižovaniu tlaku a zvyšovaniu teploty, miestami až za hranicu parciálneho tavenia (migmatizované pararuly).

126 páskované a okaté pararuly a migmatity

Pomerne monotónne komplexy budované v základe horninami zloženými zo svetlých kremeňovo-živcových a tmavých biotitových pásikov sa vyskytujú vo viacerých pohoriach, ale na južných svahoch Ďumbierskych Nízkych Tatier predstavujú najčastejší horninový typ kryštalinika. Podľa tvaru a hrúbky pásikov vytvárajú viacero textúrnych typov, avšak základnými sú rovnomerne zrnité páskovaný typ a typ s okatou textúrou. Oká tvoria väčšinou duktilne deformované K živce alebo plagioklasy, ktorých veľkosť bežne presahuje 1 cm. Tieto dva typy plynule do seba prechádzajú. Horninová skladbu miestami spestrujú len drobnozrnné ortorulové variety, granitoidné variety a enklávy rúl a amfibolitov.

Dva základné typy bývajú označované aj ako ortoruly alebo migmatity (stromatity, oftalmity). Ich genéza

a protolit sú nejasné. Známe je len ich tektonicko-metamorfné postihnutie v raných fázach hercýnskeho orogénu, ktoré prebehlo za podmienok vyššej amfibolitovej fácie. Určité časti horninového komplexu sa dostali do podmienok parciálnej anatexie, čím vznikli rozličné typy migmatizovaných hornín.

V severnej časti Braniska boli opísané v súbore rúl relikty granulitovej fácie (VOZÁROVÁ, 1993).

127 amfibolity, miestami amfibolické ruly

Sem sú zahrnuté amfibolity všetkých tektonických jednotiek bez rozdielu veku. Vyskytujú sa v metamorfovaných horninách, prípadne ako enklávy v granitoidoch prakticky vo všetkých pohoriach. Väčšinou tvoria len menšie telesá (rádovo metre až desiatky metrov) uložené konkordantne s bridličnatosťou. Len ojedinele, ako napr. v severnom veporiku, zaberajú väčšie plochy.

Geneticky ide v prevažnej miere o metamorfované bázické vulkanity. Podľa primárneho typu vulkanitu (efuzíva, vulkanoklastiká) a charakteru premien sa menia aj petrografické variety. Najčastejšou varietou je tmavozelený, jemno- až strednozrnný amfibolit s. s. so základným minerálnym zložením amfibol + plagioklas. V iných typoch pristupujú hlavne biotit alebo granát. Metamorfný stupeň je tak isto rozličný – od vrchnej časti zelenej bridlice až po vrchnú časť amfibolitovej fácie, dokonca podľa niektorých autorov je možná aj prítomnosť vysokotlakových produktov.

Zvláštnym typom sú páskované amfibolity známe hlavne z Nízkych a Západných Tatier (SPIŠIAK a PITOŇÁK, 1992; HOVORKA a MÉRES, 1993; JANÁK et al., 1993). Striedajú sa v nich amfibolitové a leukokratné pásiky a opísané sú aj výskyty metaultramafítov (SPIŠIAK et al., 1988).

V asociácii s amfibolitmi sa vyskytujú aj amfibolické alebo biotiticko-amfibolické ruly, ktoré okrem amfibolu a zvýšeného množstva plagioklasu obsahujú ešte v podstatnom množstve kremeň. Obsah biotitu varíruje.

128 ortoruly (kyslé metavulkanity?)

Patria sem horniny, ktoré sú súčasťou hlavne tzv. komplexu *muránskych ortorúl*. Vystupujú v kohútskom pásme v blízkosti muránskeho zlomu a podľa niektorých autorov aj pri Pohronskej Polhore pod nadložným granitoidno-rulovým komplexom.

Základnou horninou tohto komplexu sú svetlé jemnozrnné alebo drobnozrnné ortoruly. Zložené sú z kremeňa a živcov (hlavne albit a mikroklin) s malou prímiesou sľúd (muskovit, biotit), ojedinele sa vyskytuje aj granát. Sú prevrstvené s bázickými metavulkanitmi a svormi *komplexu Ostrej*, na ktoré majú úzke priestorové nadväznosti. Z tohto hľadiska by vekove mali patriť staršiemu paleozoiku. Podľa HOVORKU et al. (1987) protolitom boli kyslé vulkanické horniny, hlavne efuzíva, ktorých metamorfóza neprekročila almandínovú izográdu, t. j. spodnú časť amfibolitovej fácie. Podobný charakter majú aj telesá ortorúl ležiace v rulách klenovského komplexu.

129 leukokratné granitoidy; hercýnske

Spoločným znakom tejto skupiny granitoidov je ich svetlá farba spôsobená nízkym obsahom tmavých minerálov. Zrnitosť varíruje, prevládajú však drobozrnité typy. Sú rovnomerne zrnité, menej porfýrické a majú väčšinou všesmernú textúru. Základnými minerálnymi zložkami sú plagioklas (albit–kyslý oligoklas), kremeň, K živce. Zastúpenie sl'úd, najmä biotitu, je malé.

V rozličných oblastiach Západných Karpát ide o geneticky i vekove rôzne typy granitoidov. Väčšinou tvoria malé telesá alebo žily vo všetkých granitoidných masívoch. Predstavujú diferenciáty ostatných typov granitoidov alebo produkty parciálnej anatexie.

Väčšie telesá sa vyskytujú v Tatrách (morfologicky najvyššie časti v Západných Tatrách a severné okraje pohoria), Nízkych Tatrách (typ *Kotliská, Kráľička, Železnô*), v Strážovskej hornatine, Žiari, vo Veľkej Fatre (ľubochnianský typ) a v Tribeči (severovýchodná časť).

Do tejto skupiny zaraďujeme aj žily aplítov a pegmatitov, ktoré sa vyskytujú vo všetkých typoch granitoidov. Základná minerálna asociácia je kremeň – plagioklas + K živce + muskovit + biotit. Sú opísané aj pegmatity s akcesorickými minerálmi s obsahom vzácnych prvkov (UHER, 1993).

130 dvojsľudné a biotitické granity až granodiority; hercýnske

Ich najväčší výskyt je v Malých Karpatoch (*bratislavský typ*; CAMEL a VILINOVIČ, 1987), Považskom Inovci, Malej Fatre (najmä v krivánskej časti) a vo Veľkej Fatre (*lipovský typ*; KOHÚT, 1992). V menšej miere boli však podobné typy zaregistrované aj v iných pohoriach.

Sú strednozrnité až hrubozrnité, miestami aj porfýrické. Základná minerálna asociácia: kremeň, plagioklas (oligoklas), K živce (ortoklas aj mikroklin), biotit, muskovit. Pomer biotitu a muskovitu varíruje. Medzi akcesorickými minerálmi je typický monazit + ilmenit (BROSKA a GREGOR, 1992). Podľa viacerých rádiometrických stanovení by sa vek týchto granitoidov mal pohybovať medzi 360–340 mil. r.

131 porfýrické granodiority až granity; hercýnske

Majú genetickú spätosť jednak s dvojsľudnými granitoidmi, jednak s typickými tonalitmi. Ich spoločným znakom je porfýrická textúra. Porfýrické variety síce prevládajú, priestorovo však nie sú vyvinuté rovnomerne. Uprostred nich nachádzame aj neporfýrické alebo skrytoporfýrické typy, alebo aj telesá rovnomerne zrnitých biotitických tonalitov.

Petrograficky prevládajú granodiority nad granitmi. Porfýrické výrastlice K živca dosahujú veľkosť niekoľko cm. Geochemický charakter i asociácia akcesórií

závisí od toho, na ktorý genetický typ sú porfýrické granitoidy viazané.

Plošne najrozsiahlejšie výskyty porfýrických granitoidov sú v Tatrách, Nízkych Tatrách, Žiari a vo veporiku. V Západných Tatrách tvoria samostatné telesá, vo Vysokých Tatrách sú len variétou základného typu. Osobitné postavenie má typ *Goryczkovej* s ružovo-červenými výrastlicami K živcov, ktorý je súčasťou alpínskych štruktúr v oblasti Červených vrchov a Giewontu. V d'umbierskej časti Nízkych Tatier je to známy *prašivský typ*, ktorý je pravdepodobne geneticky spätý s *d'umbierskym typom*. V prípade lokálne vyvinutého *latiborského typu* sa predpokladá metasomatický pôvod (LUKÁČIK, 1981). V Žiari ide o porfýrickú variétu dvojsľudných granitoidov.

Vo veporiku sú porfýrické granitoidy najviac rozšíreným typom. Vystupujú jednak vo východnej časti kráľovohoľskej zóny v Slovenskom rudohorí a v oblasti Kráľovej hole v Nízkych Tatrách, jednak aj na jej západnom okraji a v podloží neovulkanitov Javoria. V strednej časti sú priestorovo úzko viazané s tonalitmi *sihlianskeho typu*. Ide o zložitú intruzívne vzťahy, kartograficky v tejto mierke nevyjadriteľné. Na mape sú preto vyznačené len plochy, kde určitý typ prevláda.

Ďalší rozsiahly výskyt porfýrických typov je v masíve Kohúta a Stolice. Osobitné postavenie, priestorovo a pravdepodobne aj geneticky, majú granitoidy *typu Hrončok* (typický pre ne je zvýšený obsah alkálií) v severnom veporiku a porfýrické typy (granitové porfýry) v ľubietovskom kryštaliniku.

Najvýraznejším znakom porfýrických granitoidov vo veporiku je ich tektonicko-metamorfné prepracovanie za P-T podmienok až biotitovej zóny, ktoré spôsobilo ich deformáciu i zmeny minerálneho a chemického zloženia (VRÁNA, 1966). Tieto horniny môžeme označovať ako metagranitoidy alebo ortoruly.

132 biotitické tonality až granodiority, miestami porfýrické; hercýnske

Granitoidy tohto typu sa vyskytujú vo všetkých výstupoch kryštalinika v tatriku i veporiku. V rôznych pohoriach dostali rozličné lokálne názvy (k najznámejším patria *sihlianský, d'umbierský, vysokotatranský, smrekovický a modranský typ*). V poslednom čase prevláda snaha o jednotnú charakteristiku týchto granitoidov a ich zhrnutie pod názvom *tonalit typu Sihla sensu lato* (BROSKA a PETRÍK, 1993).

Podľa petrografickej klasifikácie ide o biotitické tonality až granodiority, väčšinou strednozrnité a len lokálne porfýrické (výrastlice plagioklasu). Základné minerálne zloženie plagioklas (An₂₀₋₃₅), kremeň, biotit, + K živce + muskovit. Ojedinele je prítomný amfibol. Pre paragenézu akcesorických minerálov je charakteristické dominantné postavenie titanitu, allanitu a magnetitu. Veľmi typické sú mafické mikrodioritové enklávy.

Granitoidy typu Sihla sa považujú za predstaviteľov I typov (PETRIK et al., 1993) v mladšej etape vývoja hercýnskeho granitoidného magmatizmu (podľa viacerých U/Pb datovaní ich tvorba prebehla medzi 310–290 mil. r.). Ich priestorové vymedzenie naráža niekedy na problém podobnosti so staršími tonalitmi v hybridnom komplexe. Určité odlišnosti od základného typu vykazujú silno mylonitizované granitoidy na južných svahoch Kráľovohoľských Nízkych Tatier (*typ Sparistej*).

133 hybridné granodiority až tonality s prechodmi do migmatitov; *hercýnske*

Táto skupina granitoidných hornín je veľmi heterogénna vzhľadom na svoje úzke väzby s metamorfovaným plášťom. Typické sú pozvoľné prechody do migmatitov alebo veľmi časté výskyty rulových enkláv. Samotné granitoidy sú väčšinou usmernené a majú šmuhovitú až nepravidelne páskovanú textúru, ktorú spôsobujú šlíry biotitu. Niekedy nehomogenitu spôsobuje aj striedanie polôh rozličných typov granitoidov (biotitických, leukokratných, porfýrických) a rulových polôh.

Petrograficky ide väčšinou o granodiority alebo tonality. Plagioklas má zloženie oligoklas–andezín, obsah K živca je premenlivý alebo K živca chýba. Hybridné granitoidy bývajú plasticky deformované pri teplote, ktoré sa blíži podmienkam anatexie (možno pozorovať natavené časti). O ich veku nemáme spoľahlivé geochronologické údaje vzhľadom na ich neskoršie metamorfne prepracovanie. Podľa ich geologickej pozície však usudzujeme, že patria medzi najstaršie v Západných Karpatoch (nie je vylúčený ani predhercýnsky vek niektorých z nich).

Najväčšie rozšírenie majú v Západných Tatrách, na južnom okraji granitoidov d'umbierskeho masívu (nebulitová zóna), a najmä v južnej časti veporického kryštalinika, kde sú časté aj výskyty páskovaných migmatitov.

134 diority až gabrá; *hercýnske*

Tvorja ojedinelé malé telesá (rádovo desiatky m) uprostred granitoidných masívov alebo metamorfítov. Známe sú z Malých Karpát, častejšie výskyty sú v juhozápadnej časti Slovenského rudohoria, ojedinele sú opísané z Tatier, Nízkych Tatier, prípadne iných pohorí (Strážovské vrchy, Malá Fatra, Čierna hora).

Petrograficky ide najčastejšie o biotiticko-amfibolické kremenné diority. Hlavnými minerálmi sú amfibol, biotit a plagioklas (andezín). Gabroidné horniny sú zriedkavejšie, okrem amfibolu a plagioklasu sa v nich zistila aj prítomnosť pyroxénu. Väčšinou majú všesmernú textúru, sú stredozrnné, miestami až hrubozrnné. Niekedy možno pozorovať prechod až do pegmatoidných variet.

135 ultramafické horniny, prevažne serpentinity; *neisté vekové zaradenie*

Telesá ultramafických hornín sa v kryštaliniku tatrika a veporika vyskytujú len zriedkavo. Dosahujú malé

rozmary (rádovo metre až desiatky metrov) a sú v tejto mierke mapy väčšinou kartograficky nevyjadriteľné. Vystupujú v prostredí metamorfovaných hornín (ruly, svory) aj granitoidov. Ich veková príslušnosť je nejasná.

HOVORKA (1985) vyčleňuje dva základné horninové typy: amfibolické peridotity (výskyt na hrebeni Veľkej lúky v Malej Fatre a pri Filipove v krakovskej zóne veporika) a metaultramafity (výskyty pri Pohronskej Polhore a v kohútskom pásme veporika, napr. pri Muránskej Dlhej Lúke, Uhorskom, Málinci, na Striebornej a inde). Ide o serpentinizované ultramafity – základným typom je antigoritický serpentinit s minerálnym zložením antigorit, mastenec, tremolit, chlorit, karbonáty a rudné minerály vo variabilných pomeroch.

Okrem kryštalinika tatrika a veporika sa vyskytujú serpentinity aj v gemeriku – v ochtinskom súvrství a v klátovskej skupine. V ochtinskom súvrství (spodný karbón) vystupujú v podobe niekoľkých izolovaných telies v oblasti Brezničky (dĺžka cca 1,5 km, šírka 300 m) a na celkom malých výskytoch pri Ratkovej a Sirku. Petrograficky boli označené ako antigoritový serpentinit, miestami výrazne steatitizovaný, s vývojom dlhovláknitého chryzotilu v hydrotermálne premenených zónach (HOVORKA, 1985). Hlavnými horninotvornými minerálmi sú: antigorit, Mg chlorit, mastenec, tremolit. Metamorfny vývoj serpentínových telies je polyfázový, spojený s procesmi regionálnej metamorfózy v P-T podmienkach fácie zelených bridlic a mladšími hydrotermálnymi procesmi.

Tenké, tektonicky redukované šošovkovité telesá serpentinitov (max. mocnosť niekoľko desiatok metrov, dĺžka 200–300 m) vystupujú na styku rulovo-amfibolitového komplexu klátovskej skupiny a nízkostupňových metamorfítov rakoveckej skupiny (najvýznamnejšie v oblasti Vyšný Klátov–Bukovec). Petrograficky zodpovedajú taktiež antigoritickým serpentinitom, miestami postihnutých rôznym stupňom hydrotermálnej metasomatickej premeny.

136 biotitické až dvojsľudné granity; *neisté vekové zaradenie*

Ide o granitoidy, ktoré sa vyskytujú v komplexoch gemerika a ktorých vek nie je zatiaľ doriešený. Apikálne časti granitoidových telies s výrazne vyvinutými kontaktnými dvormi vystupujú hlavne uprostred horninových sekvencií gelnickej skupiny (severne od Betliara, oblasť Podsúľovej, v oblasti Delavy a doliny Surovec, Čertovej hole, Poproča, Zlatej Idky, v doline Hummel, v oblasti Železnika, Turčoka), ale aj rakoveckej skupiny (oblasť Hnilca a Súľovej). Granitoidné telesá v alpínskej štruktúre sú dobre interpretované geofyzikálne, a to gravimetriou i v seizmickom profile G-1 (VOZÁR et al., 1996).

Prevládajúcim typom sú masívne biotitické a dvojsľudné granity vápenato-alkalického magmatického trendu. Silnejšie tektonicky mylonitizované sú iba v doline Surovec a v oblasti Turčoka. Kontaktné termické metamorfózu sprevádzajú hydrotermálno-metasomatické

procesy (albitizácia, turmalinizácia, greizenizácia). Granity sú mladšie ako staropaleozoické sekvencie, ktoré prerážajú, ich precíznejšie stanovenie veku sa však zatiaľ nepodarilo spoľahlivo vyriešiť. Široký rozptyl rádiometrických údajov (290–70 mil. r. K/Ar a Rb/Sr metódou; CAMBEL et al., 1990) indikuje zložitosť magmatogénneho vývoja a vyžaduje na stanovenie ich veku ďalšie petrologické a geochronologické štúdie.

137 leukokratné granity až granodiority; *neisté vekové zaradenie*

Do tejto skupiny sme zaradili granitoidy južného okraja kohútskej zóny veporika. I keď ich spoločným znakom je to, že tvoria väčšinou leukokratné fácie, ide o komplex viacerých geneticky i vekovo odlišných typov.

Najrozšírenejšie sú granitoidy označované aj ako *rimavické*, ktoré tvoria súvislé pásmo. Okrem toho sa leukokratné granitoidy vyskytujú aj ako malé masívky v spodnopaleozoických, ale aj vrchnopaleozoických metamorfitoch (oblasť Klenovca, Kokava n. Rimavicou–Krná, Cinobaňa–Uhorské, masív Sinca). Vekovo predstavujú celú škálu od tých, kde je preukázaný mezohercýnsky vek (okolo 350 mil. r.), cez malé diferencované neohercýnske intrúzie až po alpínske,

ktorých predstaviteľom je špecifický *rochovský typ* (KLINEC et al., 1980).

Charakteristická je aj petrografická a geochemická nejednotnosť granitoidov tejto skupiny. Jednotlivé podtypy sú často viazané na konkrétny masív, pričom sú oddelené mladou zlomovou tektonikou. Boli vyčlenené tieto typy:

– *leukokratné až subleukokratné biotitické až dvojsludné granity* (menej granodiority) v masíve Dubovo (oblasť České Brezovo – Zlatno – Lehota n. Rimavicou);

– *leukokratné granity* – tvoria masívky a pne v rulách klenovského komplexu, vyznačujú sa geochemicky diferencovaným charakterom a hojnou prítomnosťou metasomatických grossulárovo-almandínových granátov, charakteristická je aj prítomnosť tmavého turmalínu;

– *tonality až granodiority* (menej granity) vystupujúce v pruhu Krokava–Lubeník–Hladomorná dolina, ktoré na viacerých miestach intrudujú do hornín metamorfovaného plášťa. Na horninách sa uplatnili intenzívne metasomatické procesy (vznik albitu, klinozoizitu, fengitu, almandínovo-grossulárového spessartínu). Tento typ prechádza na východe do okrajových facií (granodioritických – menej granitických) masívu Kohúta a Stolice.

– *porfýrické granity* (*rochovský typ*) sú bohaté na porfýrický ružový K živec. Nevystupujú na povrch a sú zachytené len vrtmi v južnej časti masívu Kohúta.

LITERATÚRA

- ANDRUSOV, D., 1931: Etude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales, I. Introduction; II. Stratigraphie (Trias et Lias). Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 6, 1–167.
- ANDRUSOV, D., 1938: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech, časť III. Tektonika; Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 9, 1–135.
- ANDRUSOV, D., 1959: Geológia československých Karpát II. Veda, Bratislava, 376 s.
- ANDRUSOV, D., 1960a: Úvahy o alpsko-karpatskej vrásovo-příkrovovej sústave. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, (Bratislava), 11, 2, 161–178.
- ANDRUSOV, D., 1960b: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 511–18.
- ANDRUSOV, D., 1965: Geológia československých Karpát III. Veda, Bratislava, 392 s.
- ANDRUSOV, D., 1967: Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. Bull. Soc. géol. France (Paris), 7/1965, 1029–1062.
- ANDRUSOV, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 188 s.
- ANDRUSOV, D., 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. - X-th Congr. Carp. Balk. Geol. Ass., Gen. Proc. Bratislava, 95–108.
- ANDRUSOV, D. a ZORKOVSKÝ, V., 1950: Zpráva o výskume ohňovzdorných ílov na Slovensku. Práce Št. geol. Úst., Zoš. (Bratislava), 20, 63–76.
- ANDRUSOV, D. a BYSTRICKÝ, J., 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 10, 2.
- ANDRUSOV, D. a SCHEIBNER, E., 1968: Classification of "Klippes" or "Klippen". Rep. of XXIIIrd sess. Int. Geol. Congr. Czechoslovakia 1968, Proc. of sect. 3 – Orogenic belts, Ústřední Ústav Geologický, Praha, 93–102.
- ANDRUSOV, D. a SAMUEL, O., 1973a: Guide to Excursion E. Cretaceous-Palaeogene of the West Carpathians Mts. X Congress of CBGA. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 78 s.
- ANDRUSOV, D. a SAMUEL, O. (Eds.), 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 442 s.
- ANDRUSOV, D. a SAMUEL, O. (Eds.), 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2. (Bratislava), Geol. Úst. D. Štúra, 362 s.
- ANDRUSOV, D., BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O., 1973b: Outline of the Structure of the West Carpathians – Guide-book for Geol. Excur. X. Congr. of CBGA. (Bratislava) Geol. Úst. D. Štúra, 1–44.
- ANDRUSOVÁ-KOLLÁROVÁ, V., 1960: Nové nálezy amonitov v triase Západných Karpát. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 11, 105–110.
- BAJANÍK, Š., 1976: To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Západ. Karpaty, Sér. Min. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), 2, 75–94.
- BAJANÍK, Š., BIELY, A., MIKO, O. a PLANDEROVÁ, E., 1979: O paleozoickom vulkanosedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 7–28.
- BAJANÍK, Š. a HOVORKA, D., 1981: The amphibolite facies metabasites of the Rakovec Group of Gemericum. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 32, 6, 679–705.
- BAJANÍK, Š., VOZÁROVÁ, A. a REICHWALDER, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, 27–56.
- BAJANÍK, Š., HANZEL, V., IVANIČKA, J., MELLO, J., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, L., VOZÁR, J. a VOZÁROVÁ, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť 1 : 50 000. Eds. BAJANÍK, Š. a VOZÁROVÁ, A. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 223 s.
- BAJANÍK, Š., IVANIČKA, J., MELLO, J., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, L., VOZÁR, J. a VOZÁROVÁ, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria, východná časť 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- BAJANÍK, Š. a PLANDEROVÁ, E., 1985: Stratigrafická pozícia spodnej časti ochtinského súvrstvia gemerika medzi Magnezitovcami a Magurou. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 67–76.
- BAJANÍK, Š., SNOPKOVÁ, P. a VOZÁROVÁ, A., 1986: Litostratigrafia črmel'skej skupiny. Region. Geol. Západ. Karpát, Spr. geol. výsk., (Bratislava) 21, 65–68.
- BALDI, T., 1969: On the Oligo-Miocene Stages of the Middle Paratethys area and the Egerian formations in Hungary. Ann. Univ. Sci., budapest. Rolando Eotvos, Sect. geol. (Budapest), 12, 19–28.
- BAŇACKÝ, V. et al., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplinských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra 145 s.
- BAŇACKÝ, V. et al., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Vyd. D. Štúra, 144 s.
- BARÁTH, I., NAGY, A. a KOVÁČ, M., 1994: Sandberské vrstvy – vrchnobádenské marginálne sedimenty východ. okraja Viedenskej panvy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 99, 59–66.
- BARTEK, V., 1989: Nové litostratigrafické členenie vrchného panónu a pontu v slovenskej časti viedenskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 21, 275–281.
- BEGAN, A., BORZA, K., SALAJ, J. a SAMUEL, O., 1965: On the age of Uphohl conglomerates. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 36, 123–138.
- BELEŠ, J. a POTFAJ, M., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Skalité (26–132). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BEZÁK, V., 1982: Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd (Západné Karpaty). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 78, 65–70.
- BEZÁK, V., 1989: Predmetamorfny charakter hornín kohútskej zóny veporika. Miner. slov. (Bratislava), 21, 3, 247–250.
- BEZÁK, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. Miner. slov., 26, 1–6.
- BEZÁK, V., HÖK, J., KOVÁČ, P. a MADARÁS, J., 1993: Možnosti tektonickej interpretácie seizmického profilu 2T. In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát (Eds. RAKÚS, M. a VOZÁR, J.), Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 287–290.
- BIELY, A. a FUSÁN, O., 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 42, 51–64.
- BIELY, A., BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O. 1968a: De l'appartenance des nappes des Carpathes occidentales internes. In: Rep. of XXIIIrd sess. Int. Geol. Congr. Czechoslovakia 1968, Proc. of sect. 3 – Orogenic Belts. Praha, Úst. Úst. geol., 87–92.
- BIELY, A., BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O. 1968b: Zur Problematik der „subtatrischen Decken“ in den Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 19, 295–296.
- BIELY, A. a SAMUEL, O., 1982: K otázke veku červených vajsšovských zlepcov v Lopejskej doline. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 77, 87–102.

- BIRKENMAJER, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol. (Warszawa)*, 45, 7–159.
- BIRKENMAJER, K., 1985: Major strike – slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, 26, 101–115.
- BIRKENMAJER, K., 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. geol. pol. (Warszawa)*, 88, 6, 7–32.
- BIRKENMAJER, K. a DUDZIAK, J., 1991: Middle to Late Palaeocene nannoplankton zones in the Jarmuta formation, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bull. Acad. pol. Sci., Ser. Sci. Ter.*, 39, 47–54.
- BOUČEK, B. a PŘIBYL, A., 1959: O geologických poměrech Zemplínského pohorí na východním Slovensku. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 52, 185–222.
- BOUČEK, B. a PŘIBYL, A., 1960: Revision der Trilobiten aus dem slowakischen Oberkarbon. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 20, 5–50.
- BRLAY, A., LEXA, J., MIHALIKOVÁ, A., HOJSTRIČOVÁ, V., MARSINA, K., KAROLUSOVÁ, E., STANKOVIČ, J. a PLANDEROVÁ, E., 1985: Prognózne zhodnotenie južného pokračovania pukaneckého rudného obvodu a oblasti Gondova. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BROSKA, I. a GREGOR, T., 1992: Allanite-magnetic and monazite-ilmenite granitoid series in the Trábeč Mts. In Vozár, J. ed.: Special volume to the problems of the Paleozoic geodynamic domains. IGCP Project No. 276, Bratislava, *Geol. Ústav D. Štúra*, 25–36.
- BROSKA, I. a PETRIK, I., 1993: Tonality typu Sihla sensu lato: variský plagioklasovo-biotitický magmatit I-typu v Západných Karpatoch. *Miner. slov. (Bratislava)*, 25, 23–28.
- BUDAY, T., 1962: Neogén Turčianskej kotliny. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol. (Praha)*, 27, 457–502.
- BUDAY, T., 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů ve spodním a středním miocénu Dolnomoravského úvalu. *Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 30, 162–167.
- BUDAY, T. a CÍCHA, I., 1956: Nové názory na stratigrafiiu spodního a středního miocénu dolnomoravského úvalu a Považí. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 43, 3–56.
- BUDAY, T., CAMEL, B., MAHEL, M. et al., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXXVI, Wien-Bratislava. *Geol. Úst. D. Štúra*, 248 s.
- BUDAY, T., CÍCHA, I. a SENEŠ, J., 1965: Das Miozän der Westkarpaten. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 295 s.
- BUDAY, T., CÍCHA, I., HANZLÍKOVÁ, E., CHMELÍK, F. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západní Karpaty, Praha, *Ústř. Úst. geol.*, sv. 2, 651 s.
- BUJNOVSKÝ, A., KOCHANOVÁ, M. a PEVNÝ, J., 1979: Trlenské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka liasu šipruňskej skupiny. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 73, 19–59.
- BURCHART, J., CAMEL, B. a KRÁL, J., 1987: Isochron reassessment of K-Ar dating from the West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 38, 2, 131–170.
- BYSTRICKÁ, H., 1981: Two types of Middle Eocene calcareous nannoplankton of Slovakia. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 37, 75–89.
- BYSTRICKÁ, H., 1984: Middle Eocene calcareous nannoplankton in West Carpathians (around Žilina). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava)*, 9, 87–98.
- BYSTRICKÝ, J., 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasykladaceae mezozoika Slovenského krasu. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 1–204.
- BYSTRICKÝ, J., 1978: Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Stratenskej hornatine v Západných Karpatoch. *Miner. slov. (Bratislava)*, 10, 1, 17–22.
- BYSTRICKÝ, J., JENDREJÁKOVÁ, P. a PAPŠOVÁ, J., 1982: Príspevok k stratigrafii triasu Stratenskej hornatiny. *Miner. slov. (Bratislava)*, 14, 4, 289–321.
- CAMEL, B., 1954: K otázke kryštalických bridlic medzi Cajlou a Hornými Orešanmi v Malých Karpatoch. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 1, 16–20.
- CAMEL, B. a VILINOVIČ, V., 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. Bratislava, *Veda*, 248 s.
- CAMEL, B., KRÁL, J. a BURCHART, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát, Bratislava, *Veda*, 267 s.
- ČECHOVIČ, V., 1950: O geologickom vývine podkarpatského miocénu na Slovensku. *Geol. Sbor. (Bratislava)*, 1, 2–4, 204–224.
- ČECHOVIČ, V., 1952: Geológia juhoslovenskej uhoľnej panvy. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 33, 1–50.
- ČECHOVIČ, V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 53, 5–58.
- ČEKALOVÁ, V., 1954: Geologické pomery západnej časti juhoslovenského krasu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 1, 48–49.
- CÍCHA, I. a KHEIL, J., 1962: Mikrobiostratigrafie miocénu východoslovenské neogénnej oblasti. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont. (Praha)*, XXVII, 315–348.
- ČORNÁ, O., 1972: O nachodke organičeskich ostatkov v beľtiarskych slojach (Spišsko-gemerskije Rudnyje Gory, nižnjy paleozoj). *Geol. Zbor. Geol. carpath., (Bratislava)*, 27, 117–132.
- ČORNÁ, O. a KAMENICKÝ, J., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristalinikum der West Karpaten auf Grund der Palinology. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 27, 1, 117–132.
- ČVERČKO, J., ĎURICA, D. a RUDINEC, R., 1968: Příspěvek k hranici torton/sarmat ve východoslovenské neogenní pánvi. *Zprávy geol. Výsk. v Roce 1967 (Praha)*, 1, 252–254.
- DANK, V. a FÜLÖP, J., 1990: Magyarország serkezettöldtani térképe. *Magyar All. Föld. Intézet, Budapest*.
- DLABAČ, M., 1960: Poznámky ke vzťahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajské nížiny. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 59, 69–101.
- DUBLAN, L., 1993: Chronostratigrafia polygénneho vulkánú Poľana. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 17, 75–120.
- DYDA, M., 1990: Metamorphic processes in paragneisses from the Suchý and Malá Magura mts. (The Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 41, 4, 315–334.
- EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., STRAKA, P. a VOZÁR, J., 1990: Carboniferous conodonts from Brusník Anticline (Southern Slovakia). In: MIŇARIKOVÁ, D. a LOBITZER, H. (ed.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. *Ústř. Úst. geol. GBA, Praha – Wien*, 249–252.
- FARYAD, S. W., 1990: Rulovo-amfibolitový komplex gemerika. *Miner. slov. (Bratislava)*, 22, 303–313.
- FEJDIOVÁ, O., 1980: Lužnianske súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 74, 95–102.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F., JANÁK, M. a PUTIŠ, M., 1992: Variscan mid-crustal thrusting in the Carpathians. Part II: Kinematics and fabric evolution of the Western Tatra basement. *Terra Abstr., Suppl. 2*, 4, 24.

- GAÁL, L. a MELLO, J., 1983a: Nové údaje o stratigrafii triasových vápencov Západnej časti silického príkrovu a ich odraz v tektonickej stavbe. *Miner. slov. (Bratislava)*, 15, 4, Bratislava, 303–330.
- GAÁL, L. a MELLO, J., 1983b: Stratigrafická schéma meliatskej jednotky. In: MAHEL, M., 1987: Geologická stavba českoslov. Karpát, Paleoalpínske jednotky 1, Bratislava, Veda, 78.
- GAŠPARIK, J. et al., 1995: Vysvetlivky ku geol. mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7–196.
- GRECULA, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Miner. slov., Monogr. 2, Alfa*, Bratislava, 1–263.
- GROSS, P., KÖHLER, E. a SAMUEL, O., 1984: Litostratigrafická klasifikácia vnútrokarpatského paleogénneho sedimentačného cyklu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 81, 103–117.
- GROSS, P., BUČEK, S., BORZA, V., ĎURKOVIČ, T., FILO, I., HALOUZKA, R., JANOČKO, J., KAROLI, S., KOVÁČIK, M., LUKÁČIK, E., MAGLAY, J., MELLO, J., NAGY, A., POLÁK, M., SPIŠÁK, Z., VOZÁR, J., ŽEC, B., JETEL, J., RAKOVÁ, J., SAMUEL, O., SIRÁNOVÁ, Z., TŮNYI, I., ZLINSKÁ, A., ŽECOVÁ, K. a SNOPOKOVÁ, P. 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny Levočských vrchov a šarišského paleogénu. Manuskript – archív GS SR, 162 s.
- HANSEN, H. J., RASMUSSEN, K. L. a GWOZDZ, R., 1990: Paleomagnetic Stratigraphy and Iridium abundance of the Cretaceous-Tertiary boundary at Žilina, Slovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 41, 1, 23–28.
- HARČÁR, J., PRIECHODSKÁ, Z., KAROLUS, K., KAROLUSOVÁ, E., REMŠÍK, A. a ŠUCHA, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1:50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7–114.
- HAŠKO, J., 1978: Oravská séria – nová séria bradlového pásma Kysuckej vrchoviny. *Geol. Práce, Spr. 70*, (Bratislava), 115–121.
- HAŠKO, J. a PLANDEROVÁ, E., 1977: Závrivské vrstvy – nová litostratigrafická jednotka kysuckej série bradlového pásma. *Miner. slov. (Bratislava)*, 9, 3, 207–212.
- HAŠKO, J. a POLÁK, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a krivánskej Malej Fatry v mierke 1:50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 145 s.
- HÓK, J. a HRAŠKO, L., 1990: Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie. *Miner. slov. (Bratislava)*, 22, 69–80.
- HÓK, J., ŠIMON, L., KOVÁČ, P., ELEČKO, M., VASS, D., HALMO, J. a VERBICH, F., 1995: Tectonics of the Upper Nitra valley during the Neogene. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 46, 191–196.
- HÓK, J., KOVÁČ, P. a RAKÚS, M. 1995: Výsledky štruktúrneho výskumu vnútorných Karpát a ich štruktúrna interpretácia. *Miner. slov. (Bratislava)*, 27, 231–235.
- HOVORKA, D. a SPIŠIAK, J., 1981: Coexisting garnet and amphiboles of metabasites from Rudňany area (the Paleozoic the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. the Western Carpathians). *Miner. slov. (Bratislava)*, 13, 509–525.
- HOVORKA, D., IVAN, P., JAROŠ, J., KRATOCHVÍL, M., REICHWALDER, P., ROJKOVIČ, I., SPIŠIAK, J. a TURANOVÁ, L., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–258.
- HOVORKA, D., DÁVIDOVÁ, Š., FEJDI, P., GREGOROVÁ, J., HATÁR, J., KÁTLOVSKÝ, V., PRAMUKA, S. a SPIŠIAK, J., 1987: The Muráň Gneisses - the Kohút crystalline Complexes, the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 42, 5–101.
- HOVORKA, D., IVAN, P., JILEMNICKÁ, L. a SPIŠIAK, J., 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric unit, Inner Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 39, 4, 395–425.
- HOVORKA, D. a MÉRES, Š., 1989: Relikty vysokostupňových metamorfítov v tatrovepo-ridnom kryštaliniku Západných Karpát. *Miner. slov. (Bratislava)*, 21, 193–201.
- HOVORKA, D. a MÉRES, Š., 1991: Alpine metamorphic recrystallization of the pre-Carboniferous metapelites of the Kohút crystalline complex (the Western Carpathians). *Miner. slov. (Bratislava)*, 23, 5–6, 435–445.
- HOVORKA, D., MÉRES, Š. a IVAN, P., 1992: Pre-Alpine Western Carpathian basement complexes: geochemistry, petrology, geodynamic setting. *Terra Nova, Suppl. 2, vol. 4*, Blackwell Sci. Publ., 32.
- HOVORKA, D. a MÉRES, Š., 1993: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Miner. slov. (Bratislava)*, 25, 1–9.
- CHMELÍK, F., 1959: Zpráva o geologických výzkumech centrálně karpatského paleogénu v Šariši mezi Šambrorem a Sabínovem. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1957*, (Praha), 81–83.
- ILAVSKÁ, Ž., 1961: in CHMELÍK, J. et al., 1962: Geologické vyhodnotenie vrtu G-37, Dobšiná – Hámor. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ILAVSKÁ, Ž., 1964: Sporen und Hystrichospheritiden aus dem Karbon der Niederen Tatra. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 15, 2, 227–232.
- IVAN, P., HOVORKA, D. a MÉRES, Š., 1992: Paleozoic basement of the Inner Western Carpathians – geodynamic setting as inferred from the metavolcanic studies. *Terra Nova, Abstract Suppl., 2, vol. 4*, Blackwell Sci. publ., 34.
- IVAN, P., HOVORKA, D. a MÉRES, Š., 1993: Geodynamická pozícia staršieho paleozoika gemerika – aplikácia geochemických údajov z metabazaltov. In: RAKÚS, M. a VOZÁR, J. (ed.): *Geodyn. model a hlbinná stavba Záp. Karpát. Konferencie, Sympóziá, Semináre*, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 35–44.
- IVANIČKA, J., SNOPO, L. a SNOPOKOVÁ, P., 1986: Geologicko-litologické a palinologické výsledky z východnej časti gelnickej skupiny. *Region. Geol. Západ. Karpát, Spr. Geol. Výsk. (Bratislava)*, 21, 51–54.
- IVANIČKA, J., SNOPO, L., SNOPOKOVÁ, P. a VOZÁROVÁ, A., 1989: Gelnica Group – Lower Unit of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (West Carpathians), Early Paleozoic. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 40, 4, 483–501.
- JABLONSKÝ, J. in SAMUEL, O. et al., 1988: Stratigrafický slovník Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 47.
- JACKO, S., 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej Hory. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 82, 127–133.
- JANÁČEK, J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 52, 71–182.
- JANÁK, M., KAHAN, Š. a JANČULA, D., 1988: Metamorphism of pelitic rocks and metamorphism in SW part of Western Tatra Mts. crystalline complexes. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 39, 455–488.
- JANÁK, M., 1992: Variscan mid-crustal thrusting in the Carpathians. Part I: Metamorphic conditions and P-T paths of the Tatry Mts. *Terra Abstr., Suppl. 2, 4*, 35.
- JANÁK, M., PITOŇÁK, P. a SPIŠIAK, J., 1993: Banded amphibolic rocks from the Low and Western Tatra Mts.: Evidence of the Lower-crustal components in the Pre-Alpine Basement of the Western Carpathians. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 44, 4, 260.
- JANOČKO, J., 1990: Sedimentačné prostredie hrubých detritov vrchného bádenu v severnej časti Košickej kotliny. *Miner. slov. (Bratislava)*, 22, 539–546.

- JAWOR, E. a SIKORA, W., 1979: Jednotka Obidowej-Slopnica jako nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. *Kwart. geol. (Warszawa)*, 23, 499–501.
- JIRÍČEK, R., 1985: Deltový vývoj spodního panonu v jižní části Viedeňské pánve. *Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 31, 2, Hodonín, 161–186.
- KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V. a LEXA, J., 1986: Paleovulkanická rekonštrukcia stratovulkánov Vihorlatu a Popriečného. *Region. Geol. Západ. Karpát. Spr. geol. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra, (Bratislava)*, 21, 123–126.
- KALIČIAK, M. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 227 s.
- KALIČIAK, M. et al., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Košickej kotliny a Slanských vrchov – južná časť. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J. a KONEČNÝ, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 18, 1–98.
- KANTOR, J. et al., 1982: Genetická klasifikácia evaporitov Západných Karpát podľa izotopov síry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KAROLI, S. a ZLINSKÁ, A., 1988: Výsledky litologicko a mikrobiostratigrafického výskumu neogénnych sedimentov severnej časti Košickej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KEITH, J. F. JR., VASS, D., KANES, W. H., PERESZLENYI, M., KOVÁČ, M., KRÁL, M. a ANDERSON, A., 1989: Sedimentary basins of Slovakia, Part II: Final report on the hydrocarbon potential of the Danube Lowland Basin. *ESRI Technical report 89-0019*, 143 s.
- KEITH, F. J. JR., VASS, D., ELEČKO, M. a KORÁB, T., 1994: The East Slovak Basin. *ESRI Occas. publ., New ser. 11A, Univ. of South Carolina, Columbia*, 17–42.
- KETTNER, R., 1951: O formaci patrně gosauského stáří poblíže stanice Dobšinská Ladová jaskyňa na Slovensku. *Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přirodovéd.*, 1–9. (Praha), 1950.
- KLÍNEC, A., MACEK, J., DÁVIDOVÁ, Š. a KAMENICKÝ, J., 1980: Rochovský granit v styčnej zóne gemerid s veporidmi. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 74, 103–112.
- KOHÚT, M., 1992: The Veľká Fatra granitoid pluton – an example of a Variscan zoned body in the Western Carpathians. *Spec. Vol. IGCP No. 276. VOZÁR, J. (ed.)*, Bratislava, Dionýz Štúr Inst. of Geol., 79–92.
- KONEČNÝ, V., LEXA, J. a PLANDEROVÁ, E., 1983: Stratigrafické členenie neoovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 9, 1–203.
- KONEČNÝ, V. et al., 1993: Geologická mapa centrálnej zóny štíavnického stratovulkánu 1:10000 – vysvetlivky. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KONEČNÝ, V., BALOGH, K., ORLICKÝ, O., LEXA, J. a VASS, D., 1995: Evolution of the Neogene-Quaternary alkali basalt volcanism in central and southern Slovakia (West Carpathians). *Abstracts, Xth RCMNS Congress, Bucharest*.
- KORÁB, T. a ĐURKOVIČ, T., 1978: Geológia dukelskej jednotky (Flyš východného Slovenska). Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 1–194.
- KORÁB, T. a ĐURKOVIČ, T., 1980: K otázkam podložia dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 74, 65–78.
- KORIKOVSKIJ, S. P. a MIKO, O., 1992: Nízokoteplné meta-sedimenty krak'ovskej formácie veporického kryštalinika (Západ. Karpaty). *Miner. slov. (Bratislava)*, 24, 381–391.
- KOVÁČIK, M., 1991: Svory s vysokým obsahom hliníka a železa v JV veporiku – protolit a regionálna metamorfóza. *Miner. slov. (Bratislava)*, 23, 23–32.
- KOVÁČ, M., NAGY, A. a BARÁTH, I., 1993: Ruskovské súvrstvie – sedimenty gravitačných tokov (SZ časť Bánovskej kotliny). *Miner. slov. (Bratislava)*, 25, 117–124.
- KOVÁČ, M., ŠUTOVSKÁ, K., BARÁTH, T. a FORDINÁL, K., 1992: Planinské súvrstvie – sedimenty otnansko-spodnokarpatského veku v severnej časti Malých Karpát. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 96, 47–50.
- KOVÁČ, P., VASS, D., JANOČKO, J., KAROLI, S. a KALIČIAK, M., 1994: Tectonic history of the East Slovakian Basin during the Neogene. *ESRI Occas. publ., New ser. 11A, Univ. of South Carolina, Columbia*, 1–16.
- KOUTEK, J., 1936: O nálezu nubekulariových vápenců v ČSR. *Příroda, Brno*, 19.
- KOZIKOWSKI, H., 1958: Stosunek plaszczowiny magurskiej do podłoża. *Acta geol. pol.* 8, 179–209.
- KOZUR, H. a MOCK, R., 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. *Geol. paläont. Mitt. (Innsbruck)*, 3, 2, 1–14.
- KOZUR, H. a MOCK, R., 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 24, 2, 365–374.
- KOZUR, H. a MOCK, R., 1977: Erster Nachweis von Conodonten im Paleozoikum (Karbon) der Westkarpaten. *Čas. Mineral. a Geol. (Praha)*, 22, 3, 299–305.
- KOZUR, H., MOCK, R. a MOSTLER, H., 1976: Stratigraphische Neuinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slowakei) in das Oberste Vise-Serpukhovian (Namur A). *Geol. paläont. Mitt. (Innsbruck)*, 6, 1, 1–29.
- KOZUR, H. a MOCK, R., 1985: Erster Nachweis von Jura in der Meliata-Einheit der südlichen Westkarpaten. *Geol. paläont. Mitt. (Innsbruck)*, 13, 10, 223–238.
- KSIĄZKIEWICZ, M., 1972: Budowa geologiczna Polski, t. IV. *Tektonika, cz. 3, Karpaty. 1st ed., Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne*.
- KYSELA, J., MARSCHALCO, R. a SAMUEL, O., 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchno-kriedových sedimentov manínskej jednotky. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 78, 143–167.
- LEFELD, J. et al., 1985: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic Units of the Tatra Mts. *Polska Akad. Nauk., Stud. geol. pol. (Warszawa)*, 84, 1–93.
- LEŠKO, B., 1955: Geologická stavba územia medzi Vranovom a Strážskym. *Geol. Zbor. (Bratislava)*, 6/4–2, 18–42.
- LEŠKO, B., 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 46, 281–322.
- LEŠKO, B., 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. *Geol. Sbor. (Bratislava)*, 11, 1, 95–104.
- LEŠKO, B. a SAMUEL, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Bratislava, *Vyd. Slov. Akad. Vied*, 280 s.
- LEŠKO, B. a VARGA, I., 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Miner. slov. (Bratislava)*, 12, 97–130.
- LEXA, J., KONEČNÝ, V., KALIČIAK, M. a HOJSTRIČOVÁ, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. In: RAKÚS, M. a VOZÁR, J. (ed.): *Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát*. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 57–70.
- LIEBUS, A. a SCHUBERT, R. J., 1903: Die Foraminiferen der karpatischen Inoceramenschichten von Gbellan in Ungarn

- (Puchover Mergel). *Jb. Geol. Reichsanst. (Wien)*, 52, 285–310.
- LUKÁČIK, E., 1981: Petrológia granitov-granodioritov prašivského typu západnej časti nízkotatranského plutónu. *Záp. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochem. Metalogen.*, 8, 121–142.
- MAHEL, M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývoj mezozoika Centrálnych Karpát. *Geol. Práce (Bratislava)*, 55.
- MAHEL, M., 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 21, 5–28.
- MAHEL, M., 1981: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. *Miner. slov. (Bratislava)*, 13, 4, 289–306.
- MAHEL, M., 1982: Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. *Miner. slov.* 14, 1–40.
- MAHEL, M., 1986: Geologická stavba českoslov. Karpát. Časť 1: paleoalpínske jednotky. Bratislava, Veda, 503 s.
- MAHEL, M., 1987: The Malé Karpaty Mts. – Constituent of the transitional segment between the Carpathians and Alps; important tectonic window of the Alpides. *Miner. slov. (Bratislava)*, 19, 1–27.
- MAHEL, M. a VOZÁR, J., 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severogemeridnej synklinále. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 56, 47–66.
- MÁRTON, E., 1993: The itinerary of the Transdanubian Central Range: An assessment of relevant paleomagnetic observations. *Acta geol. Acad. Sci. Hung. (Budapest)*, 37, 1, 77–93.
- MÁRTON, E. et al., v tlači: Rotation of the North Hungarian Paleogene and Lower Miocene rocks indicated by paleomagnetic data (S. Slovakia, N-NE Hungary). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, Bratislava.
- MARSCHALCO, R., 1966: Origin and depositional history of basal formation. *Geol. Sbor. Geol. carpath.* 17, 311–335.
- MARSCHALCO, R., 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. Veda, Bratislava, 1–130.
- MARSCHALCO, R. a SAMUEL, M., 1993: Sedimentológia východnej vetvy súľovských zlepcov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 17, 7–38.
- MATĚJKA, A., 1958: Výskyt bauxitických hornín od Drienovca na južnom Slovensku. *Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 38, 4, 279–281.
- MATĚJKA, A., 1961: O haligoveckém mezozoiku a paleogénu. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1959, Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 129–130.
- MATĚJKA, A. a ANDRUSOV, D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Knihovna St. geol. úst. ČSR*, 13 A, 19–164.
- MATĚJKA, A. a ROTH, Z., 1950: Poznámka o hlavných tektonických jednotkách magurského flyše v ČSR. *Věstn. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 25, 301–308.
- MATĚJKA, A. a ROTH, Z., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. *Rozpr. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 22, 1–332.
- MATĚJKA, A. et al., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M-34-XXII, M-34-XXVIII, Zborov–Košice. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 254 s.
- MAZZOLI, C. a VOZÁROVÁ, A., 1989: Further data concerning the pressure character of the Hercynian metamorphism in the West Carpathians (Czechoslovakia). *Rend. Soc. Ital. Min. Petr. (Milano)*, 43, 3, 635–642.
- MAZZOLI, C., SASSI, R. a VOZÁROVÁ, A., 1992: The pressure character of the Alpine metamorphism in the Central and Inner Western Carpathians (Czecho-Slovakia). In VOZÁR, J. ed.: Special volume to the problems of the Paleozoic geodynamic domains, IGCP Project No. 276. Bratislava, Geologický ústav D. Štúra, 109–117.
- MELLO, J., 1979: Meliatska séria v turnianskom tektonickom okne (Slovenský kras, Záp. Karpaty). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 72, 61–76.
- MELLO, J., 1979: Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? *Miner. slov.* 11, 3, 279–281.
- MELLO, J. a SALAJ, J., 1982: Nález vápencov gosauskej kriedy v údolí Miglinc (Slovenský kras). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 77, 49–54.
- MELLO, J. a GAÁL, L., 1984: Meliatska skupina v čoltovskej rokli. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 81, 51–62.
- MELLO, J., MOCK, R., PLANDEROVÁ, E. a GAÁL, L., 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. *Geol. Práce, Spr. Bratislava*, 79, 55–82.
- MELLO, J., ELEČKO, M., GAÁL, L., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, L. a VOZÁROVÁ, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1:50 000. Bratislava, Vyd. D. Štúra.
- MELLO, J., ELEČKO, M., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, L. a VOZÁROVÁ, A., 1996: Geologická mapa Slovenského krasu 1 : 50 000. Geol. služba SR, Bratislava.
- MENČIK, E., ADAMOVIČ, M., DVOŘÁK, J., DUDEK, A., JETEL, J., JURKOVÁ, A., HANZLÍKOVÁ, E., HOUSA, V., PESLOVÁ, H., RYBÁŘOVÁ, L., ŠMÍD, B., ŠEBESTA, J., TYRÁČEK, J. a VAŠÍČEK, Z., 1983: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. Praha, Academia, 304 s.
- MÉRES, Š. a HOVORKA, D., 1989: Metamorfný vývoj Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. *Miner. slov. (Bratislava)*, 21, 203–216.
- MICHALÍK, J., 1977: Paläogeographische Untersuchungen der fatra-Schichten des nördlichen Teiles des fatrikums in der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 28, 1, 71–94.
- MIKO, O., 1981: Strednepaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovho gruňa v veporidnom kristalinikume Nížkych Tat. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 32, 4, 465–474.
- MILIČKA, J., FRANCÚ, J., HORVÁTH, I. a TOMAN, B., 1991: Optical, structural and thermal characterization of meta-anthracite from Zemplínium, West Carpathians. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 42, 1, 53–58.
- Mišík, M., 1954: Sedimentárno-petrografický výskum neogénu východného Slovenska. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 234–254.
- Mišík, M., 1979: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla Vršateckého hradu (neprunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 5, 5–56.
- Mišík, M., GULIČKA, J. a URVICHAROVÁ, E., 1974: Devínska Kobyla. Geologické pomery, kvetena a fauna. Bratislava, Obzor, 102 s.
- Mišík, M., CHLUPÁČ, I. a CÍCHA, I. 1985: Stratigrafická a historická geológia. Bratislava, SPN, 570 s.
- Mišík, M. a SÝKORA, M., 1982: Allodapische barmsteinalke im Malm des Gegirges Čachtické Karpaty. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 1, 51–78.
- Mišík, M., SÝKORA, M. a JABLONSKÝ, J., 1991: Strihovské zlepenca a juhmagurská kordiléra. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 14, 7–72.

- MOCK, R. et al., 1993: Problematika meliatika v oblasti SGR a v Slovenskom Krase. Manuskript–archív GS SR, Bratislava, 1–22.
- MOLÁK, B., MIKO, O., PLANDEROVÁ, E. a FRANCÚ, J., 1986: Staropaleozoické metasedimenty na južných svahoch Nízkyh Tatier v oblasti Jasenia. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 84, 39–64.
- NAGY, A., BARÁTH, I. a ONDREJČKOVÁ, A., 1993: Karloveské vrstvy – marginálne sedimenty sarmatu východného okraja Viedenskej panvy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 97, 69–72.
- NEMČOK, J., 1980: Geologické pomery okolia Bardejovských kúpeľov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 74, 79–84.
- NEMČOK, J., ZAKOVIČ, M., GAŠPARIKOVÁ, V., ĎURKOVIČ, T., SNOPOKOVÁ, P., VRANA, K. a HANZEL, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 131 s.
- NEMČOK, M. a LEXA, J., 1990: Evolution of the Basin and Range Structure around the Žiar Mountain Range. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 3, 229–258.
- NĚMEJC, F., 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. Rozpr. II. Čs. Akad. Věd, (Praha), 56, 15, 1–34.
- NĚMEJC, F. a OBRHEL, J., 1958: Zprávy o výsledcích vyšetření některých sběrů rostlinných otisků z permokarbonu na Slovensku. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1957, (Praha), 165–166.
- NOSZKY, J., 1930: Die Oligocen-Miocen Bildungen in dem NO Teile des Ungarischen Mittelgebirge II. Miocen. Ann. hist.-natur. Mus. Nat. hung., (Budapest), 27, 159–236.
- NOVOTNÝ, M. a ROJKOVIČ, I., 1981: Uránové zrudnenie v Západných Karpatoch. In: Vážnejšie problémy geol. vývoja a stavby Československa. Zborn. ref. z konf. v Smoleniciach 1979. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 327–347.
- NOWAK, J., 1927: Zarys tektoniki Polski. Krakow.
- ONREJČKOVÁ, A., 1990: Rádiolárie triasu a jury Slovenského krasu. Manuskript–archív GS SR, Bratislava, 52 s.
- PAPP, A. et al., 1978: M4 Badenian (Moravien, Wielicien, Kosovien). Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, Bd. VI. Bratislava, Veda, 5–22.
- PETŘÍK, I., BROSKA, I., UHER, P. a KRÁL, J., 1993: Evolution of the Variscan granitoid magmatism in the Western Carpathian realm. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava) 44, 265–266.
- PEŠL, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotke vnějších flyšových Karpát na území ČSSR a PLR. Sborn. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 9, 71–118.
- PIVKO, D., BEŇUŠKA, P., KOVÁČIK, M., VRANOVSKÁ, A., KORÁBOVÁ, K., POTFAJ, M. a SIRÁŇOVÁ, Z., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape okolia Pilska na listoch 26–142 Mútne a 26–231 Oravské Veselé. Manuskript–archív GS SR, Bratislava, 78 s.
- PLANDEROVÁ, E., 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč Unit in the NE part of the Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. Geol. Práce, Spr. Bratislava, 60, 143–168.
- PLANDEROVÁ, E., 1974: Poznámky o veku starohorského paleozoika na základe palinologického výskumu. Miner. slov. (Bratislava), 6, 1, 63–67.
- PLANDEROVÁ, E., 1979: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrova na základe palinologie. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 72, 31–61.
- PLANDEROVÁ, E., 1980: Nové údaje o veku rožňavsko-železníckej série. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 74, 113–128.
- PLANDEROVÁ, E. a ČILLÍK, J., 1990: Vek pestrých bridlíc z oblasti meďonosného ložiska v Španej Doline. Miner. slov. (Bratislava), 22, 5, 411–416.
- PLANDEROVÁ, E., SITÁR, V., GREČULA, P. a EGYÜD, K., 1981: Biostratigrafické zhodnotenie grafitických bridlíc Zemplínskeho ostrova. Miner. slov. (Bratislava), 13, 97–128.
- PLANDEROVÁ, E. a VOZÁROVÁ, A., 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporid. Geol. Práce, Spr. Bratislava, 70, 129–141.
- PLANDEROVÁ, E. a VOZÁROVÁ, A., 1982: Biostratigraphical correlation of the Late Paleozoic formations in the West Carpathians. Ed.: F. P. SASSI, Newsletter No. 4, Project No. 5, Padova, 67–71.
- PLAŠIENKA, D., 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. Manuscript–archív GÚ SAV, Bratislava, 1–153.
- PLAŠIENKA, D., 1987: Borinská jednotka v Malých Karpatoch. Miner. slov. (Bratislava), 19, 3, 217–230.
- PLAŠIENKA, D., JANÁK, M., HACURA, A. a VRBATOVIČ, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpsky metamorfovaných hornín veporika. Miner. slov. (Bratislava), 21, 43–51.
- PLAŠIENKA, D., MARSCHALCO, R., SOTÁK, J., PETERČÁKOVÁ, M. et al., 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. Miner. slov. (Bratislava), 26, 311–334.
- POLÁK, M. a BUJNOVSKÝ, A., 1979: Lučivnianske vrstvy pri Párnici (nový názov litostratigrafickej jednotky spodnej kriedy obalových sérií Západných Karpát). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 61–69.
- POLÁK, M., JACKO, S., SASVARI, T., VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. a ZACHAROV, M., 1996: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. Bratislava. Geol. služba SR.
- POTFAJ, M., 1983: Postavenie magurských pieskocov a malcovské vrstvy na Orave. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 79, 117–140.
- POTFAJ, M., 1989: Vychyľovské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka v magurskom flyši (paleogén Kysúc a Oravy). Spr. o výsk. (Bratislava), Geol. Úst. D. Štúra, 43–49.
- POTFAJ, M., 1993: Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma Západných Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 98, 55–78.
- POTFAJ, M., SAMUEL, M., RAKOVÁ, J. a SAMUEL, O., 1991: Geologická stavba Kubínskej Hole (Orava). Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 15, 25–66.
- PUTIŠ, M., 1987: Some remarks on the metamorphism and tectonics of the Kráľova hoľa and Trestník crystalline complexes (Veporicum, West Carpathians). Acta geol. et geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 43, 67–84.
- PUTIŠ, M., 1989: Štruktúrny a metamorfný vývoj kryštalínika východnej časti Nízkyh Tatier. Miner. slov. (Bratislava), 21, 3, 217–224.
- RADVANEČ, M., 1992: Zonálnosť nízkotlakovej a polyfázovej metamorfózy v otvorenom systéme pre fluidnú fázu v rulovo-amfibolitovom komplexe. Miner. slov. (Bratislava), 24, 3–4, 175–196.
- RAKÚS, M., 1975: Pestrá vrchná krieda „couches rouges“ v manínskom príkrove. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 211–213.
- RAKÚS, M., 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 68, 21–38.
- RAKUSZ, GY., 1932: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyo. Geol. hung. Ser. Paleont., (Budapest), 8, 1–219.

- ROTH, Z., 1957: L'état actuel de nos connaissances de l'édifice de la zone de flysch des Carpates tchécoslovaques. *Congresso geol. int. XX Sésion, Ciudad de México, México*, 253–265.
- ROTH, Z., 1963: Strukturbeziehungen des Sedimentationsgebietes der Flyschzone der Westkarpaten zum Karpatenvorland and den Zentralkarpaten. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 28, 5–22.
- ROTH, Z., 1980: Západní Karpaty – terciérní struktura střední Evropy. *Knihovna Ústř. Úst. geol., Praha*, 55, 128 s.
- ROYDEN, L., 1985: The Vienna Basin a thin – skinned pull-apart basin. In: K. Biddle and N. Christie-Blick (Editors): *SEPM Spec. Publ. (Wien)*, 37, 319–338.
- SALAJ, J., KYSELA, J., GAŠPARIKOVÁ, V. a BEGAN, A., 1978: Dán a mont manínskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 70, 57–81.
- SALAJ, J., BEGAN, A., HANÁČEK, J., MELLO, J. et al. 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 181 s.
- SALAJ, J. a PRIECHODSKÁ, Z., 1987: Porovnanie gosauských vývojov senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Álp. *Miner. slov. (Bratislava)*, 19, 499–521.
- SAMUEL, O., 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 59, 285–299.
- SAMUEL, O., 1975: Menilitové bridlice v myjavskom vývine. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 63, 115–130.
- SAMUEL, O., 1977: Nález foraminifer z pestrých vrstiev pri Dobšinskej Ladovej jaskyni a ich stratigrafická interpretácia. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 67, 93–103.
- SAMUEL, O., BORZA, K. a KÖHLER, E., 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh valley (West Carpathians). *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 246 s.
- SAMUEL, O., SALAJ, J. a BEGAN, A., 1980: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 6, 81–111.
- SAMUEL, O. a GAŠPARIKOVÁ, V., 1983: 18th European Colloquy on Micropaleontology. *Excursion-guide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 215 s.
- SAMUEL, O. (Ed.), 1988: *Stratigrafický slovník Západných Karpát 3*. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 292 s.
- SASSI, F. P. a VOZÁROVÁ, A., 1987: The pressure character of the Hercynian metamorphism in the Gemericum (West Carpathians, Czechoslovakia). *Rend. Soc. Ital. Min. Petr., (Milano)*, 42, 73–81.
- SASSI, R. a VOZÁROVÁ, A., 1992: Pressure character of the Variscan metamorphism in the Gemericum and Veporicum (West Carpathians, Czecho-Slovakia). *Boll. Soc. geol. ital. (Roma)*, 111, 33–39.
- SENEŠ, J., 1955: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov východného Slovenska na základe makrofauny. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 40, 1–171.
- SENEŠ, J., 1958: Pectenulus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. *Geol. Práce, Monogr. Sér. 1, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 232 s.
- SENEŠ, J. et al., 1971: Korrelation des Miozän der Zentralen Paratethys (Stand, 1978). *Geol. Zbor. SAV, (Bratislava)*, 22, 1,3–9.
- SCHEIBNER, E., 1967: Nižná subunit – new stratigraphical sequence of the Klippen belt (W. Carpathians). *Geol. Sborn. Geol. carpath. (Bratislava)*, 18, 13–136.
- SITÁR, V. a VOZÁR, J., 1973: Die ersten Makrofloren Funde in dem Karbon der Choč Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 24, 2, 441–448.
- SLÁVIK, J., 1959: Geomorfologický vývoj severnej a centrálnej časti pohoria Vtáčnik a priľahlých oblastí. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 55, 255–265.
- SNOPKO, L., 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. *Západ. Karpaty (Bratislava)*, 7, 103–152.
- SNOPKO, L. a IVANIČKA, J., 1978: Úvahy o paleogeografii v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. In: VOZÁR, J. (ed.): *Paleogeogr. vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 269–279.
- SNOPKOVÁ, P. a SNOPKO, L., 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palynologických výsledkov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 5, 57–102.
- SPENGLER, E., 1932: Ist die "Mittlere subatrische Decke" der Westkarpathen eine selbstständige tektonische Einheit? *Věst. St. geol. Úst., Čs. Republ. (Praha)*, 8, 215–225.
- ŠPIČKA, V. a ZAPLETALOVÁ, I., 1963: Nástin celopánevní korelace karpátu v čs. části Vídeňské pánve. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1962 (Praha)*, 233–235.
- ŠPIČKA, V. a ZAPLETALOVÁ, I., 1964: Nástin korelace karpátu v československé části vídeňské pánve. *Sbor. geol. Věd, Geol. (Praha)*, 5, 127–156.
- ŠPIČKA, V., 1966: Paleogeografie a tektogeneze Vídeňské pánve a příspěvek k její naftově-geologické problematice. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 76, 12, (Praha), 1–118.
- SPIŠIAK, J. a HOVORKA, D., 1984: Coexisting biotites and garnet of paragneises from Rudňany area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 40, 61–78.
- SPIŠIAK, J., HOVORKA, D. a IVAN, P., 1985: Klátov Group – the representative of the Paleozoic amphibolite facies metamorphites on the Inner Western Carpathians. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 82, 205–220.
- SPIŠIAK, J., PITOŇÁK, P. a PETRO, M., 1988: Metaultramafity z oblasti Jasenie–Kyslá. *Miner. slov.*, 20, 143–148.
- SPIŠIAK, J. a PITOŇÁK, P., 1990: Nízke Tatry Mts. crystalline complex new facts and interpretation /Western Carpathians, Czechoslovakia/. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 41, 4, 377–392.
- SPIŠIAK, J. a PITOŇÁK, P., 1992: Banded amphibolic rocks - pre-Variscan basement of the Western Carpathians. *Terra abstr., Supl. No. 2 to Terra Nova*, 4, 63.
- STEININGER, F., PAP, A., CICHÁ, I. a SENEŠ, J., 1975: Fith Congres RCMNS Bratislava, Excursion „A“, Marine Neogene in Austria and Czechoslovakia. *Bratislava, Veda*, 183 s.
- STEININGER, F. et al., 1985: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. *Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. V. 1 a 2., Inst. of Paleont. Univ. of Vienna*.
- STRAKA, P. 1981: O veku série foederata. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 75, 57–62.
- STRÁNIK, Z., 1965: Geologie magurského flyše Čerchovského pohorí a západní části Ondavské vrchoviny. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 3, 125–178.

- STRÁNIK, Z., ADAMOVIČ, M., BUBÍK, M., ELIÁŠ, M. et al., 1989: Geologie hluckého vývoje bělokarpatске jednotky. Manuskript–archív Ústř. Úst. geol., Brno, 1–132 s.
- STRÁNIK, Z., KREJČÍ, O. a MENČÍK, E., 1989: Příspěvek ke geologii bělokarpatске jednotky. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1986 (Praha), 143–146.
- STRÁNIK, Z., MENČÍK, E. a KREJČÍ, O., 1986: Přínos studia geotraverzů pro geologii bělokarpatске jednotky a řešení jejího vztahu k vnějším jednotkám magurského příkrovu a k bradlovému pásmu. Manuskript–archív ČGÚ, Brno, 43 s.
- STRÁNIK, Z., VŮJTA, M., KREJČÍ, O., MARSCHALCO, R. et al., 1989: Ke stratigrafii a sedimentologii hluckého vývoje bělokarpatске jednotky. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1987 (Praha), 121–124.
- STRÁNIK, Z., BUBÍK, M., KREJČÍ, O., MARSCHALCO, R., ŠVÁBENICKÁ, L. a VŮJTA, M., 1995: New lithostratigraphy of the Hluk development of the Bílé Karpaty unit. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 100, 57–76.
- ŠTŮR, D., 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. Geol. Reichsanst. 11, 17–151.
- ŠUF, J., 1963: Zpráva o geologickém průzkumu v okolí Štítníku. Geol. Práce, Spr. 27, Bratislava, 63–68.
- ŠUCHA, V., 1989: Burial metamorphism of clay minerals in Permian pelites of the Choč Nappe, Western Carpathians. Metallogeny and Anoxic Sediments. Meeting of Czechoslovak working group IGCP 254, Charles University Prague, 43–44.
- ŠUCHA, V. a EBERL, D. D., 1992: Postsedimentárna premena sedimentov permu severného gemerika a hronika Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 24, 399–407.
- ŠUSTA, V., 1931: O karbonu na Slovensku. Horn. Věstník Horn. hutn. Listy, 13, 25, (Praha), 417–422.
- ŠUTOVSKÁ-HOLCOVÁ, K., VASS, D. a KVAČEK, Z., 1993: Opatovské vrstvy: vrchno-egerské sedimenty delty v Ipeľskej kotline. Miner. slov. (Bratislava), 25, 428–436.
- ŠVAGROVSKÝ, J., 1950: Štrková formácia pri Varhaňovciach. Geol. Sbor. (Bratislava), 16, 2–4, 247–249.
- UHER, P., 1993: Vzácnoprvková Be-Nb-Ta mineralizácia v granitových pegmatitoch Západných Karpát. Kandidát. dizert. práca, Manuskript–archív SAV, Bratislava.
- UHLIG, V., 1891: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II. Die pieninische Klippenzug. Jb. Geol. Reichsanst. 40, 559–824.
- UHLIG, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. In: Bau und Bild Österreichs. Wien – Leipzig, 651–911.
- UHLIG, V., 1904: Über die Klippen der Karpaten. Comptes Rendus IX. Congres géol. internat. de Vienne 1903, Wien, 427–454.
- UHLIG, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. Akad. Wiss. Mat. Nat., Kl. 116, Abt. 1, Wien.
- VASS, D. a ELEČKO, M., 1977: Tvar valúnov a genéza pozdišovskej štrkovej formácie. Miner. slov. (Bratislava), 9, 1, 43–65.
- VASS, D., KONEČNÝ, V., ŠEFARA, J., PRISTAŠ, J. a ŠKVARKA, L., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 277 s.
- VASS, D. a ELEČKO, M., 1982: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (južné Slovensko). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 77, 111–124.
- VASS, D., KONEČNÝ, V. a PRISTAŠ, J., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny 1:50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 126 s.
- VASS, D. a ČVERČKO, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 111–126.
- VASS, D. (edit.), BODNÁR, J., ELEČKO, M., GÁÁL, L., HANÁČEK, J., HANZEL, V., LEXA, J., MELLO, J., PRISTAŠ, J., VASS, D. a VOZÁROVÁ, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského Rudohoria. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 177 s.
- VASS, D., NAGY, A., KOHŮT, M. a KRAUS, I., 1988: Devínskonovoveské vrstvy: Hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji Viedenskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 20, 2, 109–122.
- VASS, D. a ELEČKO, M. et al., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. Geology of Rimavská kotlina depression. GÚDŠ, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 160 s.
- VASS, D., 1989: Lithostratigraphy of West Carpathians Neogene. Meeting of KBGA Commission on Stratigraphy, Paleogeography and Paleontology. Litptovský Ján, Oct. 1989, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- VASS, D., NAGY, A., KOHŮT, M. a KRAUS, I., 1990: Granitoid clastics on the SE margin of the Vienna Basin and Basin Genesis. In: MINAŘIKOVÁ, D. a LOBITZER, H. (ed.): Thirty years of Geol. cooperation between Austria and Czechoslovakia. GBA Wien – ÚÚG Praha, 179–184.
- VASS, D. a ELEČKO, M. (Edits.), 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.
- VASS, D., ELEČKO, M., HORSKÁ, A., PETRÍK, F., BARKÁČ, Z., MELLO, J., VOZÁROVÁ, A., RADÓCZ, GY. a DUBÉCI, B., 1994: Základné črty geológie turnianskej depresie. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 99, 7–22.
- VASS, D., 1995: The Origin and Disappearance of Hungarian Paleogene Basins and short-term Lower Miocene Basins in Northern Hungary and Southern Slovakia. Slov. Geol. Mag. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 81–96.
- VOZÁR, J. 1973: Chemismus der Permischen Vulkanite der Choč-Einheit in den Westkarpathen. Nauka o Zemi, 7, Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied., 1–84.
- VOZÁR, J., 1977: Tholeiitické magmatické horniny v perme chočského príkrovu (Západ. Karpaty). Miner. slov. (Bratislava), 9, 4, 241–258.
- VOZÁR, J., 1984: Permian volcanic activity in the Variscan molasse evolutions in the West Carpathians. In: Magmatism of the molasse forming epoch. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 147–156.
- VOZÁR, J., 1995: Permian riftogenic volcanics in Western Carpathians (Slovakia). Terra Nostra, 7, 95, 143–146.
- VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A., ONDREJIČKOVÁ, A. a EBNER, F., 1989: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu BRU-1, lok. Brusník. Manuskript–archív GS SR, Bratislava, 70 s.
- VOZÁR, J., TOMEK, Č., VOZÁROVÁ, A., MELLO, J. a IVANIČKA, J., 1996: Seismic section G-1. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 101, 32–34.
- VOZÁROVÁ, A., 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spišsko-gemerského rudohoria. Západ. Karpaty, 18, (Bratislava), 7–98.
- VOZÁROVÁ, A., 1981: Litológia a petrografia nižnobocianskeho súvrstvia. Západ. Karpaty, Sér. Min., Petrogr., Geochem., Metalogen. (Bratislava), 8, 143–199.
- VOZÁROVÁ, A., 1989: Petrology of crystalline rocks of Zemplinicum. Geol. Soc. Greece, Sp. Publ. No 1, IGCP 276, Edits. PAPANIKOLAOU and SASSI, 97–104.
- VOZÁROVÁ, A., 1990: Development of metamorphism in the Gemeric/Veporic contact zone (Western Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 5, 475–502.

- VOZÁROVÁ, A., 1991: Petrológia hornín kryštalinika zemlinika. Západ. Karpaty (Bratislava), 14, 7–59.
- VOZÁROVÁ, A., 1992: Nové litostratigrafické jednotky v brusníckej antiklinále. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 96, 25–32.
- VOZÁROVÁ, A., 1993: Proveniencia metapieskovcov gelnickej skupiny a vzťah k paleo-tektonike sedimentačného bazénu. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 10, 7–54.
- VOZÁROVÁ, A., 1993: Pressure-Temperature conditions of metamorphism in the Northern part of the Branisko crystalline complex. Geol. carpath. (Bratislava), 44, 4, 219–232.
- VOZÁROVÁ, A. a KRIŠTÍN, J., 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov z kontaktnej aureoly alpínskych granitoidov južnej časti veporika. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 10, 199–221.
- VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1981: Litostratigrafická klasifikácia mladšieho paleozoika hronika. Miner. slov. (Bratislava), 13, 5, 385–403.
- VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 78, 169–194.
- VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1983: Nové poznatky o mladšom paleozoiku v Malej Fatre. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 79, 27–54.
- VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 314 s.
- VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1992: Tornaicum and Meliaticum in bore-hole Brusník BRU-1, Southern Slovakia (Brusník Anticline, Rimava Depression). Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest), 35/2, 97–116.
- VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1993: Prealpínske terény v Západných Karpatoch: rekonštrukcia kolízneho a postkolízneho štádia varískeho orogénu. In: RAKÚS, M. a VOZÁR, J. (ed.): Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 129–143.
- VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1996: Terranes of the West Carpathian–North Pannonian domain. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), Vyd. D. Štúra, 1/ 96, 65–85.
- VRÁNA, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und Foederata-Serie im Mittelteil der Veporiden. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 6, 29–84.
- VRÁNA, S. a VOZÁR, J., 1969: Minerálna asociácia pumpellyit-prehmit-kremennej fácie Nízkych Tatier. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 49, 91–100.
- ZOUBEK, V., 1957: Hranice gemeríd a veporíd. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 46,

Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1:500 000

Vydalo Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1996

Vedecký redaktor: doc. RNDr. Michal Kaličiak, CSc.

Vedúca redakcie: Ing. Janka Hrtusová

Jazyková redaktorka: Mgr. Viera Gardošová

Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

Počítačové spracovanie obálky a titulnej strany: RNDr. Š. Káčer

Tlač a knižárske spracovanie: GRAFOTLAČ Prešov, združenie, tel.: 091/732 489

ISBN 80-85314-57-6

ISBN 80-85314-57-6