VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE SLOVENSKÉHO KRASU 1 : 50 000

Zostavil: JÁN MELLO

s kolektívom autorov: MICHAL ELEČKO, JÁN PRISTAŠ, PETER REICHWALDER, LAURENC SNOPKO, DIONÝZ VASS, ANNA VOZÁROVÁ, ĽUDOVÍT GAÁL, VLADIMÍR HANZEL, JOZEH HÓK, PETER KOVÁČ, MIROSLAV SLAVKAY, ANDREJ STEINER

VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

GEOLOGICKÁ SLUŽBA
SLOVENSKEJ REPUBLIKY
KNIŽNICA, Bratislava
Signatúra : 1B 159a
Inv. čís. : 448/97
Sk : = 50,-
Získané : PV
Prílohy : 1 mapa

© Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1997

ISBN 80-85314-64-9

JÁN MELLO, MICHAL ELEČKO, JÁN PRISTAŠ, PETER REICHWALDER, LAURENC SNOPKO, DIONÝZ VASS, ANNA VOZÁROVÁ, ĽUDOVÍT GAÁL, VLADIMÍR HANZEL, JOZEH HÓK, PETER KOVÁČ, MIROSLAV SLAVKAY, ANDREJ STEINER

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE SLOVENSKÉHO KRASU 1 : 50 000

Zostavil: Ján Mello

VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY INFORMAČNÉ STREDISKO Bratislava

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. GRECULA, 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., RNDr. D. VASS, DrSc., doc. RNDr. A. VOZÁROVÁ, DrSc.

VYSVETLIVKY
k regionálnym geologickým mapám Slovenska

OBSAH

ÚVOD (J. Mello) 7

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV (J. Mello) 7

NÁČRT GEOLOGICKEJ STAVBY A GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA
(M. Elečko, J. Mello, J. Pristaš, A. Vozárová, L. Snopko) 11

LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS 22

GEMERIKUM (L. Snopko, A. Vozárová) 22

Gelnická skupina (L. Snopko) 23

Súvrstvie Bystrého potoka (vrchný silúr) 23

Drnavské súvrstvie (spodný devón) 26

Štóske súvrstvie vrchný (devón – spodný karbón) 31

Gočaltovská skupina (perm – ?spodný trias) (A. Vozárová) 32

Rožňavské súvrstvie (spodný – vrchný perm) 32

Štítnické súvrstvie (vrchný perm – spodný trias) 37

PRÍKROV BÔRKY (P. Reichwalder, A. Vozárová, J. Mello) 39

Jasovské súvrstvie (?perm) 41

Bučinské súvrstvie (?perm) 43

Hačavská sekvencia (spodný trias – ?jura) 44

MELIATIKUM (J. Mello) 50

Meliatska formácia (jura) 54

Bloky (olistolity) triasových hornín v meliatskej formácii 55

Ofiolitová formácia údolia Bodvy (ladin – spodný karn) 56

Meliatska formácia (jura) 60

TURNAIKUM (J. Mello) 62

Turiecke súvrstvie (vrchný karbón–baškir) (A. Vozárová) 66

Brusnícke súvrstvie (?perm) (A. Vozárová) 67

Verfénske súvrstvie (skýt) (J. Mello) 69

SILICIKUM (J. Mello) 80

Silický príkrov 80

Spodný trias 82
Verfénske súvrstvie (skýt) 82
Fácie karbonátovej platformy 87
Svahové a panvové fácie 95
Jura 102
VRCHNÁ KRIEDA (J. Mello) 104
TERCIÉR (M. Elečko, D. Vass) 106
Rimavská a Rožňavská kotlina 106
Oligocén 106
Oligocén – miocén 108
Vrchný miocén 113
Turnianska kotlina 115
Eocén – oligocén 115
Oligocén – kišcel 120
Vrchný oligocén – spodný miocén 121
Stredný miocén 122
Vrchný miocén 123
Pont 125
KVARTÉR (J. Pristaš) 127
Pleistocén 127
Holocén 132
TEKTONIKA (J. Mello, P. Reichwalder, L. Snopko) 135
POZNÁMKY KU KAPITOLE TEKTONIKA (A. Vozárová) 145
TEKTONIKA V TERCIÉRI (M. Elečko, D. Vass) 147
ŠTRUKTÚRNA ANALÝZA ZMIEN NAPÄŤOVÉHO POĽA (J. Hók, P. Kováč) 152
GEOFYZIKÁLNA CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA (A. Steiner) 154
PREHĽAD GEOMORFOLOGICKÉHO VÝVOJA ÚZEMIA (Ľ. Gaál) 158
GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (Ľ. Gaál) 163
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (V. Hanzel) 167
NERASTNÉ SUROVINY (M. Slavkay) 183
EXKURZNÉ LOKALITY (J. Mello, J. Pristaš) 197
LITERATÚRA 209
SUMMARY (J. Mello) 244

ÚVOD

Predkladaná mapa a vysvetlivky k nej završujú (s prestávkami) zhruba tridsaťročné obdobie geologických výskumov a mapovania v oblasti Slovenského krasu, ktoré uplynulo od vytlačenia generálnych geologických máp 1 : 200 000 a vysvetliviek k nim (FUSÁN et al, 1962, 1963).

Tieto výskumy vykonávané širokým tímom odborníkov hlavne v rámci viacerých etáp štátnej úlohy Regionálny geologický výskum Slovenska, ale aj iných úloh, prebiehali na pozadí nových moderných trendov v svetovej geológii, predovšetkým mohutného rozvoja mikrobiostratigrafických metód, hlavne na základe dasycladaceí, foraminifer, konodontov, holotúrií a v poslednom čase rádiolárií. Datované bolo veľké množstvo vrstiev a súvrství, čo pri dôslednom uplatnení Hedbergovho kódu umožnilo nielen podrobnú litostratigrafickú klasifikáciu, ale hlavne umožnilo pozrieť sa na geologickú stavbu inými očami.

Rozvoj sedimentologických metód, najmä pri štúdiu karbonátov, umožnil ich podrobnú genetickú klasifikáciu (rozlíšenie rifových, predrifových a lagunárnych komplexov).

Na pozadí teórie pohybu litosférických platní nový rozlet dostala tektonika a paleogeografia, geochémia a petrológia prispeli k poznaniu vyvretých a metamorfovaných hornín. K rozšifrovaniu geologickej stavby nemalou mierou prispeli aj tri hlboké vrty, ktoré sa realizovali v posledných pätnástich rokoch, a početné geofyzikálne práce.

To všetko spolu s podrobným geologickým mapovaním vyústilo do rozšifrovania nesmierne zložitej stavby tohto územia, bezpochyby jedného z najzložitejších v rámci Západných Karpát. Pokým v období generálok tu bola vyčlenená iba jedna tektonická jednotka, teraz je vyčlenených päť a nedá sa povedať, že by už všetky problémy boli vyriešené a že je to konečný stav.

Výsledky sa dosiahli v spolupráci s pracovníkmi Univerzity Komenského, Slovenskej akadémie vied, Geologického prieskumu, ako aj v spolupráci s maďarskými geológmi.

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Tak ako v iných pohoriach aj v Slovenskom krase históriu geologických výskumov možno rozdeliť do viacerých etáp, zhodných s politicko-územnými zmenami a usporiadaním.

Za rakúsko-uhorskej monarchie, v druhej polovici minulého a začiatkom tohto storočia tu začali prvé geologické výskumy rakúski a maďarskí geológovia (ANDRIAN, 1868, 1895; FOETTERLE, 1868, 1869; ŠTÚR, 1869; MADERSPACH, 1877,

1879; MOJSISOVICS, 1896; STÜRZENBAUM, 1879a, b; VOLF, 1869; UHLIG, 1903, 1907; GESSEL, 1903, 1904; BÖCKH, 1905, 1906, 1908, 1909; ACKER, 1906, 1907; VITALIS, 1909; SOBÁNYI, 1896; KISS, 1900 a iní).

Za prvej ČSR geologické výskumy a mapovanie vykonávali českí geológovia z pražského Státního geologického ústavu a občas "hosťovali" aj Poliaci, Taliani, či Maďari (ŠUF, 1930a, b, 1931, 1933, 1935, 1936a, b, 1939; ANDRUSOV a MATĚJKA, 1931; ANDRUSOV a ŠUF, 1936; KUNSKÝ, 1939, 1940; NĚMEJC, 1936; JANÁČEK, 1940; RABOWSKI, 1926; ROTH, 1939a, b; VITÁSEK, 1930; JASKÓ, 1933, 1935; ROZLOZSNIK, 1935; SÜMEGHI, 1939; PIA, 1940).

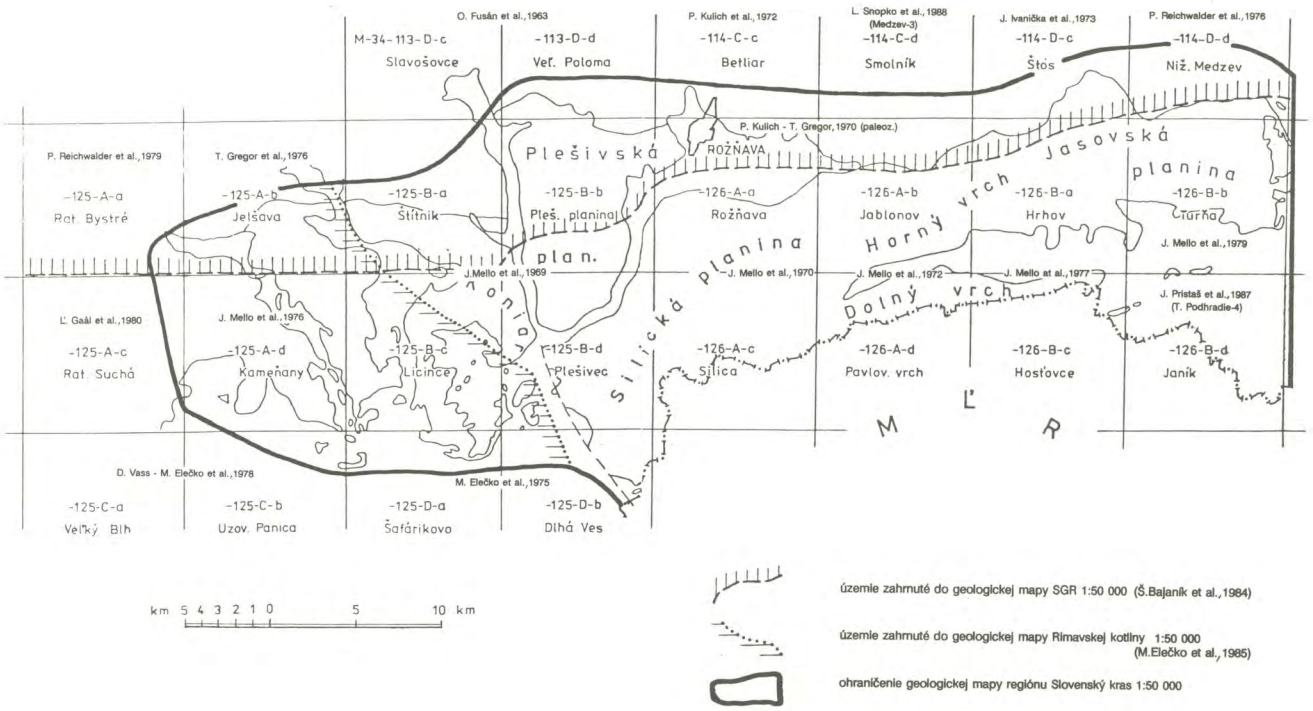
Za Slovenského štátu územie patrilo Maďarsku, a tak v geologických výskumoch pokračovali Maďari. Niektoré výsledky publikovali až v povojnovom období: BALOGH, 1940, 1945, 1948a, b, 1950a, b, c, 1952a, 1953; BARTKÓ, 1953; FUXOVÁ, 1940, 1941; LÁNG, 1940, 1942, 1949; NOSZKY, 1948; a iní.

Po druhej svetovej vojne, v začiatkoch druhej ČSR vo výskumoch, najmä s cieľom vyhľadávania nerastných surovín, pokračovali českí geológovia, ale postupne sa začalo objavovať čoraz viac mien mladých slovenských geológov (ANDRUSOV et al., 1951; ANDRUSOV a HOMOLA, 1951; ANDRUSOV, 1953; ANDRUSOV a ZOUBEK, 1953; AUSTOVÁ a MOLNÁROVÁ, 1951; BYSTRICKÝ, 1951, 1952, 1954; BYSTRICKÝ a FUSÁN, 1951, 1954, 1955, 1958, 1959, 1961a, b; BYSTRICKÝ, FUSÁN a KANTOR, 1952a, b; ČEKALOVÁ, 1953, 1954; FUSÁN, 1950, 1951; HOMOLA, 1951a, b, 1952; ILAVSKÝ, 1954; IVAN, 1956, 1957, 1958; KAMENICKÝ, 1950, 1957; KANTOR, 1950, 1954, 1955a, b, c, d, 1956; KANTOR a MAHEĽ, 1954; KOTÁSEK, 1958, 1959; KUBÁŇ, 1956; KUBIŠTA, MARSCHALKO a ROZLOŽNÍK, 1953; LACKO, 1955; LOŽEK, 1955; LOŽEK a PROŠEK, 1956; LUKNIŠ, 1950; MAHEĽ, 1953, 1954a, b, c, d, e, f; MARKOVÁ a VÁŇOVÁ, 1954; MATEJOVSKÁ, 1954; MATEJOVSKÝ, 1955, 1956a, b; MATĚJKA, 1958; MATULA, 1954; MIŠÍK, 1951, 1953; NEMČOK, 1953a, b, 1954; PÁCAL, 1954, 1956; PECHO, 1954; PETRÁNEK, 1956, 1957a, b; PETRÁNEK a POUBA, 1951; SENEŠ, 1946, 1950, 1957; ŠVAGROVSKÝ, 1956 a iní).

V roku 1955 sa začalo celoštátne so zostavovaním generálnych geologických máp. Väčšinou sa ako podklady použili citované práce a mapy (porov. FUSÁN et al., 1962, s. 9), ale súčasne to bol aj impulz na začatie nového mapovania Slovenského krasu (najmä BYSTRICKÝ, 1955a, d, 1956a, b, 1957a–d, 1958a, b, 1959a–c, 1960a, b). Generálková etapa mapovania sa uzatvorila vytlačením máp a vysvetliviek v rekordne krátkom čase (list Rimavská Sobota – FUSÁN et al., 1962, 1963).

Neskôr geologické mapovanie malo prebiehať po listoch 1 : 50 000 a prvé rukopisy boli pripravené [napríklad list Hranovnica z oblasti Slovenského raja, z oblasti Slovenského krasu vyšla ručne kolorovaná Dočasná geologická mapa 1 : 50 000, list Plešivec (BYSTRICKÝ a FUSÁN, 1959)].

Po oddelení GÚDŠ od ÚÚG Praha však na Slovensku bola prijatá koncepcia zostavovania geologických máp regiónov v mierke 1 : 50 000 a listov máp v mierke 1 : 25 000.



Obr. 1 Prehľad geologických máp 1 : 25 000 a vysvetliviek k nim z územia Slovenského krasu (MELLO, 1992)

Mapovaním Slovenského krasu bol od r. 1966 poverený Mello s kolektívom spolupracovníkov. Približne do r. 1980 zostavili geologické mapy 1 : 25 000 a vysvetlivky k nim z celého územia (obr. 1). Po istých prestávkach (práca v zahraničí, práca v iných regiónoch) bola skompletizovaná táto geologická mapa 1 : 50 000 a vysvetlivky k nej. Predchádzali jej dve rukopisné verzie (MELLO et al., 1988, 1992).

V geologickej mape a Vysvetlivkách sú zohľadnené okrem poznatkov získaných pri mapovaní po listoch aj výsledky získané na iných pracoviskách, najmä v SAV (BYSTRICKÝ, 1960a, b, 1964, 1965, 1967a, b, 1969, 1970, 1972; BYSTRICKÝ et al., 1973; ANDRUSOVOVÁ-KOLLÁROVÁ, 1960; ANDRUSOVOVÁ, BYSTRICKÝ a JENDREJÁKOVÁ, 1973; BORZA, 1970, 1973; MIŠÍK a BORZA, 1976; HARMAN a BORZA, 1970 a i.), na Univerzite Komenského (prevrat v chápaní geológie Slovenského krasu spôsobil nález triasových konodontov v meliatskej "sérii" – KOZUR a MOCK, 1973a, b; ANDRUSOV, 1975; neoceniteľné sú i ďalšie výskumy MOCKA, 1973, 1978, 1980b, 1988 a i.; MIŠÍKA, 1973; MIŠÍKA a BORZU, 1976; HOVORKU, 1965, 1975, 1990 a i.; diplomantov KALISKEJ, 1980; RAČKA, 1981; MODROVEJ, 1980 a i.) a na GP Rožňava a Košice (VARGA, 1963, 1971a, b, c, 1977, 1978; ABÓNYI, 1970, 1971; BARKAČ, 1985; BYSTRICKÝ a DUBOVSKÝ, 1961; BYSTRICKÝ a ORAVCOVÁ, 1962; BYSTRICKÝ a TOMKO, 1963; LEŠKO a VARGA, 1980; LEŠKO et al., 1980; HORSKÁ et al., 1991 a i.).

Súčasný stav poznatkov by nebolo možné dosiahnuť bez spolupráce, spoločných exkurzií a výskumov s maďarskými geológmi ani bez zohľadnenia výsledkov ich výskumu (najmä BALOGH, 1973, 1981; LESS et al., 1988; KOVÁCS, 1984, 1989a, b, 1992; KOVÁCS et al., 1989; KOVÁCS a BALOGH, 1979; KOZUR, 1973, 1979, 1991; BALLA, 1984; CSONTOS, 1988, 1992; ZELENKA et al. 1983a, b a i.).

K poznaniu geologickej stavby nemalou mierou prispeli aj geofyzikálne výskumy (FILO, 1964, 1965, 1968; FILO a ŠEFARA, 1971; GNOJEK et al. 1991; HOMOLA a MÜLLER, 1961; MUŠKA et al., 1992; PLANČÁR et al., 1975, 1977; STEINER et al., 1991 a i.).

Hydrogeologický výskum na jednej strane čerpal z geologických poznatkov (tak sa napríklad podarilo zabezpečiť dostatok pitnej vody pre mesto Rožňava zo slaveckej synklinály), na druhej strane zvláštnosti v obehu a v chemizme vôd, ako aj technické práce, najmä hydrogeologické vrty, pomohli riešiť geologické problémy (ŠUBA, 1969, 1973; OSLANEC, 1970; ORVAN, 1964, 1973a, b, 1974, 1979, 1991).

NÁČRT GEOLOGICKEJ STAVBY A GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Na geologickej stavbe územia, ktoré zobrazuje geologická mapa Slovenského krasu 1 : 50 000, sa podieľa 5 základných paleoalpínskych (mladokimerských) tektonických jednotiek – silicikum, turnaikum, meliatikum, príkrov Bôrky a gemerikum i mladšie kenozoické sedimenty, ktoré sčasti prekrývajú uvedené jednotky, ale nie sú ich súčasťou.

Iba na silickom príkrove, resp. uprostred jeho hornín, buď vo forme výplní krasových dutín, alebo zacviknuté uprostred čiastkových štruktúr, sú zachované vrchnokriedové sedimenty.

Gemerikum reprezentujú najmä staro- a mladopaleozoické vulkanické a sedimentárne horniny, v malom rozsahu i mezozoické horniny. Formoval ho postupne kaledónsky, varisky a nakoniec alpínsky orogén, ktorý mu vtisol alpínsky ráz stavby, hoci sa reliktne zachovali aj prvky staršej stavby (podľa názoru niektorých iných autorov dominujúcou je variská stavba). Gemerikum ako celok je epizonálne metamorfované. Gemerikum je hlavným stavebným elementom Spišsko-gemerského rudohoria (porov. geologickú mapu a vysvetlivky BAJANÍK et al., 1983 a 1984); na územie, ktoré zobrazuje geologická mapa Slovenského krasu, zasahuje svojou južnou časťou.

Príkrov Bôrky nesie stopy deformácie a metamorfózy v podmienkach vysokého tlaku a nízkej teploty, t. j. musel sa, alebo aspoň niektoré jeho časti, na istú dobu ocitnúť v subdukčnej zóne. V podstate ide o zvyšky subdukčno-akrečného komplexu, v ktorom sú hojné (metamorfované) útržky podobné mladšiemu paleozoiku a mezozoiku gemerika a meliatika.

Turnaikum predstavuje bezkorenný príkrov skladajúci sa z viacerých čiastkových jednotiek. Spodnotriasové až spodnoaniské horniny (predriftové štádium) sú porovnateľné so silickým príkrovom, pelsónske až vrchnotriasové horniny majú hlbokovodnejší charakter než horniny v silickom príkrove (svahové až panvové fácie). Väčšina hornín turnaika vykazuje známky slabej metamorfózy (v podmienkach anchizóny). Rozšírenie: Turnianska kotlina, územie medzi Brusníkom a Slovenskou skalou, okolie Štítnika, Honiec a ďalšie drobné výskyty. Podľa pôvodnej definície boli z neho známe iba triasové horniny, v predloženej mape k nemu zaraďujeme aj paleozoické horniny brusníckej antiklinály. Tie sú dobre porovnateľné s paleozoickými horninami pohoria Szendrő. Je pravdepodobné, že sú zastúpené aj jurské horniny, podobne ako na maďarskom území (časť bridličnatého súvrstvia v masíve Slovenskej skaly alebo bridlíc v Turnianskej kotline).

Meliatikum predstavuje relikty mobilného pásma Tethys, ktoré sa zachovali buď ako obdukované šupiny, alebo ako súčasť evaporitových melanží, prevažne na báze príkrovu silicika. Treťou formou vystupovania sú bloky (olistolity) starších hornín v jurských hlbokovodných sedimentoch. Pre meliatikum sú typické hlavne hlbokomorské až oceánske sedimenty (rádiolarity, pelagické a kremité vápence, čierne bridlice s olistostrómami a horniny ofiolitovej suity (gabrá, serpentinity a paleobazalty). Prevažne sú metamorfované v podmienkach anchizóny. Hlavné oblasti rozšírenia: okolie Meliaty, Držkoviec, Čoltova a Bretky a ďalšie drobné výskyty.

Silicikum je bezkorenný príkrov, v ktorom sú zastúpené horniny od najvyššieho permu až po vrchnú juru s celkovou mocnosťou 2–3 km. Ide prevažne o nemetamorfované horniny. Čo do mocnosti dominujú stredno- a vrchnotriasové biogénne a biodetritické vápence karbonátovej platformy (dosahujúce mocnosť viac než 1 km), ktoré podmienili vznik rozsiahlych krasových planín. Do nich iba v menšom rozsahu prstovite zasahujú fácie intraplatformových depresií a v južnej časti silického príkrovu (hlavne na maďarskom území) sú rozšírené aj pelagické vápence zo svahu k oceánskemu trógu meliatika (hallstattské vápence, zlambašské vrstvy a i.).

Geologické a tektonické jednotky, ktoré sa zúčastňujú na stavbe dnešného Slovenského krasu a bezprostredne priľahlých území, vznikali počas nesmierne dlhej doby (podľa horninového záznamu viac než 500 miliónov rokov). Počas nej sa (paleo)geografické podmienky nespočetnekrát menili od oceánskych ku kontinentálnym a naopak. Obdobia pokoja sa striedali s obdobiami tektonickej aktivity a vulkanizmu.

Najstaršie horniny z gemerika (fylity, lydity, porfyroidy) majú okolo 500 miliónov rokov, evapority v Bohúňove, Rožňavskej kotline či Držkovciach okolo 240 miliónov rokov, rádiolarity meliatskej skupiny alebo v silickom príkrove, ktoré svedčia o vzniku v oceánskych podmienkach, majú 150–200 miliónov rokov. Pieskovce a tmavé bridlice vrchnej kriedy v gombaseckom lome, ktoré svedčia o kontinentálnych podmienkach, majú 70 miliónov rokov. More z južných oblastí Slovenského krasu ustúpilo pred 22 miliónmi rokov (egenburg).

To, že sa dnes všetky tieto horniny nachádzajú na území, ktoré zobrazuje mapa Slovenského krasu, neznamená, že v tomto priestore, v tejto zemepisnej šírke a dĺžke všetky tieto horniny vznikali. Počas tejto dlhej doby sa tvár Zeme nesmierne menila – vytvárali sa, putovali a zanikali horské pásma a kontinenty, moria nastupovali a ustupovali, sopky chrlili prúdy lávy a vyhasínali. Ak by v spomenutom období stredoeurópska časť zemegule bola v istých intervaloch snímaná z geostacionárnej družice a teraz premietnutá, povedzme v hodinovom filme, videli by sme túto časť ako nesmierne živú a pulzujúcu, s neuveriteľnými geografickými zmenami. Tieto zmeny znázorňujú paleogeografické a palinspastické mapy. Súbor takýchto máp zachytávajúci územie od západnej Európy po Kaukaz vyšiel nedávno tlačou (DERCOURT-RICOU et al., 1990).

Priblížme si geologický vývoj zón, v ktorých vznikli tektonické a geologické jednotky, zobrazené na mape od staršieho paleozoika dodnes.

Staršie paleozoikum (–570 až –362 mil. rokov)

Vulkanicko-sedimentárne formácie gelnickej skupiny, ktoré reprezentujú najstaršie biostratigraficky doložené horniny gemerika, majú stratigrafické rozpätie vrchné kambrium – spodný devón (SNOPKOVÁ a SNOPKO, 1979). Generálne možno charakterizovať sekvencie gelnickej skupiny ako vulkanogénny flyš, ktorý vznikol v sedimentačnom bazéne žľabovitého tvaru, s vyvinutým režimom pozdĺžneho i bočného transportu. Rozloženie jednotlivých litofácií dokumentujú proximálne i marginálne flyšové fácie s typickými turbiditovými sekvenciami, uloženinami gravitačných sklzov a submarinných korýt (IVANIČKA a SNOPKO in BAJANÍK et al., 1983; IVANIČKA et al., 1989). Na zložení detritických zŕn v metasedimentoch sa podieľal zmiešaný zdroj materiálu – chemicky zrelý detrit obnaženého kontinentálneho okraja a vulkanoklastický materiál pochádzajúci z vulkanického oblúka aktívneho kontinentálneho okraja (SNOPKO a VOZÁROVÁ, 1981; VOZÁROVÁ in IVANIČKA et al., 1989; VOZÁROVÁ, 1993).

Diametrálne odlišný názor na geotektonické postavenie sedimentačného bazéna vyslovil GRECULA (1982). Podľa jeho modelu reprezentujú staropaleozoické formácie gemerika neorogénnu, riftogénnu etapu variského orogénu.

Vyvrásnenie sedimentačného bazéna gelnickej skupiny a nízkostupňová premena jeho výplne prebehla najpravdepodobnejšie v hlavnej etape variského orogénu, na rozhraní vrchného devónu – spodného karbónu. Regionálna premena bola vo fácii zelených bridlíc nízkotlakového typu (SASSI a VOZÁROVÁ, 1987). Rádiometrické datovanie premeny, žiaľ, chýba. Vek najmladších sedimentov gelnickej skupiny je palynologicky doložený ako spodný devón (l. c.). Nie je však biostratigraficky doložený vek štóskeho súvrstvia, ktoré v jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria leží v nadloží gelnickej skupiny. Jeho pozícia je najpravdepodobnejšie tektonická, a tak nie je vrchnodevónsko-spodnokarbónsky vek metamorfózy južného gemerika vylúčený. Klastický materiál z gelnickej skupiny a taktiež zo štóskeho súvrstvia sa nachádza v hruboklastických sedimentoch permskej gočaltovskej skupiny. Znamená to, že tu ide pravdepodobne o relikt variskej príkrovovej štruktúry.

Mladšie paleozoikum (–362 až –245 mil. rokov)

Počas podstatnej časti mladopaleozoického obdobia bola v oblasti južného gemerika prerušená sedimentácia. Zatiaľ čo v severogemeridnej zóne máme dôkazy o morských sedimentačných bazénoch, hlbokovodnom, flyšovom v spodnom karbóne a o plytkomorskom najprv v serpuchove a po krátkom prerušení aj vo

vestfále, juhogemeridná zóna sa stala sedimentačnou oblasťou až v období ?vrchného stefanu – spodného permu, keď vznikol kontinentálny sedimentačný bazén gočaltovskej skupiny.

Dôkazy o vrchnokarbónskej flyšovej sedimentácii sa získali v jadre brusníckej antiklinály, kde vystupuje olistostrómová flyšová formácia veku namur B – vestfál A (turiecke súvrstvie), ktorá však predstavuje paleozoikum dinaridného typu na báze turnianskeho príkrovu. Litologický vývoj i konodontová fauna turieckeho súvrstvia sa porovnáva s formáciou fylitov Szendrő (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1992a, b,c) v pohorí Szendrő (subjednotka RAKACA in KOVÁCS, 1987, 1989a, b). Konodontová fauna *zóny Idiognathoides* (EBNER et al., 1990) je porovnateľná s výskytmi v pohorí Szendrő, v pohorí Medvednica v Chorvátsku a v Karnských Alpách. Táto oblasť sedimentácie bola súčasťou externej zóny variského orogénu, ktorá v palinspastickom pláne nadväzovala na predpolie variského orogénu (severný okraj africkej platne). Do tejto sedimentačnej zóny patrili výskyty v pohoriach Szendrő a Bukové hory v Maďarsku a taktiež Hochwipfel-Flysch v južných Alpách (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1992b; EBNER, 1992).

Kontinentálna vrchnostefansko-permská sedimentácia v južnom gemeriku prebiehala v transpresno-transtenznom režime, ktorý vytvoril hlavný štruktúrny plán pre extenzné, divergentné členenie tohto sedimentačného priestoru neskôr vo vrchnom triase, a najmä v jure. Výplň tohto pravdepodobne veľmi členitého sedimentačného bazéna tvorí gočaltovská skupina, ktorá predstavuje "autochtónny obal" južného gemerika, a tiež silne deformované sekvencie jasovského a bučinského súvrstvia, ktoré ležia v dnešnej alpínskej stavbe v alochtónnej pozícii na rozličných častiach kmeňového príkrovu vo forme čiastkového príkrovu Bôrky. Všetky tieto klastické formácie môžeme korelovať so sedimentmi fácie verukána z alpsko-mediteránnej oblasti, ktoré ako samostatnú tektofáciu zviazanú so začiatkom alpínskeho riftingu definovali CASSINIS et al. (1979).

Pre vývoj juhogemeridného sedimentačného priestoru v širšom zmysle slova bol v mladšom paleozoiku určujúci pozvoľný prechod od kontinentálneho sedimentačného prostredia k príbrežno-morskému. Počiatočný kontinentálny bazén bol geneticky zviazaný najskôr s transpresnými horizontálnymi zlomovými systémami. Terigénny materiál sa transportoval z vyvýšených tektonicky aktívnych okrajov krátkymi alúviami. Vysoký stupeň mineralogickej zrelosti v rožňavskom súvrství odráža preddepozičné obdobie tektonickej stagnácie s intenzívnym pôsobením chemického zvetrávania v teplej a vlhkej klíme počas karbónu. Nízky stupeň štruktúrnej zrelosti svedčí o strmých sklonoch okrajov pôvodného sedimentačného bazéna. Prevládajú textúry typické pre korytové a povodňové sedimenty. Vznik regionálne rozšírených veľkých sedimentárnych cyklov bol asociovaný s prejavmi synsedimentárnej tektoniky. Synchrónne s nimi nastali aj prejavy vulkanickej činnosti. Kontinentálny aluviálny sedimentačný systém so sprievodnými subprostrediami pretrvával počas celého obdobia sedimentácie rožňavského

i spodných častí štítnického súvrstvia. Zlepencové horizonty zodpovedajú uloženinám divočiacich riek, ktoré boli v paleogeografickom pláne laterálne i vertikálne vystriedané litofáciami nízko- a vysoko meandrujúcich riek a s nimi zviazaných nivných sedimentov. V distálnej časti pôvodného sedimentačného bazéna boli situované jazerá (asi v príbrežnej zóne), v ktorých sedimentoval prevažne úlomkový materiál (pieskovce, bridlice). V obdobiach silnej evaporizácie vznikali kalcitovo-dolomitové sedimenty (stredná až vrchná časť štítnického súvrstvia). Extrémne množstvo albitov v týchto sedimentoch v sprievode kalcitu a dolomitu nabáda uvažovať, že časť sedimentov patrí k uloženinám aridných, sodno-alkalických jazier (rozloženie acidného vulkanoklastického detritu v alkalickom prostredí na zeolity a ich neskoršia nízkostupňová premena na albit). Vo vrchnej časti štítnického súvrstvia sa predpokladá postupná komunikácia s morským sedimentačným prostredím. Pomalé, subsidenčné klesanie celej tejto sedimentačnej oblasti znamenalo tektonické upokojenie a postupný prechod k divergentnému tektonickému režimu v alpínskej etape.

Mezozoikum (–245 až – 65 mil. rokov)

V kimerskom až paleoalpínskom období (perm – stredná jura – stredná krieda, teda pred 290–100 mil. rokov) najprv nastala peneplenizácia (zarovnávanie) variského horstva v kontinentálnych podmienkach. Vznikali, ako sme už uviedli, mocné súbory zlepencov a pieskovcov permskej molasy. Proces na rozhraní perm/trias prešiel cez lagunárne podmienky (doložené mocnými súbormi evaporitov) do plytkomorských v spodnom triase. V ňom ešte prevládala detritická sedimentácia (pieskovce, ílovce, sliene) nad chemogénnou karbonátovou.

Na začiatku stredného triasu vznikla rozsiahla karbonátová plošina, kde prevažne chemogénnou cestou, bez prínosu klastík, vznikali plytkovodné dolomity a vápence, stále viac za prispenia organizmov, ktoré svoje schránky a kostry budovali z karbonátov. Po ich odumretí sa úlomky z nich hromadili, boli tmelené buď jemným vápnitým kalom, alebo aragonitom vyzrážaným z vody, alebo vysoko magneziálnym kalcitom, dnes sparitom a tak vznikli často až tisícmetrové súbory vápencov. Na mnohých miestach sa v nich nájdu zachované relikty pôvodných rifov alebo rozsiahlych lagunárnych oblastí.

Od strednej časti anisu (pelsónu) sa súvislá karbonátová platňa plytkého šelfu začala smerom od východu rozštiepovať (stenčenie kôry a rifting v dôsledku extenzných pohybov) a okraje karbonátovej platformy sa začali od seba vzďaľovať. V riftovom grabene nastupovali stále hlbokovodnejšie až oceánske podmienky sedimentácie za sprievodu podmorskej vulkanickej činnosti. Na svahoch medzi oceánskym trógom a karbonátovými plošinami vznikali sedimenty prechodného typu, pre ktoré sú charakteristické kondenzované sledy, polohy turbiditických a sklzových sedimentov z okraja karbonátovej platformy a časté vložky produktov vulkanickej činnosti.

Tri skupiny tektonických jednotiek, ktoré dnes vyčleňujeme priamo v Slovenskom krase, v podstate pochádzajú z troch spomenutých paleogeografických zón. Meliatikum vzniklo z hornín centrálneho oceánskeho mobilného pásma, označovaného ako Paleotethys (SENGÖR, 1984, 1985), alebo v poslednom čase stále častejšie ako kimerský oceán (KOZUR, 1991). Turnaikum (niektorými autormi označované aj ako rudabáňaikum) vzniklo zo sedimentov (a vulkanitov), ktoré vznikali na svahu medzi mobilným pásmom a šelfom. Silicikum reprezentujú horniny karbonátovej platformy, intraplatformné depresie a čiastočne aj svahové sedimenty k oceánskemu pásmu.

Podľa KOZURA (1979, 1991) zatváranie kimerského oceána sa začalo už vo vrchnom triase subdukciou k juhu a skončilo sa jeho uzatvorením v oxforde. Z územia poznáme potom už len vrchnomalmské plytkovodné riasové vápence, aj to len z obliakov terciérnych hornín a vrchnokriedové sedimenty, ktoré vypĺňajú dutiny v triasových vápencoch (kontinentálne sedimenty), alebo sú vo forme šupín (v gosauskej morskej fácii) zacviknuté medzi čiastkovými štruktúrami silického príkrovu (MELLO a SALAJ, 1982). Svedčí to o pretrvávajúcich tektonických pohyboch aj v neoalpínskom období, dokonca aj v najmladšom neogéne (pozri ďalej).

Terciér (–65 až –1,65 mil. rokov)

Terciérne sedimenty vyvinuté na južnom okraji Slovenského krasu sa vyskytujú v troch kotlinách: Rimavskej, Rožňavskej a Moldavskej.

Rimavská kotlina zasahuje do študovaného územia svojou severovýchodnou časťou. Územie dnes pokryté terciérnymi sedimentmi Rimavskej kotliny bolo po kimerskom a strednokriedovom mediteránnom vrásnení istý čas súšou, ako o tom svedčia kontinentálne sedimenty v Gombaseckom lome (MELLO a SNOPKOVÁ, 1973; MARSCHALKO a MELLO, 1993) a potom zaliate epikontinentálnym morom gosauského typu (MELLO a SALAJ, 1982). Jeho sedimenty však v neskoršom období podľahli erózii a v študovanej oblasti sa nenašli. Sú známe napríklad z okolia Rimavskej Soboty (vrt LR-5, GAŠPARIKOVÁ, 1986).

Po laramskom vrásnení (?vznik čiastkových štruktúr silického príkrovu) bola celá Rimavská kotlina vyzdvihnutá a erodovaná. O kaolinickom zvetrávaní v tomto období svedčí prítomnosť kaolinitu v bazálnych skálnických vrstvách kišcelu. V kišceli väčšia časť Rimavskej kotliny bola zaplavená morom, ale vlastnú transgresiu predchádzal predtransgresívny cyklus reprezentovaný skálnickými vrstvami kontinentálneho pôvodu. Sama transgresia prichádzala z juhu a jz. a do študovanej oblasti prenikla ako záliv pozdĺž severného okraja šafárikovskej elevácie.

Začiatočná transgresívna fáza na relatívne málo členenom reliéfe prebiehala pomerne rýchlo a more v študovanom území ostalo plytké aj po skončení hlav-

ného transgresívneho pulzu. Sedimentácia prebiehala v litorálnom, resp. plytkom sublitorálnom a intralitorálnom (lagunárnom a zálivovom) prostredí.

Sedimenty kulminujúcej transgresie vznikli v pokojnom prostredí, bez významnejšej intervencie prúdov, so zle vetraným prostredím pri dne.

Distribúcia fácií a hrúbky sedimentov kišcelu poukazujú na možnosť synsedimentárnej aktivity zlomov severovýchodo-juhozápadného zlomového systému. V znosovej oblasti prevládali mezozoické sedimenty, vrátane jurských a kriedových sedimentov, ktoré sa dnes na severnom okraji Rimavskej kotliny vyskytujú len veľmi sporadicky. Klíma počas kišcelu bola subtropická (SNOPKOVÁ, 1975).

Koncom kišcelu more zo severovýchodnej časti Rimavskej kotliny ustúpilo, sedimenty čížskeho súvrstvia boli sčasti denudované.

Začiatkom egeru nastupuje nový transgresívno-regresívny cyklus. More zaplavilo aj šafárikovskú eleváciu a na severe prekročilo dnešné rozšírenie kišcelských sedimentov. Na severnom okraji dnešného rozšírenia lučenského súvrstvia egerského veku sa vyvinuli bazálne a okrajové hruboklastické a organogénne sedimenty (litorálneho a plážového prostredia). V období kulminácie transgresie sa more prehĺbilo a sedimentácia prebiehala v relatívne hlbokovodnejšom morskom prostredí.

Distribúcia fácií a hrúbok lučenského súvrstvia poukazuje na pokračovanie synsedimentárnej aktivity zlomov sv. zlomového systému.

V znosovej oblasti popri sedimentoch mezozoika, vrátane jurských a vrchnokriedových, vystupovali aj metamorfity a granitoidy (MARKOVÁ, 1967, 1974). Klíma bola subtropická a relatívne chladnejšia než v kišceli (PLANDEROVÁ, 1990).

Na konci egeru nastáva regresia a definitívny ústup mora zo študovanej oblasti. Územie bolo dlhodobo denudované. Severná časť Rimavskej kotliny začala v strednom miocéne mierne klesať, vďaka čomu na severnom okraji kotliny vznikli a zachovali sa akumulácie vulkanoklastík pokoradzského súvrstvia. Vulkanoklastický materiál sedimentoval v jazernom prostredí, neskôr v prostredí vulkanických svahov na periférii vulkánov situovaných severozápadne od študovaného územia.

Po skončení formovania pokoradzského súvrstvia sa územie vyzdvihlo a denudovalo. Denudácia predovšetkým zmenšila pôvodne rozsiahle telesá vulkanoklastických hornín.

Vo vrchnom miocéne–ponte opäť začala subsidovať severovýchodná časť kotliny. Prebiehala sedimentácia v jazerno-riečnom prostredí. Sedimenty poltárskeho súvrstvia pontu zasahujú ďaleko na sever a predstavujú výplne riečnych paleodolín.

Vo vrchnom miocéne vznikla a zapĺňala sa aj Rožňavská kotlina.

Počas sedimentácie alebo po usadení poltárskeho súvrstvia boli aktívne zlomy severozápadného smeru. Jeden z nich kontroluje dnešné rozšírenie poltárskeho súvrstvia na juhozápade (zlom potoka Turiec).

Reliéf znosovej oblasti na začiatku sedimentácie poltárskeho súvrstvia bol strmý.

Počas pontu alebo pred pontom existovali priaznivé klimatické a morfologické podmienky na kaolinické zvetrávanie. Klíma bola subtropická až mierna s obdobiami bohatými na zrážky.

Obdobie pontu bolo posledným obdobím terciérnej sedimentácie v študovanom území.

Rožňavská kotlina na rozdiel od Rimavskej začala subsidovať a zapĺňať sa až vo vrchnom miocéne–ponte.V predpontskom terciérnom období nebola predisponovaná na subsidenciu.

Moldavská kotlina – západná časť Moldavskej kotliny, t. j. čiastková turnianska depresia, podstúpila počas terciéru zložitý vývoj. Najstaršie súvrstvie – šomodské – má veľmi svojrázny a dosiaľ v Západných Karpatoch neznámy vývoj. Napríklad laminované riasové vápence a lagunárne vápence s uhoľnými vrstvičkami, neboli dosiaľ opísané ani z centrálnokarpatského, ani budinského paleogénu na južnom Slovensku. Táto skutočnosť navádza považovať šomodské súvrstvie za cudzorodý prvok na mieste dnešného výskytu. Túto predstavu podporuje skutočnosť, že súvrstvie leží v priestore, kde vyznievajú zlomy systému Darnó. Zlomový systém Darnó bol v posledných rokoch v mnohých prácach opísaný ako významný ľavostranný horizontálny posun (ZELENKA et al., 1983a, b). V prípade šomodského súvrstvia však veľké horizontálne pohyby neprichádzajú do úvahy, lebo siliklastický materiál v zlepencoch, podľa Vozárovej a Mellu, má lokálny charakter.

Šomodské súvrstvie s významným podielom hrubých klastík upozorňuje na možnosť istých horizontálnych pohybov po zlomoch, ktoré sú však sprevádzané enormnými akumuláciami hrubých klastík. Je veľmi pravdepodobné, že tieto horizontálne pohyby roztvárali priestor, v ktorom šomodské súvrstvie sedimentovalo.

Podložie šomodského súvrstvia nepoznáme. Nepoznáme ani najspodnejšie členy šomodského súvrstvia. Najstarší známy člen súvrstvia – laminované riasové vápence – vznikal v morskej príbrežnej lagúne za pobrežnými valmi či bariérovými ostrovmi na karbonatickom šelfe. V tomto prostredí sa v drobných cykloch – rytmoch – striedali podmienky priaznivé na vznik ílových lamín s vysokým obsahom organickej hmoty (zvýšený prínos jemného klastického materiálu s množstvom organickej hmoty) s podmienkami priaznivými na život rias. Zrejme časté prerušovanie podmienok na karbonatickú sedimentáciu neumožňovalo rast kolónií iných organizmov ako práve málo náročných riasových rohožiek – stromatolitov. V lagúnach neboli rovnaké podmienky. Tmavé vápence s uhoľnými vrstvičkami z vrtu V-10 vznikali tiež v lagúne, kde občas prevládalo paludálne prostredie, ale celkove prevládali podmienky priaznivé na sedimentáciu karbonátov. V dôsledku progradácie pobrežných fácií do panvy lagunárne prostredie

vystriedalo riečne, ktoré dlhodobo pretrvávalo. Laterálne i vertikálne sa striedali sedimenty riečneho koryta, agradačných valov a aluviálnej nivy s občasnými močiarmi. Pestré sfarbenie ílov zvýrazňuje kontinentálne podmienky sedimentácie. V znosovej oblasti prebiehalo kaolinické zvetrávanie, lebo prevládajúcim ílovým minerálom v pelitoch samého súvrstvia je kaolinit. Zrejme kaolinické zvetrávanie počas paleogénu nebolo iba doménou veporika a gemerika v severnom okolí Lučenskej a Rimavskej kotliny, kde sú známe hrubé kôry kaolinického zvetrávania pochované pod egerskými sedimentmi. V jazerách na riečnej nive epizodicky tiež vznikali podmienky na karbonatickú sedimentáciu. Sedimentáciu sprevádzala čulá tektonická aktivita, ktorá vyvolala sklzy. Ich priamym iniciátorom mohla byť tektonicky motivovaná seizmicita. V sedimentárnom zázname sa to prejavuje prítomnosťou hrubých polôh "pebbly mudstone".

Po usadení šomodského súvrstvia začiatkom oligocénu tektonika kulminovala. Súvrstvie sa zvrásnilo, vynorilo, denudovalo.

V ďalšej etape vývoja sedimentácia prebiehala opäť v lagunárnom alebo v kontinentálnom prostredí. Sedimenty tohto obdobia stotožňujeme s hostišovským súvrstvím v Rimavskej a v Lučenskej kotline. Hostišovské vrstvy sa však v Turnianskej kotline vyvinuli len lokálne – overil ich iba vrt V-10.

V ďalšej etape vývoja, najskôr na začiatku miocénu, blízke okolie, osobitne Slovenský kras, bolo vyzdvihnuté, a najmä v depresii medzi Drieňovcom a Moldavou sa vo forme aluviálnych kužeľov ukladal hruboklastický materiál lokálneho pôvodu (drienovské zlepence), splavovaný z priestoru Slovenského krasu. Predtým však nastalo bauxitické zvetrávanie vyzdvihnutých karbonátových más, čo je zaznamenané v profile drienovských zlepencov lokálnymi polohami bauxitu v ich bazálnej časti. Zlepence sa neskôr slabo prevrásnili.

Počas miocénu bolo územie zrejme dlhodobo vynorené a denudované. Táto denudácia redukovala plošný rozsah hostišovských vrstiev i šomodského súvrstvia, ktoré sa nezachovalo v centrálnej časti Turnianskej kotliny ani na žarnovskej elevácii.

Nová transgresia nastáva v sarmate, keď v študovanom území prebiehala sedimentácia v jazerno-riečnom prostredí. Toto prostredie pretrvávalo aj počas panónu, ale vtedy jazerno-riečne prostredie alternovalo s paludárnym prostredím, v ktorom vznikali uhoľné sloje. V ponte sa prostredie degradovalo na riečne. V znosovej oblasti v tomto období muselo dominovať, na rozdiel od sarmatu a panónu, kaolinické zvetrávanie, lebo kaolinit je dominantným ílovým minerálom v pestro sfarbených sedimentoch pontského súvrstvia.

Kvartér (–1,65 mil. rokov až dnešok)

Vývoj geologickej stavby kvartérnych sedimentov na území Slovenského krasu bol podmienený niekoľkými kvartérnymi geologickými činiteľmi.

Kvartérny pokryv predovšetkým odráža geologickú stavbu predkvartérneho podložia, klimatické oscilácie a neotektonické pohyby.

Pri rekonštrukcii vývoja počas kvartéru vychádzame zo skutočnosti, že koncom pliocénu, začiatkom pleistocénu sa na území regiónu sformovali a zvýraznili čiastkové morfologické jednotky Slovenského krasu, Rožňavská a Turnianska kotlina so sieťou plochých dolín na úrovni poriečnej rovne.

Obdobie vrchného pliocénu, podobne ako v ostatných kotlinách južného Slovenska, je charakteristické značným zdvihom planín krasu a hlavne rozsiahlym zarovnaním reliéfu a vyprázdňovaním starších krasových priestorov, formovaním hlbokých priepastí a čiastočným hromadením kôry zvetrávania vápencov typu terra rossa.

V priebehu obdobia sa pod planinami Slovenského krasu sformoval výrazný stupeň zarovnávania reliéfu, reprezentovaný v Rožňavskej a Turnianskej kotline kotlinovou pahorkatinou (vrchnopliocénnym dnom), ktorej trosky sa zachovali aj v doline Štítnika a Muráňa.

Neotektonickú etapu vývoja územia charakterizuje výraznejší klenbovito-kryhový (blokový) zdvih Slovenského krasu a relatívne slabší zdvih až pokles územia juhoslovenskej panvy. V dôsledku týchto nerovnomerných pohybov sa planiny Slovenského krasu uklonili v južnom smere.

V pleistocéne v dôsledku celkového značne diferencovaného zdvihu, ktorý prebiehal pri cyklickom striedaní teplých a periglaciálnych období, nastalo cyklické striedanie období zarezávania a vypĺňania dolín – formovanie terás a náplavových kužeľov. Na planinách Slovenského krasu došlo k výraznému zvetrávaniu a splavovaniu zvetralín a v tesnej nadväznosti na vývoj dolín k formovaniu povrchových a podzemných foriem krasového reliéfu. V oblasti výverov krasových vôd vznikli travertíny.

Na základe morfologickej pozície eróznych a akumulačných terás fluviokrasových úrovní náplavových kužeľov, ako aj superpozičného vývoja pokryvu hlinitých sedimentov obsahujúcich fosílne pôdy, faunu a flóru, môžeme na území Slovenského krasu vyčleniť niekoľko čiastkových etáp kvartérneho vývoja.

Obdobie **starého pleistocénu** sa vyznačuje formovaním terrarossových sedimentov planín, reliktov riečnych štrkov najvyšších terás Slanej a formovaním sutinových brekcií (s výrazne teplomilnou faunou) na úpätí planín Slovenského krasu. Je pravdepodobné, že v období formovania najvyšších terás boli doliny riek značne ploché. Do nich vyúsťovali bočné potoky, široko roznášajúce splavený materiál, ktorý v neskorších obdobiach pleistocénu podľahol úplnej deštrukcii.

Morfologicky i sedimentačne sa v stavbe a geologickom vývoji kvartéru uplatnila už najstaršia etapa vrezu, napokon i akumulácia spadajúca do obdobia starého pleistocénu. Počas jej trvania bolo zaznamenané 25–30 a viacmetrové prehĺbenie korýt Slanej, Bodvy, Čremošnej, Turne a ich prítokov, ako aj akumulácia štrkov a štrkopieskov vysokých terás i vysokých terasovaných kužeľov a vysokých úrovní jaskýň.

Na rozhraní **starého a stredného pleistocénu** nastalo v dôsledku značného zdvihu územia nové prehĺbenie dolín a väčšina hlavných tokov sa dostala na úroveň nepriepustného podložia.

V priebehu **stredného pleistocénu** v oblasti Turnianskej a Rožňavskej kotliny došlo k dvom výrazným, v súčasnosti prakticky najmocnejším a najrozsiahlejším akumuláciám fluviálneho a proluviálneho materiálu, k formovaniu výrazných stredných terás a terasovaných náplavových kužeľov.

V prvej fáze, po krátkom období hĺbkovej erózie, boli uložené fluviálne, miestami proluviálne sedimenty vyšších stredných terás, v relatívnej výške 25 až 35 m.

Po uložení štrkov uvedenej akumulácie nasledovalo v Rožňavskej a Turnianskej kotline výrazné (cca 20 m) prehĺbenie hlavných tokov a ich prítokov, po ňom rozsiahla (riská) akumulácia štrkov a štrkopieskov, výrazné zanášanie dolín deluviálnym a proluviálnym zvetraným hlinito-kamenitým materiálom a formovanie stredných fluviokrasových úrovní jaskýň Slovenského krasu.

Medzi stredným a mladým pleistocénom, čiastočne i v mladom pleistocéne, nastávajú najmä výrazné diferencované pohyby, miestami (východná časť Turnianskej kotliny a dolina Slanej) aj tektonické poklesy, v dôsledku čoho bola deformovaná báza riskej terasy.

Obdobie **mladého pleistocénu** je charakteristické nerovnomerným, avšak rozsiahlym zanášaním dien tokov a rozsiahlym vývojom deluviálnych (soliflukčných, gravitačných a splachových) sedimentov a sprašových hlín. Tieto sedimenty nerovnomerne pokrývajú staršie pleistocénne sedimenty a ich podložie.

V poslednej etape kvartéru, v **holocéne**, na väčšej časti územia regiónu došlo len k nepatrnému prehĺbeniu riečnych korýt, ktoré prekročilo rámec dnovej štrkovej akumulácie len v horných častiach prítokov. V Turnianskej kotline a v doline Slanej nastalo superpozičné ukladanie najmladších náplavov.

Obdobie holocénu je charakteristické čiastočne štrkovou, ale hlavne ílovitou, piesčitou a kalovou sedimentáciou, tvorbou slatinných rašelinísk a mladých travertínov – penovcov. Formovanie týchto sedimentov prebieha aj v súčasnom období.

LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS

Geologická mapa Slovenského krasu zobrazuje územie s rozlohou cca 1 200 km^2. Na stavbe takéhoto veľkého územia s pomerne komplikovanou stavbou sa zúčastňuje viacero tektonických a paleogeografických jednotiek a množstvo litostratigrafických jednotiek. V ďalšom texte ich budeme postupne charakterizovať. Keďže najmä pri tektonickom členení územia sa občas vynárajú nejednotnosti a nezrovnalosti, uvedieme zásady, ktoré sa prijali pre predloženú mapu.

Legenda je zostavená na stratigrafickom princípe iba pre kenozoické formácie, pretože tie už neboli (okrem zlomov a prešmykov) transformované do osobitných tektonických jednotiek. Pri starších formáciách sa prijal spôsob delenia na tektonické jednotky a pri nich sa potom charakterizuje litostratigrafický obsah. Pri klasifikácii tektonických jednotiek sa považuje za rozhodujúcu predvrchnokriedová (zrejme hlavne mladokimerská) kolízia. Počas nej vznikli kimerské a paleoalpínske tektonické jednotky – gemerikum, príkrov Bôrky, meliatikum, turnaikum a silicikum.

Vrchnokriedové sedimenty (na rozdiel napríklad od Východných Álp, bradlového pásma či manínskej jednotky) nie sú súčasťou týchto jednotiek.

GEMERIKUM (obr. 2)

Zasahuje na územie mapy Slovenského krasu iba svojimi južnými okrajmi. Gemerikum sa ešte donedávna pokladalo za najjužnejšiu tektonickú jednotku Západných Karpát, dnes sa od neho južne nachádzajú ešte ďalšie jednotky, ktoré opíšeme ďalej.

Hoci gemerikum budujú predovšetkým paleozoické horniny, všeobecne sa prijíma, že je alpínska jednotka, do ktorej boli zapracované (aj prepracované) relikty starších orogénov (najmä variského).

Definícia ani chápanie jednotky gemerika nie sú jednotné. Tu však nie je možné podrobnejšie rozoberať problematiku gemerika. Odkazujeme preto na geologickú mapu Slovenského rudohoria – východná časť 1 : 50 000 a vysvetlivky (BAJANÍK et al., 1983, 1984) a ďalšie publikácie (MAHEĽ, 1975, 1986; MOCK, 1980a; GRECULA, 1982 a i.).

Príkrov Bôrky predtým zaraďovaný buď do gemerika, alebo do meliatika (rozlične podľa autorov, pozri ďalej) vyčleňujeme ako samostatnú tektonickú jednotku.

Gelnická skupina

Gelnická skupina predstavuje komplexy sedimentárnych a vulkanických hornín veku vrchné kambrium – spodný devón. Ide o flyšovú formáciu pozostávajúcu v predmetamorfnom vývoji z rôznych druhov drôb a ílovcov, miestami spestrených sedimentáciou lyditov a alodapických karbonátov. Vulkanické horniny sú zastúpené produktmi kyslého vulkanizmu, ktorý vysoko dominuje nad produktmi bázického vulkanizmu. Vek gelnickej skupiny je palynologicky doložený od vrchného kambria až po spodný devón. Celková hrúbka sedimentov gelnickej skupiny je 8 000–10 000 m a predstavuje flyšovú formáciu, vzniknutú v hlbokovodnom okrajovom trógu. Kontinentálny okraj bočným prínosom dodával klastický i vulkanoklastický materiál pre typickú rytmickú flyšovú sedimentáciu doplnenú tvorbou olistostróm, najmä pri vulkanoklastickom materiáli. Ich sedimentácia je spestrená prítomnosťou mezo- až makroolistolitov, ktoré tvoria výlevné typy kyslých i bázických hornín. Bočný prínos materiálu sa odohral od JV do panvy dvoma podmorskými prínosovými kužeľmi. Litostratigrafické členenie gelnickej skupiny je nasledujúce: vlachovské súvrstvie, súvrstvie Bystrého potoka a drnavské súvrstvie. Na tomto mapovom podklade vystupujú posledné dve súvrstvia. Teplotno-tlakové podmienky regionálnej premeny sedimentov a vulkanitov gelnickej skupiny zodpovedali spodnej časti fácie zelených bridlíc, nízkotlakového typu (SASSI a VOZÁROVÁ, 1987; FARYAD, 1991, 1995).

Súvrstvie Bystrého potoka (vrchný silúr)

Súvrstvie leží v prirodzenom stratigrafickom postavení nad vlachovským súvrstvím. Zaberá najmä strednú časť gelnickej skupiny. V západnej časti študovaného územia zasahuje súvrstvie Bystrého potoka až k rožňavskej línii, ktorá ho utína. Najdetritickejšie fácie, t. j. najspodnejšia časť súvrstvia, sú vyvinuté v oblasti Stará Voda – Bystrý potok mimo územia mapy. Jemnejšie vyššie fácie klastických sedimentov, hlavne laminované sericiticko-chloritické fylity, ako aj vulkanoklastiká veľkosti hrubozrnného a jemnozrnného vulkanického piesku sa vyskytujú v úseku Štítnik – Krásna Hôrka. V tomto úseku sedimentovali hlavne jemné fácie pieskovcov a drôb subflyšu a kryptoflyšu, sprevádzané sedimentáciou lyditov, ale aj karbonátových horizontov. Najbližšie výskyty sú známe z klasickej lokality pri Betliari a Čučme. Vek súvrstvia Bystrého potoka bol stanovený na základe sporomorf (SNOPKOVÁ a SNOPKO, 1979) aj na základe rádiolárií (ONDREJIČKOVÁ a SNOPKO, 1986) na vrchný silúr. Vulkanická činnosť v rámci súvrstvia Bystrého potoka sa sústreďuje v okolí Tureckej, viazaná je na hlavnú prínosovú oblasť. Mocnosť vulkanoklastického materiálu, preukázaná vrtnými prácami RBM-3 (1 700 m); E-14 (1 800 m), presahuje 1 000 m. Kyslý vulkanizmus reprezentujú hlavne dacity a ich vulkanoklastický materiál. V tejto forme

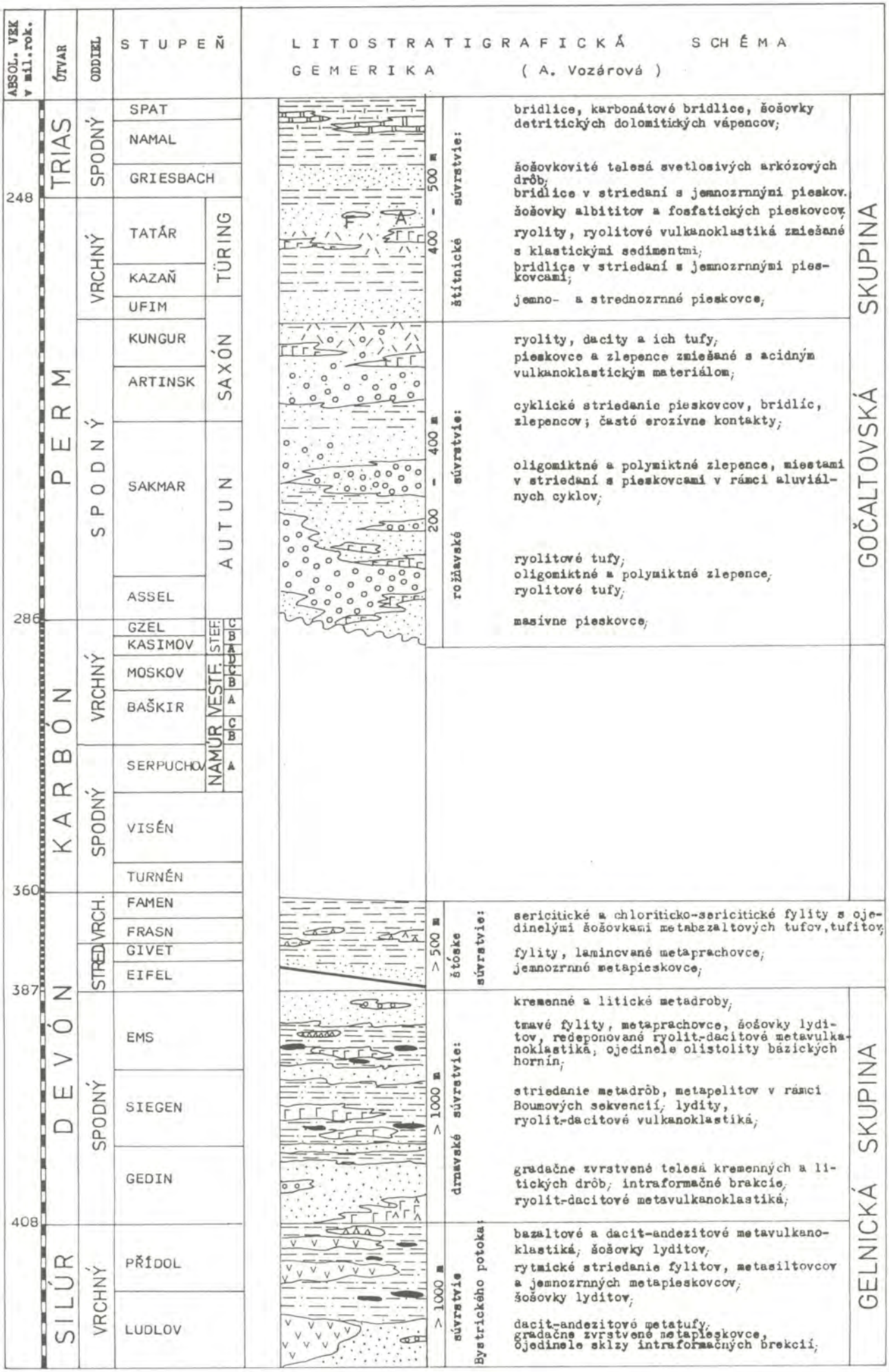
predstavujú vzdialené periférne vulkanické zóny uchované vo flyšových podmienkach sedimentácie, kde sedimentovali ako výsledok veľkých podmorských zosuvov – olistostróm. V hyperkoncentrovanom podmorskom prúde sa takto do hlbších častí bazénu transportovali aj veľké pevné telesá – výlevné typy vulkanických hornín tvoriacich v základnej hmote utopené mezo- až megaolistolity. Takéto telesá sa zistili vrtmi v úseku Rudná – Rožňava. Bázický vulkanizmus je zriedkavý. Predstavuje bazalty a ich vulkanoklastiká, taktiež nepatrne zastúpené v perifernej vulkanickej zóne, redepované podobným spôsobom transportu ako pri kyslom vulkanizme. Vystupuje najmä v okolí Čučmy.

132 stredno- až hrubozrnné metaryolitové tufy a tufity

Horniny sú tvorené hlavne úlomkami kyslých vulkanitov zmiešaných s klastickým materiálom, drôb a pieskovcov, ktoré sú v nich zastúpené v určitom percentuálnom pomere. Najčastejšie je 10–50-percentné zastúpenie vulkanického materiálu, ktorý sa skladá z úlomkov vulkanických hornín a minerálov, najmä kremeňa a živcov, vytvárajúcich klastoporfyrickú štruktúru horniny. Základnú hmotu najčastejšie tvoria pelitické sedimenty. Tufogénne typy hornín (90–100 % vulkanogénneho materiálu) sú zriedkavé. Veľmi zriedkavo sa zistili vo vrtoch aj menšie telesá metaryolitových popolov, spestrujúcich sedimentáciu. Predstavujú veľmi jemnozrnné typy bielosivej farby, zložené sú z jemnozrnného kremeňa (90 %), asociovaného s jemnozrnným sericitom.

Najmä pre tufitickú fáciu vulkanoklastického materiálu je typická prítomnosť väčších intraformačných útržkov veľkosti 2 x 3 až 2 x 5 cm. Sú zložené z pieskovcov, bridlíc, tufov, tufogénnych hornín a laminovaných pieskovcov. Majú oválny tvar a sú voľne uložené v základnej hmote. Tento typ vulkanoklastických textúr bez akýchkoľvek náznakov vrstevnatosti a veľmi veľkých mocností silno kontrastuje s okolitou typickou flyšovou sedimentáciou, bohatou na rytmickú a laminovanú sedimentáciu. Vo vrtoch sledujúcich žilové štruktúry boli navŕtané i menšie telesá kyslých výlevných hornín (metaryolity, metadacity a metakeratofýry; CHMELÍK a SNOPKO, 1979), tvoriacich telesá olistolitov v olistostrómach. Textúrna skladba poukazuje na dokonalé pomiešanie rôzne hrubých frakcií vo vodnom prostredí, a to vulkanitov so sedimentmi. Tufy a tufitické vulkanoklastické piesky prekonali viacnásobný transport formou veľkých podmorských zosuvov a pieskotokov do veľmi vzdialených perifernych oblastí od vulkanických centier a súčasne predstavujú relikty spodných častí vyplaveného podmorského kužeľa.

Horniny sú spravidla usmernené a epizonálne metamorfované vo fácii zelených bridlíc. Majú klastoporfyrickú textúru, prejavujúcu sa aj deštrukciou kremeňa a živcov pri hrubozrnnejších frakciách, tvorbou tektonických tieňov a dokonalým usmernením základnej hmoty. Celková mocnosť vulkanického kom-



Obr. 2 Litostratigrafická schéma gemerika (A. Vozárová)

plexu na Tureckej je cca 1 200–1 600 m, čo bolo overené hlbokými vrtmi. Severnejšie ležiaci vulkanický komplex Lašice je podobne mocný, ale môžeme ho sledovať v dĺžke až 22 km od Kobeliarova až po Smolnícku Hutu. Je pravdepodobné, že vznik takých telies bol viacaktový, pričom jednotlivé časové etapy úzko na seba nadväzovali. Tým sa ich viacaktovosť zotrela, majú takmer jednotné petrografické zloženie a dnes pôsobia svojou mocnosťou ako jednotné nadmerne veľké telesá vulkanoklastického materiálu.

131 jemne laminované a nezvrstvené kremenno-sericitické a grafiticko-sericitické fylity

V rámci mezorytmov súvrstvia Bystrého potoka vytvárajú vrchnejšie časti a striedajú sa s vulkanoklastickými typmi sedimentov. Na mape sú vyvinuté vo východnej časti Tureckej (k. 954). Tiahnu sa od Henckoviec na Betliar a Čučmu. Komplex jemne laminovaných a nezvrstvených fylitov lokálne pri Gemerskej Polome obsahuje i menšie teleso vulkanoklastického materiálu. Gradačné zvrstvenie sa v tejto časti nevyskytuje a v plnej miere ho zastupuje laminované zvrstvenie. Je charakteristické pre celú zónu subflyšu. Podľa doterajších skúseností možno v tejto časti vyčleniť dve fácie, ktoré medzi sebou viacnásobne alternujú, a to tak horizontálne ako (hlavne) vertikálne. Ako prvoradú môžeme vyčleniť najmä tú, ktorá má typické laminované sedimenty, kde sa vo forme lamín striedajú kremité pieskovce s kremitými bridlicami. Prevládanie kremitých pieskovcov je markantné, zatiaľ čo bridličnaté zložky sú čiastočne potlačené. Biele kremité prúžky – laminy – dávajú hornine celkový charakter. Hrúbka lamín je okolo 1 cm a smerom k nadloží sa zmenšuje.

Druhý typ je charakteristický tým, že na laminácii sa zúčastňujú jemnejšie sedimenty, a to piesčité fylity a lydity. Táto fácia sa často označovala ako páskované fylity a je najhojnejšie vyvinutá. Pri týchto typoch sedimentov prevláda ílovitá zložka, ktorá je epimetamorfózou zmenená na sericit, ak je bohatšia na Fe i na chlorit. Prúžky – laminy – sú jemnejšie a kolíšu okolo 0,5 cm. V rámci týchto polôh môžeme ojedinele pozorovať synsedimentárny pyrit (SNOPKO, 1967, 1972).

V najvyšších častiach tohto komplexu sú sedimenty, ktoré z litologického hľadiska prináležia už ku kryptoflyšovým zónam. Monotónne fácie sedimentov poukazujú na sedimentáciu jemného pelitického materiálu, v ktorom len ojedinele možno pozorovať drobnú lamináciu, prípadne ojedinele vrstvičky bohatšie na drobnú kremennú substanciu. I v týchto typoch sedimentov pozorovať často drobné pyritové zrnká. Aj tieto sedimenty kryptoflyšu často alternujú s jemnejšou subflyšovou sedimentáciou. Celkove však v rámci vrchnej časti mezorytmu je zreteľné zjemňovanie detritického materiálu smerom k nadloží. Hrúbka celého detritického komplexu je 200–600 m.

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY INFORMAČNÉ STREDISKO Bratislava

Vo vrchných častiach je sedimentácia spestrená prítomnosťou lyditov a karbonátov. Ich prítomnosť v jemných sedimentoch prezrádza slabá grafitická substancia. Samy lydity sú prevažne organického pôvodu a práve v lokalite Betliar sa podarilo získať mimoriadne dobre zachované exempláre rádiolárií (ONDREJIČKOVÁ a SNOPKO, 1986): *Lophosphaeridium parverarum* STOCKAMANS et WILLIERE, *Baltisphaeridium* cf. *astartes* SANNEMAN, *Dictyopsophosphaera polygonia* (STAPL.) TSCHIBRIKOVÁ, *Veryhachium* cf. *hellenae* CRAMER, *Baltisphaeridium* sp. Lydity podliehali tým istým podmienkam sedimentácie ako klastické sedimenty. Sú rytmicky sedimentované, laminované, ale aj skryto vrstevnaté. Polohy lyditov sa objavujú v rôznych výškových úrovniach v rámci tohto jemného súvrstvia, to znamená, že aj ony alternujú s klastickými a karbonátovými sedimentmi v rámci subflyšovej a kryptoflyšovej sedimentácie.

Podobne je to aj pri karbonátových sedimentoch, sedimentujúcich v ich tesnej blízkosti. Karbonáty sú laminované a ich laminy sa striedajú s ílovitými alebo ílovito-grafitickými laminami, prípadne lyditmi. Organické sedimenty pravdepodobne vznikali v období minimálnej klastickej sedimentácie a ich rozšírenie sa zrejme viazalo na určité priaznivé faciálne obdobie pokoja. Práve tieto typy sedimentov sa palynologicky skúmali (SNOPKOVÁ a SNOPKO, 1979) a priniesli dôkazy o vrchnosilúrskom veku sedimentov na lokalite Betliar i na lokalite Čučma. Najmä lokalita Betliar sa v minulosti často skúmala a je klasickou lokalitou "betliarskych vrstiev" (SNOPKO, 1957). Podrobný stratigrafický sled súvrstvia opisujú FUSÁN a MÁŠKA (1956). Na lokalite Čučma sa ku karbonátom pridružuje aj jemný vulkanoklastický materiál paleobazaltov. Je zaujímavé, že na lokalite Betliar a Čučma sa vyskytujú v tomto pruhu aj polygénne Mn rudy. Ich vznik sa spája najskôr s exhalačno-sedimentárnymi procesmi, závislými pravdepodobne od bázického synsedimentárneho vulkanizmu (KANTOR, 1954; SLÁVIK et al., 1967). Bázický vulkanizmus (tufity paleobazaltov) sa zistil v Čučme.

Drnavské súvrstvie (spodný devón)

Drnavské súvrstvie vystupuje v úseku Rožňava – Drnava, ale aj vo východnej časti v úseku N. Medzev – Jasov. Drnavské súvrstvie sa kontinuálne vyvíja zo súvrstvia Bystrého potoka (sedimentácia nebola prerušená). Začína sa nástupom piateho mezorytmu. Označenie tohto litologického komplexu názvom "drnavská sekcia" prvýkrát zaviedol KUTHAN (1950). Územie sa viac rokov podrobne spracúvalo, najmä v profile Drnava – Pipítka – Úhorná a výsledky sú zhrnuté v prácach KLINCA (1958, 1959), BARTALSKÉHO et al. (1975), SNOPKA (1967, 1972, 1974a, b), CHMELÍKA a SNOPKA (1961), ILAVSKÉHO et al. (1985), KULICHA a GREGORA (1970, 1972), SNOPKOVEJ (1979, 1980, 1984a, b) i SNOPKOVEJ a SNOPKA (1979). Zistilo sa (SNOPKO a VOZÁROVÁ, 1981), že drnavské súvrstvie v porovnaní s predchádzajúcim je z litologického hľadiska oveľa pestrejšie. Skla-

dá sa z viacerých litologických celkov, súborov litofácií. Každý súbor litofácií má nesúmernú skladbu. V spodnej časti sú vyvinuté hrubozrnné pieskovce, sedimenty flyšovej fácie. Vyššie sú subflyšové jemnozrnné fácie prechádzajúce do kryptoflyšu. Súbor litofácií je výsledkom hlbokovodnej, turbiditovej sedimentácie. V rámci mezorytmu sa súbory litofácií viackrát opakujú (zistených je 7 súborov). Charakteristická a typická je zreteľná tendencia postupného zjemňovania sedimentov smerom do nadložia.

Najspodnejšie časti drnavského súvrstvia sa nachádzajú na Rákoši (800 m) východne od Rožňavy. Kremenné metadroby (spodná časť súboru litofácií) ležia na skryto vrstevnatých grafiticko-sericitických fylitoch obohatených v okolí Čučmy prítomnosťou lyditov, karbonátov s drobnozrnnými tufitmi, predstavujúcimi najvyššiu časť súvrstvia Bystrého potoka. Vulkanoklastické sedimenty sú rozšírené najmä v okolí obce Pača, kde sa prstovito striedajú s telesami kremenných metadrôb a laminovaných fylitov.

V okolí obce Pača na Panskom vrchu a na Malom vrchu prevláda vulkanoklastický materiál spestrený telesami kyslých paleoryolitov, ale aj ojedinelými telesami paleobazaltov. Je to typická lokalita "fácie pačianskych vrstiev" (FUSÁN, 1957) alebo "uhornianskej série" (KUTHAN, 1950). Najvyššie časti ležia v okolí Drnavy. Prevládajú hlavne súbory litofácií bohaté na laminované fylity rozšírené južne od Pipítky (k. 1 225). Sedimenty sú spestrené prítomnosťou mikrokonglomerátov a podmorských zosunov v okolí Tekvičníka (k. 863) a telies lyditov na Čiernom kopci (k. 698). Túto fáciu sedimentov môžeme sledovať i východne v okolí Medzeva a Jasova, taktiež spestrenú menšími telesami vulkanoklastického materiálu. V oblasti železničnej zástavky Počkaj pri Luciabani, ako aj pri Jasove, sú vyvinuté hrubozrnné kremenné metadroby, ktoré sa považujú za najvyšší, šiesty mezorytmus (jeho spodnú časť).

Na známom profile Drnava – Pipítka sa aj prvýkrát preukázal vek drnavského súvrstvia, ktorý sa postupne spresňoval a dopĺňal ďalšími nálezmi palynomorf. Na základe podrobného palynologického výskumu sa podarilo vyčleniť dva stratigrafické horizonty. Spodný horizont je rozšírený v okolí Smolníka a Smolníckej huty. Jemné pelitické fylity, najmä lydity, obsahujú palynomorfy veku gedin–siegen. Je to súvrstvie sedimentov označované za spodný lyditový horizont drnavského súvrstvia a jeho ekvivalenty sa rozprestierajú aj v západnej časti (Rákoš) ale bez lyditov. Druhý, vyšší horizont, leží v podstate nad telesami vulkanoklastického materiálu klasicky vyvinutého v okolí Beckengrundu, tiež na Pipítke a Tekvičníku. Tento horizont na základe palynomorf má vek siegen až ems. Je to zatiaľ najmladší preukázaný vek sedimentov gelnickej skupiny (SNOPKOVÁ, 1984b). Celá oblasť bola viackrát predmetom palynologického výskumu. Známe sú práce ČORNEJ a KAMENICKÉHO (1976), PAPŠÍKOVEJ a GRECULU (1983), IVANIČKU et al. (1986, 1989) SNOPKOVEJ a SNOPKA (1979), SNOPKOVEJ (1979, 1984a, b), ILAVSKÉHO, KUPČA a SNOPKOVEJ (1985).

Drnavské súvrstvie je v oblasti Pače až Drnavy koso až kolmo orientované k známej rožňavskej línii. Táto význačná línia celé súvrstvie výrazne amputuje, pričom severná kryha je oproti južnej vysoko vyzdvihnutá.

130 kremenné metadroby s ojedinelými medzivložkami kremenných fylitov

Vystupujú v úseku N. Medzev – železničná stanica Počkaj pri Luciabani – Jasov. Kremenné droby v striedaní s kremennými fylitmi predstavujú najvyššie sedimentačné horizonty drnavského súvrstvia a sú priradené k spodnej časti šiesteho mezorytmu. Je to horizont sivých, ojedinele sivozelenkavých hrubozrnných kremenných metadrôb striedajúcich sa s kremennými fylitmi. Menšie odkryvy sa dajú pozorovať najmä na ľavej strane doliny Bodvy, v zárezoch štátnej cesty alebo železnice. Vrstvy boli opísané v r. 1983 (IVANIČKA a SNOPKO in BAJANÍK a VOZÁROVÁ). Súbor metadrôb je z južnej strany v tektonickom styku so sedimentmi štóskeho súvrstvia (Šugov, k. 448) a nesúhlasne prekrytý sedimentmi mladšieho paleozoika rozšíreného v povodí potoka Šugov. Zo severnej strany ho prekrývajú sedimenty košickej štrkovej formácie (IVANIČKA et al., 1972; REICHWALDER, 1969, 1970, 1973; SNOPKO, 1967, 1969, 1972; REICHWALDER a MELLO et al., 1976; VOZÁROVÁ, 1977).

129 metaryolitové tufy, miestami tufity

Vyskytujú sa v študovanom území v troch oblastiach. Najväčšie množstvo týchto vulkanoklastických sedimentov sa vyskytuje od obce Pača po Úhornú. Na tejto lokalite bola opísaná a charakterizovaná fácia pačianskeho súvrstvia (SNOPKO, 1974a, b). Charakteristické pre túto fáciu je striedanie rytmicky zvrstvených sedimentárnych hornín s vulkanickými horninami, reprezentovanými monoformnými telesami vulkanoklastického materiálu.

V podstate ide o pomerne pestrý komplex vulkanoklastických sedimentov fácie pačianskych vrstiev, ktoré v drnavskom súvrství, v jeho strednej a vrchnej časti vystupujú ako vulkanický komplex Panského vrchu. V oblasti obce Pača (na západe) a v oblasti Úhorná (na východe) sa klastické sedimenty s vulkanoklastickými sedimentmi prstovito striedajú. V strednej časti, najmä na Panskom vrchu prevládajú vulkanoklastické sedimenty – metaryolitové tufity, v ktorých sa vyskytuje väčšie množstvo synsedimentárnych intraformačných útržkov zložených z pieskovcov a bridlíc. Sedimenty boli postupne premiešané s vulkanoklastikami, a to alebo olistostrómami vulkanoklastík vo svojom sedimentárnom podklade, alebo dokonalým premiešaním vulkanoklastických sedimentov s klastickými sedimentmi pri transporte olistostrómy. Pomer tohto premiešania poukazuje na vyššie zastúpenie synsedimentárneho klastického jemnozrnného materiálu tvoriaceho matrix, zatiaľ čo vulkanoklastický materiál veľkosti hrubo- a strednozrn-

ného vulkanoklastického piesku je vsadený v tejto základnej hmote. Prínos materiálu bol od JV na SZ.

Petrograficky tieto typy – kyslé vulkanoklastické sedimenty – spracovali KUTHAN (1950), KAMENICKÝ (1954, 1956), CHMELÍK (1967), CHMELÍK a SNOPKO (1961, 1979). Všeobecne boli charakterizované ako kyslé horniny, tufitoporfyroidy s kryštaloklastickou štruktúrou, v ktorej úlomky hornín alebo minerálov pôvodných porfyrických výrastlíc sú silne klasticky deformované. Prevažne vulkanický kremeň je drvený, rekryštalizovaný a výrazne undulózne zháša. Z ďalších minerálov bol zistený sericitizovaný ortoklas, mikropertit, plagioklas, ojedinele biotit. Základná hmota je metamorfne rekryštalizovaná a zložená z drobnozrnného kremeňa, sericitu a chloritu usmerneného v smere bridličnatosti (ojedinele možno pozorovať vyvinutú i priečnu mladšiu bridličnatosť). Základná hmota vznikla jednak z jemných úlomkov sklovitej štruktúry, jednak premiešaním s ílovitými minerálmi v pôvodnom morskom prostredí. Percentuálne zastúpenie minerálov uvádzajú CHMELÍK (1964) a VOZÁROVÁ (in SNOPKO a VOZÁROVÁ, 1981), CHMELÍK a SNOPKO (1961).

Výlevné telesá podľa výsledkov CHMELÍKA (1967) patria k veľmi kyslým metaryolitom. Predstavujú olistolity, ktoré sa v hyperkoncentrovanom podmorskom prúde spolu s okolitými sedimentmi presunuli do hlbších častí flyšového bazéna.

128 kremenné metadroby v prevahe nad kremennými fylitmi
(pozri pod 127)

127 kremenné fylity v prevahe nad metadrobami

Obidva typy sedimentov sú rozšírené najmä v okolí Rákoša (k. 600) pri Rožňave, ale hlavne v okolí Čipkovho vrchu (k. 566) a južne od Pipítky (k. 1 225). Tvoria polohy hrubé 100–200 m, ktoré medzi sebou alternujú. Medzi nimi sú vzájomné pozvoľné prechody, tak vertikálne, ako aj horizontálne. Predovšetkým v hrubších fáciách možno pozorovať rytmickú sedimentáciu, ktorá sa v jemnejších častiach mení na laminovanú sedimentárnu štruktúru. Najmä jemnejšie fácie sú rozšírené severne od Štósu a N. Medzeva. Základným znakom drôb je vysoký obsah zŕn kremeňa v piesčitej frakcii. Textúru majú slabo usmernenú, masívnu. Štruktúra je blastopsamitická, lepidogranoblastická, zrnitosťou zodpovedajú drobno- a strednozrnným varietám (VOZÁROVÁ in SNOPKO a VOZÁROVÁ, 1981).

126 metalydity

Metalydity sa vyskytujú vždy s najjemnejšími detritickými sedimentmi s drobne laminovanými sericiticko-chloritickými fylitmi alebo nezvrstvenými se-

riciticko-chloritickými fylitmi, ktoré majú nepatrné zastúpenie grafitickej substancie. Vytvárajú polohy niekoľko metrov mocné v dĺžke 100–200 m. Najväčšie rozšírenie je južne od Pipítky (k. 1 225), kde na rozličných úrovniach v rámci menších litologických celkov sú rozšírené v najjemnejších fáciách. Podobne sa vyskytujú v Kovarskej doline, ako aj v doline Veľký a Malý Kotlinec. Vo východnej časti sú telesá lyditov pri Smolníckej Hute a v pramenisku potoka Porče. Aj v týchto častiach sú viazané na sericiticko-grafitické fylity, ktoré ich sprevádzajú. Na západe sa väčšie výskyty nachádzajú na Železníku a pri Jelšave.

125 kryštalické vápence, miestami zmenené na ankerity a siderity

K drnavskému súvrstviu sa pričleňujú karbonáty vystupujúce v šošovkách na Železníku, pri Jelšave a na Hrádku. Najlepšie prístupné na štúdium sú karbonáty na Hrádku, v aragonitovej jaskyni. Sú to drobné laminované kryštalické vápence s laminami metapelitového materiálu. Vápence sa intenzívne zvrásnili počas hercýnskych horotvorných epivrásnení a dotvorili sa v alpských vrásnivo-metamorfných procesoch. Hydrotermálne procesy spôsobili výraznú Fe metasomatózu, nepravidelne rozšírenú v karbonátoch. Metasomatóza prebehla po vrstevnatosti alebo po plochách foliácie a vytvára veľmi nepravidelné šošovkovité usporiadanie v rámci telesa karbonátov. Na ložisku Železník je metasomatóza veľmi rozšírená, v Jelšave a na Hrádku je oveľa menej zastúpená. Na iných miestach drnavského súvrstvia sa karbonáty nezistili.

124 skrytovrstevnaté grafitické a sericiticko-grafitické fylity

Skrytovrstevnaté fylity sú najčastejšie reprezentované sericiticko-grafitickými typmi, v ktorých sa ojedinele vyskytujú menšie polohy grafitických fylitov, spojené vždy s telesami lyditov. Ide o sedimenty, ktoré vznikli v málo vetranom morskom prostredí. Odraz redukčného prostredia sa prejavil aj tvorbou syngenetického pyritu. V súvrstviach grafitických fylitov a lyditov sa našli palynomorfy, najmä v profile Drnava – Pipítka. Vek súvrstvia je stratigraficky doložený ako spodný devón (gedin–siegen), a to v okolí lokality Tekvičník, k. 863 (SNOPKOVÁ, 1984a, b).

123 nezvrstvené sericiticko-chloritické fylity
122 laminované chloriticko-sericitické fylity

Azda najrozšírenejšou litofáciou sú drobnolaminované fylity, ktoré sú vyvinuté vo forme dvoch fácií. Jemnozrnnejšie laminované fylity sa vyznačujú prevládaním ílovitej sericiticko-chloritickej časti nad piesčitými fylitmi. Preto sú svojím vzhľadom tmavé až sivé. Hrubozrnnejšie fácie s kremenno-sericitickými fáciami sú sivé až svetlosivé. Obidve fácie medzi sebou často i viacnásobne al-

ternujú. Tento typ fácie udáva celkový ráz celému pohoriu v staršom paleozoiku. Spolu s nezvrstvenými fylitmi predstavujú typické subflyšové fácie. Nachádzajú sa v západnej časti, v úseku medzi Turčokom a Sirkom a vypĺňajú priestor medzi Medzevom, Luciabaňou a Jasovom.

Štóske súvrstvie (vrchný devón – spodný karbón)

Južne od Smolníka, v hornom toku rieky Bodvy, vystupuje súvrstvie, ktoré sa pôvodne považovalo za súčasť rakoveckej skupiny (FUSÁN, 1954; BAJANÍK in BAJANÍK et al., 1981). Na základe veľmi sporadického zastúpenia paleobazaltov a ich vulkanoklastického materiálu sa štóske súvrstvie predovšetkým považovalo za ekvivalent bazálnej časti rakoveckej skupiny. Vzťah štóskeho súvrstvia k podložnej gelnickej skupine je tektonický (doložené geofyzikálne, seizmický profil G-1; VOZÁR et al., 1993). Analýza zloženia klastického materiálu a hlavne asociácie ťažkých minerálov doložili zdroj z aktívneho kontinentálneho okraja, podobne ako pri sedimentoch gelnickej skupiny. To dovolilo interpretovať štóske súvrstvie ako samostatnú sekvenciu, patriacu k paleozoickému vývoju južného gemerika (VOZÁROVÁ, 1993). Na rozdiel od interpretácie GRECULU (1965) nepovažuje sa za súčasť gelnickej skupiny. Hlavným dôvodom je odlišné litofaciálne zloženie, ktoré podrobne charakterizoval REICHVALDER (1969). Hrúbka celého súvrstvia nie je veľká a predpokladá sa 600 až 1 000 m (REICHWALDER, 1969). Vek dosiaľ nebol biostratigraficky stanovený.

121 svetlozelené kremenné sericitické fylity

Sú to slabo kremenno-sericitické, jemno- až strednozrnné fylity, prevažne svetlozelenej až sivozelenej farby. Niekedy sú slabo pásikavé, hrubozrnnejšie fácie (bohaté na klastický kremeň) sú častejšie ako jemnejšie fácie. V jemnejších fáciách prevláda chlorit, preto sú tmavosivej farby. Výrazný je najmä pruh týchto kremenno-sericitických fylitov prechádzajúci z Kovarskej doliny smerom na Tupý vrch (k. 1 051). Menšie polohy ležia na severných svahoch Čiernej Moldavy.

120 sivozelené sericitické fylity

Sú najrozšírenejším typom štóskeho súvrstvia a prevažná väčšina leží v okolí Štósu a v povodí Čiernej Moldavy. Od predchádzajúceho typu fylitov sa odlišujú tmavšou farbou a nevýraznou laminációu. Obsahujú veľmi málo klastického kremeňa a sú veľmi jemnozrnné. Prevláda v nich chloriticko-sericitická zložka. Preto sú i tmavšie. Predpokladá sa v nich väčšie percento jemnej vulkanoklastickej prímesi z paleobazaltov. Niektoré fácie majú fialkastý vzhľad od prítom-

nosti rozptýleného pigmentu – hematitu. Najmä v okolí Tupého vrchu sú veľmi tmavé fylity, obsahujúce grafitickú substanciu. Ani po často opakovaných palynologických výskumoch sa nepodarilo v nich zistiť žiadne organické zvyšky.

119 laminované sericiticko-chloritické fylity

Vystupujú v dvoch fáciách. Hrubozrnnejšia fácia sa vyznačuje prítomnosťou svetlých, veľmi tenkých lamín, zložených z jemnozrnného kremeňa. Tento typ laminovaných fylitov sa nachádza na hrebeni medzi Štóskym potokom a Čiernou Moldavou. Druhý typ laminovaných fylitov sa vyznačuje striedaním tmavých a svetlozelených lamín. Sú to veľmi jemné typy fylitov, nachádzajúce sa na pravej strane Čiernej Moldavy až po Kauligov vrch. V laminovaných fylitoch prevláda najmä chloriticko-sericitická zložka. Z tohto súboru metasedimentov boli stanovené P-T podmienky variskej regionálnej metamorfózy na základe $d_{331,060}$ parametrov muskovitu (nízkotlaková fácia zelených bridlíc; MAZZOLI a VOZÁROVÁ, 1989).

Gočaltovská skupina (perm – ?spodný trias)

Gočaltovská skupina reprezentuje mladopaleozoický až spodnotriasový vývoj v južnej časti gemerika, ktorý v celom rozsahu svojho rozšírenia leží evidentne v uhlovo nesúhlasnej pozícii na svojom staropaleozoickom podklade. Bezprostredným podložím gočaltovskej skupiny je súvrstvie Bystrého potoka a drnavské súvrstvie gelnickej skupiny (vrchný silúr až spodný devón; IVANIČKA, SNOPKO in BAJANÍK et al., 1983; IVANIČKA et al., 1989) a štóske súvrstvie. Gočaltovská skupina je zložená z dvoch terigénnych formácií: rožňavského a štítnického súvrstvia (VOZÁROVÁ a REICHWALDER in BAJANÍK et al., 1981), len s malým množstvom (cca 10 %) acidných vulkanitov a ich vulkanoklastík. Vnútorná stavba gočaltovskej skupiny je cyklická, s regionálne rozšírenými dvoma veľkými sedimentárnymi cyklami s vysokým obsahom mineralogicky zrelého klastického materiálu, predovšetkým v spodnom súvrství, za súčasného zmenšovania veľkosti zrna a postupného znižovania zrelosti sedimentov smerom do vrchných častí (VOZÁROVÁ, 1977).

Rožňavské súvrstvie (spodný – vrchný perm)

Tvorí súvislý horizont v území medzi Sirkom a Rožňavou a potom od Drnavy až po Jasov. Tento súbor v prevahe hruboúlomkovitých sedimentov len so zanedbateľným obsahom acidného vulkanogénneho materiálu leží uhlovo nesúhlasne

na svojom staropaleozoickom podloží. So svojím stratigrafickým nadložím, štítnickým súvrstvím, je späté pozvoľnými litologickými prechodmi. Acidné vulkanity a vulkanoklastiká tvoria v rožňavskom súvrství dva významné stratifikačné horizonty. Geneticky sú zviazané s prejavmi synsedimentárnej tektoniky a so vznikom regionálne rozšírených veľkých sedimentárnych cyklov.

Mikroflóra získaná zo sedimentov rožňavského súvrstvia na výskytoch severne od obce Kováčová a z doliny Blatnica má stratigrafické rozpätie stefan C-D až spodný perm (PLANDEROVÁ, 1979, 1980). Za pravdepodobnejší spodnopermský vek sedimentov hovorí prevaha druhov rodov *Potoniesporites, Striatodisaccites, Guetaceapollenites, Vittatina sp., Urtemis.* Mikroflóra širšieho stratigrafického rozpätia – perm, trias – sa zistila v oblasti Hrádku z. od Štítnika. Avšak z nadložia bazálnych zlepencov z tej istej oblasti určila PLANDEROVÁ (1979) i formu *Triquitrites additus* WILS. a HOFM., ktorej vekové zaradenie je úzke – autun II.

Z komplexu sedimentov rožňavského súvrstvia na rozdiel od pôvodnej definície odčleňujeme dve litostratigrafické jednotky – jasovské a bučinské súvrstvie.

Jasovské súvrstvie reprezentuje relatívne vyššie metamorfovanú a silno tlakovo deformovanú časť podobnú rožňavskému súvrstviu, rozšírenú v oblasti západne od Jasova (jasovský vývoj podľa REICHWALDERA, 1973) a mimo mapy regiónu v nižnoslanskej depresii (zlepenec typu Filipka, podľa SNOPKA, 1966).

Bučinské súvrstvie predstavuje súbor acidných vulkanoklastických hornín zmiešaných v rozličnom pomere s nevulkanickým detritom, s ktorým sú asociované výlevné telesá ryolitov. Pôvodne tieto vrstvy definoval FUSÁN (1959), ktorý ich však odlišne zaraďoval v superpozícii a v stratigrafickej škále (vrchný karbón). Vo východnej časti Slovenského rudohoria vyčlenil tieto sedimenty REICHWALDER (1973) pod názvom golátsky vývoj a priradil ich k permskej, rožňavsko-železníckej sérii (v zmysle ŠUFA, 1936b). Dnes obe tieto súvrstvia zaraďujeme do príkrovu Bôrky, v rámci ktorého sú podrobnejšie charakterizované.

118 masívne, stredno- až hrubozrnné pieskovce

Laterálne rozšírenie tohto litologického horizontu je nesúvislé, jeho hrúbka je premenlivá (50–100 m). Mineralogická zrelosť bazálnych pieskovcov všeobecne stúpa v smere od východu na západ, čo je priamo ovplyvnené bezprostredným stratigrafickým podložím (štóske súvrstvie na východe, drnavské súvrstvie a súvrstvie Bystrého potoka na západe). Na výskytoch medzi Rožňavou a Sirkom klastické zrná pieskovcov tvorí výlučne kremeň, pričom severne od Drnavy predstavujú zrná draselného živca a plagioklasu 2 % a klastické sľudy do 1 % z celkového množstva zŕn. Ešte výraznejšie zastúpenie klastických živcov je v bazálnych pieskovcoch západne od Medzeva, kde K živec a mikropertit tvoria až 8 % z celkového množstva zŕn a plagioklasy 3 %. Relatívne stúpa aj obsah

klastických sľúd. Základná hmota pieskovcov (v priemere okolo 25 %) je metamorfne usmernená a rekryštalizovaná, zložená z kremeňa, sericitu, menej chloritu, turmalínu, vzácne z epidotu a karbonátu.

Bazálne pieskovce sú všeobecne slabo zrnitostne vytriedené, masívnej, tlakovo usmernenej textúry, miestami s prímesou drobných neopracovaných obliakov.

117 polymiktné zlepence

Najvýraznejšie sú vyvinuté v oblasti medzi Medzevom a dolinou Blatnica. Svojím zložením odrážajú charakter bezprostredného podložia. Sú pestro sfarbené, fialovosivé, zelenosivé, svetlosivé, drobno- až strednozrnné. Textúra je nevýrazne vrstevnatá, zväčša s podpornou štruktúrou matrixu, tlakovo usmernená. Petrografické zloženie obliakového materiálu je: kremeň, metadroby, metaprachovce, laminované metaprachovce; kremité, sericitické, sericiticko-grafitické, sericiticko-chloritické, chloritické, albiticko-chloritické a hematitové fylity, metaryolity, metaryolitové tufy, ojedinele lydity. Obliakový materiál je všeobecne veľmi slabo opracovaný. Polymiktné zlepence vystupujú v dvoch horizontoch (bazálne časti dvoch veľkých sedimentárnych cyklov). Prvý horizont s hrúbkou 50–80 m leží v nadloží bazálnych pieskovcov alebo priamo na paleozoickom podloží (oblasť západne od Medzeva až po Živánsku dolinu). Druhý horizont je najvýraznejšie vyvinutý medzi hrebeňom Malého Jelenieho vrchu a dolinou Blatnica (hrúbka 50–150 m). Vyvíja sa pozvoľne z komplexu drôb, ktoré tvoria priame stratigrafické nadložie spodného horizontu zlepencov. Zloženie vrchného horizontu zlepencov je odlišné od spodného relatívnym stúpaním obsahu obliakov kremeňa a výskytom intraformačného vulkanoklastického materiálu.

116 oligomiktné zlepence

Priestorové rozšírenie oligomiktných zlepencov je asociované s vystupovaním súvrství gelnickej skupiny v ich bezprostrednom podloží. Sú charakteristické monotónnym zložením obliakového materiálu, v ktorom prevláda kremeň (40–50 %) sprevádzaný metakvarcitmi a kremennými metadrobami (30–40 %). V najbazálnejšej časti zlepencov je úlomkový materiál relatívne pestrejší, obohatený o úlomky fylitov, prípadne paleoryolitov (lokalita Tri kopce pri Rožňave, južný svah k. Turecká, k. Ostrá skalka severne od Rákoša). Prevládajú stredno- a drobnozrnné zlepence, len v bazálnych častiach v oblasti k. Gľac jv. od Roštára, z. od Gočaltova a s. od Drnavy sa vyskytujú hrubozrnné, miestami až balvanovité zlepence. Oligomiktné zlepence tvoria v oblasti Drnava – Rožňava – Sirk jeden výrazný horizont v bazálnej časti rožňavského súvrstvia (hrúbky 100–200 m),

v ktorom smerom do vrchných častí výrazne klesá veľkosť zrna a zároveň stúpa obsah kremenného detritu (80–90 % z úlomkov).

Oligomiktné zlepence sú hrubovrstevnaté (hrúbka vrstiev 1–2 m) s ostrými, erozívnymi, zriedka pozvoľnými hranicami medzi jednotlivými vrstvami.

115 ryolitové tufy, podradne ryolity a dacity

Tvoria tenký horizont (hrúbka 5–20 m), ktorý má najmä vo východnom úseku výskytov rožňavského súvrstvia značné plošné rozšírenie (smerom na Z od doliny Nižná Ráztoka, cez kóty Tupý vrch, Zelenák a Skorušiná až po záver doliny Veľkej Kotliny). V juhozápadnej časti Slovenského rudohoria tvoria ryolitové vulkanoklastiká iba izolované výskyty. Vystupujú v spodnej časti rožňavského súvrstvia (prvý vulkanogénny horizont), zväčša v nadloží, menej často v podloží spodného zlepencového horizontu. Sú svetlosivej farby, bridličnatej textúry, hrubopiesčitej zrnitosti, blastokryštaloklastickej štruktúry. Ryolitové tufy obsahujú najviac 20–25 % kryštaloklastov, ktoré reprezentuje kremeň, plagioklas a albitizovaný draselný živec.

Výlevné telesá ryolitov, vzácne dacitov, sú plošne málo rozsiahle (dacit v. od doliny V. Ráztoka; ryolit na JZ od Medzeva). Majú zelenosivú farbu, afanitickú textúru, čo je odvodené aj z nízkeho obsahu porfyrických výrastlíc (5 %, najviac 10 %). Porfyrické výrastlice tvorí kremeň, plagioklas (An = 14 %), ortoklas. Štruktúra je blastofelzitová, zriedka sférolitová. Ryolity a dacity rožňavského súvrstvia patria na základe chemického zloženia ku skupine subalkalických vulkanitov, k vápenato-alkalickému radu (GREGOR, REICHWALDER a VOZÁROVÁ, 1981).

114 stredno- a hrubozrnné kremenné droby s medzivložkami drobnozrnných zlepencov

Vystupujú najmä v juhozápadnej časti Slovenského rudohoria, v oblasti medzi Drnavou – Rožňavou a Sirkom. Priestorovo sú zviazané s horizontom oligomiktných zlepencov. Sú svetlosivej a hrdzavosivej farby. Tvoria hrubé vrstvy (1–1,5 m) nerovnomernej mocnosti, s ostrými alebo erozívnymi kontaktmi. Textúra je masívna, nerovnomerne zrnitá, neusporiadaná alebo gradačne zvrstvená, zriedka s náznakmi horizontálneho laminovania.

V tomto horizonte je relatívne dobre vyvinutá cyklickosť nízkeho rádu (1–10 m), miestami so šikmým zvrstvením korytovitého typu a s eróznymi rozmyvmi či korytami malých rozmerov. Najvrchnejšie časti sedimentárnych cyklov tvoria erozívne zvyšky telies piesčitých bridlíc.

Minerálne zloženie klastických zŕn v pieskovcoch: absolútne prevláda kremeň, len vzácne sa zistili úlomky klastickej sľudy. Ťažké minerály: zirkón, rutil,

turmalín. Obsah základnej hmoty kolíše v rozsahu 15–40 %. Asociácia nízko metamorfovaných minerálov: kremeň, sericit.

113 stredno- a hrubozrnné litické droby

Geneticky sú zviazané s horizontmi polymiktných zlepencov. Sú slabo štruktúrne vytriedené, v prevahe fialovosivej farby, bridličnatej textúry. Obsah základnej hmoty kolíše v rozmedzí 30 až 50 %. Medzi zrnami prevláda kremeň, často vulkanogénneho typu, ďalej sú prítomné úlomky nestabilných hornín (v množstve do 10 %) – sericitových, hematitových fylitov. Úlomky mikropertitu, plagioklasu a klastickej sľudy sú prítomné ako vedľajšia zložka (okolo 5 %). Ťažké minerály: zirkón, rutil, turmalín, titanit, ilmenit. Základná hmota je rekryštalizovaná a čiastočne metamorfne usmernená. Asociácia novotvorených minerálov: kremeň, sericit, chlorit.

112 ryolitové tufity, tufové pieskovce a zlepence

Výrazný litologický horizont, ktorý je rozšírený vo vrchných častiach rožňavského súvrstvia je geneticky zviazaný s prejavmi vulkanickej činnosti a vznikom hruboúlomkovitej bazálnej časti vrchného sedimentárneho megacyklu gočaltovskej skupiny. Zachovaný je hlavne v oblasti Štítnik – Rákoš. Charakteristické je miešanie mineralogicky zrelého detritu (kremenné droby, oligomiktné zlepence) s acidným vulkanoklastickým materiálom felzitového typu. Obsah vulkanoklastického detritu v sedimentoch (vrátane zlepencov) dosahuje v priemere 40–50 %. Farba sedimentov je svetlosivá, svetlosivozelená. Sú tlakovo usmernené, bridličnatej textúry. Asociácia novotvorených minerálov: sericit, kremeň.

111 ryolity, sporadicky ryolitové tufy

Tvoria tenké smerne vykliňujúce sa telesá uprostred horizontu tufitov, tufových pieskovcov a zlepencov (najmä v úseku Štítnik – Jelšava). Prevládajú afanitické ryolity svetlosivozelenej farby, miestami tlakovo usmernené. Drobné porfyrické výrastlice kremeňa a mikropertitu tvoria len okolo 5 % z hornín.

Ryolity sú charakteristické vysokým obsahom SiO_2 (70–74 %), čo zodpovedá až silexitom. Obsah alkálií sa pohybuje v rozsahu 4–7 %, pričom veľmi výrazne prevláda obsah K_2O nad Na_2O, čo je typické pre vulkanity geneticky viazané na hrubú kontinentálnu kôru. Svojím chemickým zložením zodpovedajú vulkanitom vápenato-alkalického magmatického trendu (GREGOR, REICHWALDER a VOZÁROVÁ, 1981).

Štítnické súvrstvie (vrchný perm – spodný trias)

V dôsledku tektonickej redukcie je štítnické súvrstvie v juhogemeridnej zóne zachované obvykle nekompletne. Najsúvislejší vrstvový sled je v úseku medzi Štítnikom – Rozložnou – Jelšavou. Ďalšie plošne menšie výskyty sú jz. od Medzeva, sz. od Hačavy a v úseku medzi Zádielskou dolinou a Lúčkou.

Štítnické súvrstvie (max. hrúbka 400–600 m) predstavuje súbor cyklicky sa striedajúcich pieskovcov, prachovcov, piesčitých bridlíc a bridlíc, vo vrchnej časti so smerne vykliňujúcimi sa polohami detritických dolomitických vápencov a karbonátových a fosfátových pieskovcov. Technické práce Čsl. uránového prieskumu v oblasti Gočaltovského mlyna zachytili vulkanogénny horizont hrúbky 80–120 m, smernej dĺžky cca 2 km, ktorý obsahuje tenké výľavy felzitických ryolitov a smerom do nadložia vulkanoklastické sedimenty. Vo vertikálnom smere dochádza v štítnickom súvrství k výraznému zmenšovaniu veľkosti zrna, k celkovému zmenšovaniu početnosti výskytu vrstiev pieskovcov a k znižovaniu stupňa zrelosti klastických zŕn.

Vrchnopermské zaradenie štítnického súvrstvia sa uvažuje na základe zvyškov flóry (*Pseudovoltzia liebeana* (GEIN) FLORIN; *Sphenozamites* – NĚMEJC in ŠUF, 1963) a úlomkov schránok lastúnikov rodu *Carbonicola* MCCOY 1855 (ŠUF, 1963). Spoločenstvo mikroflóry, ktoré poukazuje až na spodnotriasový vek, sa zistilo na lokalitách západne od Gočaltova a v Zádielskej doline (PLANDEROVÁ, 1980).

110 jemno- až strednozrnné pieskovce s medzivložkami bridlíc

Vystupujú predovšetkým v bazálnych častiach štítnického súvrstvia. Prevláda zelenosivá, prípadne hrdzavosivozelená farba, len s nízkym zastúpením fialovosivej. Sú pomerne dobre zrnitostne vytriedené, stredno- a tenkovrstevnaté, s masívnou alebo paralelne horizontálne laminovanou textúrou. Vrstvy sú rovnomernej hrúbky, s koncentráciami hrubších zŕn, prípadne klastickej sľudy v laminách.

Medzi klastickými zrnami pieskovcov prevláda kremeň (80–85 %), vedľajšiu zložku tvoria plagioklasy (3–6 %), alkalické živce (cca 2 %), klastické sľudy (3–5 %), úlomky acidných felzitov (7–9 %). Lokálne majú kalcitovo-dolomitový tmel. Základná hmota je rekryštalizovaná, tvorí ju kremeň, illit/sericit, chlorit a hematitový pigment. Okrem toho sú prítomné porfyroblasty novotvoreného albitu a turmalínu.

Vo vrchnej časti štítnického súvrstvia (oblasť Červená chrasť s. od Rozložnej; tiež severne od Lúčky a Bôrky) sa zistili tenké šošovky sivobielych strednozrnných pieskovcov, výrazne obohatených o živcový detrit. Zložením zodpovedajú arkózovým drobám (živce – 10–25 %; klastická sľuda – 4–5 %; úlomky acidných felzitov – 0–12 %; kremeň – 50–70 %).

109 bridlice s medzivložkami jemnozrnných pieskovcov

Tento horizont predstavuje časť štítnického súvrstvia, v ktorom prevládajú bridlice nad pieskovcami. Pieskovce, zväčša jemnozrnné, tvoria tenkovrstevnaté telesá. Klastické zrná v nich sú tvorené kremeňom, plagioklasom (An_{10-14}), mikropertitom, šachovnicovým albitom, klastickou sľudou vrátane rozloženého biotitu. Bridlice obsahujú max. 30 % prachových zŕn obdobného zloženia ako detrit v pieskovcoch. Asociácia veľmi nízko metamorfovaných minerálov: sericit + chlorit + albit ± kalcit, rutil, turmalín.

V bridliciach štítnického súvrstvia sa nachádzajú polohy konkrécií, predovšetkým sideritových. TURAN a VANČOVÁ (1983) opísali z oblasti Rákoša aj konkrécie s kremeňovo-barytovou, magnetitovo-hematitovou a pyritovou výplňou.

108 pieskovce v striedaní s bridlicami (nerozčlenené)

Na geologickej mape regiónu zodpovedajú nerozčleneným súborom s charakteristickým striedaním bridlíc a pieskovcov, bez možnosti vyjadriť ich pomerné zastúpenie. Zložením sa tieto sedimenty nelíšia od pieskovcov a bridlíc opísaných v predchádzajúcich odsekoch. Miestami obsahujú polohy karbonátových pieskovcov.

108a šošovky fosforitov a fosfátových pieskovcov

V horizonte karbonátových (dolomitovo-kalcitových) pieskovcov vo vrchnej časti štítnického súvrstvia sa vyskytujú šošovkovité telesá fosforitov a fosfatických pieskovcov (hrúbka 0,2–0,4 m, dĺžka 2–5 m) s uránovým zrudnením. Podrobnejšie ich opísal TRÉGER (1973) 1,5–2 km západne od Gočaltova. Podľa autora tieto pieskovce obsahujú zrná klastického kremeňa (30 %), karbonáty (30 %), sericit (10 %) a fosfáty (30 %). Vertikálne a laterálne sú pozvoľnými prechodmi späté s ostatnými klastickými sedimentmi štítnického súvrstvia. Fosfáty tvoria izotropné hnedožlté agregáty v matrixe karbonátových pieskovcov. Obsah P_2O_5 v týchto pieskovcoch sa pohybuje v rozsahu 11–21 % (TRÉGER, 1973).

107 piesčité dolomitické vápence

Tvoria smerne vykliňujúce sa telesá hrúbky 20–50 m. Nápadná je klastická prímes koncentrovaná do horizontálnych lamín, so sporadicky sa vyskytujúcimi extraklastmi tmavých bridlíc veľkosti až 1–2 cm. Laminovaná textúra býva zvýraznená tiež jemnými medzivrstvičkami bridlíc zelenosivej farby. Piesčité karbo-

náty sú svetlosivej, sivoružovej alebo hrdzavosivej farby. Zloženie: a) karbonáty – dolomit, kalcit; b) klastický detrit – kremeň, klastické sľudy, intraklasty ílovitých bridlíc, extraklasty sericitových bridlíc, zirkón, rutil, apatit; c) novotvorené minerály – kremeň, albit, mikroklin, pyrit, illit, dolomit.

V najvyšších častiach telies sa vyskytujú prakticky čisté svetlé kryštalické vápence, pri ktorých nemožno vylúčiť až strednotriasový vek. Podobne ako v nižnoslanskej depresii na viacerých miestach ide o zvyšky (juho) gemerického mezozoika.

106 fialové a žltozelené pieskovce a piesčité bridlice

Boli zmapované na jedinej lokalite v sedle jv. od Gočaltova, j. od štátnej hradskej Štítnik – Jelšava v okolí a vo výkopoch budov miestneho ŠM. Ide o pestré vrstvy so striedaním fialových, zelenosivých a žltozelených pieskovcov, často laminovaných a sivých žltozelených a tmavých bridlíc, ktoré možno považovať už za ekvivalent verfénskeho súvrstvia v jednotke gemerika, ktoré sa tu môže nachádzať v lokálnej synklinále. Inou možnosťou by bolo zaradenie do príkrovu Bôrky, keďže vrstvy sú miestami silno tlakovo usmernené a deformované; nie je však vylúčené ani tektonické zmiešanie z oboch jednotiek.

Doterajšie vekové údaje (ŠUF, 1936a, 1960) indikujú pravdepodobný spodnotriasový vek vrstiev z blízkeho Hája. Palynologické výskumy PLANDEROVEJ (1979, 1980, tiež in MELLO et al., 1983, s. 70) priniesli údaje o spodno-, stredno-, ba až vrchnotriasovom veku vrstiev.

PRÍKROV BÔRKY

Pozdĺž severného okraja Slovenského krasu, medzi Jasovom a Jelšavou, ako aj ďalej na JZ sú známe výskyty oproti svojmu okoliu relatívne vyššie metamorfovaných mladopaleozoicko-mezozoických sekvencií, ktoré zaraďujeme do osobitnej tektonickej jednotky. Ich spoločným charakteristickým znakom je alpínska metamorfóza v podmienkach stredného až vyššieho tlaku pri relatívne nízkom geotermálnom gradiente, dosahujúcom 10 °C/km^{-1} (MAZZOLI et al., 1992; FARYAD, 1995). Na jednotné označenie týchto vyššie metamorfovaných sekvencií navrhujeme termín príkrov Bôrky, ktorý bol už v literatúre použitý (LEŠKO a VARGA, 1980) pre časť nami vyčlenenej jednotky, aj keď v podstatne odlišnej, dnes neudržateľnej tektonickej interpretácii (najvyššia juhopenninská tektonická jednotka v Západných Karpatoch). Tektonickou pozíciou ide o prechodný element medzi gemerikom a meliatikom – v akrečnom komplexe sa tu miešajú prvky a fácie charakteristické pre obe jednotky.

Do takto vyčlenenej tektonickej jednotky zaraďujeme na geologickej mape Slovenského krasu (od východu smerom na západ) výskyty na severnom úpätí Jasovskej planiny medzi Jasovom a Hačavou, v strednej časti Zádielskej (Blatnickej) doliny, v severnom okolí Bôrky a Lúčky, malý výskyt na východnom svahu hradného kopca Krásna Hôrka a rozsiahlejšie výskyty v nižnoslanskej depresii severne od Honiec, ktoré na územie mapy zasahujú len v menšom rozsahu. Ďalej na západ výskyty príkrovu Bôrky zistil MELLO v okolí Štítnika, Jelšavy, Ratkovej až po Kyjatice a VOZÁR a VOZÁROVÁ severne od Jelšavy a južne od Lubeníka (in BEZÁK et al., 1996).

Takmer na všetkých uvedených lokalitách majú zhodnú pozíciu v tektonickom nadloží mladopaleozoicko-(?)mezozoického obalu (gočaltovská skupina), staropaleozoicko-(?)spodnokarbónskych jednotiek gemerika a v tektonickom podloží turnianskeho príkrovu, prípadne priamo čiastkových štruktúr silicika.

Na stratigrafické a tektonické zaradenie vyššie metamorfovaných sekvencií, prípadne jednotlivých litostratigrafických členov sekvencií zaradených do príkrovu Bôrky boli rozdielne pohľady. Mladopaleozoická spodná časť príkrovu sa ako súčasť rožňavsko-železníckej série (ŠUF, 1939) zaraďovala striedavo do karbónu alebo permu, neskôr ako samostatný vývoj, resp. súvrstvia (REICHWALDER, 1973; VOZÁROVÁ, 1973a, b) spodnej časti gočaltovskej skupiny (BAJANÍK et al., 1981). Vtedy sa však považovali za súčasť gemerika, aj keď na ich odlišný metamorfný a deformačný charakter a alochtónnu pozíciu, najmä v okolí Jasova – Medzeva a nižnoslanskej depresie, sa viackrát poukázalo (REICHWALDER, 1973; VARGA, 1977, 1979; REICHWALDER in MELLO et al., 1977).

Väčšia rôznorodosť názorov bola v minulosti na postavenie vyššej časti príkrovu Bôrky, ktorej zaradenie do mezozoika sa dnes všeobecne akceptuje. Sedimentárne členy sekvencie (prevažne metabridlice a kryštalické vápence) sa väčšinou pokladali za karbónske, zatiaľ čo postavenie bázických vulkanitov obyčajne zmenených na zelené bridlice a glaukofanity bolo problematické, pričom najčastejšie sa im pripisoval triasový vek (KAMENICKÝ, 1957). Neskoršie detailné mapovacie práce (REICHWALDER, 1970, 1973) v okolí Hačavy, ale aj na ďalších lokalitách preukázali, že sedimenty a bázické vulkanické horniny tvoria jednotnú sedimentárno-vulkanickú sekvenciu, ktorá sa vtedy stratigraficky korelovala s meliatskou sériou. Na rozdiel od slabšie metamorfovaných až nemetamorfovaných sekvencií meliatika s. s., kde sa na početných lokalitách preukázal triasový, resp. triasovo-jurský vek (KOZUR a MOCK, 1973a, b; MOCK, 1975a; DUMITRICA a MELLO, 1982; MELLO et al., 1983), na presnejšie stratigrafické zaradenie jednotlivých vyššie metamorfovaných sekvencií, prípadne ich jednotlivých litologických členov, nie sú jednoznačnejšie informácie. Stratigraficky datované výskyty v oblasti Hačavy, Šugovskej doliny a Radzimu (MELLO et al., 1983) patria čiastočne tektonickým šupinám turnianskeho

príkrovu. Napriek tomu, na základe korelácie niektorých litologických členov s obdobnými horninami v stratigraficky definovaných susedných jednotkách (turniansky príkrov, meliatikum) považujeme ich mezozoický (triasovo-?jurský) vek za veľmi pravdepodobný (obr. 3).

Na zaradenie vyššie metamorfovaných mladopaleozoicko-mezozoických sekvencií v uvedených výskytoch do samostatnej tektonickej jednotky príkrovu Bôrky máme nasledujúce dôvody:

1. Zhodný litofaciálny vývoj mladopaleozoických i mezozoických členov na všetkých uvedených výskytoch, odlišujúci sa od tektonických jednotiek v ich nadloží (turniansky príkrov, silicikum), ale aj v podloží (gočaltovská skupina gemerika).

2. Podobný typ a stupeň metamorfózy s výrazným metamorfným skokom vzhľadom na horniny podložných i nadložných tektonických jednotiek.

3. Podobný štýl deformácie, vyznačujúci sa zložitou imbrikačnou vnútornou stavbou, často s tektonickými kontaktmi jednotlivých litologických, resp. litostratigrafických členov. Vrásové deformácie majú naložený charakter, pričom staršie silne zovreté vrásy izoklinálneho typu sú intenzívne prevrásnené. Toto vrásnenie často sprevádza intenzívny vývoj krenulačnej kliváže. Na viacerých lokalitách možno pozorovať výraznú lineáciu roztahovania (stretching lineation), prejavujúcu sa výraznou prednostnou orientáciou metamorfovaných minerálov (glaukofán, fengit, kalcit ap.), ale aj rozťahovaním a dynamickou rekryštalizáciou klastických zŕn a obliakov.

4. Všetky výskyty sú zaradené do výraznej zóny lemujúcej severný okraj Slovenského krasu. Ekvivalenty takto vyčlenenej tektonickej jednotky neboli zatiaľ preukázané v tektonických oknách, resp. tektonických šupinách vo vnútornejších (južnejších) častiach Slovenského krasu (j. od rožňavského zlomu). Tu sa v obdobnej tektonickej pozícii nachádzajú zvyšky meliatika s. s., reprezentované najmä meliatskou olistostrómovou formáciou.

Jasovské súvrstvie (?perm)

V minulosti väčšina autorov priraďovala metasedimenty jasovského súvrstvia ku karbónu (spodný karbón – FUSÁN, 1957; FUSÁN, MÁŠKA a ZOUBEK, 1955; vrchný karbón – FUSÁN et al., 1963, FUSÁN, 1967). Vulkanogénnu časť tohto súboru ŠUF (1936) dokonca koreloval so staropaleozoickou gelnickou skupinou. MÁŠKA (1957) a neskôr i REICHWALDER (1973) priradili tieto metasedimenty k rožňavsko-železníckej sérii v zmysle ŠUFA (1936), a teda časovo do permského obdobia. Žiadne litostratigrafické údaje o veku týchto sedimentov sa však dosiaľ nepodarilo získať.

Pri zostavovaní geologickej mapy Slovenského rudohoria – východ v mierke 1 : 50 000 bol tento súbor metasedimentov zaradený do gočaltovskej skupiny

(VOZÁROVÁ a REICHWALDER in BAJANÍK et al., 1981, 1983). Hlavným dôvodom na toto zaradenie bola litologická podobnosť s rožňavským súvrstvím, takmer obdobné zloženie klastického detritu, zjemňovanie zrnitosti detritických sedimentov smerom do nadložia, ako aj prítomnosť synsedimentárnych acidných vulkanitov a vulkanoklastík v oboch litostratigrafických jednotkách. Základným a veľmi markantným rozdielom medzi oboma sekvenciami je však vyšší stupeň premeny jasovského súvrstvia a predovšetkým výrazne odlišný štýl jeho deformácie, ktorý je obdobný ako v mezozoických sekvenciách s glaukofanitmi. Tento fakt a hlavne tektonická pozícia jasovského súvrstvia na rozličných častiach "autochtónnej" gočaltovskej skupiny alebo až na staropaleozoickom fundamente – štóskom a drnavskom súvrství, boli hlavným dôvodom na odčlenenie jasovského súvrstvia od autochtónneho obalu južnej časti gemerika a na jeho priradenie k tektonickým troskám príkrovu Bôrky. Obdobný súbor metasedimentov, ktorý tiež priraďujeme k jasovskému súvrstviu, vystupuje v juhozápadnej časti gemerika, v oblasti medzi k. Repisko – Nižnou Slanou a dolinou Štítnického potoka (zlepence typu Filipka podľa SNOPKA, 1966).

Jasovské súvrstvie je zložené z oligomiktných metazlepencov, metadrôb a fylitov, s výrazným trendom zmenšovania veľkosti zrna smerom do vrchných častí. Súčasťou spodnej časti súboru sú i metaryolitové telesá v sprievode menšieho množstva metatufov. Na základe asociácie nízko metamorfovaných minerálov a $d_{331,060}$ parametrov muskovitov sú doložené podmienky stredno- až vysokotlakového režimu pri teplote medzi 350–400 °C počas alpínskej premeny sedimentov jasovského súvrstvia (MAZZOLI, SASSI a VOZÁROVÁ, 1992).

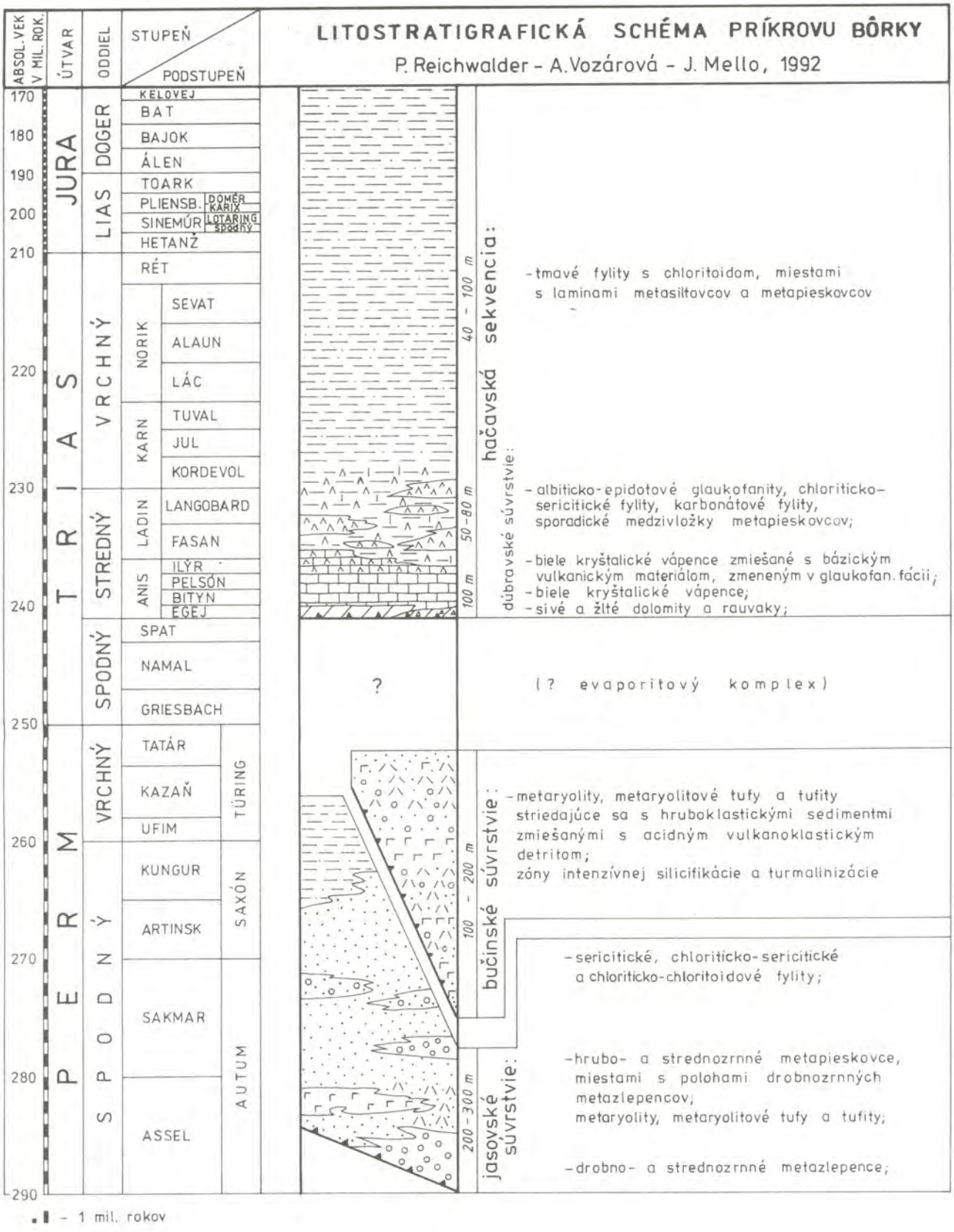
Podrobnejšie metasedimenty jasovského súvrstvia kartograficky rozčlenil REICHWALDER (1973) a definoval ich pod názvom "jasovský vývoj". Preto v zmysle zásad čsl. strat. komisie preberáme pôvodný názov a zamieňame všeobecnú časť názvu "vývoj" za súvrstvie.

105 metamorfované oligomiktné zlepence

Drobno- a strednozrnné metazlepence, výrazne plošne paralelne usmernené, so silne deformovaným obliakovým materiálom v plochách foliácie. Obliakový materiál je tvorený prevažne kremeňom, metakvarcitmi, len sporadicky boli rozlíšené úlomky fylitov a acidných felzitov. Pôvodná základná hmota, pravdepodobne aj s časťou nestabilných úlomkov hornín, je metamorfne rekryštalizovaná a usmernená. Asociácia nízko metamorfovaných minerálov: muskovit + kremeň + albit.

104 metamorfované ryolity a ich tufy

Známe sú z výskytov z. od Jasova. Evidentne prevládajú ryolity nad vulkanoklastikami. Metaryolity majú drobnoporfyrickú štruktúru s obsahom výrastlíc



Obr. 3 Litostratigrafická schéma príkrovu Bôrky (P. REICHWALDER, A. VOZÁROVÁ, J. MELLO, 1992)

do 30 %. Výrastlice sú tvorené kremeňom a plagioklasom albitovo-oligoklasového zloženia. Asociácia nízko metamorfovaných minerálov: kremeň + + muskovit ± albit. Typický je vysoký obsah SiO_2 (okolo 74 %), nízky obsah CaO a nevýrazný obsah alkálií (okolo 5 %).

103 metamorfované pieskovce

Pieskovce sú zviazané s výskytmi oligomiktných zlepencov, s ktorými sa pozvoľne zastupujú. Výrazne plošne paralelná textúra je navyše porušená dvojitým systémom priečnej kliváže. Farba metapieskovcov je svetlosivá, svetlozelenosivá. Intenzívna tlaková deštrukcia klastických zŕn takmer úplne zastrela pôvodné sedimentárne znaky. Asociácia nízko metamorfovaných minerálov: kremeň + muskovit ± albit ± chlorit ± turmalín. Vo forme postdeformačných dlhostĺpcových kryštálov vystupuje chloritoid.

102 fylity sericitické, chloriticko-sericitické ± s chloritoidom

Tvoria vrchné časti súboru jasovského súvrstvia. Sú to jemnozrnné horniny, výrazne bridličnatej textúry, s dvojitým systémom priečnej kliváže. Asociácie nízko metamorfovaných minerálov: kremeň + muskovit ± chloritoid ± chlorit; kremeň + muskovit + paragonit + albit; kremeň + muskovit + albit. Chloritoid tvorí postkinematické porfyroblasty. REICHWALDER (1973) opisuje z tejto oblasti aj ojedinelé porfyroblasty stilpnomelánu. $D_{331,\ 060}$ parametre muskovitov z tohto horizontu doložili nízkostupňový, stredno- až vysokotlakový charakter regionálnej metamorfózy (MAZZOLI et al., 1992).

V západnej časti Slovenského krasu sa zistili medzi Mikolčanmi a Kunovou Teplicou pod troskou turnianskeho príkrovu Veterníka. Ide o laminované kremeňovo-sericitické fylity (nie je vylúčené, že miestami ide aj o rozvlečené zlepence).

Bučinské súvrstvie (?perm)

Predstavuje súbor sedimentov obsahujúcich značný podiel acidného vulkanoklastického materiálu (až 80 %). Asociované výlevné telesá ryolitov sa vyznačujú vysokým obsahom SiO_2 (zložením sa približujú k silexitom). V juhovýchodnej časti Slovenského rudohoria tento sedimentárno-vulkanogénny súbor vystupuje v alochtónnej pozícii na ostatných členoch rožňavského, príp. štítnického súvrstvia alebo čiastočne až na štóskom súvrství (REICHWALDER, 1973). Túto pozíciu interpretoval REICHWALDER (l. c.) ako severovergentnú šupinu rožňavského súvrstvia, vytlačenú z vnútornej časti juhogemeridnej sedimentačnej

zóny. Tento súbor kyslých vulkanitov a vulkanoklastických sedimentov po prvý raz vymedzil FUSÁN (1959) pod názvom bučinské vrstvy. Aj keď pôvodne boli začlenené v inej superpozícii, ako ich teraz interpretujeme, pôvodný názov ponechávame s tým, že všeobecnú časť názvu "vrstvy" zamieňame za súvrstvie. K bučinskému súvrstviu priraďujeme výskyt v oblasti k. Golát juhozápadne od Medzeva (REICHWALDER, 1973, vymedzený pod názvom "golátsky vývoj") a výskyty v nižnoslanskej depresii (v oblasti k. Bučina – Spúšťadlo – Ježovec a na malom výskyte južne od obce Nižná Slaná).

101 ryolity a ich tufy, tufity, tufové pieskovce, zlepence, miestami s prejavmi silicifikácie a turmalinizácie

Pestrý súbor ryolitových vulkanoklastických sedimentov, zmiešaný vo varírujúcom pomere s nevulkanickým detritom (50–80 % vulkanického materiálu), asociovaný s telesami felzitických ryolitov a ich tufov. Prevláda svetlozelenosivá farba hornín. Zrnitosť vulkanoklastických sedimentov varíruje od jemných frakcií cez pieskovce až po drobno- a strednozrenné zlepence. Obliakový materiál zlepencov je zložený takmer výlučne z kremeňa a z acidných felzitov. Pre tento súbor hornín je charakteristická prítomnosť intenzívne silicifikovaných hornín často kavernóznej textúry, ktoré pripomínajú gejzirity. Ďalším sprievodným zjavom sú zóny intenzívnej turmalinizácie.

Hačavská sekvencia (spodný trias – ?jura)

Dúbravské súvrstvie

V prípade uvedených termínov ide čiastočne o prekrývajúce sa synonymné názvy, pričom termín dúbravské súvrstvie (dúbravské vrstvy sensu FUSÁN, 1959) je starší a užší, aplikovaný najmä na širšie okolie nižnoslanskej depresie. Termín hačavská sekvencia je mladší, širší a používa sa najmä pre okolie Hačavy (REICHVALDER, 1969, 1973). Ak by sme chceli zaviesť do používania týchto termínov poriadok, mohli by sme ich považovať za synonymné, pričom v platnsti by zostal starší termín dúbravské súvrstvie (rozšírený o niektoré členy známe z hačavskej sekvencie). Iná možnosť je pokladať dúbravské súvrstvie za časť hačavskej sekvencie, alebo zúžiť rozsah hačavskej sekvencie na súvrstvie s tým, aby zahŕňala iba jurskú časť z celej sekvencie.

Pomerne zložitá imbrikovaná vnútorná stavba a častý tektonický styk odlišných litologických členov na všetkých výskytoch príkrovu Bôrky, nedostatok biostratigrafických údajov a intenzívna metamorfóza spojená s vývojom metamorfnej bridličnatosti, neumožňuje spoľahlivo rekonštruovať detailnejšiu stratigrafickú postupnosť. Napriek tomu, vďaka prítomnosti zhodných asociácií

metasedimentárnych a metavulkanických hornín na väčšine výskytov príkrovu Bôrky, ako aj možnosti čiastočnej rekonštrukcie lokálnych vrstvových sledov a pozorovania vzájomných prechodov medzi jednotlivými litologickými členmi, je možné zostaviť pravdepodobnú litostratigrafickú postupnosť. Tá je do značnej miery korelovateľná s trendmi paleofaciálnych zmien v priľahlých tektonických jednotkách (turniansky príkrov, meliatikum), odrážajúcich paleotektonickú evolúciu širšieho sedimentačného priestoru (meliatskeho oceánu).

Horninový záznam mezozoickej časti príkrovu, aj keď možno značne fragmentálny, poukazuje na postupný vývoj od predriftového štádia vyznačujúceho sa terigénnymi až terigénno-evaporitovými fáciami v spodnej časti (vrchný perm–spodný trias) cez pravdepodobne len kratšie trvajúce štádium karbonátovej platformy do štádia intenzívneho riftingu už od stredného anisu, sprevádzaného kolapsom tejto platformy a bázickým vulkanizmom. Synchrónne prejavy vulkanizmu a karbonátovej sedimentácie naznačujú časovú spätosť vulkanizmu už s počiatočným štádiom riftingu v podmienkach kontinentálnej, resp. stenčenej kontinentálnej kôry, predchádzajúcim sformovanie stredooceánskej riftovej zóny meliatskeho oceánu. Najvyššie časti vrstvového sledu, tvorené nevápnitými zelenkavými, sivými až čiernymi metabridlicami s tenšími vložkami siltovcov a pieskovcov, prípadne i s menšími telesami kryštalických vápencov a metabazitov, pravdepodobne olistolitového charakteru, predstavujú pelagické až flyšové sedimenty postriftového štádia stratigraficky možno zasahujúce až do spodnej – strednej jury. Všetky litologické členy sú metamorfované v podmienkach zelených až modrých (glaukofánových) bridlíc, a preto pri ich opise používame termíny zaužívané pre metamorfity. V celom vrstvovom slede je len malá nádej na preukázanie stratigrafickej príslušnosti biostratigrafickými metódami.

100 jelšavské vrstvy (skýt)

Sú charakteristickým členom príkrovu Bôrky, ktorý považujeme za metamorfný ekvivalent vyššej časti verfénskeho súvrstvia. Laminárne alebo rozlične nepravidelne sa v nich striedajú rekryštalizované vápence s vložkami sivých a zelených bridlíc a ?vulkanického materiálu (dnes prevažne chlority). Vyznačujú sa charakteristickým "kôrovitým" vyvetrávaním. Miestami sú detailne zvrásnené do centimetrových až milimetrových vrások, ktoré často sprevádza až krenulačná kliváž. Miestami je hojná piesčitá prímes, v ktorej okrem kremeňa sú početné albity.

Okrem typovej lokality (východný okraj Jelšavy v zárezе hradskej Jelšava–Štítnik) sa nachádzajú na početných lokalitách (s. svahy Troch peniažkov, v nižnoslanskej depresii, v okolí Lúčky a Bôrky, v hornej časti Zádielskej doliny a v okolí Hačavy). Jelšavské vrstvy sa nachádzajú aj v turnianskom príkrove (Turnianska kotlina).

V území so zložitou tektonikou je často problematické odlíšenie od vrstiev č. 97, pretože metamorfne postihnuté vrstvy sú si veľmi podobné.

Jelšavské vrstvy sa v minulosti zaraďovali väčšinou do karbónu (ŠUF, 1935; BYSTRICKÝ, 1954), ale aj do triasu (BALOGH, 1950a).

99 žltkasté zrnité dolomity, miestami bunečnaté (rauvaky) (spodný anis)

Na viacerých miestach (najmä v severnom okolí Hačavy, v Šugovskej doline) vystupujú v najspodnejšej časti komplexu svetlých kryštalických vápencov tenšie (max. 10 m hrubé) šošovkovite sa vykliňujúce polohy jemnozrnných až celistvých lavicovitých a nevrstevnatých dolomitov hnedastej alebo žltkastej farby s typickým dolomitovým zvetrávaním a ostrohranným rozpadom. Tvoria ich takmer výlučne drobné zrná dolomitu (pod 0,02 mm), obyčajne s mozaikovou štruktúrou. Miestami bývajú preniknuté tenkými žilkami, prípadne hniezdami limonitizovaných Fe karbonátov. Často majú bunečnatú textúru (rauvaky), pričom jej pôvod môže byť v niektorých prípadoch tektonický. Styk dolomitov s podložím je takmer výlučne tektonický. Polohy týchto dolomitov z litofaciálneho hľadiska predstavujú začiatok karbonátovej sedimentácie. Dolomity predstavujú charakteristické oporné súvrstvie litostratigraficky korelovateľné s gutensteinskými dolomitmi susedných tektonických jednotiek (najmä turnianskeho príkrovu).

98 svetlé kryštalické vápence (mramory) (spodný anis – spodný pelsón)

Predstavujú najcharakteristickejší a najhojnejšie rozšírený litostratigrafický člen. Sú svetlé či biele, nevrstevnaté, na povrchu skrasovatené a pomerne intenzívne rozpukané. Tvoria morfologicky nápadné kopce, najmä v oblasti medzi Hačavou a Medzevom (Jelení vrch, Zakúrený vrch, Javorina). Dosahujú mocnosť rádovo desiatky až prvé stovky metrov. Veľmi často je v nich prítomná výrazná metamorfná foliácia indikujúca možnosť sekundárnych zmien (nárastu) mocnosti. Majú prevažne monominerálne zloženie, tvorí ich stredno- až hrubozrnný kalcit, s náznakmi prednostnej orientácie. Čisté variety v spodnejších častiach len sporadicky obsahujú prímes iných minerálov (kremeň, hniezda limonitového pigmentu). Stratigrafický vek kryštalických vápencov nebol preukázaný, čo je v dôsledku intenzívnej metamorfózy pochopiteľné. Svojím vzhľadom, zložením i pozíciou vo vrstvovom slede sú analogické svetlým kryštalickým vápencom v priľahlých tektonických jednotkách (turniansky príkrov, meliatikum), kde je ich stratigrafický rozsah limitovaný prítomnosťou červených vápencov pelsónskeho veku vypĺňajúcich neptunické dajky v svetlých kryštalických vápencoch alebo tvoriacich ich bezprostredné stratigrafické nadložie. Pri týchto vápencoch aj v príkrove Bôrky predpokladáme preto stratigrafický rozsah spodný anis– spodný pelsón.

Pôvodne pravdepodobne predstavovali plytkovodné rifovo-lagunárne (steinalmské) vápence. Svetlá až biela farba kryštalických vápencov nemusí byť vždy pôvodná, ale môže byť do značnej miery výsledkom metamorfných procesov. Nemožno preto vylúčiť možnosť, že časť týchto vápencov pôvodne tvorili aj pelagickejšie fácie odlišne sfarbených vápencov, najmä vo vyšších častiach tohto príkrovu.

V oblasti severne od Bôrky sa sem zaraďujú aj ružové, pomerne výrazne bridličnaté vápence, ktoré sú tu podstatne rozšírenejšie ako svetlé a biele variety. Viac ráz sa síce vyslovili pracovné úvahy o ich prípadnom mladšom (jurskom) veku a o ich korelovaní s krinoidovými vápencami, zatiaľ však na takéto zaradenie chýbajú akékoľvek dôkazy.

97 sivozelené a svetlé bridličnaté kryštalické vápence s vulkanickým materiálom (pelsón – kordevol)

Bridličnaté kryštalické vápence sú hojne rozšíreným litologickým typom najmä v okolí Hačavy, Šugovskej doliny, Zádielskej doliny, v okolí Bôrky, ako aj v nižnoslanskej depresii. So svetlými kryštalickými vápencami, najmä ak ich styk nie je tektonizovaný, sú často spojené pozvoľnými prechodmi a pribúdaním klastického materiálu. Najkrajšie príklady takéhoto vzťahu sú v Šugovskej doline, ale aj v okolí Hačavy. Klastický materiál je prevažne vulkanogénneho pôvodu. Jeho podiel a forma vystupovania v karbonátovom matrixe je značne premenlivá od pravidelnejšie rozptýleného jemnozrnného tufového materiálu cez súvislejšie tufové polohy vo vápencoch až po fragmenty, prípadne súvislejšie polohy bazaltových láv. Charakter prítomnosti vulkanického materiálu v karbonatických horninách poukazuje aspoň na čiastočnú synchrónnosť bázickej vulkanickej aktivity a karbonátovej sedimentácie (REICHWALDER, 1970), prinajmenšom v počiatočných štádiách vulkanizmu. V dôsledku variability pôvodného zloženia i metamorfných prejavov existuje široká škála hornín odlišujúcich sa tak mineralogickým zložením, ako aj štruktúrnymi a textúrnymi charakteristikami. Najrozšírenejším typom sú sivozelené až hnedasté, viac alebo menej intenzívne bridličnaté kryštalické vápence s relatívne rovnomerne distribuovanými nekarbonátovými minerálmi, tvorenými chloritom, fengitom, paragonitom, albitom, epidotom, aktinolitom ale miestami aj glaukofánom. Pomerne hojné býva aj zastúpenie kremeňa a akcesorických minerálov. Bridličnatosť je metamorfného pôvodu a je zvýraznená prednostnou orientáciou fylosilikátových minerálov. Zriedkavejšie sú zastúpené kryštalické vápence so zachovanými súvislejšími polohami vulkanoklastického materiálu. Tieto sú veľmi často veľmi intenzívne zvrásnené, pričom často možno pozorovať maximálne dva časovo i kinematicky odlišné typy vrásových štruktúr. Charakteristické je selektívne vyvetrávanie vulkanoklastického materiálu na zvetraných povrchoch týchto

vápencov. Na viacerých lokalitách (Šugovská dolina, Hačava, Bôrka) sú v týchto horninách prítomné hojné žilky a hniezda kryštalického hematitu (spekularitu).

96 serpentinity (?ladin – spodný karn)

Súčasťou subdukčno-akrečného komplexu príkrovu Bôrky sú aj telesá serpentinitov, hojne sa vyskytujúce na báze tektonických šupín, najmä v nižnoslanskej depresii (Slavoška, Kobeliarovo, okolie Dobšinej).

Z územia regiónu Slovenského krasu sú známe iba menšie telesá. Zo severného svahu Troch peniažkov BYSTRICKÝ (1954, s. 125) uvádza výskyt telesa bázickej eruptívnej horniny prestúpenej žilkami azbestu (pravdepodobne serpentinit). Teleso serpentinitu je známe aj zo sedla v. od Slovenskej skaly a veľké teleso navŕtal aj vrt jz. od Rozložnej. Drobné výskyty, pravdepodobne v príkrovovej pozícii, sú známe aj z. od Štítnika. Otázne je postavenie serpentinitov na rožňavskom zlome v údolí Miglinc (?príkrov Bôrky – ?meliatikum s. s.)

95 metabázické horniny (prevažne glaukofanity) (pelsón – kordevol)

Azda najtypickejšou litostratigrafickou jednotkou, prítomnou na všetkých výskytoch, sú metabázické horniny. Ide o pestrú škálu metamorfovaných vulkanických a vulkanoklastických bázických hornín, vyznačujúcu sa veľkou variabilitou petrografických typov od metabazaltov cez zelené bridlice až po glaukofanity. Táto variabilita okrem východiskového zloženia hornín je predovšetkým odrazom meniacich sa podmienok metamorfózy od fácie zelených bridlíc po fáciu glaukofánových (modrých) bridlíc, a to pravdepodobne tak počas prográdnej, ako aj retrográdnej fázy metamorfózy. Metamorfózu týchto hornín, ale aj ostatných litostratigrafických jednotiek príkrovu Bôrky, spájame so subdukčno-akrečným procesom v etape uzatvárania meliatskeho oceánu počas jury. Okrem efuzívnych ekvivalentov sú v obmedzenom rozsahu prítomné aj hrubozrnnejšie variety gabrového charakteru, predovšetkým v oblasti Bôrky.

Makroskopicky sú horniny modrosivej, modrozelenej až sivozelenej farby (obyčajne v závislosti od prítomnosti a kvantitatívneho zastúpenia glaukofánu), prevažne jemno- až strednozrnné, masívne ale aj s výraznou foliáciou a lineáciou v dôsledku výraznej prednostnej orientácie (stretching lineation) glaukofánu, prípadne ďalších minerálov (fengit, chlorit, aktinolit). Na ich mineralogickom zložení sa podieľajú najmä glaukofán (crossit) – albit – epidot – chlorit – fengit – paragonit – granát – titanit (leukoxén) – magnetit – hematit – kremeň.

Primárne vulkanické štruktúry sú zachované len reliktne, predovšetkým v nižšie metamorfovaných horninách. Vankúšovité (pillow) textúry tiež neboli jednoznačnejšie preukázané, ale lokálne existujú náznaky ich prítomnosti.

Glaukofanity v príkrove Bôrky predstavujú najrozsiahlejšie telesá takýchto hornín v Západných Karpatoch, pričom najväčšie teleso severne od Hačavy dosahuje dĺžku takmer 3 km a hrúbku niekoľko desiatok metrov (max. 100 m).

Celkové geochemické zloženie metabazaltov (hlavne distribúcia imobilných prvkov a REE) indikujú ich subalkalický až slabo alkalický charakter s T-MORB, E-MORB a OIB afinitou.

Metamorfné minerálne asociácie indikujú polyfázový vývoj – prvá fáza zodpovedá podmienkam vysokotlakovej metamorfózy, druhú fázu charakterizuje izotermálne, synmetamorfné dekompresné štádium (MAZZOLI a VOZÁROVÁ, 1995).

94 chloriticko-sericitické fylity s polohami kryštalických vápencov a metabázických hornín (prevažne metatufity) (pelsón – kordevol)

Vo vyšších častiach komplexov kryštalických vápencov, ale aj vo vyššie vyčlenenom komplexe metabazitov, predovšetkým v ich okrajových zónach, vystupujú miestami mapovateľné polohy výrazne bridličnatých hornín zelenej, sivozelenej až tmavej farby fylitického charakteru. Ide pôvodne o horniny s prímesou bázického tufitického materiálu, miestami s hojným karbonatickým matrixom. Lokálne obsahujú tenšie polohy bridličnatých kryštalických vápencov, príp. metabazitov charakteru chloriticko-aktinolitických bridlíc, zriedkavejšie glaukofanitov.

93 silicity a hematity (stredná jura)

Silicity sa zistili na povrchu iba v hlavnom hrebeni Bradlo – Tri peniažky v okolí kót 502,1 a 500,5 ako súčasť hematitového ložiska, resp. jeho najbližšieho okolia. Silicity červenej farby sú tu vo veľmi blízkom vzťahu s hematitovými bridlicami a so šošovkami svetlých kryštalických vápencov (?olistolity, ?šupiny). Časť silicitov, vzhľadom na hojný výskyt rádiolárií možno označiť ako rádiolarity.

Hematitové bridlice a hematity, ktorých sedimentárny charakter je zrejmý z častého laminárneho striedania oboch zložiek a silicitov, vystupujú aj na v. hrebeni Bradla. V minulosti dali podnet na hojné kutacie práce (MATEJOVSKÝ, 1955, 1956a).

Ako uvádzajú BYSTRICKÝ, FUSÁN a KANTOR (1952a, b) hematit tu vystupuje v sedimentárnych, resp. sedimentárno-efuzívnych rudách v troch formách: disperzný, kryštalický a šupinkový. Ruda je kyslá (pomer Fe : SiO_2 sa v priemere len málo odchyľuje od pomeru 1 : 2).

Disperzné hematity na Bradle, ktoré sú najrozšírenejšie, pokladajú uvedení autori za koloidálne produkty. Pôvod samého Fe odvodzujú jednak z podmorského výlevného vulkanizmu bázických eruptív, jednak z priľahlej pevniny.

Vekové zaradenie silicitov a hematitov bolo rôzne. Najčastejšie sa zaraďovali do spodného triasu meliatskej série BYSTRICKÝ, FUSÁN a KANTOR, l. c., BYSTRICKÝ, 1962a, b, 1964). MELLO (in GREGOR et al., 1976, s. 62) uvažoval o triasovom alebo jurskom veku. Z hľadiska dnešných poznatkov je najpravdepodobnejší strednojurský vek.

92 tmavé a čierne fylity, miestami s laminami metasiltovcov a metapieskovcov, prípadne s polohami tmavých kryštalických vápencov (a) (vrchný trias – jura)

Pravdepodobne najvyššiu časť na viacerých výskytoch príkrovu Bôrky tvoria tmavosivé až čierne, miestami škvrnité nevápnité fylity. Tvorí ich prevažne kremeň a sericit (fengit, paragonit). Charakteristický je často vysoký obsah chloritoidu vo forme lištovitých porfyroblastov a snopkovitých agregátov. Typický je aj vysoký obsah grafitického pigmentu, ktorý spôsobuje tmavé sfarbenie hornín. Najväčšie rozšírenie dosahujú v najvýchodnejšej časti medzi Jasovom a Šugovskou dolinou. Na základe prítomnosti tenších polôh metasiltovcov, jemnozrnných metapsamitov a vzácne i redeponovaných ryolitových vulkanoklastík v nevápnitých metapelitoch možno toto súvrstvie spájať s fáciou distálnych turbiditov. Lokálne sú v ňom prítomné tenšie nesúvislé polohy sivých doskovitých vápencov prípadne bázických metavulkanitov. Ide pravdepodobne skôr o olistolity ako o normálne stratigrafické polohy v tomto súvrství. Fylity sa vyznačujú veľmi intenzívnym vývojom krenulačnej kliváže. Súvrstvie je silno zvetrané, obyčajne pokryté hrubými deluviálnymi sedimentmi a odkryvy sú veľmi zriedkavé, čo značne sťažuje riešenie vzťahov k ostatným litostratigrafickým jednotkám. Toto súvrstvie vystupuje aj v podobe nesúvislých polôh na báze komplexu kryštalických vápencov južne od Medzeva. Domnievame sa, že tu môže ísť skôr o tektonické šupiny ako o normálne stratigrafické podložie, ako to bolo interpretované v niektorých predchádzajúcich prácach (REICHWALDER, 1973; BAJANÍK et al., 1984).

Minerálne metamorfované asociácie signalizujú rovnaký metamorfný vývoj ako v metabazaltoch. Staršiu fázu reprezentuje chloritoid I. + chlorit + albit + + fengit + paragonit a glaukofán + granát + albit + fengit ± paragonit. V mladšej fáze bol glaukofán destabilizovaný a zatlačený chloritom + kremeňom + albitom ± chloritoidom II (MAZZOLI a VOZÁROVÁ, 1995).

MELIATIKUM

Táto tektonická jednotka pochádza z oceánskeho a paraoceánskeho trógu medzim šelfom Európy a šelfom Apúlie. Tento tróg, známy aj pod názvom

meliatsky oceán, bol súčasťou Paleotetýdy v zmysle SENGÖRA (1984, 1985), resp. kimerského oceána v zmysle KOZURA (1991) (alebo iných oceánov v zmysle iných autorov, pozri napr. KÁZMÉR a KOVÁCS, 1989).

Vznikol riftingom a spreadingom v období od pelsónu do karnu a zanikol počas kolízie vo vrchnej jure (oxforde). V čase svojej najväčšej expanzie dosahoval podľa rozličných odhadov šírku 800–1 000 km a hĺbku niekoľko tisíc metrov (podľa KOZURA, 1979, s. 162: oveľa viac ako 1 000 m).

Charakteristická je preň sedimentácia hlbokovodných sedimentov (pelagických, často rádioláriových vápencov, rádiolaritov, kremitých pelitov, turbiditov). Sedimentáciu počas riftingu sprevádzala podmorská vulkanická činnosť (vznik bázických a ultrabázických hornín ofiolitovej suity). V predkolíznom štádiu boli hojné turbidity a vznikli aj rozsiahle olistostrómy, v ktorých bloky dosahujú veľkosť až niekoľko sto metrov.

Počas vrchnojurskej kolízie väčšinu horninových súborov pohltil proces subdukcie, iba niektoré časti boli obdukované a zachovali sa v podobe akrečných priziem, či v evaporitových melanžiach na báze vyšších príkrovov.

Vzniká otázka, kde sa nachádza sutúra po tomto oceánskom trógu. Do úvahy prichádza najmä margeciansko-lubenícka línia (nazývaná aj gemerská jazva), alebo rožňavská línia (v prospech tohto názoru by hovoril výskyt vysokotlakovou metamorfózou postihnutých hornín príkrovu Bôrky v jej blízkosti. Jeho jednotlivé šupiny by mohli predstavovať zvyšky akrečnej prizmy). Novšie sa uvažuje o folkmarskej sutúre (KOZUR a MOCK, 1995a, b). Iná možnosť je, že sutúru po tomto oceánskom trógu rozrušili alebo prekryli iné tektonické jednotky (gemerikum, turnaikum, silicikum).

Pokiaľ ide o litostratigrafickú náplň meliatika, z uvedeného vyplýva, že tu je situácia zložitejšia ako pri iných tektonických jednotkách vymedzených na mape. Po preradení niektorých sekvencií, predtým pokladaných za meliatske (s. l.), do turnianskeho príkrovu turnaika či do príkrovu Bôrky, zostáva vlastne už iba niekoľko výskytov meliatika s. s. (okolie Meliaty, Držkoviec, Čoltova, Bretky, Mikolčian, s. svahy Plešivskej planiny a niekoľko výskytov zachytených vrtmi). Všetky tieto výskyty však majú melanžový či olistostrómový charakter, a tak tu stojíme pred podobným problémom, aký už desaťročia riešia geológovia v bradlovom pásme – rekonštruovať sekvencie a paleogeografiu z "bradiel".

Melanžový charakter meliatika je dnes už veľmi dobre známy a všeobecne sa prijíma. Akýkoľvek vrstvový sled je preto len hypotetický a rekonštruovaný z rozličných navzájom nesúvisiacich výskytov, alebo súvisiacich iba v rámci jednotlivých blokov (olistolitov). Ako poukázal KOZUR (1991, 104), melanže sa pokladali za normálne sekvencie datované fosíliami z blokov, čo viedlo k chybným paleogeografickým a tektonickým rekonštrukciám (ako príklad uvádza prácu HAAS a KOVÁCS, 1985).

Ako nedávno informoval MOCK (prednáška november 1992), takáto situácia je aj na typovej lokalite meliatika v Meliate. Je to ukážka toho, "čo dokáže olistostróma": už dve desaťročia sa tu báda a prácne vypipláva každý detail takmer súvislého vrstvového sledu (KOZUR a MOCK, 1973a, b; MOCK, 1975b, 1979, 1980b; KOZUR a MOCK, 1985) a zrazu po vyčistení odkryvu a podrobnom štúdiu sa ukáže, že ide o chaotický zhluk blokov, ktoré sa iba náhodou poukladali tak (alebo boli vybrané tak), že vytvorili zdanie súvislého vrstvového sledu od pelsónu do jury. (Treba spomenúť, že už niekedy pred 15 rokmi v diskusiách sa vyslovil názor, ktorý je niekde aj publikovaný, že typový profil v Meliate aj s podložnými svetlými kryštalickými vápencami predstavuje **jeden** veľký blok v jurskej olistostróme).

V čoltovskej rokli MELLO a GAÁL (1984) síce rozpoznali olistostrómový charakter vrchnej časti profilu, ale spodnú časť sa tiež snažili zaradiť do "normálneho" vrstvového sledu.

Azda najkrajšia jurská olistostróma a na najväčšej ploche vystupuje v území sz. od Držkoviec. Tu už BEGAN (1963) zmapoval bloky svetlých kryštalických vápencov a silicitov uprostred čiernych bridlíc, avšak pri absencii akýchkoľvek datovaní sa takéto vystupovanie ešte dlho pokladalo za tektonickú záležitosť. [Západnejšie bolo pokračovanie olistostrómy zachytené vrtom BRV-1 pod turnianskym príkrovom (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1992a, c).]

Pokusov o rekonštrukciu litostratigrafickej náplne meliatika a o jej kodifikovanie je značné množstvo (GAÁL a MELLO, 1983b; KOZUR a MOCK, 1985, 1987, 1988; GAÁL, 1987a; KOVÁCS, 1984; KOVÁCS et al., 1989; KOZUR, 1979, 1991 a i.). Boli definované i viaceré faciálne oblasti (hlavne z maďarského územia), čo je logické, keďže sa nedajú predpokladať rovnaké vrstvové sledy v strede alebo na okrajoch takéhoto obrovského sedimentačného bazéna. Problémy nastávajú iba v styčných oblastiach so susednými tektonickými jednotkami, pretože niektoré litostratigrafické jednotky susediacich jednotiek sú identické.

Treba zdôrazniť, že v olistostrómach sa nachádzajú občas aj bloky či úlomky starších hornín, ktoré síce tým, že sú súčasťou meliatskej olistostrómy, sú súčasťou meliatika, ale pochádzajú evidentne z inej paleogeografickej zóny (úlomky z vyšších častí svahu či z postupujúceho čela vyššieho príkrovu).

Z hľadiska časovej postupnosti litostratigrafické jednotky meliatika môžeme zoradiť do niekoľkých skupín (obr. 4):

a) predriftové formácie,

b) synriftové (oceánske) formácie,

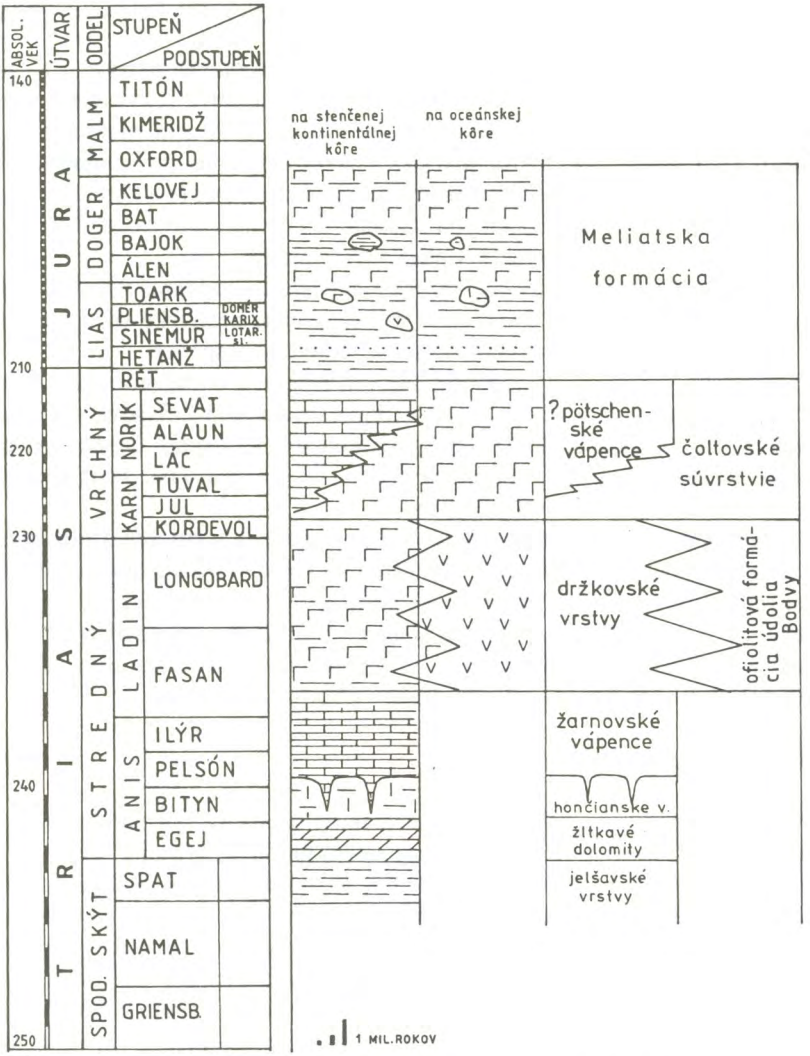
b_1) sedimentárne,

b_2) horniny ofiolitovej suity,

c) formácie predkolízneho a kolízneho štádia.

Bloky a útržky z predriftového štádia (do stredného pelsónu) svedčia o tom, že tu bol vrstvový sled porovnateľný so susednými jednotkami. Z hľadiska

čistoty definície litostratigrafickej náplne meliatika, tie by sa doň nemali zaraďovať; za meliatikum by sa mali považovať len formácie, ktoré vznikli na oceánskej kôre. Dnes je však tendencia taká, že bloky triasových hornín, hoci aj



Obr. 4 Litostratigrafická kolónka meliatika v Slovenskom krase (hypotetická, rekonštruovaná z olistolitov, tektonických šupín a blokov v evaporitových melanžiach) (MELLO, 1992)

z predriftového štádia, v jurskej olistostróme, považujú sa za meliatikum. Po začiatku riftingu obe pôvodne spojené časti dna, na ktorých sedimentovali plytkovodné šelfové karbonáty, začali praskať, lámať sa a driftovať od seba, pričom bloky pozdĺž listrických zlomov alebo zlomov typu domino poklesávali stále hlbšie a boli prikryté pelagickými sedimentmi, ktoré často vyplnili aj rozsadliny a pukliny v blokoch alebo medzi nimi.

V riftovom štádiu v centre trógu na oceánskej kôre [ale často ešte aj na priľahlých svetlých karbonátoch (Jaklovce)] vznikala ofiolitová sekvencia – ultrabázické horniny a vankúšovité (pillow) lávy občas s vložkami rádiolaritov vo vankúšovitých lávach. Tá, podľa KOZURA (1991), siaha iba do spodného kordevolu, vyššie ju prekrývajú strednokarnské až norické pestré rádiolarity s bohatou rádiolóriovou a konodontovou faunou. Nenachádzajú sa už v nich ani v žiadnych vyšších vrstvách vložky vulkanických hornín.

V okrajových častiach riftového bazéna meliatika (na stenčenej kontinentálnej kôre) vznikali podľa neho v strednom a vrchnom anise pelagické vápence, v ladine až kordevole silicity a vo vrchnom triase rohovcové vápence.

Predflyšové sekvencie s alodapickými vápencami a bridlicami začali sedimentovať vo vrchnom noriku. V liase sedimentovala hrubá flyšová sekvencia pozostávajúca z gradačne zvrstvených pieskovcov, siltovcov, bridlíc, trochu vápencov a už aj olistolitov triasových hornín. Nie je vylúčené, že flyšová sedimentácia sa začala už vo vyššom noriku.

Stredná jura pozostáva z tmavých bridlíc, turbiditov s mnohými olistolitmi triasových hornín. Vrstvičky kremitých bridlíc, kremitých mangánových bridlíc a tenkých vrstvičiek tmavých alebo červených rádiolaritov obsahujú bohatú alenskú až kelovejskú rádiolóriovú faunu. Najmladšia rádiolóriová fauna pochádza z bazálneho oxfordu, a to je najmladší vekový údaj z oceánsko-suboceánskej meliatskej jednotky (KOZUR, 1991).

Meliatska formácia (jura)

Prakticky jediným povrchovým reprezentantom meliatika s. s. na území, ktoré znázorňuje geol. Slovenského krasu, je meliatska formácia jurského veku.

Pozostáva z tmavosivých až čiernych bridlíc, lokálne s polohami pieskovcov a škvrnitých slieňov a tmavých vápencov (85). Rádiolarity (jurské – batsko-kelovejské) tvoria mapovateľné polohy alebo telesá, preto sú vyznačené a opísané osobitne (84). Významnou súčasťou meliatskej formácie sú olisto- strómy obsahujúce úlomky a bloky triasových hornín, ktoré vzhľadom na svoju veľkosť (často až niekoľkostometrových rozmerov) sú opísané osobitne (91–86).

Osobitnou kapitolou sú telesá serpentinitov (89), pri ktorých je ťažké pre nedostatočné odkrytie rozhodnúť, či ide o olistolity alebo o tektonické šupiny. Pravdepodobnejšia je druhá možnosť.

91 hončianske vápence: svetlé masívne kryštalické vápence (egej – spodný pelsón)

Ide určite o "najtypickejší" člen predriftového štádia meliatika. V úvodzovkách preto, lebo ešte donedávna nález svetlých kryštalických vápencov (popri náleze tmavých bridlíc) bol dôvodom na zaradenie sekvencie do meliatika.

Na nerozoznanie podobné svetlé kryštalické vápence sa však vyskytujú aj v turnianskom príkrove a v príkrove Bôrky.

Ako hončianske súvrstvie (i s podložnými dolomitmi) ich pomenoval GAÁL (1987a) podľa lokality Teplá stráň pri Honciach. Treba poznamenať, že táto lokalita sa dnes zaraďuje do turnianskeho príkrovu. Termín však netreba opúšťať, pretože hneď oproti lomu na s. svahoch Plešivskej planiny vystupuje niekoľko veľkých bradiel (olistolitov) svetlých kryštalických vápencov uprostred tmavých bridlíc (spolu s glaukofanitmi, tmavými vápencami a silicitmi), teda v komplexe zaraďovanom do meliatika. Názov Honce-Formation formalizovali aj KOZUR a MOCK (1985).

Len vo vrte MEL-1 sa v nich našiel konodont *Neogondolella regalis* MOSHER, ktorý poukazuje priamo na spodnoaniský vek (KOZUR, 1991, s. 114).

Vrchnú hranicu na bityn, max. spodný pelsón určujú nálezy pelsónskych konodontov z červených vápencov, ktoré vypĺňajú špalty v svetlých kryštalických vápencoch (KOZUR a MOCK, 1973a, b). Pukliny vyplnené dajkami červených pelagických vápencov súčasne dokumentujú rozpad karbonátovej platformy a začiatok riftingu.

90 žarnovské vápence: červené rohovcové vápence (pelsón – fasan)

Názov pôvodne zaviedli MELLO a MOCK (1977) pre ilýrsko-fasanské červené a ružové doskovité vápence, miestami s výskytom červených rohovcov, ktoré sú odkryté (s mocnosťou cca 15 m) v údolí potoka pretekajúceho obcou Žarnov. Zaradili ich do rudabánskej "série" (dnes turniansky príkrov).

KOZUR a MOCK (1985) názov formalizovali a zaradili do tejto jednotky červenkavé až červené lavicovité pelagické vápence (bez rohovcov a bez vložiek červených kremitých bridlíc) aj z ďalších lokalít (Meliata, Jaklovce, Držkovce), ktoré tým, že sa všade vyskytujú aj vo forme výplne puklín v podložných hončianskych či steinalmských vápencoch, zaznamenávajú počiatok riftingu. To platí aj pre výskyty mimo meliatskej jednotky (teda pre turniansky i bodviansky príkrov a dokonca azda aj pre bridličnatú jednotku južného Bükku (cf. KOZUR a MOCK, l. c.).

Najstaršími fosíliami zo žarnovských vápencov sú pelagické pelsónske konodonty (KOZUR, 1991: *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS

a KOZUR, *G. tethydis* (HUCKR.), *Nicoraella germanica* (KOZ.), *N. kockeli* (TATGE), *Neogondolella bulgarica* (BUD. a STEF.), najmladšie indikujú ilýrsky vek: *G. tethydis* (HUCKR.), *Neogondolella constricta* (MOSH. a CLARK) a *Paragondolella excelsa* MOSH. (KOZUR, l. c.)

V pôvodnom zozname konodontov z typovej lokality v Žarnove MELLO a MOCK (1977) uvádzajú aj ďalšie konodonty (s vyobrazením), podľa ktorých spoločenstvo je ilýrsko-fasanské. KOZUR (1991) nekomentuje, či ide o chybné určenie, alebo či sa medzičasom zmenilo zaradenie týchto druhov.

Ofiolitová formácia údolia Bodvy (ladin – spodný karn)

Azda najcharakteristickejšou súčasťou meliatika (najmä jeho osovej časti označenej ako fácia Tornakápolna) je jeho ofiolitová formácia, ktorá svedčí o vzniku a existencii oceánskej kôry v štádiu riftingu. Pod názvom "ofiolitová formácia údolia Bodvy" ju formalizovali RÉTI (1985) a KOVÁCS et al. (1989).

Roztrúsené telesá bázických a ultrabázických hornín sú z územia Slovenského krasu a priľahlých území známe už veľmi dávno (ACKER, 1906, BÖCKH, 1906), dobšinský serpentinit bol známy už v 18. storočí. Obzvlášť podrobne boli tieto výskyty študované v päťdesiatych rokoch (KANTOR, 1955d, 1956; KAMENICKÝ, 1957), no až v nedávnej dobe sa podarilo rozšifrovať ich paleotektonický a paleogeografický význam, najmä potom, keď sa na viacerých lokalitách (Darnó-hegy, Tornakápolna, Jaklovce) podarilo preukázať ladinský vek paleobazaltov pomocou rádiolárií z vložiek červených rádiolaritov v nich.

Podobne sa podarilo rádiometrickým datovaním preukázať, že aj ultramafické horniny patria k tomuto ofiolitovému komplexu (K-Ar rádiometrické stanovenie veku amfibolov z gabra poskytlo priemernú hodnotu 220 mil. rokov, RÉTI, 1985, ÁRVA-SÓS et al., 1986).

Takmer všetky eruptívne horniny ofiolitovej formácie podľahli rozličným premenám a metamorfóze [spilitizácia, serpentinizácia, metamorfóza vo fácii zelených alebo i modrých (príkrov Bôrky) bridlíc, RÉTI, 1985; HOVORKA et al., 1985; HOVORKA a SPIŠIAK, 1988].

Ofiolitovú formáciu alebo jej zvyšky (dismembered ophiolite suite) nachádzame dnes v troch podobách:

a) vo forme blokov v jurských olistostrómach (zachovaných ako obdukované šupiny meliatika);

b) v evaporitových melanžiach na báze silického príkrovu (počas skĺzavania či nasúvania silického príkrovu ofiolitové úlomky a bloky boli "zapracované" do duktilných evaporitov – cf. RÉTI, 1985). Najmä serpentinity však nachádzame aj vo forme šupín a protrúzií natlačených priamo do verfénskeho súvrstvia silicika bez viditeľného sprievodu evaporitov (KAMENICKÝ, 1957);

c) ako časti oceánskej kôry (paleobazalty) zavlečené do subdukčnej zóny, tam metamorfované v podmienkach vysokého tlaku a nízkej teploty a opäť rýchlo vynorené (opísané sú v rámci príkrovu Bôrky).

89 serpentinity (ladin – spodný karn)

Z ultramafických (dnes takmer vždy už metamorfovaných) hornín triasovej ofiolitovej suity najbežnejším horninovým typom sú serpentinity. Pôvodnou horninou boli pravdepodobne dunity-harzburgity, peridotity a lherzolity pochádzajúce z vrchnej časti plášťa (HOVORKA et al., 1980, 1985; RÉTI, 1985).

Najčastejšie vystupujú v tektonických zónach na hranici dvoch tektonických jednotiek v podobe protrúzií, vo forme úlomkov v evaporitových melanžiach na báze silického príkrovu alebo uprostred jurských meliatskych bridlíc (?protrúzie či olistolity).

Mezozoickými serpentinitmi vnútorných Západných Karpát (teda aj Slovenského krasu) sa zaoberá množstvo prác (KANTOR, 1956; KAMENICKÝ, 1957; HOVORKA a ZLOCHA, 1974; HOVORKA et al., 1980 a i.) a poznatky sú zhrnuté v monografickej práci HOVORKU et al. (1985). Táto práca obsahuje aj register všetkých známych výskytov serpentinitov so základnými údajmi. Na priľahlom maďarskom území ultrabázické horniny spracovala RÉTI (1985).

Všetkým výskytom v oblasti Slovenského krasu, ako aj výskytom v Hodkovciach, Jaklovciach, Dobšinej a Dankovej, sa už dávnejšie pripisuje triasový vek, ktorý dnes možno zúžiť na vek ofiolitovej formácie ako celku, teda na ladin – spodný karn (KOZUR, 1991).

Z hľadiska mineralogického zloženia vo všetkých výskytoch ide o lizarditovo-chryzotilové serpentinity (HOVORKA et al., 1980, 1985, tab. 28), pre všetky je charakteristický vysoký stupeň hydratácie (80–100 %).

Serpentinity majú svetlosivé až tmavosivé, ale najmä zelenkasté sfarbenie. Typické je ich tektonické rozdrvenie, brekciovitosť alebo bridličnatosť, pričom v mylonitizovanej materskej hornine "plávajú" bloky kompaktného serpentinitu, ktorý občas vykazuje znaky rolovania (JAROŠ et al., 1980). Telesá sú na okrajoch bridličnaté, obsahujú mastenec a ďalšie metamorfné minerály.

Minerálne zloženie serpentinitov je jednoduché. Podieľajú sa na ňom primárne minerály, prítomné spravidla len v podobe reliktov (olivín, orto- a klinopyroxén, hnedý spinel, rudné minerály) a minerály, ktoré sú produktom serpentinizačných procesov (HOVORKA et al., 1980).

Vzhľadom na fyzikálne vlastnosti možno serpentinity pomerne ľahko identifikovať a okontúrovať geofyzikálnymi metódami (spôsobujú negatívne gravimetrické a súčasne pozitívne magnetické anomálie, porov. FILO, 1975, PLANČÁR et al., 1977, HOVORKA a ZLOCHA, 1974).

Najrozsiahlejšie ultrabázické teleso (telesá) Západných Karpát – Hodkovce/Komárovce sa nachádza (jú) bezprostredne východne od Slovenského krasu (s pokračovaním ďalej na východ, GNOJEK et al., 1991). S ním zrejme súvisia aj výskyty v Rudníku a Jasove. Ďalšie výskyty sa koncentrujú do blízkosti rožňavského zlomu (Miglinc, Bôrka, Krásnohorské Podhradie, Rozložná, Jelšava). K výskytom v južnej časti Slovenského krasu patria: Dvorníky, Čoltovo, Bretka, Mikolčany, Držkovce a Šankovce.

88 jaklovské paleobazalty (metabazalty)

V meliatskej jednotke sú už oddávna známe telesá bázických efuzív. Súborne ich spracovali KANTOR (1955d) a KAMENICKÝ (1957), HOVORKA a SPIŠIAK (1988).

Paleobazalty (metabazalty) za súčasť ofiolitov spolu s ultramafitmi považoval už v r. 1975 HOVORKA; KOZUR a MOCK (1985) ich nazvali jaklovská formácia; KOVÁCS et al. (1989) ich zaraďujú do ofiolitovej formácie údolia Bodvy. Paleobazalty zmenené na glaukofanity sa zaraďujú do hačavskej formácie (REICHWALDER, 1970; GAÁL, 1987), HOVORKA a SPIŠIAK (1988) z nich vytvorili samostatnú formáciu Šugovskej doliny.

Podľa HOVORKU a SPIŠIAKA (1988) všetky známe telesá majú metrové až dekametrové rozmery. Telesá vystupujú v meliatskom bridličnatom súvrství zaraďovanom dnes do jury (olistolity). Okrem bazaltov sa zistili aj stopy vulkanického materiálu extruzívneho typu (MOCK, 1978).

Z petrografického hľadiska je dôležité uviesť, že pôvodné pyroxény a bázické plagioklasy magmatickej proveniencie sa nezachovali. Asociácia albit–chlorit–rudné minerály zaraďuje dané horniny do skupiny metabazaltov, resp. skupiny zelených bridlíc. Napriek zreteľnej rekryštalizácii pôvodných fáz vulkanických hornín, tieto horniny neobsahujú monoklinické amfiboly aktinolitovej, resp. tremolitovej skupiny. Premena pôvodných pyroxénov prebehla v podmienkach chloritovej izogrády, prítomnosť tohto minerálu + prítomnosť albitu a zároveň typický štruktúrny vývoj hornín ich dovoľuje charakterizovať ako spility (HOVORKA et al., 1988).

Prevládajúcimi štruktúrnymi typmi spilitov sú variety so spilitickými, intersentálno-divergentnými, arborescentnými a inými štruktúrami podmienenými rozličnou priestorovou orientáciou lištovitých plagioklasov (albitov). Zistené typy štruktúr, typické pre nepremenené vulkanické horniny bazaltového zloženia, zistené minerálne zloženie, ale aj pozorovateľné priestorové vzťahy minerálnych fáz na jednej strane a telies spilitov k svojmu okoliu na druhej strane, spoločne dokumentujú "statickú" rekryštalizáciu pôvodnej minerálnej asociácie bazaltov (klinopyroxén–plagioklas). Štúdie KANTORA (1955), ale ani HOVORKU et al. (1988) nepriniesli dôkazy o prítomnosti olivínov v pôvodných bazaltoch. Takto spility meliatskej jednotky z geotektonického hľadiska boli veľmi blízke

bazaltom oceánskeho dna, v ktorých sa prítomnosť drobných fenokrystov olivínu uvádza len sporadicky. Telesá paleobazaltov, vrátane reliktov vankúšovitých láv z vrtu BRV-1 (Brusník) opísali VOZÁROVÁ a VOZÁR (1992c). Zistili a charakterizovali aj pyroxény.

Z maďarského územia sú vo väčšom množstve známe vankúšovité (pillow) bazalty (RÉTI, 1985), ktoré sú charakteristické pre výlevy na oceánske dno. Vankúše týchto bazaltov majú dobre vykryštalizované jadrá a sklovité okraje (subofiolitické a intersentálne štruktúry v jadrách, variolitické na okrajoch, hyaloklastické prúdy sú zväčša vitroklastické, RÉTI, l. c.).

Na bázické vulkanity meliatika sú lokálne priestorovo (a veľmi pravdepodobne aj geneticky) viazané železité (prevažne hematitové) sedimenty (hematitové bridlice, pieskovce, brekcie), (HOVORKA et al., 1988).

Glaukofanity (88b) Paleobazalty zmenené na glaukofanity sú známe z mnohých lokalít v príkrove Bôrky. Z meliatika "s. s." sú známe iba telesá (?olistolity) na s. svahoch Plešivskej planiny jz. od Honiec.

87 tmavosivé lavicovité vápence (karn – norik)

V marginálnych častiach sedimentačného priestoru meliatika v karne sedimentovali doskovité až tenkolavicovité sivé až tmavosivé vápence a rohovcové vápence s medzivrstvičkami tmavých bridlíc. Z nich boli najskôr na lokalite Meliata (KOZUR a MOCK, 1973a, b; MOCK, 1980) nájdené karnské konodonty *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella navicula* HUCKR., *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE), *P. (C.) venusta* (HUCKR.) a iné.

Z podobných vápencov na s. svahu Plešivskej planiny pochádzajú karnské konodonty (kordevol alebo jul, GAÁL in MELLO et al., 1983): *Gondolella polygnathiformis* BUD.–STEF., *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Didymodella alternata* (MOSH.), *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE). Z inej lokality odtiaľ (tmavosivé lavicovité vápence s medzivrstvičkami sivých a tmavých bridlíc v polozasypanom lome) pochádzajú konodonty *Gondolella foliata* (BUD.) a *Gladigondolella malayensis* (NOG.) poukazujúce na longobard–spodný jul (GAÁL, l. c.).

Tmavé vápence spolu so svetlými rohovcovými vápencami a vložkami tmavých silicitov sa nachádzajú v komplexe tmavých bridlíc. Tento komplex od Honiec však KOZUR a MOCK (1985) pokladajú skôr za anchimetamorfný ekvivalent szőlősardskej formácie, a nie za meliatikum.

Najvyššia časť doskovitých vápencov (člen II) poskytla podľa KOZURA a MOCKA (1985, s. 232) na lokalite Meliata sevatské konodonty. Medzi rádiolaritmi a rohovcovými vápencami tu leží cca 50 cm čiernych strednokarnských slieňov. Miestami už v najvyššom nore sa začala sedimentácia preflyšovej sekvencie s alodapickými vápencami (KOZUR, 1991).

86 červené rádiolarity, červené kremité bridlice a vápence (ladin – kordevol; norik)

V minulosti sa označovali ako držkovské vrstvy. Termín, ktorý pôvodne navrhol GAÁL (1987a) pre široké spektrum hornín eugeosynklinálneho vývoja zúžili KOZUR a MOCK (1985, s. 230) na červené a pestré kremité bridlice, rádiolarity, červené, zriedkavo zelené bridlice, príležitostne tenké polohy tufitov a doskovité, väčšinou červené vápence s rohovcami ojedinele so železitými jaspilitmi. Na početných lokalitách (Jaklovce, Tornakápolna, Darnó-hegy) je známe prstovité prelínanie sa s bázickými vulkanitmi jaklovských metabazaltov.

Typová lokalita: Držkovce – tu bol pomocou rádiolárií po prvý raz preukázaný ladinský vek červených rádiolaritov (DUMITRICA a MELLO, 1982). Ide však iba o malé bradielko – olistolit v tmavých bridliciach.

Sedimenty poskytli na viacerých ďalších lokalitách (Meliata, Čoltovo, Jaklovce) bohatú rádioláriovú faunu, ktorá dokladá rozpätie súvrstvia na rôznych lokalitách rôzne, ale celkove od pelsónu až do norika (DUMITRICA a MELLO, 1982; ONDREJIČKOVÁ, 1990; KOZUR, 1991). Napríklad, úlomky takýchto rádiolaritov sa našli ako olistolity v čoltovskej rokli. Poskytli vrchnokarnsko-norickú faunu rádiolárií (ONDREJIČKOVÁ, l. c.): *Corum* cf. *perfectum* BLOME, *Latium* cf. *longulum* BLOME, *Canoptum* cf. *browni* BLOME, *C.* cf. *farawayense* BLOME a i. a konodonta *Gondolella polygnathiformis* BUD. a STEF. poukazujúceho na spodný karn. Pomocou rádiolárií (a konodontov) KOZUR (1991) dokladá, že vankúšovité lávy ofiolitovej sekvencie nie sú nikde mladšie ako kordevol, pretože všade sú prekryté strednokarnskými a norickými pestrými rádiolaritmi s bohatou uvedenou faunou. Je to sekvencia typická pre oblasti s oceánsko–suboceánskou kôrou (fácia Tornakápolna, sensu KOVÁCS et al., 1989). V okrajových častiach tohto oceána sa na stenčenej kontinentálnej kôre usadzovala sekvencia: stredno/vrchnoaniské pelagické vápence, ladinské až kordevolské silicity a vo vrchnom triase rohovcové vápence (KOZUR, l. c.).

Meliatska formácia (jura)

85 tmavosivé bridlice, pieskovce, škvrnité sliene, tmavé vápence olistostrómy (lias – spodný malm)

Najcharakteristickejším, najznámejším a bezpochyby najrozšírenejším súvrstvím meliatika sú tmavé bridlice, ktoré obsahujú v spodnej časti, ale aj vyššie, polohy pieskovcov (turbiditov), tmavých škvrnitých slieňovcov, tmavých rádiolaritov, ale najmä olistostrómové polohy, v ktorých bloky starších hornín (olistolity) dosahujú veľkosť od niekoľko cm do niekoľko sto metrov.

Táto bridličnato-olistostrómová formácia je veľmi podobná vrchnojurskej olistostrómovej formácii Mónosbél z južnej časti pohoria Bükk (príkrov Szarvaskó, CSONTOS, 1988; KOVÁCS et al.,1990).

Po preradení väčšiny súborov ešte donedávna zaraďovaných v Slovenskom krase k meliatiku, do turnaika a príkrovu Bôrky, počet výskytov meliatika sa veľmi zúžil. Takmer všetky tieto výskyty meliatika s. s. pozostávajú z meliatskej formácie. Dovtedy opisovaný hypotetický vrstvový sled starších členov meliatika poznáme väčšinou len z olistolitov meliatskej formácie, menej z útržkov v evaporitovej melanži na báze silického príkrovu.

Názov zaviedli KOZUR a MOCK (1985) pre mocný súbor tmavých bridlíc, siltovcov, čiastočne pieskovcov, ojedinele s tmavými silicitmi.

Spodnojurské sedimenty pozostávajú hlavne z mocnej flyšovej sekvencie skladajúcej sa z gradačne zvrstvených pieskovcov, siltovcov, bridlíc, trochu (škvrnitých) vápencov a slieňov a olistolitov triasových hornín.

Pre strednú juru sú charakteristické turbidity s mnohými olistolitmi triasových hornín. Vložky kremitých bridlíc a lavíc tmavých červených alebo žltohnedých rádiolaritov obsahujú bohatú álenskú až kelovejskú rádiolóriovú faunu. Najmladšia rádiolóriová fauna je z bazálneho oxfordu. Žiadne mladšie sedimenty sa v oceánsko-suboceánskej meliatskej jednotke nenašli (KOZUR, 1991; ONDREJIČKOVÁ, 1990).

Azda najkrajšie je olistostrómová formácia zachovaná v z. okolí Držkoviec, kde ju svojho času zmapoval BEGAN (1963). Bradlá svetlých kryštalických vápencov a rádiolaritov uprostred tmavých bridlíc sa však dlho interpretovali ako tektonický fenomén, o olistostróme sa začalo hovoriť až po preukázaní triasového veku rádiolaritov (DUMITRICA a MELLO, 1982) a jurského veku bridlíc (KOZUR a MOCK, 1985) – pozri napríklad 1. verziu geologickej mapy Slovenského krasu (MELLO et al., 1988).

Meliatska formácia bola zachytená aj vo vrtoch MEL-1, BRU-1 a DRŽ-1 v západnej časti Slovenského krasu. Vo všetkých vrtoch sa potvrdil jej jurský vek.

Vo vrte BRU-1 (Brusník) bola navŕtaná v hĺbke 598,8–1 042,8 m pod turieckym súvrstvím (karbón) turnaika. Podľa VOZÁROVEJ a VOZÁRA (1992c) ide v zachytenom intervale prevažne o flyšovo-olistostrómovú sekvenciu (hrubozrnná polymiktná brekcia) s olistolitmi čiastočne serpentinizovaných bazaltov. Pomocou rádiolárií a palynomorf bola datovaná ako stredno- až vrchnojurská.

Jurský vek formácie bol preukázaný aj vo vrte MEL-1 (FEJDIOVÁ a ONDREJIČKOVÁ, 1992) a vo vrte DRŽ-1 (HLÔŠKOVÁ a ONDREJIČKOVÁ in MELLO et al., 1994).

84 rádiolarity (bat – kelovej)

Ako sme už uviedli, v meliatskej formácii tvoria miestami mapovateľné polohy alebo telesá. Makroskopicky ich často nie je možné odlíšiť od triasových rádiolaritov, ktoré vystupujú v olistolitoch.

Rádiolarity sú čiernej, červenej i žltohnedej farby. Jurský (batsko-kelovejský vek sa v nich preukázal na početných lokalitách (Meliata, Držkovce, Bohúňovo, severný svah Plešivskej planiny, Turnianska kotlina ONDREJIČKOVÁ, 1984, 1990).

TURNAIKUM

Takto je označený súbor príkrovov alebo šupín vynárajúci sa spod silického príkrovu. Vyznačuje sa slabou metamorfózou väčšiny súvrství. Z litostratigrafického hľadiska je typické a významné zastúpenie sivých rohovcových vápencov v strednom i vrchnom triase a tmavých bridlíc, na niektorých lokalitách s vložkami pieskovcov či vulkanických hornín, v ladine až spodnom karne. Na lokalite Stráňa pri Jelšavskej Teplici sú zastúpené aj fácie hallstattského typu. V anise sú typické (gutensteinské) dolomity a svetlé masívne vápence, teda formácie identické ako v siliciku. Rozdiely vo faciálnej náplni sú od pelsónu nahor (v turnaiku na rozdiel od silicika už karbonátová platforma po zaklesnutí v pelsóne nebola obnovená), prevládajú svahové a panvové fácie.

V Slovenskom krase to nie je úplne nová tektonická či litostratigrafická jednotka. Jej predchodcom alebo základom sú komplexy v minulosti označované ako "rudabánsky vývoj triasu" (BYSTRICKÝ, FUSÁN a MAHEĽ, 1956, BYSTRICKÝ, 1964 a i.) a komplexy tzv. metamorfovaného mezozoika Tri peniažky – Slovenská skala (BYSTRICKÝ, 1954, 1964 a i.).

Po datovaní meliatskej "série" (KOZUR a MOCK, 1973a, b) časť súborov sa zaraďovala do nej (napr. v Turnianskej kotline, MELLO, 1979; GAÁL, 1984) alebo k spodnej metamorfovanej šupine silického príkrovu (šupina Slovenskej skaly, MELLO in BAJANÍK et al., 1984).

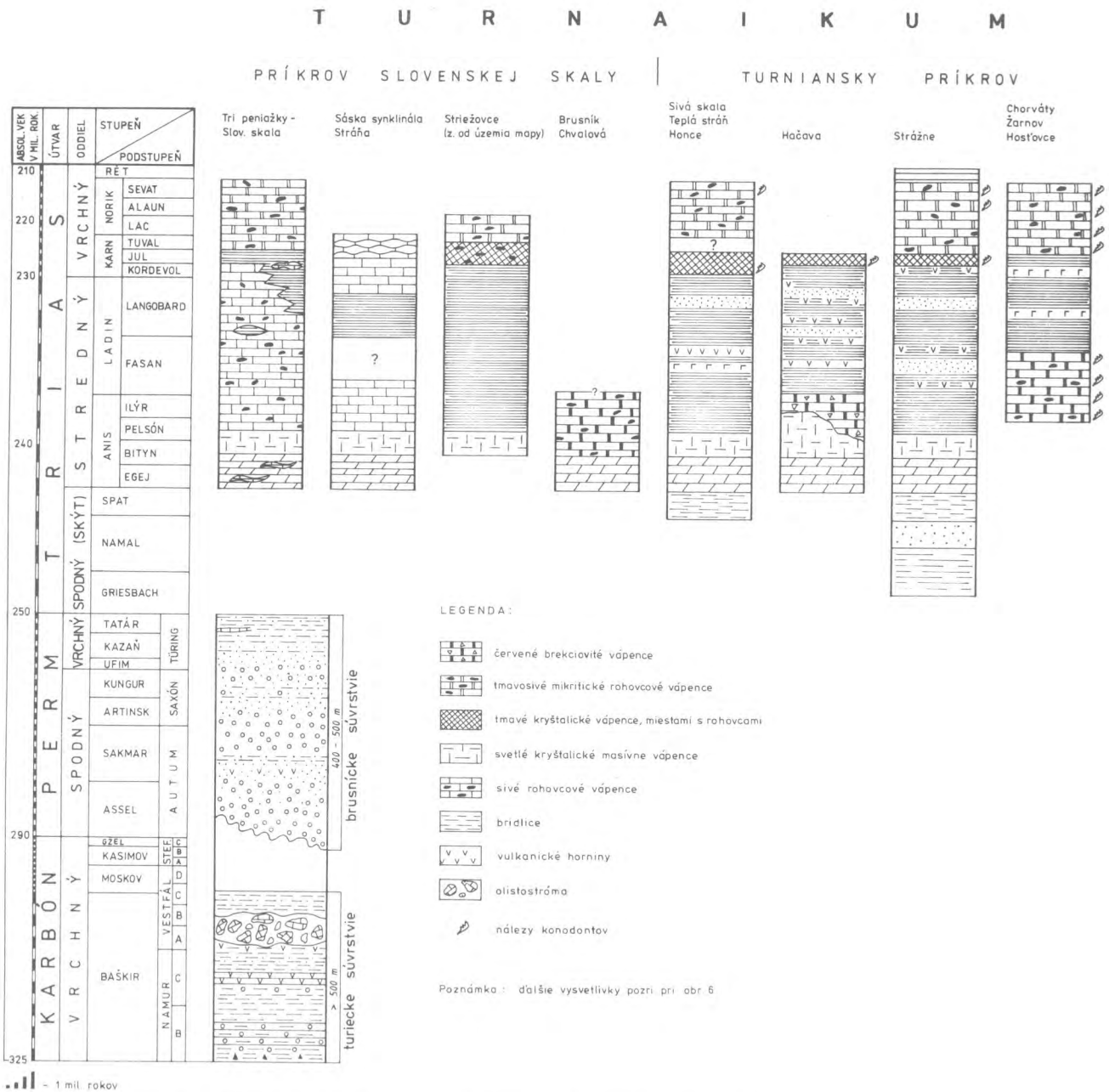
Fácie tejto jednotky majú zreteľne hlbokovodnejší charakter ako najjužnejšie fácie silického príkrovu, ktoré sa nachádzajú už na maďarskom území (obr. 5). To je dôvod prečo vo väčšine doterajších paleogeografických rekonštrukcií je jej pôvod znázorňovaný ako ultrasilický. V poslednom čase, najmä pod vplyvom štruktúrnych meraní sa uvažuje aj o možnom pôvode severne od silického príkrovu.

Aby sme mohli pochopiť geologickú stavbu a korelovať jednotky, musíme sa v krátkosti oboznámiť s jednotkami na maďarskom území.

Pri detailných výskumoch maďarských geológov v Rudabánskom pohorí a na južných okrajoch Aggteleckého krasu bolo vyčlenených viac sekvencií a definovaných viac tektonických a paleogeografických jednotiek (KOVÁCS, 1984, 1986, 1989, 1990; LESS et al., 1988, KOVÁCS et al., 1989 a i.).

Okrem meliatika, s ktorého rozlišovaním a koreláciou prakticky nie sú problémy, boli tu odlíšené iba tri jednotky.

Na južnom okraji Aggteleckého krasu ešte s. od línie Darnó je to szőlősardská sekvencia zaraďovaná KOVÁCSOM et al. (1989) do silického príkrovu, KOZUROM a MOCKOM (1987, 1988) do szőlősardského príkrovu rudabáňaika a neskôr KOZUROM (1991) do južného rudabáňaika, t. j. s tým významom, že jeho sedimentačný priestor ležal j. od meliatika. Typový profil reprezentuje vrtné jadro vrtu Szőlősardő-1 (KOVÁCS et al., 1990 – exkurzný sprievodca).



Obr. 5 Litostratigrafické kolónky turnaika v Slovenskom krase a v slov. časti Rudabánskeho pohoria (J. MELLO, 1992) (turiecke a brusnícke súvrstvie A. VOZÁROVÁ, 1992)

V Rudabánskom pohorí, teda už južne od línie Darnó, podľa geologickej mapy LESS et al. (1988) až na niekoľko drobných výskytov metagabier a serpentinitov, ktoré by mali byť súčasťou meliatika, sú vyčlenené iba dve jednotky: nemetamorfovaná a metamorfovaná.

Nemetamorfovaná jednotka nie je nič iné ako bodvianska fácia (bodviansky príkrov) silického príkrovu KOVÁCSA et al. (1989), známa aj ako telekešská fácia.[1]

Podľa KOZURA a MOCKA (1987, 1988) ide o rudabánsky príkrov rudabáňaika, pochádzajúci zo svahu južne od meliatika, neskôr KOZUR (1991) sa priklonil k názoru KOVÁCSA et al. (l. c.) v tom, že rudabánsky príkrov pochádza zo svahu j. od silického príkrovu [rudabáňaikum sensu KOZUR a MOCK, l. c. rozdelil na severné a južné, sú to však už diametrálne odlišné jednotky, ktoré pôvodne vznikali v sedimentačných priestoroch vzdialených od seba cca 800 – 1 000 km (šírka sedimentačného priestoru meliatika)]. Typový profil sa nachádza v Bódvalenke a sekvenciu prevŕtal aj vrt Bódvalenke-2, hlboký 175,6 m.

Metamorfovaná jednotka bola označená ako turniansky príkrov [LESS et al., 1981; KOVÁCS (1981) (in KOVÁCS, 1984)]. Pozostáva zo slabo metamorfovaných sekvencií podobných alebo identických s tými, aké poznáme z čs. časti Rudabánskeho pohoria (opísané MELLOM a MOCKOM, 1977[2]), z Turnianskej kotliny (MELLO, 1979), azda zo Slovenskej skaly (MELLO in BAJANÍK et al., 1983, s. 147–150), zo Strieżoviec (GAÁL, 1984) a iných lokalít. Za typový profil sa považuje jadro vrtu Hidvégardó-3 (KOVÁCS et al., 1990).

Ako vyplýva z geologickej mapy Aggtelecko-Rudabánskeho pohoria (LESS et al., 1988), nemetamorfované súvrstvia (= bodviansky príkrov, v legende chýbajú pomenovania príkrovov, hoci šariážne plochy sú vyznačené) budujú najmä jz. časť pohoria, metamorfované (= turniansky príkrov, aj tento názov chýba) severovýchodnú. Ich vzťah sa interpretuje tak, že turniansky (metamorfovaný) príkrov je nasunutý na (nemetamorfovaný) bodviansky.

Pri porovnávaní v úvode uvedených slabo metamorfovaných jednotiek z oblasti Slovenského krasu s tými, ktoré sme práve stručne charakterizovali z maďarského územia, najviac podobnosti a zhody je s turnianskym príkrovom. Je to pochopiteľné, pretože za typovú oblasť turnaika možno pokladať pahorky v Turnianskej kotline, najmä Strážne a Hradisko, ktoré kedysi, ako sme už spomenuli, BYSTRICKÝ, FUSÁN a MAHEĽ (1956) považovali za rudabánsky vývoj triasu. Koreláciu v modernej dobe potvrdili LESS et al. (1980) a KOVÁCS (1984), keď poukázali na zhodnosť metamorfovaných sekvencií Rudabánskeho pohoria so sekvenciou v Turnianskej kotline [ktorú MELLO (1979) opísal a pokladal za meliatsku] a označili ju ako turniansky príkrov. Nič na tom nemení ani skutočnosť, že neskôr KOVÁCS in KOVÁCS et al. (1990) za typový profil označil vrt Hidvégardó-3. KOVÁCS (1984, 1990) vo svojich schémach do turnianskeho príkrovu (turnaika) zahrnul aj oblasť Hačavy, Slovenskej skaly a iných lokalít okrem meliatika s. s.

---

[1] *V telekešskej fácii sa pôvodne rozlišovala fácia Telekes-oldal (známa typová lokalita v záreze hradskej Perkupa – Szalonna) a Telekes-völgy (profily 6–8 v bočných údoliach a chrbtoch telekešského údolia, KOVÁCS et al., 1990). Neskôr sa ukázalo (KOVÁCS, 1987, 1990; KOVÁCS in KALLÓ et al., 1988, s. 43), že fácia Telekes oldal je vlastne jurské súvrstvie s olistolitmi triasových hornín. Pre telekešskú fáciu je charakteristické hojné zastúpenie červených pelagických fácií v strednom a vrchnom triase.*

[2] *Nie je bez zaujímavosti, že MELLO a MOCK (l. c.) túto sekvenciu opísali pod názvom rudabánska séria (group), čo v budúcnosti nikto buď z neinformovanosti, alebo z iných dôvodov nerešpektoval, a tak sa na označenie toho, čo oni označili ako rudabánske, zaviedlo označenie turnianske, a termínom rudabánsky, ako sme už uviedli, niektorí autori označili nemetamorfovanú jednotku Rudabánskeho pohoria.*

Aby sme mohli rozhodnúť, čo je a čo nie je turniansky príkrov aj mimo Turnianskej kotliny, musíme poznať jeho definíciu a charakteristiku. Ide o slabo metamorfovanú sekvenciu až do pelsónu (predriftové štádium) podobnú silickému príkrovu (verfénske súvrstvie, v metamorfovanej podobe niekedy označované ako jelšavské vrstvy, gutensteinské dolomity, len ojedinele aj rekryštalizované tmavé gutensteinské vápence a rekryštalizované steinalmské vápence, často s polohami žltých dolomitov).

Až vyššia časť stredného triasu a vrchný trias (synriftové štádium) sú odlišné od silického príkrovu, a teda typické pre turniansky príkrov (a tiež azda pre niektoré "plytšie" časti meliatika – to už je často vec konvencie, rozhodnúť čo je čo, resp. čo kam zaradiť).

Ide o súbor tmavých bridlíc (fylitov), niekedy s vložkami pieskovcov alebo tufitov a niekedy aj silicitov. Tento súbor zaraďujeme do ladinu až spodného (stredného) karnu. Pre vrchný karn – spodný nor je charakteristické zastúpenie sivých lavicovitých až doskovitých vápencov s rohovcami, označovaných ako pötschenské. Ide o fáciu veľmi priaznivú pre konodonty, a tak sú tieto vápence datované na množstve lokalít (tab. I).

Ak v Slovenskom krase budeme považovať všetky výskyty pötschenských vápencov za charakteristické pre turniansky príkrov (a spolu s nimi aj sekvenciu, ktorá je pod nimi), dostaneme dosť veľký areál rozšírenia tohto príkrovu, ktorý sa približne zhoduje s tým, čo pôvodne vymedzil KOVÁCS (1984). Ak akceptujeme interpretáciu výsledkov vrtu BRU-1 podanú VOZÁROVOU a VOZÁROM (1992) v tom zmysle, že vrchná časť vrtu patrí do turnianskeho príkrovu a striežovský výskyt "meliatskej skupiny" opísaný GAÁLOM (1984) zaradíme tiež do turnianskeho príkrovu, tak areál rozšírenia turnianskeho príkrovu sa značne zväčší – v západnej časti Slovenského krasu vlastne na celú "faciálnu oblasť Slovenskej skaly", ktorú vymedzili GAÁL a MELLO (1983a, obr. 1).

Ako vyplýva z geologickej mapy – ak prijmeme začlenenie tohto areálu do turnianskeho príkrovu, nielenže turniansky príkrov značne získa na plošnom rozsahu, ale obohatíme ho o súvrstvia a vrstvy, ktoré z jeho typovej oblasti a definície nepoznáme. Predovšetkým o nové komplexy spodnej časti verfénskeho súvrstvia – fialové bridlice, pieskovce, ale hlavne o súvrstvia paleozoika známe z brusníckej antiklinály a z vrtu BRU-1 (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1992).

Pokým paleozoické horniny sú známe iba z brusníckej antiklinály a od Liciniec, mezozoické (najmä triasové) súvrstvia majú podstatne väčšie rozšírenie.

Podobne ako v iných jednotkách, aj v turnaiku môžeme vyčleniť sekvencie predriftového a synriftového štádia. Všeobecne sa akceptuje, že medzi sekvenciami predriftového štádia niet podstatného rozdielu v siliciku, turnaiku ani v časti meliatika, ktoré vzniklo na stenčenej kontinentálnej kôre (aj keď v detailoch isté rozdiely predsa len sú). Pri synriftovom štádiu podstatný rozdiel oproti siliciku, ako sme už uviedli, je v neprítomnosti sedimentov karbonátových platforiem

(wettersteinské či dachsteinské vápence a dolomity). Zo svahových a panvových fácií prevládajú sivé fácie typu reiflinských alebo pötschenských vápencov; ružové alebo červené fácie hallstattského typu sú menej rozšírené.

Aj napriek mnohým spoločným znakom sekvencií zaraďovaných do turnaika ide o tektonickú jednotku, ktorú bude v budúcnosti zrejme potrebné rozčleniť podrobnejšie. Isté náznaky či analógie na to sú už aj dnes, ako o tom svedčí rozdelenie rudabáňaika podľa KOZURA a MOCKA (1987) na severné rudabáňaikum (bodviansky príkrov) a južné rudabáňaikum (turniansky príkrov), (KOZUR, 1991).

V rámci súborov zaraďovaných do turnaika v Slovenskom krase možno vyčleniť viacero tektonických elementov, ktoré v mape začleňujeme do dvoch príkrovov:

a) turniansky príkrov,

b) príkrov Slovenskej skaly.

Turniansky príkrov vystupuje v slovenskej časti Rudabánskeho pohoria, kde ide o zasahovanie výbežkov z maďarského územia, v Turnianskej kotline, pri Hačave a Honciach. Medzi výskytmi sú značné analógie, ale aj isté odlišnosti, pretože aj napriek tomu, že ide o výskyty vzdialené od seba iba niekoľko km, oddeľuje ich významná línia Darnó, pozdĺž ktorej mohli byť zblížené elementy pôvodne vzdialené desiatky a možno aj stovky kilometrov.

Príkrov Slovenskej skaly, hoci sa v tejto podobe objavuje v správach či publikáciách po prvýkrát, nie je úplne novým prvkom. Vo vysvetlivkách a geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť MELLO (in BAJANÍK et al., 1983, 1984) vyčlenil šupinu Slovenskej skaly a zaradil ju iba **podmienečne** (s. 148) k silickému príkrovu, pretože vykazuje niektoré závažné odlišnosti a je litostratigrafickou náplňou veľmi blízka rudabánskej skupine. Dnes ju teda zaraďujeme k turnaiku s tým, že k šupine Slovenskej skaly pridávame ešte aj ďalšie šupiny ležiace južnejšie a všetky dokopy začleňujeme do príkrovu Slovenskej skaly.

Južnejšie šupiny od Slovenskej skaly (Stráňa, Striežovce, Brusník, Chvalová) vykazujú v porovnaní so Slovenskou skalou odlišnosti v litologickej náplni hornín synriftového štádia i v metamorfnom postihnutí. Šupina Stráne je menej metamorfovaná ako Slovenská skala (zachované sú reliktne a vo fantómoch pôvodné štruktúry hornín). Na rozdiel od Slovenskej skaly sú vo veľkom rozsahu zachované súvrstvia predriftového štádia, najmä verfénske a gutensteinské súvrstvie, na nerozoznanie podobné silickému príkrovu (sásanská synklinála MAHEĽ, 1954a, f). Okrem žarnovských vápencov v Žarnove je to jediná lokalita so zastúpením červených pelagických vápencov (nádašské a hallstattské vápence). Striežovská šupina je naopak omnoho viac metamorfne postihnutá, vápence sú úplne a hrubo rekryštalizované, podobne ako v meliatiku alebo v turnianskom príkrove. V brusníckej šupine (antiklinále) je zachované paleozoikum, ktoré nikde inde z turnaika nepoznáme. K tejto šupine na juhovýchode priliehajú zvyšky metamorfovaného mezozoika od Chvalovej (chvalovská šupina sensu MELLO in MELLO et al., 1976).

V prvej verzii geologickej mapy Slovenského krasu 1 : 50 000 (MELLO et al., 1988) boli v rámci turnaika vyčlenené (aj v legende) osobitne tri sekvencie: turnianska, rudabánska a Slovenskej skaly. Podľa interpretácie prijatej v publikovanej mape, ako už bolo uvedené, turnaikum rozširujeme o sásanskú synklinálu (najúplnejšie zastúpenú v sekvencii Stráne), striežovskú sekvenciu (už mimo územia, ktoré je zobrazené na mape), brusnícku antiklinálu s priliehajúcou chvalovskou synklinálou (šupinou) a o výskyty v okolí Hačavy (šupina medzi príkrovom Bôrky a silickým príkrovom). Keďže nie je možné na mape a v legende osobitne vyčleňovať takéto množstvo sekvencií (navyše sekvencie sú veľmi podobné, líšia sa iba chýbaním či zastúpením niektorých členov), zostavili sme spoločnú legendu a spoločný vysvetľujúci text. Rozdiely v litostratigrafickej náplni jednotlivých sekvencií vyjadrujú litostratigrafické kolónky (obr. 5).

Turiecke súvrstvie (vrchný karbón – baškir)

Táto litostratigrafická jednotka bola opísaná ako strednokarbónsky olistostrómový flyš (VOZÁROVÁ, 1992), vývojom porovnávaný s formáciou fylitov Szendrő z pohoria Szendrő v Maďarsku (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1990). Na území regiónu Slovenský kras vystupuje tento súbor metasedimentov v osovej časti brusníckej antiklinály. Pôvodne sa toto súvrstvie korelovalo s gelnickou skupinou gemerika (FUSÁN, 1957; CHMELÍK a JABLONSKÝ, 1964). Údaje rozhodujúce pre koreláciu týchto metasedimentov s formáciou fylitov Szendrő v Maďarsku priniesol materiál získaný z vrtu BRU-1, ktorý bol situovaný v jadre brusníckej antiklinály (VOZÁR et al., 1989). Voči svojmu podložiu, jure meliatika, je turiecke súvrstvie obmedzené tektonicky násunovou plochou. Nadložím je terigénne brusnícke súvrstvie, najpravdepodobnejšie permského veku, ktoré leží na turieckom súvrství diskordantne.

83 fylity, metamorfované prachovce, parazlepence a redeponované ryolitové vulkanoklastiká, vzácne lydity, karbonátová olistostróma

Celý súbor metasedimentov má výrazné znaky flyšovej sedimentácie. Striedajú sa v ňom uloženiny distálnych turbiditov s uloženinami gravitačných prúdov (hrubozrnné vulkanoklastické turbidity; parazlepence) a sklzov (karbonátová a siliciklastická olistostróma).

Vrchná časť sekvencie je zložená z čiernych, horizontálne laminovaných fylitov a tmavosivých, obvykle gradačne zvrstvených metapieskovcov. Charakteristické je gradačné usporiadanie horizontálnej laminácie.

V tomto pomerne monotónnom súbore sedimentov sa v intervale 75 až 116 m zistili vo vrte BRU-1 olistolity karbonátov (strednosivé s fragmentmi rekryštalizovaného organického detritu alebo tmavosivé pelitické, bohaté na organickú

hmotu; tiež modrosivé slabo kremité), v ktorých bola nájdená konodontová fauna vekového rozpätia namúr B – vestfál A určená EBNEROM (in EBNER, VOZÁROVÁ, STRAKA a VOZÁR, 1990): *Idiognathoides* sp., *Idiognathoides* cf. *corrugatus* (HARRIS a HOLLINGSWORTH, 1933). Matrix medzi olistolitmi tvoria tmavé metapelity, pritom v intervale 75–116 m je prítomný iba v malom množstve. Charakter chaotickej sedimentácie pokračuje ďalej až po hĺbku 207 m. Mení sa však veľkosť úlomkov, ktoré dosahujú v priemere 20–30 cm, výrazne stúpa podiel jemnozrnného matrixu voči olistolitom a okrem karbonátov sa objavuje aj siliciklastický materiál (drobnozrnné pieskovce, bridlice, prachovce, silicity). V olistolite karbonátu z intervalu 136–146 m sa našla zmiešaná konodontová fauna – ems a namúr B-C, ktorú tiež určil EBNER. Chaotický typ sedimentácie, pestrosť zloženia olistolitov a zmiešaný charakter konodontovej fauny boli hlavnými dôvodmi na zaradenie sedimentov z vrtu BRU-1 v intervale 70–207 m k olistostrómovému flyšu.

Z matrixu, ako aj z ostatných jemnozrnných flyšových sedimentov, sa získalo široké spektrum sporomorf karbónskeho veku (PLANDEROVÁ in VOZÁR et al., 1989) rozpätia turnén–namúr A a namúr B–vestfál A (*Anulatisporites bacatus* DYB. – JACK.). Malá časť sporomorf patrí k druhom rozšíreným vo vrchnom devóne. Výsledky mikrofloristického výskumu tiež potvrdili zmiešaný charakter asociácií sporomorf zodpovedajúci typu chaotickej flyšovej sedimentácie.

V intervale 250 až 350 m sa vo vrte BRU-1 uprostred jemnozrnných sedimentov objavujú tiež gradačne zvrstvené telesá redeponovaných ryolitových tufov s fenokrystmi kremeňa, plagioklasu, rozloženého biotitu, menej často ortoklasu. Epizódy veľmi rýchlej a chaotickej sedimentácie sa opakujú opäť v hĺbkach 497–541 m. Uprostred jemnozrnných sedimentov sa opakovane objavujú gradačne zvrstvené telesá drobnozrnných parazlepencov s erozívnymi kontaktmi, ktoré obsahujú úlomky bridlíc, prachovcov, acidných vulkanitov, menej často lyditov a len sporadicky karbonátov.

Súbor opisovaných metasedimentov postihla variská regionálna metamorfóza dosahujúca začiatok stupňa fácie zelených bridlíc (odhadovaná teplota okolo 350–370 °C). Asociácia nízko metamorfovaných minerálov: kremeň + muskovit + + albit ± semigrafit, chlorit, rutil. Regionálna metamorfóza bola nízkotlaková (okolo 2–3 kbar), na čo poukazuje b_0 hodnota muskovitov in MAZZOLI a VOZÁROVÁ, 1989). Metasedimenty majú dobre vyvinuté plochy foliácie, ktoré sú porušené výrazným systémom kliváže. Vzácne vznikol konformne so systémom kliváže chloritoid (alpínskeho veku).

Brusnícke súvrstvie (perm)

Buduje obe krídla antiklinálnej štruktúry pri Brusníku. Ďalšie výskyty sa predpokladajú v podloží mezozoika silického príkrovu, čoho dôkazom je výskyt

pri Licinciach, zistený bansko-prieskumnou činnosťou (in SLÁVIK et al., 1967). Brusnícke súvrstvie ako litostratigrafickú jednotku definovala VOZÁROVÁ (1992).

Brusnícke súvrstvie (podrobnejšia litologická charakteristika je v práci VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988) sa vyznačuje prevahou hruboklastického materiálu, výrazným trendom zmenšovania veľkosti detritu smerom do vrchných častí a pestrým, zväčša červenofialovým sfarbením. Vo vnútornej stavbe brusníckeho súvrstvia sa rozlišujú tri veľké sedimentárne cykly, z ktorých každý má hrúbku nad 100 m. Spodné časti cyklov tvoria polymiktné zlepence a piesčité zlepence, v strednej časti prevládajú polymiktné pieskovce a vo vrchnej pieskovce, striedajúce sa s prachovcami a bridlicami. Len sporadicky sa zistili nepravidelné polohy redeponovaného acidného vulkanoklastického materiálu. Celková hrúbka brusníckeho súvrstvia sa odhaduje maximálne na 400 m. Vek súvrstvia nie je zatiaľ doložený biostratigraficky (vzorky pre palynológiu boli negatívne). Brusnícke súvrstvie leží na svojom vrchnokarbónskom podloží uhlovo nesúhlasne. So spodnotriasovým nadložím je späté pozvoľnými litologickými prechodmi.

82 polymiktné zlepence

81 piesčité zlepence, lokálne s tenkými polohami redeponovaných acidných vulkanoklastík

Červenosivé a fialovočervené hruboklastické, len slabo štruktúrne vytriedené sedimenty. Vystupujú v bazálnych častiach troch veľkých sedimentárnych cyklov. S druhou polohou zlepencov sú priestorovo zviazané redeponované acidné vulkanoklastiká. Na základe faciálnej analýzy sú v nich odlíšené uloženiny malých riečnych korýt, zvyšky fosílnych bahnotokov a tiež uloženiny prívalových prúdov a povodňových plošín. Úlomkový materiál je v závislosti od toho buď úplne neopracovaný a chaoticky usporiadaný, alebo čiastočne opracovaný a imbrikovaný (v prípade korytových sedimentov). Zloženie obliakového materiálu: kremeň, sivé kremenné metadroby, acidné metaryolity a ich pyroklastiká, kremité, sericitové a sericitovo-grafitové fylity, hematitové fylity a kvarcity a pomerne hojný intraformačný detrit (fialovočervené prachovce a bridlice, acidné felzity). CHMELÍK a JABLONSKÝ (1964) opísali aj sporadické výskyty úlomkov čiernych lyditov a vzácne chloritizovaný bázický vulkanit. Hojné úlomky čiernych lyditov boli zistené vo vrte DRŽ-1 (VOZÁROVÁ in MELLO et al., 1994).

Obdobný úlomkový materiál sa zistil aj v zlepencoch z oblasti Liciniec. V nich sú však miestami v hojnom množstve prítomné úlomky hornín bohatých na hematit, ktorý sa v minulosti ťažil. Vzácne sa zistili aj úlomky bázických vulkanitov a kryštalických karbonátov. Vo vrchných častiach zlepencového horizontu pri Licinciach vystupuje hematit aj vo forme matrixu tmeliaceho detrit.

80 pieskovce

Tvoria nerovnomerne hrubé horizonty medzi zlepencami hrúbky cca 50 m. Sú súčasťou vrchných častí prvých dvoch cyklov. Majú typické červenosivé sfarbenie a petrograficky zodpovedajú litickým drobám. Zloženie klastických zŕn: kremeň, klastická sľuda, úlomky hornín (acidné felzity, metakvarcity, sericitové fylity), ojedinele i zrná plagioklasu, turmalín, zirkón a rutil. V dôsledku tlakovej deformácie nadobudli pieskovce nevýrazne bridličnatú textúru a nastala čiastočná kataklastická deformácia zŕn. Asociácia novotvorených minerálov v rekryštalizovanej základnej hmote: kremeň + sericit ± chlorit.

79 bridlice, pieskovce s vložkami: a) vulkanoklastických sedimentov, b) karbonátov

Predstavujú vrchné časti brusníckeho súvrstvia. Charakteristické je striedanie vrstiev drobno- až strednozrnných pieskovcov s prachovcami a piesčitými bridlicami. Jednotlivé vrstvy majú laterálne nerovnomernú hrúbku. Vzájomné kontakty vrstiev sú ostré, miestami erozívne, na báze s rojom intraklastov. Textúra pieskovcov je masívna alebo horizontálne laminovaná. Minerálne zloženie pieskovcov zodpovedá litickým drobám so zrnami kremeňa, acidných ryolitov, klastickej sľudy a sericitových fylitov v piesčitej frakcii.

Redeponované intraformačné acidné vulkanoklastiká tvoria tenké, nepravidelne rozmiestnené polohy s hrúbkou 1–2 m.

Sporadicky sa vyskytujúce tenké šošovky karbonátov obsahujú značnú prímes ílovej a prachovej zložky. Sú nerovnomerne rekryštalizované, so šmuhovite rozmiestneným železitým pigmentom. Bežné sú klence diagenetického dolomitu a ojedinele kryštály albitu.

78 Perkupská evaporitová formácia (najvyšší perm – spodný trias)

Hoci táto formácia sa považuje za typickú pre silický príkrov a prakticky všetky známe výskyty evaporitov v Slovenskom krase sa zaraďujú do neho, ak akceptujeme tézu o zhodnom predriftovom vývoji vo všetkých jednotkách, musíme predpokladať, že perkupská formácia vystupuje aj v turnaiku. Možno sem zaradiť evapority hidvégardskej formácie, ktoré na našom území navŕtal vrt ŽAM-1 v Žarnove a možno sem zaradiť aj evapority z vrtu DRŽ-1, kde sa vyskytujú vo viacerých šupinách (MELLO et al., 1994).

Verfénske súvrstvie (skýt)

Jedným z kritérií na odčlenenie turnianskeho príkrovu od príkrovu Slovenskej skaly (v budúcnosti azda turnaika a bodvaika) sú aj rozdiely v náplni a charaktere

verfénskeho súvrstvia. Pokým v príkrove Slovenskej skaly (presnejšie v jeho južnejších šupinách) je typické verfénske súvrstvie mohutne zastúpené podobne ako v silickom príkrove, v turnianskom príkrove má odlišný charakter, ktorý nespočíva iba v silnejšom metamorfnom postihnutí, ale zrejme aj v rozdieloch v pôvodnej litológii.

77 bodvasilašské pieskovce a bridlice (skýt: griesbach – ?namal)

Takto boli formálne nazvané známe "seiské" vrstvy (KOVÁCS et al., 1989), keďže je už roky známe, že južnoalpské membro di Suisi a membro di Campil majú presne opačnú litológiu ako "seiské" a "kampilské" vrstvy v siliciku a v turnaiku. Sú najspodnejším triasovým členom príkrovu Slovenskej skaly. Predpokladáme ich priamy vývin z permských pieskovcov a zlepencov v okolí Brusníka, miestami cez evaporitovú perkupskú formáciu, ktorá sa zachovala len v podzemí. Vrstvy dosahujú hrúbku 400–600 m a tvoria najmä široké pásma smeru VSV – ZJZ v sásanskej synklinále a v brusníckej antiklinále.

Z litologického a petrografického hľadiska vrstvy tvoria pestré ílovité, aleuritické až piesčité bridlice, ktoré obsahujú nepravidelné polohy pieskovcov. Ako uvádza VARGA (1971a), ktorý vrstvy podrobne študoval v okolí Brusníka, spodnú časť budujú stredno- až jemnozrnné pieskovce až kvarcity, striedajúce sa s jemnopiesčitými kremitými a ílovitými bridlicami. Vo vyššej časti sa miestami objavujú aj tenké slienité vložky.

Bridlice sú rozličnej farby a zrnitosti. Najčastejšie sa striedajú fialové so zelenými, známe sú však hrubé polohy sivých, miestami až tmavosivých bridlíc. Sú prevažne aleuritovej veľkosti s gradačným prechodom do pelitovej alebo psamitovej frakcie. Na vrstvových plochách sú časté akumulácie svetlých sľúd. Tvorí ich kremeň, živce, sľudy, prípadne chlorit a akcesórie: zirkón, rutil, apatit, turmalín. Často obsahujú tenké útržky limonitu, limonitizovaného hematitu.

Pieskovce sú najčastejšie sivé, zriedkavejšie červenkasté. Petrograficky zodpovedajú kremenným drobám. Ich podstatnou zložkou je kremeň, ale obsahujú zväčša albiticky lamelované plagioklasy, svetlú sľudu, sporadicky pertity a draselné živce, akcesoricky zirkón a rutil.

Presné stratigrafické začlenenie opísaných pieskovcovo-bridličnatých vrstiev v dôsledku nedostatku stratigraficky cenných skamenelín je veľmi obťažné. Spodnotriasový vek dokazujú lastúrniky *Pseudomonotis (Claraia) clarai* (EMMR.), *P. (C.) aurita* (HAU), *Anadontophora canalensis* (CAT.), *Pecten discites microtis* BITTN. a iné z lokality Hucín – Riedka dolina (BYSTRICKÝ, 1964) alebo *Pseudomonotis (Claraia) clarai* (EMMR.) a iné z Držkoviec (BYSTRICKÝ, 1958a, 1964; KOCHANOVÁ in BEGAN, 1963). Za ich spodnú hranicu považujeme pieskovce a zlepence permu pri Brusníku, horná hranica súboru však doteraz nie je ani litologicky ani faunisticky jednoznačne

definovaná. Nálezy *Pseudomonotis (Claraia) clarai* (EMMR.), ktoré poukazujú na spodnú časť spodného triasu, sú lokálne. Opísané vrstvy sme preto vymedzili len litologicky, za hornú (pozvoľnú) hranicu pokladáme úplné vymiznutie fialových bridlíc a nástup slienito-vápencových vrstiev žltých a žltohnedých farieb (sinských vrstiev).

76 sinské slieňovcové vrstvy (skýt: ?namal – spat)

Táto litostratigrafická jednotka zodpovedá niekdajším "kampilským vrstvám" (KOVÁCS et al., 1989). Tvoria sa ramená synklinál, prípadne plytšie synklinály (rybnická). Na území regiónu sa ich hrúbka pohybuje medzi 200 a 400 m.

Vrstvy charakterizuje súbor slienitých bridlíc, ktoré obsahujú šošovky a vložky sivých, lokálne tmavých, často slienitých vápencov. Vo vyššej časti sa miestami objavujú aj sivé dolomity a rauvaky. Časť z nich je pravdepodobne tektonického pôvodu.

Bridlice sú žltohnedé, sivé alebo sivozelené, slienité, ale vyskytujú sa aj tenké polohy ílovitých bridlíc. V oblastiach postihnutých metamorfózou (Sása, Lipovec) obsahujú tmavozelené šmuhy a žilky chloritu. Smerom k podložiu miestami pribúdajú svetlé sľudy.

Prechodný komplex pestrých bridlíc a piesčitých vápencov (BYSTRICKÝ, 1964) netvorí na území mapy mapovateľný výrazný horizont a jeho lokálne výskyty sú preto pričlenené k opísaným vrstvám.

Na rozdiel od vlastnej oblasti Slovenského krasu (silický príkrov) predmetné územie nevyniká významnými lokalitami fosílií. Bežné a charakteristické druhy – *Myophoria costata* ZENK. a *Gervillia* sp. – sa našli jz. od Držkoviec a sv. od Rybníka (KOCHANOVÁ in BEGAN, 1963), ako aj j. od Jelšavy (BYSTRICKÝ, 1964).

V turnianskom príkrove v Turnianskej kotline sú opísané spodnotriasové vrstvy zachované iba v malom rozsahu na úpätí Hradišťa a v Zádielských Dvorníkoch (MELLO, 1979).

Spodnotriasové vrstvy sú tu reprezentované paklianskymi piesčitými vápencami a jelšavskými vrstvami. Odlišný charakter od bodvasilašských a sinských vrstiev je spôsobený zrejme nielen metamorfným postihnutím, ale už aj primárne čiastočne odlišným látkovým zložením a odlišným stratigrafickým rozpätím.

75 paklianske piesčité vápence (skýt: ?vrchný griesbach – ?namal)

Ide o hnedé, žltohnedé, niekedy aj sivé piesčité lavicovité vápence, miestami až vápnité pieskovce, ktoré dosť pripomínajú podobné vrstvy od Štítnika, zaraďované do štítnického súvrstvia gemerika.

Vrstvy dosahujú značné rozšírenie a zrejme aj hrúbku 100–150 m, najmä v oblasti s. od pahorka Hradište v úbočiach nad Petrovou samotou.

Na predkladanej mape sa k týmto vrstvám zaraďujú aj piesčité vápence až vápnité pieskovce dvoch najzápadnejších pahorkov (k. 230,1 a 266,5, Veľký Paklan) v Turnianskej kotline, 3 km jz. od Hrhova, podľa ktorých sú vrstvy aj nazvané (dosiaľ boli zaraďované do silického príkrovu).

Základnú hmotu tvorí hrubý rekryštalizovaný kalcit, klastickú prímes (pri vápencoch, resp. zrná vo vápnitých pieskovcoch) tvorí kremeň a živce do veľkosti 0,4 mm; sľudy sú zastúpené v nepatrnom množstve alebo vôbec nie. Hnedú farbu vrstvám dodáva limonit, ktorý zrejme vznikol premenou sideritu alebo ankeritu (MELLO, 1979).

Z vrstiev sa dosiaľ nezískali žiadne fosílie. Do spodného triasu boli zaradené na základe pozície vo vrstvovom slede (pod svetlými kryštalickými vápencami spodného anisu) a na základe analógie so silickojablonickými vrstvami silického príkrovu.

74 jelšavské vrstvy: bridličnaté vápence s medzivložkami chloritických bridlíc (skýt: ?namal – spat)

Ide o veľmi charakteristické a ľahko poznateľné vrstvy známe od Jelšavy, Honiec a z Turnianskej kotliny. Typová lokalita sa nachádza pri Jelšave v záreze štátnej cesty Jelšava – Štítnik (tento výskyt sa zaraďuje dnes do príkrovu Bôrky).

Hornina je svetlosivá, zelená alebo žltozelená. Striedajú sa v nej laminy alebo hľuzy svetlých kryštalických vápencov s laminami chloritických bridlíc, ktoré sú často detailne zvrásnené. Občas možno v hornine pozorovať i piesčitú prímes.

Vrstvy sú hojne rozšírené v sedlách s. od Kereku a Dlhého, v Turnianskej kotline aj na j. svahoch Horného vrchu. Vyznačujú sa charakteristickým zvetrávaním, ktoré je azda spôsobené aj prítomnosťou vulkanického materiálu (MELLO, 1979).

Mineralogické zloženie vzoriek s piesčitou prímesou je veľmi podobné ako pri predchádzajúcich vrstvách, zrná sú však menšie (do 0,2 mm) a na zložení sa vo väčšej miere podieľajú aj väčšie hypidiomorfné plagioklasy.

Vrstvy neposkytli žiadne fosílie, do vrchnej časti spodného triasu boli zaradené na základe pozície vo vrstvovom slede a na základe analógie s nemetamorfovanými sinskými a sinpeterskými vrstvami silického príkrovu.

73 rauvaky a pestré brekciovité vápence a dolomity (?najvyšší skýt)

Vystupujú podobne ako v silickom príkrove na rozhraní medzi spodnotriasovým verfénskym súvrstvím a gutensteinským súvrstvím. Pestrosť súvrstvia

je podmienená pravdepodobne tak sedimentárne, ako aj neskoršími tektonickými pohybmi medzi dvoma komplexmi s odlišnou kompetentnosťou.

Tvoria zvyčajne len niekoľko metrov hrubé šošovky, značné rozšírenie dosahujú v skupine Veterníka s. od Gemerského Sadu.

72 gutensteinské dolomity (spodný anis: egej – spodný bityn)

Ide o veľmi charakteristické oporné vrstvy, ktoré aj napriek nedostatku skamenelín možno zaradiť do spodného anisu na základe analógie so susednými jednotkami. V spodnom anise boli sedimentačné podmienky vyrovnané a sedimentácia dolomitov prebiehala na rozsiahlej plytkomorskej plošine (MELLO, 1979).

V príkrove Slovenskej skaly (v synklinále Tri peniažky – Slovenská skala aj v sásanskej synklinále) majú prevahu nad gutensteinskými vápencami, ba miestami ich aj nahrádzajú a vystupujú v priamom podloží steinalmských vápencov. Predpokladáme preto ich vekovú rovnocennosť s gutensteinskými vápencami. V porovnaní s nimi sú však stopy metamorfózy na dolomitoch menej badateľné.

Sú sivé, tmavosivé, jemnozrnné, často zreteľne doskovité. Ničím sa nelíšia od gutensteinských dolomitov silického príkrovu. Neboli v nich dosiaľ nájdené žiadne fosílie. Hrúbka 40–200 m.

V turnianskom príkrove v Turnianskej kotline, pri Hačave a s. od Honiec sa okrem typických sivých dolomitov častejšie nachádzajú i žltkasté dolomity. Na Kereku a Dlhom značnú časť dolomitov nahrádzajú rauvaky.

Dolomity sú prevažne drobnozrnné, majú mozaikovitú štruktúru, ale nájdu sa aj úplne afanatické variety.

71 gutensteinské vápence (spodný anis: egej – spodný bityn)

Na rozdiel od silického príkrovu sú menej rozšírené ako dolomity. Väčšie výskyty sú známe iba zo sásanskej synklinály príkrovu Slovenskej skaly, avšak na rozdiel od silického príkrovu sú slabo metamorfované. Vo vlastnej šupine Slovenskej skaly tvoria iba niekoľkometrové šošovky uprostred dolomitov. Z nich v. od Striebrna boli určené foraminifery *Glomospirella irregularis* (MOELLER) (určil SALAJ) poukazujúce na spodnoaniský vek.

V turnianskom príkrove (Turnianska kotlina, Hačava) je metamorfóza vápencov silnejšia a na analógiu s gutensteinskými vápencami možno usudzovať iba na základe spätosti s menej postihnutými gutensteinskými dolomitmi. Ide o tmavé doskovité kryštalické vápence, miestami aj v nich však možno nájsť menej rekryštalizované partie. Hrúbka vrstiev je 2–40 m.

70 červené detritické vápence a zlepence (anis)

Sú známe iba zo šupiny turnianskeho príkrovu v. od Hačavy, kde sú dobre odkryté v zárezе cesty na Jasovskú planinu. Vzdialene pripomínajú richthofenské konglomeráty Južných Álp.

69 hončianske vápence: svetlé kryštalické vápence, miestami dolomitizované (stredný anis: vrchný bityn – spodný pelsón)

Ide o ďalší veľmi charakteristický a najmladší člen predriftového štádia turnaika, meliatika i príkrovu Bôrky. Vytvárajú morfologicky nápadné vyvýšeniny a bradlá. Sú svetlé až biele, nevrstevnaté, na povrchu skrasovatené a ako poukazujú chemické analýzy vysoko čisté. Obsahujú však polohy žltkavých dolomitov. Názov zaviedol GAÁL (1987) podľa lokality Teplá stráň pri Honciach. Rekryštalizácia vápencov dosahuje stupeň C v turnianskom príkrove (úplne a hrubozrnne rekryštalizované vápence) a stupeň B v príkrove Slovenskej skaly ("voskovitý" vzhľad vápencov) podľa klasifikácie KOVÁCSA (1986) a ÁRKAIHO a KOVÁCSA (1986). Hrúbka: do 200 m.

68 žarnovské vápence: červené lavicovité vápence (pelsón – fasan)

Ide o ďalšiu spoločnú litostratigrafickú jednotku charakterizovanú už v rámci jednotky meliatika (bližšie údaje pozri tam). Treba uviesť, že v turnaiku okrem typovej lokality v Žarnove nepoznáme ďalšie výskyty. Výskyt hallstattskej fácie je okrem toho známy iba zo Stráne, s. od Jelšavskej (dnes Gemerskej) Teplice, opísaný ďalej ako nádašský vápenec.

67 nádašské vápence: lavicovité ružové vápence (ladin – cordevol)

Zistili sa iba v šupine Stráne v príkrove Slovenskej skaly s. od Jelšavskej Teplice. Ide o červené slabo ružové lavicovité rohovcové vápence, ktoré ležia bezprostredne na steinalmských vápencoch, len zriedka sa medzi nimi nájde niekoľko lavíc sivých vápencov.

Ich stratigrafické rozpätie zatiaľ nie je známe, možno však predpokladať, že sú vrchnoaniského až spodnoladinského veku, vypĺňajú teda približne miesto s otáznikom v kolónke sásanskej synklinály in GAÁL a MELLO (1983, obr. 2).

66 reiflinské vápence: sivé lavicovité rohovcové vápence (pelsón – cordevol)

Tieto vápence sú na niektorých lokalitách turnaika (najmä v príkrove Slovenskej skaly) v nadloží hončianskych vápencov zastúpené veľmi hojne

(Slovenská skala, Chvalová, slovenská časť Rudabánskeho pohoria), inde (najmä v turnianskom príkrove) sa nevyskytujú (Striežovce, Turnianska kotlina, Hačava, Honce). Nie je jasné, či tu chýbajú primárne alebo tektonicky.

Zo synklinály Tri peniažky – Slovenská skala, kde dosahujú hrúbku do 100 m, bola ich najvyššia časť datovaná pomocou konodontov z oblasti Skalky j. od Jelšavy (GAÁL a MELLO, 1983) ako kordevolská [*Gondolella* cf. *polygnathiformis* BUD. et STEF., *Prioniodina (Cypridodella) venusta* (HUCKR.) a *Gondolella* sp.]. Napriek nedostatku stratigrafických údajov zo spodnej časti súboru reiflinských vápencov autori (l. c.) predpokladajú, že tento súbor (s vložkami tmavých bridlíc) sa začína už od ladinu, príp. aj nižšie.

V sásanskej synklinále sú mladšie než aniské vrstvy zachované len v sekvencii Stráne. Pomocou konodontov sa preukázal iba vrchnoladinsko-karnský vek reiflinských, resp. nádašsko-hallstattských vápencov (GAÁL a MELLO, 1983). Pri geologickom mapovaní však boli zistené priamo na hončianskych (steinalmských) vápencoch ležiace zvyšky sivých pelagických vápencov (MELLO et al., 1969), ktoré zrejme zodpovedajú bazálnym častiam reiflinských vápencov.

Z brusníckej antiklinály sú rekryštalizované doskovité vápence známe z chvalovskej šupiny. V chvalovskom lome bol doložený ich pelsónsko-ilýrsky, možno aj spodnoladinský vek (MOCK a GAÁL in MELLO et al., 1983): *Gondolella bulgarica* (BUD. et STEF.), *G. excelsa* (MOSH.), *G.* cf. *mombergensis* TATGE, *G.* cf. *parva* KOZUR, *G.* cf. *longa* (BUD. et STEF.), *Gladigondolella* cf. *malayensis budurovi* KOVÁCS et KOZUR.

V slovenskej časti Rudabánskeho pohoria popri žarnovských vápencoch bolo zistené aj zastúpenie reiflinských vápencov (sivé rohovcové i bezrohovcové vápence s ojedinelými medzivrstvičkami zelených bridlíc a ?tufitov), z ktorých bola získaná ladinská konodontová mikrofauna (MELLO a MOCK, 1977): *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis* (HUCKR.), *Gondolella* cf. *foliata* (BUD.), *G. excelsa* (MOSH.), *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *G.* cf. *mombergensis* TATGE. Z mikrofaciálneho hľadiska ide o typické nemetamorfované reiflinské vápence (mikrity s filamentmi a ojedinelými rádiolériami).

65 dvornícke vrstvy: bridlice, fylity s vložkami pieskovcov, silicitov, zrnitých vápencov a bázických vulkanoklastických hornín (?ladin – stredný karn; ?miestami jura)

V turnianskom príkrove i v príkrove Slovenskej skaly medzi dosiaľ opisovanými strednotriasovými a nadložnými vrchnotriasovými vápencami sa vyskytuje súbor tmavých bridlíc, niekedy fylitických, premenlivej hrúbky od niekoľko málo metrov až do 300 m. V turnianskom príkrove sú v nich hojné polohy ďalších horninových typov.

V starších prácach sa súbor pokladal za ladinský ("ladin rudabánskeho vývoja"), neskôr za (?)ladinsko-karnský, najmä preto, že bridlice často ležia priamo na svetlých kryštalických vápencoch, ale nevylučovalo sa, že ladinské vápence (a zrejme i vrchnoaniské) vrstvy chýbajú v dôsledku tektoniky (MELLO, 1979).

Napriek tomu, že ladinský vek bridlíc sa dosiaľ nikde v turnaiku ani v okolitých jednotkách nepotvrdil, je tento predpoklad veľmi pravdepodobný, aj keď apriori nemožno vylúčiť ani jurský vek niektorých častí bridličnatého komplexu.

Z turnianskeho príkrovu na maďarskom území sú známe iba (?stredno) karnské tornasentandrášske bridlice. Ich vek je doložený konodontmi z vložky tmavých vápencov v nich (KOVÁCS et al., 1989). Vznikli teda ako odraz "Reibl eventu". S nimi by sa prípadne mohli korelovať tmavé bridlice príkrovu Slovenskej skaly, ktoré im zodpovedajú pozíciou aj litologickým charakterom. Jediným spestrením v nich sú alodapické vložky krinoidových vápencov (MELLO et al., 1983).

Omnoho pestrejšie litologické zloženie majú vrstvy v turnianskom príkrove v Turnianskej kotline (pahorky Hradište a Strážne), v Hačave a pri Honciach.

Na Hradišti sú vrstvy hrubé 300–350 m, prevládajú zelenosivé bridlice s hnedými škvrnami, miestami, najmä v spodných častiach, sú značne piesčité. Možno v nich nájsť aj polohy zelenosivých silicitov (MELLO, 1979). Zistila sa v nich bohatá asociácia palynomorf (PLANDEROVÁ in MELLO et al., 1983): *Punctatisporites fungiosus* BALME, *Perisaccus granulatus* KLAUS, *Aratrisporites quadrijuga* (VISSCH.), *A. fischeri* (KLAUS), *Zonalasporites explanatus* LESCHIK, *Triadispora aurea* SCHEURING a i., poukazujúca na vek ladin – spodný karn.

V pahorku Strážne pri Zádielskych Dvorníkoch (typová lokalita dvorníckych vrstiev) je hrúbka vrstiev okolo 150 m (tvorí depresiu, ktorou prechádza štátna cesta Rožňava – Košice) a ich zloženie je pestrejšie. Bridlice sú viac fylitizované, pieskovce, miestami až kvarcity sú hojnejšie (v poli a vo vinohrade tvoria mierne elevácie). Vulkanické tufy sa v profile (iba s nehojnými odkryvmi) nachádzajú niekoľkokrát. Ojedinele sa nájdu aj šošovky hnedastých kryštalických piesčitých vápencov. Našli sa aj dosiaľ neurčené zvyšky organizmov neznámej príslušnosti (MELLO, l. c.).

Pod Gerinou horou sv. od Honiec sa v podloží pötschenských vápencov nachádza silno redukovaný súbor bridlíc, silicitov, diabázov a pieskovcov (MELLO et al., 1983), ktorý pravdepodobne tiež možno korelovať s dvorníckymi vrstvami.

K dvorníckym vrstvám pravdepodobne patria aj sivozelené bridlice až siltovce s prímesou vulkanického materiálu popolovej frakcie, nachádzajúce sa s. od Hačavy v nadloží červených strednotriasových vápencových brekcií.

V najvyššej časti dvorníckych vrstiev vo vinohrade nad pahorkom Strážne sa našiel balvan tmavých zrnitých vápencov, z ktorých pochádza fauna *Gondolella polygnathiformis* BUD. et STEF. a *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), pouka-

zujúca na vek kordevol alebo jul (MOCK in MELLO et al., 1983). Tento nález veľmi dobre koinciduje s nálezom päťdesiatcentimetrovej vložky tmavosivého hrubokryštalického vápenca v tornasentandrášskych bridliciach v údolí Nagy-Rednek pri Martoni, z ktorého pochádzajú už spomenuté spodno- až stredno-karnské konodonty (KOVÁCS et al., 1989).

64 tmavé kryštalické vápence (karn)

Ako horizont v najvyššej časti dvornických vrstiev, alebo azda aj ako samostatné vrstvy, boli na niekoľkých lokalitách zmapované tmavé doskovité zrnité (kryštalické) vápence.

V Turnianskej kotline sa zistili na južnom úpätí vrcholového brala výšinky Strážne. Z nich pochádza aj citovaná konodontová fauna z kordevolu alebo julu. Dosahujú tu hrúbku 3–8 m. Ďalší výskyt je pri Petrovej samote s. od Hradišťa. Tu vo výmoľoch v okolí poľnej cesty sa nachádzajú hojné úlomky tmavých kryštalických vápencov, z ktorých sa získal konodont *Gondolella polygnathiformis* BUD. et STEF., poukazujúci na karnský vek vápencov (MOCK in MELLO et al., 1983).

Ďalšie výskyty tmavých kryštalických vápencov karnu už nemajú takú jednoznačnú pozíciu vo vrstvovom slede, a ani ich tektonická príslušnosť nie je úplne jasná (ich karnský vek je však doložený spoľahlivo pomocou konodontov).

Ide predovšetkým o výskyt tmavých lavicovitých vápencov s vložkami bridlíc a vulkanoklastických hornín na s. úpätí Plešivskej planiny, 800 m jz. od Honiec, z ktorých sa na dvoch miestach získali ?vrchnoladinsko-karnské konodonty (vz. XV/D: *Gondolella polygnathiformis* BUD. et STEF., *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Didymodella alternata* (MOSH.), *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE), hojné sú aj ihlice húb; vz. 19/81, malý lom: *Gondolella foliata* (BUD.), *Gladigondolella malayensis* (NOG.), (MOCK a GAÁL in MELLO et al., 1983). Tmavé vápence tu majú podobnú pozíciu ako v turnianskej sekvencii: v podloží tmavé bridlice s polohami pieskovcov, v nadloží sivé rohovcové vápence (?pötschenské). Pri širšom pohľade na geologickú situáciu je však pravdepodobné, že tu ide už o bloky (olistolity) v jurských bridliciach meliatika j. od rožňavského zlomu (ďalšie olistolity tvoria svetlé kryštalické vápence a glaukofanity). Vlastný turniansky príkrov buduje Teplú stráň, Sivú skalu a Gerinu horu a patrí k nemu aj šupina svetlých "voskovitých" vápencov na s. svahu Plešivskej planiny.

V Hačave a jej okolí, medzi príkrovom Bôrky a silickým príkrovom, je silne tektonizované pásmo, ktorého horniny najlepšie možno zaradiť do turnianskeho príkrovu. Okrem už opísaných hornín sa tu v Hačave medzi školou a cintorínom zo sivých doskovitých prekremenených vápencov s vložkami vulkanického materiálu vyextrahovali konodonty *Gondolella poly-*

gnathiformis BUD. a STEF., *G. navicula* HUCKR. a *Metapolygnathus spatulatus ?pseudodiebeli* (KOZUR), (MOCK in MELLO et al., 1983), ktoré poukazujú na julský vek vápencov.

Mimo mapovaného územia tmavé karnské vápence (s rohovcami) uvádza GAÁL (1984) od Striežoviec. Striežovskú sekvenciu tiež považujeme za súčasť turnianskeho príkrovu.

63 pötschenské vápence: sivé rohovcové vápence (vrchný karn – norik)

Sú najcharakteristickejšími a najlepšie stratigraficky doloženými vrstvami turnianskeho príkrovu a príkrovu Slovenskej skaly (obr. 5). Prvýkrát boli datované a opísané z čs. časti Rudabánskeho pohoria z lokalít Hradová a Hosťovce (MELLO a MOCK, 1977), približne v tom istom čase boli identifikované aj na pahorku Strážne v Turnianskej kotline (MELLO et al., 1977; MELLO, 1979). Zistili sa aj sv. od Honiec a na Slovenskej skale (MELLO et al., 1983).

Najzápadnejšie sú známe od Striežoviec (už mimo mapy Slovenského krasu), kde ich opísal GAÁL (1984). Pokladal ich za súčasť meliatskej skupiny a navrhol podľa nich pomenovať jednu z vrchnotriasových litostratigrafických jednotiek meliatskej skupiny ako "striežovské súvrstvie".

V meliatiku sa sivé zrnité vápence norického veku vyskytujú iba vo forme olistolitov v jurskej olistostróme v čoltovskej rokli (MELLO a GAÁL, 1984).

Na priľahlom maďarskom území sa slabo metamorfované pötschenské vápence zaraďujú do turnaika (Rudabánske pohorie, stratigrafické rozpätie vrchný tuval – spodný norik), nemetamorfované variety do silicika (szőlősardská fácia v Aggteleckom krase, stratigrafické rozpätie vrchný tuval – spodná časť stredného norika), porov. KOVÁCS et al. (1989).

Lokality k tab. I:

1 – Hradová, lom na sv. úpätí (MELLO a MOCK, 1977),
2 – Hradová, vrchol a v. chrbát (MELLO a MOCK, 1977),
3 – Hosťovce (MELLO a MOCK, 1977),
4 – Strážne (MOCK in MELLO, 1979),
5 – Honce, pod Gerinou horou (GAÁL in MELLO et al., 1983),
6 – Slovenská skala (MOCK in MELLO et al., 1983),
7 – Striežovce (GAÁL, 1984),
8 – Čoltovo, rokľa, olistolity v jure meliatika (MELLO a GAÁL, 1984).

62 tmavé bridličnaté vápence a piesčité sliene (vrchný norik – rét)

Na severných svahoch pahorka Strážne v Turnianskej kotline v nadloží vrchnokarnsko-spodnonorických pötschenských vápencov (na lúčine, ale najmä vo vinohrade pod ňou) sa nachádzajú hojné úlomky tmavých bridličnatých

Tab. I Konodonty z pötschenských vápencov (vrchný karn – norik) turnaika v Slovenskom krase a v severovýchodnej časti Rudabánskeho pohoria

Lokality Konodonty	1	2	3	4	5	6	7	8
Gondolella polygnathiformis BUD. – STEF.	+			+		+		
G. navicula (HUCKR.)					+		cf.	+
G. navicula hallstattensis (MOSH.)			+					cf.
G. tadpole	+							
G. noah (HAY.)						+	+	
G. nodosa							+	
G. praeangusta							aff.	
G. n. sp.	+			+				
G. sp.								+
Gladigondolella tethydis (HUCKR.)								
Enantiognathus ziegleri (DIEB.)	+							
Neohindeodella triassica (MÜLL.)	+							
Metapolygnathus nodosus (HAY.)	?	+						
M. spatulatus (HAY.)		+	+	+			+	
M. spatulatus pseudodiebeli KOZ.		+						
M. posterus (KOZ.–MOSTL.)			+	+				
M. bidentatus (MOSTL.)			+					
M. primitius (MOSH.)					cf.		+	
M. abneptis (HUCKR.)							+	+
Prioniodina excavata MOSH.	+							

vápencov a piesčitých slieňov. Keďže ide o priame nadložie smerom na sever upadajúcich rohovcových vápencov, je pravdepodobné, že je to najmladší dosiaľ známy vrstvový člen turnianskej sekvencie veku stredný – vrchný norik a azda i rét (MELLO, 1979).

Pokým ide o mladšie jurské členy, hoci zatiaľ ich ešte nepoznáme, z celkovej paleogeografickej situácie vyplýva, že by mali byť podobné ako v meliatiku, v bodvianskom príkrove, v turnianskom príkrove na maďarskom území alebo v južnom Bükku, teda najmä tmavé bridlice, občas s turbiditmi a olistostrómami. Nie je vylúčené, že ich máme pred očami – napríklad tmavé bridlice s. od Hradišťa, zaradené do karnu na základe superpozície a palynomorf. Už neraz sa však v Slovenskom krase ukázalo, že stratigrafia založená na palynomorfách alebo na "superpozícii" stojí na hlinených nohách. V budúcnosti sa možno ukáže, že pahorky v Turnianskej kotline sú veľké triasové olistolity v jurských bridliciach. O tom, že v tomto území sa môžeme dočkať ešte veľkých prekvapení, svedčí aj navŕtanie viac než 300 m červených jurských rádiolaritov s polohami fialových bridlíc pod silickým príkrovom, necelé 3 km východnejšie od pahorka Strážne (opísané v rámci meliatika).

SILICIKUM

Silický príkrov

Silicikum v Slovenskom krase je reprezentované iba silickým príkrovom, ktorý definovali KOZUR a MOCK (1973a,b) po preukázaní triasového veku meliatskej "série". Dovtedy v oblasti Slovenského krasu nebola známa príkrovová stavba, "mezozoikum Slovenského krasu" sa považovalo za normálny obal paleozoika Slovenského rudohoria, aj keď s istými komplikovanými vzťahmi pozdĺž rožňavského zlomu (BYSTRICKÝ, 1964; FUSÁN et al., 1962, 1963). Meliatska séria sa považovala za normálnu súčasť vrstvového sledu so stratigrafickým zaradením buď do karbónu, alebo do spodného až stredného triasu (rozlične podľa autorov). O rudabánskom vývoji triasu síce možno nájsť zmienky, BYSTRICKÝ, FUSÁN a MAHEĽ (1956) ho dokonca ako taký aj znázornili v Turnianskej kotline vo svojej prehľadnej geologickej mape, tektonické konzekvencie sa však z toho nevyvodili.

Silický príkrov je rozsiahle horizontálne alebo subhorizontálne uložené príkrovové teleso, rozčlenené počas nasúvania alebo po nasunutí na rad čiastkových štruktúr a blokov. Mnohé časti odstránila erózia a denudácia, a tak najmä jurské súvrstvia, ale do značnej miery aj vrchnotriasové, sú zachované len rudimentárne. Najväčšie rozšírenie dosahujú stredno- a spodnotriasové sedimenty. Ide o bezkorenný príkrov, jeho paleozoické podložie nepoznáme. O jeho možnom pôvode a smere nasúvania sa podrobne diskutuje v kapitole o tektonike.

Po faciálnej stránke je tento príkrov veľmi dobre porovnateľný so schneeberským a mürzalpským príkrovom juvavika v Severných Vápencových Alpách.

Z vekového, ale najmä z faciálneho a paleogeografického hľadiska v ňom môžeme vyčleniť tri skupiny fácií (obr. 6):

1. Predriftové štádium (vrchný perm – stredný pelsón) – litostratigrafické jednotky sú podobné ďalším jednotkám (turnaikum) alebo identické s nimi.

2. Fácie karbonátovej platformy – celý stredný a vrchný trias vo fácii karbonátovej platformy, prerušenie sedimentácie medzi triasom a jurou, potom kolaps triasovej karbonátovej platformy.

3. Fácie intraplatformových depresií a pelagické fácie – od (stredného) pelsónu hore, prechod do jury pozvoľný bez hiátu.

Silický príkrov buduje aj Aggtelecký kras na priľahlom maďarskom území, s tým rozdielom vo faciálnej náplni, že pribúda pelagických fácií (omnoho väčšie rozšírenie hallstattskej a zlambašskej fácie a nádašských vápencov ako v Slovenskom krase, porovnaj geologickú mapu LESS et al., 1988).

61 perkupská evaporitová formácia (najvyšší perm – spodný trias), iba v geologických rezoch

Z vrtných prác v okolí Rožňavy (G-1, G-1/2), Gemerskej Vsi (vrty Š-7 až 49, VŠ-1), Bohúňova (VB-20, SA-2 až 8, SA-12 až 16, VPS-4 až 12) a ďalších lokalít je už dávno známy výskyt evaporitovej formácie v podloží klasického verfénskeho súvrstvia silického príkrovu (BYSTRICKÝ a ORAVCOVÁ, 1962; DIANIŠKA et al.,1984 a i.).

Prekopom z bane Mier v Rakovnici pod Plešivskú planinu, razeným v r. 1985 v hĺbke cca 200 m pod povrchom, bol medzi permskými konglomerátmi (gemerikum) a typickým verfénskym súvrstvím (silický príkrov) zachytený mohutný komplex anhydritov a sadrovcov.

Na južnom okraji Aggteleckého krasu pri Perkupe v Maďarsku sú evapority dávno známe a bansky sa ťažia. Podľa nich je celá formácia nazvaná (KOVÁCS et al., 1989).

Permsko-spodnotriasovú evaporitovú formáciu silického príkrovu možno dobre korelovať s Haselgebirge Severných Vápencových Álp (TOLLMANN, 1976). Predstavuje prechodnú formáciu od kontinentálnych uložení spodného a stredného permu k morským uloženinám spodného triasu.

Evapority perkupskej formácie v Slovenskom krase v súčasnosti podrobne spracúva KAROLI, ktorý ich charakterizuje takto:

"Evapority Slovenského krasu majú podľa výsledkov ich štúdia vo vrtoch K-15 (Gemerská Hôrka), Držkovce-1, v oblasti ložiska Bahúňovo, tiež v bani Mier pri Rožňave klastický alebo prevažne klastický vývoj. Reprezentujú anhydritové alebo sadrovcové zlepence a pieskovce, ktoré bývajú bežne označované ako

gypsrudity (anhydritrudity) a gypsarenity (anhydritarenity). Zlepence majú charakter parakonglomerátov, t. j. konglomerátov s podpornou štruktúrou matrixu. Pieskovce sú prevažne nepravidelne laminované alebo majú masívnu textúru.

Parakonglomeráty obsahujú najčastejšie 10–40 % psefitových klastov s priemernej veľkosti 0,5–2 cm; max. nad 10 cm. V zložení buď prevládajú rôzne variety bridlíc (resp. ílovcov) nad karbonátmi, alebo naopak. Opracovanie klastov je prevažne suboválne až subangulárne. Matrix je anhydritový, veľmi často úplne gypsifikovaný. Okrem klastických síranov sú bežné úlomky karbonátov, ílovcov, menej kremeňa a živcov. Pieskovce obsahujú klastické sulfáty a karbonáty (najmä dolomity), ílovce, kremeň a živce sa vyskytujú sporadicky. Sú strednohrubozrnné, tmavá nepravidelná laminácia je spôsobená klastmi dolomitov.

Napriek tektonicky zložitej situácii možno v Slovenskom krase vyčleniť bazálnu časť evaporitov (polohy presahujú hrúbku až 100 m) s dominantnými parakonglomerátmi s prevahou ílovcov; strednú časť charakteristickú laminovanými pieskovcami a vrchnú časť, kde v parakonglomerátoch prevládajú hrubé klasty dolomitov.

Neprítomnosť pelitov v matrixe, neerózne bázy jednotlivých cyklov v parakonglomerátoch, ich chaotická textúra alebo pomerne častá negatívna gradácia, laminované pieskovce a textúry typu "soft deformation" svedčia, že boli akumulované na svahu bazénu. Interabazénové klasty reprezentujú produkty deštrukcie karbonátovo-sulfátovej (resp. dolomitovo-sadrovcovej) platformy.

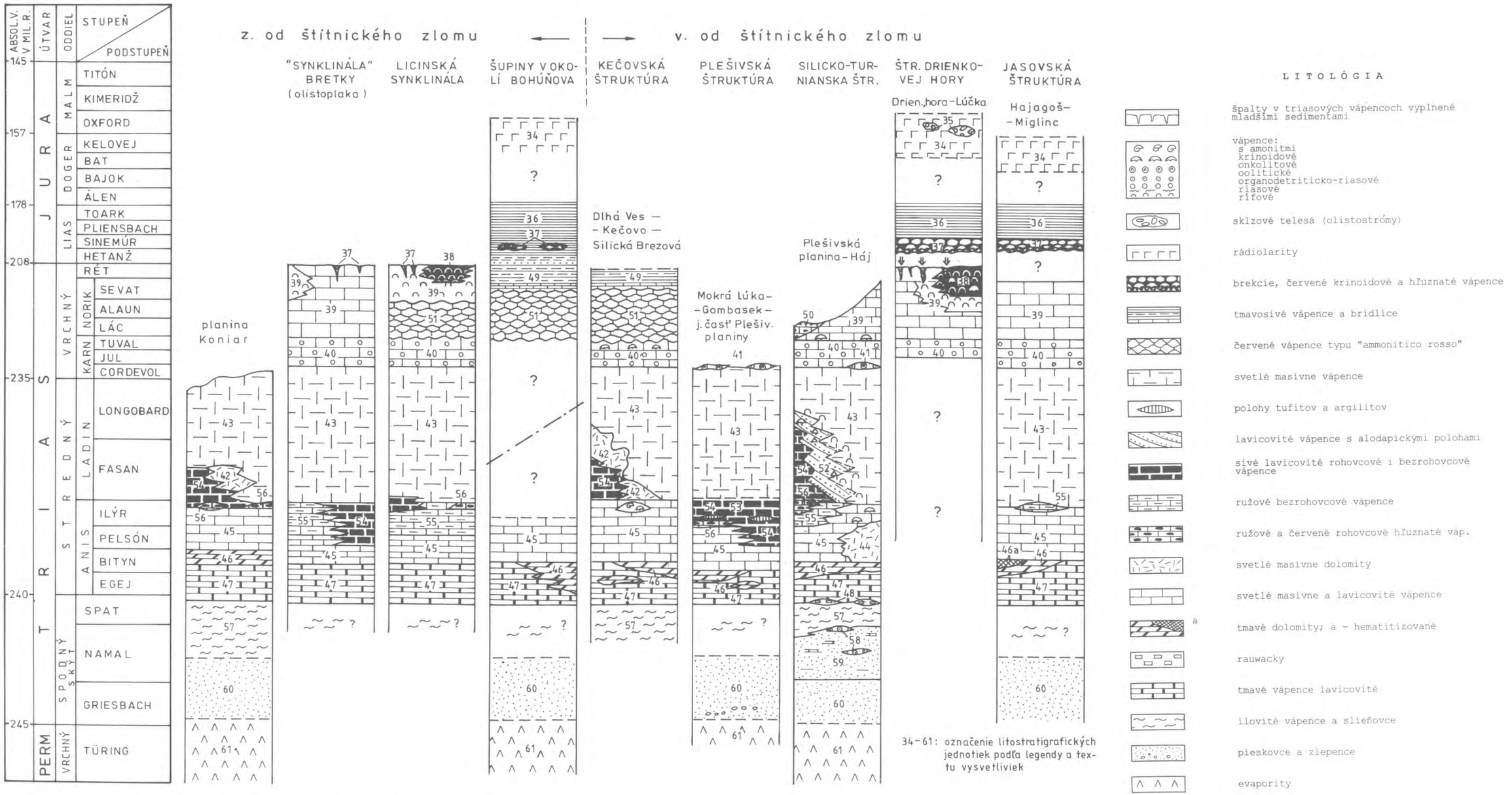
Z porovnania s rovnovekými evaporitmi gemerika vyplýva, že tie vzhľadom na svoj hruboklastický vývoj, relikty primárnych dolomitov i rekryštalizovaných síranov môžu predstavovať marginálnu fáciu pôvodného jednotného bazéna, kde sa periódy kľudnej sedimentácie striedali s obdobiami tektonického nekľudu."

Prevažná časť evaporitov je známa v striedaní s fialovými a zelenými bridlicami (vrty Š-7 až 19 a VŠ-1 pri Šankovciach, VB-20, SA-2 až 8, SA-12 až 16 a VPS-4 až 12 pri Bohúňove). Početnými vrtmi sa však zistili aj v prostredí tmavosivých a sivozelených bridlíc, často so silicitmi, ojedinele aj so serpentinitmi (VPS-2, SF-3, VB-2, VB-9, G-26), čo bol dôvod na ich zaradenie do meliatskej skupiny (BYSTRICKÝ a FUSÁN, 1961a; BYSTRICKÝ a ORAVCOVÁ, 1962 a i.). V súčasnosti predpokladáme, že ich prvotný výskyt je na báze silického príkrovu, avšak pri skĺzavaní či presúvaní silického príkrovu sa do evaporitov inkorporovali útržky a bloky uvedených hornín z meliatika (evaporitová melanž), podobne ako sa to zistilo v severnom Maďarsku (RÉTI, 1985).

Spodný trias

Verfénske súvrstvie (skýt)

Horniny tohto súvrstvia dosahujú v oblasti Slovenského krasu bezpochyby najväčšie plošné rozšírenie z celých Západných Karpát. Ak vezmeme do úvahy aj



Obr. 6 Litostratigrafická schéma silického príkrovu v Slovenskom krase podľa čiastkových jednotiek (zostavil: MELLO, 1996)

z. časť Slovenského krasu (kde ich dnes však zaraďujeme do turnaika), vystupujú na ploche desiatok km^2. Veľké plošné rozšírenie je podmienené aj veľkými hrúbkami vrstiev. Vzhľadom na komplikovanú tektoniku je obťažné zistiť celkovú hrúbku, v silickom príkrove ju však možno odhadnúť na 400–800 m.

Pokým ide o stratigrafické členenie spodného triasu (skýtu, a tým vlastne aj verfénskeho súvrstvia, ktoré je v Slovenskom krase prakticky jeho jediným reprezentantom), ešte do konca sedemdesiatych rokov sa v alpsko-karpatskej oblasti bežne používalo jeho členenie na dva oddiely, t. j. na seis a na kampil, ktoré pre územie dnešného Slovenského krasu zaviedol VITALIS (1909).

V poslednom čase sa skýt delí na tri stupne (odspodu hore): griesbach, namal a spat. Ako uvádza BYSTRICKÝ (1985a), rozdelenie spodného triasu v alpsko-karpatskej oblasti na uvedené stupne je dosť problematické, pretože z verfénskeho súvrstvia je známa amonitová fauna iba zo zón *Tirolites cassianus* a *T. carniolicus*, ktoré poukazujú na spodný a stredný spat. Vrchný spat, ktorý by mal zodpovedať zóne *Kaiserlingites subrobustus*, v Alpách ani v Karpatoch amonitmi nebol doložený, pretože tu je už vyvinutá pre amonity nepriaznivá fácia gutensteinských vápencov alebo dolomitov. Potvrdzuje ho však údajne fauna konodontov (MOSTLER a ROSSNER, 1977, s. 15).

Stupeň griesbach je u nás zistiteľný iba podľa zastúpenia príslušníkov rodu *Claraia*, ktoré sú preň zároveň určujúcimi fosíliami, pretože amonity sa zatiaľ pre nepriaznivosť fácie nenašli (KOCHANOVÁ, 1986).

60 bodvasilašské vrstvy: pestré pieskovcovo-bridličnaté vrstvy (spodný skýt: griesbach – spodný namal)

Názov bol kodifikovaný na priľahlom maďarskom území (KOVÁCS et al., 1989, s. 35) ako "Bodvaszilas Sandstone Formation" namiesto dovtedy bežne v geologickom žargóne (i v literatúre) používaného termínu "seiské" vrstvy (porov. tiež v kapitole turnaikum).

Sú to najspodnejšie vrstvy jednotky. Spočívajú tektonicky spravidla na rozličných členoch meliatika a turnaika. Pozostávajú z pestrých pieskovcov a bridlíc (červených, fialových, zelených a sivých), miestami silno sľudnatých a majú vcelku veľmi monotónny "flyšoidný" ráz. Miestami sa na povrchu pieskovcov alebo bridlíc vyskytujú hieroglyfy, stopy po dažďových kvapkách a krížové zvrstvenie.

Napriek značnému rozšíreniu tohto súvrstvia je málo lokalít so skamenelinami, na základe ktorých by sa mohli vrstvy stratigraficky zaradiť.

Na základe nálezov *Pseudomonotis (Claraia) clarai* (EMMR.) a *Pseudomonotis (Claraia) aurita* (HAUER) možno vrstvy začleniť do griesbachu. Avšak v spoločnosti s touto skamenelinou sa vyskytujú aj druhy charakteristické pre vyšší skýt (*Gervilleia* sp., *Gervilleia* cf. *pannonica* BITTN.). Preto pripisujeme vrstvám

vek griesbach až spodný namal. Aj vedúce postavenie samej *Pseudomonotis (Claraia) clarai* [EMMR.] je spochybňované už od čias PIU (1937).

Azda najbohatšiu lokalitu na fosílie našiel vo vrstvách BYSTRICKÝ (1958a) jv. od Hucína, odkiaľ uvádza nezvykle bohaté spoločenstvo fosílií – spolu 17 druhov. Na základe litologického charakteru a obsahu fauny porovnáva pieskovce od Hucína s pieskovcami spodného triasu od Hidegkútu a Csopaku z Bakonského lesa. Keby sa jeho porovnávania potvrdili, svedčilo by to o tom, že táto lokalita nepatrí do silického príkrovu (nezvyklý na silický príkrov je tu aj spoločný výskyt pieskovcov s paleobazaltami, ktorý uvádza KANTOR, 1955d, s. 85). Zoznam fosílií z tejto, ale aj z ďalších lokalít uvádza BYSTRICKÝ (1964, s. 28–29).

Na jedinom mieste, z. od Silickej Brezovej (v ryhe tranzitného plynovodu) sa vo vrstvách zistili šošovky konglomerátov so zuhoľnatenými zvyškami rastlín.

59 silickojablonické vrstvy: piesčité vápence, piesčité bridlice, pieskovce (namal – spodný spat)

Tieto vrstvy sú zastúpené hlavne na severnom svahu Plešivskej planiny j. od Rakovnice, z. od Rožňavy na kopci Nyerges a na južných svahoch Silickej planiny v s. okolí Silickej Jablonice, podľa ktorej sme vrstvy nazvali. Na ich zložení sa podieľajú hnedočervené i červené sľudnaté bridlice, pieskovce a rôzne typy doskovitých i lavicovitých, obyčajne piesčitých vápencov. Skameneliny sú pomerne časté v pieskovcoch i v bridliciach, a to v podloží i v nadloží červených oolitických (rakovnických vápencov).

Podrobne ich, najmä zo severných svahov Plešivskej planiny, opísal BYSTRICKÝ (1964) pod názvom "súvrstvie pestrých bridlíc, piesčitých vápencov a pieskovcov (spodný kampil)" a MELLO (1968a). Dosahujú tu hrúbku cca 300 m.

Aj keď vrstvy ako celok nie sú na fosílie také bohaté ako szinské vrstvy a nálezy fauny sa sústreďujú najmä do šošoviek rakovnických oolitových vápencov v nich (pozri ďalej), predsa len poskytli značné množstvo hlavne lamellibranchiát a gastropódov. Problém je však v tom, že pri zriedkavých nálezoch amonitov, iba na základe tohto spoločenstva je ťažké zaradiť vrstvy do niektorého stupňa skýtu. Predtým sa celé nájdené spoločenstvo, okrem nálezu *Claraia clarai* (EMMR.) ŠUFA (1935), ktorý sa neskôr spochybňoval, považovalo za "kampilské". Keďže sa našli amonity typické pre spat [*Tirolites spinosus* MOJS. (BYSTRICKÝ, 1955a, 1957d, 1964), *Tirolites* cf. *quenstedti* MOJS. (ŠUF, 1935)], zaraďujeme silicko-jablonické vrstvy na základe superpozície a nálezov amonitov do namalu – spodného spatu.

Z nájdených fosílií ďalej uvádzame (ŠUF, 1930b, 1935; BYSTRICKÝ, 1955a, 1957d, 1964; MELLO, 1968a, 1970): *Eumorphotis telleri* (BITTN.), *Natiria costata* (MÜNST.), *Turbo rectecostatus* HAUER, *Costatoria costata* (ZENK.), *Eopecten inaequistriatus* (MÜNST.), *Hoernesia socialis* (SCHLOTH.), *Anodontophora fassaensis* (WISSM.).

Z petrografického hľadiska ide o súbor plytkomorských dobre zvrstvených sedimentov, v ktorom sa v rozličnom pomere a poradí striedajú vrstvy zložené z troch základných zložiek: psamitickej, pelitickej a karbonátovej. Prevláda zložka psamitická. Charakteristickým znakom vrstiev je červenkavé až fialkasté sfarbenie a prítomnosť polôh červených oolitických vápencov.

Podrobný opis vrstiev v profile j. od Rakovnice podáva BYSTRICKÝ (1964, s. 30), s. od Silickej Jablonice NEJDL (1970).

Piesčitý vápenec jz. od Kružnej v miestnom lome pri k. 429,0 má takýto chemizmus (MELLO, 1970): CaO – 43,58; MgO – 0,61; SiO_2 – 14,92; Al_2O_3 – 2,22; Str. ž. – 35,48; N. zb. – 17,97.

58 rakovnické oolitické vápence: oolitické piesčité vápence s gastropódmi ("Gastropodenoolit") (namal – spodný spat)

Charakteristickým znakom silicko-jablonických vrstiev na s. svahoch Plešivskej planiny je, že na mnohých miestach v nich vystupuje niekoľko lavíc červených oolitických vápencov. Šošovky vystupujú pravdepodobne vo viacerých horizontoch v rozpätí cca 50 m.

Ak odhliadneme od zmienky ŠUFA (1935), ktorý ich pokladal za "gutensteinské vápence" s *Costatoriami* a *Rhynchonella decurtata* GIR., prvýkrát ich spomína BARTKÓ (1953) ako červené vápence s *Heminajas balatonis* FRECH a začleňuje ich na rozhranie "seisu" a "kampilu".

Na ich pozíciu uprostred "súvrstvia spodného kampilu" upozornil BYSTRICKÝ (1957b), neskôr (1964) ich paralelizoval s "Gastropodenoolitom" Južných Álp.

Dnes ich považujeme za litostratigrafickú jednotku v kategórii člen a podľa najhojnejšieho výskytu jz. od Rakovnice ich označujeme ako rakovnické. Do istej miery ekvivalentom na maďarskom území môže byť "Miklóshegy Limestone member" (KOVÁCS et al., 1989), ten sa však vyskytuje až na báze sinských vrstiev.

Rakovnické oolitické vápence sú lavicovité až hrubolavicovité, miestami laterálne i vertikálne prechádzajú do červených a sivých piesčitých a zrnitých vápencov. Červené hematitizované ooidy sú viditeľné i voľným okom.

Mikroskopicky možno vápence zaradiť k oosparitom. Ooidy dosahujú veľkosť max. 0,4 mm. Možno pozorovať rezy s centrálnym telieskom i bez neho (tangenciálne rezy). V centre mnohých ooidov sú dobre zachované foraminifery, najmä *Meandrospira iulia* (PREMOLI-SILVA) a *Arenovidalina* sp. (určil Salaj). Mnohé ooidy majú hnedé limonitické lemy.

Oolitické vápence (aj napriek malej hrúbke do 5 m) sú bohaté na *Gastropoda* a *Lamellibranchiata* (ŠUF, 1935; BARTKÓ, 1953; BYSTRICKÝ, 1957b, d, 1964; MELLO, 1968a, b, 1970; KOCHANOVÁ, 1986), z ktorých uvedieme aspoň *Natiria costata* (MÜNST.), *Turbo rectecostatus* HAUER, *Costatoria laevigata elongata* (PHIL.).

57 sinské vrstvy: bridlice, slienité vápence, vápence (vrchný namal – spodný a stredný spat)

Najvyššiu časť verfénskeho súvrstvia zastupujú monotónne vrstvy sivých, do špinavožlta vetrajúcich slienitých bridlíc a sivých i tmavosivých lavicovitých i doskovitých vápencov, resp. slienitých zelenkavých vápencov, ktoré boli doteraz známe ako "kampilské" vrstvy. Hoci je dávno známe, že tento názov sa používal nesprávne (podobne ako pri "seiských" vrstvách, porov. napr. MELLO in MELLO et al., 1977), dlho sme otáľali so zavedením nového názvu, pretože nebolo možné nájsť dobre odkrytý súvislý profil vrstiev, ktorý by sme mohli považovať za typový pre celú hrúbku 300–400 m. Maďari to vyriešili tým, že za typovú lokalitu zvolili malý kameňolom pri obci Szin, kde je odkrytých cca 40 m vrstiev a uviedli ďalšie odkryvy typické pre vrstvy (KOVÁCS et al., 1989). Hoci charakter súvrstvia je značne monotónny a zdanlivo takmer identický v celom rozsahu, ako typový sa žiada súvislejší profil.

Vrstvy rozšírené takmer všade pod strednotriasovým karbonátovým komplexom silického príkrovu (s výnimkou jasovskej štruktúry) sú neobyčajne bohaté na skameneliny. Veľmi dobre je pomocou amonitov doložená prítomnosť spodného a stredného spatu, najvyšší spat už podľa všetkého zaberajú prechodné a gutensteinské vrstvy.

Litologicky, podobne ako v silickojablonických vrstvách, ide o sediment zložený z troch zložiek: pelitickej, karbonátovej a (na rozdiel od nich) iba podradne psamitickej. Prevládajúce farby sú sivá a zelená.

V profile od Rakovnice ku k. 390,5 (MELLO, 1970) sa sivozelené slienité bridlice striedajú s tenkými vložkami zrnitých vápencov (15 m), nasledujú sivozelené piesčité vápence s preplástkami slienitých bridlíc (10 m), sivé doskovité vápence miestami slienité (15 m), slabo slienité hľuznaté vápence so sklzovými textúrami (8 m), tmavosivé slienité bridličnaté vápence s hľuzami tmavého jemnozrnného vápenca (roztrhanie lamín vápenca do hľúz) (20 m), tmavosivé až čierne doskovité 1–15 cm vápence miestami piesčité (10 m), doskovitý tmavosivý vápenec (4 m), lavicovité slienité vápence s nerovným povrchom vrstvových plôch, miestami až hľuznaté (20 m), doskovité sivozelené slienité vápence s hojnými šupinami sľudy na povrchu vrstvových plôch (10 m), lavicovité piesčité

Tab. A: Chemické zloženie niektorých hornín sinských vrstiev zo s. svahov Plešivskej planiny (1 – slienitá bridlica; 2 – lumachelový slienitý vápenec; 3 – tmavý lavicovitý vápenec)

Hornina	CaO	MgO	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	str. ž.
1	29,69	2,00	25,40	9,30	3,28	27,37
2	47,01	0,68	9,18	2,00	0,99	38,54
3	54,04	1,04	0,98	0,33	0,26	42,98

sivozelené vápence (15 m), slienité vápence s valčekmi tmavosivého vápenca, ktoré v podobe nerovností vystupujú na povrch vrstvových plôch (8 m), sivý lavicovitý vápenec navetrávajúci do červenkava s vložkami slienitých bridlíc (20 m), doskovité až lavicovité slienito-vápencové vrstvy nevýrazne hľuznaté (10 m), slienité vápence so závalkami vápenca a doskovité sivozelené slienité vápence s hojnými šupinkami sľudy na povrchu vrstvových plôch (10 m), bridličnato-doskovité tmavosivé slienité vápence sa striedajú s bridlicami (10 m), niekoľkonásobné opakovanie slienitých vápencov s bridlicami a polohami lavicovitých piesčitých vápencov s rovným povrchom (30 m).

Ide o profil tej časti vrstiev, ktorá vystupuje (tektonicky) pod silickojablonickými vrstvami. Vrstvy vystupujúce v normálnej pozícii v ich nadloží (chrbát nad trig. 528,3) majú podobný charakter s tým rozdielom, že ich vyššia časť je prevažne vápencová (slienité vápence, celistvé vápence, lumachelové vápence, laminy krinoidových vápencov.

Mikroskopický obraz vrstiev je pomerne monotónny: od pelitických subparalelne usporiadaných štruktúr bridlíc a slienitých vápencov po mikritovú štruktúru kalových vápencov. Spestrením sú iba piesčité polohy alebo laminy, sklzové štruktúry, výskyt foraminifer alebo krinoidových lamín (MELLO, 1970).

Na doplnenie uvádzame chemické zloženie niektorých hornín vrstiev zo s. svahov Plešivskej planiny (tab. A).

V najvyššej časti sinských vrstiev prevládajú lokálne tmavosivé lavicovité, často laminované alebo červíkovité vápence dosť podobné gutensteinským, ktoré sme osobitne nevyčleňovali. Podľa maďarskej terminológie sa tieto vápence môžu označovať ako szinpeterské, resp. jósvafské vápence (KOVÁCS et al., 1989; LESS et al., 1988). TOLLMANN (1976) použil označenie verfénske vápence.

Trias – najvyššia časť spodného, stredný a vrchný
Fácie karbonátovej platformy

Ako vyplýva z predchádzajúceho textu, karbonátová sedimentácia sa začala výrazne presadzovať už v najvyšších častiach verfénskeho súvrstvia, hoci tu ešte nemôžeme hovoriť o pravej karbonátovej platforme. Takýto ráz sedimentácie všeobecne nastal až s nástupom sedimentácie gutensteinských vápencov a dolomitov.

pokračov. tab. A

ner zv.	MnO	FeO	TiO_2	P_2O_5	K_2O	Na_2O
35,50						
11,84	0,04	0,18	0,09	0,06	0,46	0,58
1,98	0,01	0,14	0,01	0,02	0,28	0,20

Prechod z verfénskeho do gutensteinského súvrstvia však nebol plynulý. Medzi sedimentáciou oboch formácií sa museli takmer v celom sedimentačnom priestore odohrať ešte pohyby alebo nastali paleogeografické zmeny, ktoré dočasne spôsobili nástup intertidálnych až supratidálnych podmienok (splytčenie mora až nástup lagunárnych sebchových podmienok), čo sa odrazilo v sedimentácii dolomitov, rauvakov, brekcií a pestrých vápencov. Túto epizódu sme doteraz kládli vždy na rozhranie spodného a stredného triasu, dnes, ako sme už uviedli, sú indície, že sa mohla odohrať už v najvyššom spate. Pri úplnom nedostatku fosílií v tomto intervale o tom ešte asi dlho nebudeme mať istotu.

Stredno- a vrchnotriasové karbonátové sedimenty silického príkrovu tvoria plošne aj objemovo najväčšiu masu hornín Slovenského krasu. Fácie karbonátovej platformy (najmä gutensteinské, steinalmské, wettersteinské, waxenecké a dachsteinské vápence) svojimi vlastnosťami podmienili vznik rozsiahlych krasových planín – Plešivskej, Silickej, Zádielskej, Jasovskej a iných, s bohatým inventárom krasových javov na povrchu i v podzemí.

Treba podotknúť, že pri opise sa udáva maximálne stratigrafické rozpätie fácií karbonátovej platformy, tam kde sa medzi ne prstovito vkliňujú svahové alebo panvové fácie, rozpätie je užšie.

48 dolomity, rauvaky, brekcie, pestré vápence (najvyšší spat – rozhranie spodný – stredný trias)

Spodná hranica stredno- a vrchnotriasovej karbonátovej platformy je na mnohých miestach daná výskytom dolomitov, rauvakov a brekcií, vo forme väčších či menších šošoviek alebo polôh. Ich výskyt je pravdepodobne odrazom zmeny sedimentačných podmienok, ktoré nastali ± na rozhraní spodného a stredného triasu (dolomity, rauvaky) a tektonickej disharmónie medzi odlišne disponovanými horninami stredného a spodného triasu (brekcie a azda i časť rauvakov).

Vystupujú na rozhraní verfénskeho súvrstvia a gutensteinských vápencov. Miestami sa zdá, akoby vystupovali aj nad bazálnymi vrstvami gutensteinských vápencov.

Hojne sú rozšírené na severnej a severovýchodnej hrane Plešivskej planiny, jv. od Gombaseku a na Silickej planine.

Ich hrúbka sa mení od 0 do 15 m. Najhojnejšie sú zastúpené rauvaky žltej, hnedastej a červenkavej farby, ktoré laterálne i vertikálne zvyčajne prechádzajú do hnedosivých zrnitých vápencov. Časté sú slienité a ílovité vápence. Tmavosivé kompaktné dolomity v nich tvoria niekoľko lavíc alebo polôh. Nájdu sa aj oolitické dolomity.

47 gutensteinské vápence (najvyšší spat – anis: egej – bityn)

Nadložím verfénskeho súvrstvia alebo šošoviek rauvakov a brekcií sú spravidla hrubolavicovité, zriedkavejšie až doskovité tmavosivé a čierne vápence

s charakteristickými žilkami bieleho kalcitu. Povrch lavíc je rovný, iba miestami sú na ňom nerovnosti pripomínajúce hieroglyfy a fukoidy známe z vápencov najvyššej časti verfénskeho súvrstvia. Miestami sú vápence fľakaté a pripomínajú "červíkovité vápence", prípadne sú pseudoolitické s navetranými drobnými gastropódmi. Rohovce sa v nich nezistili.

Ako polohy vystupujú v nich, obyčajne v najvyšších partiách, svetlosivé a ružové alebo červené lavicovité až doskovité vápence. Nie sú vzácne ani polohy dolomitov; v niektorých profiloch sa dolomity a vápence striedajú.

Skameneliny sú v gutensteinských vápencoch veľmi vzácne. Dosiaľ je známy iba výskyt malých gastropódov (*Natica* sp. BYSTRICKÝ, 1964) zo severnej časti Plešivskej planiny a presnejšie neurčiteľné zvyšky foraminifer. BORZA (1970) uvádza z nich od Silickej Brezovej nález *Glamospira densa* (PANTIČ), ktorá by mala poukazovať na ich pelsónsko-ilýrsky vek. Je to nepravdepodobné vzhľadom na pelsónsky vek reiflinských vápencov v tomto profile (KALISKÁ, 1980).

46 gutensteinské dolomity, miestami hematitizované (a) (anis: egej – bityn)

Dolomity sivých až tmavosivých farieb vystupujú nielen ako polohy v gutensteinských vápencoch, ale na mnohých miestach aj ako samostatný, dobre odlíšiteľný člen v nadloží gutensteinských vápencov. Podobne ako v gutensteinských vápencoch, aj v dolomitoch sa vyskytujú polohy červených vápencovo-dolomitových a hematitových brekcií (MELLO, REICHWALDER et al., 1977).

KULLMANOVÁ (1979, s. 235) v červených vápencových brekciách na báze silického príkrovu pri Hačave našla v základnej červeno sfarbenej mikrokryštalickej hmote foraminifery podobné druhu *Glomospirella sinensis* HO., ktoré môžu svedčiť o spodnotriasovom veku. Stav ich zachovania však nedovoľuje spoľahlivé určenie, a tak nie je vylúčený ani strednotriasový vek. Veľmi zaujímavý je však nález prierezov tentakulitov (l. c.) v úlomkoch sivohnedých kalových, slaboslienitých vápencov. Je to podľa nej dôkaz, že v dobe sedimentácie týchto vápencov a brekcií silického príkrovu sa niekde obnažili komplexy paleozoických vápencov, aké nepoznáme z dnešného paleozoika gemerika.

V samých dolomitoch sa nezistili skameneliny, okrem neurčiteľných zvyškov foraminifer.

Podľa pozície v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží svetlých vápencov pelsónu je však zrejmé, že vrstvy dolomitov patria do spodného anisu (egej a bityn).

45 steinalmské vápence (anis: bityn – pelsón – ilýr)

Najmohutnejším súvrstvím Slovenského krasu sú svetlé masívne vápence, z ktorých sú vybudované rozsiahle krasové planiny. Ide vlastne o najtypickejšiu

fáciu karbonátovej platformy. Rozčlenenie tohto vcelku monotónneho komplexu je výsledkom podrobnejších biostratigrafických skúmaní, opierajúcich sa najmä o faunu brachiopódov, vápnitých hubiek, problematík a o flóru vápnitých rias – dasykladaceí. Dnes vieme, že v tomto komplexe je zastúpený vrchný anis, ladin, karn a norik, teda sú v ňom zastúpené steinalmské vápence (stredný a vrchný anis), wettersteinské vápence (ladin–kordevol), waxenecké (tisovecké) vápence (stredný a vrchný karn) a dachsteinské vápence (norik).

Steinalmské vápence sú masívne, veľmi vzácne hrubolavicovité, prevažne svetlé až bielosivé, miestami ružovkasté. Ako nepravidelné polohy, resp. telesá nepravidelného tvaru a rozličnej veľkosti, sa v nich nachádzajú svetlosivé až bielosivé cukrovité dolomity.

Tieto aniské vápence v Slovenskom krase i v Západných Karpatoch ako prvý vyčlenil SCHRÉTER (1935) a po ňom BALOGH (1940). PIA (1940), ktorý z nich určoval *Dasykladaceae*, ich označil ako trebevičský vápenec, neskôr BYSTRICKÝ (1964, s. 42) ako svetlé vápence vrchného anisu a až v r. 1965 ako steinalmské vápence (BYSTRICKÝ, 1985b).

Makrofosílie (najmä lamelibranchiáty, gastropódy, echinodermaty a brachiopódy) sa vyskytujú v podobe malých hniezd zvyčajne v krinoidových vápencoch (KOCHANOVÁ , 1985; SIBLÍK, 1971, 1972).

Najvýznamnejšími skupinami skamenelín na stratigrafiu steinalmských vápencov sú dasykladacey a foraminifery. Sú tu zastúpené prakticky všetky druhy rodov *Macroporella, Oligoporella, Physopporella* a *Diplopora*, ktoré poukazujú na aniský vek. O ich rozpracovanie sa práve na území Slovenského krasu zaslúžil BYSTRICKÝ (1964). Foraminifery určovala JENDREJÁKOVÁ (1973).

44 steinalmské dolomity (anis: pelsón – ilýr)

Steinalmské vápence sú lokálne dolomitizované alebo až diageneticky úplne zmenené na dolomity. Dolomity tvoria buď nepravidelné polohy v rozličných častiach steinalmských vápencov, alebo takmer súvislú bázu steinalmských vrstiev, ako je to v severnej časti Plešivskej planiny.

Sú prevažne drobnokryštalické – cukrovité. Prechody do svetlých vápencov sú často pozvoľné. V dolomitoch možno pozorovať dolomitizované relikty organodetritických vápencov a naopak, svetlé vápence sú často dolomitizované.

Vystupujú aj v slovenskej časti Rudabánskeho pohoria v lome 500 m z. od Chorvát (MELLO et al., 1977).

43 wettersteinské vápence: a – rifové, b – lagunárne, 43 – nerozlíšené (ladin – kordevol)

Makroskopicky aj mikroskopicky sa podobajú steinalmským vápencom. Podobne ako tie, sú prevažne biele, bielosivé a masívne, ale na rozdiel od stein-

almských vápencov sú ladinsko-kordevolského veku. Líšia sa aj tým, že v nich možno nájsť rozsiahle telesá rifových vápencov (MELLO, 1974, 1975a). Ostatné časti sú riasovo-stromatolitové (lagunárne variety). Budujú rozsiahle planiny Slovenského krasu a dosahujú značnú hrúbku (800–1 200 m). Sú najvýznamnejšou formáciou triasovej karbonátovej platformy.

Wettersteinské vápence sú neobyčajne bohaté na skameneliny (porov. BYSTRICKÝ, 1964; MELLO, 1974, 1975b; KOCHANOVÁ, MELLO a SIBLÍK, 1975).

Wettersteinské rify budujú predovšetkým problematiká *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Plexoramea cerebriformis* MELLO a *Cadinella porata* OTT a i., vápnité hubky (JABLONSKÝ, 1973b): *Follicatena cautica* OTT, *Colospongia catenulata* OTT, *Cryptocoelia zitteli* STEINM, *Dictyocoelia manon* (MÜNST.), *Vesicocaulis alpinus* OTT a i. Vápnité hubky sú veľmi hojne zastúpené aj na maďarskej strane Dolného vrchu (BALOGH a KOVÁCS, 1976; KOVÁCS, 1978). Okrem toho sa nájdu koraly, sesilné foraminifery, *Inozoa*, *Codiaceae*, machovky, stromatopory (MELLO, 1974, 1975a).

V zarifových, lagunárnych oblastiach dominujú *Dasycladacea* a solenopory (BYSTRICKÝ, 1964, 1972; MELLO, 1976), predovšetkým *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH., *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA a *Poikiloporella duplicata* (PIA) PIA. V tomto poradí sú často usporiadané do výrazných zón, čo zistil na Jasovskej a Zádielskej planine BYSTRICKÝ (1972) a na Dolnom vrchu MELLO (1976).

Pri nedostatočnom výskyte uvedených fosílií sa na hrubé alebo orientačné stratigrafické zaradenie používajú aj foraminifery, ktoré sa v nich vyskytujú hojne. Z Jasovskej a Zádielskej planiny z wettersteinských vápencov napríklad MELLO a SALAJ (in MELLO et al., 1979) uvádzajú *Frondiacularia woodwardi* HOWKIN, *Nodosinella oberhauseri* (SALAJ), *Pilamminella gemerica* (SALAJ), *Valvulina azzouzi* SALAJ, *Trochammina almtalensis* KOEHN.-ZANINETT, *Diplotremmina* aff. *austrofimbriata* KRIST.-TOLLM., *Endothyranella wirtzi* (KOEHN.-ZAN.) a i.

42 wettersteinské dolomity (ladin – kordevol)

Dolomity vo wettersteinských vápencoch sa svojím výskytom obmedzujú len na niektoré oblasti (Ardovo – Dlhá Ves, Planina Koniart, Zádielska planina), kde vytvárajú v spodnej časti wettersteinských vápencov mohutné telesá.

Podobne ako v prípade steinalmských dolomitov ide o diagenetické dolomity, ktoré vznikli z wettersteinských vápencov. Svedčia o tom miestami zachované relikty pôvodných štruktúr.

41 leckogelské vápence: tmavé onkolitové a pizolitické vápence (kordevol – jul)

Východne od Plešivca na Silickej planine i v južnej a strednej časti Plešivskej planiny sa v najvyššej časti wettersteinských vápencov vyskytuje niekoľko

šošoviek hnedých pizolitických a onkolitových vápencov s hojnými zvyškami echiníd (nápadné sú najmä ostne ježoviek) a veľké krinoidové články. Ide o šošovkovitý výskyt vápencov korelovateľných s vápencami, ktoré na Schneealpe tvoria (spolu s bridlicami) bezprostredné podložie waxeneckých vápencov a sú odrazom reingrabenského "eventu".

Dva neveľké výskyty sivých pizolitických a oolitických vápencov zistil MELLO (in MELLO et al., 1977) aj na planine Dolný vrch (pri k. 486,0 a západnejšie). Okrem pizoidov a ooidov sú vo vápencoch hojné intraklasty loferitov a bioklasty echiníd. Z foraminifer (určil SALAJ) sú zastúpené *Agathammina* cf. *austroalpina* KRIST.-TOLL. et TOLL. a *Permodiscus pragsoides* OBERH., ktoré sa vyskytujú v ladine a kordevole. V prospech kordevolského veku hovorí kordevolský vek okolitých vápencov.

40 waxenecké (tisovské) vápence (karn: jul – tuval)

Wettersteinské vápence na mnohých miestach Slovenského krasu bez prerušenia, resp. bez akejkoľvek viditeľnej hranice prechádzajú do julsko-tuvalských vápencov, ktoré sa dlho označovali ako tisovské. Potom, čo sa zistilo, že na ich typovej lokalite v Tisovci nejde o vápence takéhoto veku, ale o vápence vrchnotuvalsko-norické, teda dachsteinské, LEIN pohotovo navrhol označiť vápence julsko-tuvalského veku ako waxenecké podľa Kleines Waxeneck na Schneealpe (KRYSTYN et al., 1990).

Zastúpené sú v nadloží wettersteinských vápencov na Ostrých vŕškoch na Plešivskej planine, na Jasovskej i Zádielskej planine v synklinále Bretky, jv. od Liciniec i pri Silickej Brezovej. Vždy ide o vápence lagunárneho typu (prevažne riasovo-loferitické), dosiaľ v nich neboli zistené rifové variety.

Ich vymedzovanie je často subjektívne, pretože na ich vyčlenenie, t. j. na vedenie hranice kordevol–jul chýbajú indexové fosílie. *Poikiloporella duplicata* (PIA) PIA, ktorá sa v nich masovo vyskytuje, je na tento účel bezcenná, pretože jej výskyt sa začína už v kordevole.

Azda cennejšie sú niektoré druhy foraminifer, ktoré sa v nich hojne vyskytujú (MELLO a SALAJ in MELLO et al., 1979): *Angulodiscus gaschei gaschei* KOEHN.-ZAN., *Permodiscus pragsoides* OBERH., väčšinou sú však tie isté ako vo wettersteinských vápencoch, a preto nemajú rozlišovaciu hodnotu (porov. SALAJ, BORZA a SAMUEL, 1983).

Ešte väčšiu šancu ponúkajú pomerne vzácne sa vyskytujúce vrchnotriasové *Dasycladaceae,* ako *Physoporella heraki*, *Uragiella supratriasica*, atď., ktoré podľa BYSTRICKÉHO (1967a, 1972) zasahujú do julu, podľa KOZURA a MOCKA (1974b) až do spodného tuvalu.

Na Ostrých vŕškoch i pri Silickej Brezovej je v nich hojný výskyt polôh krinoidových vápencov s faunou brachiopódov (SIBLÍK, 1986, 1990a, b):

Austrielulla gomorensis (BALOGH.), *A. undulosa* SIBLIK, *A. anguliformis* (BITT.) a i., i lastúrnikov (KOCHANOVÁ, 1987): *Halobia lenticularis* (GEMM.), *H. superba superba* MOJS., *H. bystrickyi* KOCH.

Tuvalskú časť vápencov od Silickej Brezovej označil KOVÁCS et al. (1989) ako silickobrezovské vápence. Takto môžeme označiť aj najvyššiu časť svetlých vápencov na Ostrých vŕškoch.

39 dachsteinské rifové a lagunárne vápence (norik)

Budujú vrchol a svahy Drieňovca (v staršej literatúre uvádzaný ako Drienková hora) v. od Drnavy, odkiaľ možno ich pokračovanie sledovať až k Bôrke. Východnejšie sa opäť vyskytujú v údolí Miglinc. Ich obmedzenie zo severu je na Drieňovci tektonické pozdĺž rožňavského zlomu. Na juhu na nich alebo na vápencoch Bleskového prameňa (38) buď transgresívne ležia súvrstvia jury (v západnej časti), alebo je na ne z juhu nasunuté súvrstvie spodného triasu (vo východnej časti). Ich výskyt sa zistil aj na j. svahoch Horného vrchu v. od Hája (MELLO et al., 1979) a v z. časti Slovenského krasu j. od Liciniec a s. od Bretky a Čoltova (GAÁL a MELLO, 1983).

Ide o vápence typu wettersteinských vápencov, pre ktoré sa na viacerých lokalitách preukázal norický vek. Dosiaľ sa často označovali ako furmanské, avšak podrobné výskumy ukázali, že sa ničím nelíšia od dachsteinských rifových, zarifových a lagunárnych vápencov Álp, a preto je termín furmanský nadbytočný. Na norický, prípadne vrchnotriasový vek svetlých vápencov, sa pôvodne popri superpozícii a rozlične interpretovanom vzťahu k známej lokalite pri Bleskovom prameni usudzovalo aj podľa nálezov megalodontov a koralov (STÜRZENBAUM, 1879a; BÖCKH, 1906; VIGH in ROZLOZSNIK, 1935; BYSTRICKÝ, 1964).

Norický vek svetlých masívnych vápencov preukázal nálezmi dasykladaceí a foraminifer BYSTRICKÝ, 1969, resp. JENDREJÁKOVÁ, 1970 a MELLO (in MELLO, HANÁČEK a PRISTAŠ et al., 1972).

Dachsteinské vápence Drieňovca predstavujú pestrý súbor organogénnych a organodetritických vápencov, miestami s prechodmi do onkolitových alebo kalových (mikritických) vápencov.

Z organizmov sa na zložení dachsteinských rifových vápencov podieľajú buď ako rifotvorná, alebo organodetritická zložka – koraly, stromatopóry, huby, sesilné a vagilné foraminifery, solenopóry, kodiacey, dasykladacey, gastropódy, lamelibranchiáty, echinodermaty a ďalšie organizmy.

Najnápadnejšou zložkou organogénnych vápencov sú koraly. Miestami možno nájsť pekne zachované koralové trsy, ktorých prítomnosť (litodendrónové vápence) zistil už STÜRZENBAUM (1879a).

Na stavbe koralových útesov (trsov) sa aktívne podieľali aj ďalšie organizmy, najmä sesílne foraminifery, stromatopóry, niektoré skupiny rias a organizmy problematickej príslušnosti.

Na zložení organodetritických vápencov sa podieľa predovšetkým detrit z rifotvorných organizmov, ale v hojnej miere sú zastúpené aj úlomky kostier organizmov, ktoré nemajú schopnosť budovať biohermné štruktúry (echinodermaty, mäkkýše, dasykladacey, vagilné foraminifery).

Z vyhodnotenia textúr a vzájomných vzťahov organizmov vyplýva, že na Drieňovci ide o časť rifového komplexu, s náznakmi prechodu do oblasti zarifu (vápence s megalodontmi, dasykladaceami a foraminiferové biomikrity).

Rifový komplex budujú nepravidelne rozmiestnené vankúšovité rify (patch-reef), ktoré sú obklopené organickým detritom rozličnej veľkosti, s rozličným stupňom opracovania a vytriedenia, často aj gradačne zvrstveným. Vo vzdialenejších častiach od nich vznikali rozmanité variety onkolitových, riasovo-foraminiferových alebo chumáčikovo-kalových vápencov.

Podobne aj v západných častiach Slovenského krasu (licinská synklinála a synklinála Bretky) sa zistili tak rifové ako aj lagunárne variety dachsteinských vápencov (GAÁL a MELLO, 1983).

38 vápence Bleskového prameňa (norik – rét)

Vápence Drieňovca sa stali známe predovšetkým svojou najvyššou časťou – tmavosivými až tmavými vápencami so šošovkami krinoidovo-lumachelových vápencov. Z nich pochádza známa fauna z lokality Bleskový prameň, ktorú monograficky spracovali KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ a KOCHANOVÁ (1973).

Názory na stratigrafickú pozíciu vápencov od Bleskového prameňa sa dlho značne rozchádzali a ešte stále sa rozchádzajú. Príčinou bol podľa doterajších poznatkov pestrý charakter fauny. Jej problematiku i prehľad názorov rozoberá podrobne BYSTRICKÝ (1964, s. 72).

Na sklonku norika a v réte došlo v charaktere sedimentácie organogénnych a organodetritických karbonátov Drieňovca (dachsteinské vápence) k určitým zmenám, ako o tom svedčí miestami prebiehajúca sedimentácia fácie vápencov od Bleskového prameňa. V ďalšom období sa zrejme dvíhalo dno, vynárali sa časti biohermných vápencov a nastala čiastočná erózia, ktorá spôsobila nerovnosti na ich povrchu.

Sivé a tmavosivé celistvé vápence v okolí krinoidovo-lumachelových šošoviek nemožno vždy litologicky ani kartograficky spoľahlivo oddeliť od dachsteinských vápencov. Možno v nich, tak ako aj v dachsteinských vápencoch, nájsť polohy organodetritických (koralovo-solenoporových, koralovo-krinoidových a pod.), či organogénnych (koralových) vápencov.

Vápencami Bleskového prameňa sa veľmi podrobne zaoberali a porovnali ich s inými noricko-rétickými vápencami GAZDZICKI, KOZUR a MOCK (1979, s. 74–77). Prišli k záveru, že "sevat" od Bleskového prameňa je mladší ako spodný rét z Hýb. Dokladajú to o. i. aj nálezmi foraminifer *Galeanella* cf. *tollmani* (KRISTAN), *Involutina* cf. *turgida* KRISTAN a *Triassina hantkeni* MAJZ. Nálezy ramenonožcov z vápencov spracoval SIBLÍK (1967).

Trias – stredný a vrchný (pokračovanie)
Svahové a panvové fácie

Do triasovej karbonátovej platformy v rôznych horizontoch zasahujú svahové a panvové fácie, resp. sa v rámci nej vytvárali fácie intraplatformových depresií. Na priľahlom maďarskom území v niektorých štruktúrach dokonca takéto fácie prevládajú a možno nájsť profily pozostávajúce od pelsónu až do norika iba z takýchto fácií.

56 schreyeralmské vápence (ilýr – fasan)

Schreyeralmské vápence sú lavicovité aj doskovité, svetlé bledoružové i červené. Povrch lavíc je hladký aj hľuznatý. Niektoré lavice obsahujú sýtočervené rohovcové konkrécie rozličnej veľkosti. Typicky sú vyvinuté na Plešivskej, Silickej a na Koniarskej planine. Vo východnejších oblastiach v miestach prechodu do svetlých vápencov ich zastupujú nádašské vápence. Tie neobsahujú rohovce a väčšinou nemajú ani typickú hľuznatosť.

Schreyeralmské vápence svojím vývinom pripomínajú niektoré vápence vrchného triasu (napr. hallstattské vápence norického veku) alebo jury (adnetské vápence). Preto sa im pôvodne pripisoval jurský (ROTH, 1939a; NOZSKY, 1948) alebo norický vek (BARTKÓ, 1953). Podľa amonitov (ANDRUSOV a KOVÁČIK, 1955; KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, 1961a), konodontov a brachiopódov (PEVNÝ in MELLO, 1970; SIBLÍK, 1971, 1972) sú schreyeralmské vápence ilýrskeho až spodnofasanského veku.

Pomerne podrobne sa nimi zaoberá BYSTRICKÝ (1964, s. 50–55). Z novších zistení možno doplniť nálezy konodontov (KALISKÁ, 1980, MOCK, 1980b): *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella excelsa* (MOSH.), *G. constricta* (MOSH.) v gombaseckých serpentínach, ktoré poukazujú na fasanský vek (zóna *Aplococeras avisianus*).

Spravidla dosahujú hrúbku okolo 10 m, na Plešivskej planine v okolí Štítu však až 60 m (MELLO, 1970).

55 nádašské vápence (ilýr – ladin)

V najvýchodnejšej časti Horného vrchu v oblasti Taňa juhovýchodne od Bôrky, ako aj severovýchodne od Hrhova na južných svahoch k. 546,2 sa zistilo

uprostred svetlých masívnych vápencov vystupovanie vrstiev nezreteľne lavicovitých vápencov s nerovným povrchom vrstvových plôch, ružovkastých, sivých, svetlých i hnedastých, celistvých i organodetritických, ktoré pripomínajú schreyeralmské vápence, ale chýba im výrazné červené i ružové sfarbenie, lavicovitosť, hľuznatosť a rohovce. Veľmi typický je výskyt štruktúr typu stromataktis.

Mikrofaciálne sa odlišujú tak od podložných riasových steinalmských vápencov, ako aj od nadložných wettersteinských vápencov. Ide o mikrity s hojnými prierezmi tenkostenných lamellibranchiát, časté sú však alodapické organodetritické vložky, čo svedčí o tom, že ide o vápence prechodnej fácie medzi schreyeralmskými vápencami a vápencami typu wettersteinských vápencov. Takéto vápence na južných svahoch Dolného vrchu vyčlenil, podrobne študoval a označil ako Nádaska vápence (podľa obce Tornanádaska) KOVÁCS et al. (1989). Nádašské vápence tu vystupujú v dvoch šupinách. V spodnej ležia nad gutensteinskými a steinalmskými vápencami (so stratigrafickým rozpätím ladin–kordevol). Priamo tu možno pozorovať, že ide o laterálny ekvivalent reiflinských a "pseudoreiflinských" (bezrohovcových) vápencov. Vo vyššej šupine vystupujú pestré endostratické brekcie (typická svahová fácia). Ich stratigrafické rozpätie je tu vrchný ilýr–ladin. V nadloží sú kordevolské sivé rohovcové vápence (reiflinské). Obe šupiny šikmo utínajú a prekrývajú wettersteinské lagunárne vápence s *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA.

Uvedené šupiny zasahujú aj na naše územie a sú na ňom čiastočne odkryté v úseku medzi hraničným kameňom XIII/1 a XIII/2.

V oblasti Taňa sú v nadloží nádašských vápencov (?alebo uprostred nich) zachované čiapky vápencov wettersteisnkého typu, ktoré obsahujú zvyšky *Bacinella ordinata* PANTIC, ktorá je typická pre bázu ladinu.

K nádašským vápencom možno zaradiť aj šošovku ružovkastých lavicovitých vápencov na Jasovskej planine jv. od Hačavy, ktorá poskytla (vz. HR-55) bohatú konodontovú faunu (niekoľko sto exemplárov) poukazujúcu na spodný ladin (zóna *Aplococeras avisianus*, spracoval MOCK): *Cornudina* sp., *Didymodella alternata* (MOSHER), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKR.), *E. ziegleri* (DIEBEL), *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella excelsa, G. mombergensis* TATGE, *G. navicula* HUCKR., *Hibbardella* sp., *Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis* (HUCKR.), *H. (Metaprioniodus) spengleri* (HUCKR.), *H. (Metaprioniodus) suevica* (TATGE), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Prioniodina excavata* MOSHER, *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE), *P. (Cypridodella) venusta* (HUCKR.).

54 reiflinské a pseudoreiflinské vápence (pelsón – kordevol)

V nadloží steinalmských alebo schreyeralmských vápencov vystupujú sivé aj tmavosivé lavicovité hľuznaté vápence obsahujúce miestami viac, inde menej konkrécií tmavosivých rohovcov. Vo vyššej časti vrstiev zvyčajne rohovce

chýbajú, stráca sa hľuznatosť i lavicovitosť a vápence prechádzajú pozvoľna do wettersteinských vápencov. Mení sa aj štruktúra od mikritov cez pelmikrity po biopelsparity. Pre tieto vápence sa používa označenie "pseudoreiflinské" (BYSTRICKÝ, 1964). V alpskej terminológii ide skôr o "Reiflinger Bankkalk".

Mimo územia centrálnej časti Slovenského krasu však tieto vápence vystupujú iba v podobe malých šošoviek, ktoré sa na krátku vzdialenosť vytrácajú.

V južnejších štruktúrach silického príkrovu (synklinála Bretky, plešivská štruktúra, vrt Szőlősardó-1 v Maďarsku) začiatok sedimentácie reiflinských vápencov spadá do obdobia začiatku riftingu v meliatiku a turnaiku, teda do pelsónu.

Svedčia o tom nálezy pelsónskych konodontov z Hrkáča, Bretky a čoltovského lomu (GAÁL a MELLO, 1983), v čoltovskom lome neskôr opäť potvrdené STRAKOM (1988): *Gondolella bulgarica* (BUD. et STEF.), *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVACS et KOZUR, *Neospathodus cockeli* TATGE a i. ako i nálezy konodontov v profile Mokrá lúka (KALISKÁ, 1980; MOCK, 1980): *Gondolella bulgarica* (BUD. a STEF.), *G. cornuta* (BUD. a STEF.), *G. hanbulogi* (SUD. et BUD.), *Gladigondolella malayensis* NOG., *Neohindeodella aequiramosa* (KOZ. et MOSTL.), *Cypridodella venusta* (HUCKR.) a iné. Pelsónske konodonty v nich sa zistili aj jv. od Bôrky (MOCK in MELLO et al., 1979).

Na základe pelsónskeho veku konodontov a ich "dinárskeho" charakteru KOZUR a MOCK (1987) pokladajú štruktúry, v ktorých sa vyskytujú, za szőlősardský príkrov rudabáňaika (vo forme tektonického okna spod silického príkrovu). Odhliadnuc od toho, že nikto (ani sami autori) takéto okná nezmapovali, okolité horniny, až na výskyty tufov a tufitov na Mokrej lúke a v Riedkej doline, ktoré sú však bežné napríklad v porovnateľnom juvaviku (pozri ďalej), ničím sa nelíšia od vývoja v silickom príkrove.

Svedčia o tom aj konodonty zo strednej a vyššej časti reiflinských vápencov, ktoré sa získali v Ponornej priepasti (STIBRÁNYI a GAÁL, 1984): *Gondolella excelsa* (MOSH.), *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE), *Prioniodina (Cypridodella) venusta* (HUCKR.), *Gondolella constricta* (MOSH. et CLARK), potvrdzujúce vek ilýr–spodný ladin. Podobne aj v čoltovskom lome, v nadloží pelsónskych konodontov sa získalo ilýrsko-fasanské spoločenstvo (STRAKA, 1988). Podobné spoločenstvá sa získali už dávnejšie na iných lokalitách reiflinských vápencov silického príkrovu (MOCK, 1971, 1975b, 1980b).

Z makrofosílií sa v nich na Skalici z. od Gemerskej Hôrky našiel longobardský lastúrnik *Daonella (Daonella)lommeli* (WISSM.), uvádzaný z wettersteinských vápencov (BALOGH, 1976).

53 argility a tufity (ladin)

Vo forme niekoľkocentimetrových až decimetrových vrstvičiek uprostred reiflinských vápencov a zelených pelitických bridlíc sú známe z dvoch lokalít –

z Mokrej lúky z. od Silickej Brezovej a z Riedkej doliny v. od Hucína (BYSTRICKÝ in FUSÁN et al., 1962).

Už KUTHAN (1959) zistil, že ide o pyroklastický komplex subakválnych tufov a tufitov v pelitickej frakcii do 0,218 mm, ktoré možno priradiť k vulkanizmu kremenných porfýrov až porfyroidov. Zo skutočnosti, že ide o popolové vulkanické frakcie, vyplýva, že nemusí ísť o "exotický" materiál v silickom príkrove, za aký ho považuje napríklad MOCK (1980b), pretože vrstvičky vulkanických popolov sú známe stovky kilometrov od vulkanických centier. Že ide o normálnu súčasť oberostalpínsko-silickej karbonátovej platformy, svedčí aj bežný výskyt polôh takýchto popolových uložení v schneeberskom a mürzalpskom príkrove v oblasti Raxu a Schneealpe.

Keďže v silickom príkrove nejde o súvislý horizont, ale o šošovkovité výskyty, je veľmi pravdepodobné, že ide o distálne uloženiny turbiditných prúdov, ktoré boli dotransportované do najhlbších častí panvy. Svedčia o tom veľmi zreteľne gradačne zvrstvené laminy tufitov vyobrazených KUTHANOM (1959, tab. 3, 4).

Pôvodne sa tufy a tufity zaraďovali do ladinu (HOMOLA, 1951b; KUTHAN, 1959; BYSTRICKÝ, 1960b; BYSTRICKÝ in FUSÁN et al., 1962). To potvrdila i KOCHANOVÁ (1979) nálezom lastúrnika *Daonella indica* BITTN. v bezprostrednom podloží tufov a tufitov na Mokrej lúke. MOCK (1980b) sa domnieva, že sú staršie (ilýrske) a dokladá to aj nálezmi *Gondolella excelsa* (MOSH.) a *G.* cf. *hanbulogi* (SUD. et BUD.) z vložiek vápencov v nich.

52 raminské a wettersteinské lavicovité vápence (ladin – kordevol)

Predzvesťou expandujúcich wettersteinských rifov smerom do reiflinských a nádašských panví sú stále hrubšie a hrubozrnnejšie laminy s jemným rifovým detritom vo vyšších častiach reiflinských, "pseudoreiflinských" a nádašských vápencov. Ide o alodapické laminy vzniknuté usadením z turbiditných prúdov v distálnych častiach svahu karbonátovej platformy. Postupne so zapĺňaním intraplatformovej depresie a približovaním sa expandujúcej rifovej bariéry, alodapické polohy dosahujú hrúbku niekoľko cm až dm, úlomky dosahujú veľkosť niekoľko mm až cm a prevládajú nad autochtónnym mikritickým matrixom panvových vápencov. Takéto vápence sa označujú v alpsko-karpatskej literatúre ako raminské. Zvyčajne majú sivú alebo sivohnedú farbu. V Slovenskom krase, najmä v oblasti gombaseckých serpentín a s. od Silice (oblasť Zakázané) a východnejšie, sa v podloží masívnych wettersteinských vápencov zistili takéto lavicovité organodetritické (alodapické) vápence svetlých farieb, označené ako lavicovité wettersteinské vápence (MELLO, 1975b).

Na úlomky organizmov, najmä rifovej proveniencie (*T. obscurus* MASLOV, vápnité hubky, koraly, problematiká atď.), sú tieto vápence veľmi bohaté. Okrem

toho sa hojne vyskytujú krinoidy, brachiopódy a v autochtónnych polohách konodonty.

Hrúbka: 20–30 m.

51 hallstattské vápence (norik)

Najnápadnejším reprezentantom pelagických fácií vrchného triasu v silickom príkrove sú hallstattské vápence. Sú však pomerne málo rozšírené, poznáme ich z výskytov neveľkého rozsahu sz. a v. od Silickej Brezovej, pri Bohúňove a jv. od Liciniec. Mimo mapovaného územia sú zastúpené ešte v Drienčanskom krase. Väčšie rozšírenie dosahujú na priľahlom maďarskom území. Sú laterálnym ekvivalentom dachsteinských vápencov.

Týmito málo výskytmi sa zaoberá neobyčajne veľké množstvo prác. Najmä zo získaných konodontov, ale aj iných druhov organizmov (skleritov holotúrií, amonitov, brachiopódov, lastúrnikov) vyplýva, že majú rozpätie od tuvalu po najvyšší norik.

Za najvýznamnejšiu lokalitu sa pokladá chrbát z. od "starých" lomov, ktorý MOCK (1980b), vychádzajúc z predpokladu, že je tektonicky neporušený, považuje za najdôležitejší profil vrchného triasu v Strednej Európe.

Profil sa začína vo wettersteinských vápencoch, v ktorých sú pukliny vyplnené lumachelou s *Hallorelloidea rectiformis* (BITTN.), lumachela je teda azda vrchnosevatská, podobne ako výplne v novom lome (pozri ďalej).

Vyššie nasledujú waxenecké vápence (jul–tuval) v spodnej časti wettersteinského typu, vyššie v osobitnej silicko-brezovskej fácii (KOVÁCS et al., 1989). Ide o svetlé masívne i lavicovité vápence s hojnými polohami krinoidovo-brachiopódových vápencov; brachiopódy spracoval BALOGH (1940); BYSTRICKÝ (1964); SIBLÍK (1977, 1986, 1990a, b). Našli sa v nich aj nehojné karnské amonity (KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, 1961a, 1962). Z konodontov tu dominuje *Gondolella noah* HAY., ktorý pri chýbaní *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.) poukazuje na vek spodný tuval. Vyššie sa ešte striedajú biele, svetlosivé, ružové a červené vápence a až nad touto alternanciou sa začínajú typické hallstattské vápence.

Napriek tomu, že ide o "európsky profil s neprerušeným sledom, bez hiátu v sukcesii konodontovej fauny" (MOCK, 1980b), existencia spodného norika (lácu) nebola dostatočne preukázaná.

Spodný až stredný norik pomocou konodontov sa v hallstattských vápencoch preukázal jv. od Liciniec. Zo sivého, ružovkastého vrstvovitého i masívneho vápenca sa získala pomerne bohatá konodontová fauna (GAÁL a MELLO, 1983), poukazujúca na tento interval: *Metapolygnathus primitius* (MOSH.), *M. abneptis abneptis* (HUCKR.), *Gondolella navicula* HUCKR.

Do spodnej časti stredného norika (zóna *Juvavites magnus*) alebo azda i najvyššieho spodného norika (vrchná časť zóny *Malayites paulckei*) patria ružové

lavicovité vápence v "novom" lome, z. od Silickej Brezovej, kde sa stýkajú s masívnymi ružovými vápencami, v minulosti ťaženými ako dekoračné kamene vo veľkých blokoch. Z nich ako prví získali konodonty BUDUROV a PEVNÝ (1970). Vo veľkom množstve sa vyskytuje *Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKR.) a *M. abneptis spatulatus* HAY.), menej *M. posterus* KOZ. a MOSTL.), *Gondolella hallstattensis* (MOSH.) a *G. navicula* (HUCKR.) (MOCK, 1980b, c). Vo veľkom množstve sa vyskytujú aj zúbkované konodonty (MOCK, 1971) predovšetkým *Chirodella dinodoides* (TATGE), *Ch. gracilis* MOSTL., *Enantiognathus ziegleri* (DIEB.), *Hibbardella magnidentata* (TATGE), *Metaprioniodus spengleri* (HUCKR.), *M. suevica* (TATGE), *Neohindeodella triassica* (MÜLL.), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Prioniodina excavata* MOSHER a i.

Mikrofaciálne ide o kompaktné mikritické vápence s globochétami, kalcifikovanými rádiolériami a filamentmi juvenilných bivalvií.

Na spodnú časť alaunu poukazujú aj nálezy lastúrnika *Monotis (Monotis) salinaria salinaria* (SCHLOTH.), ktorého zo Silickej Brezovej opísal a vyobrazil BALOGH (1976).

Do tejto stratigrafickej úrovne patria aj hallstattské vápence zo "starých" lomov 1,5 km sz. od Silickej Brezovej, kde sa už oddávna ťažia červené a ružové lavicovité vápence s rohovcami na obrubníky a na iné účely, čo potvrdzujú nálezy *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (HAY.) a *Gondolella hallstattensis* (MOSH.), (MOCK, 1980).

Do najvyššieho norika (sevatu) patria hrubolavicovité až masívne ružové vápence, miestami brekciovité v "novom" lome pri Silickej Brezovej, kde sa tektonicky stýkajú so strednonorickými vápencami. Na základe rozličných fylomorfogenetických štádií druhu *Metapolygnathus bidentatus* (MOSH.) ich vek v lome a bezprostredne nad ním je spodný sevat až bazálny stredný sevat (MOCK, 1980). Okrem indexového druhu tu bol ešte nájdený *Metapolygnathus abneptis* HAY., *M. abneptis spatulatus* HAY., *Gondolella navicula* (HUCKR.) a *G. steinbergensis* (MOSH.). Hojné sú v nich aj bivalvie *Monotis salinaria* BRONN., *M. haueri* KITTL, *Halobia* cf. *falax* MOJS., *H.* cf. *imperialis* KITTL (pozri BYSTRICKÝ, 1964; BYSTRICKÝ et al., 1973; MOCK, 1980).

Pozoruhodné v tejto časti hallstattských vápencov sú neptúnske dajky dvoch generácií, s odlišnou výplňou (MOCK, 1980). Majú hrúbku do 40 cm, vyplnené sú svetlými, svetloružovými až svetlosivými lumachelovými vápencami z drobných brachiopódov, menej často z bivalvií alebo mikritických vápencov. V oboch typoch je približne rovnaká mikrofauna. Medzi konodontmi sa nachádzajú zriedkavo *Parvigondolella andrusovi* KOZ. et MOCK a úlomky stratigraficky nie veľmi dôležitých platničkových konodontov. Vek výplne puklín je v oboch prípadoch vrchnosevatský, čo je aj najmladší vek preukázaný vo fácii hallstattských vápencov [západnejšie od "starých" lomov sa vložky sivých vápencov, naznačujúcich nástup zlambašskej fácie, začínajú objavovať už v zóne *bidentatus* (MOCK, 1980)].

Po litologickej stránke hallstattské vápence od Silickej Brezovej podrobne študovali MIŠÍK (1973) a MIŠÍK a BORZA (1976).

50 aflenzké vápence (norik)

Na jedinom mieste v Slovenskom krase, na vrchole Ostrých vŕškov na Plešivskej planine, v nadloží svetlých i ružovkastých vápencov so šošovkami krinoidových vápencov s brachiopódmi, lastúrnikmi, amonitmi a konodontmi tuvalsko-spodnonorického veku (KOCHANOVÁ, 1987), ktoré môžeme v zmysle definície vápencov podľa KOVÁCSA et al. (1989) označiť ako silicko-brezovské vápence [v mape sú zahrnuté pod širší termín waxenecké (tisovecké)], je zachovaných niekoľko lavíc tmavosivých lavicovitých vápencov s rohovcami, ktoré označujeme ako aflenzké.

Podľa ústnej informácie J. Pevného, ktorý vápence z vrcholovej časti Ostrých vŕškov spracoval s cieľom získať konodonty, zo svetlých vápencov z viacerých lokalít sa získal druh *Gondolella noah* HAY., poukazujúci na tuvalský vek (okrem toho aj zúbkované konodonty, ale tie nie sú vhodné na jemnú stratigrafiu). Z tmavých vápencov sa mu konodonty nepodarilo získať.

Keďže podľa nálezov lamellibranchiát *Halobia celtica* MOJS. a *H. norica* MOJS. (KOCHANOVÁ, 1987) najvyššia časť svetlých vápencov je až spodnonorická, možno usudzovať, že aflenzké vápence sú strednonorické.

49 zlambašské vrstvy (vrchný sevat – rét)

Známe sú iba z dvoch lokalít: z Bohúňova a Malého Mlynského vrchu. BALOGH (1948a) ich pôvodne považoval za "kampilské vrstvy". Že ide o vrchnotriasové vrstvy, zistil BYSTRICKÝ (1964). Koncom šesťdesiatych rokov ich koreloval so zlambašskými vrstvami Álp (BYSTRICKÝ a MELLO, 1969), čo neskôr vyjadril aj v stratigrafických schémach (BYSTRICKÝ, 1972; KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ a BYSTRICKÝ, 1974).

Zlambašské vrstvy sa vyvíjajú pozvoľna z podložných hallstattských vápencov pribúdaním ílovej zložky a zmenou farby z ružovej cez hnedožltú na sivú. V spodnej časti zlambašských vrstiev dominujú sivé mikritické vápence, vyššie nasledujú sliene alebo slienité bridlice, v najvyššej časti sú to piesčité bridlice. Potvrdili to vrty VB-17, VB-21 a BO-1.

MOCK (1973) preukázal, že cca 20 m hrubá poloha slienitých hornín na Malom Mlynskom vrchu, ktorú BYSTRICKÝ (1960b, 1964) zaraďoval medzi svetlé (tisovecké) a hallstattské vápence, patrí tiež k zlambašským vrstvám, a to na základe výskytu konodontov *Epigondolella bidentata* MOSH., *Spathognathodus hernsteini* MOSTL. a *Oncodella paucidentata* (MOSTL.), ktoré sú určujúcimi skamenelinami pre vrchný norik.

Keďže pri Bohúňove zlambašské vrstvy prechádzajú bez prerušenia do jurských vrstiev, ako preukázal vrt BO-1, musíme predpokladať aj zastúpenie rétu.

Zo zlambašských vrstiev pochádza aj prvý nález *Otapiria* v Západných Karpatoch (KOCHANOVÁ, 1977).

Jura

Jurské vrstvy sa v silickom príkrove zachovali v obmedzenom rozsahu, a to medzi Drnavou a Lúčkou, v údolí Miglinc, j. od Meliaty a j. od Bohúňova.

Paleogeografická pozícia týchto výskytov bola zrejme odlišná. V prípade prvých troch výskytov jurské vrstvy evidentne po prerušení sedimentácie nasadajú na rozoklaný povrch vrchnotriasových rifových a pririfových vápencov, často do hlbokých rozsadlín vo forme neptunských dajok.

V prípade Bohúňova, kde jurské vrstvy sedimentujú na panvové zlambašské vrstvy, prerušenie sedimentácie zrejme nenastalo.

Skúmaniu jurských súvrství v okolí Bleskového prameňa sa venovali najmä BYSTRICKÝ (1960a, 1964), ktorý popri vlastnej interpretácii stratigrafickej a tektonickej pozície jednotlivých súvrství uvádza aj históriu predchádzajúcich výskumov, ďalej KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ (1961b, 1966), ktorá paleontologicky spracovala a doplnila materiál zozbieraný ANDRUSOVOM a BYSTRICKÝM a napokon RAKÚS (1967), ktorý sa zaoberal najmä vzájomnými vzťahmi fácií a ich stratigrafickým rozpätím.

37 adnetské a hierlatzké vápence, pestré bazálne brekcie (lias)

Červené hľuznaté a krinoidové vápence, často s prechodmi do pestrých brekciovitých vápencov, možno sledovať v prerušovanom pruhu od Bleskového prameňa až do oblasti na jv. od Lúčky. Vo väčšine prípadov je ich kartografické odčleňovanie od brekciovitých vápencov problematické, či už pre pôvodnú nepravidelnosť vzájomných prechodov, pre slabé odkrytie (najmä v úseku od Kornalipského sedla po Kováčovú) alebo pre malú hrúbku zachovaných súvrství.

Podľa názorov ANDRUSOVA (1953), BYSTRICKÉHO (1964) a RAKÚSA (1967) brekciovité vápence až vápencové brekcie sa vyskytujú predovšetkým na báze liasového súvrstvia (bazálne brekcie).

Z výsledkov novšieho mapovania vyplynulo, že v okolí Bleskového prameňa a Kováčovej, okrem brekcií a brekciovitých vápencov, ktoré môžu byť považované za bazálne a sú vertikálne i horizontálne späté s hierlatzkými a adnetskými vápencami, sa vyskytujú aj polohy charakteru endostratických brekcií.

Adnetské, a najmä hierlatzké vápence prevládajú nad brekciovitými, najmä na jz. úpätí Drieňovca v okolí Bleskového prameňa.

Podľa RAKÚSA (1967) možno pri Bleskovom prameni v nadloží vápencov rétu sledovať takýto profil:

– svetlohnedé, sivasté brekciovité (veľkosť úlomkov až 15 cm, v priemere 5 cm) až slabokrinoidové vápence s hojnými polámanými rostrami belemnitov, viditeľná hrúbka 1–2 m;

– červené krinoidové, brekciovité až hľuznaté vápence (hľuzy sú z celistvého červeného vápenca, tmel je z hrubobrekciovitého vápenca), miestami prechádza farba vápencov do sivých odtieňov; v červených vápencoch sa našla fauna amonitov, brachiopódov a belemnitov.

Litologický charakter opisovaného súvrstvia je veľmi pestrý. Prevláda červené a ružové sfarbenie; hnedožlté, prípadne žltozelenej farby sú zastúpené menej. V okolí Bleskového prameňa sú v prevahe hrubokrinoidové vápence hierlatzkého typu, v okolí Kornalipského sedla a Kováčovej skôr drobnokrinoidové až celistvé, hľuznaté až brekciovité vápence. Prevažne ide o krinoidové biomikrity, ktoré prevládajú aj v úlomkoch a tmele brekciovitých vápencov. V tmele sa vyskytujú zrniečka glaukonitu, čo podporuje názor o transgresívnom charaktere brekciovito-krinoidových vápencov.

Hrúbka vrstiev sa mení od niekoľko dm do niekoľko metrov (max. 10–15).

Podobný charakter majú vrstvy aj j. od Meliaty.

36 allgäuské vrstvy: tmavé slienité vápence a sliene, miestami škvrnité (lias – spodný doger)

Vystupujú najmä na jz. úpätí Drieňovca a v okolí Bleskového prameňa. Nepatrné útržky škvrnitých vápencov sa zistili aj j. od Kováčovej. Vystupujú v nadloží červených krinoidových vápencov hierlatzkého a adnetského typu.

Sú to vrstvy, o ktorých veku a pozícii sa názory až donedávna najviac rozchádzali.

Príslušnosť vrstiev k jure, najmä na základe superpozície a nálezov fauny v údolí Miglinc, doložil najmä BYSTRICKÝ (1960a, s. 44).

Mikroskopicky sú tmavé vápence pomerne monotónne, ide prevažne o mikrity, miestami s tmavšími šmuhami alebo s nepravidelnými polohami organického detritu, najmä krinoidov, foraminifer a úlomkov tenkostenných lamellibranchiát. V najvyšších častiach vrstiev, na prechode do súvrstvia rádiolaritov, nadobúdajú miestami charakter tmavých afanitických kremitých vápencov, alebo sa v nich objavujú hľuzy rohovcov.

Hrúbka vrstiev v okolí Bleskového prameňa kolíše, miestami dosahuje 15–30 m.

35 pestré sklzové brekcie (kelovej – oxford)

Uprostred rádiolaritov na j. a jv. svahoch Drieňovca sa zistilo niekoľko telies pestrých sklzových brekcií s úlomkami až veľkosti hlavy (MELLO in BYSTRICKÝ

et al., 1973, obr. 9, MELLO in MELLO et al., 1972, s. 73–77, 1992). Ide prevažne o rozličné typy červených ale aj sivých pelagických vápencov, nájdu sa dokonca i úlomky rádiolaritov. Podobné telesá sa hojne zistili aj v Severných Vápencových Alpách (napr. Lammertal). Ide zrejme o odraz podobných pohybov (mladokimerská tektonická aktivita), ktoré spôsobili aj vznik olistostróm v meliatiku. V novšej dobe ich podrobnejšie študovali SÝKORA a OŽVOLDOVÁ (1996).

34 rádiolarity (kelovej – oxford)

Sú najhojnejšie zastúpeným jurským súvrstvím. Tiahnu sa v prerušovanom pruhu od Drnavy po južných svahoch Drieňovca až do oblasti jv. od Lúčky.

Stratigrafické začlenenie rádiolaritov sa opieralo donedávna (BYSTRICKÝ, 1964, s. 77) iba o ich pozíciu. Vystupujú buď v nadloží tmavých slienitých, miestami škvrnitých vápencov, alebo v nadloží horizontu brekciovitých vápencov, v tektonickom podloží pestrých pieskovcov a bridlíc spodného triasu silicko-turnianskej subjednotky.

Ich dogersko-malmský vek preukázali pomocou rádiolárií DUMITRICA a MELLO (1982) a novšie ONDREJIČKOVÁ (1990) aj v Bohúňove a v Miglinci.

Medzivrstvičky a vložky piesčitých bridlíc až pieskovcov v rádiolaritoch (distálne turbidity) sa zistili na južnom svahu Drieňovca sz. od Kornalipského sedla v zárezе lesnej cesty vedúcej zo sedla do Drnavy a v zárezе cesty na južnom okraji obce Lúčky.

Samotnou prítomnosťou týchto vložiek, ako aj slabším zastúpením karbonátovej zložky, sa rádiolarity predmetného územia líšia od ostatných dogersko-malmských rádiolaritov centrálneho či bradlového pásma. Hrúbka rádiolaritov dosahuje približne 20–30 m.

Prítomnosť mladších jurských alebo spodnokriedových súvrství v území sa zatiaľ nepreukázala.

Plytkovodné vápence malmu silického príkrovu sú však známe z obliakov neogénnych zlepencov (MIŠÍK a SÝKORA, 1980).

VRCHNÁ KRIEDA

Senón

Senónske sedimenty sú známe z územia Slovenského krasu iba na neveľkých výskytoch, a to v dvoch fáciách: vo fácii tmavých bridlíc a pieskovcov, pravdepodobne kontinentálneho pôvodu a vo fácii svetlých plytkomorských vápencov gosauského typu. Bridlice a pieskovce sú čiastočne staršie ako vápence, problém je s udávaným kampánskym vekom oboch súvrství, lebo je nepravdepodobné,

aby tu v tomto období prebiehali oba režimy sedimentácie. V egerských zlepencoch pri Chvalovej sa okrem toho našli obliaky vrchnokriedových sladkovodných vápencov s *Munieria grambasti* BYSTR. (MIŠÍK a SÝKORA, 1980).

32 gombasecké vrstvy: tmavé bridlice a pieskovce (santón – kampán)

Sú, presnejšie boli známe z gombaseckého veľkolomu, kde sa vyskytovali ako šošovky rozličných rozmerov uprostred wettersteinských rifových vápencov, ktoré sa tu ťažia od r. 1907. Azda najväčšiu takúto šošovku (šírka 30–35 m, výška až 40 m, dĺžka neznáma), ktorá už dnes neexistuje, opísali MELLO a SNOPKOVÁ (1973), pričom na základe spór a peľových zŕn [najmä *Oculopollis* cf. *orbicularis* GÓCZÁN, *O. parvoculus* GÓCZÁN, *Pseudooculopollis principalis* (WEZL.-KRG.) KRUTZSCH, *Longanulipollis bajtayi* (GÓCZÁN) GÓCZÁN, *Extratriporopollenites santonius* PACLTOVÁ-KRUTZSCH, *Suemegipollis triangularis* GÓCZÁN a i.] zistili, že sú (vrchno) santónsko-kampánske. Klíma počas sedimentácie tmavých bridlíc bola tropická a pomerne vlhká (prítomnosť spór papradí a peľových zŕn lián).

MELLO a SNOPKOVÁ (1973) na základe hnedožltých až okrovitých lateritických krúst na skrasovatených vápencoch, ako aj na základe skutočnosti, že bridlice a pieskovce boli zvrásnené, usudzujú, že nejde o jednoduché výplne krasových dutín.

MARSCHALKO (in MARSCHALKO a MELLO, 1993) na základe blokov vápencov spadnutých do laminovaného sedimentu usudzuje, že išlo o jaskynný sediment, pričom bloky spadli zo stropu jaskyne.

33 miglinecké vápence: biele masívne vápence (kampán)

V údolí Miglinc ich kartograficky vymedzil ako "svetlé mramorovité vápence neznámeho veku" BYSTRICKÝ (1960a). Že ide o vrchnokriedové vápence gosauskej fácie, preukázali MELLO a SALAJ (1982) nálezmi rudistov a foraminifer *Anomalina* sp., *Marssonella* cf. *oxycona* (REUSS), *Bolivina?* sp., *Palnula* sp. a *Textularia* sp., ale najmä nálezom prierezu dvojkýlovej globotrunkány *Globotruncana arca* (CUSHM.), ktorá jednoznačne potvrdzuje, že vápence sú senónske, najpravdepodobnejšie kampánske.

Ide o hrubolavicovité až masívne vápence svetlej pleťovej farby. Na sv. úpätí chrbta k. 401 tvoria bralá vysoké až 15 m. Vápence sú organodetritické (kalkarenity až kalcirudity). V základnej biomikritickej až biosparitickej hmote sú hojné úlomky rudistov, lastúrnikov, ostňov ježoviek, foraminifer, prítomné sú aj prierezy rekryštalizovaných stomiosfér.

Šupina týchto vápencov vystupuje v dĺžke cca 1,5 km a šírke max. 150 m (pri hrúbke do 30 m) v spodnej časti údolia Miglinc medzi dvoma čiastkovými

štruktúrami silického príkrovu. Z troch možných interpretácií – tektonické okno, sedimentárna pozícia na spodnej štruktúre a nasunutie vrchnej štruktúry, sedimentárne prekrytie oboch štruktúr, teda kolmatácia tektonického kontaktu medzi nimi, sa nám dnes zdá najpravdepodobnejšia druhá, aj keď naďalej treba hľadať možnosť, ako všetky testovať, pretože každá z nich má odlišné dôsledky pre tektonickú interpretáciu územia.

TERCIÉR (obr. 7)

RIMAVSKÁ A ROŽŇAVSKÁ KOTLINA

Oligocén

Kišcel

Sedimenty kišcelského veku nevystupujú v študovanom území na povrch, ale ich prítomnosť overili vrty. Z litostratigrafického hľadiska sa dajú rozčleniť na predtransgresívne skálnické vrstvy a na hlavnú masu kišcelu, ktorú predstavuje morské čížske súvrstvie.

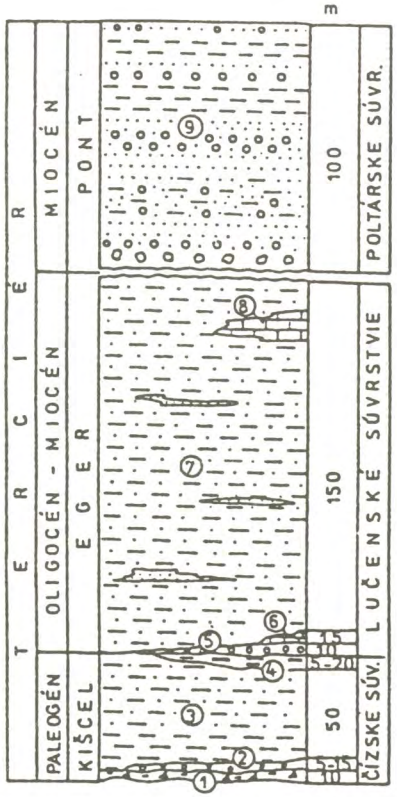
Kišcelské sedimenty ležia transgresívne a diskordantne na horninách turnaika, meliatika a silicika. Hrúbka kišcelu pravdepodobne nepresahuje 100 m.

Skálnické vrstvy sa zistili pri Hostišovciach (mimo študovaného územia), nemožno však vylúčiť ich prítomnosť v podloží morských sedimentov čížskeho súvrstvia aj v severovýchodnej časti Rimavskej kotliny, ktorá je zobrazená na mape regiónu Slovenského krasu. Pri Hostišovciach ležia na triasových karbonátoch a sú hrubé 10 m. Sú to pestrofarebné (červenohnedé, svetlosivozelené) prachy a íly s ostrohrannými úlomkami silicitov, kremeňa, kremenca a s polohami kremenno-silicitových brekcií. Asociáciu ťažkých minerálov zastiera hydroxid železa, v stopách je prítomný granát, zirkón, biotit, chlorit. Ílová frakcia pozostáva z kaolinitu, illitu a montmorillonitu (MARKOVÁ in VASS et al., 1966; KRAUS, 1989).

Mimo študovaného územia sú zo skálnických vrstiev, o i. z typového profilu skálnických vrstiev (vrt JH-1 pri Nižnom Skálniku, VASS et al., 1982), opísané sporomorfy spodnooligocénneho typu. Vyskytujú sa tu zástupcovia rodov *Pterocarya*, *Ulmus*, *Alnipollenites*, *Bohlenipollis*, *Sciadopitys* (PLANDEROVÁ in VASS a ELEČKO et al., 1989).

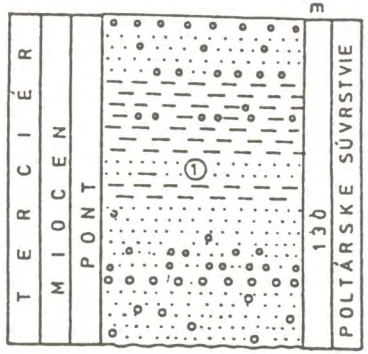
Čížske súvrstvie predstavuje morské sedimenty kišcelu, ktoré sú rozčlenené na tri litostratigrafické jednotky nižšieho rádu:

SV ČASŤ RIMAVSKEJ KOTLINY



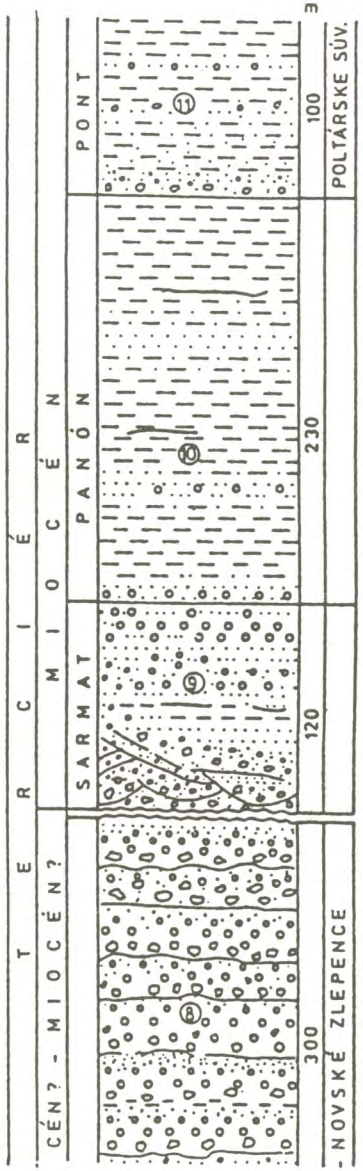
①-skalnické vrstvy: pestré íly a hrubý detrit
②-bližské vrstvy: zlepence, brekcie, pieskovce
③-lenartovské vrstvy: vápnité prachovce a ílovce
④-hostišovské vrstvy: íly, prachy, uhoľné laminky, uhlie
⑤-panické vrstvy: zlepence, brekcie, pieskovce
⑥-budikovianske vrstvy: organodetritické a detritické vápence
⑦-szecsénsky šlír: vápnité prachy, prachovce, polohy pieskov a ílov
⑧-bretčianske vrstvy: detritické organodetritické vápence a brekcie
⑨-poltárske súvrstvie: štrky, piesky, pestré íly

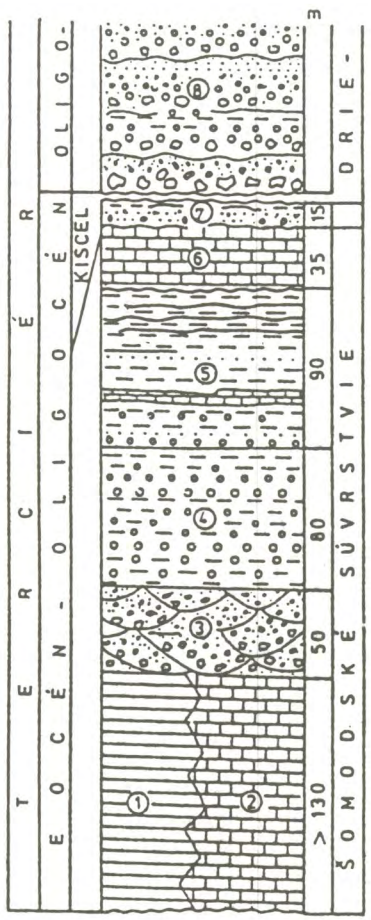
ROŽŇAVSKÁ KOTLINA



①-piesky, štrky, pestré íly

TURNIANSKA KOTLINA





①-laminované riasové vápence
②-tmavosivé celistvé vápence s laminkami a vrstvičkami uhlia
③-zlepence (gradačne zvrstvené)
④-„pebbly mudstone"
⑤-pelitické sedimenty s lavičkami vápencov, mikrokonglomerátov, uhoľné íly
⑥-sladkovodné vápence s laminkami uhlia a sloje uhlia
⑦-piesky a pieskovce, laminy a vrstvičky uhlia (hostišovské vrstvy)
⑧-brekcie, zlepence, preplástky pelitov
⑨-zlepence s polohami pieskov a pelitov
⑩-pestré íly, silty, uhoľné íly, sloje uhlia, štrky, piesky
⑪-pestré íly, piesky, štrky

Obr. 7 Litostratigrafické kolónky terciéra

Blžské vrstvy tvoria bázu kišcelu tam, kde chýbajú skálnické vrstvy. Ich hrúbka nie je rovnaká, kolíše od niekoľko metrov po prvé desiatky metrov. Tvoria ich zlepence, brekcie a pieskovce. Brekcie a zlepence tvoria bazálnu časť vrstiev. Sú zložené z úlomkov a obliakov karbonátov, kremeňa, tmavých silicitov, sericitického fylitu a tmavých bridlíc. Zloženie klastík zodpovedá zloženiu podložia. Pieskovce sú tmelené vápnitým rekryštalizovaným tmelom, impregnovaným pyritom, resp. tmel je glaukonitický. Vrstvy obsahujú morskú faunu (napr. foraminifery lagenidového typu), ktorú však nebolo možné identifikovať a blžské vrstvy zaraďujeme ku kišcelu na základe superpozície.

Hostišovské vrstvy predstavujú okrajový vývoj čížskeho súvrstvia v severnej časti Rimavskej kotliny, kde sa zistili v priestore medzi obcami Otročok – Dlhá Ves.

Ležia buď na blžských, alebo na skálnických vrstvách. Ich hrúbka nie je rovnaká, kolíše od niekoľko metrov do 20,0 m. Vrstvy sú tvorené sivými a sivozelenými ílmi až siltmi, s polohami uhoľných ílov a vrstvičkami lesklého uhlia. Mineralogické zloženie ílov je illit-montmorillonit. V ťažkej frakcii prevláda pyrit, fosfatizované kostrové prvky, málo glaukonitu a organogénneho karbonátu (MARKOVÁ, 1967; 1974).

Hostišovské vrstvy obsahujú morskú a brakickú faunu. Makrofauna tvorí často lumachelové polohy. V spoločenstve sú opísané okrem iného aj *Cardium bojorum* MAYER, *Pitaria erycinoides* LM., *Polymesoda convexa* (BRONGN.), *Pirenella* sp. (ONDREJIČKOVÁ, 1975, 1978b; VASS et al., 1966) a biostratigraficky preukázateľné foraminifery *Ammonia* sp. (KANTOROVÁ, 1975). V spoločenstve sporomorf sú prítomné druhy bežné v kišceli: *Plicatopollis pseudoexelsus, P. plicatus, Cicatricosisporites dorogensis* R. POT. et GELL. (SNOPKOVÁ, 1975, 1978; PLANDEROVÁ in VASS et al., 1966).

V spoločenstve fauny a flóry chýbajú prvky, ktoré potvrdzujú jednoznačne kišcelský vek hostišovských vrstiev. Ku kišcelu ich zaraďujeme najmä na základe ich pozície nad skálnickými vrstvami kišcelu a pod bazálnymi klastikami (panické vrstvy) egeru.

Lenartovské vrstvy tvoria hlavnú masu čížskeho súvrstvia. Su to siltovce a ílovce, ktoré ležia na blžských vrstvách a na s. okraji kotliny laterálne prechádzajú do hostišovských vrstiev. Najväčšia zistená hrúbka týchto sedimentov je 246,4 m (vrt FV-1 Blhovce). Sú hrubé okolo 50 m a ich hrúbka smerom do kotliny narastá. Siltovce a ílovce majú sivú farbu a sú sľudnaté. Majú nepravidelný bridličnatý rozpad. Ojedinele, v spodnej časti súvrstvia sú náznaky zvrstvenia (piesčitá laminácia, šošovkovité zvrstvenie).

Lenartovské vrstvy obsahujú morskú faunu, ktorá je opísaná z vrtov v centrálnej časti Rimavskej kotliny.

V spoločenstve sa popri kozmopolitných formách zistili aj druhy typické pre rupel, resp. pre kišcel: *Nuculana deshayesiana* (DUCH.), *Propeamussium bronni*

zimanyii NOSZKY, *Thyasira nysti* PHIL. V spoločenstve sú ďalej prítomné druhy známe z oligocénu severskej bioprovincie *Chlamys hoeninghausi* (DEFR.): *Ch.* cf. *adelinae* ROVERETO, *Cuspidaria clava* BEYRICH. Druh *Hinia schlotheimi* (BEYRICH) je dosiaľ opísaný iba z egeru a spodného miocénu (ONDREJIČKOVÁ, 1978a).

Spoločenstvá foraminifer sú bohaté a okrem iných sa tu vyskytujú druhy typické pre kišcel: *Tritaxia szaboi* HANTKEN, *Bolivina reticulata* HANTKEN a *Lenticulina kubinyi* HANTKEN (SLAVÍKOVÁ, 1953, KANTOROVÁ, 1977, 1978a). Vápenatá nanoflóra obsahuje sprievodné formy indexového druhu zóny NP 24: *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER, *R. abisecta* MÜLLER, *R. bisecta* HAY, *R. ornata* MÜLLER, *Helicosphaera intermedia* MARTINI, *H. truncana* BRAMLETTE et WILCOKSON, typické pre stredný oligocén Nemecka, Belgicka a pre kišcelské íly v severnom Maďarsku (LEHOTAYOVÁ, 1978a,b).

Spoločenstvo sporomorf sa podobá spoločenstvám kišcelu z okolia Štúrova vrátane *Cicatricosisporites dorogensis* R. POT. et GELL., ktorý v oligocéne vyznieva.

Oligocén–Miocén

Eger

Sedimenty egeru sú rozšírené v celej Rimavskej kotline. Na severnom a severovýchodnom okraji kotliny prekračujú rozsah kišcelu. Na povrch vystupujú v strednej, juhovýchodnej a severnej časti kotliny, zväčša ich však zakrývajú mladšie neogénne horniny, resp. kvartér.

Egerské sedimenty tvoria jedno súvrstvie – **lučenské súvrstvie** pôvodne s troma čiastkovými litostratigrafickými jednotkami (VASS a ELEČKO, 1982).

Vystupujú na povrch, z väčšej časti sú však zakryté kvartérom. Sedimenty lučenského súvrstvia v severnej časti kotliny ležia skryto diskordantne a transgresívne na čížskom súvrství alebo ďalej na sever diskordantne a transgresívne na predterciérnych horninách, zväčša na karbonátoch silického príkrovu.

V študovanom území lučenské súvrstvie dosahuje hrúbku maximálne 200 m. Litologicky sa rozpadá na štyri vrstvové členy:

Panické vrstvy predstavujú bazálnu litostratigrafickú jednotku lučenského súvrstvia, ktorá laterálne i vertikálne prechádza do szécsénskeho šlíru, sčasti laterálne do budikovianskych vrstiev. Nikde nevystupujú na povrch, ale zistili sa vo vrtoch. Smerom do panvy sa vykliňujú. Panické vrstvy ležia zväčša na čížskom súvrství, miestami na predterciérnych horninách. Ich hrúbka kolíše od 0,3 do 7,0 m. Pozostávajú z hrubých klastík, zlepencov, brekcií a pieskovcov. Brekcie sa skladajú z úlomkov zelených, tmavozelených až čiernych bridlíc, červených

pieskovcov a vápencov, základná hmota je aleuriticko-piesčitá, tmavej farby. Sú v nich neidentifikovateľné úlomky makrofauny a zrná pripomínajúce koprolity (MARKOVÁ, 1974). Ojedinele boli v brekciách nájdené veľké foraminifery. Zlepence sú drobnozrnné, oligomiktného charakteru, s prevahou obliakov karbonátov (kryštalické vápence, dolomity) a kremeňa. V menšom množstve sú zastúpené obliaky silicitov a fylitov. Veľkosť obliakov dosahuje 3 cm.

Pieskovce sa postupne vyvíjajú z bazálnych zlepencov (vrt RK-2). Sú sivej až sivohnedej farby. Pozostávajú prevažne z angulárnych kremenných zŕn. V ťažkej frakcii prevládajú hydroxidy železa, ilmenit a pyrit, ktoré zastierajú terigénnu asociáciu ťažkých minerálov (rutil, turmalín, zirkón, apatit, granát, staurolit, epidot).

V panických vrstvách sú zvyšky morských organizmov veľmi zriedkavé. Najvýznamnejší nález – veľké foraminifery – pochádza z vrtu EVB-1 pri Papči: *Operculina complanata complanata* DEFR., *Heterostegina* sp., *Miogypsina (Miogypsinoides) formosensis* YABE et HANZAVA, *Amphistegina* sp., *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani* LEMOINE et DOUVILLE, *Lipidocyclina dilatata* MICHT. (VAŇOVÁ, 1978).

Ojedinele sa našli fragmenty mäkkýšov (*Pecten* sp., *Chlamys* sp.).

Nález druhu *Miogypsina formosensis* nás oprávňuje zaradiť panické vrstvy do spodného egeru. Panické vrstvy sú však časovým ekvivalentom budikovianskych vrstiev.

Budikovianske vrstvy predstavujú bazálnu a okrajovú litostratigrafickú jednotku lučenského súvrstvia. Ležia buď priamo na predterciérnom podloží (v okolí Budikovian), alebo na panických vrstvách (vrt RK-2 pri Hostišovciach).

Vzhľadom na ich litologickú podobnosť, nie vždy ich možno v teréne odlíšiť od bretčianskych vrstiev. Sú hrubé od niekoľko metrov do 10 i viac metrov. Na ich báze sa môže vyskytovať aj vrstvička litotamniovo-foraminiferového slieňovca. Hlavnú masu tvoria biodetritické extraklastové vápence. Biodetritické vápence predstavujú prechodné typy medzi biomikritovými a biosparitovými vápencami v zmysle FOLKA, resp. ide o vápence typu packstone v zmysle DURHAMA (JURKOVIČOVÁ in VASS, ELEČKO et al., 1989). Vápence majú doskovitú až lavicovitú odlučnosť.

Severne od Skerešova pri samote Papkút MARKOVÁ (1967) opisuje úlomkovité vápence mikrozlepencovej štruktúry. Priemerná veľkosť úlomkov je 2 až 4 mm. Prevládajú drobné zaoblené obliačiky vápenca kalovej štruktúry, zriedkavejšie obliačiky organodetritickej štruktúry s úlomkami foraminifer, rádiolárií, ihlíc húb a článkov krinoidov. Základná hmota má organodetritickú štruktúru s bohatým výskytom schránok veľkých foraminifer *Operculina, Heterostegina, Lepidocyclina,* ako aj drobné foraminifery nadčeľade *Miliolidae*. Piesčitú zložku predstavujú zrnká vápenca a kremeňa. Autigénny glaukonit a pyrit sú zriedkavejšie. Tmel je kalcitový, stredne až hrubo kryštalický.

Z fauny, ktorá tvorí podstatnú zložku budikovianskych vrstiev sa dali identifikovať: *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina complanata* DEFR., *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani* LEMOINE et DOUVILLE, *Lepidocyclina (Eulepidoina) dilatata* MICHT., *Miogypsina (Miogypsinoides) formosensis* YABE et HANZAVA, ďalej fragmenty pekténov a ostreí, krinoidov a bryozoí (VAŇOVÁ, 1978, in STEININGER et al., 1975).

Z uvedených organických zvyškov má pre posúdenie biostratigrafickej pozície budikovianskych vrstiev najväčší význam nález druhu *Miogypsina formosensis*, ktorý je typickou formou pre najvrchnejší oligocén, t. j. pre spodný eger.

Neprítomnosť mladších evolučných foriem tohto rodu biostratigraficky odlišuje budikovianske vrstvy, ale aj panické vrstvy od bretčianskych.

29a Bretčianske vrstvy predstavujú okrajovú litostratigrafickú jednotku lučenského súvrstvia. Laterálne aj vertikálne prechádzajú do vrchnej časti prachovcov lučenského súvrstvia. Ležia diskordantne a transgresívne na predterciérnom podloží a sú zakryté prachovcami szécsénskeho šlíru. Ich pozícia je zdanlivo zhodná s pozíciou panických a budikovianskych vrstiev. S budikovianskymi majú aj značnú litologickú zhodu. Avšak prítomnosť mladších veľkých foraminifer ukazuje na vrchnoegerský vek bretčianskych vrstiev, zatiaľ čo budikovianske a panické vrstvy zaraďujeme do spodného egeru.

Bretčianske vrstvy sú rozšírené v okolí Bretky, kde vystupujú na povrch a prevŕtalo ich niekoľko vrtov. Známe sú aj z povrchových lokalít v okolí Čoltova. Hrúbka bretčianskych vrstiev kolíše od 0,5 do 30 m.

Hlavnými litotypmi, ktoré sú zastúpené v bretčianskych vrstvách, sú biodetritické a extraklastové vápence, zlepence a brekcie. V typovej lokalite v Bretke sú zastúpené vápence mikrobrekciovitej detritickej štruktúry. Veľkosť častíc sa pohybuje medzi 0,1–0,2 mm a výplňový tmel je kalcitový. Okrem piesčitých angulárnych až subangulárnych zŕn drobnokryštalického vápenca a vzácnych rádiolaritov sa tu vyskytujú články echinodermát, úlomky mäkkýšov, machoviek, brachiopódov, z foraminifer lepidocyklíny a drobné foraminifery (MARKOVÁ, 1967). Bretčianske vrstvy obsahujú zvyšky mikro- i makroorganizmov. Spoločenstvá makrofauny z okolia obce Bretka opísala VAŇOVÁ (1959): *Chlamys rotundata* (LAMARCK), *Ch. martelli* UGOLINI, *Ch. oblitaguensis* (SACCO), *Ch. decussata* GOLDFUSS, *Flabelipecten carryensis* (GOURRERT), *Ostrea (Pycnodonta) callifera* LAMARC, *Terebratula hoernesi* SUESS, *Balanus concavus* BRONN.

Veľké foraminifery z bretčianskych vrstiev spracovali: PAPP (1960) a VAŇOVÁ (in BÁLDI, SENEŠ et al., 1975, s. 196). V typovej lokalite Bretka sa našli *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani* LEMOINE et DOUVILLE, *Miogypsina (Miogypsina) gunteri* COLE.

Na základe prítomnosti druhov *Miogypsina gunteri* COLE a *M. tani* COLE, ako aj druhu *Flabellipecten carryensis* (GOURRERT) korelujeme tieto vrstvy s vrch-

ným egerom, t. j. s najspodnejším miocénom a nepriamo s planktonickou zónou N4, resp. s nanoplanktonickou zónou NN1 (porovnaj VAŇOVÁ in BÁLDI a SENEŠ et al., 1975; s. 193–196, SENEŠ in STEININGER et al., 1975, s. 81).

Problematickou sa javí korelácia detritických a organodetritických hornín, ktoré vystupujú na povrch v okolí Strelnice, v Banskej doline severozápadne od Chvalovej aj v oblasti Španie Pole – Brusník. Vzhľadom na nedostatok jednoznačných biostratigrafických kritérií môžeme ich korelovať na základe litologickej podobnosti a pozície v nadloží predterciérnych hornín jednak s bretčianskymi vrstvami, jednak s budikovianskymi, resp. panickými vrstvami. Zlepence, resp. úlomkovité vápence zlepencovitej štruktúry severozápadne od vápenky v Banskej doline pri obci Chvalová opísala MARKOVÁ (1967). Ležia v nadloží triasových vápencov a sú zložené zo zaoblených obliakov vápencov pestrých farieb s priemernou veľkosťou 2–6 cm (max. 15 cm), spevnené kalcitovým tmelom. Obliakový materiál obsahuje okrem triasových vápencov aj obliaky jurských hornín (piesčité a krinoidové vápence liasu, foraminiferové vápence malmu).

Jednoznačne polymiktný charakter majú zlepence v Banskej doline, severozápadne od obce Chvalová. Sú zložené z dokonale opracovaných obliakov kremeňa (do 4,0 mm), kremenca, fialových verfénskych bridlíc a z horšie opracovaných obliakov až fragmentov permských pieskovcov. Tmel má kalcitové zloženie a je krustifikačný, s bohatým obsahom organických zvyškov (MARKOVÁ, 1958).

V okolí obcí Španie Pole a Brusník sú uložené v nadloží zlepencov karbónu a permu hrubozrnné zlepence. Pozostávajú z dokonale opracovaných obliakov kremeňa a kremenca s priemernou veľkosťou 1–3 cm. Tmelené sú limonitovým tmelom.

Z lokalít Španie Poľe a Strelnica opísala VAŇOVÁ (1959) z organodetritických vápencov mäkkýše: *Chlamys (Aequipecten)* ex gr. *eoelegans* SACCO, *Ch. bifida* (MÜNSTER) GOLDFUSS, *Ch. pictas* GOLDFUSS, *Ch. decussata* (MÜNSTER) GOLDFUSS, *Cardium thunense* MAYER-EYMAR, *Terebratula hoernesi* SUESS, *T. sinuosa pedemontana* LMK. a i.

Ani v jednej lokalite sa nenašiel druh z fylogenetického radu *Miogypsina*, ktorý by umožnil jednoznačne zaradiť dané sedimenty do spodného alebo vrchného egeru, teda k budikovianskym alebo k bretčianskym vrstvám.

Szécsénsky šlír predstavuje hlavný litologický člen lučenského súvrstvia. Ide o litologicky jednotvárny vrstvový súbor tvorený prevažne siltmi až siltovcami s podradným zastúpením ílovcov a pieskovcov.

Šlírové sedimenty sú v čerstvom stave modrosivé a sivé a vo zvetranom stave majú sivožltú až žltohnedú farbu s nepravidelnými zátekmi hydroxidov železa, resp. mangánu na plochách rozpadu. Rozpad šlírových sedimentov je najčastejšie bridlicovitý, úlomkovitý, resp. lastúrnatý, a to na neostrých plochách vrstevnatosti. Plochy pokrývajú drobné šupinky sľudy. Iné sedimentárne textúry sú zriedkavé. Siltovce sú slabo vápnité (priemerný obsah $CaCO_3$ je 20,9 %).

Ťažké minerály lučenského súvrstvia v severnej časti Rimavskej kotliny vyhodnotila MARKOVÁ (1967, 1974, 1977). Na základe odlišnosti v zložení ťažkých minerálov vymedzuje v súvrství dve subfácie:

– spodnú, v ktorej prevládajú autigénne ťažké minerály siderit alebo pyrit. Piesčitú frakciu tvoria hlavne zrnká karbonátov, najmä organogénnych. Sľuda a kremeň pribúdajú smerom do nadložia. V zdrojovej oblasti uvádzanej subfácie prevládali najmä karbonátové horniny. Vo vrte EUP-3 v ťažkej asociácii sú prítomné amfibol, pyroxén a stopové výskyty modrého turmalínu. Tieto minerály pravdepodobne pochádzajú z ultrabázik predterciérneho podložia.

– vrchnú, s pestrou asociáciou ťažkých minerálov, kde popri chlorite a karbonátoch vystupuje granát, turmalín, amfibol, staurolit. Takéto zloženie ŤM svedčí o prítomnosti granitoidov a metamorfík v zdrojovej oblasti, z čoho možno usudzovať, že sa znosová oblasť rozšírila na sever až do veporika.

Ílové minerály v szécsénskom šlíre reprezentujú montmorillonit a illit.

V szécsénskych šlíroch sa nachádzajú bohaté spoločenstvá morskej fauny, vápenatého nanoplanktónu a sporomorf. Z bohatých spoločenstiev uvádzame len formy dôležité z biostratigrafického hľadiska. Z foraminifer sú pre eger južného Slovenska typické: *Lenticulina moravica* (KARRER) a planktonické druhy – *Globigerina ouachytaensis* HOWE et WALLACE a *G. ciperoensis* BOLLI. V spodnej časti lučenského súvrstvia sa našiel indexový druh štandardnej planktonickej zóny P21 – *Globigerina opima opima* BOLLI (KANTOROVÁ, 1975–1978).

Z mäkkýšov je biostratigraficky významná forma *Captonectes decussatus* (GOLDFUSS) opísaná z egeru; druhy *Yoldia longa* BELL., *Turritella vermicularis* (BROCC.), *Brissopsis ottnangensis* R. HOERNES, *Lucina submichelotti* (MAYER), *Codokia haidingeri* (HOERNES), *Ficus conditus* (BRONGN.) sú opísané zo spodného miocénu, t. j. egeru (ONDREJIČKOVÁ, 1977).

Spoločenstvá nanoflóry neobsahujú indexové formy štandardných nanoplanktonických zón, avšak podľa druhov, ktoré zvyčajne sprevádzajú indexové formy nanoplanktonických zón NP24, NP25, NN1 (LEHOTAYOVÁ, 1977), usudzujeme, že lučenské súvrstvie je časovým ekvivalentom vrchnej časti zóny NP24, zóny NP25 a NN1.

Peľové spektrá podľa SNOPKOVEJ (1975, 1978) a PLANDEROVEJ (1966) majú oligocénno-miocénny charakter, ktorý im okrem iného prisudzuje vysoké percentuálne zastúpenie rodu *Engelhardtia*. Na egerský vek poukazuje prítomnosť druhu *Cicatricosporites dorogensis* R. POT. et GELL., známeho najmä zo staršieho oligocénu, ale aj z egeru, a druh *Boehlensipolis* cf. *hohli* W. KR., ktorý je určujúcou formou pre stredný a vrchný oligocén.

Vrchný miocén

21 Poltárske súvrstvie (pont): pestré íly, štrky, piesky

Do pontu zaraďujeme sedimenty, ktoré sú ekvivalentom poltárskeho súvrstvia z okolia Poltára. V minulosti sa pokladali za oligocén, neskôr prevládol názor o ich panónskom, resp. pliocénnom (dák) veku. Dnes ich zaraďujeme do pontu.

Poltárske súvrstvie je rozšírené na severovýchodnom okraji Rimavskej kotliny a jeho rozšírenie na západ kontroluje zlom potoka Turiec severozápadného smeru. Okrem toho sedimenty poltárskeho súvrstvia zapĺňajú riečne paleodoliny v Slovenskom krase. Vypĺňajú tiež Rožňavskú kotlinu. Hrúbka súvrstvia dosahuje niekoľko metrov až viac než 100 m. V kotline leží súvrstvie transgresívne a diskordantne na lučenskom súvrství. Severne od spojnice obcí Strelnica – Bretka – Čoltovo – Dlhá Ves leží priamo na predterciérnom podloží.

Poltárske súvrstvie v severovýchodnej časti Rimavskej kotliny a v paleodolinách riek v Slovenskom krase pozostáva zo štrkov, pieskov a pestrých ílov. Štrky sú prakticky jediným litotypom, ktorý vystupuje na povrch. Obliaky, najmä rezistentných hornín, sú roztrúsené po poliach, v roklinách, na svahoch a podobne. Štrky pozostávajú z obliakov kremeňa a kremenca, zriedkavé sú obliaky kvarcitu, rohovca a zlepence. Stupeň opracovania je nerovnomerný. Veľkosť obliakov sa pohybuje od niekoľko cm do 25 cm, ojedinele aj viac. Veľkosť väčšiny obliakov kolíše v rozmedzí 4,0–8,0 cm. V okolí Gemerskej Vsi sú prítomné obliaky až balvany andezitových vulkanoklastík. Treba zdôrazniť, že obliaky karbonátov z mezozoika v štrkoch chýbajú, a to aj v bezprostrednej blízkosti ich dnešných odkryvov (napr. v okolí obce Dlhá Ves) alebo tam, kde štrky ležia na karbonátoch (okolie Bretky).

Presnejší obraz o zložení štrkov, resp. o zmene zloženia vo vertikálnom smere poskytol vrt DV-1. Vo vrchnej časti súvrstvia prevládajú obliaky rezistentných hornín – kremence a kremene. V strednej časti sa objavujú sericitické kvarcity, kremité porfýry, porfyroidy a granitoidy. V dolnej časti sú obliaky fialových a ružovkastých pieskovcov (perm) a hnedastých ílovitých bridlíc (pravdepodobne meliatskej skupiny).

Piesky tvoria v súvrství menej významné polohy, sú žltohnedej až okrovej farby a striedajú sa s polohami štrkov, alebo v nich tvoria šošovkovité telesá.

Íly a silty sa vyskytujú najmä vo vrchnej časti súvrstvia. Sú plastické a majú pestré sfarbenie, aké býva bežné pri kontinentálnych sedimentoch (žltohnedé, hnedé a svetlosivé).

Íly tvorí kaolinit s prímesou illitu a klastického kremeňa. V menšom množstve a v hlbších častiach súvrstvia je prítomný aj montmorillonit.

Charakteristickou zložkou ťažkej frakcie je jej autigénna časť: čierne polyminerálne konkrécie, zložené z kryštalického i amorfného psilomelánu (spektrál-

ne boli stanovené prvky Mn a Ba), azda aj pyroluzitu (našli sa konkrécie prerastené kremeňom). Ich priemerný obsah je 55,1 % (15,9–89,0 %). Stálym komponentom je aj limonit (priemerne 26,8 %). V asociácii alotigénnych minerálov pripadá významný podiel na minerály bázických hornín: skupina epidotu – zoizitu, amfibol, glaukofán, turmalín a ilmenit. Zloženie ľahkých minerálov (napr. kyslé, málo premenené živce) a niektoré ťažké minerály (napr. zirkón) svedčia o prítomnosti kyslých eruptívnych hornín v znosovej oblasti (MARKOVÁ, 1974).

V poltárskom súvrství Rimavskej kotliny sa zistilo spoločenstvo palynomorf, ktoré podľa PLANDEROVEJ (in BYSTRICKÝ a ORAVCOVÁ, 1962) pozostáva z foriem: *Alnus* sp. (až 60 %), *Polypodiaceae, Osmunda* sp., *Verucatosporites* sp., *Abies* sp., *Cedrus* sp., *Picea* sp., *Pinus* – skupina *Haploxylon, Pinus* – skupina *Diploxylon, Tsuga canadensis, Betula* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp., *Fagus* sp., *Pterocarya* sp., *Staphylea* sp., *Magnolia* sp., *Carpinus* sp., *Tilia* sp., *Nyssaceae, Sequoia, Cupressaceae, Compositae, Taxodiaceae.*

Neskôr PLANDEROVÁ (in VASS et al., 1982) opísala podobné peľové spektrum poltárskeho súvrstvia pri Poltári, Točnici a Gregorovej Vieske. Domnieva sa o ňom, že je pontské (PLANDEROVÁ, 1986). Toto je zatiaľ jediný biostratigrafický dôkaz veku poltárskeho súvrstvia.

Podobnú litologickú náplň má súvrstvie vypĺňajúce **Rožňavskú kotlinu** (VASS, KRAUS a ELEČKO, 1989):

Najhojnejším litotypom sú piesky, ktoré tvoria polohy hrubé 1–33 m. Sú hnedé, zle triedené, s hojnou ílovou, resp. prachovou prímesou, s ojedinelými obliakmi (v priemere 4–10 cm) rezistentných hornín (kremeň, kremenec, lydit), kryštalických hornín, kremitých vápencov a porfyroidov. V pieskoch sú tenké polohy pestrých ílov a polohy štrkov.

Obsah karbonátov v pieskoch dosahuje cca 2 %. Hrúbka polôh prachov a ílov kolíše od 0,2 do 11,0 m. Sú pestro sfarbené (hnedé, žltohnedé, béžové, sivé, svetlosivé, žltohnedo škvrnité). Miestami majú náznaky bridlicovitého rozpadu. Obsah karbonátov kolíše od 1,0 % do 2,5 %. Ílové minerály v pelitoch tvoria dve asociácie – kaolinitovo-illitovú s prevahou illitu (vrchná časť súvrstvia) a kaolinitovo-montmorillonitovo-illitovú, v ktorej tiež prevláda illit (spodná časť súvrstvia). Minerálne zloženie ílovej frakcie poukazuje na nízky stupeň chemickej zrelosti kôry zvetrávania materských hornín. Zvetrávanie bolo menej intenzívne ako v zdrojovej oblasti poltárskeho súvrstvia v Lučenskej kotline.

Štrk je najmenej hojným litotypom poltárskeho súvrstvia v Rožňavskej kotline. Hrúbka polôh štrku kolíše od 0,2 do 6,6 m. Obliaky sú poloopracované – sú to prevažne obliaky kryštalických bridlíc, červených bridlíc, kryštalického vápenca a tmavých bridličnatých pieskovcov. Veľkosť obliakov presahuje 10 cm.

V súvrství sa nenašli zvyšky organizmov, jeho korelácia s poltárskym súvrstvím v Rimavskej kotline sa robila iba na základe litologickej podobnosti. Podľa litologického vývoja a sledu či striedania litotypov usudzujeme, že sedi-

menty výplne Rožňavskej kotliny vznikli v prietočnom jazere alebo na širokej poriečnej nive, kde sa rieka mohla sčasti aj rozvetvovať. Štrky predstavujú výplň riečnych korýt, piesky sú sedimentmi agradačných valov a íly sú sedimentmi vzniknutými na poriečnej nive v čase, keď povodňové vody pretrhli agradačné valy a rozliali sa po nive.

Poltárske súvrstvie je aj vo výplni paleodoliny rieky Slaná. Litologicky sa však od výplne Rožňavskej kotliny a poltárskeho súvrstvia v Rimavskej kotline líši. V súvrství absolútne prevládajú štrky a iba vo vrchnej časti sú aj polohy pieskov (vrt R-12A pri Slavci). V okolí Gombaseku sú však v súvrství prítomné aj dve hrubé polohy ílov. Petrografické zloženie obliakov je podobné ako v Rožňavskej a Rimavskej kotline (prevládajú obliaky rezistentných hornín). Výplň doliny Slanej pri Slavci predstavujú sedimenty korytovej fácie a vo vrchnej časti aj piesčitých agradačných valov. Možné pelitické fácie chýbajú, tie sú však vyvinuté v doline Slanej pri Gombaseku.

TURNIANSKA KOTLINA

V Turnianskej kotline je možné vekovo rozlíšiť:
– paleogénne sedimenty,
– miocénne sedimenty.

Paleogénne sedimenty pravdepodobne prináležia k okrajovému vývoju panvy budínskeho paleogénu. Predstavujú cudzorodý prvok tak v porovnaní s rimavskou panvou, ako aj s východoslovenskou. Nemožno vylúčiť, že do priestoru svojho dnešného výskytu sa dostali horizontálnymi pohybmi na zlomoch systému Darnó.

Eocén – oligocén

31 Šomodské súvrstvie

Najstarším dosiaľ zisteným členom šomodského súvrstvia sú **laminované riasové vápence**, zistené vo vrtoch severne od obce Drienovec. V hornine sa striedajú laminy svetlosivého riasového vápenca s laminami tmavého ílovca. Priemerná hrúbka lamín je okolo 2 mm. Hornina je preniknutá kalcitovými žilkami, pretínajúcimi horninu naprieč, ale aj pozdĺž vrstvových plôch. Miestami možno pozorovať drobné sklzové textúry a malé zlomy s poklesom rádovo niekoľko cm. V laminkách pozorovať nepravidelné interné zvrstvenie.

Obr. 8 Štruktúrna schéma Turnianskej kotliny (zostavil: ELEČKO, 1992)

Celkovú hrúbku laminovaných vápencov nepoznáme, ale je väčšia ako 100 m (vrt VD-2, BARKÁČ, 1985).

Ílovité bridlice sú opísané ako olejonosné bridlice (ZLOCHA a RADOCZ, 1987; ZLOCHA, 1989). Hodnota S_2 z pyrolýzy Rock-Eval kolíše od 7,85 do 39,0 % mg uhľovodíkov/g horniny; celkový uhľovodíkový potenciál kg uhľovodíkov/t horniny kolíše od 8,02 do 39,75 (HETENYI in ZLOCHA, 1989).

Laminované vápence pravdepodobne vznikli v morskom lagunárnom prostredí. Komunikáciu s morom naznačuje prítomnosť kokolitov. V lagúne sa striedavo usadzovali klastické ílovce bohaté na organickú hmotu, na ktorých v období zníženého prínosu organického detritu vznikali riasové povlaky. Dnes ich reprezentujú karbonátové laminy – stromatolity.

Vo vrte V-10 cca 1 km sv. od turnianskeho hradu sú najspodnejším vystupujúcim členom šomodského súvrstvia:

– **tmavosivé celistvé vápence s laminkami, vrstvičkami uhlia**, ktorých neprevŕtaná hrúbka vo vrte je 135 m. Tieto vápence sú pravdepodobne laterálnym faciálnym ekvivalentom laminovaných vápencov (HORSKÁ et al., 1991).

V nadloží vápencov ležia klastické sedimenty v cyklickom vývoji. Tvoria ich prevažne **karbonátové zlepence** s pozitívnou gradáciou jednotlivých cyklov. Prevládajúcim litotypom sú zlepence, ktoré pravdepodobne predstavujú korytovú výplň riečnej fácie. Uprostred hrubých klastík sú tiež lavice vápencov s hrúbkou niekoľko cm až cca 3,0 m.

Zlepence tvoria výrazne gradačne zvrstvené, viacnásobne sa opakujúce telesá, navzájom oddelené ostrými, často zjavne eróznymi kontaktmi. Zlepence majú podpornú obliakovú štruktúru. Zrnitosť smerom do nadložia všeobecne klesá, resp. sa zmenšuje, ale jednotlivé zlepencové cykly majú aj inverzne gradačnú štruktúru. Zastúpenie matrixu obvykle nepresahuje 15 %. Matrix je prevažne hrubo piesčitý, s nízkym podielom ílovej zložky obohatenej o organickú hmotu alebo o železitý pigment. Cement je obvykle karbonátový, zriedka kremitý. Obliaky sú dobre opracované. Vretenovité obliaky majú náznaky imbrikácie. Zlepence sú extraformačné. V obliakovom materiáli sa popri rozličných karbonátoch zistili nízko metamorfované horniny (fylity, chloritoidové bridlice, kremenné metadroby, metakvarcity, metaprachovce, chloritovo-aktinolitové bridlice), veľmi nízko metamorfované horniny (bridlice, usmernené silicity, acidné blastofelzity, ryolity a ich tufy, chloritizované bázické vulkanity a ich tufy, chloritizované bázické sklo, silne tlakovo deformované karbonáty so stebelnatou štruktúrou) a diageneticky spevnené horniny (illitické bridlice, rádiolarity, devitrifikované bázické sklo, rozličné variety kremeňa). Podľa zloženia klastického materiálu možno usudzovať, že materskými horninami boli mladopaleozoické a mezozoické horniny južnej časti gemerika (gočaltovská a meliatska skupina, VOZÁROVÁ).

Vo vrstvovom slede smerom do nadložia sa litológia mení. Zlepence strieda "**pebbly mudstone**", kde v pelitickom matrixe sú utopené obliaky alebo frag-

menty hornín. Sú tam tiež lavice drobných až strednozrnných zlepencov. Hrúbka jednotlivých polôh "pebbly mudstone" kolíše od 2,5 m do 15 m. Petrografické zloženie klastov je podobné ako zloženie obliakov zlepencov v podloží. Ílovitý matrix má nerovnorodé zloženie. V spodnej časti "pebbly mudstone" prevláda kaolinit nad illitom a vo vrchnej časti illit nad kaolinitom. Sprievodný ílový minerál je buď chlorit, alebo montmorillonit. Ide o sedimenty bahenných prúdov a sklzov, ktoré prezrádzajú veľkú tektonickú a možno aj seizmickú aktivitu v čase ich vzniku. Vrstvy s prevahou "pebbly mudstone" tvoria polohu hrubú cca 80 m.

V nadloží ležia prevažne **pelitické sedimenty** s tenkými lavičkami vápenca, mikrokonglomerátu a ojedinele aj pieskovca. Pelity sú vápnité a pestro sfarbené (svetlosivé, zelenosivé, žltohnedé, červenohnedé, hnedoškvrnité). Majú nepravidelne kockovitý rozpad. Z ílových minerálov prevláda kaolinit nad illitom, zo sprievodných minerálov je prítomný montmorillonit. Tieto sedimenty sú buď jazerného pôvodu, alebo vznikali v údolnej nive rieky po záplavách, ktorých vody pretrhli agradačné valy a vytvorili jazerné aluviálne rovne. Neprítomnosť uhoľných vrstvičiek vo vrtoch V-10 a VD-2 poukazuje na okolnosť, že v prostredí, kde pelity vznikali, nebola hojná paludálna vegetácia.

Vrchnú časť šomodského súvrstvia tvoria béžové **sladkovodné vápence**, ktoré vystupujú na povrch sz. od Drienovca. Vápence sú masívne, nevrstevnaté, béžovej, ružovkastej a svetlohnedej farby. V bazálnej a vrchnej časti sú brekciovité. Ich vrchná časť je skrasovatená. Štruktúra vápencov je monotónna, mikritická. Mikrity sú zložené z granuliek veľkosti 0,01 mm. V béžových vápencoch sú 5 až 120 cm hrubé polohy tmavosivých vápencov, ktoré sú organodetritické. Úlomky tmelí bituminózna hmota, ktorá dáva vápencom tmavú farbu. V bazálnej časti sú vápence brekciovité, biomikritické, s úlomkami tenkostenných, málo druhovo diverzifikovaných lamelibranchiát a ostrakód.

Vo vápencoch sa zriedkavo nachádzajú laminky lesklého uhlia a vložky svetlých, béžových ílov. Íly tvoria aj výplne krasových dutín.

Spoločenstvo palynomorf, poukazujúce na ich oligocénny vek, z uhoľných ílov opísala PLANDEROVÁ (1992).

V šomodskom súvrství, ktoré prevŕtal vrt VD-1, uprostred pelitických a siltovcových vrstiev sa vyskytujú laminky a tenké vrstvičky hnedého uhlia, ktoré prezrádzajú prítomnosť paludálnych sedimentov. Uhlie sprevádzajú lumachelové nahromadeniny makrofauny. Lumachelové výskyty sú aj v lavičkách vápencov. Fauna je tenkostená, silno tlakovo deformovaná. Okrem tejto sladkovodnej fauny sa v íloch, resp. v siltovcoch, našli ojedinelé foraminifery, ktoré poukazujú na morské, silno osladené prostredie (SAMUEL a GAŠPARIKOVÁ in BARKÁČ-HRNKO et al., 1985).

K šomodskému súvrstviu prináležia aj uhoľné vrstvy s troma uhoľnými slojmi, ťažené v bani Bianka. Vrstvy sú tvorené žltohnedými, sivými a tmavosivými piesčitými vápnitými ílmi s vložkami ílov modrosivozelenej a hnedej farby. Miestami sú polohy fialkastých, resp. červenkastých vápnitých ílov s vložkami

jemnozrnného vápnitého pieskovca. Hrúbka slojov kolíše od 1,8 do 2,5 m (LÓCZY in PAPP, 1915; ČECHOVIČ in FUSÁN et al., 1962). Íly uhľonosných vrstiev obsahujú sladkovodnú faunu, ktorá spolu s litologickým vývojom svedčí o podmienkach vzniku v močiaroch na aluviálnej rovine.

Paleontologický obsah šomodského súvrstvia je relatívne chudobný. Mnoho odobraných vzoriek bolo mikropaleontologicky sterilných, čo potvrdzuje sladkovodný pôvod väčšej časti súvrstvia. V laminovaných vápencoch, tvoriacich najspodnejšiu časť prevŕtaného súvrstvia, sa okrem rias zistili silno rekryštalizované kokolity a medzi nimi *Coccolithus* cf. *pelagicus* (WALLICH) SCHILLER. Tento druh sa objavuje v paleogéne a nie je známy z kriedy.

Podobné horniny nie sú dosiaľ v Západných Karpatoch známe. Zistili sa však na okraji Rudabánskeho pohoria v blízkosti tektonickej zóny Darnó. O týchto riasových vápencoch s olejovými bridličkami sa SZÉNTPÉTERI (in ZLOCHA a RADÓCZY, 1987) domnieva, že môžu byť aj spodnomiocénneho veku. V našom prípade je však takáto veková korelácia nepravdepodobná, pretože v nadloží opísaných vápencov sú eocénne sedimenty. Prevrátený vrstvový sled je málo pravdepodobný.

Sladkovodný pôvod sedimentov vyšej časti súvrstvia prezrádzajú lokálne lumachelové výskyty sladkovodných mäkkýšov s ostrakódami a characeami. Z lumachelových polôh sú opísané *Gastropoda* rodu *Australorbis*, ktorých výskyt je masový a schránky sú často vyplnené pyritom. Vzácne sa vyskytujú turispirálne ulity zástupcov čeľade *Hydrobidae* patriace najpravdepodobnejšie do rodu *Bythynia* sp. *Moluska* sprevádzajú zle zachované schránky ostrakód a gyrogonity characeí. Toto spoločenstvo fauny nemá biostratigrafickú hodnotu. Vo vápencoch vyskytujúcich sa na povrchu sa ojedinele našli deformované jadrá zástupcov čeľade *Planorbidae* (BŮŽEK et al., 1987). Okrem tejto sladkovodnej fauny sa v ílovcoch, resp. siltovcoch ojedinele našli foraminifery: *Rhabdammina* sp., *Bathysiphon* sp., *Hyperammina* sp., *Rhyzammina* sp., formy príbuzné druhu *Ammodiscus latus* GRZYBOWSKI a rodu *Haplophragmoides* cf. *walteri* (GRZYBOWSKI). Na základe posledných citovaných foriem SAMUEL a GAŠPARÍKOVÁ (in BARKÁČ-HRNKO et al., 1985) usudzujú na paleogénny bližšie nešpecifikovaný vek súvrstvia.

Sladkovodné, resp. brakické spoločenstvo fauny, je opísané aj zo sedimentov, ktoré sprevádzajú uhoľné sloje, ťažené v minulosti v bani Bianka. Faunu opísal už LÓCZY (in PAPP, 1915). Nedávno faunu revidoval ČTYROKÝ (in BŮŽEK et al., 1989): *Paludina* cf. *coricinensis* NOULET (podľa ČTYROKÉHO môže ísť o druhy *Viviparus obliquatus* (DESHAYDES) a *V. novigentiensis* (DESHAYDES), *Melanopsis hantkeni* HOFMANN (podľa Čtyrokého môže ísť o druh blízky druhu *M. doroghensis* OPPENHEIM). Všetky revidované druhy sú známe v spodnom eocéne v uhoľnom súvrství Dorogskej panvy, resp. zo sladkovodného eocénu v tej istej panve (BŮŽEK et al., 1989).

Biostratigraficky významnejšie sú nálezy rastlinných zvyškov. V sladkovodných vápencoch v starom lome Köszöru Domb sa našli listy spoločenstva, v ktorom dominuje *Comptonia schrankii* (STERNB.), *Dewalquea* cf. *gelindensis* SAP. et MAR. a ojedinele sú prítomné cf. *Sterculia* sp. a cf. *Sabal* sp. Na vrstvových plochách vápencov sa našli hojné, ale zle zachované gyrogonity characeí *Nitellopsis valensis* MASSIEUX, *N. dutemplei minor* RIVELINE a *N. thaleri* div. sp. (*Characea* určil BERGER in BŮŽEK et al., 1987). Spoločenstvo poukazuje na eocénny, prípadne aj paleocénny vek sedimentov (BŮŽEK et al., 1987). V tejto súvislosti treba poznamenať, že pontská fauna opísaná SÜMEGHYM (1939) zo sladkovodných vápencov j. od lomu Köszöru Domb pochádza z ílov, ktoré tvoria výplň puklín a krasových dutín vo vápencoch. Na halde bane Bianka sa našli fragmenty ťažko určiteľnej flóry. Z tohto materiálu sa podarilo identifikovať druh paprade *Blechnum dentatum* (GOEPP.) AL. BR., známej zo stredného eocénu, ale aj oligocénu a miocénu. Na tej istej halde sa našli gyrogonity characeí, ktoré sú menšie než tie na Köszöru Domb a pravdepodobne predstavujú rod *Harrisichara*, rozšírený najmä v staršom paleogéne.

Medzi rastlinými zvyškami sa doteraz nepodarilo nájsť arktoterciérne druhy. To nasvedčuje, že šomodské súvrstvie vzniklo pred tzv. Stehlinovým faunistickým zlomom, ktorý sa niekedy stotožňuje s hranicou eocén/oligocén, resp. sa zaraďuje do zóny NP23, niekedy aj nad ňu, t. j. do kišcelu (BŮŽEK et al., 1989).

V chudobných spoločenstvách sporomorf zo strednej a spodnej časti súvrstvia sú opísané okrem iného formy so stratigrafickým rozsahom eocén–oligocén. Menovite sú to formy *Cicatricosisporites monocolpopollenites* cf. *tranquilus* R. POT., *Polypodiaceoisporites* cf. *gracillimus* E. NAGY, *Trilites multivallatus* W. KR. (posledný druh sa našiel v ílovej polohe uprostred tmavých vápencov v spodnej časti vrtu V-10) a mikroplanktonická forma *Thalasiphora pelagica* (EISENACK.) (SNOPKOVÁ,1992).

Z vrchnej časti šomodského súvrstvia je opísané spoločenstvo sporomorf s druhmi poukazujúcimi na oligocénny vek: *Cupanieidites* cf. *eucalyptoides* W. KR., *Slovakipollis* cf. *hippophaeoides* W. KR., *Carpinus pollenites carpinoides* (PF.) E. NAGY, *Olaxipollis* cf. *mothesi* W. KR., *Alnipollenites verus* R. POT. (SNOPKOVÁ, 1987).

Z uvedeného vyplýva, že všetky paleontologické indikátory veku poukazujú na vekový rozsah eocén–oligocén. Súvrstvie za daného stavu poznatkov nemožno presnejšie biostratigraficky zaradiť.

Oligocén – kišcel

Hostišovské vrstvy

Diskordantne a transgresívne na šomodskom súvrství ležia sedimenty, ktoré podľa litologickej podobnosti a rovnakého veku stotožňujeme s hostišovskými

vrstvami čížskeho súvrstvia v Rimavskej kotline. Tieto vrstvy prevŕtal vrt V-l0 v hrúbke 15,5 m. Ich transgresívna pozícia na šomodskom súvrství je zvýraznená významnou uhlovou diskordanciou. Šomodské súvrstvie je uklonené pod uhlom 35–40 °, zatiaľ čo hostišovské súvrstvie na ňom leží horizontálne.

Súvrstvie tvoria prevažne piesky a rozpadavé pieskovce sivej farby, ktoré sú jemnozrnné až strednozrnné. Bazálna poloha pieskovca je šikmo zvrstvená. V pieskoch sú laminy uhoľnej hmoty s hrúbkou 1–1,5 mm. Uhoľné íly spolu s pieskovcami tvoria v bazálnej polohe flaserové textúry. V pieskovcoch je aj 5-centimetrová vrstvička lesklého hnedého uhlia. V základnej hmote rozpadavých pieskovcov je prevládajúcim minerálom illit, ktorý sprevádza kaolinit a ojedinele aj montmorillonit.

Vo vrchnej časti hostišovských vrstiev je lavica zlepenca, hrubá 1 m. Zlepence sú drobno- až strednozrnné. Majú prevažne podporný matrix, ale sú v nich aj polohy s obliakovou podpornou štruktúrou. Z hľadiska zrnitosti sú polymodálne, nezvrstvené, s náznakmi pozitívnej gradácie. Matrix je piesčito-ílovitý, prachovitý, cement je karbonátový a limonitový. Klasty sú neusporiadané, stredne až dobre opracované. Popri obliakoch kremeňa a zlepenca ich tvoria obliaky kremitých a sericitických fylitov, metasiltovcov, metakvarcitov, kremenných metadrôb, acidných blastofelzitov, metaryolitových tufov, metaryolitov sericitických a ílovitých bridlíc, silicitov a čiernych rádiolaritov, obliaky karbonátov sú zriedkavé. Ide napospol o materiál pochádzajúci najskôr z južného gemerika a meliatika (VOZÁROVÁ, ústna informácia).

Z hostišovských vrstiev je opísané spoločenstvo sporomorf so zástupcami rodov *Engelhardtia* sp., *Sabal* sp., druhu *Monocolpopollenites tranquilus* (R. POT.) a čeľade *Sapotaceae*. Toto spoločenstvo podľa PLANDEROVEJ (1992) poukazuje na kišcelský vek sedimentov. Autorka rozborov upozorňuje na zmenu sfarbenia kerogénu v porovnaní s kerogénom z nadložných vrchnomiocénnych sedimentov. Kerogén hostišovských vrstiev je viac karbonifikovaný, a teda má tmavšiu farbu.

Prostredie vzniku hostišovských vrstiev je podobné ako v Rimavskej kotline. Ide o lagúny za pobrežnými valmi a bariérovými ostrovmi. Morská fauna sa však v týchto sedimentoch nenašla.

Vrchný oligocén – spodný miocén

30 drienovské zlepence

V priestore medzi Drienovcom a Moldavou a v podobe denudačných zvyškov v údolí potoka Miglinc ležia hrubé karbonatické klastiká, ktoré MATĚJKA (1958) nazval drienovské zlepence.

Treba poznamenať, že západne od obce Drienovec sa tieto zlepence nezistili ani na povrchu, ani vo vrtoch.

Ležia transgresívne a diskordantne na šomodskom súvrství alebo na predterciérnom podloží. Maximálna dosiaľ overená hrúbka zlepencov je viac než 300 m (vrt VD-4, BARKÁČ, 1985).

V drienovských zlepencoch sa striedajú polohy zlepencov a brekcií. Brekcie prevládajú v bazálnej časti. Sú tam tiež vrstvičky a vrstvy červených pelitov až pieskovcov, ktorých hrúbka kolíše od niekoľko metrov do 9 m. Červené pelity tvoria aj tmeliacu hmotu zlepencov. Obliaky majú rozličný stupeň opracovania od – ostrohranných úlomkov až po dobre opracované obliaky. Zrnitostne sú tiež nedokonale triedené. Najväčšie obliaky dosahujú priemer 30 cm. V zlepencoch možno pozorovať náznaky gradačného zvrstvenia.

Obliaky zlepencov sú tvorené horninami bezprostredného okolia. Prevládajú triasové a liasové karbonáty. Prítomné sú aj jurské rádiolarity, ojedinele sa našli obliaky vrchnokriedových kampánskych morských karbonátov, podobné tým, ktoré sa našli vo forme tektonickej šupiny medzi dvoma štruktúrami silického príkrovu (MELLO a SALAJ, 1982). Našli sa aj obliaky hnedých, bližšie nešpecifikovaných vápencov. Vo vyššej časti zlepencov sa nachádzajú nekarbonatické obliaky: rozložené báziká, bridličnaté zelenkavé metamorfity, piesčité bridlice, serpentinity (BYSTRICKÝ in FUSÁN et al., 1962; MELLO a REICHWALDER, 1978; ORVAN in MELLO et al., 1979). Z bazálnej časti drienovských zlepencov je opísaný výskyt bauxitov (CHMELÍK, 1959).

Zlepence predstavujú dejekčné kužele tokov stekajúcich do depresných oblastí v predpolí mezozoika Slovenského krasu. Tieto akumulácie vznikali pravdepodobne v kontinentálnych podmienkach.

Vek zlepencov nie je možné určiť na základe organických zvyškov, pretože sa žiadne nenašli. Podľa obsahu najmladších obliakov možno usudzovať, že sú pokriedového veku a podľa ich pozície v nadloží šomodských zlepencov sa dá predpokladať, že sú oligocénneho, resp. spodnomiocénneho veku. Prikláňame sa k názoru, že sú mladšie ako hostišovské vrstvy kišcelského veku, opísané z vrtu V-10. Z toho nám vychodí, že vek zlepencov je egerský alebo mladší, ale spodnomiocénny.

Stredný miocén

Sarmat

Sarmatské sedimenty v študovanom území na povrch nikde nevystupujú. Ich prítomnosť predpokladáme len na základe vrtov. Najzápadnejší výskyt týchto sedimentov sa zaznamenal vo vrte VTK-4 pod Turnianskym hradom a sarmatské sedimenty sú pravdepodobne prítomné aj vo vrte VTK-17, západne od Turnianskej Novej Vsi. Sarmatské sedimenty sa však nezistili na severnom okraji Tur-

nianskej čiastkovej kotliny a severný okraj rozšírenia sarmatu kontrolujú zlomy (nezachoval sa na severných okrajových kryhách, zatiaľ čo na poklesnutých kryhách do centra kotliny ostal pred eróziou uchovaný pod mladšími sedimentmi). Sarmat chýba aj na žarnovskej elevácii predterciérneho podložia.

Najväčšia hrúbka sarmatu zistená v študovanom území je cca 117 m (Drienovec-4). Hrúbka však určite narastá juhovýchodným smerom do centra Moldavskej kotliny, kde napr. vo vrte Komárovce-1 dosahuje takmer 450 m (VASS, 1967).

Sarmatské sedimenty ležia transgresívne a diskordantne na šomodskom súvrství (VTK-4, VTK-5) alebo na predterciérnom podloží (DR-4 a VTK-17).

Litologický vývoj sarmatských sedimentov je hrubodetritický. Prevládajú karbonatické zlepence až balvanovité zlepence, v ktorých sú polohy pieskov a pelitov a tenké vrstvičky uhlia do 5 cm. Polohy hnedých a žltohnedých piesčitých ílov dosahujú hrúbku až cca 2,0 m. Sarmatské sedimenty s vysokým podielom karbonatických klastík sa litologicky podobajú sarmatu vo vrte KO-1, nevyskytujú sa v nich však polohy vulkanických tufov. Vulkanický materiál je zastúpený iba ojedinele vo forme obliačikov.

Prevládajúcim litotypom sarmatského súvrstvia sú štrky a zlepence. Možno v nich pozorovať pozitívnu gradáciu, najväčšie obliaky, alebo bloky sa nachádzajú v bazálnej časti sarmatu. Smerom do nadložia sa veľkosť obliakov zmenšuje. Ide prevažne o mezozoické karbonatické obliaky, ktoré dnes vystupujú v okolí dnešnej Turnianskej kotliny. Okrem toho sa zistili obliaky kvarcitu, kremeňa, sericitického fylitu, ílovitých bridlíc a litoklastických tufov (ELEČKO in PRISTAŠ et al., 1987; HORSKÁ et al., 1991).

Sarmatské sedimenty vznikali v jazerno-riečnom prostredí s hojným prínosom hrubodetritického materiálu. Niektoré polohy štrkov pravdepodobne predstavujú dejekčné kužele riek ústiacich do jazera. Lokálna pozitívna gradácia však nevylučuje ani riečny pôvod sedimentov.

V sarmatských sedimentoch sa fauna nenašla. Našli sa však spóry, ktoré sú jediným biostratigrafickým indikátorom veku. V spoločenstve sú pomerne bohato zastúpené formy rodu *Engelhardtia* a prítomní sú aj zástupcovia čeľade *Clyriaceae*. Podľa PLANDEROVEJ (in VASS, 1967) spoločenstvo sporomorf poukazuje na teplú miernu klímu, ktorá bola vo vrchnom sarmate.

Nenašli sa ani zvyšky rastlín, takže na sarmatský vek týchto sedimentov usudzujeme na základe litologickej podobnosti so sedimentmi vo vrte KO-1.

Vrchný miocén

Panón

Panónske sedimenty majú podobné rozšírenie ako sarmatské sedimenty s výnimkou žarnovskej elevácie predterciérneho podložia, ktorú sčasti pochovávajú,

a teda ležia transgresívne a diskordatne na horninách predterciérneho podložia. Na iných miestach ležia na sarmate, pričom vzájomný vzťah oboch súvrství nie je možné presne identifikovať (skrytá diskordancia?, postupný prechod?). Sedimenty panónu zväčša na povrch nevystupujú a ich výskyt severne od Drienovca nie je spoľahlivo doložený.

Maximálna hrúbka panónskych sedimentov overená vrtom EJ-1 (Janík) je cca 230 m.

22 pestré íly, silty, piesky, štrky, uhoľné íly, lignit

Panónske súvrstvie tvoria najmä pestré íly až silty s polohami štrku a slojmi, resp. vrstvičkami uhlia a uhoľných ílov.

Prevládajúcim litotypom súvrstvia sú pestré íly a silty. Ich farba je sivá, tmavosivá až čierna, modrosivá, zelenosivá, hnedoškvrnitá, zelenomodrá, hnedá, hrdzavohnedá, odtiene fialovej. Sú sčasti plastické. V menej plastických polohách je kolísavý obsah prachovej a piesčitej prímesi. Prevládajúcim ílovým minerálom je illit a montmorillonit (DOBRA et al., 1970; VASS a ELEČKO, 1981). HORSKÁ et al. (1991) uvádza ako prevládajúci minerál kaolinit.

Piesky tvoria pomerne hrubé polohy uprostred ílov a siltov. Sú sivé až hnedé, jemno až strednozrnné. Hrubozrnné piesky sú zriedkavé a v nich sú rozptýlené štrkové obliaky s priemerom 3–5 cm. Ojedinele tvoria aj samostatné polohy.

Obliakový materiál štrkov je z rezistentných hornín (kremeň, kremenec, obliaky karbonátov nie sú prítomné). Tým sa obliakový materiál panónu odlišuje od štrkov v sarmatskom súvrství, kde prevládajú karbonáty.

V panónskom súvrství sú aj šošovky a polohy uhlia, hrubé až 5 m. Tieto uhoľné sloje tvoria dve až tri slojové pásma. V závislosti od podmienok vzniku uhoľné sloje obsahujú viac či menej terigénnej prímesi. Na rozdiel od panónskeho súvrstvia prevŕtaného vo vrte KO-1 sa v Turnianskej kotline nezistili polohy ryolitových tufov a tufitov. V najzápadnejšom výbežku Turnianskej kotliny do panónu pravdepodobne prináleží detritické súvrstvie tvorené pestrými ílmi s výraznými polohami rozlične zrnitých, zle triedených zaílovaných pieskov s úlomkami a obliakmi. V obliakovom materiáli prevládajú obliaky verfénskych hornín, prítomné sú obliaky kremeňa, kremenca a v menšej miere aj karbonatické obliaky. Ich veľkosť kolíše od 1 do 4 cm, ale vrty prevŕtali aj balvany až bloky karbonátov.

Panónske sedimenty vznikali pravdepodobne v jazernom, prípadne aj v riečnom prostredí, meniacom sa občas na močiare s bujnou vegetáciou, v ktorých vznikali uhoľné sloje.

Vek súvrstvia sa stanovil biostratigraficky na základe spoločenstva sporomorf, ktoré je relatívne chudobné. Vo vrchnej časti sú zastúpené *Cupressus* sp., *Pinus silvestris* – typ, hojne zastúpený *Pinus haploxylon* – typ, *Alnipollenites verus* R. POT., *Pteridium* sp., *Celtis* sp., *Quercus, Tricolporopollenites microhen-*

rici (R. POT.) TH. et PF., *Tillia cordata, Pterocaryopollenites stellatus* (R. POT.) THIRG., *Caryapollenites simplex* (R. POT.) RAATZ, *Liquidambar* sp., *Abies, Keteleris.*

Zo spodnej časti súvrstvia sa zaznamenalo nasledujúce zloženie spór a peľu: *Fagus* sp., *Castanea* sp., *Ulmus* sp., *Polypodiaceae, Engelhardtia, Pinus haploxylon* – typ, *Betula* sp., *Alnus incana* (L. MOENCH), *Celtis* sp., *Alnus kefersteinii* a *Pterocarya* sp. Podľa autorky palynologických rozborov PLANDEROVEJ spoločenstvo poukazuje na panónsky vek súvrstvia. Toto konštatovanie je v zhode s biostratigrafickou koreláciou panónu študovanej oblasti s panónom vo vrte KO-1. Uhľonosné vrstvy zo susedného maďarského územia (Bódvaszilas, Rakaca) litologicky podobné opisovanému súvrstviu sa tiež považujú za panónske (CSÍKY et al., 1987). Z panónskych sedimentov vo vrte VTK-5 západo-juhozápadne od obce Drienovec opísala PLANDEROVÁ (1992) spoločenstvo typické pre uhoľné sedimenty. Podobné spoločenstvo opísala autorka z uhľonosných sedimentov vrchného panónu a pontu, ktoré vznikli v obdobiach s relatívne vlhšou klímou.

V spoločenstvách sú zastúpené výtrusné rastliny len ojedinelými druhmi čeľade *Polypodiaceae* a rodu *Sphagnum*. Veľmi hojne sú zastúpené peľové zrná rodu *Tsuga*, druhmi *Tsugaepollenites ingniculus* R. POTT, ssp. *rotundus, Tsugaeopollenites* div. sp., *Pinus* typ *Haploxylon, Pinus silvestris, Cupressaceae, Taxodiaceae. Angiospermae* sú zastúpené druhmi rodu *Alnus, Fagus, Quercus, Araliaceae, Carpinus, Carya, Magnoliaceae, Juglans.*

Domnievame sa, že opísané spoločenstvo dokazuje vrchnopanónsky vek vrstiev, v ktorých sa našlo. Z toho vychodí, že značná časť panónskych sedimentov vo vrte VTK-5 zodpovedá vrchnému panónu.

Pont

21 poltárske súvrstvie

Sedimenty pontu majú v študovanom území špecifickú distribúciu. Predpokladáme, že sú súčasťou výplne najzápadnejšieho výbežku Turnianskej kotliny. Okrem toho ich denudačné zvyšky sú zachované na severnom a južnom okraji kotliny vrátane žarnovskej elevácie predterciérneho podložia.

V centrálnej časti kotliny sa nezistili. Túto anomáliu vysvetľujeme ako následok erózie pliocénnej a kvartérnej drenážnej siete. Potoky stekajúce z dvíhajúcich sa planín Slovenského krasu deponovali na úpätí strmého reliéfu transportovaný materiál. Vo vlastnej kotline naopak spôsobili rozmývanie a rozplavovanie pontských sedimentov, takže tie sa v samotnej kotline nezachovali.

Poltárske súvrstvie leží konkordantne na panónskom súvrství, resp. diskordantne na predterciérnom podloží. Na povrch vystupuje najmä na žarnovskej po-

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY INFORMAČNÉ STREDISKO Bratislava

chovanej elevácii a v denudačných zvyškoch na okraji Turnianskej kotliny (za motorestom v Moldave), ako aj v depresiách na planinách Slovenského krasu (Debraď).

Typickým litologickým znakom súvrstvia sú pestré plastické íly, vzhľadom aj mineralogickým zložením podobné poltárskemu súvrstviu v Lučenskej a Rimavskej kotline. Preto toto súvrstvie stotožňujeme s poltárskym.

Súvrstvie tvoria pestré íly, piesky a štrky, ojedinele sú prítomné vrstvičky lignitu a polohy uhoľných ílov. Prevládajúcim litotypom sú pestré íly a silty (žltohnedé, sivé, sivozelené, zelenosivé, hnedé, hnedoškvrnité). Vo svetlejších íloch sú miestami závalky hnedých ílov. Íly bohaté na rastlinnú organickú hmotu sú tmavosivé až čierne. V pelitoch sú nepravidelné šošovky jemno- až hrubozrnných pieskov s obliakmi štrku. Íly a silty sú nevápnité, medzi ílovými minerálmi prevláda kaolinit nad illitom (významná odlišnosť voči zastúpeniu ílových minerálov v panónskych sedimentoch).

Piesky tvoria buď samostatné polohy, alebo šošovky v pelitoch. Sú jemno- až hrubozrnné, hnedé, okrovoškvrnité, žltosivé, žlté, sivoškvrnité. Sú spravidla zle triedené – ílovité. Obsahujú obliaky rezistentných hornín.

Štrky tvoria polohy napríklad na báze poltárskeho súvrstvia vo vrte V-10 (hrubé cca 6 m). Okrem toho tvoria "rozsypy" na svahoch kopcov. Sú to rezíduá zvetraných pontských sedimentov. Prevládajú obliaky kremeňa, kremenca, lyditu a kryštalických bridlíc. Vo vrte V-10 na severnom okraji kotliny prevládajú obliaky karbonátov. Nekarbonatické obliaky sú podobné tým, ktoré VOZÁROVÁ opísala z hostišovských vrstiev, z čoho vyplýva podobná provenienčná oblasť, t. j. južné gemerikum a meliatikum. Štrky sú zväčša drobnozrnné (priemer 1–2 cm), väčšie obliaky sú ojedinelé (do 5 cm). V štrkoch aj pieskoch možno pozorovať cyklické zvrstvenie s pozitívnou gradáciou.

V najzápadnejšom výbežku Turnianskej kotliny je vývoj poltárskeho súvrstvia podobný ako sme opísali. Prevládajú pestré pelity. Štrkový materiál na rozdiel od opísaného tvoria obliaky hornín bezprostredného podložia. Ide o obliaky verfénskych bridlíc, pieskovca a fylitických hornín.

Podľa litofaciálneho vývoja môžeme usudzovať, že uvedené súvrstvie vzniklo v riečnom prostredí, pričom štrky s pozitívnou gradáciou predstavujú výplň kotlín. Piesky s pozitívnou gradáciou a cyklickým vývojom predstavujú sedimenty agradačných valov. Pelity vznikli v občasných jazerách na riečnych nivách.

Vek súvrstvia v študovanom území sa stanovil na základe peľových spektier, v ktorých prevládajú *Polypodiaceae*, ihličnany – *Cupressaceae, Taxodiaceae – Cupressaceae, Pinus* typ *Haploxylon, Pinus silvestris*. Najhojnejšie je zastúpený peľ triedy *Angiospermae (Alnus, Juglans, Quercus, Carya, Magnolia, Tricolporopollenites asper, Carpinus, Myricaceae, Fagus, Liliodendron, Nipheaceae, Tilia*). PLANDEROVÁ (1992) považuje toto spoločenstvo za pontské a súvrstvie koreluje s poltárskym súvrstvím Lučenskej a Rimavskej kotliny. To je v dobrom

súlade s litologickou koreláciou, ktorú sme spomenuli. Mladý vek súvrstvia potvrdzuje aj málo tepelne premenený kerogén, ktorý je sfarbený svetlo.

Z ílov, ktoré tvoria výplň dutín v sladkovodných vápencoch šomodského súvrstvia, SÜMEGHY (1939) určil faunu: *Melanopsis decoltata* STOL., *Melanopsis pygmaea* PARTSCH, *Melanopsis spiridioni* PALL., *Coretus cornu mantelli* DUNKL., *Viviparus semseyi* HALOV, *Viviparus neumayeri* PARTS. a prechodné formy medzi druhmi: *V.* cf. *sadleri* PARTSCH. a *V. cyrtomaphorus* BRUSH, *V. neumayeri* PARTSCH a *V. vemseyi* HALAV., ďalej rody: *?Bulimus* sp., *?Galba* sp. Vek tejto fauny podľa SÜMEGYHO (l. c.) je vrchnopanónsky, t. j. podľa súčasnej chronostratigrafie pontský. Potvrdila to aj ONDREJIČKOVÁ po kritickom zhodnotení zoznamu fauny vzhľadom na súčasnú biostratigrafickú hodnotu opísaných druhov a rodov.

KVARTÉR

Kvartérne sedimenty v regióne Slovenského krasu môžeme rozdeliť na dve väčšie skupiny. Na planinách krasu prevládajú sedimenty spojené s procesmi krasovatenia, zvetrávania, svahovej modelácie a znosu, v kotlinách a dolinách riek dominujú procesy a sedimenty spojené s eróznou a akumulačnou činnosťou riek a potokov.

Pre planiny Slovenského krasu je typický vývoj jaskynných sedimentov, reliktných kôr zvetrávania – eluviálnych sedimentov, na úpätiach deluviálnych sedimentov. Kotliny a väčšie doliny charakterizuje polycyklický vývoj fluviálnych sedimentov terás a proluviálnych sedimentov náplavových kužeľov. Na kotlinových pahorkatinách a zvyškoch terasových stupňov sa zachovali pokryvy eolicko-deluviálnych sedimentov – spraší a sprašových hlín. Všeobecne, hojné sú výskyty sladkovodných vápencov, sporadicky sa vyskytujú slatiny.

Kvartérne sedimenty regiónu začleňujeme do spodného (starého), stredného, vrchného (mladého) pleistocénu a holocénu.

Pleistocén

Pliocén – pleistocén

V Slovenskom krase, podobne ako v Slovenskom rudohorí, sa zachovali relikty sedimentov so stratigrafickým rozpätím pliocén – spodný pleistocén. Spravidla sa nachádzajú vo výškových pozíciách koincidujúcich s úrovňou erózie a akumulácie terás spodného (najstaršieho) pleistocénu. Reliktne sú zachované na planinách krasu.

Na planinách Slovenského krasu sú to predovšetkým ílovité hliny terrarossového typu, s rozličným podielom hlinito-kamenitých sutín, zachované v škrapoch, závrtoch, rozsadlinách, jamách a krasových dutinách. Svahoviny rozšírené na úpätí planín sú zložené z gravitačných sedimentov s prevahou ostrohrannej drviny a blokov vápencov s polohami jemnozemí, spevnených sutinových brekcií, zlepencov, ojedinele s polohami fluviálnych štrkov.

Stratigraficky významné sú najmä výplne krasových dutín, obnažené v lomoch vo Včelároch, Hosťovciach a Plešivci, obsahujúce faunu. Vek fauny podľa LOŽEKA a HORÁČKA (1992) naznačuje časové vymedzenie hlavnej karstogenetickej a fosilizačnej fázy ako najmladší pliocén – spodný pleistocén.

Najstaršia je výplň opusteného lomu Csepkő pri Plešivci, v ktorom nachádzame predkvartérne sedimenty a sedimenty spodného pleistocénu. Ide predovšetkým o sutinové brekcie (20), zložené zo spevnených úlomkov vápencov, ako aj zvyšky opracovaných fluviálnych štrkov s výrazne gemeridným materiálom. Jemnozrnné polohy obsahujú faunu, predovšetkým zuby drobných cicavcov, ktoré potvrdzujú ich staropleistocénny vek. Malakofauna je výrazne odlišná od mladšej, s prítomnosťou niektorých vymretých druhov ako *Chilostoma capeki* (PBK.), s výrazným podielom *Helicigona lapicida* (L.).

Do spodného pleistocénu zaraďujeme zvyšky štrkov vysokého terasového stupňa zachovaného v Rožňavskej kotline na rozvodí Slanej a Pačianskeho potoka v relatívnej výške 60–62 m. Akumuláciu podľa výškovej pozície, zloženia, stupňa zvetrania obliakového materiálu môžeme korelovať s terasou Slanej v Rimavskej kotline s relatívnou výškou 80–90 m. Jej ekvivalentom je pravdepodobne erózna terasa zachovaná na pravom brehu Slanej, severne od vrchu Sedlo.

Terasa zreteľnejšie vystupuje v Turnianskej kotline západne od Jablonova n/T. vo výške cca 60–70 m nad povrchom riečnej nivy, ako aj v doline Čremošnej medzi obcami Kováčová a Lúčka (80 m). V prvom i druhom prípade je to erózna terasa s rezíduami poloopracovaných štrkov, ktoré okrem miestneho materiálu obsahujú aj tranzitný, zložený z dobre opracovaných obliakov kremeňa, pieskovca a vápenca. Terasu zaraďujeme do najmladšieho obdobia spodného pleistocénu (günz).

Stredný pleistocén

Sedimenty stredného pleistocénu sa v študovanom území zachovali predovšetkým v Rožňavskej a Turnianskej kotline. Sporadicky vystupujú v doline Štítnika a Muráňa. Nie je vylúčená ich existencia pod sutinami v doline Slanej.

Sporadicky sa zachovali proluviálne sedimenty – predovšetkým zahlinené štrky (19). Dominujú fluviálne sedimenty terás (18).

Plošne výraznejšie je zachovaná vyššia stredná terasa, vyskytujúca sa v relatívnej výške 35–40 m (mindel). Najmarkantnejšie ju pozorujeme na ľavom brehu

Čučmianskeho potoka, na úseku od štátnej cesty vedúcej do Košíc po teheľňu v Rožňave. Tomuto terasovému vývoju pravdepodobne zodpovedajú aj štrky zachované v zárezе cesty pred Krásnohorským Podhradím. Sedimenty terasy výrazne vystupujú v starej ťažobnej jame rožňavskej tehelne, kde terasu budujú dva komplexy kvartérnych sedimentov. Vrchný komplex tvoria sprašové hliny (hrúbka 5–8 m). Spodný komplex tvoria štrky a štrkopiesky. Erózna báza terasy sa nachádza vo výške 25 m nad povrchom riečnej nivy Slanej. Terasové štrky a štrkopiesky sú dobre opracované. Obliaková zložka prevláda nad piesčitou. Priemer obliakov 6–7 cm, max. 15 cm. Obliakový materiál je polymiktný, zložený zo žilového kremeňa, kremencov, kvarcitov, fylitov, porfyroidov, sporadicky z pieskovcov. Podobne ako v predchádzajúcej terase, je značne navetraný.

V Turnianskej kotline je mindelská terasa zastúpená fluviálnymi štrkmi Bodvy a Turne, ktoré sa dajú korelovať s vysokými úrovňami a sedimentmi Jasovskej jaskyne (DROPPA, 1965). Terasa je zachovaná na ľavom brehu Bodvy, torzovite je vyvinutá v okolí Žarnova a Janíka. Erózna báza terasy sa nachádza cca 20 m nad riečnou nivou Bodvy. Fluviálny materiál, ktorý tu leží zväčša na triasových vápencoch, tvoria rezíduá slabo opracovaných až opracovaných štrkov z kremeňa a kremenca.

Väčší rozsah majú spodné stredné terasy, vystupujúce v dvoch úrovniach.

V reliéfe Rožňavskej a Turnianskej kotliny sa zachovali dve stredné terasy.

Prvá, vyššia terasa, vystupuje v relatívnej výške 20–24 m s bázou 4–8 m nad povrchom nivy. Terasa je vyvinutá na ľavom brehu Slanej v ústí Čremošnej. V doline potoka Pača a Čremošnej v dôsledku výraznej strednopleistocénnej a mladopleistocénnej proluviálnej a soliflukčnej akumulácie sú morfologické hranice zotreté. V ústí Pačianskeho potoka terasa (terasovaný kužeľ) postupne prechádza, resp. splýva so spodným, nižším stredným stupňom.

Vyššiu strednú terasu buduje pokryv hlín sprašového charakteru. V podloží hlinitého komplexu terasy vystupuje terasový fluviálny a proluviálny komplex štrkov a štrkopieskov, hrubý 4 m.

Obliakový materiál terasy je dobre opracovaný. V ústí potokov je balvanovitý (priemer do 0,5 m), s postupným zjemňovaním materiálu smerom k nadložiu. Piesčité štrky majú spravidla sivú farbu a sú zložené z obliakov kremeňa, kremenca, porfyroidov, fylitov a pieskovcov.

Nižšia stredná terasa v Rožňavskej kotline vystupuje zreteľnejšie, avšak len útržkovite, najmä v ústí Čučmianskeho potoka na pravom brehu Čremošnej do jej vyústenia do doliny Slanej.

Povrch terasy sa nachádza 10–14 m nad nivami tokov, báza 0–1 m.

Na ľavom brehu Turne a Bodvy tvorí prakticky najvýraznejší terasový akumulačný stupeň. Samotný povrch terasy je značne premodelovaný materiálom mladopleistocénnych ronových kužeľov a eróznych rýh, v dôsledku čoho výška povrchu terasy značne kolíše. Povrch terasy vystupuje cca 10–15 m, báza 0–2 m

nad riečnou nivou Turne a Bodvy. V okolí Turne n. B. sa báza terasy nachádza 2–3 m pod povrchom nivných náplavov.

Terasu v podloží buduje súvrstvie zvetralín predkvartérneho podložia (vápencov a bridlíc), na ktorom leží komplex zahlinených piesčitých štrkov, hrubý 3–4 m.

Fluviálne súvrstvie riskej terasy Bodvy tvoria žlté a žltohnedé, sivé piesčité štrky (17). Na báze terasy vystupujú hrubé dobre opracované obliaky, ktoré prechádzajú do stredno- až hrubozrnných viac vytriedených piesčitých štrkov s lavicami piesku. Materiál je dobre opracovaný, zložený z kremeňa, kremencov, pieskovcov, fylitov, bridlíc, vápencov, ojedinele lyditov. Smerom k nadloží piesčité štrky prechádzajú zväčša do fluviálnych stredno- až jemnozrnných pieskov, miestami do zahlinených proluviálnych štrkov (16). Hrúbka celého komplexu sa pohybuje od 4 do 5 m.

Na fluviálnych štrkoch je vyvinutý 3–7 m hrubý pokryv spraší a sprašových hlín.

Sedimenty z obdobia rozhrania stredného a mladého pleistocénu zastupuje predovšetkým tabuľa sivastého pevného travertínu (15) sv. od obce Hrhov (cintorín). Sedimenty obdobného veku, ale v jaskynných fáciách, podľa LOŽEKA (LOŽEK a HORÁČEK, 1992), pravdepodobne vystupujú v jaskynných systémoch Domice, Ardovskej a Jasovskej jaskyne.

Mladý pleistocén

Sedimenty mladého pleistocénu v Slovenskom krase sú zastúpené prevažne mladopleistocénnymi jaskynnými výplňami a svahovinami. Výraznejšie sú vyvinuté v dolinách riek.

Mladý pleistocén (würm) je zastúpený proluviálnymi (14) a podložnými fluviálnymi štrkmi (13) nízkej terasy a dnovej výplne nív, sprašami, sprašovými hlinami, deluviálnymi hlinitými a hlinito-kamenitými sedimentmi.

Podstatnú časť Turnianskej a západnej časti Košickej kotliny budujú klasicky vyvinuté rozsiahle náplavové kužele Hájskeho, Drieňovského potoka a Miglinca, a najmä rozsiahly starowürmský náplavový kužeľ Bodvy.

Proluviálne sedimenty kužeľov tvoria hrubé, menej opracované až opracované štrky. Materiál náplavového kužeľa Bodvy je polymiktný, zložený z obliakov kremeňa, kremenca, ruly, porfýru, diabasov, vápencov, fylitov, ojedinele aj lyditu.

V materiáli náplavového kužeľa Hájskeho potoka sú najmä obliaky svetlých a tmavých vápencov, s nevýznamným zastúpením pieskovcov a bridlíc. Je menej opracovaný, silno zahlinený, s polohami ílov a pieskov. Okrem hrubých štrkov sú tu prítomné bloky vápencov.

Nadložné časti profilu tvorí pestré súvrstvie piesčitých slabo zahlinených štrkov a pieskov. Viaceré polohy sivých až zelenkavých povodňových ílov v nad-

ložnej časti profilu svedčia o migrácii korýt. Výrazne sa to prejavuje najmä v zatláčaní korýt bočných prítokov proluviálnymi náplavmi Bodvy. Hrúbka proluviálnych štrkov sa pohybuje od 6 do 8 m (TKÁČIK, 1964).

V Rožňavskej kotline, najmä v doline Slanej, sa sporadicky zachovala nízka terasa (starší würm). Tento najnižší terasový stupeň vystupuje 3–5 m nad riečnymi nivami tokov. Morfologicky sa sformoval až v mladom pleistocéne – holocéne.

Báza nízkej terasy je spätá s predposledným väčším vrezom doliny Slanej a jej prítokov, ktorý dosiahol hĺbku 3–10 m. Hrúbka terasovej akumulácie kolíše v medziach 3–4 m.

Štrky a štrkopiesky nízkej terasy sú dobre opracované. V podloží prevláda hrubé balvanovité zloženie s nepatrným podielom piesčitej zložky. Smerom k nadloží sa obliakový materiál značne zjemňuje a postupne prechádza do sprašových hlín a hlinito-kamenitých svahovín. Obliakový materiál je polymiktný, pozostáva z obliakov kremeňa, kremenca, pieskovca, fylitu a porfyroidov.

Riečne nivy Slanej, Čremošnej, Turne, Bodvy a ich prítokov sa sformovali po nepatrnom poslednom prehĺbení dolín na rozhraní stredného a mladšieho würmu. Predstavujú najviac znížené územia, pokryté súvrstvím piesčitých, ílovitých a kalových sedimentov, hrubým len 1–4 m, pod ktorým sú vyvinuté sedimenty dnovej štrkopiesčitej akumulácie (hrúbka 2–8 m). Tie miestami nadväzujú na fluviokrasové sedimenty jaskynných systémov Jasovskej a Gombaseckej jaskyne, Domice a iných.

Súvrstvie dnovej akumulácie nív – korytovú fáciu, tvoria zvodnené štrky a štrkopiesky (12). Obsahuje polohy a šošovky vytriedených, krížovo zvrstvených pieskov. Materiál je celkove dobre vytriedený, zložený z kremeňa, kremencov, pieskovcov a vápencov. Maximálnu hrúbku (8–10 m) má dnová akumulácia Slanej.

Smerom k nadložiu štrkopiesčité súvrstvie nív prechádza do holocénnych povodňových hlín, ílov, pieskov a piesčitých štrkov. Sprašové hliny a spraše tvoria súvislý pokryv na pleistocénnych terasách riek.

V nadloží štrkov riskej terasy v okolí Moldavy n. Bodvou a mindelskej terasy v okolí Žarnova je vyvinutý pokryv spraší a sprašových hlín (würm). Na báze profilu vystupuje žltohnedá prachovitá, ílovitá, čiastočne oglejená hlina, s čiernymi povlakmi a zátekmi. Spravidla je nevápnitá alebo slabo vápnitá, vyššie žltosivá prachovitá. Nadložie profilu tvoria čokoládovohnedé a hnedé prachovité hliny.

V Turnianskej kotline v okolí Včelár vystupujú ostrovčeky spraší a sprašových hlín (11). Spomínané sedimenty sú dobre odokryté v hlinisku Včeláre a ťažia sa ako korekčné íly. Sprašový pokryv vystupuje na báze starších fluviálnych štrkov a povodňových hlín.

Na báze profilu v hĺbke cca 12 m vystupuje žltohnedá prachovitá, ílovitá s čiernymi povlakmi a zátekmi, nevápnitá alebo len slabo vápnitá hlina. Vyššie je

žltosivá prachovitá, ílovitá, viac drobivá hlina, na nej zdvojená risko-würmská fosílna pôda (lužná černozem a hnedozem). Nadložie profilu tvoria čokoládovohnedé a hnedé prachovité hliny a ojedinelé úlomky bridlíc a vápenca.

Na kotlinových pahorkatinách Rožňavskej a Turnianskej kotliny, a najmä na Bodvianskej pahorkatine, sú rozšírené deluviálne (polygenetické) sedimenty, ktoré sú tvorené hlinito-piesčitými, ílovitými a v oblasti vývoja poltárskeho súvrstvia štrkovitými svahovinami. Hrúbka svahovín sa pohybuje od 3 do 6 m. Maximálna hrúbka sa sústreďuje na úpätiach svahov.

Hlinito-piesčité (10) polygenetické sedimenty sprašového charakteru sú vyvinuté na Bodvianskej pahorkatine. Hlinito-piesčité delúviá sú tvorené nevápnitými žltými, okrovožltými, žltosivými, hnedými a červenohnedými prachovito-piesčitými hlinami. Ojedinele obsahujú drobné úlomky zvetraných vápencov (9), bridlíc, ílov a štrkov neogénu. Maximálna hrúbka (8 m) týchto sedimentov sa zistila na hlinisku medzi Turnianskou N. Vsou a Pederom. Bezprostredne v nadloží jemno- až strednozrnných pieskov vystupujú ílovité sivé hliny, ktoré smerom k nadložiu prechádzajú do žltosivých a žltohnedých piesčitých hlín. Súvrstvie miestami obsahuje 1–2 pôdne fosílne horizonty. Nie je vylúčené, že bazálna hnedozemná pôda v tomto hlinisku môže reprezentovať fosílnu pôdu risko-würmského interglaciálu. Celý komplex sa sformoval v období würmského glaciálu.

Hlinito-kamenité delúviá sú rozšírené po obvode planín Slovenského krasu. Pozdĺž južného svahu (7) Horného a Dolného vrchu a v kaňone Slanej vytvárajú súvislý deluviálny plášť. Jeho hrúbka sa pohybuje od 1 do 20 m. V geologickej stavbe deluviálnych plášťov prevládajú chaoticky uložené neopracované úlomky vápencov s ojedinelými úlomkami od 10 do 20 cm a blokmi veľkými 1 m a viac, ktoré sa striedajú s vrstvami terra rossy a s viac opracovanými úlomkami materiálu ronových kužeľov.

Väčšia časť deluviálnych plášťov, zasahujúcich miestami až na terasy, vznikla v periglaciálnych podmienkach (würm) v období silného mechanického zvetrávania. Ich formovanie prebieha aj v súčasnosti. Geologická stavba deluviálnych plášťov je do značnej miery komplikovaná materiálom ronových a osypových kužeľov.

Holocén

Do najmladšieho obdobia kvartéru – holocénu v regióne Slovenského krasu začleňujeme travertíny, povodňové hlinito-piesčité, ílovité a štrkovité sedimenty nív, proluviálne sedimenty najmladších kužeľov, slatiny a súčasne antropogénne sedimenty.

Travertíny (pramenné vápence) sa v Slovenskom krase vyskytujú pri väčšine vyvieračiek, miestami pri menších prameňoch. Typické dolinné travertíny sa na-

chádzajú v Hájskej doline. Väčšie ložiská sa zachovali pri Hrhove a Hrušove, menšie v doline Slanej a Štítnika (5).

Pri vyústení Hrušovskej a Hrhovskej vyvieračky sa usadili značné plochy travertínu. Viditeľná hrúbka obidvoch ložísk sa pohybuje v medziach od 8 do 10 m. V geologickej stavbe prevládajú okrovožlté spevnené, slabo spevnené a hlinité travertíny.

Na báze travertínov Hrhovskej vyvieračky vystupujú slabo spevnené neopracované úlomky vápencov a vrstva značne hlinitého penovca. Na uvedenom podloží leží komplex okrovožltého travertínu, hrubý 8–9 m.

Bezprostredne v nadloží vystupuje pevnejší okrovožltý travertín s riasovou, zvírenou štruktúrou. Pod ním je vyvinutá výrazná (cca 2 m) vrstva hlinitého sypkého viac hnedastého penovca s drobnými polohami pevného travertínu. Pod ňou je ďalšia poloha pevného travertínu (1,5–2,0 m), v nadloží ktorej vystupuje druhá výrazná vrstva sypkého viac hnedastého penovca s drobnými úlomkami travertínovej drviny, s postupným prechodom do podložných vápencových delúvií.

Nad uvedenou výraznou travertínovou tabuľou, na ktorej leží časť obce Hrhov, v miestnom cintoríne vystupuje výrazná vyššia tabuľa staršieho pleistocénneho pevného masívnejšieho travertínu.

Podobnú geologickú stavbu majú travertíny Hrušovskej vyvieračky.

Travertíny Hrhovskej vyvieračky boli predmetom výskumu malakozoologického viacerých autorov (LOŽEK, 1955; ŠVAGROVSKÝ, 1956), na základe ktorého bol stanovený holocénny vek.

Na lokalite Hrušov SCHMIDT urobil podrobný výskum malakofauny, ktorý potvrdzuje závery predchádzajúcich autorov.

Na lokalite Hrušov, ktorá má v podstate zhodnú geologickú stavbu s travertínmi Hrhovskej vyvieračky, v bazálnej (hĺbka 9,60–9,90 m) hlinitej travertínovej polohe sa zistili prevažne druhy boreálu a atlantika, zastúpené druhmi: *Carychium tridentatum* (RSM.), *Carychium minimum* (NÜL.), *Acinela polita* (HTM.), *Discus perspektivus* (MÜL.), *Orcula doliolum* (BRUG.), *Vertigo angustiou* (IFR.), *Truncatelina claustralia* (GRD.), *Acanthinela aculeata* (NÜL.), *Sadleriana pannonica* (PRFDL.), *Algopinella minor* (STAB.), *Algopinella pura* (ALD.), *Vitrea diafhana* (STUD.), *Rutenica filograna* (RSM.) atď.

Medzi mäkkýšmi prevažujú všeobecne vlhkomilné lesné druhy dokumentujúce teplé a vlhké obdobie stredného holocénu.

Na fluviálnych štrkoch a pieskoch dnovej výplne nív Slanej, Turne a Bodvy a ich väčších prítokov je vyvinutý hrubý kryt nivných sedimentov (2). Na báze profilu vystupujú sivé plastické íly, na ktorých sa sformovali čiernosivé humózne pôdy (atlantikum). Nadložie povodňového krytu tvorí prachovito-piesčitá hlina, ktorá je zároveň recentnou pôdou.

Nivný kryt prítokov Bodvy budujú zväčša hlinito-piesčité a štrkovité sedimenty so značným podielom soliflukčných hlinitých a hlinito-štrkovitých sedimentov. V okrajových častiach nív v nadloží krytu sú sporadicky rozšírené

hlinito-piesčité a štrkovité náplavy kužeľov holocénneho veku. Tie lemujú najmä severné okraje Bodvianskej pahorkatiny a vyskytujú sa na jej styku s riečnou nivou Bodvy a Slanej.

V Turnianskej kotline, v oblasti výverov krasových vôd, v plytkých depresiách strednej terasy a riečnej nivy, na nepriepustných povodňových hlinách a íloch sa vytvorili značné plochy nížinnej rašeliny (slatiny).

Najväčšie ložisko slatinnej rašeliny sa nachádza v zatopenej oblasti Hrhovského rybníka (jazierko; v súčasnosti je značná časť ložiska vyťažená). Celý rad menších plytkých rašelinísk vystupuje v oblasti riečnej nivy medzi Hrhovom a Jablonovom n. T. a pri Hosťovciach.

Podľa rozborov rašeliny, ktoré urobil KRIPPEL (1956), rašelinisko pri Hrhove je veľmi mladé. Rašelina sa v rašelinisku začala usadzovať v období expanzie, prípadne až kulminácie buka, t. j. koncom boreálu (hlbšie polohy v období boreálu), čo sa v značnej miere zhoduje s charakterom malakofauny hrušovských travertínov.

Vysoké zastúpenie pri vzniku rašeliniska mali jelša, buk, jedľa, borovica a smrek, ktoré pokrývali pravdepodobne okolité svahy.

Rašelinisko v Hrhove buduje tmavohnedá, stredne rozložená, značne mineralizovaná ostricovo-trstinová rašelina, ktorá smerom k podložiu prechádza do stredne až dobre rozloženej hnedej až čiernohnedej ostricovej rašeliny s postupným ubúdaním hlinitých častíc. V podloží rašeliniska vystupuje značne oglejený íl s veľkým množstvom rastlinných zvyškov. Hrúbka rašelinových ložísk sa pohybuje od 1–2,5 do 3 m, max. 7 m (Hrhov).

V regióne Slovenského krasu a priľahlej časti Slovenského rudohoria sú rozšírené skládky a haldy – navážky (1) – spojené s ťažbou a úpravou vápencov a rúd. Značné plochy zaberajú skládky domového odpadu.

TEKTONIKA

Z predchádzajúceho textu, geologickej mapy a legendy vyplýva, že v Slovenskom krase a v priľahlom území, ktoré zobrazuje geologická mapa 1 : 50 000, sa vyčlenili nasledujúce tektonické jednotky a celky:

1. Kenozoické sedimenty. Netvoria osobitnú tektonickú jednotku, ale "pokryvné" útvary. Sú deformované iba germanotypne, hoci v paleogénnych i v neogénnych vrstvách sa našli vrásy, prešmyky, vztýčené vrstvy a hojné strike-slipy.

2. Vrchnokriedové sedimenty (iba reliktne). Vypĺňajú buď dutiny v horninách silického príkrovu, alebo tvoria relikty na triasovom povrchu silického príkrovu zacviknuté medzi čiastkovými štruktúrami.

3. Paleoalpínske (? prevažne mladokimerské) príkrovové jednotky: a) gemerikum; b) príkrov Bôrky; c) meliatikum, d) turnaikum, e) silicikum.

Toto tektonické členenie vychádza z mnohoročného geologického mapovania a ďalších podrobných výskumov viacerých špecialistov nielen na území Slovenského krasu, ale aj na priľahlom maďarskom území.

Myšlienka o príkrovovej stavbe Slovenského krasu sa presadzovala veľmi ťažko. Je zaujímavé, že už v začiatkoch rozvoja príkrovovej koncepcie v Západných Karpatoch RABOWSKI (1926) zreteľne vymedzil (hoci pod iným názvom) silický príkrov. Pri hľadaní koreňov tatranských príkrovov, vykonal totiž exkurziu do východnej časti Slovenského rudohoria a Slovenského krasu, pričom zistil (l. c., s.13), že "južný i severný triasový komplex spolu s triasovými platňami uprostred netvorí normálnu pokrývku kryštalických hornín Spišsko-gemerského rudohoria, ale patrí do osobitnej tektonickej jednotky – **do južného triasového príkrovu**" a v ďalšom texte uvádza argumenty.

Aj ROTH (1939a) mal tendenciu vidieť v Slovenskom krase príkrovovú stavbu, hoci z dnešného pohľadu nemôžeme so všetkými jeho pozorovaniami a vývodmi súhlasiť.

Zapríčinil to asi najmä BALOGH (1945), ktorý dosť autoritatívnym spôsobom odporučil vrátiť sa ku koncepcii širokých synklinál a antiklinál BÖCKHA (1908, 1909), že o príkrovovej stavbe sa až do objavenia triasových konodontov v Meliate (KOZUR a MOCK, 1973a,b) prestalo hovoriť (do istej miery k tomu prispelo aj šírenie protipríkrovovej koncepcie v šesťdesiatych rokoch).

Kapitola o tektonike nemôže byť iba inventúrou vyčlenených tektonických jednotiek (teda opisom súčasného stavu), pretože každý čitateľ očakáva informáciu najmä o tom, čo je najmenej známe – odkiaľ a ako sa tektonické jednotky do dnešnej pozície dostali, teda rekonštrukciu geodynamického vývoja.

Ešte stále je v oblasti Slovenského krasu najčastejšia otázka, odkiaľ bol silický príkrov nasunutý na meliatikum: zo severu či z juhu? (myslené v dnešných koordinátach).

Dlho prevládala pôvodná predstava, že silický príkrov sa dostal na meliatikum zo severu, čo vychádzalo najmä z faciálnej podobnosti až zhodnosti stratenského a silického mezozoika (KOZUR a MOCK, 1973a,b; ANDRUSOV, 1975).

Štruktúrne merania však túto hypotézu nepotvrdili, naopak všetky merania svedčia o tektonickom transporte z J (JV) na S (SZ) (GRECULA a VARGA, 1977; REICHWALDER a SNOPKO in BAJANÍK et al., 1983; RICOU, písomná informácia, 1986; HÓK et al., 1995).

Jedným z riešení, ako vysvetliť toto protirečenie, bola predstava, že silický príkrov najprv gravitačne skĺzol zo S na J do oblasti meliatika, a potom počas kolíznych udalostí sa presunul na sever (REICHWALDER in BAJANÍK a REICHWALDER, 1979).

Ak vychádzame čisto zo štruktúrnych meraní, a z toho, ako sú tektonické jednotky v oblasti Slovenského krasu a Slovenského rudohoria naukladané (odspodu nahor: gemerikum, príkrov Bôrky, meliatikum, turnaikum, silicikum), vyjde nám v podstate veľmi jednoduchá paleogeografická schéma (pre obdobie trias – jura):

gemerická zóna – severný šelf
príkrov Bôrky – svah severného šelfu a časť oceánskej zóny
meliatska zóna – oceánska mobilná zóna
turnaická zóna – svah južného šelfu
silicikum – južný šelf

Proti automatickému prijatiu takejto schémy však hovoria najmä faciálne, ale aj iné argumenty. Pri uvedenom usporiadaní je napríklad ťažké vysvetliť, prečo sú panvové až pelagické fácie v silickom príkrove zastúpené najviac v jeho južných častiach (na maďarskom území), ďalej, odkiaľ sa do zóny turnaika v strednom a vrchnom triase transportoval klastický materiál (nebolo to možné cez zónu meliatika, tam by "uviazol", ani silicika, pretože tam niet ani stopy po klastikách). V neposlednom rade sú to aj argumenty z oblasti bioprovincií – silický príkrov obsahuje faunu austroalpínskej proveniencie, zatiaľ čo fauna v meliatiku a v turnaiku má dinársku afinitu.

V prospech zástancov tektonického transportu zo severu na juh hovoria aj juhovergentné štruktúry v južných častiach silického príkrovu, hlavne na maďarskom území (BALOGH a KOVÁCS, 1977).

Preto sa zmienime aj o modeloch, ktoré uvažujú o "severnom" pôvode silického príkrovu, príp. uvažujú o viacerých vetvách meliatskeho oceánu.

Najrozšírenejší je model KOVÁCSA (1984), ktorý bol neskôr len málo modifikovaný (porovnaj napríklad KOVÁCS, 1990). Podľa tohto modelu sa meliatsky oceán nachádzal medzi bükksko-turnianskou a silicko-bodvianskou platňou.

Pri tejto schéme zostávajú aj ÁRKAI a KOVÁCS (1986, s. 367), ktorí paleogeografické jednotky v triasovej geosynklinále usporadúvajú od severu na juh v poradí: silický príkrov, szőlősardská jednotka, bodviansky príkrov, meliatikum a turnaikum. Kolíznu a subdukčnú zónu kladú do akrečného meliatika, ako o možných sutúrach uvažujú o rožňavskej alebo margeciansko-lubenickej línii.

Podľa DERCOURTA a RICOU (in CSONTOS, 1988, obr. V.6c) meliatsky oceán bol umiestnený až južne od Bükku, panva medzi Turnou–Bükkom a Silicou–Gemerom bola podľa nich oblasťou pelagickej sedimentácie na stenčenej kontinentálnej kôre.

CSONTOS (1988) vytvoril kombinovanú hypotézu. V triase a jure umiestnil jednotku Turna–Bükk do východného pokračovania jednotky Silica–Bodva (–Gemer) a meliatsky oceán južne od nich. Vo vrchnej kriede ich pravostranným posunom po margecianskej a lubeníckej línii posúva do situácie podobnej dnešnej.

V najnovšej interpretácii CSONTOS (1992) umiestňuje meliatsky oceán úplne z inej strany – s. od gemerika, a silicko-chočský sedimentačný priestor ešte severnejšie. Subdukciu meliatika predpokladá smerom na sever, v poslednom štádiu kolízie silický príkrov so šupinami meliatika nasúva na paleozoikum Slovenského rudohoria. Neskoršími pohybmi na sever sa stavba dotvorila.

Značne odlišnú schému predložili KOZUR a MOCK (1987; 1988). Odmietajú príbuznosť sekvencií turnaika a Bükku a poukazujú skôr na príbuznosť turnaika so szőlősardským príkrovom (rozdiel je podľa nich iba v metamorfóze). Postupnosť príkrovov podľa nich je (odspodu nahor): meliatikum, turniansky, resp. szőlősardský príkrov a najvyšší silický.

Ako jednotky prechodného charakteru vyčleňujú rudabánsky príkrov (prvá zmienka o ňom je už in KOZUR, 1979) podľa charakteristického vývoja v telekeškom údolí označovaného maďarskými geológmi ako bodvianska fácia (GRILL et al., 1984) a szőlősardský príkrov (szőlősardská fácia – GRILL et al., l. c.).

Sedimentačný priestor szőlősardského príkrovu, na rozdiel od rudabánskeho príkrovu podľa nich pravdepodobne neležal medzi sedimentačnými priestormi meliatskej jednotky a silického príkrovu, ale medzi sedimentačným priestorom meliatskej, resp. južnobükkskej bridličnatej jednotky a sedimentačným priestorom fenšíckeho príkrovu. V prospech toho hovorí podobný vývoj karnsko-norických vrstiev v szőlősardskom a fenšíckom príkrove. Pokým v rudabánskom a silickom príkrove je stredný karn bez prínosu klastík, vo fenšíckom a szőlősardskom príkrove sa vyskytujú hojne bridlice, sliene a siltovce. K szőlősardskému príkrovu zaraďujú aj sekvenciu Mokrej lúky, ktorá tu podľa nich vystupuje v tektonickom okne spod silického príkrovu (dôvod: pelsónske konodonty, tufity, CAI hodnota konodontov).

Úplne zhodný vývoj má podľa nich turniansky príkrov, iba s tým rozdielom, že je slabo metamorfovaný. V oblasti Slovenského krasu a priľahlého maďarského územia vymedzili 3 hlavné tektonické jednotky: meliatikum (vrátane príkrovu Bôrky), rudabáňaikum (rudabánsky, turniansky a szőlősardský príkrov) a silicikum.

KOZUR (1991) modifikoval definíciu rudabáňaika, keď ho rozdelil na severné (rudabánsky príkrov) a južné (turniansky a szőlősardský príkrov).

Ako sme už uviedli, podľa nášho názoru, nie je vhodné riešenie dávať do jednej tektonickej jednotky (aj keď s odlišným prívlastkom) časti, ktoré vznikli v sedimentačných priestoroch vzdialených od seba minimálne 800 – 1 000 km. (Možno namietať, že je to bežné aj pri iných jednotkách, napríklad severné a južné gemerikum, či severné a južné veporikum, to sú však skôr neformálne termíny).

Preto sa prikláňame k riešeniu, aby sa namiesto termínu južné rudabáňaikum používal zaužívaný termín turnaikum.

V Slovenskom krase je momentálne azda najväčší problém, kam zaradiť príkrov Slovenskej skaly. Zaradili sme ho síce do turnaika, ale neodškriepiteľná je jeho veľká príbuznosť so silickým príkrovom (doteraz sa k nemu aj zaraďoval), čo možno hovorí v prospech jeho zaradenia do "bodvaika" (severného rudabáňaika sensu KOZUR, 1991). Keďže problém sa vynoril len v poslednom čase, treba zvážiť podrobne všetky argumenty (alebo nájsť aj nové) v prospech jedného či druhého zaradenia.

Palinspastická a paleogeografická predstava, z ktorej tektonické členenie vychádza, je teda veľmi jednoduchá, a azda aj preto sa už takmer všeobecne prijíma. Rozdiely, ako sme uviedli, sú iba v detailoch alebo v používaní odlišnej terminológie.

Východiskom pre prijaté tektonické členenie jednotiek v geologickej mape je paleogeografická situácia, ktorá nastala vo vrchnom anise[1], ladine a karne, keď sa v dôsledku riftingu otvoril meliatsky oceán. Obe časti pôvodne jednotného spodnoaniského šelfu driftovali od seba a stali sa základom karbonátovej platformy na "severe" a na "juhu". Svahy medzi karbonátovými platformami a trógom boli miestom vzniku tektonických elementov jednotky turnaika (svahy "južne" od meliatskeho trógu), resp. "bodvaika" – severného rudabáňaika, alebo príkrovu Bôrky (svahy "severne" od meliatika), tu teda zatiaľ v dvoch protichodných verziách:

A	B
stratenská karbonátová platforma	silická karbonátová platforma
juhogemersko-bôrsky svah	severorudabánsky svah
meliatsky tróg	meliatsky tróg
turniansky svah	turniansky (južnorudabánsky) svah
silická karbonátová platforma	bükkská karbonátová platforma

Príkrovová sústava sa vytvorila počas kolízneho štádia v najvyššej jure (mladokimerská orogenéza) a v mladších etapách sa už len dotvárala alebo deformovala (ÁRKAI a KOVÁCS, 1986, s. 367; KOZUR, 1991a, b a i.).

Gemerikum. Gelnická skupina sa v južnej časti gemerika monoklinálne ukláňa na juh. Tento úklon je južným krídlom mohutnej klenbovitej štruktúry východozápadného smeru. Podobne sú uložené i mladšie sedimenty štóskeho

[1]*Podľa niektorých údajov (KOVÁCS, 1984) sa rifting začal už v bityne. Poukazujú na to nálezy konodontov tohto veku z čiernych rohovcových dolomitov vo vrte Szölösardó-1 (BALOGH a KOVÁCS, 1981).*

ktoré sú pravdepodobne súčasťou rakoveckej skupiny. Po celom okraji mohutnej štruktúry sú uložené mladopaleozoické sedimenty a sedimenty mezozoika. Celá táto štruktúra je oddelená od južných častí rožňavskou tektonickou líniou, popri ktorej je s. časť vysoko zodvihnutá, naproti tomu j. časť je hlboko poklesnutá.

Severnú časť tvoria prevažne paleozoické sedimenty. Má tri časti, ktoré sa od seba štruktúrne odlišujú a sú oddelené tektonickými líniami. Od štítnického zlomu smerom na západ je celá oblasť zodvihnutá. Prejavuje sa to jednak tvorbou západogemerskej ostrohy, kde je odokryté kryštalinikum veporika, t. j. tektonické podložie gemerika. Vlastné paleozoikum gemerika je uzavreté medzi margeciansko-lubeníckou tektonickou líniou a medzi rožňavskou líniou, pričom je rozdelené na dve časti pozdĺžnym hrádockým prešmykom, v ktorom sa z hĺbky, spod mladopaleozoických a mezozoických komplexov obnažili staropaleozoické sedimenty na Železníku, pri Jelšave a na Hrádku. Stredná časť, rozprestierajúca sa medzi štítnickým zlomom a Drnavou, je charakteristická tým, že v nej vysoko prevládajú súvrstvia gelnickej skupiny.

Masív Tureckej sa vyznačuje veľmi zreteľne vymodelovanou vejárovitou štruktúrou, ktorej os je mierne konkávne prehnutá. Vo východnej časti sa vejárovitá štruktúra končí na dvoch súbežných severo-južných zlomoch, prebiehajúcich v údolí rieky Slanej a Čučmianskeho potoka. Na západ sa stáča pod mladopaleozoické a mezozoické formácie, vypĺňajúce nižnoslanskú depresiu. Východnejšia časť od Rákoša cez Paču po Drnavu sa skladá zo sedimentov drnavského súvrstvia. Táto časť gelnickej skupiny sa vyznačuje veľkým pozvoľným stáčaním sa litologických celkov z východo-západného smeru do smeru severovýchodo-juhozápadného až severo-južného. Tento veľmi hrubý vrstvový celok, ktorého hrúbka sa odhaduje cca na 2 000–2 500 m, je pri rožňavskej línii koso až kolmo amputovaný. Tento úsek gelnickej skupiny sa považuje aj za najvyššie zodvihnutý blok. Na jeho okraji v blízkosti rožňavskej línie ostali len nepatrné zvyšky mladšieho paleozoika a mezozoika.

Významnou časťou staršieho paleozoika je úsek od Drnavy po Jasov. Od západnej časti je tento úsek oddelený systémom smolníckych (rotemberských) zlomov. Tieto zlomy sú veľmi dobre zistené v banských dielach na Smolníku i na povrchu. Uklonené sú na juhovýchod, ale sú aj protiklonné. Z týchto zlomov, ktoré majú monoklinálnu poklesovú hrasťovú stavbu, vo východnej časti sa uchovalo veľké množstvo štóskeho súvrstvia, ako aj veľké množstvo mladopaleozoických sedimentov a mezozoika. Celé územie je viacerými systémami zlomov značne rozlámané na menšie bloky. Práve táto bloková stavba má pre vyhľadávanie a hodnotenie nerastných surovín mimoriadne veľký význam.

V staropaleozoických sedimentoch má veľký význam druhá vejárovitá štruktúra, prebiehajúca od Poproča smerom k Lastovičiemu vrchu, odkiaľ sa cez Pipítku stáča na juh. Aj táto vrásová štruktúra sa v okolí Drnavy končí na rožňavskej tektonickej línii. Staropaleozoické horninové celky sa epizonálne

metamorfovali počas hercýnskych horotvorných procesov. Mladopaleozoické sedimenty spolu s mezozoickými komplexmi sa alpínskymi vrásovo-metamorfnými procesmi tiež epizonálne metamorfovali, pričom v staršom paleozoiku sa opätovne obnovili staršie štruktúry, a tým došlo k naloženiu alpínskeho orogénu na starší hercýnsky, už zvrásnený podklad.

Príkrov Bôrky je tektonická jednotka s veľmi komplikovanou vnútornou stavbou, ktorá odráža zložitú tektonickú históriu tak v priebehu formovania svojej litologickej náplne (predriftové a riftové štádiá), ako aj v orogénnych štádiách (subdukčno-akrečné, kolízne, transpresno-transtenzné). Charakteristickou črtou prítomných horninových sekvencií je síce rozdielny, ale vždy vyšší stupeň metamorfózy tak v podložných, ako aj v nadložných jednotkách. Metamorfóza prebiehala v podmienkach vyššieho tlaku pri nízkom termálnom gradiente (REICHWALDER, 1970, 1973; BAJANÍK a REICHWALDER, 1979; ÁRKAI a KOVÁCS, 1986; MAZZOLI et al., 1992, a ďalší). Túto metamorfózu spájame so subdukčno- akrečným procesom súvisiacim s postupným uzatváraním meliatsko-hallstattského výbežku kimerského oceánu (KOZUR, 1991a, 1991b) vo vrchnej jure, ako to indikujú aj prvé výsledky rádiometrických datovaní metamorfózy (MALUSKI et al., 1993). Okrem charakteru metamorfózy na účasť subdukčno-akrečného mechanizmu pri formovaní tejto tektonickej jednotky poukazuje aj vývoj mezoskopických a mikroskopických deformačných štruktúr vo viacerých horninových typoch a vzťahy deformácie a kryštalizácie minerálov stredno- až vysokotlakovej metamorfózy. Súvisí s ním vznik silne zovrených izoklinálnych (ležatých) vrás, vytvorených mechanizmom strižného a plastického tečenia, vznik výraznej metamorfnej bridličnatosti, paralelnej s priebehom osových prvkov týchto vrás, ako aj hojné intrafoliačné vrásy. Výsledkom tohto procesu je aj výrazná lineácia rozťahovania (stretching lineation) či už vo forme prednostnej lineárnej orientácie novotvorených metamorfných minerálov (glaukofán, fengit, chlorit) alebo deformácie klastických fragmentov, porfyroklastov a obliakov. Metamorfóza hornín, ktoré vznikli v podmienkach kontinentálnej kôry (zlepence, pieskovce, vápence) poukazuje na podstatnú účasť kontinentálnej kôry v subdukčno-akrečnom procese.

Výrazný metamorfný skok hornín príkrovu Bôrky oproti horninám vystupujúcim v dnešnej geologickej stavbe územia v jeho podloží a nadloží naznačuje významnú účasť mladších tektonických procesov na dotváraní deformačných štruktúr vnútornej stavby, ale aj na jeho tektonickom transporte po vzniku opísanej metamorfnej asociácie v subdukčno-akrečnom procese. Došlo pri nich k tektonickej individualizácii ako vnútorne intenzívne imbrikovanej príkrovovej štruktúry (out of sequence thrust sheet) a k nasunutiu na nižšie metamorfované sekvencie tektonickej jednotky gemerika, prevažne na jeho mladopaleozoický obal (gočaltovskú skupinu). S touto deformačnou etapou, zodpovedajúcou pravdepodobne kolíznemu štádiu orogénnej etapy, je spojený vznik takých mezosko-

pických štruktúr, ako sú naložené vrásy sprevádzané klivážou paralelnou s osovými plochami týchto vrás, mikrovráskovaním (krenulačná kliváž) a prejavmi retrográdnej metamorfózy.

Na formovaní dnešnej stavby príkrovu sa podieľala aj mladá (terciérna) transtenzno-transpresná tektonika, spojená s formovaním nových, prípadne aktivovaním starších vhodne orientovaných strižných zón (zlomových štruktúr). Významnú úlohu zohrala aktivita rožňavskej zlomovej zóny, na ktorej sa okrem najmladších prejavov poklesovej (extenznej) tektoniky uplatnili aj horizontálne zložky pohybu. Ich výsledkom sú početné mladé prešmyky a plochšie násuny, ktoré majú v jej bezprostrednom okolí náznaky vejárovitej stavby (flower structure).

Príkrov je veľmi intenzívne segmentovaný mladými diagonálnymi zlomovými deformáciami v podmienkach krehkých deformácií, ktoré zapadajú do štruktúrneho plánu deformácií tektonických jednotiek v nadloží i podloží príkrovu Bôrky.

Meliatikum. Donedávna ešte málo poznaná, takmer záhadná jednotka. Dnes je už k dispozícii značné množstvo údajov, ktoré umožňujú oddeliť to, čo do meliatika s. s. nepatrí. Zaraďuje sa sem "meliatska jednotka", v podstate hypotetický vrstvový sled rekonštruovaný z blokov v evaporitových melanžiach a z olistolitov v jurských bridliciach. Rozoznáva sa fácia centrálnej časti trógu – fácia Tornakápolna s ofiolitovou sekvenciou, ktorá vznikla na oceánskej kôre a okrajové fácie s menším rozsahom vulkanickej činnosti, ktoré vznikli na stenčenej kontinentálnej kôre (KOZUR, 1991). Okrem toho sa do meliatika zaraďuje aj juhobükkská bridličnatá jednotka (KOZUR a MOCK, 1987, 1988; CSONTOS, 1988). Príkrov Bôrky (LEŠKO a VARGA, 1980), ktorý má zreteľnú faciálnu afinitu starších členov ku gemeriku a mladších k meliatiku a doteraz sa striedavo zaraďoval ku gemeriku alebo meliatiku, vyčleňujeme ako samostatnú tektonickú jednotku.

Stručne a výstižne meliatikum charakterizovali KOZUR a MOCK (1987, 1988): "Meliatikum tvorí časť mobilného pásma Tethys. Triasová fauna patrí k aziatsko-dinárskej faunistickej provincii. Význačné pre meliatikum sú nasledovné znaky: (1) platformová sedimentácia až do vrchného spodného anisu; (2) rýchly rozpad karbonátovej platformy v pelsóne, dokumentovaný nástupom červených pelagických vápencov často do rozsadlín v svetlých vápencoch; (3) široko rozšírené červenkavé, zriedkavejšie zelenkavé, kremité bridlice v ladine a kordevole, ktoré môžu byť laterálne zastúpené pelagickými červenými vápencami alebo bridlicami, alebo sa s nimi striedajú; (4) výskyt pillow-láv, gabier a serpentinitov ladinského až kordevolského veku, ktoré sa môžu prstovite prelínať s vrstvami sub(3); (5) turbidity vo vyššom noriku; (6) v liase sú typické tmavé bridlice, siltovce a pieskovce, ako aj tmavé (občas škvrnité) vápence, často známe len z olistolitov v nadložných aalensko-bajoských bridliciach; (7) mocný komplex tmavých bridlíc a siltovcov, príležitostne aj pieskovcov v aalene a bajose, ktoré občas obsahujú tmavé rádiolarity a kremité bridlice s mangánovými bridlicami,

z ktorých pochádza rádiolóriová fauna zóny *Unuma echinatus*. Táto časť súvrstvia sa uložila pod zónou CCD. Predovšetkým v aalene nadobúdajú vrstvy gradačným zvrstvením niekedy flyšový charakter (aalenský čierny flyš). Niekedy sa vyskytujú aj mocné suboceánické pillow-lávy, gabrá a čiastočne aj ultrabázity; (8) anchimetamorfné postihnutie vrstiev, zriedkavejšie sú nemetamorfované; (9) oblasť maximálneho roztiahnutia (okrem už zmienených špált ešte široko rozšírené lystrické zlomy). Maximálna fáza roztiahnutia na začiatku dogeru (oceánický rift) spôsobila, že tieto jurské vrstvy na všetkých doteraz známych výskytoch ležia tektonicky (lystrické zlomy) na triasových vrstvách, pričom vo všeobecnosti sa nepozoruje uhlová diskordanica (liasové vápence sa vyskytujú väčšinou iba vo forme olistolitov, to platí aj o vrchnom triase)."

Turnaikum. Ide v súčasnosti o najrozporuplnejšiu jednotku v Slovenskom krase. Keďže sa jej venujeme podrobne v kapitole Litológia, stratigrafia, magmatizmus, tu len zhrnieme, že ide o jednotku, ktorá pravdepodobne pochádza z priestoru j. od meliatskeho trógu. Typickým reprezentantom je turniansky príkrov.

V predloženej mape do turnaika zaraďujeme aj príkrov Slovenskej skaly, pozostávajúci z niekoľkých čiastkových štruktúr (synklinál, antiklinál, šupín). Napriek mnohým zhodným prvkom príkrov Slovenskej skaly má oproti turnianskemu príkrovu aj niektoré odlišnosti a veľkú afinitu k silickému príkrovu.

Hoci sa v predkladanej mape nevyskytuje, treba sa zmieniť o tektonickej jednotke, ktorá podľa uvedenej verzie B pozostáva z formácií vzniknutých na svahu medzi šelfom silického príkrovu a meliatskym trógom. Jej najznámejším reprezentantom a "typovou" subjednotkou je bodviansky príkrov (LESS et al., 1981), označený predtým aj ako telekešská jednotka (KOZUR, 1979). Podľa KOZUROM (l. c.) avizovanej, ale žiaľ nepublikovanej, práce o vzniku príkrovov vo vnútorných a centrálnych Západných Karpatoch (KOZUR a MOCK "in Druck": Entstehung und Herkunft der Decken in den Inneren und Zentralen Westkarpaten) sa mal tento príkrov nazývať rudabánsky.

Tento názov, ako aj termín rudabáňaikum zaviedli autori až omnoho neskôr (KOZUR a MOCK, 1987, 1988), keď sa už bežne používal termín bodviansky príkrov (LESS, 1981; ÁRKAI a KOVÁCS, 1986; KOVÁCS, 1986 a i.). Keďže, navyše, v zápätí KOZUR (1991) termín rudabáňaikum redefinoval na severné a južné, pričom obe časti rudabáňaika majú pochádzať z úplne odlišných paleogeografických zón (severne a južne od meliatskeho trógu), zdá sa nám vhodnejšie nezlučovať tieto časti do jednej tektonickej jednotky, ale namiesto južného rudabáňaika používať zaužívaný a všeobecne akceptovaný termín turnaikum a turniansky príkrov. Severnejší (nemetamorfovaný), telekešský typ triasu a jury, by sa mal zaraďovať do bodvianskeho (nie do "severorudabánskeho") príkrovu v súlade s prevažujúcim úzom (LESS et al., 1981; ÁRKAI a KOVÁCS, 1986; KOVÁCS, 1986, 1990 a i.).

Prítomnosť "bodvaika", či "severného rudabáňaika", v Slovenskom krase dosiaľ jednoznačne preukázaná nebola (navyše je to často vec definície a konvencie, čo sa kam zaradí), avšak príkrov Slovenskej skaly, a najmä niektoré jeho časti, ako napríklad šupina Stráne, z faciálneho hľadiska sú veľmi blízke južným častiam silického príkrovu.

Nie je vylúčené, že aj niektoré iné časti, dnes zaraďované do silického príkrovu, bude v budúcnosti možné (alebo nutné) zaradiť do tejto jednotky. Takými sú napríklad sekvencia Mokrej lúky (MOCK, 1980) alebo šupina Bretky, ktoré sa vyznačujú prítomnosťou pelagických fácií už od pelsónu, ako je to v bodvianskom alebo aj szőlősardskom príkrove (KOVÁCS, 1986).

Treba opäť podotknúť, že vedenie hraníc medzi hlavnými paleogeografickými a tektonickými jednotkami je často vec konvencie a dohody. KOVÁCS aj v najnovších prácach (1990) zaraďuje bodviansky (i szőlősardský) príkrov do silicika.

Silicikum. V Slovenskom krase ho reprezentuje silický príkrov s početnými čiastkovými štruktúrami:

z. od štítnického zlomu:	v. od štítnického zlomu:
(GAÁL a MELLO, 1983)	(BYSTRICKÝ in FUSÁN et al., 1962, čiastočne upravené)
1. špaňopoľská	1. jasovská
2. licinská	2. Drienkovej hory
3. bretčianska	3. silicko-turnianska
4. stránska	4. brezovsko-plešivská
	5. kečovská

Ide o bezkorenný príkrov, ktorý sa do pozície nad všetky doteraz charakterizované jednotky dostal jedným zo spôsobov, rozobraných v úvode tejto kapitoly.

Pri hľadaní podkladu silického príkrovu sa najčastejšie hovorí o "gemerskej jazve" (margeciansko-lubenickej línii), v ktorej mal podklad byť pohltený. Pri pohľade na geologickú mapu Slovenského rudohoria a Slovenského krasu je však nápadné, že tektonickej jednotke gemerika chýba mezozoický "obal", a naopak, silickému príkrovu chýba paleozoický podklad (turniansky príkrov má podľa predpokladov paleozoické podložie typu fylitov Szendrő a meliatikum vzniklo prevažne na novovytvorenej oceánskej kôre).

Namiesto zložitého hľadania "chýbajúcich" častí sa podľa verzie B núka najjednoduchšie vysvetlenie, že paleozoikum gemerika, najmä gelnická skupina v triase a čiastočne i v jure, tvorila podklad sedimentačného priestoru silicika. Vo vrchnej časti strednej jury až v spodnej časti vrchnej jury sa však v dôsledku vy-

klenovania paleozoického podložia skĺzla podstatná časť mezozoického obalu gemerika na evaporitovom "vankúši" do sedimentačného priestoru meliatika. Možno dvíhanie podkladu a skĺzavanie nastalo už na rozhraní triasu a jury a potom sa opakovalo v niekoľkých etapách. Tým môžeme vysvetliť vynorenie vrchnotriasových rifov a ich náhle ponorenie do hĺbok v liase, ako aj zatiaľ nevysvetliteľný fakt, prečo na báze jasovskej štruktúry chýbajú verfénske vrstvy, ale hojne sú zastúpené hematitové brekcie a vápence (zhrnutá kôra zvetrávania?).

Sedimentačný priestor silického príkrovu ležal vo v. pokračovaní južných príkrovových jednotiek oberostalpinu (juvavika). Triasová fauna patrí do austroalpínskej faunistickej provincie.

Významné sú (KOZUR a MOCK, 1987, 1988): (1) austroalpínsky faciálny vývoj, kontinentálny až lagunárny vrchný perm, v ladine žiadne efuzívne vulkanity, iba popolové variety, hierlatské a adnetské vápence v liase, rádiolarity do vrchného dogeru až spodného malmu; (2) pre stredný až vrchný trias sú charakteristické rozsiahle karbonátové platformy. Iba podradne sa vyskytujú od ilýru (lokálne už od pelsónu) panvové sedimenty. V jure nie sú známe žiadne vulkanity. Súvrstvia sú väčšinou nemetamorfované. Výnimkou je šupina Bretky alebo niektoré príkrovové trosky s. od rožňavského zlomu.

Slabo metamorfovaná šupina Bretky (označovaná aj ako "synklinála", ale ide skôr o monoklinálu) sa prakticky svojím vrstvovým sledom nelíši od klasického silického príkrovu z planinových oblastí až na skutočnosť, že reiflinské vápence tu nastupujú už v pelsóne. MOCK to pokladá (podobne ako na Mokrej lúke) za dôvod považovať túto štruktúru za szőlősardský príkrov. Avšak aj v oblasti Taňa na Hornom vrchu j. od Bôrky, v typickej sekvencii silického príkrovu, sa našli pelsónske konodonty (MOCK in MELLO et al., 1977, s. 50). Znamená to teda, že aj v silickom príkrove mohla pelagická sedimentácia lokálne nastúpiť už v pelsóne.

Pokým ide o samu slabo metamorfovanú šupinu Bretky, ktorá je zo všetkých strán obklopená bridlicami a olistolitmi meliatika, nie je vylúčené, že ide o skĺznutý blok v období spodnej – strednej jury (olistoplaka).

Na datovanie skĺzavania alebo nasúvania silického príkrovu máme iba niekoľko oporných bodov:

1. Súvislý sedimentárny záznam vo všetkých jednotkách existuje iba po kelovej, max. po oxford a všade v hlbokovodných fáciách. Plytkovodná najvyššia jura je známa iba z obliakov z mladších sedimentov (MIŠÍK a SÝKORA, 1980). Skončenie sedimentácie, resp. drastická zmena režimu sedimentácie, datujú teda čas presunu. Tento údaj azda potvrdzuje aj situácia na v. od Drnavy, kde na kelovejsko-oxfordské rádiolarity štruktúry Drienkovej hory je nasunuté verfénske súvrstvie južnejšej štruktúry. Znamená to azda tiež, že už počas týchto pohybov vznikali aj prvé čiastkové štruktúry.

2. Vrchnokriedové (santónsko-kampánske) miglinecké vápence na styku dvoch čiastkových štruktúr sa doteraz prevažne interpretujú ako zacviknuté

medzi obe štruktúry, čo svedčí o laramských, príp. polaramských pohyboch. Ako sme však už uviedli, nedá sa vylúčiť ani možnosť, že vápence stykovú plochu čiastkových štruktúr prekrývajú (kontakty nie sú dostatočne odkryté). Tretia možnosť, vynáranie sa vo forme tektonického okna, ako to napríklad pre sedimenty od Dobšinskej ľadovej jaskyne netradične interpretujú HOVORKA et al. (1990), je tu najnepravdepodobnejšia (ak by šlo o taký prípad, mali by sa gosauské sedimenty vynárať spod silického príkrovu aj niekde inde).

3. Mladšie než kimerské, či už austrijské mediteránne, laramské, alebo ešte mladšie pohyby však nepochybne existovali. Svedčí o tom napríklad zvrásnenie vrchnokriedových sedimentov v gombaseckom lome, zvrásnenie paleogénnych vrstiev v Turnianskej kotline, násun meliatika na silický príkrov zistený napríklad vrtom MEL-1, "vrtuľovitý" priebeh dislokácií oddeľujúcich čiastkové štruktúry silického príkrovu ap.

Poznámky ku kapitole tektonika

(paleotektonika; paleoalpínsky vývoj)

Gočaltovská skupina

Kontinentálna hruboklastická formácia vznikla ako odraz postkolíznych, astúrskych pohybov v záverečných fázach variského orogénu. V tektonicky aktívnom sedimentačnom bazéne transpresno-transtenzného riftogénneho typu sa ukladal detrit transportovaný z rozrušovaného variského orogénu. Redeponovaný horninový materiál bol regionálne nízko metamorfovaný v predpermskom období, najskôr v hlavnej fáze variského orogénu, zodpovedajúcej bretónskym pohybom (dôkazy v obliakovom materiáli zlepencov gočaltovskej skupiny; VOZÁROVÁ, 1973a, b). Relatívne dlhé obdobie prerušenia v sedimentácii (chýbanie značnej časti karbónu) sa odráža v mineralogicky zrelom detrite rožňavského súvrstvia.

Počas alpínskych vrásnivo-metamorfných procesov nastala regionálna metamorfná premena súvrství gočaltovskej skupiny a miestami ich výrazná tlaková i strižná deformácia. Pri severovergentnej alpínskej tektonike došlo k šupinovitému vytláčaniu distálnejších častí pôvodného sedimentačného bazéna (sekvencie jasovských vrstiev na sever v dôsledku presúvania mezozoických komplexov meliatika a silicika; REICHWALDER, 1973). Šupiny jasovských vrstiev ležia v tektonickej pozícii buď na rozličných častiach autochtónnej gočaltovskej skupiny, alebo až na paleozoickom podloží – štóskom alebo drnavskom súvrství. Vulkanogénny súbor bučinských vrstiev leží tiež v alochtónnej pozícii, a to tak na permskom rožňavskom súvrství vrátane jasovských vrstiev, ako aj na paleozoickom štóskom súvrství. V nižnoslanskej depresii vystupujú však v tekto-

nickom podloží bučinských vrstiev aj šupiny metamorfovaných mezozoických hornín (vek doložený len čiastočne biostratigraficky), ktoré sa pôvodne zaraďovali do karbónu (dúbravské vrstvy – FUSÁN, 1959; SNOPKO, 1966), neskôr sa priradili k mezozoiku meliatskej skupiny (MELLO in BAJANÍK et al., 1984) a v dnešnej koncepcii k príkrovu Bôrky. Táto pozícia podporuje názor, že bučinské vrstvy predstavujú tektonické trosky presunuté smerom na sever spolu s mezozoickými masami silického príkrovu. Ich vzájomná spätosť sa však v teréne nedokázala. Bučinské vrstvy vystupujú ako rigidné dosky odtrhnuté od svojho priameho stratigrafického podložia i nadložia.

Brusnícka antiklinála

Tmavé, flyšoidné súvrstvie s prevahou fylitov, vystupujúce v jadre brusníckej antiklinály, sa v minulosti bez biostratigrafických dôkazov korelovalo buď so sekvenciami staropaleozoickej gelnickej skupiny (FUSÁN, 1957; SNOPKO et al., 1970; VARGA, 1971a a ďalší), alebo sa považovalo za spodný karbón (MAHEĽ, 1954a), v každom prípade však za súčasť gemerika podobne ako aj nadložné mezozoické komplexy. Pomerne jednoduchá predstava o stavbe južnej časti gemerika bola rozbitá preukázaním triasového veku metamorfovaných súborov hornín zaraďovaných do meliatskej skupiny (KOZUR a MOCK, 1973a, b). Nemetamorfované mezozoikum Slovenského krasu bolo podľa tejto predstavy definované ako mohutný superficiálny silický príkrov. Názory o domovskej oblasti mezozoika silického príkrovu nie sú jednotné. Litofaciálna a biofaciálna austroalpínska afinita horninových súborov silického príkrovu bola najvážnejším dôvodom na úvahy o jeho juhovergentnom smere transportu (južná vetva gemerského vejára – ANDRUSOV, 1975; gravitačný príkrov gemerskej príslušnosti – GRECULA, 1973; mimogemerská jednotka vytlačená z gemerskej jazvy – KOZUR a MOCK, 1973a, b). Severovergentný transport z oblasti južne od paleozoika gemerika predpokladal MAHEĽ (1986). Obdobný názor prezentovali aj LEŠKO a VARGA (1980), ktorí však gemerikum považujú za ekvivalent penninika. Tatrikum, veporikum a všetky subtatranské príkrovy pokladajú za jednotky presunuté na S z južných oblastí. Mezozoikum vystupujúce v oblasti brusníckej antiklinály MELLO a GAÁL (in ELEČKO et al., 1985) zaradili do spodnej šupiny silického príkrovu, k čiastkovej jednotke Slovenskej skaly v zmysle MELLA (1971). Permské – brusnícke súvrstvie i paleozoikum v jadre antiklinály boli definované ako súčasť silicika (v zmysle MELLO a VOZÁROVÁ, 1983). V tejto koncepcii sa preberá aj predstava o juhovergentnom gravitačnom príkrove silicika.

Výsledky štruktúrneho vrtu BRU-1, situovaného v jadre brusníckej antiklinály (VOZÁR et al., 1989), priniesli nové závažné údaje o stavbe brusníckej antiklinály. Vrt zachytil dve tektonické jednotky, diametrálne navzájom odlišné čo do litologickej náplne i stratigrafického rozsahu. Vrchná jednotka (turiecke

súvrstvie) obsahuje olistolity karbonátov so zmiešanou vrchnodevónskou a vrchnonamursko-spodnovestfálskou konodontovou faunou (EBNER in VOZÁR et al., 1989; in EBNER et al., 1990). Litologická náplň i konodonty zóny *Idiognathoides* (baškir) dovoľujú porovnávať túto jednotku s formáciou fylitov Szendrő (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1990), ktorá je súčasťou spodnej tektonickej šupiny v pohorí Szendrő (subjednotka Rakaca – in KOVÁCS, 1987; 1989a). Spodnú tektonickú jednotku vo vrte BRU-1 tvoria jurské hlbokovodné sedimenty s pestrými siliciklastickými olistostrómovými telesami s hojným materiálom ryolitov a s veľkými, pravdepodobne skĺznutými telesami serpentinizovaných bazaltov. Vek je doložený ako vrchný malm (titón) na základe rádiolárií (ONDREJIČKOVÁ in VOZÁR et al., 1989). Táto jurská olistostrómová formácia má určité ekvivalenty v jure rudabánskeho príkrovu (príkrov Bodva – skupina Telekesoldal v zmysle KOVÁCS, 1989), ktorá sa všeobecne chápe ako súčasť turnaika a prechodná fácia k meliatiku (úlomky ryolitov). Odlišnosťou je prítomnosť serpentinizovaných bazaltov, ktoré majú svojím zložením výraznú afinitu k oceánskym tholeiitom, zhodným s vulkanitmi z ofiolitovej skupiny v príkrove Szarvaskö–Monosbél v Bukových horách a k bazaltom jakloveckej formácie. V každom prípade môžeme vývoj v tejto jednotke charakterizovať ako hlbokovodný, vo vrchnej časti s olistostrómovým flyšom, odrážajúcim charakterom úlomkov blízkosť uzatvárania oceánskej zóny. Litologickým vývojom a stratigrafickým zaradením patrí k olistostrómovým formáciám meliatika (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1992).

Prítomnosť paleozoika dinaridného typu, vystupujúceho in situ v oblasti bukovika (s. l.), jednoznačne spätého s mezozoikom turnaického typu a fakt, že leží v tektonickej pozícii na jurských olistostrómových sekvenciách s fragmentmi oceánskeho pôvodu a je tektonicky prekryté sekvenciami silického príkrovu (širšie okolie brusníckej antiklinály), nedovoľuje situovať domovskú oblasť silicika severnejšie od pôvodného meliatskeho sedimentačného priestoru. Z toho vyplýva:

a) severovergentný transport príkrovov silicika;

b) domovskou oblasťou silicika bolo paleozoikum dinaridného typu, a nemožno ho teda považovať za súčasť gemerika, prípadne ho korelovať s jednotkami západokarpatsko-východoalpínskeho typu.

TEKTONIKA V TERCIÉRI

Stavba predterciérneho podložia s. časti Rimavskej kotliny

Bodové údaje o podloží kotliny (vrty, malé odkryvy) a existujúce geofyzikálne informácie neumožňujú presne vymedziť telesá príkrovov, resp. šupín v predterciérnom podloží. Umožňujú však vytvoriť, hoci neúplnú predstavu o priebehu

a charaktere takých štruktúrnych prvkov stavby podložia, ako sú megavrásové štruktúry a zlomy.

Z megavrásových štruktúr v podloží terciéra možno vymedziť licinskú synklinálu a synklinálu Bretky.

Licinská synklinála (BYSTRICKÝ, 1964) pokračuje z priestoru Liciniec a Meliaty v jz. smere v podloží terciéra Rimavskej kotliny. Na existenciu synklinály upozorňuje seizmický rez 2R/77 a rad vrtov, ktoré dokazujú, že v jadre synklinály sú pred eróziou uchránené karbonáty stredného – vrchného triasu.

Synklinála Bretky (BYSTRICKÝ, 1964) je tektonicky redukovaná. Zachovalo sa len jej južné rameno. Tým štruktúra nadobudla charakter vápencovej kryhy s monoklinálne uloženými vrstvami v.-z., resp. sv.-jz. smeru, ktoré sú uklonené na S a SZ s úklonom 50–80 °. Pokračovanie synklinály v podloží terciéra potvrdili geoelektrické merania a vrt EUP-3. Opísaná synklinála prechádza do panickej antiklinály, ktorá sa však už nachádza na juh od študovaného územia (VASS a ELEČKO et al., 1989).

Predterciérne horniny porušujú zlomy dvoch zlomových systémov sz.-jv. a vsv.-zjz. smeru. Pravdepodobne najvýznamnejší zlom porušujúci predterciérne podložie je plešivský zlom. Prebieha v sv.-jz. smere južne od Bretky a Čoltova a smeruje k Ožďanom a Rimavskej Sobote. V študovanom území oddeľuje dve pozitívne tiažové anomálie podložia (anomáliu v. od Gemerskej Panice a anomáliu medzi Čoltovom a Gemerskou Hôrkou) a v hrubých črtách obmedzuje panickú antiklinálu na SZ. Zlom sa prejavuje aj v terciéri ako rašický zlom, resp. ako zlom potoka Sograď (VASS a ELEČKO et al., 1989). Plešivský zlom možno sledovať v podloží Rimavskej a Lučenskej kotliny (napr. jeho prejav na seizmickom reze 2T (TOMEK et al., 1987, ústna informácia). Pokračuje aj na maďarskom území, kde nadväzuje na zlomové pásmo Diósjenő. Najnovšie poznatky o plešivskom zlome poukazujú na možnosť ľavého horizontálneho pohybu, ktorý sa odohral v spodnom miocéne (po egeri). Najnovšia reinterpretácia predmezozoického podložia po oboch stranách zlomu naznačuje, že južne od zlomu chýbajú karpatské jednotky vrátane paleozoika gemerika. Silicikum, resp. turnaikum ležia na oboch stranách zlomu, ale na jeho severnej kryhe posledné výskyty karbonátov silicika sú až v okolí Lučenca (vrt LR-3 pri Rapovciach). Takáto priestorová distribúcia podporuje koncepciu ľavého horizontálneho posunu po plešivskom zlome.

Zo zlomov sz. systému je najvýznamnejší štítnický zlom, ktorý obmedzuje Rimavskú kotlinu na severovýchode. Viacerí autori tomuto zlomu pripisujú popri vertikálnej zložke pohybu aj zložku horizontálnu.

Na existenciu ďalších zlomov v predterciérnom podloží poukazujú indície vertikálnych hustotných rozhraní. Jeden z týchto zlomov prebieha v. od Šankoviec k Strelniciam, ďalší prebieha východne od obce Gemer cez Hrkáč a ďalej na SZ (VASS a ELEČKO et al., 1989).

Stavba terciéru severnej časti Rimavskej kotliny

Terciérne sedimenty Rimavskej kotliny sú porušené tiež dvoma zlomovými systémami. Zlomy sv.-jz. smeru sú staršie a boli aspoň sčasti synsedimentárne počas oligocénu a najspodnejšieho miocénu (eger). Tieto zlomy vytvárajú rad zlomových štruktúr. Na severnom okraji kotliny je kryha Veľkého Blhu, ktorú na juhu obmedzuje rašický zlom. Štruktúrnym pokračovaním kryhy smerom na východ je kryha Gemerská Ves – Čoltovo, obmedzená na juhu zlomom potoka Sograď. Delidlom medzi oboma kryhami je priečny zlom potoka Turiec. Rašický zlom dobre korešponduje s indíciami vertikálnych hustotných rozhraní na mape tiažových účinkov terciérnych sedimentov a na odkrytej gravimetrickej mape (BODNÁR et al., 1979). Je povrchovým prejavom plešivského zlomového systému, ktorý predstavuje výrazné hustotné rozhranie v predterciérnom podloží. Zlom kontroluje hrúbku sedimentov kišcelu a egeru a javí sa voči nim ako synsedimentárny. Prvé doložené príznaky aktivity zlomu sú v kišceli. Existenciu rašického zlomu potvrdzuje aj seizmický rez 1R/77.

Zlom potoka Sograď prebieha v smere VSV–ZJZ so sklonom na juh. Je pokračovaním rašického zlomu smerom na SV a spoľahlivo je dokázaný v úseku asi 7,0 km, medzi obcami Dlhá Ves a Gemerská Panica, kde predurčuje dnešné údolie potoka Sograď, podľa ktorého je zlom pomenovaný. Zlom možno veľmi dobre korelovať so zisteným hustotným rozhraním v terciéri a v predterciérnom podloží. Výška poklesu je približne 150 m a zdá sa, že bol aktívny už počas kišcelu a egeru, keďže kontroluje hrúbku týchto sedimentov. Dôležitú úlohu zohral aj pri paleogeografickej konfigurácii územia (predstavuje severné vymedzenie zálivu kišcelského mora).

S oboma spomenutými kryhami na juhu susedí kalošská poklesnutá kryha. Na juhu ju vymedzuje zlom potoka Lapša, na východe ju priečne zakončuje štítnický zlom. Zlom potoka Lapša prebieha v doline menovaného potoka. Je uklonený na SZ a maximálna výška jeho poklesu je 200–250 m (v kotline, smerom na SV sa zmenšuje). Zlom kontroluje hrúbku lučenského a čížskeho súvrstvia a je voči nim aspoň sčasti synsedimentárny.

Zlomy sz.-jv. systému porušujú epigeneticky hlavnú časť výplne Rimavskej kotliny. Aktívne boli pravdepodobne v strednom miocéne (usudzujeme tak podľa analógie so zlomami totožného smeru v Lučenskej kotline) v ponte a v kvartéri. Aj tieto zlomy vytvárajú sústavu vysokých krýh a poklesnutých krýh. Na sv. okraji kotliny sú to kesovské poklesnuté kryhy, vymedzené štítnickým zlomom a zlomom potoka Turiec.

Štítnický zlom vymedzuje kryhy na SV a je súčasne okrajovým zlomom Rimavskej kotliny. Zlom sa uplatňuje v morfológii územia v okolí obce Dlhá Ves, kde kontroluje dolinu nepomenovaného potoka. Jeho výraznejší morfologický prejav pozorujeme severne od Plešivca, kde kontroluje morfológiu doliny

potoka Štítnik. Zlom potoka Turiec prebieha dolinou potoka Turiec a dolinou nepomenovaného ľavého prítoku potoka Turiec, tečúceho cez obec Rašice.

Kesovské poklesnuté kryhy člení niekoľko zlomov sz. smeru. Významnejší z nich prebieha cez obec Šankovce (časť Gemerskej Vsi) do údolia potoka Východný Turiec a ďalej do údolia Drienovského potoka. Zlom je uklonený na JZ. Uplatňuje sa v morfológii územia. Napríklad v okolí Šankoviec na mladú aktivitu zlomu upozorňujú facetové plochy na vysokej kryhe a močariská na poklesnutej kryhe. Výška skoku nie je známa.

Čížska hrasť, ktorej vymedzenie voči kesovským kryhám sprostredkuje už spomínaný zlom potoka Turiec, zasahuje na študované územie iba okrajovo. Ide o vysokú kryhu, na ktorej chýbajú sedimenty pontu rozšírené na kesovských kryhách. Na čížskej hrasti sa však nachádzajú strednomiocénne vulkanoklastiká pokoradzského súvrstvia.

Stavba Turnianskej kotliny

Turniansky výbežok Moldavskej kotliny je intenzívne tektonicky porušený. Uplatňuje sa tu vrásová i zlomová tektonika. Vrásovou tektonikou je porušené nielen predterciérne poodložie, ktorého stavbou sa tu nezaoberáme, ale aj šomodské súvrstvie (eocén – oligocén).

Vrásové porušenie šomodského súvrstvia sa preukázalo v starých banských dielach pri Drienovci. Na geologických profiloch štôlne je vidieť vrásovú stavbu, pričom polomer vrás poukazuje na niekoľko sto metrov (PAPP, 1915). Okrem toho na vrásovú stavbu poukazujú aj nové vrty (napr. V-10, VD-2), kde úklony šomodského súvrstvia dosahujú až 45 °. Zo starých vrtných prác vyplýva, že šomodské súvrstvie je miestami aj vztýčené. Prevrásnenie sa odohralo na sklonku paleogénu pred usadením hostišovského súvrstvia (kišcel), ktoré leží na šomodskom súvrství diskordantne.

Zlomy, ktoré veľmi intenzívne porušujú územie, prináležia trom zlomovým systémom. Z nich najstarší, ale v dôsledku oživovania aktivity sa prejavujúci, je zlomový systém sv.-jz. smeru. Zlomy tohto systému možno stotožniť so zlomovým pásmom Darnó, ktorého zlomy mali významnú zložku ľavého horizontálneho pohybu. Terciérny horizontálny posun na týchto zlomoch v študovanom území nepredstavuje rádovo desiatky kilometrov, ako sa to predpokladá v Maďarsku, lebo klastický materiál je miestneho pôvodu (VOZÁROVÁ, MELLO in VASS et al., 1994). Litologický vývoj šomodského súvrstvia však poukazuje na obdobie významného tektonického nepokoja. Prevládajúci klastický súbor šomodského súvrstvia má litologický charakter, ktorý upozorňuje na skutočnosť, že sedimenty sa akumulovali v roztvárajúcej sa depresii typu "pull-apart". Najmä prítomnosť hrubých polôh "pebbly mudstone" poukazuje na vysokú tektonickú, prípadne aj na seizmickú aktivitu územia v čase sedimentácie klastických polôh

šomodského súvrstvia. Obdobia tektonického nepokoja sa striedali s pokojnými obdobiami, keď prebiehala o. i. aj sedimentácia karbonátov.

Na možnosť horizontálnych posunov po zlomoch sv. smeru poukazuje aj okolnosť, že na vysokej kryhe Chorváty – Žarnov, obmedzenej zlomom rieky Bodva a pederským zlomom, v podloží terciéra vystupujú horniny stotožňované s rudabánskou skupinou (mezozoikum v okolí Hosťoviec a Žarnova).

Zlomy sv. smeru vytvárajú sústavu vysokých a poklesnutých krýh. Od západu na východ sú to kryhy:

Vysoká kryha Dolného vrchu je voči susednej v. kryhe vymedzená turniansko-podhoranským zlomom.

Poklesnutá hosťovská kryha je na v. vymedzená zlomom rieky Bodva. Tento zlom predurčuje dolinu rieky Bodva medzi Hosťovcami a ohybom rieky do v.-z. smeru. Jeho pokračovanie na SV sa stráca, je pochované mladými sedimentmi a jeho prejavy na povrchu možno vidieť v okolí obce Drienovec.

Vysoká kryha Chorváty – Žarnov je na V vymedzená pederským zlomom. Existenciu tohto zlomu potvrdzuje okolnosť, že na vysokej kryhe vystupujú karbonáty na povrch, zatiaľ čo na poklesnutej kryhe pederskeho zlomu sú pochované pod mladými sedimentmi. Výška skoku pederského zlomu sa predpokladá až cca 130 m.

Poklesnutá kryha Pederu je na V vymedzená budulovským zlomom a priečne ju člení janický zlom. Budulovský zlom sa výrazne prejavuje v morfológii územia – predurčuje dolinu Bodvy od jz. okraja Moldavy až po okolie Budulova. Smerovým pokračovaním budulovského zlomu je zlom takmer s.-j. smeru, ktorý obmedzuje na východe Slovenský kras voči Moldavskej kotline. Tento zlom má však opačný sklon ako budulovský, t. j. ukláňa sa na východ.

Budulovská kryha je najvýchodnejšou kryhou sv. zlomového systému. Na študované územie zasahuje iba okrajovo.

Zlomy sz. smeru nevytvárajú také výrazné štruktúry ako zlomy sv. smeru. Z týchto zlomov je najvýraznejší janický zlom. Na SZ predurčuje dolinu potoka Háj a súčasne vymedzuje kryhu turnianskeho hradného kopca. V ďalšom priebehu sa na JV v strednej časti kotliny stráca pod mladými kvartérnymi a neogénnymi sedimentmi. Morfologicky sa opäť prejavuje v okolí obce Žarnov a Janík, kde na vysokej kryhe zlomu sú facetové plochy. V širokom okolí Janíka sú na poklesnutej kryhe rozsiahle močariská v doline potoka Ida a Konotopa. Paralelne s janickým zlomom prebieha nepomenovaný zlom, s úklonom na SV. Uplatňuje sa v morfológii územia – na jeho poklesnutej kryhe sú rozsiahle močariská. Zdá sa, že mezozoikum v okolí Žarnova je poklesnuté oproti mezozoiku na slovensko-maďarskom pomedzí. Ďalšie zlomy sz. smeru komplikujú stavbu severného okraja kotliny v oblasti na S od obce Turňa n. B. v miestach toku Skalného potoka. Tieto zlomy porušujú zlomové pásmo v.-z. smeru, ktoré obmedzuje Slovenský kras voči kotline. Okrem toho na vysokej kryhe zlomu prebiehajúceho medzi vrtmi VTK-4 a V-10 chýbajú sedimenty sarmatu, ktoré sa zachovali na

jeho poklesnutej kryhe. Severozápadne zlomy sa prejavujú v oblasti Drienovca, kde sa zaznamenali v banských dielach. Je pravdepodobné, že zlom tohto smeru prebieha cez obec Drienovec. Oddeľuje v určitom úseku kotlinu od vysokej kryhy, na ktorej sú vyvinuté drienovské zlepence. Zlom sz. smeru ohraničuje Slovenský kras pri Moldavskej kotline v priestore sv. od obce Debraď.

Zlomy v.-z. smeru sa veľmi výrazne uplatňujú v stavbe turnianskeho výbežku Moldavskej kotliny, lebo oddeľujú Slovenský kras a mezozoikum Dolného vrchu od kotliny. Morfologicky výrazný je najmä zlom potoka Turňa (strmé svahy vysokej kryhy Dolného vrchu a plochý reliéf a močariská na poklesnutej včelárskej kryhe). Zlomy tohto systému boli aktívne v najmladšom období (pliocén/pleistocén), ale okolnosť, že ich porušujú zlomy sz. smeru, svedčí o ich staršom založení. Zlomy kontrolovali výzdvih planín Slovenského krasu a Dolného vrchu a súčasný pokles včelárskej kryhy. Výrazné zníženie eróznej bázy na poklesnutej kryhe a morfologický kontakt medzi stúpajúcimi planinami a poklesávajúcou kotlinou podmienili silnú eróznu aktivitu drenážnej siete v kotline, následkom ktorej boli z nej vyplavené sedimenty pontu. Tie sa v súčasnosti nachádzajú na severnom okraji kotliny (Debraď, pri motoreste v Moldave, vrt V-10, V-9) a na žarnovskej elevácii.

ŠTRUKTÚRNA ANALÝZA ZMIEN NAPÄŤOVÉHO POĽA

Na základe zberu štruktúrnych dát na jednotlivých lokalitách v oblasti Slovenského krasu a so zreteľom na výsledky napäťových analýz v iných oblastiach Západných Karpát, predkladáme našu predstavu o zmenách napäťového poľa v období od najvrchnejšieho paleogénu až neogénu v oblasti Slovenského krasu s prihliadnutím na sedimentologické záznamy daných tektonických udalostí.

Eger – egenburg

Oblasť juhoslovenských panví a Slovenského krasu bola v období egeru–egenburgu v napäťovom poli s orientáciou maximálnej kompresnej zložky v smere SV–JZ, resp. VSV–ZJZ. Štruktúrny záznam tejto fázy zmeny napäťového poľa je zaznamenaný na egerských rifových vápencoch na lokalite Bretka. Kompresia sa tu prejavila v podobe mierne uklonených prešmykových plôch sv.-jz. smeru.

Účinkom sv.-jz., resp. vsv.-zjz. kompresie vzniklo, alebo sa oživilo významné regionálne zlomové pásmo – plešivský zlomový systém (PLANČÁR et al., 1977), ktoré sa v priestore jz. od Balassagyarmatu odštiepuje od línie Hurbanovo – Diósjenő a prebieha popri Balassagyarmate k Rapovciam a ďalej až po Čoltovo, j. od Plešivca, kde je odťaté priečnym štítnickým zlomom, alebo pokračuje až po Prešov. V napäťovom poli s maximálnou kompresnou zložkou sv.-jz. smeru

nastali na plešivskom zlomovom systéme sinistrálne horizontálne posuny (VASS et al.,1993).

V dôsledku sinistrálneho posunu sa jednotky predterciérneho podložia – stredno- a vrchnotriasové karbonáty silicika v okolí Hrnčiarskych Zalužian a pri Rapovciach, jv. od Lučenca (VASS et al., l. c.) – nachádzajú v pozícii, do ktorej sa dostali z oblasti masového výskytu silicika v Slovenskom krase a v podloží Rimavskej kotliny.

Vek zóny horizontálneho posunu je datovaný aj na základe sedimentologických záznamov. Posun nastal po egeri (odtína rapovskú deltu a redistribuuje okrajové fácie lučenského, resp. krupinského súvrstvia) a pred egenburgom, sčasti počas neho (VASS et al., l. c.).

Egenburg – spodný báden

V oblasti Slovenského krasu je zložka maximálnej kompresie orientovaná v sz.-jv. smere a zložka maximálnej extenzie v sv.-jz. smere.

Na lokalite Bretka vrchnoegerskú kompresiu sv.-jz. smeru vystriedala mladšia extenzia toho istého smeru. Nastala reaktivácia prešmykových plôch. Na tých istých plochách, pôvodne prešmykových, vznikali rovnako orientované poklesy; rovnaký smer extenzie sa zaznamenal na budikovianskych vápencoch na lokalite Budikovany, na paleogénnych vápencoch pri Drienovci a na vrchnokriedových vápencoch na lokalite Miglinc. V tomto období mal plešivský zlomový systém charakter dextrálneho horizontálneho posunu.

Stredný báden – panón

V období stredného bádenu až spodného sarmatu pretrvávala orientácia kompresnej zložky napäťového poľa v oblasti Slovenského krasu v smere SZ–JV. Smer kompresie je doložený na lokalitách Miglinc a Drienovec, kde mladšia populácia striácií naložená na tektonických zrkadlách hovorí o sz.-jv. smere napäťového tenzora. Toto pozorovanie je v dobrej zhode s hodnotami nameranými na spodnobádenských horninách v oblasti juhoslovenských panví na lokalitách Plášťovce a Halič.

Na strednotriasových horninách silického príkrovu sme zaznamenali orientáciu napäťového poľa so s.-j. smerom maximálnej kompresnej zložky a v.-z. smeru extenznej zložky. Vzhľadom na rotovanie regionálneho napäťového tenzora proti smeru hodinových ručičiek predpokladáme jeho časové zaradenie do obdobia po karpate. Tomuto predpokladu zodpovedajú výsledky napäťovej analýzy v oblasti Panónskeho bazéna (BERGERAT, 1989).

GEOFYZIKÁLNA CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Pri hodnotení územia a jeho širšieho okolia z hľadiska charakteristík vyplývajúcich z geofyzikálnych údajov treba uviesť predovšetkým prvky hlbinnej stavby tak, ako sa zistili zo seizmológie, hlbinnej seizmickej sondáže, meraní teplotných pomerov vo vrtoch, regionálnych zložiek gravimetrie a magnetometrie, resp. pomocou ďalších geofyzikálnych metód s hlbokým zásahom určenia nehomogenít (obr. 9).

Hrúbka litosféry sa pohybuje v znázornenom širšom území od cca 90 km až do hĺbky viac ako 120 km s maximálnou hrúbkou na maďarskom území, pričom vlastné územie charakterizuje gradient sv.-jz. smeru.

Hrúbka kôry sa pohybuje od 27 km (okolie Ózdu v smere na V) až do 34 km (západne od Spišskej Novej Vsi).

Uvedený tvar Moho sa odvodil z existujúcich údajov HSS (vrátane diskrétnych údajov) a odkrytej gravimetrickej mapy, pričom sa táto mapa používala ako "riadiace" pole na interpoláciu priebehu Moho (ŠEFARA et al., 1987). Pozoruhodný je tvar prehĺbenia v okolí Rožňavy a naopak, znižovanie hĺbky Moho smerom na východ.

Hrúbka spodnej časti kôry sa zaznamenala len v južnom úseku profilu HSS č. V. Závery o jej hĺbke sa urobili len vo Východoslovenskej nížine, kde POSPÍŠIL (in ŠEFARA et al., 1987) interpretuje toto rozhranie do hĺbky okolo 12 km. Tento tvar sa ako diapír interpretoval bez kvantitatívneho vyjadrenia aj v oblasti Rimavskej a Lučenskej kotliny. Možno konštatovať, že globálna platnosť tejto interpretácie je menej pravdepodobná (predovšetkým v Západných Karpatoch) a skôr možno predpokladať kvázi chaotický priebeh v ich severnejšej a centrálnej časti.

Sledovanie tepelného toku (KRÁL, 1987) ukázalo, že jeho najnižšie hodnoty sa vyskytujú v Rimavskej kotline (okolo 60 mWm^{-1}). Celkový nárast hodnôt pozorujeme smerom na juh na územie Maďarska a tiež na východ, kde hodnoty tepelného toku narastajú na viac ako 100 mWm^{-1}. Kým uvedený obraz priebehu tepelného poľa sa spája s aktivizáciou kôry ako celku, malé zvýšenie z. od Rožňavy (70 mWm^{-1}) sa pokladá za dôsledok generovania tepla v okolí rochovského granitu.

Seizmicita širšieho územia je nepatrná. Zemetrasenia v okolí Košíc sa niekedy spájajú s pohybmi po zlomoch s.-j. smeru. Seizmotívne zóny sv. smeru sa interpretovali v západnej časti územia a spájajú sa väčšinou s muránskym zlomom (POSPÍŠIL, 1989) ako zlomom s pohybom typu horizontálneho posunu.

Zdroje tiažových regionálnych anomálií, okrem spomínaných, súvisiacich buď s tvarom Moho, alebo spodnej časti kôry, siahajú do hĺbky cca 5 km a predstavujú niekoľko samostatných zdrojov prevažne ľahších hmôt.

Prvou je rozsiahla záporná anomália prebiehajúca gemerickým granitom a možno ju interpretovať ako priebeh horného okraja reliéfu zdroja s celkovou mocnosťou okolo 4,5 km (hĺbka spodného okraja je 3,8, resp. 3,9 km). Tvar reliéfu sa značne líši v okolí transgemerického zlomového pásma (MIKUŠKA in KUCHARIČ et al., 1985). Ďalšou anomáliou je záporná anomália v oblasti Kohúta, kde jej podstatnú časť vyvolal rochovský granit s vysokou magnetizáciou. Časť magmatických ľahkých hmôt severnejšie od telesa rochovského granitu sa interpretuje ako granity iného typu a štruktúrnej pozície. Zodpovedajú im granity Čiernej Lehoty.

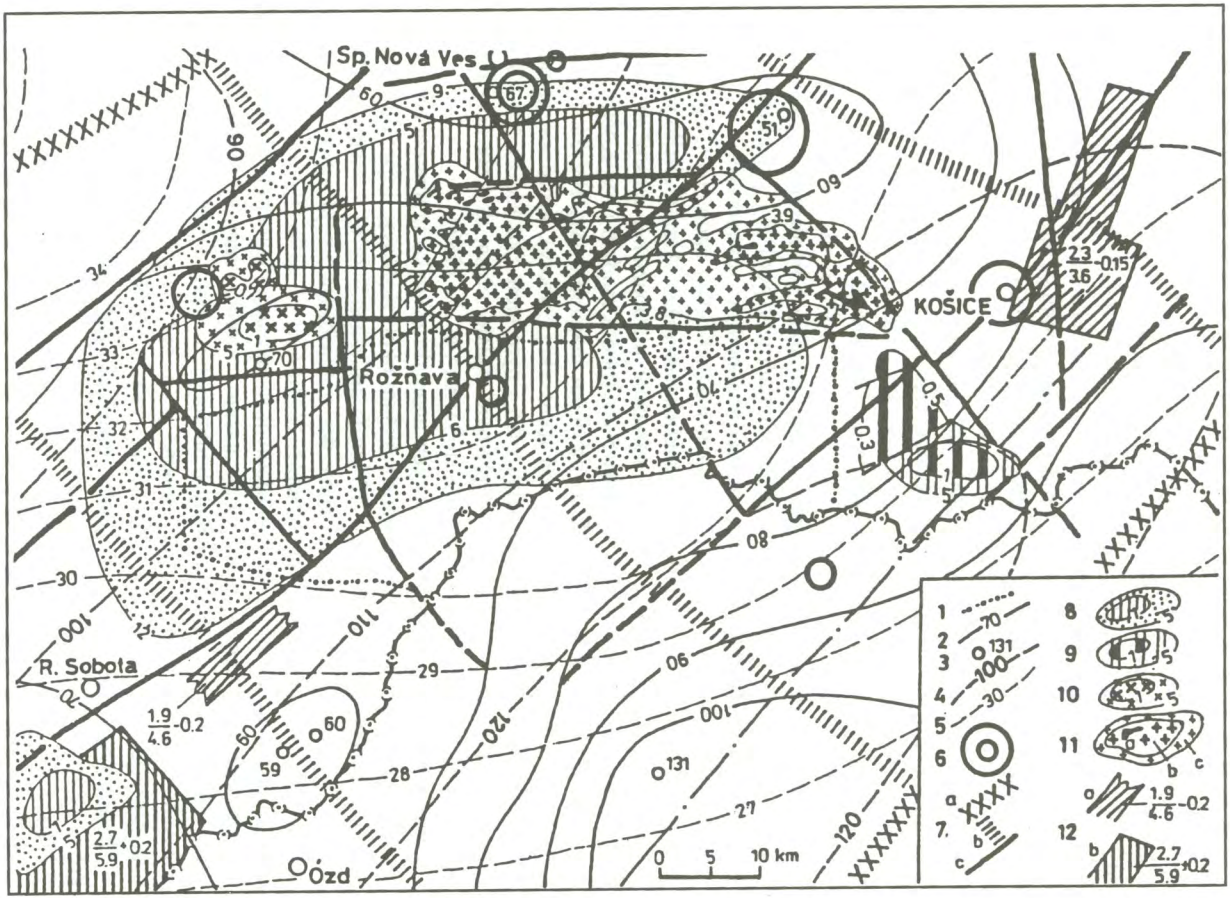
Ostatné ľahké hmoty objavujúce sa na odkrytej gravimetrickej mape (v. od Rimavskej Soboty a pri Košiciach) pravdepodobne súvisia s poruchovými zónami (transgemerický zlomový systém, resp. línia Darnó). Za pozoruhodnú anomáliu možno považovať tzv. Drienoveckú tiažovú a magnetickú anomáliu (medzi obcami Turnianske Podhradie a Drienovec), ktorá nebola doteraz uspokojivo vysvetlená. MIKUŠKA a FILO (in STEINER et al., 1991) na základe analýzy predložili päť možností zdroja tejto anomálie (ultrabázické či granitové teleso v predterciérnom podloží, reliéf predterciérneho podložia, prívodný systém neovulkanitov a nahromadenie chemických sedimentov – evaporitov).

Najvýraznejšími zdrojmi regionálnych magnetických anomálií v opisovanej oblasti sú komárovská a rochovská magnetická anomália. Ako sa zistilo pomocou vrtov, prvú z nich (KO-1) vyvolalo rozsiahle ultrabázické, čiastočne serpentinizované teleso, siahajúce až do hĺbky 5 km (podľa modelu j. od Košíc), druhú vyvolal rochovský granit s vysokým obsahom magnetitu (vrt KV-3). Podobný charakter má blhovská anomália (j. od Rimavskej Soboty), ktorú ale nemožno vysvetliť len prevŕtanou polohou paleozoika s pyrotínom (vrt FV-1). Vo väčších hĺbkach (asi až do 5 km) treba interpretovať ďalšie teleso, doteraz neznámeho geologického zaradenia (FILO a KUBEŠ in ŠAFARA et al., 1987).

Najrozsiahlejšie zdroje magnetických anomálií rovnako neovereného geologického zaradenia boli interpretované v širšom okolí Rožňavy. Južne od rožňavského hlbinného zlomu, v hĺbke 6–12 km je umiestnený zdroj v.-z.smeru. Ďalší, v hĺbke 5–9 km, je pod z. časťou gemerika, má približne sv.-jz. smer a končí sa na transgemerickom zlomovom systéme. ŠEFARA et al. (1987) predpokladá, že ide o rimavickú zónu veporika s podstatným zastúpením magnetických hmôt.

Interpretácia hlbinných zlomov a lineamentov v tomto území vychádza z nepriamych dôkazov vo forme zmeny hlavných hlbinných rozhraní a priebehu regionálneho tiažového, magnetického či geotermálneho poľa, pričom sa bralo do úvahy rozmiestnenie zemetrasení ako dôkaz o recentnej, resp. neotektonickej funkcii zlomov.

Podľa uvedených kritérií sa vyčlenili tektonické zóny pravdepodobne litosférického významu (lineamenty), a to veporská (z. od Sp. N. Vsi) a záhrebsko-zemplínska zóna (z. od Košíc) obidve sv.-jz. smeru. Nie je vylúčené, že ďalšie zóny paralelné s nimi sú vlastne ich vetvami a v hĺbke sa na ne napájajú. Na SZ je muránska zóna a na JV zóna Darnó.


Sp. Nová Ves
KOŠICE
Rožňava
R. Sobota
Ózd
0 5 10 km

Je pozoruhodné, že uvedený priestor medzi týmito zónami nesprevádza zvýšená hrúbka kôry. Hlavný smer, pozdĺž ktorého sa kôra diferencovala, je smer SZ–JV, kde sú interpretované hlbinné zóny pravdepodobne kôrového významu (mýtniansko-tisovecká, silická a menej presne určená trebišovsko-žiarska). Vrchnokôrový význam majú potom ostatné zóny, napríklad transgemerická, rožňavská, atď.

Z neotektonického hľadiska možno považovať väčšiu časť skúmaného územia za relatívne stabilnú, čo výrazne ovplyvňovala anomálna hrúbka litosféry, ktorá môže predstavovať relikt subdukcie, resp. relikt fosílneho ostrovného oblúka (CZILLAG et al., 1983).

V rámci úlohy MGII – Slovenský kras (STEINER et al., 1991) sa komplexne zhodnotili fyzikálne vlastnosti hornín oblasti, boli interpretované družicové snímky, letecké geofyzikálne merania, pozemná magnetometria, gravimetrické merania a regionálne geofyzikálne profilové merania.

Dosiahnuté výsledky, na základe ktorých možno lokalizovať a charakterizovať pripovrchové, ale aj hlbšie uložené zdroje geofyzikálnych anomálií, predstavujúce geologické fenomény, priniesli nové informácie o geológii regiónu a ukázali, že geofyzikálna kontrastnosť geologických telies a kvalitatívno-kvantitatívna interpretácia geofyzikálnych meraní umožňujú dotvárať nové názory na stavbu skúmaného regiónu, resp. spolupracovať pri ich vytváraní.

Obr. 9 Hlbinná stavba a geofyzikálne charakteristiky oblasti
1 – hranice skúmanej oblasti, 2 – izolínie tepelného toku (mWm^{-1}) (KRÁL, 1987), 3 – hodnota tepelného toku vo vrte (mWm^{-1}), 4 – hrúbka litosféry (km) s vyznačenou osou zvýšených hodnôt (BABUŠKA et al., 1985), 5 – hrúbka kôry podľa HSS a gravimetrie (ŠEFARA, 1987), 6 – zemetrasenia (SCHENKOVÁ et al., 1979) – veľkosť je priamoúmerná magnitúde, 7 – hlbinné zlomové zóny: a – I.; b – II.; c – III. rádu, 8 – zdroje magnetických anomálií vo veľkých hĺbkach neznámeho pôvodu (hĺbka v km), 9 – rozsah ultrabázických telies (hĺbka v km), 10 – reliéf rochovského granitu (nadmorská výška v km), 11 – reliéf gemerických granitov (nadmorská výška v km), 12 – odhad zdroja tiažových anomálií neznámeho pôvodu a) ľahších, b) ťažších, v čitateli vrchný, v menovateli spodný okraj telesa (km), za zlomkom použitá diferenčná hustota v kg/dm^2

PREHĽAD GEOMORFOLOGICKÉHO VÝVOJA ÚZEMIA

Vďaka značnému rozšíreniu skrasovatených vápencov na mapovanom území sú dobre zachované aj staršie povrchy zarovnania a tvary reliéfu. V spodnom miocéne však priame dôkazy nemáme. Koncom egeru došlo k výzdvihu územia, čo zapríčinilo aj ústup mora z Rimavskej kotliny na juh. Tvary reliéfu z tohto obdobia sa však nezachovali.

Za najstaršie (strednomiocénne) povrchové tvary územia môžeme pokladať kopovité vrchy na Koniarskej a Plešivskej planine (napr. Veterník 610 m n. m., Ostré vŕšky 775 m n. m., Štít 851 m n. m.), ktoré vystupujú do výšky 70 až 100 m nad zarovnaný povrch. LUKNIŠ (in FUSÁN et al., 1962) ich považuje za zvyšky aspoň čiastočne vyvinutého tropického kužeľovitého krasu. Ich časť však môže reprezentovať zvyšky vrcholového systému (LIŠKA, 1988). Na Silickej planine a ostatných častiach Slovenského krasu sú také vyvýšeniny menej výrazné, s relatívnym prevýšením 40–70 m od zarovnaného povrchu (napr. Zakázané 631 m n. m., Pavlovský vrch 611 m n. m., Žmaň 579 m n. m.). Ich izolované, kopovité tvary sa vytvorili v panóne, počas rozsiahleho zarovnávania reliéfu. Táto výrazná a dobre korelovateľná stredohorská úroveň sa na mapovanom území zachovala na planinách Slovenského krasu a na najvyšších častiach kopcov, tvorených vulkanoklastickým materiálom v západnej časti mapovaného územia. Povrchové toky, tečúce v tej dobe z oblasti Slovenského rudohoria smerom na juh, širokou pediplanáciou postupne zahladzovali vyčnievajúce tvary povrchu a vytvorili rozsiahly plochý reliéf. Následkom intenzívnej fluviálnej činnosti veľkú časť územia zakryli riečne štrky z oblasti kryštalinika Slovenského rudohoria. Pozostatky týchto štrkov môžeme ojedinele nájsť aj v súčasnosti v krasových jamách a taškách Slovenského krasu. V tej dobe sa vytvorila aj hrubá kôra zvetrávania.

V strednej časti mapovaného územia po panóne nastal veľmi výrazný a pomerne rýchly výzdvih. Na základe súčasného stavu poznatkov o veku sedimentov poltárskeho súvrstvia v doline Slanej (pozri ďalej) tento výzdvih chápeme ako odraz atických pohybov na danom území. Mal symetrický charakter, celé územie sa mierne naklonilo na juh. Najväčšiu amplitúdu, až 530 m, dosiahol v oblasti Plešivskej planiny, kým vo východnej a západnej časti Slovenského krasu výška zdvihu zrejme nedosiahla ani 100 m, ešte menej v južnej časti, v okolí Dlhej Vsi (pri Kameňanoch je relatívna výška zarovnaného krasového povrchu od sedimentov poltárskeho súvrstvia 60 m, v južnej časti Slovenského krasu štrky priamo zakrývajú skrasovatené vápence).

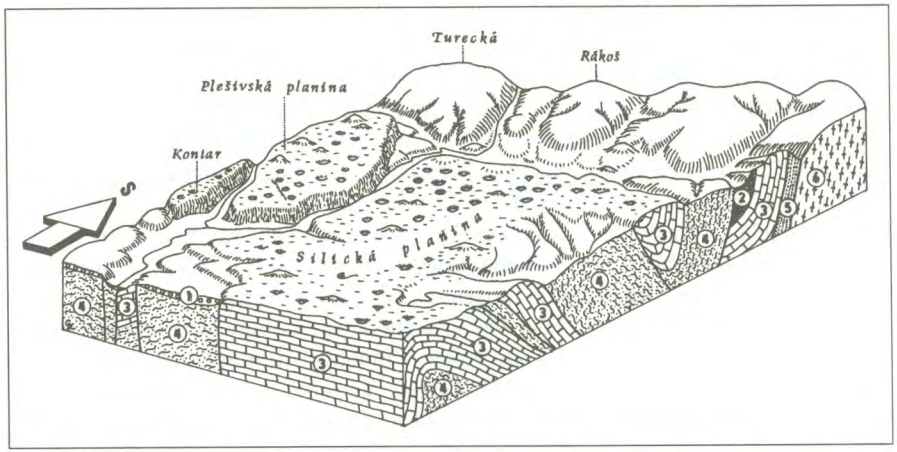
Výzdvih centrálnej časti Slovenského krasu zapríčinil zásadné zmeny v konfigurácii terénu. Povrchové toky sa hlboko zarezávali do podložia predovšetkým na tektonicky oslabených zónach. Na štítnickom zlome sa vytvoril kaňon Štít-

nika, na podobných zlomoch sz.-jv. smeru sa vyhĺbila dolina Muráňa, ale výrazné depresné tvary reliéfu sa vytvorili aj po prešmykových a násunových líniách v.-z. smeru, napríklad Rožňavská kotlina, Drnavská brázda a Turnianska kotlina. Podobné nerovnomerné vyrovnávacie pohyby boli všeobecne rozšírené vo vnútorných Západných Karpatoch, čím sa zvýraznil kotlinový charakter Slovenska (MAZÚR, 1964). O pomerne rýchlom jednorazovom charaktere výzdvihu svedčí aj celková absencia horizontálnych jaskynných úrovní vo vápencoch doliny Slanej a Štítnika. Na planinách sú však bohato zastúpené zlomovo-korózne priepasti, ktoré dokazujú, že krasovatenie bolo orientované do vertikálneho smeru. Hĺbka dostupných častí často presahuje 100 m (napr. Zvonivá diera 101 m a Diviačia priepasť 123 m na Plešivskej planine, Brázda 181 m, Malá železná 142 m, Veľká bukoví 141 m, Ponorná priepasť 135 m na Silickej planine; hĺbkové údaje BELLA, 1991). Vtedy sa začala vyvíjať časť dnešných závrtov a krasových priehlbní na planinách Slovenského krasu (JAKÁL, 1971). Zároveň nastal aj odnos prevažnej časti fluviálnych uložením a kôry zvetrávania.

Po vyzdvihnutí centrálnej časti Slovenského krasu v ponte toto územie mierne pokleslo, čo bolo zrejme odrazom poklesu mnohých kotlín vnútri Západných Karpát, a najmä v oblasti Potisia v Maďarsku. Vo vytvorených, pomerne úzkych dolinách Štítnika, Slanej, v Rožňavskej kotline a v severnej časti Rimavskej kotliny sa usadili hrubé vrstvy štrkov, pieskov, miestami aj ílov poltárskeho súvrstvia. V Rožňavskej kotline je hrúbka týchto sedimentov 126 m (podľa vrtu RŽ-1) a v doline Slanej 120 m (podľa vrtu R-12a). Na základe korelácie so sedimentmi poltárskeho súvrstvia pri Lučenci sa považujú za pontské (VASS, KRAUS a ELEČKO, 1989). Menšia hrúbka týchto sedimentov je známa z plytších dolín Východného Turca (v súčasnosti vo vyzdvihnutej pozícii) a Muráňa. Z oblasti Turnianskej kotliny sedimenty pontu pravdepodobne odnášala erózia.

Vo vrchnom pliocéne, v období relatívneho tektonického pokoja, na území Revúckej vrchoviny, Bodvianskej pahorkatiny a v severnej časti Rimavskej kotliny sa vytvoril plochý, zarovnaný reliéf, poriečna roveň, najmä na sedimentoch poltárskeho súvrstvia. Z tejto rovne vyčnievali vyvýšeniny tvorené odolnými brekciami pyroklastických prúdov pokoradzského súvrstvia v západnej časti mapovaného územia a skrasovatené stráne planín Slovenského krasu. Na vyzdvihnutých planinách nastalo intenzívne krasové zvetrávanie triasových karbonátov, ktoré podporovala semiaridná klíma a vhodné litologické vlastnosti podkladu. Krasovateniu mimoriadne dobre podliehali chemicky čisté wettersteinské vápence (s obsahom $CaCO_3$ až 99,5 %), ktoré budujú prevažnú časť planín Slovenského krasu. Ustálil sa režim pohybu krasových vôd a vytvorila sa tu až 400 m hrubá vadózna zóna so subaerickým krasovatením. Na povrchu planín sa prehĺbili, resp. vznikali ďalšie krasové jamy, úvaly, fluviokrasové doliny, škrapy a škrapové polia. Časť presakujúcich krasových vôd prúdila v piezometrickej hladine k úpätiam planín a vytvárala jaskynné priestory, napríklad Krásnohorskú jaskyňu (dĺžka 1 100 m), Gombaseckú

jaskyňu (1 525 m), Domicu (spolu s jaskyňou Baradla v Maďarsku okolo 22 km), Hrušovskú jaskyňu (780 m), jaskyňu na Kečovských lúkach (1 010 m) na Silickej planine, 500 m dlhú Brzotínsku jaskyňu na úpätí Plešivskej planiny a Jasovskú jaskyňu na okraji Jasovskej planiny, s dĺžkou 2 122 m.



Obr. 10 Blokdiagram strednej časti Slovenského krasu. Zostavil: Ľ. Gaál.
1 – poltárske súvrstvie (pont), 2 – allgäuské vrstvy a rádiolarity (lias–doger), 3 – vápence, ojedinele dolomity (stredný a vrchný trias), 4 – seiské a kampilské vrstvy (spodný trias), 2 – 4 silický príkrov, 5 – rožňavské súvrstvie (perm), 6 – drnavské súvrstvie (devón)

Erózia i denudácia silnejšie postihli spodnotriasové pieskovcovo-bridličnaté sedimenty "seiských" a "kampilských" vrstiev, ktoré sa zachovali v ramenách synklinály na severných okrajoch Plešivskej a Silickej planiny, v jadre antiklinály v pásme Silica – Hrušov a v tektonicky silne redukovanej antiformnej štruktúre východne a západne od Silickej Brezovej. Vytvoril sa na nich plochší reliéf s miernymi svahmi. Pre vodu sú nepriepustné, preto ich erodujú povrchové toky. Na Silickej planine, najmä pri Silici a Silickej Brezovej, časť povrchových tokov po niekoľkých 100 m narazila na skrasovatené vápence a prepadávala sa do podzemia. Následkom toho sa na povrchu vytvorili okrajové krasové javy, ako okrajové krasové jamy, úvaliny (JAKÁL, 1975), poloslepé doliny, ponory a okrajové krasové jazierka (v prípade upchatia odvádzacích kanálov, napr. Jašteričie jazero, jazierko pri Silici). Vo vápencovom masíve tieto toky vyerodovali rozsiahle jaskyne, ako Milada (dĺžka 800 m), Majkova (360 m), jaskyňa v ponore Jašteričieho jazera (cca 1 km), ale do tejto kategórie môžeme zaradiť aj silicko-gombasecký jaskynný systém so začiatkom v ponore Farárova

jama pri Silici. Väčšia časť týchto jaskýň je dodnes aktívna. Po ponte sa vytvorila staršia úroveň Ardovskej jaskyne pri Ardove, pretože cca 3 km dlhý povrchový tok, tečúci v poloslepej doline pred jaskyňou, sa nachádza na klastických sedimentoch pontu (poltárske súvrstvie).

Na konci pliocénu valašské pohyby spôsobili ďalší výzdvih niektorých častí mapovaného územia, centrálna časť Slovenského krasu však ostala nezmenená. Vyzdvihlo sa územie Rimavskej kotliny s priľahlou časťou Bodvianskej pahorkatiny, časť Revúckej vrchoviny a východná časť Slovenského krasu. Pohyby pokračovali aj v pleistocéne a mali etapovitý charakter. V severnej časti Rimavskej kotliny sa tak sedimenty poltárskeho súvrstvia dostali do relatívnej výšky 70–110 m od súčasných nív potokov. V Revúckej vrchovine sa tento výzdvih neprejavil tak výrazne, pri Kameňanoch je napríklad relatívna výška sedimentov poltárskeho súvrstvia od nivy Východného Turca 40 m. Týmito pohybmi sa rozčlenil zarovnaný reliéf poriečnej rovne, v západnej časti územia nastal intenzívny odnos andezitových vulkanoklastík pokoradzského súvrstvia a v severnej časti Rimavskej kotliny sa vytvoril typický pahorkatinový reliéf (kotlinová pahorkatina). Pri Skerešove a v južnej časti Slovenského krasu boli triasové vápence exhumované spod sedimentov poltárskeho súvrstvia a obnovilo sa krasové zvetrávanie. Medzi Meliatou a Bretkou sa potok Muráň – pôvodne široko meandrujúci na sedimentoch poltárskeho súvrstvia – epigeneticky zarezával do stredno- a vrchnotriasových vápencov, pričom si zachoval aj meandre. Vytvorila sa tak 50 m hlboká, úzka tiesňavovitá dolina. Na jej stráňach jaskynné úrovne vhodne dokumentujú etapovitosť výzdvihu územia počas pleistocénu. Dajú sa tu rozlíšiť štyri úrovne vývoja jaskýň: mindelská – vo výške 35–40 m od nivy, preriská – vo výške 20 m, riská – 10,5–15 m a würmská až holocénna vo výške 4–5 m od Muráňa (GAÁL, 1987b). Pri Hrkáči na würmskej terase sa vytvoril terasovitý kras na hrane so skrasovatenými steinalmskými a reiflinskými vápencami. Na horninách meliatskej skupiny, najmä pri Držkovciach a Meliate, tektonicky rozsegmentované bloky tvrdých kryštalických vápencov a silicitov sa selektívne vypreparovali z mäkších bridlíc vrchného triasu a jury a vytvárajú tak štruktúrne tvrdoše. Následkom etapovitého výzdvihu územia a klimatickej oscilácie počas pleistocénu sa na nekrasových horninách vytvorili terasy. Dobre sú rozoznateľné v doline Východného Turca, Muráňa a v nižších úsekoch Slanej.

Vo východnej časti Slovenského krasu valašské a kvartérne pohyby vyzdvihli východnú časť Horného vrchu, Zádielsku a Jasovskú planinu. Na významných štruktúrnych líniách sa prehĺbili tiesňavy, ako Zádielska, Hájska, dolina Miglinc a Baksova dolina. Vo vadóznej zóne krasových masívov na tektonicky porušených miestach vznikli pomerne hlboké priepasti, ako Kunia (–203 m), priepasť pod Hajagošom (–75 m), Trojramenná (–75 m) na Jasovskej planine a Čertova

diera (–186 m), Veterná priepasť (–120 m) na Hornom vrchu. Hlbšie sa zarezala aj Bodva, čím sa sedimenty poltárskeho súvrstvia pri Debradi dostali do relatívnej výšky 30–50 m od úrovne súčasnej nivy.

V pleistocéne mali značný vplyv na vývoj krasu studené periódy. Nedostatok vegetačného pokryvu podporoval odnos zvetralín a mrazové zvetrávanie zapríčinilo rozdrobovanie skál a rozšírenie jaskynných vchodov. Na stráňach a hranách planín sa vytvárali skalné bralá a na úpätiach sa hromadili soliflukčné sedimenty a sutinové kužele.

V súčasnosti sa planiny Slovenského krasu považujú za úplný kras – planinový kras semimasívnych štruktúr (MAZÚR a JAKÁL, 1969). Zo škrapov prevládajú všeobecné, nepravidelne modelované typy, sporadicky sa vyskytujú aj puklinové a studňovité škrapy. Väčšie škrapové polia sa nachádzajú pri Kečove, Silickej Brezovej, Hrhove a často aj na stráňach planín. Krasové jamy sa z morfologického hľadiska delia na lievikovité, misovité a kotlovité (JAKÁL, 1975). Miestami dosahujú hustotu až 50 krasových jám na km^2. Často sledujú tektonické línie. Ojedinelé sú prepadové krasové jamy, vzniknuté jednorazovým mechanickým prepadnutím jaskynného stropu (napr. Silická ľadnica). Z fluviokrasových foriem slepé a poloslepé doliny sa nachádzajú napr. severne od Silickej Brezovej a vrecovité doliny na juhu Silickej planiny.

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Územie Slovenského krasu je oblasť, kde horninové podložie mimoriadne silno ovplyvňuje jednotlivé zložky krajinnej sféry, a tým priamo alebo nepriamo aj prvky životného prostredia. Od horninového podkladu priamo závisí najmä charakter reliéfu, pôdneho krytu, podzemného vodného režimu, ale aj biosféry. Špecifické litologické a geomorfologické danosti územia podmienili vznik osobitných geobiocenóz s celým radom vzácnych a dnes už ohrozených druhov rastlín a živočíchov. Prírodné hodnoty územia Slovenského krasu majú neopakovateľný charakter s mimoriadnym vedeckým a kultúrnym významom, ktorý ďaleko prekračuje rámec našej krajiny. Preto UNESCO prijalo do svojho programu MaB (Man and Biosphere) aj Slovenský kras s cieľom ochraňovať prírodné zdroje a kultúrne hodnoty krajiny, ako aj optimalizovať jej životné prostredie.

Horniny mapovaného územia z hľadiska ich vplyvu na zložky krajinnej sféry môžeme začleniť do dvoch hlavných skupín:

A. mezozoické karbonáty s dobre vyvinutým krasovým reliéfom,

B. klastické horniny paleozoika, spodného triasu a mladších pokryvných útvarov.

Rozdielnosť hornín uvedených skupín sa markantne prejavuje nielen pri tvorbe reliéfu, ale aj vo využívaní prírodných zdrojov človekom. Mezozoické karbonáty budujú značnú časť mapovaného územia a na planinách Slovenského krasu majú intenzívny vývoj povrchového a podzemného krasu s takmer úplným zastúpením foriem (1. stupeň krasovatenia reliéfu v zmysle JAKÁLA, 1991). JAKÁL (l. c.) stanovil nasledujúcu postupnosť a prioritu využívania prírodných zdrojov v krasových krajinách (čo môžeme mimoriadne vhodne aplikovať na územie Slovenského krasu):

1. vodné hospodárstvo,
2. lesné hospodárstvo,
3. cestovný ruch,
4. ťažba nerastných surovín,
5. poľnohospodárstvo.

Z hľadiska vodného hospodárstva relatívnu výhodu znamenajú priaznivé štruktúrno-litologické danosti územia Slovenského krasu. Tektonicky porušené a vysoko skrasovatené mezozoické vápence silického príkrovu tvoria synklinálne pásma s nepriepustným pieskovcovo-bridličnatým podložím, ktoré umožnili akumuláciu krasových vôd v hlbokej freatickej zóne. Je to osobitne významné v krasovom území, kde sú planiny následkom vnútorného odvodňovania takmer bez vody a vyvieračky na úpätiach planín nestačia zásobovať okolité sídla pitnou vodou. Preto sa ukázali byť účelné hydrogeologické vrty lokalizované v osovej

časti synklinál v podloží 100–150 m hrubej pokrývky sedimentov poltárskeho súvrstvia, najmä medzi Brzotínom a Plešivcom. Získavanie pitnej vody z hlbokého obehu je často nestále, výdatnosť vrtov je kolísavá a voda je občas zakalená. V záujme zachovania hygienickej nezávadnosti krasových vôd je však nevyhnutná dôkladná ochrana infiltračnej oblasti. Skrasovatené vápence so systémom otvorených dutín neumožňujú potrebnú filtráciu presakujúcich vôd, ich samočistiaca schopnosť je minimálna. V minulosti sa tomuto problému nevenovala dostatočná pozornosť. Príkladom bolo znečistenie viacerých priepastí Silickej planiny toxickými látkami, ktoré sa neskoršie odstraňovali s vynaložením vysokých nákladov. Karbonátové masívy treba dôkladne chrániť pred potenciálnym znečistením v celom ich rozšírení so zapojením tých susedných nekrasových oblastí, ktoré spádovo konvergujú ku krasu (v súčasnosti je už značná časť planín Slovenského krasu zaradená do pásma hygienickej ochrany II. stupňa).

L e s n é h o s p o d á r s t v o na mezozoických karbonátoch mapovaného územia sa ukázalo byť ekologicky výhodnou formou hospodárenia pri rešpektovaní osobitných nárokov krasovej krajiny. Je potrebné najmä na strmých stráňach a svahoch nadradiť ochrannú funkciu lesa nad ťažobnou, aby nenastal erózny odnos pôdneho pokryvu. Negatívnym príkladom sú rozsiahle výruby lesov Slovenského krasu, pravdepodobne v praveku a stredoveku, ktoré spôsobili zosilnenie eróznej činnosti a devastáciu pôdneho pokryvu. Erózne výmole sú badateľné dodnes. Obmedzenie ťažby lesa, prípadne zaradenie lesov do kategórie osobitného určenia, sa žiada i v silno skrasovatených zónach, v hydrologicky aktívnych krasových depresiách, v blízkosti ponorov a jaskynných systémov s vodným tokom, pretože nadmerné odstránenie drevín (napr. holorubmi) môže zapríčiniť zvýšenú eróziu, odnos zvetralín do podzemia, znečistenie krasových vôd a nadmernú sedimentáciu v jaskynných priestoroch.

Z hľadiska c e s t o v n é h o r u c h u možno vhodne využívať najmä územie Slovenského krasu, kde špecifická krasová krajina s jedinečnými prírodnými výtvormi (jaskyne, priepasti, bralá, tiesňavy a pod.) dáva široké možnosti na rekreáciu, oddych a turistiku. Žiada sa však preferovať dynamický cestovný ruch nad viazaným a návštevnosť regulovať i usmerňovať tak, aby nedochádzalo k poškodeniu organických či anorganických prírodných hodnôt územia.

Ť a ž b a s u r o v í n je obzvlášť citlivý problém v miestach výskytu mezozoických karbonátov, najmä na území CHKO Slovenský kras. Steinalmské a wettersteinské vápence poskytujú vhodnú surovinu na výrobu vápna, cementu, na stavebné a cestárske účely, čo často koliduje so záujmami ochrany krajiny a prírody tejto oblasti. Smutným dedičstvom minulých čias bola nesprávna lokalizácia ťažobných priestorov, bez ohľadu na krajinárske či prírodné hodnoty územia. Zo Slovenského krasu je v súčasnosti známych 64 väčších-menších ťažobných priestorov, z toho 8 činných (ROZLOŽNÍK, 1987a, b), ktorých značná časť stále narúša krajinné prostredie. Najvýraznejším príkladom nesprávnej lokalizácie ťažobného

priestoru je gombasecký veľkolom, ktorý narušuje celistvosť unikátneho kaňonu Slanej a devastuje prírodné prostredie okraja Plešivskej planiny v bezprostrednej blízkosti prvej biosférickej rezervácie na Slovensku. V prípade niektorých opustených lomov sa žiada spracovať rekultivačný plán. V budúcnosti by sa ťažobné priestory nemali lokalizovať na území CHKO Slovenský kras (biosférickej rezervácie) ani v ostatných maloplošných chránených územiach (Meliatsky profil, Prielom Muránky). V ochrannom pásme CHKO, v prímestských areáloch a v krajinársky hodnotných priestoroch (kategórie "C") by sa ťažba mala vykonávať podľa osobitných podmienok rešpektujúcich krajinársko-prírodný charakter a funkciu územia, ale s vylúčením veľkolomov. Je dôležité už pri povoľovaní ťažby žiadať od ťažobnej organizácie rekultivačný plán, ktorý prihliada na funkčnosť a produkčnosť územia, vzťah k okolitému prostrediu, estetickú stránku úpravy a na prípadné zachovanie ťažbou odkrytých vedecky významných javov (GALVÁNEK, 1977).

P o ľ n o h o s p o d á r s t v o na mezozoických karbonátoch má najviac obmedzené možnosti rozvoja a vari najsilnejšie narúša ekologickú rovnováhu krasovej krajiny, najmä na území Slovenského krasu. Vápencové stráne planín sú poľnohospodársky nevyužiteľné, lesostepné a stepné plochy na planinách sú využiteľné len ako pasienky, pričom škrapy a krasové jamy aj tu sťažujú spásanie a takmer znemožňujú kosenie. Ako orná pôda sú využiteľné len kvartérnymi sedimentmi vyplnené dná väčších závrtov, úvalov a krasových priehlbní, najmä na Silickej planine. Negatívny vplyv poľnohospodárskej činnosti na životné prostredie Slovenského krasu je všeobecne známy. Nadmerná chemizácia, sústredené vypúšťanie hnojovice a košarovanie znečisťujú zásoby povrchových a podzemných vôd a rušivo pôsobia v krajinársky hodnotnom priestore. Ku kontaminácii vôd dochádza najmä splachovaním chemických a organických látok z pôdnej vrstvy, čo dokazujú aj analýzy vôd z jaskyne Domica, z Jašteričieho jazera a jazierka pri Silici (TEREKOVÁ, 1984). Sústredené spásanie porastu a preháňanie dobytka, ustajňovanie, ako aj nesprávny spôsob rekultivácie (odstraňovanie porastov) vyvoláva zvýšenú eróznu činnosť, čo v krasovej krajine môže spôsobovať nenapraviteľné škody. Malú odolnosť voči erózii v krasovej krajine zvyšujú aj intenzívne prívalové dažde v tejto oblasti. Aby sa zamedzilo plošnej a výmoľovej erózii, pri pasení a preháňaní dobytka treba rešpektovať sklon stráne, správne voliť poľnohospodárske plodiny a spôsob obrábania pôdy (napr. orba paralelná s vrstevnicami). Napríklad odstraňovanie trávneho porastu (rozorávanie pôdy) a vegetačných pásov v širšom okolí jaskyne Domica v minulosti vyvolalo niekoľkonásobné zaplavenie a erózne splachovanie pôdy do jaskynných priestorov so značnými devastačnými následkami. Po opätovnom zatrávnení plôch sa plošná erózia podstatne znížila (podľa štúdie Hydroconsultu až sedemnásobne).

V neposlednom rade treba spomenúť aj mimoriadne kultúrne a vedecké bohatsvo prírodných javov, viazaných na karbonátové podložie. Okrem spomí-

naných krasových foriem je cenná aj biozložka, najmä celý rad chránených, ohrozených a kriticky ohrozených druhov rastlín i živočíchov, zóny ekologicky reprezentatívnych segmentov ekosystémov s minimálnym narušením (jadrá biosférických rezervácií), klimatická i vegetačná inverzia Zádielskej a Hájskej tiesňavy a pod.

Horniny skupiny B, t. j. klastické sedimenty (prípadne vulkanity) paleozoika, spodného triasu a mladších pokryvných útvarov, zhruba lemujú vápencové planiny Slovenského krasu a vo väčšom rozsahu vystupujú v západnej časti mapovaného územia. Z hľadiska využívania prírodných zdrojov sa dostáva do popredia poľnohospodárstvo a lesné hospodárstvo, miestne i ťažba nerastných surovín a cestovný ruch. Vodné hospodárstvo sa viaže na hydrogeologicky priaznivé štruktúry.

Na poľnohospodárske využitie sú obzlášť vhodné alúviá povrchových tokov a vnútrohorských kotlín (Rožňavskej a Turnianskej), kde sa vytvorili kvalitné nivné pôdy, ale využívajú sa tiež kvartérne terasy a zarovnané plošiny na poriečnej rovni v Bodvianskej pahorkatine a v Rimavskej kotline. V tejto súvislosti treba upozorniť na spôsob hospodárenia v oblastiach, kde štrky poltárskeho súvrstvia alebo pieskovcovo-bridličnaté a vápnité vrstvy spodného triasu vystupujú v bezprostrednom susedstve skrasovatených vápencov so zvažovaním ku krasu. V týchto oblastiach, ako je napríklad Domica–Ardovo, Skalické polje západne od Gemerskej Hôrky, slienito-vápencové vrstvy východne od Silice, sa kras vyvíja alogénne, t. j. prijíma povrchové zrážkové vody z nekrasového územia a odvádza ich dovnútra krasových masívov. Na týchto nekrasových územiach sa obvykle intenzívne hospodári, následkom čoho môže nastať potenciálne znečistenie zásob krasových vôd. Tieto oblasti treba chrániť pred znečistením obdobne ako krasové územia. Ponor na konci Skalického polja bol v minulosti aj miestom živelnej skládky odpadkov.

Ťažba nerastných surovín v oblastiach výstupu klastických sedimentov nemá podstatnejší vplyv na okolitú krajinu jednak preto, že nejde o oblasť so zvýšenou koncentráciou prírodných hodnôt, jednak z toho dôvodu, že časť ťažby prebieha (alebo prebiehala) banským spôsobom (rudné bane v okolí Rožňavy, Nandraža, Rákoša, bývalé kutacie diela v okolí Liciniec, Meliaty, Držkoviec).

Z uvedeného prehľadu vyplýva, že využitie mezozoických karbonátov územia je z hospodárskeho hľadiska obmedzené, sú však nositeľmi hlavných prírodných hodnôt využiteľných na účely náučného poznávania, vedeckého výskumu, rekreácie. Sú významnou zásobárňou krasových vôd. V budúcnosti treba klásť väčší dôraz na zladenie záujmov hospodárskych aktivít s celospoločenskými záujmami, na zachovanie mimoriadneho vedeckého a kultúrneho dedičstva tejto oblasti.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Zložité geologické pomery hodnoteného regiónu podmienili aj zložité hydrogeologické pomery územia. Jednotlivé hydrogeologické celky, ktoré môžeme v území vyčleniť, sa líšia nielen charakterom priepustnosti, obehom a režimom podzemných vôd, ale aj veľkosťou zdrojov podzemných vôd.

Najstarší hydrogeologický celok predstavuje komplex hornín paleozoika a čiastočne i mezozoika tektonickej jednotky gemerika. Celkove je chudobný na významnejšie zdroje podzemných vôd. Charakterizuje ho prevládajúca puklinová, lokálne aj krasovo-puklinová priepustnosť.

Pre obeh a akumuláciu podzemných vôd je najvýznamnejší hydrogeologický celok mezozoika troch tektonických jednotiek, z ktorých najväčší rozsah má tektonická jednotka silicika a menší rozsah tektonické jednotky meliatika a turnaika. Najvýznamnejším kolektorom podzemných vôd sú triasové vápence a dolomity s puklinovou, najmä však krasovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou.

Odlišné podmienky a z toho vyplývajúce hydrogeologické pomery sú v sedimentoch terciéra Rožňavskej, Moldavskej a Rimavskej kotliny. Majú obmedzené možnosti na akumuláciu podzemných vôd, najmä v polohách štrkov, pieskov s medzizrnovou priepustnosťou, resp. vo vápencoch, zlepencoch s puklinovou priepustnosťou. Väčšiu časť tohto celku tvoria nepriepustné pestré íly, ktoré tvoria nepriepustnú bariéru pre susedné triasové karbonáty. Významným kolektorom podzemných vôd v území sú kvartérne sedimenty s medzizrnovou priepustnosťou, a to predovšetkým fluviálne sedimenty Slanej, Štítnika, Muráňa, Turca, Bodvy a Turnianskeho potoka.

Hydrogeologický celok gemerika

Rytmická sedimentácia hornín paleozoika prerušovaná vulkanickou činnosťou s výraznými prejavmi niekoľkých fáz vrásnenia a metamorfizmu podmienili značnú nerovnorodosť hydrogeologického charakteru horninového prostredia. Podľa charakteru priepustnosti a zvodnenia jednotlivé typy hornín možno zadeliť do niekoľkých skupín (REPKA in HANZEL, 1975).

Relatívne najviac zvodnené sú kryštalické vápence, dolomity, rauvaky, magnezity, ankerity a siderity s puklinovou, resp. krasovo-puklinovou priepustnosťou. Vytvárajú sa v nich nádrže podzemných vôd, čo pri razení banských diel často zapríčiňuje prievaly vôd. Pramene z nich dosahujú veľkú výdatnosť (napr. prameň Teplá voda pri Jelšave s výdatnosťou od 7,0 do 22,0 $l \cdot s^{-1}$), ktoré však veľmi rýchlo reagujú na zrážky.

Podstatne nižšiu intenzitu zvodnenia majú pieskovce, droby, zlepence, ryolity a dacity s puklinovou priepustnosťou. Podzemné vody v nich sú viazané na zónu povrchového rozvolnenia, ako aj na pukliny tektonického pôvodu. Výdatnosť prameňov je zvyčajne veľmi nízka, prevažne okolo 0,1 l . s^{-1}, ojedinele okolo 1,0 l . s^{-1}.

Veľmi nízko priepustné až nepriepustné a z hľadiska zvodnenia bezvýznamné sú ryolitové tufy, tufity, bridlice a fylity.

Režim podzemných vôd gemerika intenzívne ovplyvňuje rozsiahla banská činnosť. Staré banské diela majú okrem akumulačnej funkcie aj významnú drenážnu a komunikačnú funkciu.

Celkove v paleozoiku gemerika výrazne prevládajú nízko zvodnené horniny, ako to dokumentujú výsledky sústavného pozorovania odtoku vôd v rokoch 1971 až 1980. Priemerný merný odtok podzemných vôd z paleozoika sa pohybuje od 2,60 do 3,2 l . s^{-1} . km^{-2} (HANZEL, 1981), iba v povodiach, kde odtok vôd ovplyvňujú banské vody, resp. prítoky z karbonátov mezozoika, je priemerný merný odtok nad 4,0 l . s^{-1} . km^{-2}.

Mineralizácia podzemných vôd paleozoika sa priemerne pohybuje v jednotlivých litostratigrafických jednotkách od 124,4 do 350,5 mg . l^{-1}. Prevažne sú kalciovo-magnéziovo-bikarbonátového typu, resp. kalciovo-magnéziovo-sulfátového typu (GAZDA in HANZEL, 1975).

Hydrogeologický celok mezozoika Slovenského krasu

Slovenský kras vytvára morfologicky výraznú krasovú planinu s dokonale vyvinutým krasovým fenoménom. Riečne doliny ho rozčleňujú na celý rad morfologicky významných planín, ktoré sú oddelené kaňonovitými prielomovými dolinami Slanej, Štítnika, Čremošnej, Blatnického a Hájskeho potoka.

Pre hydrogeologické pomery Slovenského krasu je charakteristické, že tu absentuje povrchový odtok, zrážkové vody celé infiltrujú do skrasovatených karbonátov mezozoika.

Prúdenie vody v karbonátoch silno ovplyvňuje veľká anizotropia karbonátov, podmienená tektonickým vývojom. Skrasovatenie je priamo úmerné intenzite tektonického porušenia. Na tektonických líniách prvoradého významu sa vytvorili jaskynné systémy líniového charakteru.

Hydrogeologicky významné línie majú podstatný význam pri drénovaní hydrogeologických štruktúr. Odvádzajú väčšinu podzemných vôd v štruktúre smerom k vyvieračkám. Oblasti medzi takýmito tektonickými líniami sú menej skrasovatené, a teda aj menej zvodnené, a ak ich nedrénujú tektonické línie alebo jaskynné systémy, odvodňované sú prevažne skryto, najčastejšie do pokryvných útvarov (ORVAN, 1984).

Špecifickou črtou skrasovateného karbonátového komplexu s preferovanými obehovými cestami je, že sa tu nevytvára súvislá hladina krasových podzemných

vôd. Podzemné vody často vypĺňajú iba krasové dutiny, rozšírené do jaskynných systémov, pričom úseky medzi hydrogeologicky významnými zlomovými líniami, na ktorých sa vytvorili preferované obehové cesty, sú často nezvodnené. Kolísanie hladiny podzemných vôd v závislosti od zrážok sa v týchto podmienkach neprejavuje kontinuálne v celom komplexe, ale dochádza k výraznému kolísaniu hladiny v úzkych prívodných cestách krasových vôd. Tieto zóny miestami siahajú aj pod miestnu eróznu bázu. Rozkyv hladín je 5,0 až 15,0 m. V tejto výškovej úrovni nad miestnou eróznou bázou vyvierajú krasové vody pri intenzívnych zrážkach, resp. pri náhlom topení snehu, pričom vznikajú občasné pramene.

Odtok krasových vôd z väčšiny hydrogeologických štruktúr Slovenského krasu sa deje niekoľkými spôsobmi (ORVAN, 1984).

Je to odtok prameňmi v úrovni miestnej eróznej bázy na obvode planín. Také sú napríklad pramene v Drienovci, Drienoveckých kúpeľoch, Teplica, Turňa, Žigárt, Teplá voda, Buzgó, Za továrňou v Kunovej Teplici, Gyepü, Hradná vyvieračka atď., ktorých výsledky zo sústavného režimného pozorovania sú v Tab. II.

Ďalší spôsob je odtok prameňmi, kombinovaný so skrytým odtokom. Takéhoto charakteru sú pramene Pod veľkou skalou, Pistrang, Vidová, Közsörü, Tapolca, Pod lomom, Zugó, Eveteš, Veľká hlava, Sv. Ladislav atď. (Tab. II).

Odtok výstupnými prameňmi na regionálnych tektonických líniách predstavujú pramene Veľká studňa v Paškovej, Teplica v Kunovej Teplici, Buzgó v Bohúňove.

Významný je skrytý odtok podzemných vôd do hlbších štruktúr v území Slovenského krasu. Takéhoto charakteru je napr. odtok do hlbokej synklinály vápencov stredného triasu v oblasti Slavca a v doline Slanej, čo overil hydrogeologický vrt s výdatnosťou 18,0 l . s^{-1} a s teplotou vody 16,0 °C (hĺbka vrtu 390,0 m) a ďalších päť exploatačných vrtov (celkový odber okolo 100,0 l . s^{-1}).

Posledným spôsobom odvodňovania Slovenského krasu je odtok krasových vôd mimo územia Slovenského krasu pod terciérne sedimenty Rimavskej kotliny. Tieto vody sú zachytené vrtmi v oblasti Šafárikova a majú zvýšenú mineralizáciu a teplotu vody (18,0 °C).

Hydrogeologicky významnou črtou Slovenského krasu je systém paralelne prebiehajúcich, rozlične širokých antiklinál a synklinál v smere východ – západ. Na základe obmedzenia jednotlivých štruktúr mohutnými pozdĺžnymi tektonickými líniami je Slovenský kras rozdelený na niekoľko čiastkových tektonických jednotiek, ktoré tvoria samostatné hydrogeologické štruktúry (ŠUBA, 1979).

a) Hačavsko-jasovskú hydrogeologickú štruktúru tvorí mezozoikum, ktoré je ohraničené na severe paleozoikom Spišsko-gemerského rudohoria, na juhu prešmykovou líniou prebiehajúcou údolím Čremošná – Baxová dolina, Várut a údolím Miglinc.

b) Silicko-turnianska hydrogeologická štruktúra zaberá hlavnú časť Plešivskej planiny a planinu Horný Vrch i na juhu priliehajúcu Turniansku kotlinu.

Tab. II Sústavne pozorované pramene v Slovenskom krase (podľa SHMÚ Bratislava)

Hydrol. číslo	Názov prameňa, lokalita	Horninové prostredie	Minera-lizácia (mg . l^{-1})	Doba pozorovania	Výdatnosť (l . s^{-1})			Teplota vody (°C) min.–max.	Pozn.
					min.	priem.	max.		
013-03	Šugó 4 Medzev	kryšt. vápence, trias	-	1959	0	2,6	22,3	6,5–12,4	zachyt.
013-05	Šugó 1a, Medzev	kryšt. vápence, trias	-	1970	3,0	7,4	12,3	10,0–14,4	zachyt.
013-06	Šugó 1b, Medzev	kryšt. vápence, trias	-	1970	1,4	1,9	5,1	7,8–14,4	zachyt.
013-07	Šugó-Rybník, Medzev	kryšt. vápence, trias	-	1970	1,9	3,2	6,6	7,6–12,3	zachyt.
013-01	Šugó 1, Medzev	kryšt. vápence, trias	-	1959	0,4	5,5	38,0	5,5–14,2	zachyt.
013-04	Šugó 2, Medzev	kryšt. vápence, trias	-	1959	1,2	11,9	46,8	7,2–12,2	zachyt.
018-01	Teplica, Jasov	vápence, dolomity, trias	-	1964	2,1	35,0	123,0	8,9–9,1	zachyt.
023-06	Bezodná st. Jasov	vápence, trias	-	1964 –1967	12,0	30,0	50,0	8,0	zachyt.
027-05	Teplá voda, Jelšava	magnezity, karbón	-	1962 –1967	7,0	-	22,0	8,6	zachyt.
051-01	Bleskový pr., Drnava	vápence, trias–jura	403,2	1967	0,0	3,5	49,6	6,0–11,0	
047-01	Pri kríži, Kováčová	vápence, trias	364,2	1966	2,2	7,2	33,1	7,0–12,5	zachyt.

pokračovanie tab. II

Hydrol. číslo	Názov prameňa, lokalita	Horninové prostredie	Minera-lizácia (mg . l^{-1})	Doba pozorovania	Výdatnosť (l . s^{-1})			Teplota vody (°C) min.–max.	Pozn.
					min.	priem.	max.		
045-09	Lúčka	vápence, dolomity, trias	477,5	1962–1967	1,2	2,3	13,2	8,0–10,0	
045-05	Tri studne, Lúčka	vápence, dolomity, trias	396,7	1962–1967	0,8	4,0	12,5	8,0–10,0	
045-03	Tri studne, Bôrka	vápence, dolomity, trias	-	1967	3,2	4,0	5,7	11,0–14,5	
083-01	Vyvieračka, Zádiel. dol.	vápence, dolomity, trias	-	1966–1972	9,0	45,3	280,0	7,2–9,5	
087-03	Čertov most. Turn. Podh.	vápence, trias	-	1966–1972	0,0	15,6	999,0	7,9–9,0	
087-01	Nádrž, Háj	vápence, dolomity, trias	-	1956–1962	3,5	-	12,5	9,1	zachyt.
069-03	Sv. Ladislav, Debraď	vápence, trias	-	1968	2,5	-	67,5	9,3	zachyt.
070-01	Kúpele, Drienovec	vápence, trias	-	1967–1972	0,4	13,9	43,0	7,2–14,6	
069-04	Redník, Debraď	vápence, trias	-	1968–1972	0,0	4,7	240,0	2,0–8,0	
069-01	Sv. Ján, Debraď	vápence, trias	-	1956–1964	4,0	30,0	760,0	-	
023-01	Hatiny, Jasov	vápence, trias	-	1956–1967	9,6	-	108,0	8,0–10,0	zachyt.

Hydrol. číslo	Názov prameňa, lokalita	Horninové prostredie	Minera-lizácia (mg . l^{-1})	Doba pozorovania	Výdatnosť (l . s^{-1})			Teplota vody (°C) min.–max.	Pozn.
					min.	priem.	max.		
024-01	Pod skalou–Hatiny	vápence, trias	-	1966– 1972	0,0	-	29,4	4,0–18,0	
057-01	Ratková	vápence, pieskovce, spodný trias	672,5	1966–1970	1,3	-	3,5	6,0	zachyt.
035-01	Hlavište 1, 2 Gemerská Teplica	dolomity, trias	526,9	1967–1972	0,6	21,8	236,0	10,0–14,0	
035-02	Hlavište, bočný Gemerská Teplica	dolomity, trias	549,3	1967	1,0	5,3	29,4	8,0–12,0	
083-04	Veľká studňa, Pašková	vápence, trias	-	1967–1969	2,0	22,0	60,0	8,5	
079-01	Teplica, Kun. Teplica	vápence, dolomity, trias	-	1966	8,2	14,3	67,7	14,2	zachyt.
078-01	Zúgo Kun. Teplica	vápence, dolomity, trias	413,4	1956	4,3	16,5	108,8	9,1–9,8	
078-03	Zúgo – jask. Kun. Teplica	vápence, dolomity, trias	-	1969	2,6	45,2	1111,0	9,7	
078-02	Za továrňou, Kun. Teplica	vápence, trias	-	1967	0,01	11,0	697,0	-	

pokračovanie tab. II

Hydrol. číslo	Názov prameňa, lokalita	Horninové prostredie	Minera-lizácia (mg . l^{-1})	Doba pozorovania	Výdatnosť (l . s^{-1})			Teplota vody (°C) min.–max.	Pozn.
					min.	priem.	max.		
061-02	Pri Cigáňoch, Slavec	vápence, trias	473,0	1967	0,0	5,0	63,0	-	
061-01	Gyepü, Slavec	vápence, trias	-	1966	0,7	79,6	855,0	4,0–15,0	
061-04	Pod veľkou skalou, Slavec	vápence, trias	-	1967	0,0	30,0	536,0	6,8	
052-03	Pod Kapličkou, Kr. Dlhá Lúka	vápence, dolomity, trias	-	1957–1965	0,1	-	6,5		
052-01	Pod kameňolom. Kr. Dlhá Lúka	vápence, dolomity, trias	-	1967–1972	0,9	5,9	56,5	7,7–10,0	
080-01	Eveteš, Hrušov	vápence, trias	-	1963–1972	4,8	41,6	673,0	9,5–13,0	
081-05	Czorgó, Jablonov n. T.	pieskovce, vápence, spodný trias	-	1968–1972	0,0	-	4,7	7,0	

Hydrol. číslo	Názov prameňa, lokalita	Horninové prostredie	Minera-lizácia (mg . l^{-1})	Doba pozorovania	Výdatnosť (l . s^{-1})			Teplota vody (°C) min.–max.	Pozn.
					min.	priem.	max.		
081-06	Za mostom, Jablonov n. T.	sutiny	-	1971–1972	0,0	10,5	172,0	16,5	
082-01	Veľká hlava, Hrhov	vápence, dolomity, trias	-	1966	2,3	39,0	102,0	8,0–16,0	zachyt.
082-03	Veľká hlava, občasný, Hrhov	vápence, dolomity, trias	-	1966	0,0	27,4	740,0	6,0–15,0	zachyt.
082-02	Teplá voda, Včeláre	dolomity, trias	-	1966–1967	14,0	19,0	44,0	14,5–16,0	zachyt.
088-02	Zigárt, T. Podhradie	vápence, pieskovce, trias	-	1968	0,0	10,1	40,0	1,5–12,0	
088-01	Rybník, Turňa n. B.	vápence, trias	-	1956–1962	46,1	120,0	454,0	9,0–10,0	zachyt.
072-01	Skality – obč. Háj	vápence, trias	-	1966–1972	0,0	10,3	567,0	8,0–12,5	
072-02	Skality, Háj	vápence, trias	-	1966–1972	1,8	24,5	310,0		
071-01	Kameňolom, Drienovec	vápence, trias	-	1969–1972	1,7	7,3	96,5	10,4–11,2	
069-02	Vyvieračka Drienovec Drienovec	vápence, trias	-	1958–1961	145,0	210,0	266,6	12,3	zachyt.
038-03	Pri Cigáňoch, Hucín	vápence, trias	461,2	1967–1972	0,0	3,3	29,4	4,0–14,7	

pokračovanie tab. II

Hydrol. číslo	Názov prameňa, lokalita	Horninové prostredie	Minera-lizácia (mg . l^{-1})	Doba pozorovania	Výdatnosť (l . s^{-1})			Teplota vody (°C) min.–max.	Pozn.
					min.	priem.	max.		
038-01	Rybník, Gem. Sad	vápence, trias	625,5	1967–1972	0,3	24,7	368,0	5,6–11,0	
038-02	Kamenická st., Gem. Sad	vápence, trias	573,4	1967–1972	0,3	1,8	4,9	5,0–14,0	
083-01	Studená dol. Plešivec	vápence, trias	521,9	1956–1972	0,0	4,2	199,0	4,0–14,0	
062-05	Pod vápenkou, Plešivec	vápence, trias	622,7	1967	0,0	8,0	157,0	9,5–12,3	
062-01	Vidová	vápence, trias	552,0	1967–1970	4,7	19,1	162,0	10,0	
061-05	Pri cintoríne, Slavec	vápence, trias	-	1967	0,01	5,5	58,8	9,0	
061-03	Pistrang, Slavec	vápence, trias	-	1958–1965	8,0	26,0	285,0	9,0	zachyt.
062-03	Biela vyv., Slavec	vápence, trias	-	1966	0,0	18,7	310,0	6,2–11,0	
062-02	Čierna vyv., Slavec	vápence, trias	-	1967	5,2	75,0	697,0	7,0–11,0	
077-01	Sokol. dol. Silická Jablonica	vápence, trias	-	1967–1971	0,47	52,8	491,0	2,5–12,5	

pokračovanie tab. II

Hydrol. číslo	Názov prameňa, lokalita	Horninové prostredie	Mineralizácia (mg . l^{-1})	Doba pozorovania	Výdatnosť (l . s^{-1})			Teplota vody (°C) min.–max.	Pozn.
					min.	priem.	max.		
077-02	Mlynský, Silická Jablonica	vápence, trias	-	1967–1972	0,5	4,5	138,0	0,0–16,0	zachyt.
077-03	Za finanč. bud. Silická Jablonica	vápence, trias	-	1968–1972	1,0	7,0	134,0	5,5–11,0	
079-02	Silická Jablonica	vápence, trias	-	1966–1972	0,1	-	34,0	1,5–18,0	
079-01	Studňa pri hr. Silická Jablonica	vápence, trias	-	1966–1972	0,15	2,5	44,0	3,0–14,0	
081-02	Kossörö Jablonov n. T.	vápence, trias	-	1963	5,5	14,2	34,0	9,8–13,0	
081-03	Tapolca, Jablonov n. T.	vápence, trias	-	1967–1972	0,0	42,6	1042,0	0,0–18,0	
081-08	Hrhov	vápence, trias	-	1971–1972	0,05	-	3,3	3,9–15,0	zachyt.
001-03	Stredný, Gemerská Hôrka	vápence, dolomity, trias	-	1956–1972	3,3	6,6	7,7	9,0–14,0	zachyt.

pokračovanie tab. II

Hydrol. číslo	Názov prameňa, lokalita	Horninové prostredie	Minera-lizácia (mg . l^{-1})	Doba pozorovania	Výdatnosť (l . s^{-1})			Teplota vody (°C) min.–max.	Pozn.
					min.	priem.	max.		
001-02	Päťročnica, Gemerská Hôrka	vápence, trias	-	1956–1972	0,07	2,9	39,8	4,0–12,0	
001-05	Pri hradskej, Plešivec	vápence, trias	-	1962–1967	1,0	4,5	52,0	11,8	
062-04	Pod Lysuňou, Plešivec	vápence, trias	612,7	1966	0,6	3,5	53,5	10,0–12,5	
093-04	Kráľ. Studňa, Silická Brezová	vápence, trias	-	1967–1971	0,0	23,3	265,0	0,0–24,7	
093-03	Ardačka, Silica	vápence, dolomity, trias	-	1956–1964	0,9	-	54,0	-	
003-01	Buzgó, Bohúňovo	dolomity, vápence, trias – jura	613,7	1956–1967	43,0	94,7	365,0	8,5–14,5	
093-02 -01	Malá a veľká vyvieračka, Kečovo	dolomity, vápence, trias	-	1966	2,9	58,7	180,0	1,0–25,0	zachyt.

c) Plešivsko-brezovská hydrogeologická štruktúra zahŕňa južný okraj Plešivskej planiny a trias krasovej oblasti južne od Silice, rozprestierajúci sa medzi Plešivcom na západe a Ardoškou na východe. Jej východným pokračovaním na našom území sú svahy Dolného vrchu.

d) Kečovská hydrogeologická štruktúra zaberá územie medzi Ardovcami, Silicou, Brezovou, Dlhou Vsou a Domicou. Predstavuje vlastne západnú časť tektonickej jednotky tiahnucej sa z Maďarska na naše územie.

Hačavsko-jasovská hydrogeologická štruktúra leží na paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria s miernym úklonom na juh. Má ucelený vrstvový sled od spodného triasu až po vrchný trias. Na paleozoiku ležia často priamo vápence stredného triasu. Celkove túto hydrogeologickú štruktúru vnútorná vrásová a zlomová tektonika rozčleňuje na niekoľko hydrogeologických bazénov. Hydrogeologicky najvýznamnejšia je východná časť štruktúry odvodňovaná v súhlase s úklonom nepriepustného podložia, najmä pri jej juhovýchodnom a východnom okraji a čiastočne pri západnom okraji. Zo štruktúry ako celku vystupuje rad prameňov – pramene v doline Blatnického potoka, prameň Teplica v Jasove, pramene v oblasti Hájskeho potoka, prameň Hatiny, prameň Drienovec a prameň v Drienovských kúpeľoch (tab. II). Priemerný sumárny odtok podzemných vôd vystupujúcich v dokumentovaných prameňoch z hydrogeologickej štruktúry je 410 $l.s^{-1}$ (ŠUBA, 1979).

Na základe hydrogeologického prieskumu (ŠUBA, 1979) z vymedzených hydrogeologických štruktúr bol orientačne vypočítaný priemerný ročný odtok podzemných vôd vystupujúcich k povrchu v množstve 450–500 $l . s^{-1}$ a prestup krasovo-puklinových vôd do kvartérnych sedimentov, ktorý predstavuje 40–90 $l . s^{-1}$.

Silicko-turniansku hydrogeologickú štruktúru tvorí triasový vápencovo-dolomitový komplex, ktorý je synklinálne uložený na spodnotriasových horninách. Synklinála je transverzálne zvlnená. Vrásová tektonika spolu s priečnou zlomovou tektonikou rozčleňuje štruktúru na niekoľko viac-menej samostatných hydrogeologických bazénov. Z hydrogeologickej štruktúry vystupuje celý rad významných prameňov. Z nich najvýznamnejšie sú pramene Hlavište v Gemerskej Teplici, prameň Zugó, Výver z jaskyne a Za továrňou v Kunovej Teplici, prameň Veľká studňa v Paškovej, prameň Gyepü, Biela vyvieračka, Pistrang a pod Veľkou skalou v Slavici, prameň Buzgó v Krásnohorskej Dlhej Lúke, prameň Eveteš v Hrušove, prameň Veľká hlava v Hrhove, pramene Skalistého potoka a Výtok z jaskyne v Háji, prameň Pod kameňolomom pri Drienovici, prameň Teplá voda, Žigart a prameň Rybník v Turni (tab. II). Sumárne z hydrogeologickej štruktúry vystupuje v prameňoch v priemere 760 $l . s^{-1}$ podzemných vôd. Celkove (pramene dokumentované + skryté prestupy) je odtok podzemných vôd v priemere 935–1 065 $l . s^{-1}$ (ŠUBA, 1979).

Plešivsko-brezovská hydrogeologická štruktúra má silnú redukciu slienito-vápencového súvrstvia spodného triasu, veľmi zložitú tektoniku bazálnych členov stredného triasu (gutensteinských vápencov a dolomitov). Vyššie členy

stredného triasu majú konštantný úklon na sever. Jej západná časť (zaberajúca planinu Koniar a k nej na juhu priliehajúcu oblasť karbonátov prekrytých neogénom) je odvodňovaná všetkými smermi, prevažne však malými prameňmi. Stredná časť (južný cíp Plešivskej planiny a severozápadnej časti Silickej planiny) je rozdelená údolím rieky Slaná, do ktorého sa odvodňuje prevažná časť podzemných vôd, a to jednak prameňmi, jednak priamym prestupom podzemných vôd do náplavov rieky. Východná časť sa nachádza na hranici s Maďarskom a na našom území je z nej len časť planiny Dolný vrch. Na našom území túto časť odvodňujú iba pramene v úseku od Silice po Hrhov. Zo štruktúry vystupuje celý rad významných prameňov, z ktorých priemernú výdatnosť nad 10 $l \cdot s^{-1}$ majú pramene Čierna vyvieračka (Gombasek), prameň Vidová (Vidová), prameň pod Sokolou skalou, Za horárňou, Za finančnou budovou, Kösörü a Tapolca (tab. II). Z vymedzenej hydrogeologickej štruktúry (v prameňoch i v priamych vstupoch podzemných vôd do povrchových tokov a mladších súvrství) vystupuje sumárne 390–460 $l \cdot s^{-1}$ krasovo-puklinových podzemných vôd, z toho dokumentovaný sumárny výstup podzemných vôd v prameňoch je 293 $l \cdot s^{-1}$.

Podstatná časť **kečovskej hydrogeologickej štruktúry** sa nachádza na území Maďarska. Hlavný smer odvodňovania podzemných vôd tejto hydrogeologickej štruktúry je na juh. U nás z nej vyviera iba niekoľko menších prameňov s celkovou výdatnosťou 5,9 $l \cdot s^{-1}$ južne od Silice a pramene pri Kečove.

Podzemné vody mezozoika Slovenského krasu majú celkovú mineralizáciu priemerne 487,5 mg $\cdot l^{-1}$ s rozptylom od 221,1 do 796,9 mg $\cdot l^{-1}$. V chemickom zložení má dominantné postavenie kalciovo-bikarbonátová zložka sprevádzaná kalciovo-sulfátovou zložkou. Prevažná väčšina podzemných vôd (okolo 80 % z analyzovaných vôd) formuje svoje chemické zloženie v čistých vápencoch (GAZDA in HANZEL, 1975).

Terciérne sedimenty

V hodnotenom území sa nachádzajú v Turnianskej depresii (západná časť Moldavskej kotliny), v Rožňavskej kotline a v severnej časti Rimavskej kotliny.

Hydrogeologicky relatívne najpriepustnejšie z terciérnych sedimentov sú sladkovodné vápence, drienovské zlepence a organodetritické vápence (eocén až panón) s puklinovou priepustnosťou. Pre svoj relatívne malý rozsah však nevytvárajú vhodné podmienky na významnejšie akumulovanie podzemných vôd.

Najvrchnejšiu časť sedimentov terciéru vo všetkých troch regiónoch predstavujú sedimenty poltárskeho súvrstvia (pont). Súvrstvie pestrých ílov, polymiktných štrkov, štrkopieskov a pieskov jazerno-riečnej fácie na základe dosiaľ vykonaných prieskumných prác možno hodnotiť celkove ako veľmi slabo zvodnené. Výdatnosť vrtov zo štrkovito-piesčitých polôh sa pohybuje do 0,5 $l \cdot s^{-1}$, ojedinele okolo 1,0 $l \cdot s^{-1}$, pričom merná výdatnosť väčšiny vrtov je pod 0,1 $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$.

Z hľadiska obehu podzemných vôd rozlišujeme výplň údolí a pokryvov pahorkatín. Neogénna výplň údolí je značne nepriepustná, koeficient filtrácie je rádovo 10^{-7} m . s^{-1}. Tvoria nepriepustnú bariéru pre podzemné vody triasových karbonátov a tiež nepriepustné podložie pre fluviálne sedimenty. Pokryv pahorkatín sa javí priepustnejší, koeficient filtrácie je rádovo 10^{-6} m . s^{-1}. Vyvierajú tu aj pramene s malou výdatnosťou. Podzemné vody sa dopĺňajú infiltráciou zo zrážok, prípadne aj zo starších horninových celkov na okraji Rožňavskej kotliny. Celkove však poltárske súvrstvie nevytvára vhodné podmienky na akumuláciu väčšieho množstva podzemných vôd a má charakter nízko zvodneného až nepriepustného hydrogeologického celku.

Hydrochemicky sa vody tohto súvrstvia vyznačujú nízkou mineralizáciou 0,1 až 0,35 g . l^{-1}. Sú to vody kalciovo-sulfátového typu.

Kvartérne sedimenty

Po karbonátoch mezozoika najvýznamnejším kolektorom podzemných vôd v hodnotenom území sú **fluviálne sedimenty** v údoliach potokov a riek. Najvýznamnejšie náplavy sú v údoliach riek Slaná, Štítnik, Muráň, Turiec, Turniansky potok a Bodva.

Na základe hydrogeologických pomerov fluviálne sedimenty v údolí **Slanej** rozčlenil ORVAN (1969) na 3 úseky. Na geologickej mape Slovenského krasu je iba časť horného úseku Slanej až po Brzotín a celý úsek od Brzotína po Bohúňovo. Základné hydrogeologické parametre sú uvedené v tab. III. Horný úsek riečnej nivy Slanej sa vyznačuje vcelku malou hrúbkou fluviálnych sedimentov od 3,20 do 4,20 m, a tým aj malou hrúbkou zvodnených štrkovitých sedimentov, iba 1,0 až 2,0 m. Koeficient filtrácie sa pohybuje prevažne od 3,8 . 10^{-5} do 3,2 . 10^{-4} m . s^{-1}. Výdatnosť vrtov je od 0,03 do 0,1 l . s^{-1}, čo zodpovedá značnému podielu ílovitej frakcie v štrkoch, iba lokálne je výdatnosť vrtov až 2,4 l . s^{-1}.

Úsek od Brzotína po Bohúňovo charakterizuje vyššia priepustnosť štrkopieskov. Hrúbka náplavov je dosť nerovnomerná, najčastejšie sa pohybuje od 3,5 do 4,5 m, miestami 5,5 až 6,1 m (Brzotín, Slavec). Hrúbka štrkov je priemerne 1,9 až 2,9 m, lokálne pri Slavci až 4,5 m, resp. pri Vidovej iba 1,0–4,5 m. Koeficient filtrácie sa priemerne pohybuje od 3,5.10^{-4} do 1,3.10^{-3} m.s^{-1}, v oblasti Brzotína 4,0 . 10^{-5} m.s^{-1}. Výdatnosť vrtov je iba 1,0–3,5 l . s^{-1}, čo je dôsledok malej hrúbky zvodnenej vrstvy. Anomáliu predstavujú miesta s lokálne priepustnejšími štrkmi, ktoré sú dotované prítokmi podzemných vôd z triasových vápencov a dolomitov Slovenského krasu. Koeficient filtrácie sa v týchto miestach pohybuje od 4,9 do 6,5.10^{-3} m . s^{-1} a výdatnosť vrtov od 11,0 do 12,0 l.s^{-1} (Plešivec, Gombasek) a v oblasti Slavca až 19,0 l . s^{-1}.

Z hydrogeologického hľadiska si zaslúžia pozornosť aj fluviálne sedimenty pravostranných prítokov Slanej, a to Štítnika, Muráňa a Turca. Ich základné hydrogeologické parametre sú v tab. III.

Zvodnené štrkopiesky v riečnej nive **Štítnika** sú výrazne poznačené prítomnosťou ílovito-hlinitej frakcie. Celková hrúbka náplavov v hornej časti údolia je 3,7–4,2 m a štrkov 1,5–3,0 m. Medzi Štítnikom a ústím do Slanej je hrúbka náplavov 3,0–5,3 m a hrúbka zvodnených štrkov nepresahuje 0,7–2,2 m, v oblasti Štítnika 2,6–3,9 m. Koeficient filtrácie je najčastejšie od 7,7 . 10^{-5} do 5,5.10^{-4} m. s^{-1}, pričom vrty dosahujú výdatnosť od 0,2 do 3,2 l . s^{-1}. Do fluviálnych náplavov Štítnika prestupujú aj vody z triasových vápencov a dolomitov.

Vo fluviálnych sedimentoch **Muráňa** od Revúcej po Licince sa celková hrúbka náplavov oproti hornému úseku zmenšuje na 3,0–5,0 m, hrúbka zvodnených štrkov na 1,0–3,6 m. V porovnaní s horným úsekom je tu vyšší obsah ílovitej a hlinitej frakcie, a preto sa koeficient filtrácie pohybuje od 4,5 . 10^{-6} do 5,3 . 10^{-4} m . s^{-1}. Vrtmi sa overila výdatnosť 0,1–0,2 l . s^{-1}, ojedinele do 3,5 l . s^{-1} (Jelšava).

Veľmi nepravidelný je vývoj fluviálnych sedimentov v riečnej nive **Turca**. Je tu značná variabilita hrúbky sedimentov a ich filtračných parametrov. Väčšia hrúbka náplavov je v oblasti Ratková–Brusník, a to od 5,8 do 8,0 m, pričom zvodnené silne zahlinené štrky dosahujú hrúbku 3,0–4,5 m, čistejšie štrky iba 1,4–2,3 m. Priemerná výdatnosť vrtov je 0,2–0,8 l . s^{-1}, lokálne do 3,0 l . s^{-1} (Ratková). V úseku Gemerská Ves – ústie do Slanej je hrúbka náplavov 3,1–5,0 m a zväčšuje sa na 4,7–6,5 m, z toho hrúbka štrkov je 1,6–3,1 m. Miestami sú negatívne vrty a z priepustnejších štrkov je výdatnosť 0,5–2,5 l . s^{-1}.

Fluviálne sedimenty **Bodvy** v úseku Moldava nad Bodvou – Hosťovce spolu s náplavmi potokov vytvárajú v Bodvianskej rovine súvislý zvodnený horizont (TKÁČIK, 1964; MIČÁK, 1974). Hrúbka zvodnených štrkov je veľmi variabilná od 3,8 do 12,9 m. Koeficient filtrácie východne od Drienovca a Žarnova je 1,0 až 8,0 . 10^{-4} m . s^{-1}, kým v južnej časti územia prevládajú vyššie hodnoty 1,0–5,0 . 10^{-3} m . s^{-1}. Tomu zodpovedá aj zvodnenie náplavov. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od 6,0 do 20,0 l . s^{-1}, lokálne iba do 1,0 l . s^{-1}. Extrémna výdatnosť – 27,0 l . s^{-1} bola v oblasti Péder a až 43,0 l . s^{-1} v oblasti Hosťoviec.

V úseku údolia Bodvy medzi Hatinami a Moldavou je hrúbka fluviálnych sedimentov 8,1–16,2 m. Výdatnosť vrtov je okolo 6,0 l . s^{-1}, prevažne 11,0 až 25,0 l . s^{-1}.

Pravostranný prítok Bodvy tvorí potok Turňa, v ktorom je hrúbka štrkopieskočitých sedimentov od 0,5 do 12,0 m, koeficient filtrácie je nízky, rádovo 10^{-4} až 10^{-5} m . s^{-1} a priemerná výdatnosť vrtov je do 1,0 l . s^{-1}.

V priebehu roka v povodí Bodvy silno prevláda drénovanie podzemných vôd povrchovými tokmi nad infiltráciou vôd rieky do náplavov. Veľmi dôležitou zložkou dotácie štrkových náplavov sú skryté prestupy krasových vôd, najmä medzi Hosťovcami a Žarnovom (MIČÁK, 1974, 1975) a v oblasti Hatiny (ORVAN, 1974).

Z hydrochemického hľadiska podzemné vody fluviálnych sedimentov majú zložité chemické zloženie. Vo fluviálnych sedimentoch Slanej sú podzemné vody nízko mineralizované a patria k vodám kalciovo-bikarbonátového, resp. kalciovo-sulfátového typu. V riečnej nive Štítnika je mineralizácia podzemných vôd 0,1 až 0,9 g . l^{-1}; a sú to vody kalciovo-bikarbonátového typu. V riečnej nive Muráňa je mineralizácia podzemných vôd prevažne 0,3–0,6 g . l^{-1} (GAZDA in HANZEL, 1975).

Podzemné vody fluviálnych sedimentov Bodvy v hornej časti toku majú mineralizáciu 0,1–0,3 g . l^{-1}, ktorá sa smerom na juh zvyšuje na 0,25–0,4 g . l^{-1}, pričom sa prehlbuje kalciovo-magnéziovo-bikarbonátový chemizmus. Hydrogeochemicky je dokázaný prestup podzemných vôd mezozoika do fluviálnych sedimentov v oblasti Moldavy.

Tab. III Hydrogeologické parametre fluviálnych sedimentov v povodí rieky Slaná

Úsek	Hrúbka náplavov (m)	Výdatnosť vrtov ($l . s^{-1}$)	Merná výdatnosť ($l . s^{-1} . m^{-1}$)	Koeficient filtrácie ($m . s^{-1}$)
Rieka Slaná				
Horný úsek po Brzotín	3,2–4,2	0,03–2,4	0,03–1,0	$3,8.10^{-5}$–$3,2.10^{-4}$
Brzotín–Bohúňovo	3,5–6,1	1,0–19,0	1,0–2,5	$4,0.10^{-5}$–$6,5.10^{-3}$
Prítok Slanej				
r. Muráň po Licince	3,0–5,0	0,1–3,9	0,1–3,5	$4,5.10^{-6}$–$5,3.10^{-4}$
r. Štítnik	3,0–5,3	0,2–3,2	0,1–1,0	$7,7.10^{-5}$–$5,5.10^{-4}$
r. Turiec	3,1–8,0	0,2–3,0	-	$2,0.10^{-5}$–$2,5.10^{-4}$

Minerálne vody

Na rozdiel od obyčajných podzemných vôd sa v hodnotenom území v podstate prirodzené vývery minerálnych vôd nenachádzajú. Až v posledných rokoch ich zachytili hlboké štruktúrne geologické vrty, aj to prevažne severne od Slovenského krasu (vrty KV-3, RS-1, GV1-1). V roku 1983 v triasových karbonátoch silického príkrovu vrt MEL-1 v Meliate zachytil termálne vody s teplotou 39,1–50,1 °C. Z hydrogeochemického hľadiska sú to vody prechodného Na–Ca–Cl–SO_4 typu, s celkovou mineralizáciou 3,1 g . l^{-1}. Voda z vrtu vyteká periodicky, prevažne v intervaloch od 3 do 26 dní, s trvaním 6–7 dní. Výdatnosť výronov sa pohybuje od 2,5 do 5,0 l . s^{-1}. V období pokoja hladina vody vo vrte poklesáva 3,70 m pod terén. Výron vody nastáva pôsobením termoliftu, pretože hydrostatický tlak nepostačuje na trvalý voľný výron vody z vrtu (HANZEL in STRAKA et al., 1984).

NERASTNÉ SUROVINY

Geologická stavba a horninové zloženie predurčili územie Slovenského krasu na výskyt nerudných a menej rudných nerastných surovín. V severnej časti územia, kde sa jednotky meliatika, turnaika a silicika tektonicky stýkajú s gemerikom, ako aj v pruhu elevácií brusníckej antiklinály a meliatika tiahnucom sa na severovýchod, prebiehala ťažba železných rúd s menším podielom medených a ortuťových. Rozvoj priemyslu a ekonomické vplyvy viedli k postupnému znižovaniu ťažby a v rokoch 1960–1980 k likvidácii všetkých závodov, takže dnes sa nevyužíva ani jedno rudné ložisko.

Podstatne väčší význam majú nerudné suroviny. Obrovská masa karbonátových hornín sa využíva ako hutnícke, chemické, cementárske, stavebné a dekoračné suroviny. Hoci anhydrit a sadrovec majú regionálne rozšírenie, veľkú hrúbku a vypočítané zásoby, zatiaľ sa neťažia. Naopak, bohaté barytové žily pri Krásnohorskom Podhradí sa už vyťažili. Keramické suroviny sa viažu na poltárske či košické súvrstvie, ktoré spolu s kvartérnymi sedimentmi tvoria bázu tehliarskych surovín. Z kaustobiolitov sa využíva len rašelina z rybníkov pri Hrhove, zatiaľ čo lignit a uhoľné íly pri Drienovci v súčasnosti nemajú ekonomický význam.

Charakteristiku nerastných surovín územia podáva vo svojej práci SLAVKAY (1992). V opise každého typu sú v nej uvedené údaje o topografickom rozmiestnení výskytov a ložísk, o ich geologickej pozícii, genéze, technologických vlastnostiach, prognóznych príznakoch a kritériách, o ich využívaní, prípadne o možnosti ich ďalšieho využitia. Opísaných je 212 výskytov a ložísk, z toho 137 nerudných a 75 rudných. Tu podávame len stručnú charakteristiku jednotlivých surovinových typov s uvedením ich reprezentantov.

NERUDNÉ SUROVINY

Cementárske suroviny, hutnícke a chemické vápence

Na tieto účely je vhodných 6 typov syngenetických hornín sedimentárneho pôvodu.

a) Slienité vápence a vápnité bridlice (namal–spat) silicika, vhodné na výpal slinku a úpravu silikátového modulu vápencov pri výrobe cementu (242 – Turňa, Paklán).

b) Vápence silicika, tmavé gutensteinské (egej – bityn), svetlé (pelsón) a wettersteinské (ladin – kordevol) tvoria hlavnú zložku cementárskej suroviny

a prísadu v hutníckom procese (256 – Včeláre). Vyrába sa z nich vápno (208 – Slavec, Gombasek, 264 – Hosťovce). Mimoriadna čistota ich dovoľuje využiť v potravinárstve a na chemické účely.

c) Bridlice turnaika, sericitické, chloritické a grafitické (ladin–stredný karn) sú vhodnou korekčnou surovinou s nízkym silikátovým a vyšším aluminátovým modulom pri výrobe cementu. Nevyhnutný je však prídavok železitej prísady (255 – Hradište, Ritkaš).

d) Íly s polohami piesčitých ílov a prachov až pieskov (pont) poltárskeho súvrstvia na úpravu aluminátového a silikátového modulu pri výrobe cementu (271 – Žarnov).

e) Hliny, sprašové hliny, piesčité a plastické íly (pleistocén–holocén) tvoria korekčnú zložku pri výrobe cementu (260 – Dvorníky).

f) Sadrovec (perm–spodný trias) silicika a turnaika, vhodný pri výrobe špeciálnych cementov a na výrobu sadry (181 – Bretka).

Dekoračný kameň

Surovinu tvoria vápence a dolomity stredného až vrchného triasu silického a turnianskeho príkrovu a spodného anisu meliatika. Sú vhodné na výrobu plnej a konglomerátovej dlažby, na ozdobné predmety, obklady interiérov (142 – Prihradzany), ozdobné predmety a leštené dosky na stoly (273 – Žarnov). Ružové a mäsovoružové vápence aj na výrobu drviny na terazzo (211 – Silická Brezová), a biele dolomity a dolomitické vápence aj na leštené i matné obklady interiérov a exteriérov (114 – Rákoš). Všetky typy sa môžu využiť aj na šperkárske účely.

Travertín

Vyskytuje sa v severnej časti Turnianskej kotliny vo forme typických kôp, ktoré vznikli z vôd vytekajúcich na tektonických líniách v holocéne, menej v pleistocéne. Sú veľmi pórovité, ľahko rozpadavé (263 – Háj), len lokálne kompaktnejšie (243 – Hrhov), s malými zásobami.

Stavebný kameň

Predstavuje najpočetnejšiu skupinu ložísk na báze mezozoických sedimentov, okrem dvoch, ktoré sú vo vápencoch egeru. Používa sa ako hutné drvené kamenivo do betónov a na nespevnené vozovky, cestný štrk, podsypový materiál, kameň do základov, hutné drvené kamenivo na koľajové lôžka a pod. Využívajú sa tieto typy hornín:

Meliatikum: tmavé gutensteinské vápence spodného anisu (179 – Meliata), svetlé kryštalické vápence až dolomity spodného anisu (203 – Honce).

Turnaikum: reiflinské vápence ilýru až ladinu (265 – Chorvaty I), slienité bridlice s lavicami rohovcových až organodetritických vápencov vrchného karnu až norika (266 – Chorvaty II).

Silicikum: bridlice až pieskovce, griesbach–namal (101 – Ratková), slienité vápence s vložkami bridlíc, namal – spat (233 – Hrušov), lavicovité svetlé dolomity, egej – bityn (120 – Kameňany I), tmavé gutensteinské vápence až dolomity, egej – ilýr (226 – Lipovník, Soroška I), svetlé steinalmské vápence, bityn – ilýr (220 – Krásnohorská Dlhá Lúka), wettersteinské organodetritické vápence, fasan – kordevol (275 – Drienovský kameňolom), reiflinské vápence, pelsón – karn (153 – Hrkáč II), svetlosivé vápence, ladin – karn (144 – Jelšava, Pod skalou I), kremité bridlice až pieskovce, ladin – karn (172 – Mikolčany), svetlé tisovské vápence, jul – tuval (279 – Drienovec II), sivé dachsteinské vápence, jul – tuval (279 – Drienovec II), sivé dachsteinské vápence, álen – rét (196 – Čoltovo II).

Lučenské súvrstvie: svetlosivé organodetritické vápence bretských vrstiev, eger (180 – Bretka, Doboka I).

Štrkopiesky

Ložiská sú v povodí Bodvy v proluviálnych štrkových náplavových kužeľoch, pleistocén – würm a fluviálnych štrkoch a pieskoch v nivách potokov, holocén (288 – Moldava nad Bodvou, sever). Surovina je vhodná len po úprave ako prírodné ťažené kamenivo.

Keramické íly

Ložiská sa viažu na prachovito-ílovité sedimenty pontu poltárskeho (košického) súvrstvia v sv. časti a jz. časti Košickej kotliny. Surovina sa môže použiť ako ostrivo a prímes do zmesí na výrobu keramických obkladačiek, dlaždíc, pórovinových obkladačiek, na kameninové výrobky stavebnej keramiky, ako hrnčiarska surovina a tehliarska zemina, lokálne aj na žiaruvzdorné výrobky (140 – Držkovce, 151 – Šivetice, 283 – Janík).

Tehliarske zeminy

Ložiská tvoria miocénne, pliocénne a kvartérne sedimenty v Rimavskej, Rožňavskej a Košickej kotline. Surovina je vhodná na plné a mnohodierované tehly, na tenkostenné výrobky, krytinu, obkladové výrobky, terakotu, hrnčiarske výrobky a pod. (187 – Meliata, 216 – Rožňava). V súčasnosti sa na ložiskách neťaží.

Baryt

Ložiská patria k obom genetickým typom:

a) K exhalačno- a chemicko-sedimentárnemu, kde sa baryt vyskytuje v klastických sedimentoch, slienitých vápencoch a vulkanických tufoch (griesbach–namal?) meliatika spolu s anhydritom a sadrovcom a vo vyšších častiach s hematitom a sulfidmi. Surovinu možno komplexne využiť len na výrobu selektívnych koncentrátov (161 – Šankovce, ložisko preskúmané, zatiaľ sa neťaží).

b) K hydrotermálne žilovému, kde sideritovo-barytová asociácia sideritovej formácie je vyvinutá v rámci mono- a polyascendentnej zonálnosti rudonosného diapazónu (ROZLOŽNÍK, 1978a, b). Považuje sa za produkt kriedových magmatických procesov (VARČEK, 1973). Žily sú v horninách spodného devónu drnavských vrstiev gelnickej skupiny (224 – Štefan, Malý vrch) a v permských horninách rožňavského súvrstvia gočaltovskej skupiny. Ložiská sú väčšinou vyťažené.

Anhydrit a sadrovec

Veľké masy anhydritu a sadrovca sú v západnej časti Slovenského krasu, väčšinou v evaporitovo-bridličnatej melanži meliatskej skupiny a silického príkrovu. Evapority sú z vrchného permu až spodného triasu (195 – Bohúňovo). Geneticky patria k chemicko-sedimentárnemu syngenetickému typu. Napriek veľkému množstvu preskúmaných zásob (DIANIŠKA et al., 1984) sa ani jedno z ložísk neťaží. Stratigrafické zaradenie ložiska 152 – Strelnice do silického príkrovu (griesbach–namal) je zatiaľ neisté.

Azbest a mastenec

Geneticky sú späté s lizarditovo-chryzotilovými serpentinitmi, početnými a typickými pre územie Slovenského krasu. Vystupujú vo vrchnotriasových až jurských horninách meliatskej skupiny (131 – Držkovce), niektoré ležia v pestrofarebných spodnotriasových pieskovcoch a bridliciach, ale ich zaradenie do silického príkrovu (183 – Rozložná) neprichádza do úvahy, pretože ide o súčasť meliatika alebo príkrovu Bôrky. Telesá serpentinitov v okrajových častiach obsahujú žilky chryzotilového azbestu (184 a 189 – Bretka) alebo mastenca (221 – Krásnohorské Podhradie). Napriek veľkosti niektorých serpentinitových telies nenašli sa väčšie akumulácie azbestu ani mastenca, takže ide len o výskyty.

Fosfáty

Sú známe len na dvoch výskytoch (175a, b – Gočaltovo) spolu s uránovými rudami. Tvoria nepravidelné šošovky v karbonatických tufitických pieskovcoch,

v prechodných horninách od kontinentálnych fácií do príbrežnomorských (BADÁR a AFANASJEV, 1982) štítnického súvrstvia (vrchný perm) gočaltovskej skupiny. Ide o syngenetické nahromadenie uránu v morských pieskovcoch sorpciou fosfátmi z morskej vody (TRÉGER, 1973), exhalačno-sedimentárneho pôvodu. Nahromadeniny guána sú známe v jaskyniach Domica a Jasov.

Kaustobiolity

Tvoria organicko-sedimentárne akumulácie spolu s prineseným terigénnym materiálom. Vyskytujú sa v troch stratigrafických horizontoch na území Turnianskej kotliny:

a) Rašelina vznikla a stále vzniká cyklickou sedimentáciou odumretej biomasy rašelinením, holocén–recent (243a – Hrhov).

b) Detritické a xyliticko-detritické uhlie vzniklo biochemickým rozkladom biomasy, hnitím v panóne sečovského súvrstvia a v oligocéne–eocéne šomodovského súvrstvia (277, 277a – Drienovec).

Vo vrchnotriasových až paleocénnych vápencoch sa laminy karbonátového kalu s organickým pigmentom striedajú s laminami organickej hmoty (vrt VD-2, 277 – Drienovec), ktoré ZLOCHA (1989) opísal ako horľavé a olejonosné horniny s uhľovodíkovým potenciálom až 39,75 kg . t^{-1}.

RUDNÉ SUROVINY

Železné rudy

Sú najpočetnejšou skupinou rudných ložísk rôznych genetických typov:

a) Magmatické – patria medzi ne magnetitové rudy na ložisku 259 – Hačava, vyvinuté v glaukofanických horninách považovaných za polymetamorfovaný produkt ofiolitového vulkanicko-magmatického komplexu karpatského typu (HOVORKA a SPIŠIAK, 1988), vysokotlakovo metamorfované do fácie glaukofanických bridlíc. Boli pretransportované do stredno- až vrchnotriasového sedimentačného priestoru, kde pod vplyvom nízkotlakovej metamorfózy nastala remobilizácia železa do drobných žiliek s mineralizáciou magnetit, kremeň, albit ± chalkopyrit a vznikol žilníkovo-impregnačný typ.

b) Hydrotermálne metasomatické – vo vrstvách vápencov v sericiticko-chloritických bridliciach súvrstvia morského permu gočaltovskej skupiny sú sideritovo-kremeňovo-hematitové rudné telesá (109 – Rákošská Baňa). V kryštalických strednotriasových vápencoch meliatskej skupiny sú ankeritovo-hematitové telesá so sideritom, barytom, magnetitom, kremeňom, pyritom a kalcitom (246, 247, 248 – Bôrka) a považujú sa za alpínske.

c) Hydrotermálne žilové – tvoria niekoľko minerálnych asociácií charakterizovaných hlavnými minerálmi žilovej výplne. Patria medzi ne:

– kremeňovo-sideritové žily (± spekularit, sulfidy) sú vyvinuté v horninách permu gočaltovskej skupiny (104 – Sirk, Jazvina, Babom), devónu rakoveckej skupiny (257, 258 – Čierna Moldava), spodného devónu gelnickej skupiny (236, 237 – Drnava, Ágoston) a pri styku spodnotriasových hornín silického príkrovu s vrchnopermskými až spodnotriasovými horninami brusníckej antiklinály (108 – Špánie Pole, Vysovcová);

– kremeňovo-sideritovo-barytové žily sú v horninách spodného devónu gelnickej skupiny (235 – Drnava, Dionýz) a permu gočaltovskej skupiny (234 – Drnava, Haraszt);

– kremeňovo-ankeritovo-spekularitové žily (± sulfidy) sú najrozšírenejšou asociáciou a vystupujú v horninách rozličných stratigrafických horizontov od devónu až po rét a vo všetkých tektonických jednotkách. V gelnickej skupine je to ložisko 267 – Kauligov vrch, v rakoveckej skupine 262 – Žalobka, v brusníckom súvrství 111 – Špánie Pole, Rézbánya, v meliatskej skupine 147 –Držkovce, Za Skalicou, v gočaltovskej skupine 178 – Rozložná a najviac žíl je v silickom príkrove (121 – Kameňany, Lipina).

Žily považujeme za alpínske. Patria k sideritovo-barytovej asociácii sideritovej formácie (v zmysle VARČEKA, 1976) s hlboko založeným zdrojom bázickej povahy. ROZLOŽNÍK (in FUSÁN et al., 1987) sideritovú formáciu považuje za produkt staroalpínskej remobilizácie hlboko podsunutej jednotky (napr. podobnej penniniku) vplyvom tepelného toku a predpokladá, že v miestach jeho najintenzívnejšieho prenikania sa vytvorila aj granitová vrstva, z ktorej vystúpili gemerické granity (ROZLOŽNÍK, 1978a). V distribúcii epigenetického zrudnenia sa prejavujú určité zákonitosti. Zastúpenie sideritu smerom k mladším stratigrafickým stupňom stráca na intenzite, ale hydrotermálne metasomatické telesá sú vyvinuté až v strednom triase. Naproti tomu ankeritovo-hematitová asociácia nadobúda na intenzite a zasahuje až do ilýrsko-kordevolských pestrých silicitov meliatika.

d) Exhalačno-sedimentárne hematitové rudy (± sulfidy) lahnsko-dillského typu tvoria vrstvy a šošovky s pásikavou textúrou v ilýrsko-kordevolských tmavých bridliciach, pieskovcoch a pestrých silicitoch meliatskej skupiny (161 – Šankovce).

e) Chemicko-sedimentárne rudy sú rozšírené v niekoľkých tektonických jednotkách a viacerých stratigrafických horizontoch:

– hematitové rudy tvoria vrstvové šošovky a vrstvy. V pestrých jurských bridliciach a v pieskovcoch s polohami vápencov, diabasov a tufov hačavsko-jelšavského súvrstvia je ložisko 132 – Jelšava, Bradlo s hematitovo-leptochloritovými rudami oolitickej štruktúry. Vo vrstvách ladinu? až rétu meliatskej skupiny leží ložisko 174 – Meliata a v permských polymiktných zlepencoch úzkej brachyantiklinály, pravdepodobne gočaltovskej skupiny, šošovka hemati-

tovej rudy ložiska 160 – Licince, Lujza. V piesčito-bridličnatých vrstvách (griesbach–namal) silického príkrovu sú len malé výskyty (128 – Višňové);

– pelosideritové rudy sa zistili len na ložisku 160 – Licince, Lujza v nadložných spodnotriasových pestrých bridliciach s hematitom.

f) Infiltračné – medzi ne sa zaraďujú hematitové rudy výskytov 250–254 – Bôrka, na báze vápencov a dolomitov stredného triasu silického príkrovu, nad ich stykom s bridlicami hačavsko-jelšavského súvrstvia. Ich genéza nie je jednoznačne objasnená. K infiltračným, nie starším ako terciérnym, ich zaradili KRS a VARČEK (1963).

g) Zvetrávacie reziduálne sú vyvinuté na mnohých hydrotermálno-metasomatických, impregnačných a žilových ložiskách ako oxidačné zóny. Najtypickejší je limonitový gosan na kremeňovo-sideritovej žile ložiska 110 – Rákoš, Elizabeta a na pyritovom impregnačnom rudnom telese ložiska 118 – Nandraž, Angelika na rozhraní sericiticko-kremitých brekcií permu rožňavského súvrstvia so spodnotriasovými vápnito-ílovitými brekciami meliatskej skupiny.

Uránové rudy

Malé výskyty sú lokalizované medi Rákošom a Štítnikom. Patria k dvom genetickým typom:

– hydrotermálne žilové zrudnenie sa viaže na tektonickú zónu medzi bridlicami (griesbach – namal) silického príkrovu v nadloží a spodnotriasovými vápencovo-bridličnatými vrstvami meliatskej skupiny (126 – Nandraž, U);

– chemicko- a mechanicko-sedimentárne – patria medzi ne výskyty vo vrchnopermských sedimentoch štítnického súvrstvia gočaltovskej skupiny. Uránové zrudnenie tvorí tmel tufitických hornín a je viazané na polohy a šošovky fosfátov. Ide o syngenetické nahromadenie uránu v morských pieskovcoch sorpciou fosfátmi z morskej vody (TRÉGER, 1973).

Oloveno-zinkové rudy

Okrem niekoľkých mineralogických výskytov je tu len jedno malé ložisko 205 – Ardovo. Rudné telesá tvoria nepravidelné hniezda, žily a impregnácie vo vápencoch a dolomitoch stredného triasu silického príkrovu. Napriek rozličným názorom na vek a genézu považujeme ho za hydrotermálne metasomatické až žilníkovo-impregnačné (SLAVKAY a BEŇKA, 1995) a podobne ako ložisko Poniky-Drienok za súčasť alpínskej pogosauskej metalogenézy.

Ortuťové rudy

Drobné výskyty sú okolo rožňavskej línie, kde je aj jediné malé ložisko 113 – Rákoš, objavené roku 1955, ťažené a v 80. rokoch zatvorené. Rudné telesá žil-

níkovo-impregnačných rúd ležia v kremito-sericitických bridliciach (perm) rožňavského súvrstvia gočaltovskej skupiny a v tektonickej brekcii. Považuje sa za najmladšiu mineralizačnú fázu sideritovej formácie v externej zóne Spišsko-gemerského rudohoria (MIŠKOVIC, 1987).

Hliníkové rudy

Vyskytujú sa v Turnianskej kotline na ložisku krasového typu 281–Drienovec s böhmitovo-gibbsitovým rudným telesom vrchnokriedového až paleogénneho veku, ležiacim na svetlých tisovských skrasovatených vápencoch (jul – tuval) silického príkrovu a prikrytým drienovskými zlepencami (oligocén? – miocén). Sčasti boli preplavené do mladších pliocénnych sedimentov. Pravdepodobne vznikli preplavením zvetralinového plášťa vyvretých kyslých a čiastočne aj bázických hornín (BORZA a MARTINY, 1964; MIŠÍK, 1978), bližšie údaje v štúdii HANÁČEK et al., 1984.

Chrómové rudy

Našli sa v silno serpentinizovanom peridoticko-dunitovom intruzívnom telese na lokalite 197 – Tiba, v ktorom chromit tvorí magmaticko-diferenciačné škvrny a šmuhy. Pripisoval sa mu spodnotriasový vek (FUSÁN et al., 1962), dnes je jasné, že ide o súčasť ofiolitového komplexu meliatika, ktorý vekovo treba zaradiť od ladinu nahor (dôvody pozri v geologickej časti).

Medené rudy

Vystupujú na hydrotermálnych žilách sideritovej formácie alpínskeho veku a vo väčšom množstve sa vyskytujú na ložisku 125 – Nandraž, Skalica, kde sa ťažili žilníkovo-impregnačné rudy s chalkopyritom na žilách Štefánia–Emília I. a IV., umiestnených v permských kremito-sericitických bridliciach, zlepencoch a metaryolitoch rožňavského súvrstvia gočaltovskej skupiny. Vyskytujú sa aj na ložisku 161 – Šankovce, kde tvoria hydrotermálne žilky a impregnácie v bridliciach a nadložných brekciách a ich vznik sa spája so submarinným vulkanizmom a vznikom dioritového telesa (VARČEK et al., 1968).

Prognózne hodnotenie

Výsledkom prognózneho hodnotenia územia Slovenského krasu s rozdielnym stupňom preskúmanosti a poznatkov o jeho jednotlivých častiach je vyčlenenie prognóznych a perspektívnych plôch (tab. Iva, b, c).

Tab. IVa Prognózne zdroje rudných nerastných surovín

Č.	km^2	Surovina	Jednotka	P_1	P_2	P_3	Poznámka: hornina, kvalita a pod.
1	36,7	Fe Cu Hg	kt kt kt		8 000 500 300		Fe = 30 % (siderit) Cu = 0,4 % (chalkopyrit) Hg = 0,2 % (rumelka)
2	17,5	Fe,Cu Fe	kt kt			4 000 400	Fe = 10–15 %; Cu = 0,2 % (ankerit, chalkopyrit) Fe = 50 % (limonit)
4	18	Fe	kt			2 000	Fe = 20 % (hematit)
5	24	Fe Hg	kt kt			2 000 300	Fe = 30 % Hg = 0,2 %
6	23	Ni	kt		1 000		zóna zvetrávania
7	7	Hg	kt			150	Hg = 0,2 %
8	7	Fe Hg	kt kt		3 500	 100	Fe = 30 % Hg = 0,2 %
10	19	Zn, Pb	kt			100 300	Pb + Zn = 8 % (smithsonit, galenit) Pb + Zn = 2 % (smithsonit, galenit)
11	12	Cu, Hg	kt			300	Cu = 0,4 %; Hg = 0,05 %
12	4	Fe, Cu, Hg, Ag	kt			900	Fe = 33 %; Cu = 0,5%; Hg = 0,05 %; Ag = 100 g/t
13	9	Fe	kt		600		Fe = 33 %
14	37	Fe Fe, Cu, Hg	kt kt		600 750	 250	Fe = 33 % (sideritovo-metasomatické) Fe = 33 % (sideritovo-metasomatické) Fe = 33 %; Cu = 0,5 %; Hg = 0,06 %
15	13	Fe, Cu, Hg	kt			600	Fe = 15–30 % ; Cu = 0,5 %; Hg = 0,06 %
16	25	Al	kt		1 000	6 000	bauxit (Turnianska kotlina a územie Lučenec–Jasov)
Dvorníky– Hrhov		Ni	kt		3 000		

Tab. IVb Prognózne zdroje nerudných nerastných surovín

Č.	km^2	Surovina	Jednotka	P_1	P_2	P_3	Poznámka: hornina, kvalita a pod.
1	36,7	stavebný kameň dekoračný kameň	mil. m^3		30 10 0,2		vápence a dolomity pieskovce kryštalické vápence
3	23	baryt spekularit	kt			6 300	$BaSO_4$ = 15 % Fe_2O_3 = 25 %
5	24	mastenec stav. kameň azbest	kt mil. m^3 kt		100	500 5 000	 vápence chryzotilový cca 1% + mikroazbest
6	23	fosfáty spekularit	kt kt			500 400	P_2O_5 = 20–30 % Fe_2O_3 = 25 %
8	7	stav. kameň anhydrit, sadrovec	mil. m^3 mil. t		5	 10	slienité vápence
9	33	anhydrit sadrovec baryt stav. kameň mastenec	mil. t mil. t kt mil. m^3 kt	55	500 30 30	 2 000 2 000	 $BaSO_4$ = 15 %; Fe = 20 %; Cu = 0,2 % (hematit + chalkopyrit) vápence a dolomity serpentinit lizarditovo-chryzotilový
10	19	stavebný kameň	mil. m^3		10		vápenec, dolomit
13	9	baryt	kt		700		$BaSO_4$ = 60 %
14	37	stavebný kameň	mil. m^3		6		vápenec, dolomit
16	25	horľavé a olejonosné horniny uhlie vypočítané Geol. prieskumom š. p. (HORSKÁ et al., 1991)	mil. t kt	 15 039	 16 799	225	kvapalné uhľovodíky = 4 % výhrevnosť Qi^r = 5, 59 MJ . kg^{-1}, popol A^d = 45,93–57,58 %

Tab. IVc Prognózne zdroje ostatných surovín[1]

		Prognózne zdroje		
Surovina	jednotka	P_1	P_2	P_3
keramické íly	kt	12 412	25 000	50 000
tehliarske suroviny	tis. m^3	3 142	2 761	15 450
stavebný kameň	tis. m^3	1 200	60 000	300 000
vápence hutnícke, cementárske, chemické a pod.	mil. t.	-	-	1 000

Podľa množstva a hodnovernosti údajov prognózne zdroje buď nie sú odhadnuté (málo údajov), sú odhadnuté (na základe vhodných faktorov a kritérií), alebo sú vypočítané (na základe technických prác). Dovedna bolo vyhodnotených 5 prognóznych a 11 perspektívnych plôch a okrem toho samostatne ostatné suroviny vyskytujúce sa mimo 16 vyčlenených plôch. Do celkového súčtu sú zahrnuté aj prognózne zdroje uvedené v Evidencii prognóznych zdrojov SGÚ k 31. 12. 1985.

Prognózne zdroje rudných surovín podľa kritérií súčasných ekonomických podmienok nemožno jednoznačne hodnotiť. Vyplýva to aj z nerentabilnej ťažby väčších a bohatších ložísk na Slovensku, ktorých ťažba sa zastavuje a banské závody s podstatne vyššími zásobami ako odhadnuté prognózne zdroje sa likvidujú (okrem niektorých výnimiek).

Územie Slovenského krasu pokladáme za perspektívne z hľadiska výskytu nerudných surovín. Nádejnosť územia vyplýva z geologickej stavby, vhodných štruktúr a litologických horizontov a umocnená je geofyzikálnymi a geochemickými anomáliami, existujúcimi ložiskami a výskytmi nerastných surovín.

Napriek tomu, že podstatná časť územia je vyhlásená za Chránenú krajinnú oblasť, pri dôslednom dodržiavaní podmienok dohodnutých na ochranu prírody a životného prostredia, môžu sa viaceré existujúce zdroje nerastných surovín využívať a môžeme odporúčať ďalší geologický výskum a prieskum.

[1] V zmysle vyhl. SGÚ z 13. 12. 1991 o klasifikácii a výpočte zásob vyhradených ložísk ide o predpokladané zásoby Z-3. Stupeň perspektívnosti označujeme P_1 – vyšší, P_2 – stredný, P_3 – nižší (podľa bývalej klasifikácie prognóznych zdrojov).

ZOZNAM LOŽÍSK PODĽA DRUHOV SUROVÍN A PORADOVÝCH ČÍSEL

Železné rudy

102 – Sirk, Líška diera a Barbara (1)
103 – Ratková, Repištia (1)
104 – Sirk, Jazvina a Babom
106 – Rákoš, Verešková (1)
108 – Španie Pole, Vysovcová (1)
109 – Rákoš, Baňa (2)
110 – Rákoš, Elizabeta (1)
111 – Španie Pole, Rézbánya (2)
112 – Španie Pole, Tatárka (1)
116 – Brusník (1)
117 – Brusník (1)
118 – Nandraž, Angelika (2)
119 – Chvalová (1)
121 – Kameňany, Lipina (1)
122 – Brusník, Mladý Háj (1)
125 – Nandraž, Skalica (2)
128 – Višňové (1)
132 – Jelšava, Bradlo (2)
133 – Nandraž (1)
135 – Jelšava, Koprciny (1)
137 – Kameňany, Jamka (1)
139 – Kameňany, Blatný Potok (1)
141 – Držkovce, Pod Drienikom (1)
143 – Jelšava, Belá žila (1)
145 – Prihradzany (1)
147 – Držkovce, Za Kalicou (1)
148 – Držkovce (1)
158 – Jelšavská Teplica (1)
160 – Licince, Lujza (2)
161 – Šankovce (2)
169 – Hucín (1)
170 – Mikolčany, Kopané (1)
171 – Meliata, Guba (1)
174 – Meliata (2)
176 – Mikolčany, Hlinište (1)
178 – Rozložná (1)
185 – Gočaltovo (1)
191 – Štítnik, Šibenice (1)
224 – Krásnohorské Podhradie, Štefan (2)
225 – Krásnohorské Podhradie, Anton (2)
229 – Krásnohorské Podhradie, Ignác (1)
234 – Drnava, Haraszt (2)
234a – Harszasz (1)
235 – Drnava, Dionýz (2)
236, 237 – Drnava, Ágoston a i. (1)
238, 238a – Drnava, Hedviga a Rudolf (1)
239 – Drnava, Rebeka a i. (1)
239a – Kováčová, Tomáš, Štulipeng (1)
241 – Lúčka, Gabriela (2)
244 – Bôrka, Osadník (1)
246, 247, 248 – Bôrka (1)
250, 251, 252, 253, 254 – Bôrka, Hematity (1)
257, 258 – Čierna Moldava (1)
259 – Hačava (1)
262 – Žalobka (2)
267 – Kauligov vrch (1)
269 – Nižný Medzev (1)

Uránové rudy

126 – Nandraž – U (1)
175a,b – Gočaltovo (1)

Oloveno-zinkové rudy

205 – Ardovo (2)

Ortuťové rudy

113 – Rákoš (2)

Hliníkové rudy

281 – Drienovec (2)
281a – Moldava n. Bodvou (1)

Chrómové rudy

197 – Tiba (1)

Medené rudy

125 – Nandraž, Skalica (2)
245 – Bôrka, Metlisko (1)

Baryt

161 – Šankovce (2)
222 – Krásnohorské Podhradie, Emília (1)
223 – Krásnohorské Podhradie, Jozef (1)
224 – Krásnohorské Podhradie, Štefan (2)
227 – Krásnohorské Podhradie, Vido (1)
228 – Krásnohorské Podhradie, Péntek, Patak (2)
229 – Krásnohorské Podhradie, Ignác (1)
234a – Harszasz (1)

Anhydrit a sadrovec

152 – Strelnice (2)
161 – Šankovce (4)
181 – Bretka (2)
188 – Meliata (1)
195 – Bohúňovo (4)
200 – Čoltovo (1)

Azbest

131 – Držkovce (1)
162 – Jelšava, Slovenská Skala (1)
173 – Mikolčany (1)
173a – Drieňová studňa (1)
183 – Rozložná (1)
184, 189 – Bretka (1)
201 – Čoltovo (1)
221 – Krásnohorské Podhradie (1)
249 – Bôrka (1)
270 – Hačava, Dolina Miglinc (1)

Kaustobiolity

175a, b – Gočaltovo (1)

Vápence (hutnícke účely)

256 – Včeláre (4)
272 – Drienovec (4)

Cementárske a korekčné suroviny

181 – Bretka (2)
208 – Slavec, Gombasek (4)
220 – Krásnohorská Dlhá Lúka (2)
242 – Turňa, Paklan (4)
255 – Hradište, Ritkaš (3)
256 – Včeláre (4)
260 – Dvorníky (4)
261 – Včeláre, Sut (2)
264 – Hosťovce (3)
268 – Háj (3)
271 – Žarnov (4)
272 – Drienovec (4)
276 – Janík, Peder (4)

Dekoračný kameň

114 – Rákoš (2)
142 – Prihradzany (2)
211, 211a – Silická Brezová (2)
273, 273a, 273b – Žarnov (2)

Travertín

232 – Hrušov (2)
240 – Jablonov n. Turňou (1)
243 – Hrhov (2)
263 – Háj (2)

Stavebný kameň

101 – Ratková, Repištia (3)
105 – Sása (2)
107 – Rybník II. (2)
114 – Rákoš (2)
115 – Chvalová III. (2)
120 – Kameňany I. (2)
123 – Chvalová II. (2)
124 – Chvalová I. (2)
127 – Chvalová IV. (2)
129 – Kameňany II. (2)
134 – Kameňany III. (2)
136 – Držkovce (2)
138 – Polina (2)
144 – Jelšava, Pod Skalkou I., II. (2)
146 – Hrkáč I. (2)
149 – Slovenská Skala I. (Cigeľ) (2)
150 – Jelšavská Teplica (4)
153 – Hrkáč II. (2)
156 – Slovenská Skala II. (2)
157 – Šivetice I., II. (2)
164 – Licince II. (2)
165 – Licince I. (2)
166 – Licince III. (2)
167 – Hucín II. (2)
168 – Hucín I. (2)
172 – Mikolčany (2)
179 – Meliata (2)
180 – Bretka, Doboka I. (2)
180a – Bretka, Doboka II. (2)
193 – Bretka, JRD (2)
194 – Bretka, Herény (2)
196 – Čoltovo (2)
196a – Čoltovo I. (2)
198 – Pašková (2)
199 – Bohúňovo (2)
200a – Čoltovo (2)
202 – Štítnik (2)
203 – Honce(3)
204 – Plešivec (3)
206 – Vidová (2)
207 – Rakovnica (2)
209 – Slavec (2)
210 – Kružná (2)
215 – Pod Nyergesom (2)
218 – Pod Rákošom (2)
220 – Krásnohorská Dlhá Lúka (2)
226 – Lipovník (Soroška I.) (2)
230 – Lipovník (Soroška II.) (2)
233 – Hrušov (Dlhé) (2)
265 – Chorváty I. (2)
266 – Chorváty II. (2)
275 – Drienovský kameňolom (2)
278 – Jasov, Kriška (2)
279 – Drienovec II. (2)
284 – Jasov (2)
285 – Moldava n. Bodvou, Ceriny (2)
286 – Moldava n. Bodvou (západ) (2)
287 – Debraď (2)

Štrkopiesky

280 – Drienovec (4)
288 – Moldava n. Bodvou (sever) (2)
289 – Janík – východ (3)

Keramické íly

140 – Držkovce (1)
151, 151a – Šivetice (2)
159 – Licince (2)
187 – Meliata (2)
280 – Drienovec (4)
283 – Janík II. (3)

Tehliarske suroviny

130 – Kameňany II. (2)
151, 151a – Šivetice (3)

155 – Hucín II. (2)
163 – Licince (2)
167 – Hucín II.
177 – Gemerský Sad (2)
182 – Meliata (3)
186 – Rozložná (2)
187 – Meliata (2)
190 – Gočaltovo (2)
192 – Gemerská Hôrka (2)
212 – Rudná (2)
214 – Brzotín (2)
216 – Rožňava (3)
217 – Jovice (3)
219 – Krásnohorská Dlhá Lúka (2)
231 – Hrušov (2)
266a – Turnianska Nová Ves (2)
274 – Žarnov (3)
282, 282a – Janík I. (2)
283a – Janík II. (2)

Vysvetlivky:

(1) – výskyt, (2) – malé, (3) – stredné, (4) – veľké ložisko

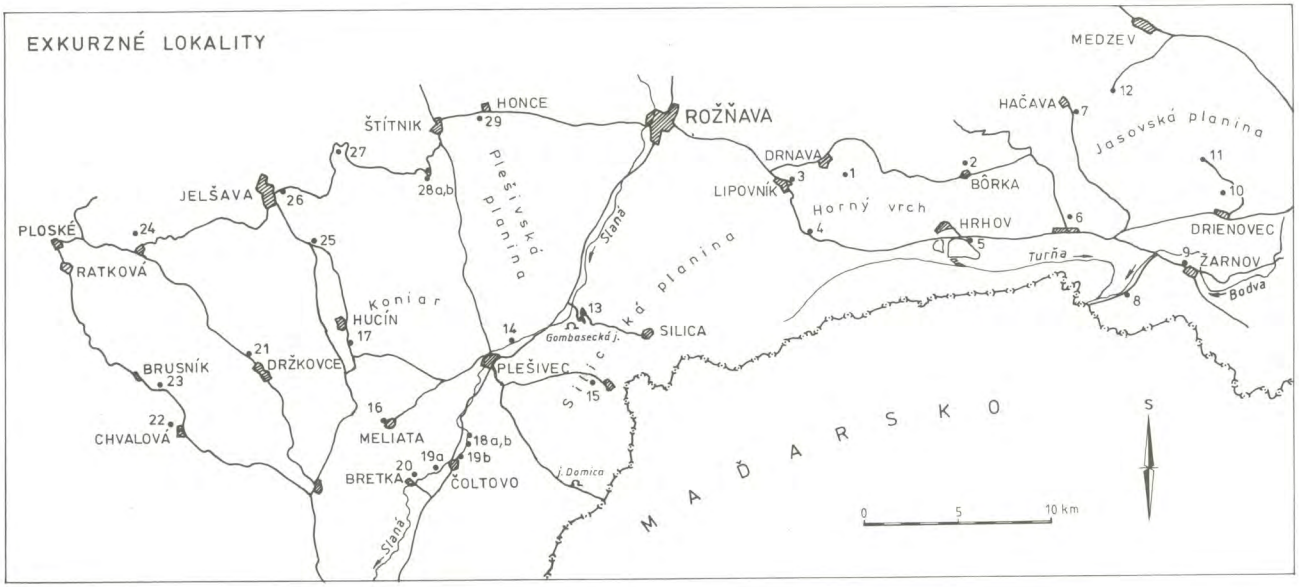
EXKURZNÉ LOKALITY

Z veľkého množstva lokalít, ktoré stoja za prezretie, sú vybraté najkrajšie, najľahšie prístupné a najnavštevovanejšie. Rozsah Vysvetliviek umožňuje však len ich veľmi stručnú charakteristiku. Podrobnejšie údaje, príp. opis ďalších lokalít možno nájsť v špeciálnych exkurzných sprievodcoch (BYSTRICKÝ a BIELY, 1966; BYSTRICKÝ et al., 1973; MELLO et al., 1975; MOCK, 1980; VOZÁROVÁ a VOZÁR et al., 1979 a i.)

Na uľahčenie výberu lokalít a určenie trasy exkurzie je priložený situačný náčrt (obr. 11) a prehľad podľa tektonických jednotiek a stratigrafického zaradenia (tab. V).

1 – Drnava: profil vrchného triasu a jury silického príkrovu

Z obce jv. smerom pešo (cca 30 min) alebo terénnym vozidlom k Bleskovému prameňu. Juhovýchodne od neho možno študovať súvislý profil od dachsteinských vápencov Drienkovej hory, cez vápence Bleskového prameňa (veľmi bohatá paleontologická lokalita s množstvom fosílií, lastúrnikov, gastropódov, brachiopódov, amonitov, hubiek, rias a i.), pestré bazálne brekcie liasu v hlbokých rozsadlinách triasových vápencov, allgäuské vrstvy (v brehu potoka) a nad nimi dogersko-spodnomalmské rádiolarity. V širšom okolí možno v rádiolaritoch nájsť pestré sklzové telesá (olistostrómy). Z juhu je na rádiolarity nasunuté verfénske súvrstvie južnejšej čiastkovej jednotky (MELLO a BYSTRICKÝ in BYSTRICKÝ et al., 1973, s. 52–59).



Obr. 11 Situačný náčrt exkurzných lokalít Slovenského krasu
Lokality:
1 – Drnava, 2 – Bôrka, 3 – Lipovník, 4 – Soroška, 5 – Hrhov, 6 – Zádielske Dvorníky, 7 – Hačava, 8 – Hradová, 9 – Žarnov, 10 – Drienovec, 11 – Miglinc, 12 – Šugovská dolina, 13 – Gombasecké serpentíny, 14 – Plešivec, 15 – Silická Brezová, 16 – Meliata, 17 – Hucín, 18a, b – Bohúňovo, 19 – Čolotovo a) – kameňolom, b) – rokľa, 20 – Bretka, 21 – Držkovce, 22 – Chvalová, 23 – Brusník, 24 – Rákoš, 25 – Gemerské Teplice, 26 – Jelšava, 27 – Hrádok, Šebková, 28 – Gočaltovo, 29 – Honce

Tab. V Prehľad exkurzných lokalít Slovenského krasu podľa tektonických jednotiek a stratigrafického zaradenia

	Mladšie paleo-zoikum	T_1	T_2	T_3	J	K_3	P_a	N	Q
Kvartér									5, 14
Terciér							10	20	
Vrch. krieda						11			
Silicikum		3	4, 13, 19	1, 15, 18	18				
Turnaikum	23	17, 25	9, 6, 22	6, 7, 8, 24					
Meliatikum			16	16, 19, 20	16, 19, 21, 28				
Príkr. Bôrky			2, 12	2, 7					
Gemerikum	26, 27	27							

2 – Bôrka: typová lokalita príkrovu Bôrky

Údolie severne od obce. Nad sz. časťou obce sú bralá vrchnotriasových dachsteinských vápencov silického príkrovu, ktoré zo s. strany utína rožňavský zlom. Severne od neho je areál rozšírenia príkrovu Bôrky. Má tu bradlový štýl stavby. Súvisí to so šupinovitou až magabudinovou stavbou. Bloky svetlých kryštalických vápencov tvoria vyčnievajúce tvrdoše uprostred fylitov, tmavých bridlíc, pieskovcov a tmavých doskovitých vápencov. Značné rozšírenie dosahujú aj bázické horniny, väčšinou zmenené na glaukofanity.

3 – Lipovník: szinské vrstvy silického príkrovu

V zárezе štátnej cesty Rožňava – Košice sú rozsiahle odkryvy vyššej časti werfénskeho súvrstvia. Ide prevažne o sivozelené doskovité až bridličnaté slienité vápence, sliene, piesčité vápence a bridlice. Miestami sú značne deformované. Je to jedna z prvých lokalít, kde sa z drobnoštruktúrnych prvkov zistil transport silického príkrovu od jv. na sz.

4 – Soroška: wettersteinské vápence silického príkrovu,
panoráma Turnianskej kotliny a Dolného vrchu

Odpočívadlo na j. strane horského priechodu Soroška. V zárezе štátnej cesty a na planine sú odkryté wettersteinské rifové vápence. Turnianska kotlina je tu

vymodelovaná v antiklinále spodnotriasového verfénskeho súvrstvia. Planiny Horný a Dolný vrch sú založené na synklinálnych štruktúrach (inverzia reliéfu). Planinu Dolný vrch budujú prevažne wettersteinské lagunárne vápence. Vo východnej časti kotliny sa spod silického príkrovu v tektonickom okne vynára turniansky príkrov (pahorky Dlhý, Paklan, Kerek).

5 – Hrhov: rašelinisko (holocén)

Ložisko slatinnej (lúčnej) rašeliny sa nachádza južne od obce Hrhov v zatopenej časti Hrhovského rybníka (Veľké a Malé jazero). V súčasnosti je značná časť ložiska vyťažená.

Podľa peľových rozborov (KRIPPEL, 1956) rašelinisko je veľmi mladé (holocén). Rašelina na rašelinisku sa začala usadzovať v období expanzie, prípadne až kulminácie buka, t. j. koncom boreálu (hlbšie, hlinité polohy v období boreálu).

Vysoké zastúpenie pri vzniku rašeliniska majú jelša, buk, jedľa, borovica a smrek, ktoré pokrývali okolité svahy planín.

Rašelinisko tvorí tmavohnedá, stredne rozložená, značne mineralizovaná ostricová rašelina, ktorá smerom k podložiu prechádza do stredne až dobre rozloženej hnedej až čiernohnedej ostricovej rašeliny s postupným ubúdaním hlinitých častíc. V podloží rašeliniska sa nachádza značne zaglejený íl s veľkým množstvom rastlinných zvyškov. Hrúbka rašeliny sa pohybuje od 1 do 2,5 až 3 m., max. 7 m.

6 – Zádielske Dvorníky: typová lokalita turnianskeho príkrovu na slovenskom území

V okolí Zádielskych Dvorník sa spod silického príkrovu vo viacerých pahorkoch vynára turniansky príkrov. Pahorky v obci a sv. od obce (so sedlom medzi nimi, ktorým prechádza štátna cesta Rožňava – Košice) ponúkajú na prezretie podľa doterajšej predstavy kompletný vrstvový sled príkrovu od spodného až po vrchný trias: verfénske súvrstvie, gutensteinské dolomity, hončianske vápence, dvornícke vrstvy, tmavé kryštalické vápence karnu, pötschenské vápence a tmavé sliene rétu (MELLO, 1979). Vzhľadom na chaotické celkové usporiadanie pahorkov v kotline však nemožno vylúčiť ani možnosť, že ide o súčasť jurskej olistostrómy.

7 – Hačava: najvyššia šupina príkrovu Bôrky, turniansky príkrov a báza silického príkrovu

Územie s. od Hačavy (horská skupina Jelenieho vrchu) je areál najmohutnejšieho zastúpenia príkrovu Bôrky v rámci celého regiónu. Je tu nakopených 4–5 šupín, v ktorých dominujú svetlé kryštalické vápence a paleobazalty zmenené na glaukofanity.

V zárezе cesty na Jasovskú planinu, v. od obce (ktorá je najčastejšie cieľom geologických exkurzií) je odkrytá časť najvyššej šupiny, turniansky príkrov a báza silického príkrovu.

8 – Hradová: pötschenské vápence turnianskeho príkrovu

V sv. výbežku Rudabánskeho pohoria, ktoré zasahuje na naše územie, 500 m sv. od Chorvát, j. od štátnej cesty Hosťovce – Turnianska Nová Ves sa týči výrazný kopec Hradová (k. 219,8), ktorý celý budujú sivé, lavicovité až doskovité, miestami rohovcové vápence. Ide o pötschenské vápence turnianskeho príkrovu veku vrchný karn–spodný norik. Vek bol stanovený pomocou konodontov. V dnes už zasypanom lome na sv. úpätí Hradovej sa zistili vrchnokarnské konodonty *Gondolella tadpole* HAY, *G. polygnathiformis* BUD.–STEF. a ďalšie, vo vrcholovej časti kopca norické formy *Metapolygnathus spatulatus* (HAY), *M. nodosus* (HAY), *M. abneptis* (HUCKR.) a ďalšie (MELLO a MOCK, 1977).

9 – Žarnov: turniansky a silický (bodviansky) príkrov

V najsevernejšej časti Rudabánskeho pohoria v obci Žarnov a v jej okolí možno študovať rozličné horniny silického (bodvianskeho) a turnianskeho príkrovu:

a) v opustenom kameňolome 1 km sz. od obce, j. od štátnej cesty Turnianske Podhradie – Žarnov, vystupujú gutensteinské vápence (a dolomity) silického (bodvianskeho) príkrovu. V minulosti sa ťažili okrem iného na dekoračné účely (napr. dosky na kaviarenské stolíky pre Budapešť).

b) Žarnov, pahorok na j. brehu Bodvy, 500 m sv. od obce – tmavé bridlice, silicity a tmavé afanitické vápence, považované za ladinské, dnes je skôr pravdepodobné, že ide o jurské sedimenty.

V tektonickom nadloží (smerom na sever) vystupujú svetlé masívne i nezreteľne lavicovité vápence, ktoré tvoria bralká na svahoch pahorku k. 202,5 (MELLO a MOCK in MELLO et al., 1975; MELLO a MOCK, 1977).

Priamo v obci Žarnov v údolí miestneho potoka sú odkryté červené lavicovité vápence, miestami s červenými rohovcami, veku ilýr–fasan (MELLO a MOCK, 1977, s. 10), ktoré sú typovou lokalitou žarnovských vápencov.

Do vápencov bol situovaný vrt ŽAM-1 (hĺbka 453,0 m), ktorý však neprevŕtal predpokladané podložie vápencov, ale až do konečnej hĺbky prebiehal prevažne v striedaní tmavých bridlíc a evaporitov (pravdepod. hidvégardská formácia permského veku).

10 – Drienovec: šomodské súvrstvie a drienovské zlepence

Okolie Drienovca patrí k územiam s veľmi komplikovanou stavbou. Vyskytuje sa tu niekoľko súvrství, ktoré nie sú známe z iných lokalít. Súvisí to zrejme s vyznievaním výraznej zlomovej zóny Darnó sz. od obce.

Eocénno-oligocénne šomodské súvrstvie je známe najmä z vrtov a zo starých banských diel, ktorými sa ťažilo uhlie, ktoré sa tu vyskytuje. Na povrchu sú zo súvrstvia dobre odkryté sladkovodné vápence, ktoré sa 1,5 km sz. od obce ťažili. V novšej dobe súvrstvie prevŕtalo viacero vrtov (V-10, HV-36 a i.). Podrobne sa charakterizuje v texte Vysvetliviek alebo v prácach VASSA et al. (1993, 1994).

Drienovské zlepence (MATĚJKA, 1958) sa pôvodne považovali za vrchnokriedové, dnes sa pokladajú za spodnomiocénne (ležia na šomodskom súvrství). Ide o pestré, prevažne však karbonátové zlepence. Dobre sú odkryté sz. od obce na z. svahoch k. 291,2. Tu transgresívne ležia na waxeneckých vápencoch silického príkrovu, ktoré sa ťažia v lome z. od Drienovských kúpeľov.

11 – Miglinc: východné vyústenie rožňavského zlomu,
vrchnokriedové vápence gosauského typu

Malebné a veľmi svojrázne krasové údolie Miglinc km dlhé cca 10 je založené na styku dvoch čiastkových štruktúr silického príkrovu a súčasne ním prebieha najvýchodnejšia časť známeho rožňavského hlbinného zlomu ("línie"). To je zrejme dôvod, prečo tu v hornej časti údolia vystupujú na povrch telesá serpentinitov a v úlomkoch aj iné horniny meliatika.

V údolí Miglinc sú okrem triasových vápencov zachované aj jurské horniny silického príkrovu (adnetské a hierlatské vápence, allgäuské vrstvy, rádiolarity), ale najväčšou raritou je relikt vrchnokriedových morských vápencov gosauskej fácie s hojnými úlomkami schránok rudistov, lamelibranchiát, ostňov ježoviek a foraminifer (MELLO a SALAJ, 1982). Makroskopicky sú vápence masívne až hrubolavicovité, svetlej pleťovej farby. Na sv. úpätí chrbta k. 401 tvoria bralá vysoké až 15 m.

Východiskom do údolia sú Drienovské kúpele s vyvieračkou podzemného toku (ktorým možno pomocou nafukovacieho člna prejsť cca 800 m).

12 – Šugovská dolina: vápence s vulkanickým materiálom,
glaukofanity – príkrov Bôrky

Veľmi známa a jedinečná lokalita, kde možno vidieť v bralkových odkryvoch svetlé kryštalické vápence premiešané s rozličným množstvom bázického vulkanického materiálu, ktorý reliéfne vyvetráva (dnes zmeneného na glaukofanity). Svedčí to o vulkanickej aktivite počas sedimentácie vápencov (REICHWALDER, 1970).

Lokalita sa nachádza vo v. svahu Šugovskej doliny nad najvyšším jazierkom (do Šugovskej doliny treba odbočiť smerom na juh zo štátnej cesty Jasov – Medzev).

13 – Gombasecké serpentíny: stredný trias silického príkrovu v panvovej fácii

Ide o najprístupnejší profil v tomto type fácií, hoci dnes už veľmi zarastený (návšteva podobného profilu Štít na Plešivskej planine alebo Zakázaného na Silickej planine vyžaduje nepomerne viac času).

V zárezе štátnej cesty na Silicu sú tu postupne odkryté: verfénske súvrstvie (najvyššia časť), gutensteinské vápence, gutensteinské dolomity, steinalmský vápenec, reiflinský vápenec, raminský a wettersteinský lavicovitý vápenec a wettersteinský rifový vápenec (BYSTRICKÝ a BIELY, 1966, s. 51–52, MELLO a BYSTRICKÝ in BYSTRICKÝ et al., 1973, s. 38–42; KALISKÁ, 1980).

14 – Plešivec: spodnopleistocénne brekcie a štrky

Opustený vápencový kameňolom, Csepkő pri Plešivci. Kameňolom sa nachádza na úpätí Plešivskej planiny v relatívnej výške 100–130 m nad nivou Slanej a vedie k nemu značne poškodená poľná cesta. V opustených ťažených stenách kameňolomu sa nachádzajú kaverny, výklenky a previsy vyplné sedimentmi spodného (najstaršieho) pleistocénu. Ide predovšetkým o sutinové brekcie zložené zo spevnených úlomkov, blokov vápencov, ako aj zvyšky opracovaných fluviálnych štrkov s výrazne gemeridným materiálom. Materiál je zväčša spevnený vápnitým tmelom. Jemnozrnné polohy obsahujú faunu, predovšetkým zuby drobných hlodavcov, ktoré potvrdzujú ich staropleistocénny vek. Malakofauna je výrazne odlišná od mladšej pleistocénnej s prítomnosťou niektorých vymretých druhov ako: *Chilostoma capeki* (PBK.) s výrazným podielom *Helicogona lapieida* (L.).

15 – Silická Brezová: silickobrezovské a hallstattské vápence (vrchný trias silického príkrovu)

Veľmi známa lokalita silickobrezovských "mramorov" (hallstattské vápence norického veku), ktorých masívna varieta sa ťažila na dekoračné účely a lavicovitá (v starých lomoch) na výrobu obrubníkov. Lokalita je zaujímavá aj geologicky pre rozmanitosť fácií a bohatosť makro- i mikrofauny. Stratigrafické interpretácie si dosť pritirečia, čo súvisí zrejme s tektonickým rozbitím územia, vystupovaním fauny v rozsadlinách, ako aj s preceňovaním možností datovania podľa niektorých skupín fosílií (BYSTRICKÝ, 1964; BYSTRICKÝ a BIELY, 1966; BYSTRICKÝ in BYSTRICKÝ et al., 1973, s. 44–52; MIŠÍK a BORZA, 1976; KOZUR a MOCK, 1974a, b; MOCK, 1980).

16 – Meliata: typová lokalita meliatskej formácie a meliatika

Je to lokalita, z ktorej vyšlo zásadne nové nazeranie na geologickú stavbu Slovenského krasu. Tu sa po prvýkrát zistili (hoci ako sa neskôr ukázalo iba v podobe blokov – olistolitov) triasové horniny oceánskeho pásma Tethys. Aj napriek tomu, že takéto horniny sa neskôr zistili vo väčšom rozsahu a v kompletnejšom zastúpení aj inde (napr. vrch Darnó, Tornakópolna v severnom Maďarsku), Meliata zostáva typovou lokalitou tektonickej jednotky meliatika a meliatskej formácie (jurské tmavé bridlice, turbidity a rádiolarity s olistolitmi triasových hornín).

Typová lokalita sa nachádza vo východnom brehu rieky Muráň cca 200 m s. od starého meliatskeho mlyna. Defilé sa začína svetlými masívnymi hončianskymi vápencami aniského veku so špaltami vyplnenými červenými pelagickými vápencami pelsónskeho veku. Ďalej nasledujú bloky triasových hornín, ktoré sa ešte donedávna považovali za súvislý profil triasovej meliatskej "série": červené bridlice, silicity a červené vápence (ladin), tmavosivé lavicovité vápence (karn – norik), slienité vápence, tmavé bridlice s polohami silicitov (vrchný trias – jura). Literatúra: BORZA in BYSTRICKÝ et al., 1973, s. 31–34; MOCK in MELLO et al., 1975, s. 40–42; MOCK 1980; MELLO in MELLO et al., 1983, s. 58–59.

17 – Hucín, zárez železničnej trate: verfénske súvrstvie turnianskeho príkrovu

V zárezе železničnej trate j. od obce je odkryté v dĺžke cca 330 m verfénske súvrstvie turnianskeho príkrovu – metamorfované alebo len slabo metamorfované, zelenosivé vápnité lavicovité pieskovce, pieskovce a zelenosivé fialové bridlice s laminárnym i konvolútovým zvrstvením. V laminách bridlíc uprostred pieskovcov možno pozorovať zárodky druhotnej bridličnatosti (kliváže).

18 – Bohúňovo: vrchnotriasové panvové a jurské sedimenty silického príkrovu, okno meliatika

Vrchnotriasové sedimenty panvového typu sa v silickom príkrove okrem okolia Silickej Brezovej zachovali v tektonickej šupine jv. od Bohúňova. Na rozdiel od Silickej Brezovej v Bohúňove sú zachované aj nadložné jurské sedimenty.

V chrbte j. od hospodárskeho dvora PD sú zastúpené hallstattské vápence (norik), zlambašské (rét) a allgäuské vrstvy (lias) naspodu silno piesčité. Hierlatzké a adnetské vápence (lias) sa vyskytujú uprostred nich v alodapických (sklzových) polohách. Najmladšími vrstvami sú voskovožlté a hnedé rádiolarity (kelovej–oxford). Literatúra: MELLO a MOCK in MELLO et al., 1975, s. 38–40; MELLO a DUMITRICÄ, 1982.

Poľnou cestou smerom na juh po okraji aluviálnej nivy sa cca po 500 m možno dostať k oknu meliatskej skupiny. Tu v olistolite svetlých hončianskych kryštalických vápencov bol založený veľký lom (dnes mimo prevádzky). Južne od lomu boli vo forme bloku v jurských turbiditoch nájdené červené spodnofasanské (ladin) rádiolarity (KOZUR et al., 1995).

19 – Čoltovo: pelsónske reiflinské vápence v šupine Bretky (a), rokľa v meliatskej formácii (b)

a) 1 km západne od obce Čoltovo, na východných svahoch Okrúhleho kopca (k. 296) je zachovaný súvislý vrstvový sled bretskej šupiny silického (podľa KOZURA, 1991 szőlősardského) príkrovu. Je dobre odkrytý vďaka viacerým opusteným i činným lomom.

Zvláštnosťou sú pelsónske reiflinské vápence dobre odkryté v najjužnejšom, dnes už opustenom lome. Reiflinský vápenec je tu výrazne doskovitý, tmavosivý v spodnej časti aj s polohami tmavosivých bridlíc. Pelsónsky vek zistili pomocou konodontov *Gondolella bulgarica, G. hanbulogi* a ďalších MELLO a GAÁL (1983). Vápence v lome podrobne opísal STRAKA (1988).

b) 250 m sv. od cintorína v Čoltove v rokli v južnom brehu rieky Slanej je odkrytá meliatska olistostrómová formácia. Tmavé bridlice jurského veku tu obsahujú menšie i väčšie bloky pestrých silicitov, kremitých karbonátov, krinoidových vápencov a bázických vulkanitov triasového veku (MELLO a GAÁL, 1984).

20 – Bretka: a) typová lokalita bretčianskych vrstiev, b) v podloží olistostrómová melanž meliatika

a) Priamo v obci Bretka je bralnaté návršie s opusteným lomom (pod ruinami kostola). Ďalšie lomy sú západne od obce. V lomoch sú odkryté ogranodetritické vápence a vápnité pieskovce s faunou poukazujúcou na vrchnoegerský vek vrstiev. Je to stratotypová lokalita bretčianskych vrstiev. Podrobný opis v práci STEININGER et al. (1975, str. 80), resp. VAŇOVÁ (1959), PAPP (1960), VAŇOVÁ (in BÁLDI, SENEŠ et al., 1975, s.193–196).

b) Bretčianske vápence tu transgredujú na podložie zo serpentinitov, z paleobazaltov a ich tufov a z kryštalických vápencov s prímesou vulkanického materiálu, čo možno vidieť vo svahu severne od cintorína južne od rieky Muráň. Ide o súčasť olistostrómovej melanže meliatika. Ďalšie jej členy – tmavé bridlice a rádiolarity – sú odkryté západne od rieky Muráň v údolí nad kravínmi.

21 – Držkovce: meliatska olistostrómová formácia (MOF)

Popri Meliate je okolie Držkoviec územím s najväčším plošným rozšírením MOF. Tmavé bridlice jurského veku, prevŕtané v minulosti vrtmi D-1 a D-2 obsahujú bloky a olistolity triasových a jurských hornín. Doložený bol ilýrsko-fasanský vek červených rádiolaritov zo zárezu štátnej cesty 1 km severozápadne od Držkoviec (DUMITRICA a MELLO, 1982), karn–norický vek tmavých vápencov v potoku neďaleko odtiaľ (MOCK, ústna informácia), pelsónsky, resp. ilýrsko-fasanský vek výplne puklín vo svetlých vápencoch na Agači 1,2 km sv. od Držkoviec (GAÁL in MELLO et al., 1983) a vrchnodogerský vek rádiolaritov 1,5 km severozápadne od Držkoviec (ONDREJIČKOVÁ, písomná informácia).

K spresneniu predstavy o geologickej stavbe okolia Držkoviec prispel aj vrt DRŽ-1, hlboký 1 635 m, ktorý prevŕtal niekoľko striedajúcich sa šupín meliatika a turnaika (MELLO et al., 1994). Vrtom sa doložil jurský vek matrixu meliatskej olistostrómy pomocou rádiolárií (ONDREJIČKOVÁ in op. cit.) a palynomorf (HLÔŽKOVÁ in op. cit.).

Vo forme olistolitov sa okrem toho hojne vyskytujú svetlé kryštalické vápence bitynsko-spodnopelsónskeho veku. Na ne a na rádiolarity sa v minulosti sústredili pomerne rozsiahle prieskumné práce pri vyhľadávaní hematitov.

Exkurzné zastávky: a) zárez štátnej cesty 1 km severozápadne od Držkoviec, b) olistolity Pri Cigáňoch hneď za mostom, c) časovo náročnejší, ale veľmi inštruktívny variant – poľnou cestou v dĺžke cca 3 km po svahu nad aluviálnou nivou, po západnom brehu Východného Turca – striedanie bridlíc a olistolitov.

22 – Chvalová: stredný trias turnianskeho príkrovu

V obci Chvalová sa zachovali zvyšky najjužnejšej syklinály turnianskeho príkrovu v západnej časti Slovenského krasu, ktorá na juhu nadväzuje na brusnícku antiklinálu. V opustenom lome priamo v obci sa ťažili pelsónsko-ilýrske až spodnoladinské rekryštalizované, miestami rohovcové doskovité a lavicovité vápence. Ich vek sa stanovil pomocou konodontov (MELLO et al., 1983, s.74).

O niečo severnejšie, na severnom svahu Banskej doliny, vystupujú spodnoaniské dolomity, v ktorých sa našla foraminifera *Arenovidalina chialingchiangensis*, tmavé šmuhovité vápence podobné gutensteinským, s detritom krinoidov a zvyškami machoviek a tmavé i hnedé silicity, pravdepodobne jurského veku (MELLO in GREGOR et al., 1976).

23 – Brusník: mladšie paleozoikum turnianskeho príkrovu, typová lokalita turnianskeho a brusníckeho súvrstvia

V okolí obce Brusník sú v antiklinálnej štruktúre odkryté mladopaleozoické súvrstvia považované pôvodne za gemerické, neskôr za silické a dnes za

turnianske. Prevládajú polymiktné zlepence a pieskovce brusníckeho súvrstvia (perm) dobre odkryté v zárezoch cesty juhovýchodne od obce Brusník. Sporadicky obsahujú vložky vulkanoklastických sedimentov a karbonátov. V jadre antiklinály vystupuje vrchnokarbónske turiecke súvrstvie reprezentované najmä fylitmi, parazlepencami a karbonátovou olistostrómou, ktorú prevŕtal vrt BRU-1. Literatúra: FUSÁN, 1957; CHMELÍK a JABLONSKÝ, 1963; MELLO a VOZÁROVÁ, 1983; VOZÁROVÁ, 1992; VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1992 a,b,c; STRAKA, 1989.

24 – Rákoš, Ostrá skalka: bazálna časť rožňavského súvrstvia

V defilé v zárezе cesty severne od dediny Rákoš je odkrytá bazálna časť rožňavského súvrstvia gočaltovskej skupiny. Leží transgresívne na kremitých fylitoch a laminovaných kvarcitoch gelnickej skupiny.

Zastúpené sú:

– masívne kremenné pieskovce (90–100 m),

– zlepence s fragmentmi acidných vulkanitov (5 m),

– cyklické striedanie oligomiktných zlepencov s pieskovcami, smerom do nadložia pribúda pieskovcov (150 m).

Literatúra: VOZÁROVÁ in VOZÁROVÁ a VOZÁR et al., 1979, s. 64–65.

25 – Gemerská Teplica, Stráňa: stredno- a vrchnotriasová sekvencia sáskej syklinály turnianskeho príkrovu

Sásku synklinálu v celej dĺžke cca 18 km od Lipovca po Gemerskú Teplicu budujú iba spodnotriasové a aniské súvrstvia. Len v najvýchodnejšej časti, na juhovýchodných svahoch Stráne (k. 513) nad Gemerskou Teplicou, sa zachovali aj mladšie súvrstvia. Nad slabo metamorfovanými steinalmskými vápencami tu vystupujú nádašské a reiflinské vápence, bridlice dvorníckeho súvrstvia a hallstattské a pötschenské vápence. Pomocou konodontov sa preukázalo zastúpenie intervalu od longobardu po tuval (GAÁL a MELLO, 1983).

26 – Jelšava, Žobrácka dolina: typová lokalita jelšavských vrstiev, príkrov Bôrky

V zárezе štátnej cesty do Štítnika sú pri východnom okraji Jelšavy odokryté sivozelené bridlice striedajúce sa s doskovitými svetlými a sivými zrnitými vápencami. Striedanie má miestami hľuznatý charakter. Vrstvy sa považovali za spodnotriasové, najmä na základe pozície pod aniskými svetlými masívnymi vápencami. V príkrove Bôrky, do ktorého sme vrstvy zaradili (na základe porovnania s Nižnoslanskou depresiou), sa však príliš na superpozíciu spoliehať

nemožno, a tak nie je vylúčené, že vrstvy sú mladšie – stredno- až vrchnotriasové (ekvivalent vápencov s vulkanickým materiálom).

Svetlé masívne kryštalické vápence anisu, ktoré ležia nad jelšavskými vrstvami, sa ťažili vo veľkom lome. Nad nimi leží súvrstvie bridlíc, pravdepodobne jurských. Vyššie nasleduje sekvencia synklinály Slovenskej skaly, patriaca k turnaiku.

27 – Hrádok – Šebková: zlepence, tufové pieskovce a ryolitové tufity a tufy vo vrchnej časti rožňavského súvrstvia

Oproti odbočke na Hrádok zo štátnej cesty Jelšava–Štítnik, 500 m pešo lesnou cestou na juhovýchod na výraznú výšinu Šebková (trig. 643,0). Je tu odkrytá hruboúlomkovitá bazálna časť vrchného sedimentárneho megacyklu gočaltovskej skupiny (oligomiktné zlepence, kremenné droby, s acidným vulkanoklastickým materiálom felzitového typu).

28 – Gočaltovo: najmladšie vrstvy štítnického súvrstvia

V zárezе štátnej cesty Jelšava–Štítnik, v sedle západne od Hája (k. 442) sú odkryté lavicovité piesčité vápence s medzivrstvičkami alebo extraklastmi zelených bridlíc veku vrchný perm–spodný trias. Zelené, fialové i tmavosivé bridlice spodnotriasového veku sú odkryté 500 m južnejšie v okolí hospodárskych budov miestneho PD. Spodno- až strednotriasový vek sa tu preukázal pomocou palynomorf (PLANDEROVÁ in MELLO et al., 1983). Ide tu o najmladšie známe vrstvy jednotky gemerika. Mladšie vrstvy sú známe mimo regiónu Slovenský Kras, z okolia Kobeliarova a Petrova.

Literatúra: MELLO et al., 1983, s. 69–70.

29 – Honce: meliatska olistostrómová melanž s glaukofanitmi

Medzi Kopoltom a Psím chrbtom v okolí Honiec sa nachádzajú najvýchodnejšie a súčasne najsevernejšie výskyty meliatika s. s. Ide o tmavé bridlice, menej pieskovce a rádiolarity, v ktorých sa nachádzajú bloky a olistolity rozličných hornín: svetlé kryštalické vápence (anis), tmavé karnské lavicovité vápence, rohovcové (? norické) vápence a rádiolarity. Najväčšiu pozornosť však pútajú telesá glaukofanitov v chrbte 600 m jz. od obce Honce. Glaukofanity, ako vyplýva z textu Vysvetliviek, sú typické pre príkrov Bôrky a len ťažko si možno predstaviť proces, ktorým by sa mohli dostať do jurskej olistostrómy meliatika s. s. Treba hľadať iné vysvetlenie. Azda tu ide o tektonickú melanž meliatika s. s. s príkrovom Bôrky. Je tiež možné, že príkrov Bôrky je tu na rožňavskom zlome vyzdvihnutý a zamiešaný do meliatika s. s.

Literatúra: MELLO et al., 1975, s. 44; MELLO in MELLO et al., 1983, s. 67–69, obr. 7.

Literatúra

ABÓNYI, A., 1970: Predbežné výsledky porovnávacieho štúdia stratigrafie a tektoniky severného pruhu karbónu gemeríd z oblasti Jelšava. Miner. slov. (Košice), 2, 7, 217–230.

ABÓNYI, A., 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd západne od štítnického zlomu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 57, 339–348.

ABÓNYI, A. a KOTRAS, J., 1964: Záverečná správa Ardovo Pb-Zn so stavom k 1. 10. 1964. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

ACKER, V., 1906: Geologische Verhältnisse des Csermosnyatales. Jahresberichte d. Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1904, Budapest, 192.

ACKER, V., 1907: Geologische Verhältnisse der Gegend von Csetnek und Pelsöcz. Jahresberichte d. Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1905, Budapest.

ANDRIAN, F., 1868: Geologische Aufnahmskarte der Umgebung von Dobschau und Csetnek. Verhandlungen, Wien.

ANDRIAN, F., 1895: Erzlagerstätten in Zips u. Gömör. Verhandlungen d. g. R. A. p. 39. Wien.

ANDRUSOV, D., 1953: Geologická stavba oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou (Spišsko-gemerské rudohorie) a jej vzťah k zrudneniu. Geol. Zbor. IV. 1–2, Bratislava, 111–136.

ANDRUSOV, D., 1953: Vápence a bázické vyvreliny v paleozoiku Západných Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 4.

ANDRUSOV, D., 1958: Geológia československých Karpát, I–II. Vydavateľstvo SAV, Bratislava.

ANDRUSOV, D., 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. Xth Congr. Carp. Balk. Geol. Ass., Gen. Proc. Bratislava, 95–108.

ANDRUSOV, D., BORZA, K., MARTÍNY, E. a POSPÍŠIL, A., 1958: O pôvode a dobe vzniku tzv. terra rossy južného a stredného Slovenska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), IX/1, 27.

ANDRUSOV, D. a HOMOLA, V., 1951: Geologická mapa oblasti Lúčka–Bôrka–Hačava. In KAMENICKÝ, J. 1957: Serpentinity, diabázy etc., Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 45, príl. č. 4

ANDRUSOV, D. a KOVÁČIK, J., 1955: Skameneliny karpatských druhohôr, časť II. Hlavonožce triasu Slovenska a rozdelenie slovenského triasu. Geol. Zbor. (Bratislava), VI/3–4, 258–301.

ANDRUSOV, D., KVETOŇ, P. a ZORKOVSKÝ, V., 1951: Záverečná zpráva o ložiskách železných rúd v oblasti medzi Zádielskou dolinou a Drnavou. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ANDRUSOV, D. a MATĚJKA, A., 1931: Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Praha.

ANDRUSOV, D. a ŠUF, J. 1936: Stratigrafie a tektonika severního okraje Silické planiny u Drnavy na Slovensku. – Čas. "Bratislava", Roč. X (1936), Bratislava, 243–246.

ANDRUSOV, D. a ZOUBEK, V., 1953: Správa o geol. výskume západný gemer. Kolektív "západný gemer" 1951, časť I. Prehľad geol. stavby a jej vzťah k zrudneniu. Geol. Zbor., roč. IV., č. 3–4., Bratislava.

ANDRUSOVOVÁ, V., BYSTRICKÝ, J. a JENDREJÁKOVÁ, O., 1973: Biostratigrafia triasu na základe cefalopodov, dasychladaceí a foraminifer. Spr. pre prieb. oponent. za etapu 1971–1973, Manuskript – archív GÚ SAV.

ANDRUSOVOVÁ-KOLLÁROVÁ, V., 1960: Nové nálezy amonoidov v triase Západných Karpát. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 11, 1, 105–110.

ÁRKAI, P., 1983: Very low and low grade alpine regional metamorphism of Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE Hungary. Acta geol. hung. (Budapest), 26, 1–2, 83–101.

ÁRKAI, P. a KOVÁCS, S., 1986: Diagenesis and regional metamorphism of the Mesozoic of Aggtelek-Rudabánya Mts. (Northeast Hungary). Acta geol. hung. (Budapest), 29 (3–4), 349–373.

ÁRVA-SOS,E., BALOGH, K., RAVASZ-BARANYAI, L. a RAVASZ, Cs., 1986: K/Ar dates of mesozoic igneous rocks in some areas of Hungary (in Hungarian with English summary). MÁFI Évi jelentése az 1985 évről, Budapest, 295–307.

AUSTOVÁ, M. a MOLNÁROVÁ, A., 1951: Zpráva o geol. mapovaní a prieskume rud. ložísk v oblasti Jelšava–Kameňany. Manuskript–archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 391.

BADÁR, J. a AFANASJEV, G. V., 1982: Metalogenéza uránu československých Západných Karpát. Miner. slov., Monografia 1, Alfa Bratislava, 63–87.

BAJANÍK, Š. a IVANIČKA, J., 1975: Vysvetlivky ku geologickej mape, list Slovinky 1 : 25 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 5527.

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. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, s. 223.

BAJANÍK, Š., IVANIČKA, J., MELLO, J., REICHWALDER, P., PRISTAŠ, J., SNOPKO, L., VOZÁR, J. a VOZÁROVÁ, 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria, východná časť 1 : 50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BAJANÍK, Š. a REICHWALDER, P., 1979: Outline of the paleotectonic development of the Gemeric and its relation to adjacent tectonic units. In: MAHEĽ, M. a REICHWALDER, P.: Czechoslovak geology and global tectonics. Veda SAV, Bratislava, 141–154.

BÁLDI, T. A SENEŠ, J. et al., 1975: Chronostratigraphie und Neostratotypen 5, Egerien, Veda, Bratislava, 1–577.

BALLA, Z., 1984: The North Hungarian Mesozoic Mafics and Ultramafics – Acta Geol. Hung. (Budapest), 27 (3–4), 341–357.

BALOGH, K., 1940: Adatok Pelsöcardó környékének földtani ismeretéhez. (Daten zum Geologischen Kenntnis den Umgebung von Pelsöcardó). Tiszia, IV, Debrecén, 149–200.

BALOGH, K., 1945: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Szilice. Magy. kir. földt. Intéz. Évi Jelent. 1941–1942 I., Budapest, 289-311.

BALOGH, K., 1948a_1: Adatok a tágagg értelembe vett Szilicei-fennsík DNy-i részének földtani ismeretéhez. Magy. Áll. Földt. Intéz. Évi Jelent. 1939–40, II. kötetből, Budapest, 917–926.

BALOGH, K., 1948a_2: Beiträge zur Geologie des südwestlichen Teiles des im weiteren Sinne genommenen Sziliceer Plateaus (Bericht über die im Jahre 1940 durchgeführte geol. Aufnahme). Magy. Áll. Földt. Intéz. Évi Jelent. 1939–40, II. Budapest, 927–938.

BALOGH, K., 1948b: Adatok a Gömör-Tornai-Karszt geológiájához (Beiträge zur Geologie des Gomör-Tornaer Karstes). MÁFI Évi Jel. B, 10, 107–129.

BALOGH, K., 1950a: Jolsva környékének földtani térképe. Hidrológiai Közlöni Évi 1–2 szám.

BALOGH, K., 1950b: Az északmagyarországi triász rétegtana (La stratigraphie du trias dans le nord de la Hongrie). Földt. Közl. 80/7–9, Budapest, 231–237.
BALOGH, K., 1950c: Pramen plovárny v Jelšavě (A jolsvai karsztforrás). Hidrológiai Közlöny.
BALOGH, K., 1952a: A Gömör-Tornai Karszt déli szegélye. (La bordure méridionale du Karst de Gömör-Torna). Magy. Áll. Földt. Intéz. Évi Jelent. 1944, Budapest, 51–53.
BALOGH, K., 1953: Geologische Studien in der Umgebung von Plešivec (Pelsöc, 1942), ferner zwischen Bódvaszilas und Jósvafö. (1943). Rel. annuae Inst. Geol. Publ. Hung., 1943, Letzter Teil, 61–67.
BALOGH, K., 1961: Das Mesozoikum Nordungarns – Annales Inst. Geol. publici Hungarici, (Budapest), 49, 2.
BALOGH, K., 1964: Die geologischen Bildungen des Bükkgebirges. Annales Inst. Geol. Publ. Hung. (Budapest), 48, 1, 245–719.
BALOGH, K., 1973: A Review of the Triassic in Hungary. Acta Miner.-Petrogr. (Szeged), 21/1, 17–20.
BALOGH, K., 1974: Kurzfassung der triassischen Stratigraphie in Ungarn. Österr. Akad. Wiss, Schriftenreihe Erdwiss. Komiss., Band 2, Wien, New York, 41–43.
BALOGH, K., 1976: Pelecypods from the late Triassic of the South Gemericum I. Acta Mineral., Petrogr. (Szeged), 22/2, 285–296.
BALOGH, K., 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. Acta geol. Hung. (Budapest), 24, 1, 3–48.
BALOGH, K. a PANTÓ, G., 1953: Mesozoikum severního Maďarska a přilehlých částí Jihoslovenského krasu. Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha), 20.
BALOGH, K. a KOVÁCS, S., 1976: Sphinctozoa from the reef facies of the Wetterstein limestone of Alsóhegy – Mount (South Gemericum, West Carpathians, Northern Hungary). Acta Miner. Petrogr. (Szeged), 22, 2, 297–310.
BALOGH, K. A KOVÁCS, S., 1977: Előzetes jelentés a Rudabányai hegységi triasz vizsgálatáról. Jelentés a KFH részére 1976/77–ben végzet szerződéses munka eredményeiről. JATE Földt. és Ősl. Tszk. Szeged.
BALOGH, K. a KOVÁCS, S., 1981: A Szőlősardő 1. sz. fúrás. Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jelent. az 1979 évrol, Budapest, 39–63.
BÁLDI, T. a SENEŠ, J. et al., 1975: Chronostratigraphie und Neostratotypen 5, Egerien. Veda, Bratislava, 1–577.
BARKÁČ, Z., 1985: Drienovec – bauxit. Záverečná správa MS. Manuskript – Geofond, Bratislava.
BARKÁČ, Z. a HRINKO, V. et al., 1985: Záverečná správa Drienovec – bauxit. Vyhľadávací prieskum, AP 7872.
BARKÁČ, Z., VARGA, I. a HRINKO, V., 1986: Drienovec – bauxit, vyhľadávací prieskum. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.
BARTALSKÝ, J. et. al., 1975: Výsledky komplexného geologicko-ložiskového hodnotenia Spišsko-gemerského rudohoria. Miner. slov. (Košice), 7, 3, 15–32.
BARTKÓ, L., 1953: Conditions géologiques du Mont Nagyhegy de Pelsöc (Plešivecká Planina). Rel. annuae Inst. Geol. Publ. Hung., 1941–42, Budapest, 43–53.
BÁRTA, J. a kol. 1969: Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Záverečná správa. Manuskript – archív ÚGF, Bratislava.

BELLA, P., 1991: Tabuľky najdlhších a najhlbších jaskýň na Slovensku. Stav k 31. decembru 1990. Jaskyniar, Lipt. Mikuláš, 59–61.

BEGAN, A., 1963: Ročná správa o geologickom výskume medzi Držkovcami, Rákošom a Rybníkom. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, AP 3677, Bratislava, 11.

BEGAN, A. a SNOPKO, L., 1964: Stratigraficko-štruktúrny výskum paleozoika i mezozoika v okolí Lúčka-Bôrka. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 3788, 27.

BERGERAT, F., 1989: From pull-apart to the rifting process: the formation of the Panonian Basin. Tectonophysics, 157, 271–280.

BEZÁK, V., HÓK, J., HRAŠKO, Ľ., KOVÁČIK, M., LEXA, J. MADARÁS, J., MELLO, J., PRISTAŠ, J., SIMAN, P., VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1996: Účelová geologická mapa 1 : 50 000 región Jelšava – Lubeník – Hnúšťa. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

BLÁZY, M., 1956: Archívne rešerše po Fe rudách Genč–Repisko–Rožňavské Bystré. Rukopis ÚVR, B. Štiavnica. Manuskript – archív GP, zv. 15, Spišská Nová Ves.

BODNÁR, J. et. al., 1979: Geofyzikálny výskum Lučenskej a Rimavskej kotliny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BORZA, K., 1970: Mikrofazies mit Glomospira densa (Pantič) aus der Mittleren Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. (Bratislava), 21, 1, 175–182.

BORZA, K., 1973: Litologicko-mikrofaciálny výskum vrchnotriasových vápencov Slovenského krasu a Muránskej plošiny. Dielčia zpráva. Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 109–124.

BORZA, K. a MARTINY, E., 1964: Predbežná správa o mineralogicko-petrografickom zložení werfenských bridlíc z vrtu VŠ-1 Šankovce. Zpr. o geol. výsk. v roku 1963, 2, Slovensko, Bratislava, 60–61.

BORZA, K. a POSPÍŠIL, A., 1959: Výskyt bauxitickej rudy v Slovenskom krase. Geol. Zbor., SAV, X, 2, Bratislava.

BÖCKH, H., 1905: Die geologischen Verhältnisse des Vashegy und des Hradek und der Umgebung dieser (Komitat Gömör). Mitteil. d. Jahrb. d. k. Ungarn. geol. Anstalt, Bd. 14, Budapest, 65.

BÖCKH, H., 1906: Beiträge zur Gliederung der Ablagerungen des Szepes-Gömörer Erzgebirges. – Jber. Kön.-Ung. geol. Reichanst., (1905), Budapest, 46–53.

BÖCKH, H., 1908: Über die geologische Detail-Aufnahme in der Umgebung Nagy-röcze, Jolsva, Nagyszlabos gelegenen Teiles des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Jahresberichte, Budapest.

BÖCKH, H., 1909: Beitrag zur Geologie des Kalk-plateaus von Szilicze. – Jahresberichte d. Königl. Ung. Geol. Anst. für 1907, Budapest.

BUDUROV, K. a PEVNÝ, J., 1970: Über die Anwesenheit von Trias-Conodonten in den Westkarpaten. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 51, 165–171.

BŮŽEK, Č., ČTYROKÝ, P. a ZLOCHA, J., 1987: Nové stratigrafické výskumy paleogénu v Drienovci na východním Slovensku (37-41 Turnianske Podhradie) Zpr. o geol. výsk. v roku 1987, Ústř. Úst. geol., Praha, 14–17.

BŮŽEK, Č., ČTYROKÝ, P. a ZLOCHA, J., 1989: Stratigrafický výskum paleogénu Turnianské kotliny v okolí Drienovce na východním Slovensku. Zbor. z paleontologickej konferencie (edit O. Samuel), Ružbašská Mil'ava, 20–24. 6. 1988, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175–178.

BYSTRICKÝ, J., 1951: Zpráva o geologicko-montanistických pomeroch v oblasti z. od Jelšavy. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, AP 319, Bratislava.

BYSTRICKÝ, J., 1952: Zpráva o priebehu a výsledkoch vyhľadávacích prieskumných prác v roku 1952 na probléme Držkovce (Agáč). Manuskript – Geofond, Bratislava.

BYSTRICKÝ, J., 1954: Geologické pomery oblasti južne od Jelšavy. (Die Geologischen Verhältnisse der Gegend südlich von Jelšava). Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 5, 1–4, 122–140.

BYSTRICKÝ, J., 1955a: Stratigrafia a tektonika Juhoslovenského krasu (západná časť). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, AP 1435, Bratislava, p. 69.

BYSTRICKÝ, J., 1955b: Hydrogeologické posúdenie prameňov Pistrang, spod Veľkého Kameňa, Gombasek a tzv. Čiernej vyvieračky. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 2797.

BYSTRICKÝ, J., 1955c: Hydrogeologické posúdenie prameňov Szenkút a Buzgó na sev. svahu Silickej planiny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 2798.

BYSTRICKÝ, J., 1955d: Príspevok k stratigrafii Juhoslovenského krasu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 3, 36–64.

BYSTRICKÝ, J., 1956a: Predbežná zpráva o prehľadnom geol. mapovaní v Slovenskom krase a na Muráňskej planine. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 2457.

BYSTRICKÝ, J., 1956b: Príspevok k poznaniu diplopor triasu gemeríd.

BYSTRICKÝ, J., 1957a: Zpráva o geol. mapovaní Slovenského krasu a Muráňskej plošiny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 3062.

BYSTRICKÝ, J., 1957b: Stratigrafia triasu Slovenského krasu, (časť I.), Stratigrafia triasu Muráňskej plošiny, (časť II.). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 3062.

BYSTRICKÝ, J., 1957c: Príspevok k poznaniu diplopor triasu gemeríd. (Beitrag zur Kenntnis der Diploporen der Gemeriden – Trias). Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 8, 2, 226–241.

BYSTRICKÝ, J., 1957d: Stratigrafia triasu Slovenského krasu. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 46, 188-206.

BYSTRICKÝ, J., 1958a: Príspevok k poznaniu fauny spodného triasu Slovenského krasu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 13.

BYSTRICKÝ, J., 1958b: Zpráva o geologickom mapovaní Slovenského krasu a Muráňskej plošiny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 3062, 87.

BYSTRICKÝ, J., 1959a: Silická Brezová – Muráňska plošina. Správa o geol. mapovaní v okolí Silickej Brezovej a v severných častiach Muráňskej plošiny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 3273.

BYSTRICKÝ, J., 1959b: Výskyt riasy Diplopora annulatissima Pia v Slovenskom krase. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 16, 177–182.

BYSTRICKÝ, J., 1959c: Príspevok k stratigrafii Slovenského krasu (o veku "meliatskej série"). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 15, 19–25.

BYSTRICKÝ, J., 1960a: Niekoľko poznámok o jure Slovenského krasu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 18, 3–47.

BYSTRICKÝ, J., 1960b: Príspevok ku geológii Slovenského krasu (územie medzi Silicou a Domicou). (Beitrag zur Geologie des Gebirges Slovenský kras (Das Gebiet zwischen Silica und Domica). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 17, 5–27.

BYSTRICKÝ, J., 1962a: Meliatska séria in O. FUSÁN a kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 Rimavská Sobota. Geofond, Vydavateľstvo Bratislava, 32–36.

BYSTRICKÝ, J., 1962b: Niektoré typy zrudnenia v mezozoiku Slovenského krasu a ich vzťah ku geológii a tektonike. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 301–304.

BYSTRICKÝ, J., 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. (Stratigraphie und Dasycladaceaen des Gebirges Slovenský Kras). Ústr. Úst. geol., Bratislava, 1–204.

BYSTRICKÝ, J., 1965: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. – 7th Congr. Carp. Balk. Geol. Ass., Sofia, Reports, Part 2, Vol. 1, 31–36.

BYSTRICKÝ, J., 1967a: Die obertriadischen Dasycladazeen der Westkarpathen. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 18, 2, 285–309.

BYSTRICKÝ, J., 1967b: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. Geol. Zbor. (Bratislava), 18, 2, 257–266.

BYSTRICKÝ, J., 1969: Stratigrafia a dasycladaceae základných litostratigrafických jednotiek Západných Karpát. Manuskript – archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, p. 91.

BYSTRICKÝ, J., 1970: Stratigrafia a dasycladaceae triasu Západných Karpát. – Doktorská dizertačná práca. Manuskript – archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava, p. 230.

BYSTRICKÝ, J., 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 1, Innsbruck, 289–310.

BYSTRICKÝ, J., 1976: Bemerkungen zu dem Artikel R. Mock: Über Trias-Conodonten und einige Probleme der Trias-Stratigraphie der Westkarpaten. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 8, 5, 469–474.

BYSTRICKÝ, J., 1981: O súčasnom stave stratigrafie "typického profilu meliatskej série". Miner. slov. (Bratislava), 13, 5, 457–463.

BYSTRICKÝ, J., 1985a: Skýt (Skytische Serie, S. Stufe) in Andrusov D. a Samuel O. et al, 1985. Stratigrafický slovník Západ. Karpát 2, Bratislava, 219–220.

BYSTRICKÝ, J., 1985b: Steinalmský vápenec (Steinalmkalk) Trebevičský vápenec (Trebevič Kalk) in ANDRUSOV, D. a SAMUEL, O. et al: Stratigrafický slovník 2, Bratislava, 232–233, 276–277.

BYSTRICKÝ, J., 1985c: Zlambašské vrstvy (Zlambach Schichten). In : ANDRUSOV, D. a SAMUEL, O. et al. 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2/L–Z, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 347–350.

BYSTRICKÝ, J. a BIELY, A., 1966: Kolokvium über die Stratigraphie der Trias, Exkursionführer (Trias der Westkarpaten). Karp.-Balk. Geol. Ass. Strat. Kommision f. d. ČSSR, Bratislava, September 1966, 1–64.

BYSTRICKÝ, J. a DUBOVSKÝ, L., 1961: Etapová zpráva a výpočet zásob – lokalita Silická Brezová, surovina mramor, stav k 1. 1. 1961. Geofond, Bratislava, i. č. 7999.

BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O., 1951: Zpráva o geol. a rudných pomeroch v oblasti Štítnik–Jelšava. Manuskript – archív SGÚ (GÚDŠ) Bratislava, GP zv. 3, Spišská Nová Ves.

BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O., 1954: Geologické pomery Hrádku pri Štítniku. – Sbor. Slov. Akad. Vied, V, Bratislava, 140–145.

BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O., 1955: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítniku. Věstník ÚÚG, 30/1, Praha, 28–29.

BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O., 1958: O novej sérii Slovenského krasu s ložiskami síranov. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 3071.

BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O., 1959: Dočasná geologická mapa 1 : 50 000, M-34-125-B (Plešivec). Ústř. Úst. geol., Praha, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O., 1961a: O sádrovcovo-anhydritových ložiskách Slovenského krasu. Geol. průzk. III/8, Praha.

BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O., 1961b: Sadrovec – anhydrit na Slovensku. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BYSTRICKÝ, J., FUSÁN, O. a KANTOR, J., 1952a: Výskyty sedimentárnych železných rúd vo werfene Spišsko-gemerského rudohoria. Uhlí a rudy II, Praha, 29–30.

BYSTRICKÝ, J., FUSÁN, O. a KANTOR, J., 1952b: Poznámky k výskytu sedimentárnych železných rúd vo werféne Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), III, 1–2, 135–151.

BYSTRICKÝ, J., FUSÁN, O. a MAHEĽ, M., 1956: Prehľadná geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria v M = 1 : 100 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BYSTRICKÝ, J. a KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V., 1961: Fácie a stratigrafia triasu Slovenského krasu podľa dasycladaceí a cephalopódov. Čas. pro min. a geol. (Praha), VI, 3, 244–249.

BYSTRICKÝ, J. a KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V., 1961: Biostratigraphie du Trias des Karpates occidentales d´ apres les Dasycladaceés et les Ammonoidés. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 60.

BYSTRICKÝ, J. a MICHEL, J., 1962: Ložisko Drieňovec, mapa 1 : 10 000 a dok. body. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

BYSTRICKÝ, J. a ORAVCOVÁ, V., 1962: Záverečná správa a výpočet zásob Strelnice–Bohúňovo. Manuskript – Geofond, Bratislava, č. 11540.

BYSTRICKÝ, J. a TOMKO, I., 1963: Vysokopercentné vápence Slovenského krasu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 29, 167–172.

BYSTRICKÝ, J. et al., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts, Guide to Excursion D. Xth Congr. Carp.- Balk. Geol. Ass, Bratislava, 1–137, + Supplement, 1–21.

CASSINIS, G., ELTER, G., RAU, A. a TONGIORGI, M., 1979: Verrucano: a tectofacies of the Alpine – Mediterranean Southern Europe. Mem. Soc. Geol. It. (Pisa), 20, 135–149.

CSÍKY, G., ERDÉLYI, Á., JAMBOR, Á., KARPÁTINE RADÓ, D. a KOROSSY, L., 1987: Magyarország Pannóniai (S. L.) Képzodményei – A Peremartoni Főcsoport (=Also-pannóniai Képződmények) Talpmélzsék Térképe. MAFI, Budapest.

CSONTOS, L., 1988: Étude géologique d´une portion des Carpathes internes. Le Massif du Bükk (Nord/ Est de la Hongrie). These de Doctorat I´ Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois, 327.

CSONTOS, L., 1992: Mesozoic geologic and geodynamic problems of the Gemer – Bükk region. – Terra abstracts, Abstr. suppl. No. to Terra nova, 4, 12–13, Graz, 1–3 July, 1992, Blackwell Sc. Publ. Oxford, London etc.

CZILLAG, J., et al., 1983: The plate tectonic of the Eocene volcanic belt in the Carpathian basin. E. Bisztricsanyi and G. Szedoritz, eds.: Proc. of the 17th Assembly of ESC, Budapest, 589–599.

ČEKALOVÁ, V., 1953: Správa o geologickom mapovaní oblasti Liciniec, Meliaty, Strelníc a Plešiveckej planiny. Manuskript – archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 1362.

ČEKALOVÁ, V., 1954: Geologické pomery západnej časti juhoslovenského krasu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 1, 48–49.

ČERNÝ, O., 1969: Nástin geologických poměrů Zádielské planiny v Jihoslovenském krasu. Diplomová práca, PF-KU, Praha. Manuskript – Geofond, Bratislava, ev. č. 22 885.

ČORNÁ, O. a KAMENICKÝ, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristalinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 27, 1, 117–132.

DEMOVIČ, R., 1973: Die Geochemie sedimentärer Karbonatgesteine (die Mantelserie der Hohen Tatra und die mittlere Trias des Slovakischen Karstes). Die Distribution von Ba, Ti, Mn, Cu, Ag, Pb, Ni, Cr, B, V, Y. Geol. Zbor., Slov. Akad. Vied (Bratislava), 24, 2, 339–354.

DERCOURT, J., RICOU, L. E., ADAMIA, S., CSASZAR, G., FUNK, H., LEFELD, J., RAKÚS, M., SANDULESCU, M., TOLLMAN, A. a TCHOUMACHENKO, P., 1990: Northern margin of Tethys. Paleogeographical maps 1 : 10 000 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

DIANIŠKA, I., TOMÁŠIKOVÁ, Z. a VALKO, P., 1984: Záverečná správa a výpočet zásob Gemerská Hôrka – Bohúňovo, anhydrit VP. Manuskript – Geofond, 58 750, Bratislava.

DOBRA, E. a RICHTER, Š., et al., 1970: Záverečná správa a výpočet zásob keramických surovín so stavom k 15. II. 1970 z etapy V. P. Košická kotlina. Manuskript – Archív Geofondu, Bratislava, č. 26 249.

DROPPA, A., 1963: Geomorfologický a hydrologický výskum Jasovskej jaskyne. Slovenský kras, Martin.

DROPPA, A., 1965: Geomorfologický a hydrologický výskum Jasovskej jaskyne. Slovenský kras 5, Bratislava, 3–9.

DUMITRICA, P. a MELLO, J., 1982: On the Age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (lokalities Držkovce and Bohúňovo). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 77, 17–28.

EBNER, F., 1992: Correlation of marine Carboniferous sedimentary units of Slovakia, Hungary and Austria. Spec. Vol. of IGCP, No. 276, Dionýz Štur Inst. of Geology, Bratislava, 37–47.

EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., STRAKA, P. a VOZÁR, J., 1990: Carboniferous Conodonts from Brusník Anticline (South Slovakia). Festive Volume Thirty Years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, Fed. Geol. Survey Vienna, Geol. Survey Prague, 249–252.

ELEČKO, M., MELLO, J. a PRISTAŠ, J., 1957: Vysvetlivky k listom 1 : 25 000 Šafárikovo, Dlhá Ves. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FARYAD, S. W., 1991: Metamorphism of sedimentary rocks from the Early Paleozoic of Gemericum. Miner. slov. (Bratislava), 23, 315–324.

FARYAD, S. W., 1995: Stanovenie P-T podmienok metamorfózy horninových komplexov Spišsko-gemerského rudohoria. Miner. slov. (Bratislava), 27, 9–19.

FEJDIOVÁ, O. a ONDREJIČKOVÁ, A., 1992: Výskyt jurských rádiolárií v tmavých bridliciach vo vrte MEL-1 (Meliata). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 95, 37–40.

FERENC, P., BODNÁR, J. a MUŠKA, P., 1982: Drienovec – bauxit. Záverečná správa z geofyzikálnych prác. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, AP. 7873.

FIALA, F., 1933: Několik poznámek k morfologii Jihoslovenského krasu. Věstn. St. geol. Úst. (Praha), VI, 28–38.

FILO, M., 1964, 1965: Plošné magnetické merania v Spiš Gemeri. Manuskript – Geofyz. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

FILO, M., 1968: Detailné geomagnetické merania v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript – Geofond, Bratislava.

FILO, M., 1975: Výsledky smerovej analýzy magnetických a geologických máp Spišsko-gemerského rudohoria. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 7, 1–2, 61–69.
FILO, M. a ŠEFARA, J., 1971: Tektonika Spišsko-gemerského rudohoria a jej zobrazenie v geofyzikálnych mapách. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 57, 197–205.
FOETTERLE, F., 1868: Das Gebiet zwischen Forró, Nagy-Ida, Torna, Szalóc, Trizs und Edelény. Verhandl. der K. K. Geol. Reichsanstalt, Wien.
FOETTERLE, F., 1869: Vorlage der geologischen Detailkarte der Umgebung von Torna und Szendrő. Verhandl. der K. K. Geol. Reichsanstalt, Jahrbuch 1869, Nr. 7, Wien.
FUSÁN, O., 1950: Zpráva o geologickom výskume územia projektovanej dráhy Turňa n. B. – Rožňava. Manuskript – Geofond, Bratislava č. 970.
FUSÁN, O., 1951: Krátky prehľad geologických, petrografických a rudných pomerov Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
FUSÁN, O., 1954: Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 1, 38–40.
FUSÁN, O., 1957: Paleozoikum gemeríd. – Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 17, 46.
FUSÁN, O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 171–181.
FUSÁN, O., 1967: Paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria, in MAHEĽ, M. (ed.): Regionálna geológia ČSSR, II/I. Praha, ÚÚG – Academia, 1–486.
FUSÁN, O., BYSTRICKÝ, J., ČECHOVIČ, V., FRANKO, O., HANÁČEK, J., ILAVSKÝ, J., KULLMAN, E., KUTHAN, M., LUKNIŠ, M. a REGÁSEK, F., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, Rimavská Sobota. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava. 123.
FUSÁN, O., BYSTRICKÝ, J., ČECHOVIČ, V. a KUTHAN, M., 1963: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, list Rimavská Sobota, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
FUSÁN, O. a BEŇKA, J., 1968: Vysvetlivky k listu Plešivec 1 : 50 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
FUSÁN, O., BIELY, A., IBRMAJER, J., PLANČÁR, J. a ROZLOŽNÍK, L., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. Monografia, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
FUSÁN, O. a ILAVSKÝ, J. et al., 1965: Geol. interpretace tíhových a aeromagnetických měření v Spišsko-gemerskom rudohorí. Zbor. geol. vied. Západ. Karpát, zv. 4.
FUSÁN, O., KLINEC, A., SNOPKO, L. a VÁCLAV, J., 1959: Sádrovcovo-anhydritové ložiská vo verfene Slovenského krasu. (Výpočet zásob z lokality Strelnica, vrt G-26 a Rožňava, vrt G-5 a G-1/2, g-1/2 II.). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, AP 3316.
FUSÁN, O. a MÁŠKA, A., 1956: K stratigrafii gotlandu (?) v gemeridách. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 7, 65–74.
FUSÁN, O., MÁŠKA, M. A ZOUBEK, V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 2.
FUSÁN, O. a SNOPKO, L. et al., 1963: Vysvetlivky k listu Dobšiná 1 : 50 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 3658.
FUSÁN, O. et al., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 Vysoké Tatry. Geofond, Bratislava.
FUXOVÁ, V., 1940: Petrographische Untersuchungen über die triadischen Kalksteine und Dolomite von Pelsőcardó. Tisia 4, Debrecén, 201–240.
FUXOVÁ, V., 1941: Petrographische Untersuchungen in der Umgebung von Jósvafő. Tisia V, Debrecén, 18–38.

GAÁL, Ľ., 1978: Geologické pomery medzi Brádnom a Budikovanmi. Diplomová práca. Manuskript – archív KG PFUK, Bratislava.
GAÁL, Ľ., 1979: Nové poznatky o geológii, morfológii a speleológii Drienčanského krasu. Slovenský kras, 17, 85–108.
GAÁL, Ľ., 1982b: Zhodnotenie konodontovej mikrofauny vrtu MEL-1 (Meliata), úsek od 0,0 do 1889,0 m. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GAÁL, Ľ., 1984: Výskyt meliatskej skupiny pri Striežovciach. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 77.
GAÁL, Ľ., 1987a: Súčasné otázky stratigrafie meliatskej skupiny. (Present Problems of the Meliata Group Stratigraphy, Summary). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 86, 143–156.
GAÁL, Ľ., 1987b: Kras Rimavskej kotliny. Slovenský kras 25, Liptovský Mikuláš, 5–27.
GAÁL, Ľ., GREGOR, T., LEXA, J., ELEČKO, M., DOVINA, V., PRISTAŠ, J., VOZÁROVÁ, A. a HANÁČEK, J., 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000, list M-34-125-A-c (Ratkovská Suchá). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, p. 115.
GAÁL, Ľ. 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, 303–330.
GAÁL, Ľ. a MELLO, J., 1983b: Stratigrafická schéma meliatskej jednotky. In: MAHEĽ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát, Paleoalpínske jednotky 1, Veda, Bratislava, 78.
GALVÁNEK, J., 1977: Príspevok k riešeniu vzťahov medzi ťažbou nerastných surovín a ochranou prírody. Českosl. ochr. prírody, 17, Bratislava, 139–162.
GAŠPARIKOVÁ, V., 1986: Výskyt vrchnej kriedy v Rimavskej kotline. Region. geol. Západ. Karpát. Spr. o geol. výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21, 97–99.
GAŹDZICKI, A., KOZUR, H. a MOCK, R., 1979: The Norian-Rhaetian boundary in the light of micropaleontological data. Geologija – Rozpr. in Poročila 22, 1, Ljubljana, 71–112.
GESSEL, A., 1903: Die geol. Verhältnisse auf dem Gebiete zwischen Nagy Veszvéres, der Stadt Rozsnye und Rekenyefallu gelegenen Gebietes. Jahrb. d. ung. geol. R. Anst. für 1903, Budapest.
GNOJEK, I., HOVORKA, D. a POSPÍŠIL, L., 1991: Sources of Magnetic Anomalies in the pre-Tertiary Basement of Eastern Slovakia (Czecho-Slovakia). Geol. Carp. (Bratislava), 42, 3, 169–180.
GNOJEK, I. a VOZÁR, J., 1992: Interpretation of aeromagnetic investigation in the eastern part of the Slovenské rudohorie Mts. the knowledge and problems. Geol. Carp. (Bratislava), 43, 2, 69–84.
GRECULA, P., 1965: Geologická stavba strednej časti gemeríd a jej vzťah ku zrudneniu. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GRECULA, P., 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho matalogenéza. (The homeland of the Gemeric and its metallogenesis). Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 5, 3, 221–245.
GRECULA, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. Miner. slov., Monogr. 2, Alfa, Bratislava, 1–263.
GRECULA, P. a VARGA, J., 1977: Súčasný pohľad na stratigrafiu a tektoniku gemeríd. Geol. průzk. (Praha), 19, 9, 259–261.
GRECULA, P. a VARGA, J., 1979: Main discontinuity belts on the inner side of the Carpathians. Miner. slov. (Bratislava), 11, 5, 389–403.
GREGOR, T., 1962: Štruktúrno-geologické pomery na ložisku Železník a v jeho okolí. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 61.

GREGOR, T., 1963: Štruktúrno-geologické pomery veporíd a gemeríd sz. od Jelšavy. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 30, 21–38.

GREGOR, T., 1974: Štruktúrno-vyhľadávacie vrty P-1, P-2, (Železník), O-1, VG-3, HU-1 (Štítnik, Ochtiná). Spišsko-gemerské rudohorie. Region. geol. Západ. Karpát, (Bratislava), 2, p. 1–37.

GREGOR, T., MELLO, J., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A., PRISTAŠ, J., ELEČKO, M., DOVINA, V., PLANDEROVÁ, E. a HANÁČEK, J., 1976: Vysvetlivky ku geologickej mape, list Jelšava 1 : 25 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 5702, p. 124.

GREGOR, T., REICHWALDER, P. a VOZÁROVÁ, A., 1981: Vulkanizmus v perme rožňavsko-železníckej série. In "Paleovulkanizmus Západ. Karpát" (edit BAJANÍK, Š. a HOVORKA, D.). Konferencie, sympóziá, semináre, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 115–123.

GRILL, J. et al., 1984: Geology and evolution of the Aggtelek-Rudabánya Mts (In Hung.). Földt. Kut. (Budapest), 24, 4, 49–56.

GRILL, J., 1988: A Rudabányai – hegység jura formációi. M. Áll. Fölt. Int. Évi Jel. az 1986 évröl (1988), Budapest, 69–103.

GRILL, J. a KOZUR, H., 1986: The first evidence of the Unuma echinatus radiolarian zone in the Rudabánya Mts., NE Hungary. Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 13, 11, 239–275.

HAAS, J. a KOVÁCS, S., 1985: Lithostratigraphical subdivision of the Hungarian Triassic. Albertiana, 4, Utrecht, 5–15.

HALAHYOVÁ-ANDRUSOVOVÁ, G., BORZA, K. a MARTINY, E., 1968: Sur le probleme de la minéralisation du gisement de Šankovce (Monts métalliféres du Spiš et du Gemer). Acta geol. et geogr. Univ. Comen. Bratislava, Geologica 13.

HANÁČEK, J., ZLOCHA, J., FERENC, P., MEDO, S., MIKOLÁŠ, S., 1984: Bauxity Slovenska, štúdia. Manuskript – archív Geofondu GS SR, 314.

HANZEL, V., 1981: Ground Waters of the Paleozoic of the Gemerides in the West Carpathians. Abstracts, 12th Congress CBGA.

HANZEL, V. a GAZDA, S., REPKA, T. et al., 1975: Hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Košice. Manuskript – Geofond, Bratislava.

HARČEK, J., 1958: Drienovec – hnedé uhlie. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

HARČEK, J., 1960: Záverečná správa z okolia Drienovca – hnedé uhlie, so stavom k 1. 1. 1959. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava, i. č. 6675.

HARMAN, M. a BORZA, K., 1970: Lithologisches und elektronen-mikroskopisches studium von Kieselsedimenten der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 21, 2, 273–288.

HODROVÁ, M., 1985: Amphibia of Pliocene and Pleistocene Včeláre localities (Slovakia). Čas. Mineral. Geol., 30, 2, 145–161.

HÓK, J., KOVÁČ, P. a RAKÚS, M., 1995: Výsledky štruktúrneho výskumu vnútorných Karpát a ich interpretácia. Miner. slov. (Bratislava), 27, 4, 231–235.

HOLEC, P., 1985: Finds of Mastodon (Proboscidea, Mammalia) Relics in Neogene and Quaternary Sediments of Slovakia (ČSSR). Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 13–53.

HOMOLA, V., 1951a: Hydrogeologická studie Drienovecké vyvěračky v Jihoslovenském krasu. Čs. kras, 1–2, Praha.

HOMOLA, V., 1951b: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha), 18, 1–48.

HOMOLA, V., 1952: Zprávy o mapování mesozoika na sekci Jasov. Věstník ÚÚG XXVII, Praha, 134–135.

HOMOLA, V. a MÜLLER, K., 1961: Geologický a geofyzikální příspěvek k důkazu příkrovové stavby Jihoslov. krasu. Čas. Mineral.-geol. VI, 3, Praha, 276–284.

HORÁČEK, I., 1985: Survey of the fossil vertebrate localities Včeláre 1-7. Čas. Miner. Geol. (Praha), 30, 4, 353–366.

HORÁČEK, I. a LOŽEK, V., 1988: Prehľad nových výskúmu v kvartéru biosférické rezervace Slovenský kras. Čs. Kras, 1988, 39, Praha, 61–68.

HORSKÁ, A. et. al., 1991: Záverečná správa úlohy Turnianská kotlina 11 90 0428, surovina uhlie, V. P., stav k 15. 10. 1991. Manuskript – Geofond, Bratislava.

HOVORKA, D., 1965: Ultrabazische Gesteine der Westkarpaten in der Slowakei. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 16, 1, 129–142.

HOVORKA, D., 1975: Alpínsko-ofiolitová formácia Spišsko-gemerského rudohoria. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 7, 4, 48–49.

HOVORKA, D., 1990: Oceanizácia kontinentálnej kôry v kontexte teórie tektoniky litosferických platní. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 22, 4, 377–380.

HOVORKA, D., DUBÍKOVÁ, K., GERTHOFEROVÁ, H., ŠAMAJOVÁ, E. a TURAN, J., 1980: Serpentine-grap minerals of the Western Carpathians ultramafics, I. – Bodies of the Gemeride Mesozoic. Miner. slov., 12, 6, Bratislava, 481–505.

HOVORKA, D., IVAN, P., MOCK, R., ROZLOŽNÍK, L. a SPIŠIAK, J., 1990: Sedimenty gosauského typu pri Dobšinskej ľadovej jaskyni: námety na netradičnú interpretáciu. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 22, 6, 519–525.

HOVORKA, D., JAROŠ, J., KRATOCHVÍL, M. a MOCK, R., 1984: The mesozoic ophiolithes of the Western Carpathians. Krystalinikum (Praha), 17, 143–157.

HOVORKA, D., ROJKOVIČ, I. a ZLOCHA, J., 1973: Supergeneously altered ultrabasic rock body near Hodkovce (East Slovakia – West Carpathians). Proc. X. Congr. CBGA, Sect IV, Min. Geoch., Metallogen. Bratislava, 1975, 90–97.

HOVORKA, D. a ROJKOVIČ, I., 1975: Mineralogický, petrografický a geochemický charakter telesa ultrabázik pri Hodkovciach (východné Slovensko). Acta geol. geogr. Univ. Com. Geol. 28, Bratislava.

HOVORKA, D, a ROJKOVIČ, I., 1976: Ultrabázické teleso pri Hodkovicach (východné Slovensko). Acta geol. et geogr. Univ. Com. Geol. (Bratislava), 29, 5–77.

HOVORKA, D. a SPIŠIAK, J., 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. VEDA 1988, Bratislava, p. 263.

HOVORKA, D. a SPIŠIAK, J., 1990: Litostratigrafické členenie produktov mezozoického vulkanizmu Západných Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 91, 75–89.

HOVORKA, D. a ZLOCHA, J., 1974: Tectonics and origin of ultrabasic bodies of the Gemeride Mesozoic (West Carpathians). Sbor. geol. věd, Geol. (Praha), 26, 185–195.

HOVORKA, D. et al., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians Czechoslovakia. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 258.

HRADECKÝ, P., 1986: Mezozoikum severní části Plešivecké planiny v Jihoslovenském krasu. Diplomová práce. Manuskript – archív PF KU, Praha, Geofondu, Bratislava.

CHMELÍK, F., 1959: Zpráva o geologických výzkumech lokality bauxitických hornin u Drienovce na jižním Slovensku. Manuskript – Ústř. Úst. geol., Praha, AP 3315.

CHMELÍK, J., 1964: Predbežná správa o petrografickom výskume štruktúrneho vrtu GVL-1, lokalita Vlachovo. Zpr. geol. Výsk. Časť 2, Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 23–24.

CHMELÍK, J., 1967: Petrografia a petrochémia porfyroidov a sedimentov gelnickej série. Manuskript – Geofond, Bratislava, č. 19867.

CHMELÍK, J. a JABLONSKÝ, J., 1964: Predbežná zpráva o petrografickom výskume mladšieho paleozoika v okolí Brusníka. Zpr. o geol. výsk. v r. 1963, (Bratislava), Slovensko, ÚUG, 2, 51–52.

CHMELÍK, J. a SNOPKO, L., 1961: Vulkanizmus kremitých porfýrov a ich stratigrafické postavenie v západnej časti gelnickej série Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 21, 147–181.

CHMELÍK, J. a SNOPKO, L., 1979: Prehodnotenie chemizmu vulkanogénnych hornín gelnickej série. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ILAVSKÁ, Ž., 1965: K otázke veku meliatskej série. Spr. o geol. výsk. v r. 1964, Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 31–32.

ILAVSKÝ, J., 1954: Zpráva o Pb-Zn-Cu výskyte pri Bohúňove (Tibe). Manuskript – archív VSRP, Spišská Nová Ves.

ILAVSKÝ, J., KUPČO, a SNOPKOVÁ, P., 1985: Lydity gelnickej skupiny okolia Smolníka (vých. časť Slov. rudohoria, Západ. Karpaty). Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 10, 161–198.

IVAN, Ľ., 1956: Geol. mapovanie vo východ. oblasti Rimavskej kotliny. Manuskript – archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

IVAN, Ľ., 1957: Geol. mapovanie vo vých. oblasti Rimavskej kotliny, top. plán 4665/1. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

IVAN, Ľ., 1958: Geologický výskum Rožňavskej kotliny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra. AP 3199.

IVAN, Ľ., 1959: Predbežná správa o geol. mapovaní pre merítko 1 : 200 000 v južnej časti Košickej a Turnianskej kotliny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

IVAN, P. A KRONOME, B., 1996: Predmetamorfný charakter a geodynamické prostredie vzniku vysokotlakovo metamorfovaných bazitov meliatskej jednotky na lokalitách Radzim, Bôrka, Hačava a Rudník. Miner. slov. (Bratislava), 28, 26–37.

IVANIČKA, J., REICHWALDER, P., GREGOR, T., ILAVSKÝ, J., 1972: Vysvetlivky k listu Štós 1 : 25 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

IVANIČKA, J., SNOPKO, L. a SNOPKOVÁ, P., 1986: Geologicko-litologické a palinologické výsledky z východnej časti gelnickej skupiny. Region. geol. Západ. Karpat. Spr. o geol. výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 21, 51–54.

IVANIČKA, J., SNOPKO, L., SNOPKOVÁ, P. a VOZÁROVÁ, A., 1989: Gelnica Grup – the Lower Structure Unit of the Spiš-Gemer Ore Mts. (West Carpathians), Early Paleozoic. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 40, 4, 483–501.

IVANIČKA, J. et al., 1972: Geologická mapa a vysvetlivky list Štos 1 : 25 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. AP 4874.

JABLONSKÝ, J., 1964: Litologické štúdiá zlepencov karbónu a permu v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Zpr. o geol. výsk. v r. 1963, Slovensko (Bratislava), 2, 52–53.

JABLONSKÝ, J., 1965: Zpráva o výskume zlepencov mladšieho paleozoika na liste Dobšiná. Zpr. o geol. výsk. za r. 1964, Slovensko (Bratislava), 2, 24–25.

JABLONSKÝ, E., 1973a: Mikroproblematika aus der Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 2, 415–423.
JABLONSKÝ, E., 1973b: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus Wettersteinkalken einiger Gebirge der Westkarpaten. Acta geol. et geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 26, 189–202.
JABLONSKÝ, E., 1973c: Triassiche Sphinctozoen aus den Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 1, 107–111.
JAKÁL, J., 1971: Príspevok k poznaniu vzniku krasových priehlbní v Slov. krase. Geogr. Čas. XXIII, č. 4.
JAKÁL, J., 1975: Kras Silickej planiny. Osveta, Martin, 1–145.
JAKÁL, J., 1986: Krasová krajina ako špecifický prírodný geosystém. Slov. kras, (Lipt. Mikuláš), 24, 3–26.
JAKÁL, J., 1991: Natural resources of a Karst Landscape and possibilities of their utilization. Slov. kras (Lipt. Mikuláš), 29, 3–29.
JANÁČEK, J., 1940: Geologická studie Turňanské kotliny. Rozpr. Čes. Akad. Věd, Tř. II, mat. přír. Roč. (Praha), 50, 19, 1–31.
JASKÓ, S., 1933: Morfológiai megfigyelések és problémák a Gömör-Tornai Karsztvidéken. Földrajzi Közlony LXI/9-10.
JASKÓ, S., 1935: Die geologischen Verhältnisse des oberen Jósva-Tales Föld. Közlöny, Budapest.
JAROŠ, J., HOVORKA, D., KRATOCHVÍL, M. a MOCK, R., 1980: Inner structure of serpentinite bodies and structural position of the West Carpathian Ophiolites. Ofioliti, (Bologna), 5, 1, 133–136.
JENDREJÁKOVÁ, O., 1970: Foraminiferen der Oberen Trias des Slowakischen Karsten und des Muráň-Plateaus. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), XXI, 2, 343–350.
JENDREJÁKOVÁ, O., 1973: Foraminiferen aus Dasycladaceen-Fazies der Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 1, 113–122.
KULICH, P., 1972: Vysvetlivky ku geol. mape 1 : 25 000, list Betliar. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KALISKÁ, G., 1980: Príspevok k poznaniu triasu južných častí Západných Karpát. Manuskript – archív (Dipl. práca), Katedry geol. a paleont. Univ. Komen., Bratislava.
KALLÓ, J., KOVÁCS, S., LESS, GY., PIROS, O., RÉTI, ZS. a ZELENKA, T. et al., 1988: Az Aggtelek-Rudabányai-Hegység Földtani térképezéseinek eredményei. Kirandulásvezető, Manuskript Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest.
KAMENICKÝ, J., 1950: Bázické eruptíva spodného triasu v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Zbor. I/1, Bratislava.
KAMENICKÝ, J., 1954: Zpráva o geologickom výskume vulkanizmu kremitých porfýrov staršieho paleozoika gemeríd. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 1.
KAMENICKÝ, J., 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. slovník, VII, Bratislava.
KAMENICKÝ, J., 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 45, 3–108.
KANDRÍK, M., ZÍMA, L. a NOSKO, V., 1987: Gombasek–Plešivec – hlbší obeh Slovenského krasu. Geofyzik. prieskum. Závereč. správa. Geofyzika, Bratislava, Sp. Nová Ves, 15.
KANTOR, J., 1950: Geologicko-montanistické pomery oblasti Štós – Hačava – Niž. Medzev. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KANTOR, J., 1954: Diabázy Juhoslovenského krasu. Predbežná správa. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 1407.
KANTOR, J., 1954: Ku genetickej interpretácii niektorých pyritov, tzv. zrudnené baktérie. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 430.
KANTOR, J., 1955a: K otázke tzv. zrudnených sírnych baktérií a ich stratigrafického rozšírenia. Geol. Práce, Spr. (Bratislava). 2.
KANTOR, J., 1955b: Hematity v triase Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, AP 440, Bratislava, 28.
KANTOR, J., 1955c: Rudné minerály Spišsko-gemerského rudohoria serpentinitov. Geol. Zbor. (Bratislava) VI, 3–4.
KANTOR, J., 1955d: Diabázy juhoslovenského mezozoika (Diabase des südslowakischen Mesosoikums). Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 41, 77–99.
KANTOR, J., 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 6.
KANTOR, J., 1972: Distribúcia izotopov síry v evaporitoch meliatskej série od Strelníc v Slovenskom krase. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KANTOR, J., 1975: Distribution of Sulphur Isotopes in Evaporites of the Meliata Formation near Strelnice in the Slovakian Karst. Proc. X. Congr. Carp.-Balk. Geol. Ass. Bratislava, 1973, Sect. IV. Miner., Geoch. Metallog., Bratislava, 102–104.
KANTOR, J. a MAHEĽ, M., 1954: Hematitové ložisko pri Držkovciach. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 411.
KANTOROVÁ, V., 1975: Biofaciálna a biostratigrafická charakteristika terciérnych sedimentov na liste Šafárikovo a Dlhá Ves podľa foraminifer. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KANTOROVÁ, V., 1977: Biofaciálna charakteristika egerienských sedimentov z listu Chanava a listu Neporadza. Geofond, Bratislava.
KANTOROVÁ, V., 1978: Foraminiferové tanatocenózy z vrtu FV-1, Blhovce. Geofond, Bratislava.
KAROLUSOVÁ, E., 1969: Litofaciálne štúdium andezitových tufitov v oblasti Nižná Pokoradz-Ratková. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 48, 53–61.
KÁZMÉR, M. a KOVÁCS, S., 1989: Triassic and Jurassic Oceanic/Paraoceanic Belts in the Carpathian-Pannonian Region and its Surroundings. A. M. C. Sengör (Edit): Tectonic Evolution of the Tethyan Region, NATO ASI Series, Serie C: Math. Phys. SC. Vol. 259, 77–92.
KISS, E., 1900: Über die geologischen Verhältnisse des Rozsnyóer Beckens. Földt. Közl. 30, Budapest.
KLINEC, A., 1958: Predbežná zpráva o mapovaní v centrálnej časti gemeríd medzi Smolníkom a Drnavou. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 13.
KLINEC, A., 1959: Stavba centrálnej časti gemeríd. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 56.
KOBZA, J. a LINKEŠ, V., 1990: Pôdy Silickej planiny z hľadiska využívania a ochrany krajiny. Slovenský kras (Martin), 28, 103–115.
KOCHANOVÁ, M., 1966: Biostratigrafický výskum mlžov a bruchonožcov triasu Slovenského krasu. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 4090.
KOCHANOVÁ, M., 1967: Biostratigrafický výskum mlžov a bruchonožcov na lokalite Bleskový prameň pri Drnave. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 4246.

KOCHANOVÁ, M., 1968: Biostratigrafický výskum Bivalvií a Gastropodov triasu a jury Západ. Karpát. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KOCHANOVÁ, M., 1977: Prvý nález Otapiria (Monotidae, Bivalvia) v Západných Karpatoch. (First Record of the Genus Otapiria in the West Carpathians). Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 2–3, 221–226.

KOCHANOVÁ, M., 1979: Stratigrafia stredného a vrchného triasu pomocou bivalvií a gastropodov v Slovenskom krase a niektorých pohoriach centrálnych Západných Karpát. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 6340.

KOCHANOVÁ, M., 1985: Middle Triassic Bivalvia from area of Gemerská Hôrka in Slovak Karst (West Carpathians). Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 10, 55–73.

KOCHANOVÁ, M., 1986: Lastúrniky a ulitníky významné pre stratigrafiu triasu Slovenského krasu z hľadiska novej chronostratigrafickej stupnice. Region. geol. Západ. Karpát, Spr. o geol. výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava) 21, 93–95.

KOCHANOVÁ, M., 1987: Obertriassiche Muscheln von Ostré vŕšky (Slowakischer Karst). Západ. Karpaty. Sér. Paleont. (Bratislava), 12, 31–46.

KOCHANOVÁ, M., MELLO, J. a SIBLÍK, M., 1975: Fosílie wettersteinských vápencov Slovenského krasu (lokalita Silička). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 55–66.

KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V., 1961a: Amonoidné hlavonožce z triasu Slovenska I. Všeobecná časť. Geol. zbor. (Bratislava), 12, 2, 203–260.

KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V., 1961b: Nové nálezy hlavonožcov v liase južnejších pásiem Slovenska. Geol. zbor. (Bratislava), 12, 1.

KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V., 1962: Amonoidné hlavonožce z triasu Slovenska II. Systematická časť. Geol. sbor. (Bratislava), 13, 1, 13–80.

KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V., 1966: Cephalopodes der Lias der Slovenský kras. Náuka o zemi, Geologica, 3.

KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. a KOCHANOVÁ, M., 1973: Molluskenfauna des Bleskový Prameň bei Drnava (Nor, Westkarpaten). Verlag d. SAW, Bratislava, 235.

KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. a BYSTRICKÝ, J., 1974: Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten. Die Stratigr. der Alpin-med. Trias, Symposium Wien 1973 – Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe Erdwiss. Komm. (Wien–New York), Band 2, 125–136.

KOTÁSEK, J., 1958: Zostavenie podrobnej odkrytej geol. mapy medzi Rožňavou a Štítnikom. Manuskript – archív Geol. Úst. D. štúra, Bratislava, AP 3134.

KOTÁSEK, J., 1959: Geologické poměry v okolí Železníka. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 56, 145–160.

KOVÁCS, S., 1978: New sphinctozoan sponges from the North Hungarian Triassic. N. Jb. Geol. Pal. Mh. 1978, 11, Stuttgart, 685–697.

KOVÁCS, S., 1978: Newer Calcareous Spongies from the Wetterstein Reef Limestone of Alsóhegy Karstplateau (Silica Nappe, Western Carpathians, North Hungary). Acta Miner. Petrogr. (Szeged), 23, 2, 299–317.

KOVÁCS, S., 1979: A triász hallstatti mészkőfácies ősföldrajzi jelentősége az északalpi fáciesrégióban (Kritikai korreferátum). Földt. Közlöny, Hung. Geol. Soc. (Budapest), 110, 360–381.

KOVÁCS, S., 1984: North Hungarian Triassic Facies Types A Rewiew. Acta Geol. Hung. (Budapest), 27, 3–4, 251–264.

KOVÁCS, S., 1986: Conodont-Biosratigraphical and Microfacies Investigations in the Hungarian part of the Northeastern Rudabánya Mts. M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1984. Évröl 1986, Budapest, 193–244.

KOVÁCS, S., 1987: Olisztosztrómák és egyéb, vízalatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi paleo-mezozóikumban, II. Földt. Közl., Bull. Hung. Geol. Soc. (Budapest), 117, 101–119.

KOVÁCS, S., 1989a: Geology of North Hungary: Paleozoic and Mesozoic terraines. In XXI st Europ. Micropaleont. Colloq., Sept. 4–13, 1989, Hungary, Guidebook, Budapest, 15–36.

KOVÁCS, S., 1989b: Major Events of the Tectono-Sedimentary Evolution of the North Hungarian Paleo-Mesozoic. History of the Northwerstern Termination of the Late Paleozoic – Early Mesozoic Tethys. A. M. C. Sengör (ed.) Tectonic Evolution of the Tethyan Region, by Kluver Acad. Publishers, 93–108.

KOVÁCS, S., 1990: Middle Triassic Rifting and Facies Differentiation in NE Hungary. Alpine Tect. Evol. of the Pannonian Basin and Surrounding Mountains, Internat. Workshop Balatonszabadi, Hungary, 11–17. Sept. 1990, Abstracts, 30–33.

KOVÁCS, S., 1992: Presence of a Cimmerian Ocean in the Alps-Carpathians – a reality or absurdity ? Terra Nova Abstr. Suppl. 2, 1992, ALCAPA meeting Graz, Austria, p. 38.

KOVÁCS, S. a ÁRKAI, P., 1989: Á Conodonta és mészkő-szöveti elváltozások jelentősége a diagenezis a regionális dinamotermális metamorfózis határának felismerésében, aggtelek-rudabányai-hegységi példák alapján. Magy. Áll. Földt. Intéz. Évi Jelent. 1987, Budapest, 215–235.

KOVÁCS, S. a BALOGH, K., 1979: Magyar-szlovák határmenti geológus-találkozó 1979 szept. 10–16, kirandulás-vezető. Manuskript – Archív MAFI, Budapest.

KOVÁCS, S. a LESS GY et al., 1987: Guide to the excursion in the Rudabánya Mts. Manuskript – archív MAFI, Budapest.

KOVÁCS, S., LESS, GY., PIROS, O. a RÓTH, L., 1988: Az Aggtelek-Rudabányai-Hegység Triász Formációi. M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1986. évről (1988), Budapest, 19–43.

KOVÁCS, S., LESS, GY., PIROS, O., RÉTI, ZS. a RÓTH, L., 1989: Triassic Formations of the Aggtelek – Rudabánya Montains (Northeastern Hungary). Acta Geol. Hung. (Budapest), 32/1–2, 31–63.

KOVÁCS, S. a PÉRÓ, CS., 1983: Tectonic Front of a Dinaric-type Paleozoic in North Hungary. Anuarul Inst. Geol. Geof. 60, XII, (Congr. As geol. Carp.-Balc., Tect., Petrol si Guze), Bucuresti, 85–94.

KOVÁCS, S. et. al., 1990: Guide to the Triassic of the Rudabánya and Aggtelek Mountains. Manuskript – MÁFI, Budapest.

KOVÁČIK, J., 1955: Reziduálne železné rudy z Plešiveckej Planiny. Geol. Zborník SAV, VI., 3–4, Bratislava, 232–251.

KOZUR, H., 1973: Faunenprovinzen in der Trias und ihre Bedeutung für die Klärung der Paläogeographie. Geol. Paläont. Mitt. 3, 8, Innsbruck, 1–41.

KOZUR, H., 1979: Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt. 9, 4, Innsbruck, 155–170.

KOZUR, H., 1991a: The geological evolution at the western end of the Cimmerian ocean in the Western Carpathians and Eastern Alps. Zbl. Geol. Paläont. Teil I., 1991, 1, Stuttgart, 99–121.

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY INFORMAČNÉ STREDISKO Bratislava

KOZUR, H., 1991b: The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. (Amsterdam), 87, 109–135.

KOZUR, H. a MOCK, R., 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. Geol. paläont. Mitt. 3, 2, Insbruck, 1–14.

KOZUR, H. a MOCK, R., 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. Geol. Zbor. Geol. carpath. 24, 2, Bratislava, 365–374.

KOZUR, H. a MOCK, R., 1974a: Zwei neue Conodonten – Arten aus der Trias des Slowakischen Karstes. Čas. min. geol. ÚÚG (Praha), 19, 2, 135–139.

KOZUR, H. a MOCK, R., 1974b: Obergrenze der karnischen Dasycladaceen – Kalke in der Lokalität Silická Brezová (Slowakischer Karst). Věst. ÚÚG (Praha), 49, 223–226.

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.

KOZUR, H. a MOCK, R., 1987: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten (Vorläufige Mitteilung). Geol. Paläont. Mitt. 14, 6, Innsbruck, 131–155 + 9 Tab.

KOZUR, H. a MOCK, R., 1988: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten und Grudzüge der alpidischen Entwicklung in den Karpaten. Acta geol. geogr. Univ. Com., Geologica 44, Bratislava, 5–100.

KOZUR, H. a MOCK, R., 1995a: First evidence of Jurassic in the Folkmar suture Zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. Geol. Soc. Grecce, Sp. Publ. (Athens), No. 4, 53–58.

KOZUR, H. a MOCK, R., 1995b: First evidence of Jurassic in the Folkmar suture Zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. Miner. slov. (Bratislava), 27/5, 301–307.

KOZUR, H., MOCK, R. a OŽVOLDOVÁ, L., 1995: The age of red radiolarites from the Meliaticum of Bohúňovo (Slovakia) and remarks to the Anisian – Ladinian boundary. Miner. slov. (Bratislava), 27, 3, 153–168?.

KOZUR, H. a MOSTLER, H., 1992a: Paleontologic Evidence of Meliaticum and S-Rudabányaicum in the Eastern Alps and their comparison vith the Western Carpathians. Terra abstracts, suppl. No. 2 to Terra nova, Volume 4, ALCAPA, Graz Austria, Blackwell, p. 39.

KOZUR, H. a MOSTLER, H., 1992b: Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 18, 87–129.

KOZUR, H. a RÉTI, Z., 1986: The first paleontological evidence of Triassic ophiolites in Hungary N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1986, 5, 284–292.

KRÁL, M., 1987: Heat flow map. Manuskript – archív Geofyzika, Bratislava.

KRAUS, I., 1989: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát. Kaolins and Kaolinite Clays of the West carpathians. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–287.

KRIPPEL, E., 1956: Zpráva o paleobotanickom rozbore ložiska rašeliny pri Hrhove nad Moldavou. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

KRONOME, B., 1994: Geologické, petrologické a geochemické štúdium metabazaltov na niektorých typových lokalitách meliatskej jednotky. Diplomová práca. Manuskript – archív PF UK, Katedra základnej geológie a paleontológie, Bratislava.

KRS, M. a VARČEK, C., 1963: K určování stáří hematitových zrudnění v okolí Bôrky (Spišsko-gemerské rudohoří na základě paleomagnetického výzkumu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 30, 55–64.

KRYSTYN, L., LEIN, R., MELLO, J., RIEDEL, P. a PILLER, W., 1990: "Tisovec Limestone" an example of the problems of lithostratigraphical correlation between the Northern Calcareous Alps and the Central West Carpathians. In: MINAŘÍKOVÁ, D. a LOBITZER, H. (Edit): Festive Vol. 30 years Vienna, Prague, 125–136.

KUBÁŇ, T., 1956: Zpráva o základnom geologickom výskume pre vodné dielo Rožňava–Plešivec. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. AP 2304.

KUBIŠTA, B., MARSCHALKO, R. a ROZLOŽNÍK, L. 1953: Predbežná zpráva o výskytoch červenice v Juhoslovenskom krase. Geol. Práce, Spr., IV, 3–4, Bratislava.

KULICH, P. a GREGOR, T., 1970: Vysvetlivky ku geologickej mape list Rožňava a Jablonov nad Turnou 1 : 25 000 (paleozoická časť). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, AP 4607.

KULLMANOVÁ, A., 1979: O výskyte úlomkov vápencov s tentakulitami v silickom príkrove. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 235–236.

KUNSKÝ, J., 1939: Jezera Slovenského krasu. Rozpravy II. tř. ČAV, XLIX, 25, Praha.

KUNSKÝ, J., 1940: Ardovská jeskyňe ve Slovenskem krase. Rozpr. ČAV, VXLIX.

KUTHAN, M., 1950: Staršie paleozoikum gemeríd. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied 1, Bratislava, 8–9.

KUTHAN, M., 1959: Stopy vulkanickej činnosti v strednom triase Slovenského krasu. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 56, 55–74.

LACKO, L., 1955: Geologické štúdia planiny Koňart v juhoslovenskom krase. (top. list 4564/4 a top. list 4565/3). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, Geofondu Bratislava, AP 1498.

LÁNG, S., 1940: Morfológiai megfigyelések a Rozsnyói medencében. Földt. Közlöny, LXVIII, 38.

LÁNG, S., 1942: Neue Daten aus der Eishöhle von Szilice. Hidrol. Közl., 22, Budapest.

LÁNG, S., 1949: Geomorfológiai és hidrológiai tanulmányok Gömörben. (Geomorfologické a hydrologické štúdiá v Gemeri – preklad v Archíve Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 1235). Hidrológiai Közlöny, Budapest, 5–6, 9–10.

LEHOTAYOVÁ, R., 1977: Vápnitá nanoflóra z okolia lokality Chanava. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

LEHOTAYOVÁ, R., 1978a: Vápnitá nanoflóra lokality Blhovce (vrt FV-1). Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

LEHOTAYOVÁ, R., 1978 b: Vápnitá nanoflóra vrtov EUP-1 (Veľký Blh), EUP-3 (Rašice). Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

LENÁRT, J., 1967: Litologicko-petrografický výskum meliatskej série. (Diplomová práca). Manuskript – archív Katedry geol. Prírod. fakulty UK, Bratislava, 91.

LESS, G., GRILL, J., SZENPÉTERY, J., RÓTH, L., GYURITZA, GY., 1988: Fedetlen földtani térképe az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1 : 25 000–ben. Magy. Áll. Földt. Int., Budapest.

LESS, G. et al., 1981: Explication to the 25 000 geological map of the Aggtelek – Rudabánya Mountains, Hidvégardó sheet. MAFI, Budapest, 84.

LEŠKO, B., BERÁNEK, B. a VARGA, I., 1980: Cisaillements horizontaux profonds sous les Karpates occidentales a la lumiere des connaissances géophysiques. Rev. géol. dyn. géogr. phys. 22, 4–5, Paris, 255–266.

LEŠKO, B. a VARGA, I., 1980: Alpine elements in the West carpathian structure and their significance. Miner. slov. (Bratislava), 12, 2, 97–130.
LIŠKA, M., 1988: Výsledky výskumu geomorfologických pomerov Plešivskej planiny. Ochrana prírody, 6 A, Bratislava, 43–74.
LOBITZER, H., MANDL, G. W., MAZZULLO, S. J. a MELLO, J., 1990: Comparative study of Wetterstein carbonate platforms of the easternmost Northen Calcareous Alps and the West Carpathian Monuntains: Preliminary results. In MINAŘÍKOVÁ, D. a LOBITZER, H. (Edit): Festive Vol. 30 years, Vienna, Prague, 136–158.
LOŽEK, V., 1955: Několik poznámek o kvartéru Hrhovského amfiteátru. Čs. Kras, 13.
LOŽEK, V., 1964: Quartärsmollusken der Tchechoslowakei. Rozpravy ÚÚG, 31, Praha.
LOŽEK, V. a HORÁČEK, J., 1992: Slovenský kras ve světle kvartérní geologie. Slov. kras, 30, Osveta Martin, 29–56.
LOŽEK, V. a PROŠEK, F., 1956: O změnách přírodních poměrů Jihoslovenského krasu v nejmladší geol. minulosti. Ochrana prírody, XI/2.
LOŽEK, V. a ZÁRUBA, Q., 1965: Pleistocenní suťové brekcie v krasových oblastech Slovenska. Čs. kras 16, 67–76.
LUKNIŠ, M., 1950: Zpráva o hydrografii a hospodárskom využití vyvieračiek krasových území v povodí stred. Blhu, Turca, Jelšavy, Slanej. Zemepis Sbor. Slov. Akad. Vied, V, 3–4.
LUKNIŠ, M., 1962: Geomorfologický prehľad k listu 1:200 000 Rimavská. Sobota. Vysvetlivky Rimavská Sobota, Bratislava, 1962.
LUKNIŠ, M., 1964: Pozostatky starších povrchov zarovnávania reliéfu v Československých Karpatoch. Geograf. časopis. (Bratislava), 16, 2, 289–296.
MADERSPACH, L., 1877: A Pelsöcz Ardovi czink és gálma fekhelyek. Die Zink und Galmei-Lagerstätten von Pelsöcz -Ardó. Föld. Közl., VII, Budapest.
MADERSPACH, L., 1879: Beiträge zur geol. Alterbestimmung der Schichten am Tetöcske und Nyerges. Föld. Közl. VIII, Budapest.
MAHEĽ, M., 1953: Príspevok k stratigrafii južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria – poznámky k územiu jv. od Železníka. Geol. Práce, Zpr., (Bratislava), 49–53.
MAHEĽ, M., 1954a: Zpráva o geologicko-montanistických pomeroch v oblasti JV od Železníka (oblasť Kameňany-Strelnice-Špánie Pole-Brusník). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 410.
MAHEĽ, M., 1954b: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, IV, Bratislava, 255–268.
MAHEĽ, M., 1954c: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, V, (Bratislava), 1–4, 146–183.
MAHEĽ, M., 1954d: Paleozoické série v záp. Gemeridách. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 1, 53.
MAHEĽ, M., 1954e: Geologická mapa okolia Železníka. Geol. Spr., V, 1–4.
MAHEĽ, M., 1954 f: Geologická mapa okolia Brusníka. Geol. Spr., V, 1–4.
MAHEĽ, M., 1975: Postavenie gemerika. (Position of Gemeric.). Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 7, 3, 33–52.
MAHEĽ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky 1. Veda, Bratislava, 503.
MAJKO, J., 1955: Kde sa začína a kadiaľ postupuje Silicko-Gombasecká jaskynná sústava. Krásy Slovenska 1955, Zoš. 7, 273–278.
MALUSKI, H., RAJLICH, P. a MATTE, PH., 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Inner Carpathian Variscan Basement and Alpine mylonitic overprinting. Tectonophysics, 223, 313–337.

MANDL, G, W. a ONDREJIČKOVÁ, A., 1991: Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen – ein Vorbericht. Jb. Geol. B-A 1991, Wien, Band 134/2, 309–318.

MARIOT, P., 1976: Slovenský kras. Prír. a spoloč. 1976, C, 1 , 40–46.

MARKO, F., 1981: Geologicko-tektonické pomery na území medzi Roštárom a Markuškou (Spišsko-gemerské rudohorie). Diplomová práca. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 6607.

MARKOVÁ, M., 1959: Výskyt valúnov jury v terciérnych zlepencoch na juhozápadnom okraji Juhoslovenského krasu. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 267–277.

MARKOVÁ, M., 1967: Litológia neogénnych sedimentov južného Slovenska. Západné Karpaty 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79–168.

MARKOVÁ, M., 1974: Správa o sedimentárno-petrografickom výskume treťohornej výplne Rimavskej kotliny v profiloch vrtu DV-1, DV-4 a DV-3. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

MARKOVÁ, M., 1977: Mineralogicko-geochemický a petrografický výskum treťohorných sedimentov Rimavskej kotliny. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

MARKOVÁ, M. a VÁŇOVÁ, M., 1954: Zpráva o geologickom mapovaní v okolí Chvalovej. Geol. Zpr., 1, Bratislava.

MARSCHALKO, R. a MELLO, J., 1993: Turbidites as fillings of cavities in Triassic limestones of the Silica nappe (Western Carpathians, Plešivec Karst Plateau). Geol. carpath. (Bratislava), 44, 1, 35–42.

MÁRTON, E., MÁRTON, P. a LESS, G., 1988: Paleomagnetic evidence of tectonic rotations in the Southern margin of the Inner West Carpathians. Phys. Earth Planet. Interiors, 52, 256–266.

MÁRTON, P., ROZLOŽNÍK, L. a SASVARI, T., 1991: Implications of palaeomagnetic study of the Silica nappe, Slovakia. Geophys. J. Int. 107, 67–75.

MÁŠKA, M., 1957: Zpráva o výskumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří (I. Perm). Zprávy o geol. výskumech v r. 1956, ÚÚG, Praha, 113–120.

MATEJOVSKÁ, O., 1954: Geologické poměry okolí hematitového ložiska jz. od Jelšavy na Slovensku. Diplom. práca. Geol.-geogr. fakulty KU v Praze, Geofond, Bratislava, 19 267.

MATEJOVSKÁ, J., 1955: Záverečná správa za Bradlo. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

MATEJOVSKÝ, J., 1956a: Ročná zpráva o prieskumných prácach za r. 1955, objekt Bradlo, Licince. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava, AP 1718.

MATEJOVSKÝ, J., 1956b: Záverečná zpráva a výpočet zásob ložiska Licince-hematit. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

MATĚJKA, A., 1958: Výskyt bauxitických hornín u Drienovce na jižním Slovensku. Věst. ÚÚG, 33,4, Praha, 279–281.

MATULA, M., 1954: Inžiniersko-geologické rajónovanie údolia Slanej. Geol. Spr., V, 1–4, 428.

MAZÚR, E., 1964: Kotliny, ako výrazný prvok reliéfu Slovenska. Geograf. časop., 16, 2, Bratislava.

MAZÚR, E. a JAKÁL, J., 1969: Typologické členenie krasových oblastí na Slovensku. Slov. Kras (Martin), 7, 5–40.

MAZZOLI, C., SASSI, R., VOZÁROVÁ, A., 1992: The pressure character of the Alpine metamorphism in the Central and Inner Western Carpathians (Czechoslovakia). Spec. publ. (ed. J. Vozár): The Paleozoic Geodynamic Domain: Western Carpathians Eastern, Dinarides, IGCP 276, Bratislava, 109–117.

MAZZOLI, C. a VOZÁROVÁ, A., 1989: Further data concerning the pressure character of the Hercynian metamorphism in the West Carpathians (Czechoslovakia). Rend. Soc. Ital. Miner., Petrogr., 1989, 43–3, Milano, 635–642.

MAZZOLI, C. a VOZÁROVÁ, A., 1995: Subduction-related Alpine petrological processes in the Inner Western Carpathians. Plinius. Syppl. Europ. Journ. Miner., Stuttgart, 216.

MELLO, J., 1968a: Geológia Plešiveckej planiny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MELLO, J., 1968b: Zpráva o geologickom výskume na liste Plešivec (1 : 50 000) (Ročná zpráva za r. 1967). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MELLO, J., 1970: Geologická stavba Plešiveckej planiny. Manuskript (Rigorózna práca), Manuskript – archív Katedry geol. a paleont. UK, Bratislava.

MELLO, J., 1971: K tektonickému štýlu mezozoika Slovenského krasu. To the tectonic style of the Slovak Karst Mezozoic. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 57, 129–136.

MELLO, J., 1973: Litológia a fácie stredno a vrchnotriasových karbonátov centrálnej časti Slovenského krasu. (Kandidátska diz. práca). Manuskript – archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 141.

MELLO, J., 1974: Facial Development and Facial Relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (West Carpathians, Southern Part of Gemerids). Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss, Bd. 2, Wien, 147–155.

MELLO, J., 1974: Geologická stavba územia medzi údoliami Bodvy a Turny v. od Zádielskej doliny. Manuskript – archív (Roč. správa za r. 1973), Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MELLO, J., 1975a: Triassiche Biohermenkalke im östlichen Teil des Slowakischen Karstes. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 26, 1, 21–46.

MELLO, J., 1975b: Pelagic and Reef Sediment Relations of the Middle Triassic in the Silica Nappe and Transitional Strata Nature (the Slovak Karst, West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 26, 2, 237–252.

MELLO, J., 1976: Faciálne a stratigrafické členenie wettersteinských vápencov čs. územia planiny Dolný vrch. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 65, 37–52.

MELLO, J., 1977: Aplikácia litofaciálnej analýzy triasových vápencov v tektonike (j. časť Plešiveckej planiny). Geol. Práce, Spr., archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175–180.

MELLO, J., 1977: Plexoramea cerebriformis n. gen. n. sp. and some other micro-problematics and microfossils from Triassic limestones of the West Carpathians. Západ. Karpaty, Sér. Paleontol. (Bratislava), 2–3, 189–202.

MELLO, J., 1978: Geologický projekt štruktúrneho vrtu MEL-1 (Meliata). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MELLO, J., 1979: Meliatska séria v turnianskom tektonickom okne (Slovenský kras, Západ. Karpaty). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 72, 61–76.

MELLO, J., 1979: Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika?. Miner. slov. (Bratislava), 11, 3, 279–281.

MELLO, J., BEGAN, A., ELEČKO, M., HANÁČEK, J., HANZEL, V., LEXA, J., PRISTAŠ, J., VASS, D. a VOZÁROVÁ, A., 1976: Geologická mapa a Vysvetlivky list Kameňany 1 : 25 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, AP 5710, Bratislava.

MELLO, J., BEŇKA, J., FUSÁN, O., HANÁČEK, J., PRISTAŠ, J., ŠUBOVÁ, A. a ŠUBA, J., 1969: Vysvetlivky k listu Plešivec. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MELLO, J., HANÁČEK, J., PRISTAŠ, J., ŠUBOVÁ, A. a ŠUBA, J., 1972: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000, listy Jabloňov n/T. a Pavlovský vrch. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MELLO, J. a MOCK, R., 1977: Nové poznatky o triase čs. časti Rudabaňského pohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 68, 7–20.

MELLO, J., ELEČKO, M., PRISTAŠ, J., HANÁČEK, J., HANZEL, V. a GAÁL, Ľ., 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000 list Turna n. Bodvou (M-34-126-B-b). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 116.

MELLO, J., ELEČKO, M., GAÁL, Ľ., HANZEL, V., HÓK, J., KOVÁČ, P., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, SNOPKO, L., STEINER, A., SLAVKAY, M., VASS, D. A VOZÁROVÁ, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu. (Neskrátený manuskript), Geofond, Bratislava, 253 s.

MELLO, J. a GAÁL, Ľ., 1984: Meliatska skupina v čoltovskej rokli. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81, 51–62.

MELLO, J., MOCK, R., PLANDEROVÁ, E. a GAÁL, Ľ., 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 79, 55–81.

MELLO, J., REICHWALDER, P., PRISTAŠ, J., HANÁČEK, J., HANZEL, V. a ELEČKO, M., 1977: Geologická mapa a Vysvetlivky, listy Hrhov a Hosťovce 1 : 25 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MELLO, J. a REICHWALDER, P., 1978: Geologická stavba Jasovskej planiny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MELLO, J. a REICHWALDER, P., 1979: Geologické profily jv. časťou Spišsko-gemerského rudohoria a priľahlou časťou Slovenského krasu. Zborn.: Tekt. profily Západ. Karpát, Konferencie, sympóziá, semináre, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 199–202.

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 SNOPKOVÁ, P., 1973: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov gombaseckého lomu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 61, 239–253.

MELLO, J., PRISTAŠ, J., ELEČKO, M., VOZÁROVÁ, A. a SNOPKO, L., 1988: Geologická mapa Slovenského krasu 1 : 50 000. Manuskript – archív GÚDŠ, Bratislava, AP 8393.

MELLO, J. a VOZÁROVÁ, A., 1983: Je paleozoikum brusníckej antiklinály súčasťou silického príkrovu? Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 79, 263–269.

MELLO, J., VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J., GARGULÁK, M., HANZEL, V., KÁČER, Š., KAROLI, S., MOLÁK, B., ŠUCHA, V. a ŠIRÁŇOVÁ, V., 1994: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu DRŽ-1 (Držkovce). Manuskript – archív GSSR, Bratislava.

MELLO, J. a kol., 1970: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000 listy Rožňava a Silica. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MELLO, J., 1975 et al.: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a priľahlej časti Čiernej Hory. Sprievodca k exkurzii B. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 7, 4, 29–63.

MIČÁK, F., 1974: Podzemné vody kvartéru Bodvianskej roviny. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

MIČÁK, F., 1975: Podzemné vody kvartéru Bodvianskej roviny. Miner. slov., Spišská Nová Ves.

MICHEL, J., DUBOVSKÝ, L. a TOMKO, J., 1960: Záverečná zpráva a výpočet zásob Včeláre – vápenec k 1. 1. 1959. Manuskript – archív Geol. Priesk. Rožňava.

MIKUŠKA, J., in KUCHARIČ, Ľ. et al., 1985: SGR-geofyzika – VP. Čiastková záverečná správa, Manuskript – archív GP Sp. Nová Ves.

MIŠÍK, M., 1951: Geologická stavba a rudné výskyty v oblasti medzi Jelšavou a Štítnikom. Manuskript AP 391.

MIŠÍK, M., 1953: Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. (Západogemerská oblasť). Geol. Zbor. III/1–2, Bratislava.

MIŠÍK, M., 1954: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. Spr., IV/1-2, Bratislava.

MIŠÍK, M., 1962: Príspevok k petrografii sádrovcovo-anhydritových hornín verfénu gemeríd. Geol. Zbor. (Bratislava), 13, 1, 149–160.

MIŠÍK, M., 1973: Litostratigrafické a mikrofaciálne štúdium hallstattských vápencov od Silickej Brezovej. (Dielčia správa). Univ. Komen., Bratislava, 47–50.

MIŠÍK, M., 1978: Kontinentálne, brakické a hypersalinické fácie v mezozoiku centrálnych Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35–48.

MIŠÍK, M. a BORZA, K., 1976: Obere Trias bei Silická Brezová (Westkarpaten). Acta geologica et geographica universitatis 30, Comenianae, Bratislava, 5–49.

MIŠÍK, M. a SÝKORA, M., 1980: Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllen, und Oberkretazische Süswasserkalke des Gemerikums. Geol. Zbor. Geol. carpath. 31, 3, Bratislava, 239–261.

MIŠKOVIC, J., 1987: Charakter a postavenie ortuťovej mineralizácie v rámci metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. Aplikácia nových poznatkov v ložiskovej geológii a užitej geofyzike. Bratislava, 81–88.

MOCK, R., 1971: Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratifraphie. Geol. Zbor., Geol. carpath. 22, 2, Bratislava, 241–260.

MOCK, R., 1973: Nález zlambašských vrstiev v Slovenskom krase. Geol. Práce, Správy 60, Bratislava, 221–224.

MOCK, R., 1975a: Meliata – typová lokalita meliatskej série. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 7, 4, 40–42.

MOCK, R., 1975b: Über trias-conodonten und einige Probleme der Trias-stratigraphie der Westkarpaten. O triasových konodontoch a niektorých problémoch stratigrafie triasu Západných Karpát. Miner. slov. 7, 27–34, Bibl. 32–33.

MOCK, R., 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. (Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians). Materiály zo seminára "Paleogeogr. vývoj Západ. Karpát", Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 321–341.

MOCK, R., 1979: Meliata – typová lokalita meliatskej série. In MELLO J. et al. : Exkurzný sprievodca prvého pracovného stretnutia o geológii najjužnejších zón Západných Karpát. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 63–66.

MOCK, R., 1980a: Gemerikum – definícia a ohraničenie. Miner. slov. (Bratislava), 12, 3, 228.

MOCK, R., 1980b: Triassic of the West Carpathians, Field Trip D. Abh. Geol. Bundesanst. Wien., Band 35, 129–144.

MOCK, R., 1980c: Triassic of the West Carpathians. Sec. Europ. Conodont. Symp. Guidebook. Abh. Geol. Bundesanst., Wien, 35, 69–98.

MOCK, R., 1980d: Újabb földtani ismeretek és nézetek a Belsö-Nyugati-Kárpátokról. Földt. Kut. 23, 3, Budapest, 11–15.

MOCK, R., 1986: Position of Tisia and Codru nappes in the Apuseni Mts and their relation to the West Carpathians and stable Europe. Newsletter N 3, IGCP Projekt N 198, Bratislava, 11.

MOCK, R., 1988: Meliatska jednotka – relikt oceánskeho dna Tethys v novom modeli vývoja Západných Karpát. Manuskript – archív (Dizertačná práca CSc.), Kat. geol. PFUK, Bratislava.

MOCK, R. a REICHWALDER, P., 1992: The Blueschist Belt of the Slovak Karst, Slovakia. – ALCAPA meeting, Graz, Austria in: Terra abstracts, Abstracts suppl. No 2 to Terra nova, Volume 4, 46, Oxford, London ... etc.

MODROVÁ, A., 1980: Mikrofosílie z nerozpustných zvyškov mezozoických a terciérnych hornín. Manuskript – archív (Dipl. práca) Kat. geol. Univ. Komen., Bratislava.

MOJSISOVITS, E., 1896: Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes Sitzungsber. d. Akad. d. Viss. Bd. CV. Wien.

MOSTLER, H. A ROSSNER, R., 1977: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyt-anisichen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 6, 2, 1–44.

MUŠKA, P., VOZÁR, J., HUSÁK, Ľ. a FRANKO, J., 1992: Interpretácia fyzikálnych a karotážnych meraní horninových súborov dvoch tektonických jednotiek v profile vrtu BRC-1 (Brusník, 1042,8 m, Rimavská kotlina). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 95, 47/51.

MÜLLER, P., 1971: Nagy Megalodontidae- maradvány az Alsó-hegyröl. - MKBT, Tájéköztató, 4, szám.

NEJDL, Z., 1970: Základný geologický výskum z. ukončenia Turnianskej kotliny. Dipl. práca. Manuskript – archív Katedry geol. a paleont., 145.

NEMČOK, A., 1953a: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. Geol. správy, IV, 3–4, Bratislava.

NEMČOK, A., 1953b: Inžiniersko-geologický prieskum pre priehradu Meliata. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 10.

NEMČOK, A., 1954: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. Geol. Správy IV,1–2, Bratislava.

NĚMEJC, F., 1936: Paleobotanický výzkum travertinových uloženin Slovenského Krasu. Rozpr. Česk. Akad. II. tř. XLVI, Praha.

NOSZKY, E., 1948: Beiträge zum geologischen Aufbau der Umgebung von Ájfalucska, Jaszó und Debröd. Relat. annae Inst. Geol. publ. Hungarici. Notitia actorum 1939–40 Bd, II. Budapest. Évi jelentése-müködési jelentések, Magy. Áll. Földt. Intéz., Budapest, 861–897.

ONDREJIČKOVÁ, A., 1975: Makrofauna z vrtu VD-1. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

ONDREJIČKOVÁ, A., 1977: Makrofauna vrtov VCH-1 a VCH-2 z Rimavskej kotliny. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

ONDREJIČKOVÁ, A., 1978a: Biostratigrafické vyhodnotenie sedimentov vrtu Blhovce (FV-1). Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

ONDREJIČKOVÁ, A., 1978b: Mäkkýše z vrtov z Rimavskej kotliny. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

ONDREJIČKOVÁ, A., 1984: Radiolaria z lokality Meliata. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 7411.

ONDREJIČKOVÁ, A., 1989: Predbežná správa o náleze radiolárií v sedimentoch vrtu Brusník-1. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. AP 8644.

ONDREJIČKOVÁ, A., 1990: Radiolárie triasu a jury Slovenského krasu. Manuskript – archív GSSR, Bratislava.
ONDREJIČKOVÁ, A., 1992: Jurské rádiolárie z vrtu BRU-1 (Brusník). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 96, 43–45.
ONDREJIČKOVÁ, A. a SNOPKO, L., 1986: Nový nález radiolárii od Betliara. – Region. geol. Západ. Karpaty, Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 21, 59–63.
ORVAN, J., 1964: Hydrogeologické pomery riečnych náplavov v povodí Slanej. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 32, 115–122.
ORVAN, J., 1969: Slaná, základný hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.
ORVAN, J., 1973a: Hačavsko-jasovská hydrogeologická štruktúra. Čiastková správa, stav k 31. 12. 1973 – predbežný prieskum. Manuskript–archív Geofondu, Bratislava, e. č. 31243.
ORVAN, J., 1973b: Jasovská jaskyňa – podrobný hydrogeologický prieskum – predbežná správa. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava, e. č. 30365.
ORVAN, J., 1974: Hačavsko-Jasovská geologická štruktúra. Manuskript – archív Výsk. Úst. Vod. Hosp., Bratislava.
ORVAN, J., 1979: Hydrogeologické pomery krasovej vyvieračky Buzgó v Bohúňove. Slov. kras 17, 77–84.
ORVAN, J., 1984: Podmienky využívania a ochrany podzemných vôd Slovenského krasu. Zborník referátov z VIII. celoštátnej hydrogeologickej konferencie, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ORVAN, J., 1991: Podzemné vody Slovenského krasu a možnosti ich využitia. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 23, 1, 51–60.
OSLANEC, J., 1970: Nádrž na Turňanskom potoku. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.
PAPP, A., 1960: Das Vorkomen von Miogypsina in Mitteleuropa. Mitt. Geol. Gesell., 51, Wien, 219–227.
PAPP, K., 1915: Magyar Birodalom vasércés kőszénkészlete. Budapest, Franklin–Társulat nyomdája, 1964.
PAPŠÍKOVÁ, M. a GRECULA, P., 1983: Palinologické hodnotenie vzoriek z lokalít ...Relíkov potok a Kotlinec, staršie paleozoikum gemerika. Miner. slov. (Bratislava), 15, 6, 551–558.
PÁCAL, Z., 1956: Stručný nástin historie dolování na zinkové a olověné rudy u Ardova. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 7.
PÁCAL, Z., 1960: Některé podklady k zahájení průzkumných prací na lokalite Pb-Zn rud u Ardova, list spec. mapy 4565. Geol. Práce, Praha, 7, AP 3332.
PAPŠOVÁ, J. a GAÁL, Ľ., 1984: Conodonts from Pelsonian – Cordevolian basinal limestones of Choč and Silica nappes. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 9, 155–164.
PECHO, J., 1954: Predbežná zpráva o výskyte sadrovca v Šankovciach. Manuskript – archív VSRP, Spišská Nová Ves.
PECHO, J., 1957: Záverečná zpráva a výpočet zásob z ložiska Šankovce – hematit – sadrovec – anhydrit so stavom ku dňu 1.1.1957. Manuskript–archív Geofondu, Bratislava.
PECHO, J. a KOTRAS, J., 1959: Záverečná zpráva a výpočet zásob z ložiska Šankovce: Fe, CaSo, 2 HO so stavom k 1. 1. 1957. Manuskript – archív Geol. priesk. (Spišská Nová Ves).
PETRÁNEK, J., 1956: Zpráva o petrografickém výzkumu vápenců z vrtu Gombasek G-3 (list spec. mapy Plešivec 4565/3). Manuskript – archív Geofondu, Bratislava. AP 1833.

PETRÁNEK, J., 1957a: Zpráva o petrografickém výzkumu některých triasových vápenců Jihosl. krasu a okolí. Zpr. o geol. výsk. v r. 1956 Čsl. Akad. Věd, Praha, 1957, 146.
PETRÁNEK, J., 1957b: Řasa cf. Acicularia sp. (Acetabulariae) v karpatském triasu. Časopis pro miner. a geol. II, 4, Praha.
PETRÁNEK, J., 1957: Složení triasových vápenců od Gombaseku v Jihoslovenském krasu. Sborník ÚÚG, 24, Praha.
PETRÁNEK, J. a POUBA, Z., 1951: Pokus o datování vývoje jáskyně Domice na základe studia tmavých zon v krápnících a sintrech. Sbor. ÚÚG, XVIII.
PIA, J., 1937: Sammel bericht über fossile Algen: Dasycladaceae 1928–1936 mit Nachträgen aus früheren Jahren. Nerast Jahrbuch f. Min., Geol. u. Paleont., Stuttgart.
PIA, J., 1940: Wirtelalgen (Dasycladaceen) aus den anisischen Kalken des Szilicei fensík im Nordungarn. Abh. Min. Geol. Inst. St. Tisza – Univ. "Tisia IV", Debrecen.
PLANČÁR, J. et al., 1975: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slov. rudohorí. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 5545.
PLANČÁR, J. et al., 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 2, 7–144.
PLANDEROVÁ, E., 1966: Palinologické zhodnotenie vrtov RK-1, RK-2, RK-3. Manuskript – archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
PLANDEROVÁ, E., 1979: Biostratigrafické zhodnotenie bridličnatých sedimentov rožňavsko-železníckej a meliatskej série na základe palinológie. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
PLANDEROVÁ, E., 1980: Nové poznatky o veku "rožňavsko-železníckej" skupiny. New Data on Age of "Rožňava-Železník" Group. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 74, 113–129.
PLANDEROVÁ, E., 1984: Biostratigrafické vyhodnotenie sedimentov a niektorých lokalít z meliatskej skupiny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
PLANDEROVÁ, E., 1986: Biostratigrafické zhodnotenie sedimentov poltárskeho súvrstvia. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 84, 113–118.
PLANDEROVÁ, E., 1990: Miocene Microflora of Slovak Central Paratethys and its Biostratigraphical Significance. Dionýz Štúr Institute of Geology, Bratislava, 5–144.
PLANDEROVÁ, E. 1992: Palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtov V-10, VTK-4, VTK-5, VTK-17 a VNT-21. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
PLANDEROVÁ, E. a SNOPKOVÁ, P., 1988: Stratigrafia vrchnotriasových tmavých bridlíc Západ. Karpát na základe palinologickej analýzy. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
PLAŠIENKA, D., 1991: Mesozoic tectonic evolution of the epi-variscan continental crust of the Central Western Carpathians – a tentative model Min. Slov. 23 (1991), Newsletter No 3, Proj. IGCP No 276, 447-457, Bratislava.
PRISTAŠ, J., 1972: Geologický výskum kvartéru východnej časti Rimavskej kotliny na liste Šafárikovo a Číž. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra.
PRISTAŠ, J., ELEČKO, M., MELLO, J. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 37-414, Turnianske Podhradie-4. Manuskript – archív Geol. Úst. D. štúra, Bratislava.
RABOWSKI, F., 1926: Badania geologiczne w Niźnich Tatrach i w górach Spisko-Gemerskich w zwiazku z problemem korzeni plaszczovin reglowych w Tatrach. Posiedz. nauk. Państw. Inst. geol. (Warszawa), 14, 12–14.
RAČKO, I., 1981: Geologické mapovanie v oblasti Hencovského potoka v Gemerskom rudohorí. Manuskript–archív (Diplom. práca) Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 6608.

RAJMAN, L., 1971: Možnosti speleoklimatickej terapie v Gombaseckej jaskyni. Manuskript – archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, B 4813.
RAKÚS, M., 1967: Jura gemeríd Západ. Karpát (Mur. planina, severogemeríd synkl. a juhoslov. kras). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 4207/13.
REICHWALDER, P., 1969: Geologická stavba paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript – archív (Kand. diz. práca) Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
REICHWALDER, P., 1970: Niekoľko poznámok k výskytu glaukofanických hornín v okolí Hačavy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 53, 157–165.
REICHWALDER, P., 1971: Rožňavská zlomová zóna a jej vzťah k sedimentácii, magmatizmu a metamorfóze. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 57, 215–222.
REICHWALDER, P., 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika v jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Západ. Karpaty (Bratislava), 18, 99–141.
REICHWALDER, P., MELLO, J. a DOVINA, V., 1976: Vysvetlivky ku geologickej mape list Nižný Medzev. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 5703.
REICHWALDER, P. a kol., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Ratkovské Bystré. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
RÉTI, ZS., 1985: Triassic ophiolite fragments in an evaporitic melange, Northern Hungary. Ofioliti (Bologna), 10 (2/3), 411–422.
ROTH, Z., 1939a: Geologie okolí Silice u Rožňavy. Rozpr.II. Tř. Čes. akad. XLIX, Praha.
ROTH, Z., 1939b: Několik geomorfologických poznámek o Jihosl. krasu a Silicke Lednici. Rozpr. II. Tř. XLIX, Praha.
ROTH, Z., 1981: Paleogeografie vnitřních Západních Karpát. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 56, 1, 47–52.
ROZLOŽNÍK, L., 1978a: A nyugati Karpatok es a lemeztektonika. Altalanos Foeldt. Szemle, 12, 67–81.
ROZLOŽNÍK, L., 1978b: Vzťah alpínskej metamorfózy k sideritovej formácii v gemeridách. Miner. slov. (Bratislava), 10, 4, 311–320.
ROZLOŽNÍK, L. a GAÁL, Ľ., 1990: Gemer – Malohont. Geológia. In: J. BOLFÍK: Gemer Malohont, I. Príroda, Rim. Sobota – Rožňava, 15–93.
ROZLOŽNÍK, M., 1985: Ťažba nerastných surovín a chránená krajinná oblasť. Chrán. územia Slovenska, 4, Bratislava, 55–57.
ROZLOŽNÍK, M., 1987a: Príspevok k analýze a hodnoteniu deteriorizačných javov v CHKO Slovenský kras a náčrt možnosti ich riešenia. Chránené územia Slov. (Bratislava), 9, 20–24.
ROZLOŽNÍK, M., 1987b: Deteriorizačné javy v CHKO Slovenský kras a náčrt možnosti ich riešenia. Chránené územia Slov. (Bratislava), 9, 20–24.
ROZLOŽNÍK, O., TOMKO, J. a ANTAŠ, J., 1974: Záverečná správa a výpočet zásob SGR – Sádrovec – VP (lokality Pusté Pole a Bohúňovo). Stav k 1. 1. 1974. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava, AP 33478, 158.
SALAJ, J., BIELY, A. a BYSTRICKÝ, J., 1967: Die Trias – Foraminiferen in den Westkarpaten. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 42, 119–136.
SALAJ, J., BORZA, K. a SAMUEL, O., 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 213.
SASSI, F. P. a VOZÁROVÁ, A., 1987: The pressure character of the Hercynian metamorphism in the Gemericum (West Carpathians Czechoslovakia). Rend. d. Soc. Italiana di Mineral. Petrologia. (Milano), 42, 1, 73–81.

SAWICKI, L., 1908: Skic krasu slowackiego s pogladem na cykl. geograficzny w krasie a w ogole. Kosmos, Lwow.
SENEŠ, J., 1946: Výskumné práce v Juhoslovenskom krase. Krásy Slovenska XXIII.
SENEŠ, J., 1950: Zpráva o geologickom výskume územia medzi obcami Moldava n. Bodvou a Drienovcom (Šomodi). Manuskript–archív Geofondu, Bratislava, i. č. 30846.
SENEŠ, J., 1957: Výsledky speleologického a geomorfologického výskumu Hačavskej jaskyne v Slovenskom krase. Geogr. čas. (Bratislava), IX, 1, 102.
SENGÖR, A. M. C., 1984: The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 195, Boulder, 82.
SENGÖR, A. M. C., 1985: Die Alpiden und die Kimmeriden: Die verdoppelte Geschichte der Tethys. Geol. Rdsch. 74, Stuttgart, 181–213.
SCHALEKOVÁ, A., 1959: Girvanely triasu a jury západných Tatier, Juhoslovenského krasu a Veľkej Fatry. Geol. Zbor. (Bratislava), X, 1.
SCHOLZ, G., 1972: An Anisian Wetterstein Limestone Reef in North Hungary. Acta Min. Petr. XX, 2, 337–362.
SCHRÉTER, Z., 1935: Aggtelek környékének földtani viszonyai. (Die geologische Verhältnisse der Umgebung von Aggtelek). A Magyar kir. Földt. Intézet Évi Jel. 1925–1928 ról, Budapest, 145–165.
SIBLÍK, M., 1967: Ramenonožci noru z lokality Drnava (Slovenský kras). Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 43, 81–97.
SIBLÍK, M., 1971: Rhynchonellidní ramenonožci anisu Slovenského krasu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 56, 163–184.
SIBLÍK, M., 1972: Spiriferidní a terebratulidní ramenonožci anisu Slovenského krasu. (Anisian Spiriferida and Terebratulida from the Slovak Carst Region). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 59, 179–202.
SIBLÍK, M., 1977: Rod Gemerithyris gen. n. (Brachiopoda) ze slovenského triasu. New brachiopod genus Gemerithyris gen. n. from the Slovak Triassic. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 2–3, 203–220.
SIBLÍK, M., 1986: Carnian rhynchonellid brachiopods from the Slovak Karst area. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 11.
SIBLÍK, M., 1990a: New Schwagerispira (Brachiopoda) from the Carnian of the Slovak Karst (SE Slovakia). Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 14, 103–108.
SIBLÍK, M., 1990b: Carnian terebratulid brachiopods from the Slovak Karst (SE Slovakia). In: Biostratigrafické a sedimentologické studie v mezozoiku Českého masívu a Západních Karpát. Sborník (2. díl), Knih. zemn. pl. nafty, 9b, Hodonín, 109–145.
SKALICKÝ, J., 1968: Geologické poměry oblasti mezi Hrhovem, Bôrkou a Zádielskou dolinou. Diplomová práce. PFKA, Kat. geol., Geofond, Bratislava, i. č. ZO 175.
SKŘIVÁNEK, F., 1958: Výzkum propastí severní časti Silické planiny v Jihoslov. krasu. Čs. kras, 11, 115–129.
SKŘIVÁNEK, F., 1965: Výskum krasu Plešiveckej planiny v Jihosl. krasu. SÚ Památk. péče a ochr. přír., Praha, KH 3508.
SLÁVIK, J. a kol., 1967:Nerastné suroviny Slovenska. Aktuality GP c 5, ÚÚG, Bratislava,3–510.
SLÁVIKOVÁ, K., 1953: Hlubinná opěrná vrtba Cakov 1. Manuskript – Archív Čs. naft. dolů, Hodonín.
SLAVKAY, M., 1992: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín , Slovenský kras, 1: 100 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. štúra, Bratislava, 150.

SLAVKAY, M. a BEŇKA, J., 1995: Geológia, mineralógia a metalogenéza olovenozinkových rúd pri Ardove. Miner. slov. (Bratislava), 27, 79–88.
SLAVKAY, M. a GRECULA, P., 1973: Geologické vyhodnotenie vrtu JP-3 (Drieňovec). In: ORVAN, J. a kol., 1974: Hačavsko-jasovská hg. štruktúra. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava, e.č. 37700.
SNOPKO, L., 1957: Predbežné výsledky štúdia stratigrafie karbonských súvrství v povodí rieky Slanej. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 11, 38–47.
SNOPKO, L., 1966: Stratigrafické členenie vrchného karbónu. Manuskript – archív Geolog. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SNOPKO, l., 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemeríd. Zborník geol. vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 8.
SNOPKO, L., 1969: O novom rudonosnom pruhu v okolí Vlachova. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SNOPKO, L., 1972: Geologický vývoj gemeríd (pre potreby GĽŠ) I. Geologická časť. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SNOPKO, L., 1974a: Stratigrafia paleozoika Západných Karpát. Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie – sekcia geologická stavba, I. časť. Slov. Geol. Úrad, Bratislava, 108–114.
SNOPKO, L., 1974b: Stavba Spišsko-gemerského rudohoria. Materiály z III. Celoslovenskej geologickej konferencie – sekcia geologická stavba, I. časť. Slov. geol. úrad, Bratislava, 121–131.
SNOPKO, L., FUSÁN, O., KLINEC, A. a VÁCLAV, J., 1959: Sádrovcovo-anhydritové ložiská vo werféne Slovenského krasu. (Výpočet zásob z lokality Strelnice, vrt G-26 a Rožňava vrt G-5 a G-1/2, G-1/2 II). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 3316.
SNOPKO, L., IVANIČKA, J., VOZÁROVÁ, A. a PRISTAŠ, J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 (Medzev-3). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SNOPKO, L. a VOZÁROVÁ, A., 1981: Litologický a petrografický výskum drnavského súvrstvia gelnickej skupiny. Západ. Karpaty, Ser. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 9, 111–144.
SNOPKO, L. et. al., 1970: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SNOPKOVÁ, P., 1975: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu DV-1 (lokalita Dlhá Ves). Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.
SNOPKOVÁ, P., 1978: Palinologický výskum vzoriek z vrtu FV-1 (Blhovce). Manuskript – archív Geofondu, FSSR, Bratislava.
SNOPKOVÁ, P., 1979: Palinologický výskum vzoriek z vybraných profilov gelnickej série – južná časť. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SNOPKOVÁ, P., 1980: Palynologický výskum vzoriek z vybraných profilov gelnickej série – južná časť. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SNOPKOVÁ, P., 1984a: Lower Devonian palynomorphs from Drnava Formation of Gelnica Group in Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (West Carpathians). Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 9, 137–156.
SNOPKOVÁ, P., 1984b: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z profilov východnej časti gelnickej skupiny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SNOPKOVÁ, P., 1987: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtov lokality Drienovec. Manuskript – archív GSSR, Bratislava.

SNOPKOVÁ, P., 1988: Palinologický výskum vzoriek zo súvrstvia Bystrého potoka a drnavského súvrstvia Medzev-3. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SNOPKOVÁ, P., 1992: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtov V-10 a VTK-5. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SNOPKOVÁ, P. a SNOPKO, L., 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov. (Západné Karpaty – paleozoikum). Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 5, 57–102.

SOBÁNYI, G., 1896: Die Entwicklungsgeschichte der Umgebung des Kanyaptatales. Földt. Közl., XXVI, Budapest, 273–293.

SOUSTRUŽNÍK, J., 1958: Výskyt olovené rudy Tiba pri Plešivci. Manuskript – archív VSRP, Spišská Nová Ves.

STEINER, A., KANDRÍK, M., MIKUŠKA, J., MELLO, J., ŠEFARA, J., BUJŇÁKOVÁ, M., GNOJEK, I., FILO, M., KUBEŠ, P., HALMEŠOVÁ, S., MARUŠIAKOVÁ, D., POSPÍŠIL, L., ZÍMA, L. a KRČMÁŘ, B., 1991: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií – región Slovenský Kras. Záverečná správa, Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

STEININGER, F., PAPP, A. CICHA, J. a SENEŠ, J., 1975: Marine neogene in Austria and Czechoslovakia. VI th Congress 1975, Veda, Bratislava, 1–183.

STIBRÁNYI, G. a GAÁL, Ľ., 1984: Ponorná priepasť v Slovenskom krase. Slov. Kras (Liptovský Mikuláš), 22, 157–167.

STRAKA, P., 1986: Hlboký štruktúrny vrt MEL-1 Meliata. Reg. Geol. Západ. Karpát, (Bratislava), 21, 89–92.

STRAKA, P., 1988: Geologické zhodnotenie a modelová predstava vzniku sedimentov reiflinskej fácie pri Čoltove. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, AP 8250, 19, 23.

STRAKA, P., 1989: Predbežná správa o náleze karbónskej konodontovej mikrofauny vo vrte BRU-1 pri Brusníku. Zborník z paleontologickej konferencie. Konferencie, sympóziá, semináre, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21–23.

STRAKA, P., HANZEL, V., HANÁČEK, J., REICHWALDER, P., VÁŽNA, Ľ., PLANDEROVÁ, E., KÁTLOVSKÝ, V. a KANTOR, J., 1984: Hlboký štruktúrny vrt MEL-1 (Meliata). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

STÜRZENBAUM, J., 1879a: Kössener Schichten bei Dernó im Tornaer Comitate. Föld. Közl., IX, Budapest, 287–289.

STÜRZENBAUM, J., 1879b: Über die geologischen Verhältnisse der Zinkerz-Lagerstätte bei Pelsőc-Ardó im Gömörer Comitat. Földt. Közl., Budapest.

SÝKORA, M. A OŽVOLDOVÁ, L., 1996: Lithoclasts of Middle Jurassic radiolarites in debris flow sediments from Silica Nappe (locality Bleskový prameň, Slovak Karst, Western Carpathians). Miner. slov. (Bratislava), 28, 21–25.

SÜMEGHI, J., 1939: Zpráva o geologickom výskume územia medzi obcami Moldava n. Bodvou a Drienovcom (Šomodi), (in SENEŠ, J., 1950). Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

ŠEFARA, J. et al., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. Manuskript – archív, Geofond, Bratislava.

ŠTÚR, D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme in der Umgebung von Schmöllnitz und Göllnitz. Jahrb. d. Geol. Reichanstalt, Bd XIX, Wien.
ŠUBA, J., 1969: Slovenský kras a Turňanská kotlina. Orientačná správa oblasti Turnianskej kotliny. Manuskript – archív Geofondu, 21083.
ŠUBA, J., 1973: Slovenský kras a Turňanská kotlina. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.
ŠUBA, J., 1979: Slovenský kras. Súborné hodnotenie ... M-122. Edícia Hydrofondu, SHMÚ, Bratislava.
ŠUF, J., 1930a: Nález triasu u Kobeliarova severne od Rožňavy na Slovensku. Věstník St. Geol. Úst., r. VI, Praha.
ŠUF, J., 1930b: Poznámky o zkaměnelinách z nových karbónskych a triasových lokalit ze sev. okolí Dobšiné a od Kobeliarova na Slovensku. Věstník St. Geol. Úst., Praha.
ŠUF, J., 1931: Diluviální zvířena od Gombaseku u Rožňavy na Slovensku. Věst. St. Geol. Úst. ČSR, 7, Praha, 161–172.
ŠUF, J., 1933: Nástin geologických poměrů území západně od Železníka na Slovensku. Věstník Král. čes. spol. nauk, Praha.
ŠUF, J., 1935: Poznámky o geologii rudní oblasti Železnické na Slovensku. Baňský svět, Praha.
ŠUF, J., 1936a: Přehled nových výskytů zkamenělinových v jihovýchodní části Slovenského krušnohoří. Čas. pro výsk. Slovenska a Podkarp. Rusi, X, Bratislava, 239–242.
ŠUF, J., 1936b: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slovenského krušnohoří. Carpatica, 10, Praha.
ŠUF, J., 1939: Předběžná zpráva o geologickém mapování provedeném v r. 1938 v kolí obcí Gemerské Kováčové, Lúčky i Bôrky na Slovensku. Hornický věstník, XXI, Praha.
ŠUF, J., 1960: Nové poznámky ke geologii okolí Kobeliarova, Štítnika a Nandráže na jižním Slovensku. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 20, 111–122.
ŠUF, J., 1963: Zpráva o geologickém průzkumu v okolí Štítniku na Slovensku. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 27, 63–67.
ŠVAGROVSKÝ, J., 1956: Zpráva o geologických mapovacích prácach prevedených v r. 1956 v západnej časti Turňanskej kotliny. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava, i. č. 2361.
TEREKOVÁ, V., 1984: Ochrana podzemných vôd v Slovenskom krase. Ochrana prírody, 5, Bratislava, 31–40.
TKÁČIK, P., 1964: Hydrogeologický prieskum Moldavskej nížiny. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.
TOLLMANN, A., 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Franz Deuticke Verh., Wien, 1–580.
TRÉGER, M., 1973: Výskyty uránonosných fosfátov v Spišsko-gemerskom rudohorí. Miner. slov. (Bratislava), 5, 1, 61–64.
TURAN, J. A VANČOVÁ, L., 1983: Výskyty zrudnených konkrécií v perme gemerika. In: Konferencie, sympóziá, semináre. Vyd. Úst. D. Štúra, Bratislava, 269–270.
UHLIG, V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. Bau und Bild Österreich. Wien – Leipzig.
UHLIG, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. K. Akad. Wiss. XCVI, Wien, 871–982.
VAŇOVÁ, M., 1959: Spodnomiocénna fauna z bazálnych zlepencov zo širšieho okolia Šafárikova na južnom Slovensku. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 51, 143–198.

VAŇOVÁ, M., 1978: Veľké foraminifery od Hostišoviec. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

VARČEK, C., 1973: Paragenetické a geochemické pomery hydrotermálnych ložisk Spišsko-gemerského rudohoria. Kap. III/c. Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript – archív, Bratislava, 122.

VARČEK, C., 1976: Základné črty metalogenetického vývoja Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spišsko-gemerského rudohoria, Košice, 36–62.

VARČEK, C. et al., 1968: Ore deposits of the West Carpathians. Guide to Excursion 24 AC. XXIII IGC, Praque, 48.

VARGA, I., 1963: Záverečná správa a výpočet zásob Šankovce-Cu (vyhľadávací prieskum). Stav k 1. 5. 1963. Manuskript – archív Geol. Priesk., Spišská Nová Ves.

VARGA, I., 1971a: Záverečná správa SGR juh VP. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava, 29718.

VARGA, I., 1971b: Vzťahy lubenícko-margecianskej línie, rožňavskej línie a štítnického zlomu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 57, 223–230.

VARGA, I., 1971c: Prejavy hercýnskych orogénnych fáz vo vývoji permu gemeríd. Effects of Hercynian orogenic phases on the evolution of Permian in the Gemerides. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 57, 349–360.

VARGA, I., 1977: O mladšom paleozoiku gemerika. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 9, 315–319.

VARGA, I., 1978: Paleoalpine geodynamics of the Western Carpathians. Miner. slov. (Bratislava), 10, 5, 385–441.

VASS, D., 1967: Vek a petrografické zloženie neogénnej výplne Komárovskej depresie. (juhozápadná časť Košickej kotliny). Zborník Východoslov. múzea, Sér. A, Geol. vedy VIII A, Košice, 87–95.

VASS, D. a ELEČKO, M., 1981: Nálezová správa o výskyte lignitu v Turnianskej kotline. Manuskript – archív Geofondu GS SR, Bratislava.

VASS, D. a ELEČKO, M., 1982: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (j. Slovensko). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 77, 111–124.

VASS, D. a ELEČKO, M. et al., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–162.

VASS, D., HÓK, J., KOVÁČ, P. a ELEČKO, M., 1993: Sled paleogenných a neogénnych, tektonických udalostí v juhoslovenských kotlinách vo svetle napäťových analýz. Miner. slov. (in press).

VASS, D. , KRAUS, I. a ELEČKO, M., 1989: Výplň Rožňavskej kotliny a údolia rieky Slaná pri Slavci. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 21, 1, 71–75.

VASS, D. et al., 1966: Vyhodnotenie výsledkov I. etapy výskumu problému: Uhlie v Rimavskej kotline. Manuskript – Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

VASS, D. et al., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-442 Poltár 2. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

VASS, D. et al., 1985: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panonskej panvy na území ČSSR. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.

VASS, D., ELEČKO, M., HORSKÁ, A., PETRÍK, F., BARKAČ, Z., MELLO, J., RADOCZ, GY. a ZLOCHA, J., 1993: Uhoľné vývoje v Turnianskej depresii na východnom Slovensku. Sbor. VII, uhel. geol. kong. Přírodov. fak. (Praha), 203–25, Praha.

VASS, D., ELEČKO, M., HORSKÁ, A., PETRÍK, F., BARKAČ, Z., MELLO, J., VOZÁROVÁ, A., RADOCZ, GY. a DUBÉCI, B., 1994: Základné črty geológie Turnianskej depresie. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 99, 7–22.

VEIZER, J., 1970: Zonal Arrangement of the Triassic Facies of the Western Carpathians: A contribution of the Dolomite problem. Ja... of Sed. petrol. (Tulsa), 40, 4, 1287–1301.

VEIZER, J. a DEMOVIČ, R., 1969: Geochemistry of sedimentary Carbonate Rocks (Mantle Series of the High Tatra Mts. and Middle Triassic of the Slovak Karst Region). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), XX, 2, 303–332.

VEIZER, J. a DEMOVIČ, R., 1973: Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the mesozoic carbonate segnences of the Western Carpathians. J. Sed. Petrol., Vol 43, N 1, 258–271.

VITALIS, S., 1909: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Bodva – und Tornabaches. Jahresberichte d. Ung. Geol. Reichsanstalt, Budapest.

VITÁSEK, F., 1930: Silický kras a jeho ledové jeskyně. Sborník ČSZ XXXVI, Praha.

VOLF, H., 1869: Das Kohlenvorkommen bei Somodi und das Eisensteivorkommen bei Rákó in Tornauer Comitate. Verhandl. d. k. l. geol. Reichsanstalt in Wien.

VOZÁR, J., IVANIČKA, J., MELLO, J., VOZÁROVÁ, A., DVOŘÁKOVÁ, V., NOVOTNÝ, M. a TOMEK, Č., 1993: Seizmický profil G-1. Manuskript – archív GÚDŠ, 25 s. a príloha Report on Seizmic Refl. Measurements.

VOZÁR, J. a STRAKA, P., 1992: Turniansky príkrov – In: Vysvetlivky ku geol. mape Luč. kotliny a Cerovej vrchoviny. 1 : 50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 42–43.

VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A., GARGULÁK, M., BODIŠ, D., HANZEL, V., MUŠKA, P. a FRANKO, O., 1989: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu BRU-1, Brusník. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

VOZÁROVÁ, A., 1973a: Sedimentárna petrografia hornín Rožňavsko-železníckej série. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava, i. č. 31630.

VOZÁROVÁ, A., 1973b: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepencov Spišsko-gemerského rudohoria. (Pebble analysis of Late Paleozoic conglomerates from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.). Zbor. geol. vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 18, 7–98.

VOZÁROVÁ, A., 1977: Petrografia mladopaleozoických sedimentov jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Západ. Karpaty, Sér. Miner. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 3, 147–174.

VOZÁROVÁ, A., 1992: Nové litostratigrafické jednotky v brusníckej antiklinále. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 96, 25–31.

VOZÁROVÁ, A., 1993: Proveniencia metapieskovcov gelnickej skupiny a vzťah k paleotektonike sedimentárneho bazénu. Západ. Karpaty, Sér. Miner. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 16, 7–54.

VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1973: Mladšie paleozoikum gemeríd a veporíd – jeho vzťah k variskému a alpínskemu orogénnemu cyklu. Zbor. X. zjazdu KBGA, Bratislava.

VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západ. Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 64, 81–96.

VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–314.

VOZÁROVÁ, A a VOZÁR, J., 1990: Olistotrómové telesá a prekotná sedimentácia v horninových sekvenciách vrtu BRU-1 (brusnícka antiklinála, Rimavská kotlina). Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 22, 4, 381–382.

VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1991: Variscides of West Carpathians – orogeny of collision type. IGCP Project No. 276. Paleozoic geodynamics domain and their alpidic evolution in the Tethys. 4th Annual Meeting. Granada, Sept. 23–28. 1991. Abstracts.

VOZÁROVÁ, A a VOZÁR, J., 1992a: Strednokarbónsky flyš v Západných Karpatoch – príspevok k tektonike južnej časti Slovenského rudohoria na základe výsledkov vrtu BRU-1, Brusník. Miner. slov. (Spišská Nová Ves, Bratislava), 24, 1–2, 53–62.

VOZÁROVÁ, A a VOZÁR, J., 1992b: The tectonic relation between the Meliata zone and Turna nappe, Southeon Slovakia. ALCAPA meeting, Graz, Austria, Abstract supplement No. 2 Terra nova, Volume 4, 69, Oxford, London, etc.

VOZÁROVÁ, A a VOZÁR, J., 1992c: Tornaicum and Meliaticum in borehole Brusník BRU-1, Southern Slovakia. Acta Geol. Hung., 35/2, 97–116, Budapest.

VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J., BAJANÍK, Š., MUŠKA, P. a PLANDEROVÁ, E., 1979: Permian of the West Carpathians, Guidebook for geological excursion. Dionýz Štúr Inst. of Geology, Bratislava, 80s.

VÖRÖS, A. a CSONTOS, L., 1992: Mesosoic plate-tektonik reconstruction of the Alpine-Carpathian-Pannonian region Part II: Plate-tectonic reconstruction. ALCAPA meeting Graz, Austria 1–3 July 1992 TERRA Abstracts, Terra nova, 4, 1992, 69, Oxford, London, etc.

ZACHAROV, M., 1984: Výskum geologicko-štruktúrnych pomerov a deformácií v Jasovskej jaskyni. Slov. kras (Liptovský Mikuláš), 22, 69–94.

ZACHAROV, M. a THURÓCZY, J., 1986: Geologický a geomorfologický charakter krasu severozápadnej časti Jasovskej planiny. Slov. kras (Liptovský Mikuláš), 24, 115–127.

ZELENKA, T., BAKSA, CS., BALLA, Z., FÖLDESSY, J., FÖLDESSY, K., JARANYI, K., 1983a: The role of the Darnó line in the Basement Structure of Northeastern Hungary. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 34, 1, 53–69.

ZELENKA, T., BAKSA, CS., BALLA, Z., FÖLDESSY, J., JARANYI, K., FÖLDESSY, K., 1983b: Is the Darnó line a paleogeographic boundary of Mesozoic age ? Földtani Közlöny. Bull. Soc. Geol. Hung., No 113, 27–37.

ZLOCHA, J., 1965: Zpráva o vyhľadávaní zásob sádrovca a anhydritu. Zpr. o geol. výsk. 1964, 2, Slovensko, Bratislava, 30–31.

ZLOCHA, J., 1973: Niklonosné produkty zvetrávania na ultrabázickom telese pri Hodkovciach na východnom Slovensku. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 5, 3, 247–256.

ZLOCHA, J., 1989: Výskyt horľavých a olejonosných hornín pri Drienovci. Geol. Průzkum 31, 7, Praha, 199–201.

ZLOCHA, J. a HOVORKA, D., 1971: Výskyt azbestov v Západných Karpatoch. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 3, 295–318.

ZLOCHA, J. a RADÓCZY, G., 1987: Földtani metszet a drienoveci barnakőszén lefordulás (Kassai-Tornaimedence) és a komjáti lignittelerek (Eszak-Borsod) területéről. – Geologický rez z oblasti drienovských hnedouhoľných výskytov (Košicko-turnianská kotlina) a komjatských lignitových slojov – Západná časť Boršodu. Manuskript – archív (písomné informácia).

ZORKOVSKÝ, B., 1961: Doplnky k poznaniu petrograficko-chemickej povahy diabázových hornín v juhoslovenskom mezozoiku. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 21, 195–200.

ZORKOVSKÝ, B., ZÁBRANSKÝ, F. a RADRO, V., 1965: Výskyt elementárnej medi severne od obce Silica (Slovenský kras). Sborník Východosl. múzea, Košice.

SUMMARY

We have defined in the Slovak karst and in the adjoining areas the following five tectonic units, whose age was generally, until quite recently, considered Paleoalpine (Pre-Upper Cretaceous). Yet, an assumption gains actually the ground that their age is predominantly Late Cimmerian (Upper Jurassic):

1. Silicicum Unit
2. Gemericum Unit
3. Bôrka Nappe
4. Meliaticum Unit
5. Turnaicum Unit

Since each of these tectonic units originated from a different paleogeographic zone, or from the margin of the then Tethyan Ocean, their lithostratigraphical contents also differ. The Upper Cretaceous and Caenozoic sediments are not part of these units.

1. Silicicum Unit

Having proved Triassic age of the Meliata "series", KOZUR and MOCK (1973a, b) defined the Silica nappe. No nappe structures have been recognized in the region of the Slovak karst before, and the ideas of some research workers (e.g. RABOWSKI 1926, ROTH 1939) implying nappe structures were, in general, not accepted. The Slovak karst Mesozoic was looked upon as a normal "envelope" of the Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie Ore Mts.

The Silica nappe is an extensive, horizontally, or subhorizontally lying nappe-like body, divided during, or after the period of overthrusting into a series of partial structures and blocks. Due to erosion and denudation several parts were removed and only rudiments remained from what were before mainly Jurassic, or Upper Triassic formations. The most widespread are the Middle- and Lower Triassic sediments. Since the Silica nappe is rootless, we do not know what was its original Paleozoic basement. Basing on its facial content Kozur - MOCK 1973 a, b, and ANDRUSOV 1975 presumed that it is, in palinspastic terms, the "norternmost" element. As regards its facial features, it can well be compared with the Schneeberg and Mürzalp nappes of the Juvavicum of the Northern Kalkalpen. However, the structural measurements could not prove tectonic transport of nappes from north to south, but, to the contrary, from south to north (GRECULA - VARGA, 1977, Ricou, written communication in 1986, HÓK et al., 1993).

Based on its age, facial and paleogeographic features, three facial groups can be distinguished:

1. Pre-rifting stage (Upper Permian - Middle Pelsonian) - lithostratigraphfic units resemble, or are identic with the other units (Turnaicum, Gemericum Units).

The Perkupa evaporitic formation of Upper Permian-?Lower Triassic age, correlable with the Haselgebirge of the Eastern Alps, is a part of it. Several drill holes sunk and/or even galleries driven within the Slovak karst region intersected large bodies of anhydrite, or gypsum, assigned to this formation (Rožňavská kotlina depression, Rakovnica, Bohúňovo, Šankovce, Meliata, Silická Brezová). Since long ago they have been mined in the Perkupa, which, by the way, lent it its name. Owing to their high susceptibility to weathering under humid conditions, which is the case in the Slovak karst, the evaporites do not crop out in this region.

The Werfenian formation has a very typical development, manifesting itself in lower part by variegated colouration and clayey-sandy character and in its upper parts by

increase, or predominance of carbonate component. This, some 800 m thick formation, consists of four units of lower order: the Bodvaszilas, the Silická Jablonica, the Rakovnica and the Szin Member.

The carbonate sedimentation totally prevailed during the Lower Anisian and extensive carbonate platforms came into being along with the sedimentation of the Gutenstein limestones and dolomites, the formation of which was supported by increasing activity of organisms, particularly of the algae. The Middle and Upper Anisian Steinalm limestones, composed predominantly of algal stalk fragments and of other organisms, are mostly organo-detritic.

During later stages (beginning of Illyrian, but locally since the Upper Pelsonian) the facial regions became diversified into:

2. Facies of carbonate platform - the whole Middle and Upper Triassic is developed in the carbonate platform facies [Wetterstein, Waxeneck (Tisovec) and Dachstein limestones], with a break in sedimentation between Triassic and Jurassic periods.

3. Facies of intraplatform depressions and pelagic facies - since (Middle) Pelsonian up (Schreyeralm, Nádaska, Reifling and Raming limestones), with gradual transition into Jurassic and without a hiatus.

In the adjoing Hungarian territory the Silica nappe floors also the Aggtelek karst, but its facial filling differs by an increased ratio of pelagic facies (much larger extent of the Hallstatt and Zlambach facies and the Nádaska limestone than in the Slovak karst - compare the geologic map of LESS et al.1988).

During the Jurassic period there predominated deep-sea formations (Allgau beds and radiolarites with olistostromes). On the other hand, the Adnet and Hierlatz limestones with basal Liassic breccias occupy only small areas.

2. Gemericum Unit

This unit encroaches only the northern margin of the map. It is not clear to date, whether it underlies the other units south of the Rožňava fault at depth, or if the basement is made of yet another unit.

The Gemericum Unit is composed mainly of the Early- to Late Paleozoic sedimentary and volcanic rocks, and subordinate Mesozoic rocks. Its shaping took place successively during the Caledonian, Variscan and finally the Alpine Orogenies, the latter lending it an Alpine structural style. However, some relic features of its former structures have been preserved [thus, GRECULA (1982), and some other geologists postulate that the Variscan structures predominate].

3. Bôrka Nappe

Along the northern margin of the Slovak karst, between the Jasov and Sirk villages, there crop out numerous, locally isolated, yet more or less continuous occurrences of Late Paleozoic-Mesozoic sequences, assigned to the Bôrka nappe. Being relatively higher metamorphosed than their environment, their common and characteristic feature is the Alpine metamorphism under conditions of medium to higher pressure, with relatively low geothermal gradient, reaching $10°C/km^{-1}$ (MAZZOLI et al. 1992).

Into so defined tectonic unit (LEŠKO - VARGA 1980, then interpreted different way) we assign the following occurrences (from east to west):on the northern slope of Jasovská planina plain, between Jasov and Hačava, in the central part of Zádielska (Blatnická) dolina valley, in the northern surroundings of Bôrka and Lúčka, a small occurrence on the eastern slope of the Krásna Hôrka castle hill, relatively larger occurrences within the Nižná Slaná depresion, north of Honce and the westernmost occurrences in the surroundings of Štítnik and Jelšava.

The setting of almost all mentioned localities is identical - they occur in the tectonic overlier of the Late Paleozoic-(?) Mesozoic envelope (the Gočaltovo group) and Early Paleozoic-(?)Lower Carboniferous units of the Gemericum Unit, and in the tectonic underlier of the Turna nappe, or directly, the structures of the Silicicum Unit.

The views as to where to rank stratigraphically and tectonically the higher metamorphosed sequences, or actually, the individual lithostratigraphic members of the sequences attributed to the Bôrka nappe, differ. The lower lying Late Paleozoic part of the nappe, which formed a part of the Rožňava-Železník series (ŠUF 1939), was assigned alternatively to Carboniferous, or Permian, and later to independent developments, or formations, respectively, (REICHWALDER 1973; VOZÁROVÁ 1973) of the lower part of the Gočaltovo Group (BAJANÍK et al. 1981). However, at that time some workers presumed their being parts of the Gemericum Unit despite the fact that several reports (REICHWALDER 1982; VARGA 1979 in MELLO et al. 1979; VARGA 1977) suggested their different metamorphic and deformational character and an allochthonous position, particularly in the surroundings of the Jasov - Medzev and in the Nižná Slaná depression.

Altough a greater diversity of views prevailed in the past as to the setting of the upper part of Bôrka nappe, a general agreement has been reached recently that its age is Mesozoic. While the age of sedimentary members of the sequence (predominantly metashales and crystalline limestones) was considered mostly Carboniferous, the setting of basic volcanics, frequently converted into green schists and glaucophanites, was problematic, still, most authors assigned them Triassic age (KAMENICKÝ 1957). Later detailed mapping (REICHWALDER 1970, 1973) in the surroundings of Hačava, but also at other localities, have shown that both, sediments and basic volcanic rocks represent an unified sedimentary-volcanic sequence, which can be stratigraphically correlated with the Meliata series. In contrast to the weaker- or nonmetamorphosed sequences of the Meliaticum Unit s.s., for which the Triassic, or Triassic-Jurassic age has been determined at a number of localities (KOZUR - MOCK 1973; MOCK 1975; DUMITRICA - MELLO 1982; MELLO et al. 1983), there is a dearth of data from higher metamorphosed sequences, or pertinently, from their individual lithological members to make a more exact stratigraphic definition. A stratigraphic dating of an occurrence in the Hačava area allowed to assign it to the Turna nappe, however, the conodont findings in the Šugovská dolina valley and in the underlier of Radzim (MELLO et al. 1983) indicate Triassic age of the Bôrka nappe. In addition, the correlation of some lithological members of the Bôrka nappe with similar rocks in the stratigraphically defined neighouring units (Turna nappe, Meliaticum Unit) also strongly support its Mesozoic (Triassic-?Jurasic) age.

The following reasons led us to assigning the higher metamorphosed Late Paleozoic-Mesozoic sequences at the mentioned occurrences into an independent tectonic unit - the Bôrka nappe:

1. Identical lithofacial development of the Late Paleozoic and Mesozoic members at all mentioned occurrences, differing from tectonic units in both, their overlier (Turna nappe, Silicicum Unit), and underlier (Gočaltovo Group of the Gemericum Unit).

2. Identical type and degree of metamorphism with a distinct metamorphic jump as compared to the underlying, or overlying tectonic units.

3. Similar deformational style, characterized by a complicated imbricated internal structure, with individual lithological, or lithostratigraphical members being frequently tectonically contacted. The folding deformations have a superimposed character, the older, very tight folds of isoclinal type being intensively refolded and often accompanied by intensive development of crenulation cleavage. A distinct stretching lineation manifested by a marked preferred orientation of metamorphic minerals (glaucophane, phengite, calcite etc.), and also by stretching and dynamic recrystallization of clastic grains and pebbles, observable at several localities.

4. All occurrences were ranked into a distinctive zone fringing the northern margin of the Slovak karst. No equivalents of so defined tectonic unit have been documented in tectonic outliers, or tectonic scales, respectively, in more internal (more southerly situated) parts of the Slovak karst (S of Rožňava fault).

4. Meliaticum Unit

This tectonic unit is composed of fragments originating from oceanic and paraoceanic mobile belt located between the shelves of Europe and Apulia, respectively. This mobile belt, known as the Meliata ocean, was a part of the Paleotethys, as defined by SENGÖR (1984, 1985), or of the Cimmerian ocean, according to KOZUR (1991) (or other oceans, as defined by different authors, for caption see, for instance KÁZMÉR - KOVÁCS 1989).

The ocean was formed due to rifting and spreading between Pelsonian and Carnian stages and ceased to exist during the Uper Jurassic (Oxfordian) collision. According to various estimates it reached, at its best, a width of 800-1000 km and a depth of several thousands of meters.

Its characteristic feature was the sedimentation of deep sea sediments (pelagic, often radiolarian limestones, radiolarites, siliceous pelites, black shales and turbidites). During the rifting the sedimentation was accompanied by submarine volcanic activity (development of basic and ultrabasic rocks of the ophiolitic suite). The pre-collisional stage was characterized by abundant turbidites and by formation of extensive olistostromes, with olistoliths, reaching the size of up to several hundreds of meters.

The majority of rock formations were subducted during the course of Upper Jurassic collision and only few fragments are preserved, since they obducted to form accretional prisms, or evaporitic melanges at the bases of higher nappes.

From the afore mentioned it follows that the situation concerning the lithostratigraphic content of the Meliaticum Unit is more complicated than it is in other tectonic units shown in the map. After reassigning some of the sequences, formerly thought to belong to either Meliaticum Unit (s.l.), to Turna, or to Bôrka nappes, only few occurrences were left in the Meliaticum Unit s.s. (surroundings of Meliata, Držkovce, Čoltovo, Bretka, Mikolčany, N slopes of the Plešivec karst plateau and several drill hole intersections). However, all these occurrences have a melange, or an olistostrome character, thus, we are facing the same problem as did geologists in Klippen belt for decades: to recon-

struct sequences and paleogeography of the klippen (olistoliths), scales and torn away fragments.

Since the melange character of the Meliaticum Unit is now a well established and generally accepted fact, any attempt to superpose beds could only be hypothetic, and any reconstruction would be based on various, mutually unrelated occurrences, or occurrences, correlable only within individual blocks (olistoliths). As pointed out by KOZUR (1991, 104), the melanges were envisaged as normal sequences, dated on the basis of fossils from blocks, which led often to false paleogeographic and tectonic reconstructions.

As reported quite recently by Mock (in his lecture in November 1992) even the very type locality of the Meliaticum Unit in Meliata is now at odds in this respect.

A number of attempts has been made to reconstruct and to codify the lithostratigraphic content of the Meliaticum Unit (GAÁL - MELLO 1983; KOZUR - MOCK 1985, 1987, 1988; GAÁL 1987; KOVÁCS 1984; KOVÁCS et al. 1989; KOZUR 1979, 1991 a o.), but since no identic sequences were expected to occur in the centre, or at the margins of such an extensive sedimentary basin, logically, several facial areas have been defined (mainly from Hungarian territory). The problems appear only in the areas where the neighbouring tectonic units contact each other, because some lithostratigraphic units in such neighbouring units are identical.

As regards their timing we can divide the Meliatic lithostratigraphic units into several groups:

a) pre-rifting formations

b) syn-rifting (oceanic) formations

b_1) sedimentary

b_2) rocks of ophiolite suite

c) formations of pre-collisional and collisional stage.

Blocks and fragments of the pre-rifting stage (up to Middle Pelsonian) indicate that the superposition could here be compared to the neighbouring units. After the outbreak of rifting both formerly contiguous parts of the bottom, on which the shallow water shelf carbonates sedimented, started to crack, break and to drift apart, the blocks descended either along listric faults, or along faults of domino type progressively deeper and became covered by pelagic sediments, which often filled the crevasses and cracks between the blocks.

An ophiolitic sequence (ultrabasic rocks, pillow-lavas), locally with radiolarite intercalations in the pillow-lavas, was formed during the rifting stage in the centre of the trough situated within the oceanic crust (but frequently also on the adjoining light carbonates). This lasted, according to KOZUR (1991), only until Lower Cordevolian. Upward it is overlapped by the Middle Carnian to Norian variegated radiolarites with rich radiolarian and conodont fauna. No more volcanic rocks occur either in these, or in any other overlying beds.

He reported that during the Middle and Upper Anisian there formed pelagic limestones within the marginal parts of the rifting basin (on a thinned continental crust), whereas during Ladinian through to Cordevolian stage there formed silicites, and during the Upper Triassic - the cherty limestones.

The sedimentation of pre-flysch sequences, with alodapic limestones and shales, started during the Upper Norian. The Liassic times have seen sedimentation of a thick flysch sequence, composed of graded-bedding sandstones, siltstones, shales, some

limestones and the olistoliths of Triassic rock also made their first appearances. However, the flysch sedimentation may have started as early as in the Upper Norian.

The Middle Jurassic rocks comprise dark shales and turbidites with frequent olistoliths of Triassic rocks. Thin beds of siliceous shales, siliceous manganiferous shales and thin beds of dark, or red radiolarites contain abundant Aalenian to Callovian radiolarian fauna. The youngest radiolarian fauna comes from the basal Oxfordian, which marks, in fact, the latest dating of the oceanic-suboceanic Meliaticum Unit (KOZUR 1991).

5. Turnaicum Unit

It represents a rootless nappe composed of several partial units emmerging from the underlier of the Silica nappe. Its original definition implied only the Triassic and Jurassic rocks, however, not long ago, the Paleozoic rocks of the Brusník anticline (VOZÁROVÁ - VOZÁR 1992) were also assigned to it. All these rocks are well comparable with the Paleozoic rocks of the Szendrö Mts. Since the Lower Triassic rocks (pre-rifting stage) can be correlated with the Silica nappe and the Pelsonian to Upper Triassic rocks have a more pelagic character relative to the rocks of the Silica nappe, the majority of research workers sought their origin on the slope between the Silica carbonate platform and the Meliata oceanic trough. Most Turnaicum rocks are affected by low metamorphism (anchizonal conditions). Their extent is as follows: the Turnianska kotlina depression, the area between Brusník and Slovenská skala, surroundings of Štítnik, Honce and other small occurrences.

A typical and from the lithological point of view an important feature is the presence at some localities of the Middle and Upper Triassic grey cherty limestones and dark shales with intercalations of sandstones, or Middle Carnian volcanic rocks. At the locality Stráňa near the Jelšavská Teplica there also occur the Hallstatt type facies. The (Gutenstein) dolomites and pale massive limestones are typical rocks of the Anisian stage.

This unit is not a complete novelty in the Slovak karst either from tectonic, or from lithostratigraphic point of view. Its precursors, or fundaments, are the complexes denominated in the past as the "Rudabánya Triassic development" in the Turnianska kotlina depression (BYSTRICKÝ - FUSÁN - MAHEĽ 1956, BYSTRICKÝ 1964 a o.) and the complexes of the so called "metamorphosed Mesozoic Tri Peniažky - Slovenská skala" (BYSTRICKÝ 1954, 1964 a o.).

After establishing the Meliata "series" (KOZUR - MOCK 1973a, b) some localities have been assigned to either the above series (e.g. in the Turnianska kotlina depression, Mello 1979; near Striežovce, GAÁL 1984), or to the lower metamorphosed slice of the Silica nappe (Slovenská skala slice, MELLO IN BAJANÍK et al. 1984).

Upper Cretaceous

The Upper Cretaceous (Senonian) sediments occur in the form of small inliers amidst the Triassic rocks of the Silica nappe, and are either wedged between the two partial structures (Campanian pale limestones in the Miglinc valley, MELLO - SALAJ 1982), or fill the vugs in the Wetterstein limestones [Santonian-Campanian dark shales and sandstones in the Gombasek quarry; MELLO - SNOPKOVÁ (1973), MARSCHALKO - MELLO (1993)].

Caenozoic

Caenozoic (Tertiary and Quaternary) sediments overlap the above mentioned Paleoalpine tectonic units, particularly in the Rimavská, Rožňavská and Moldavská kotlina depressions. In the Moldavská kotlina depression their sedimentation begun as early as during Eocene (Šomod Formation with coal seams), while the well known Drieňovec conglomerates are of the Oligocene age. The oldest formation in the NE part of the Rimavská kotlina depression is the Číž Formation (Oligocene, Kiscelian). In the marginal parts of the basins there predominate Miocene conglomerates, sandstones, breccias and limestones, whereas in the deeper parts the clays and siltstones. The Neogene sedimentation ends in all three depressions by the development of gravels, sands and variegated clays of the Poltár Formation (Pontian).

Of the Quaternary sediments there prevail on the karstic plains the sediments produced during processes of karstification, weathering, slope adjustments and gravitational transport processes, whilst in the river valleys and depressions there prevailed the processes and sediments associating with the erosional and accumulating activity of rivers and creeks. The Slovak karst plains have typically developed the cave sediments, the relic weathering crusts with eluvial, and the slopes with deluvial sediments. The depressions and larger valleys are characterized by polycyclic development of fluvial terrace sediments and by proluvial sediments of alluvial cones. In depressional uplands and relic terrace benches there are preserved eolian-deluvial sedimentary covers - loesses and loessy loams. There are abundant occurrences of fresh-water limestones (travertines), while the low bogs occur only sporadically (PRISTAŠ in MELLO et al. 1992).

GEOPHYSICAL FEATURES OF THE AREA

The limits of lithosphere are at depths ranging from some 90 km to more than 120 km and the thickness of crust ranges from 27 to 34 km. The shape of Moho was derived from the existing HSS data (including the discrete data) and from the stripped gravimetric map, which was used as a "master" field (ŠEFARA et al., 1987).

The results of heat flow monitoring (KRÁL, 1987) have shown that the lowest values occur in Rimavská kotlina depression (around 60 mWm^{-1}). An overall increase of heat flow values was observed southwards, towards the Hungarian territory, and eastwards, with the values reaching more than 100 mWm^{-1}.

The seismicity of the broader area under study is insignificant. The only seismotive zones were recorded along the faults surrounding the Košice and along the Muráň fault (POSPÍŠIL, 1989).

The sources of regional gravity anomalies reaches the depths of 5 km and represent several independent sources of predominantly light masses. The most extensive one is the negative anomaly running across the Gemeric granite and the other, induced by the strongly magnetic Rochovce granite, occurs in the Kohút area. So far unsatisfactorily explained the so called Drieňovec gravity and magnetic anomaly should also be mentioned in this context (STEINER et al. 1991).

The Komárov and Rochovce magnetic anomalies are considered to be the most remarkable sources of regional magnetic anomalies within a broader area. The former is induced by an extensive ultrabasic, partly serpentinized body reaching a depth of some

5 km, while the latter is due to highly magnetite enriched Rochovce granite. The most extensive sources of geologicaly unexplained magnetic anomalies were located within the broader surroundings of Rožňava.

Tectonic zones of probable lithospheric, (lineaments) and deep zones of probable crustal ranking have been delineated. Upper crustal origin have the remaining zones, such as Transgemericum, Rožňava zone etc.

As a result of anomalous thickness of lithosphere, representing either a relic of subduction, or a fossil island arc (CZILLAG et al.,1983), greater part of the area in question can be considered, from neotectonic point of view, relatively stable.

To assess physical properties of rocks in the area in detail, STEINER et al. (1991) used satellite images, airborne geophysical measurements, ground magnetometry, gravimetric measurements and regional geophysical profilings.

A REVIEW OF GEOMORPHOLOGIC DEVELOPMENT OF THE REGION

Owing to considerable areal extent of karstified limestones the older flattened surfaces and relief patterns are well preserved. At the end of Egerian stage the region was uplifted and consequently the sea regressed from the Rimavská kotlina basin southwards. However, no surface patterns to mark this stage have been preserved.

We consider the heep-like hills, soaring some 70 to 100 m above the flattened surface of the Koniar and Plešivec karst plateau (Veterník, Ostré vŕšky, Štít), the oldest (Middle Miocene) surficial features. Less distinct are the elevations in the Silická planina plain and in other parts of the Slovak karst, which protrude only 40 - 70 m over the flattened surface (e.g. Zakázané, Pavlovský vrch, Žmaň). Their isolated, heep-like forms developed in the course of an extensive peneplainization during the Pannonian stage. Due to intense fluvial activity a large part of the region was covered by alluvial gravels, originating from the Paleozoic rocks of the Gemericum Unit. Scarce remnants of these gravels can even recently be found in karstic holes and pockets in the Slovak karst.

As a repercussion of Atic movements, after Pannonian stage there occurred in the central part of Slovak karst a very distinct and relatively fast uplift. The greatest amplitude, up to 530 m, has been reached in the Plešivec karst plateau. The whole area became smoothly tilted southwards. This uplift provoked essential changes in the country's configuration. The drainage carved deeply into the basement preferably along the tectonically weakened zones. Distinct canyons and depresions came to being and the fault-bound corrosional abysses indicating that karstification progressed vertically, formed within the plateaus. It was then that the development in the Slovak karst of a part of today's sinkholes and karstic hollows begun (JAKÁL,1971). At the same time transport of the bulk of fluvial deposits and of the weathering crusts was initiated.

During Pontian the region slightly subsided. Thick beds of gravel, sand and locally clay of the Poltár Formation sedimented in the narrow gullies of Štítnik, and Slaná in the Rožňavská kotlina depression and in the northern part of the Rimavská kotlina depression.

During the Upper Pliocene, a period of relative tectonic relief there formed in the regions of the Revúcka vrchovina highland, in the Bodvianska pahorkatina upland and in the northern part of the Rimavská kotlina depression a flat, graded relief, with a drainage network platform, carved mainly in the Poltár Formation sediments. Meanwhile, the

protruding plains were subject to intense karstification, accompanied by formation of the majority of local caves.

The Valachian movements at the end of Pliocene brought about yet another uplift in some parts of the region, however the central part of Slovak karst remained intact. The Muráň - a small river running between Meliata and Bretka, which formerly broadly meandered within the sediments of the Poltár Formation, carved epigenetically into the Middle to Upper Triassic limestones, sustaining its meandering course. Thus, a 50 m deep canyon, straddled by slopes with four cave horizons has developed, evidencing the stage character of the uplift during the Pleistocene epoch.

The Slovak karst plains are considered now to be complete plain karst composed of semi-massive structures (MAZÚR - JAKÁL, 1969). Of the karren there prevail common, irregularly shaped types, but also fissure and well karren occur sporadically. Larger karren fields occur near Kečovo, Silická Brezová, Hrhov and frequently also on the plain slopes. The karstic hollows are morphologically classified as the funnel, dish and cauldron types (JAKÁL, 1975). Their density may reach locally up to 50 per sq. km. They often follow tectonic lines. Rarely occur slumped karstic hollows, formed due to collapsing of the cave's ceiling (e.g. Silická ľadnica). Of the fluvio-karstic features there occur the blind and semi-blind valleys, such as those north of Silická Brezová, and the bag-like valleys on the south of the Silická planina plain.

ENVIRONMENTAL GEOFACTORS

The Slovak karst is a region of extraordinarily strong influence of the rock environment upon the individual components of the country, with direct, or indirect influence upon various elements of the environment. Especially the character of relief, original cover, groundwater regimen, but also of the biosphere are directly related to the rock basement. Specific lithologic and geomorphologic features of the region pre-conditioned the emergence of particular geobiocenoses with a whole range of rare plants and animals, nowadays threatened by extiction. The uniqueness of natural heritage of the Slovak karst and its extraordinary scientific and cultural import are by far exceeding the borders of the Slovak Republic. To preserve natural resources and cultural memorabilia of the country and to optimize its environment the UNESCO incorporated the Slovak karst into the programme MaB (Man and Biosphere).

As regards their influence upon the environment the rocks of the area mapped may be divided into two main groups:

A./ Mesozoic carbonates with well developed karstic relief,
B./ Paleozoic, Lower Triasic and younger cover units rocks.

Distinct differences between the two mentioned groups not only reflct the development of their relief, but also the use of their natural resources by man. Over considerable parts of the mapped Slovak karst plains the Mesozoic carbonates (A) have undergone an intensive superficial and underground development, with almost complete inventory of represented forms (first degree of relief karstification, after JÁKAL, 1991). JAKÁL (1991) proposed a following sequence and priorities to exploit the natural resources in karstic areas (these may very well be applied to the Slovak karst region too):

1. water management,
2. forestry management,
3. tourism,
4. minerals mining,
5. agriculture

The rocks pertaining to the group B, i.e. clastic Paleozoic, Lower Triassic and younger cover sequence sediments (or volcanic rocks) more or less contiguously fringe the limestone plains of the Slovak karts and underlie large areas of the western part of the area mapped. As far as the exploitation of natural resources is concerned the forestry management and the agriculture come as first and of local importance are also mining and tourism. The water management is restricted to hydrogeologically favourable structures.

The Slovak version describes in detail the above priorities in the country exploitation, in compliance with the above five categories and specifies the prevention measures.

From the above review it follows that the industrial use of Mesozoic carbonates in this area is limited, nevertheless they represent a considerable natural potential, exploitable in touristic, scientific, and recreational terms. They are an important reservoir of karstic waters. A stronger emphasis should be put in the future to harmonizing the objectives of business activities with social interests to preserve extraordinary scientific and cultural heritage of this region.

HYDROGEOLOGICAL SETTING

Four hydrogeologic wholes can be delineated in the region. The oldest repesents a complex of Paleozoic and partly also of Mesozoic rocks, belonging to the Gemericum tectonic unit. Low water-bearing rock, with mainly fissure permeability and an average groundwater runoff ranging from 2.6 to 3.2 $l.s^{-1}$ $.km^{-2}$ (HANZEL, 1981), distinctly predominate. The mineralization ranges between 124.4 and 350,5 $mg.l^{-1}$. The groundwater regimen is strongly influenced by mining.

Most important is the Mesozoic hydrogeological whole, composed of three tectonic units. The Triassic limestones and dolomites with fissure, but mainly karstic and karstic-fissure permeability are the main aquifers. On the basis of its tectonic setting, the Slovak karst region has been divided into four independent hydrogeologic structures. The discharge from springs ranges from 0.0 to 1111,0 $l.s^{-1}$.

However, the springs and karstic exsurgences are not the only means of dewatering. There also exist concealed runoffs and losses of water to deeper structures of the Slovak karst proper and to the rocks off the Slovak karst area, which underlie the Tertiary sediments of the Rimavská kotlina depression. The content of mineralization in groundwater ranges between 221.1 and 796.9 $mg.l^{-1}$.

Different hydrogeologic conditions prevail within the Tertiary sediments of the Rožňavská, Moldavská and Rimavská kotlina depressions. The groundwaters are bound to gravel and sand beds of intergranular permeability, or to limestones and conglomerates, respectively. A considerable part of this whole is represented by the impermeable, variegated clays. The discharge from wells is generally less than 0.5 $l.s^{-1}$, scarcely around 1.0 $l.s^{-1}$. The mineralization ranges from 0.1 to 0.35 $mg.l^{-1}$.

The Quaternary sediments, with their intergranular permeability, stand for another important aquifer. They are represented mainly by fluvial sediments of the Slaná, Štítnik, Muráň, Tisovec, Bodva and Turniansky potok creeks. The discharge from wells ranges from 0.1 to 19.0 $l.s^{-1}$ and the mineralization between 0.1 and 0.4 $mg.l^{-1}$.

There are no natural mineral water exsurgences in the area. The only thermal waters, heated to 39.1 - 50.1° C, intersected the well MEl-1 in Meliata.

MINERAL POTENTIAL

As regards the Slovak karst's mineral potential, the geologic structure and the rock composition are favourable rather for industrial than for metallic ore minerals. There was some iron ore mining, with smaller ratio of copper and mercury at some occurrences in the northern part of the area, where the Meliaticum, Turnaicum and Silicicum units tectonically contact the Gemericum Unit, and within a belt of elevations of the Brusník anticline and of the Meliaticum Unit, which stretches north-easterly. Unfavourable industrial developments and economic impacts between 1960 and 1980 led to gradual decline of mining activities and ultimately to abandonement of all mines.

The industrial minerals are of much greater interest. Enormous masses of carbonate rocks are being used in metallurgy, chemical industry, cement manufacture, as well as building and decoration stones. Despite of being regionally distributed and having large thicknesses and calculated reserves the anhydrite and gypsum have not been mined to date. In contrast, rich barite veins near Krásnohorské Podhradie are already exhausted. The ceramic minerals are bound to either the Poltár, or the Košice Formation and form, together with the Quaternary sediments, the reserves for brick manufacture. Of the kaustobiolites only the peat is being worked from ponds near Hrhov, whilst lignite and coaly clays near Drienovec have no economic value to date.

SLAVKAY (1992) described characteristic features of the region's mineral potential such as topographic distribution of occurrences and deposits, their geologic setting, origin, processibility properties, forecasts, indications, criteria, use and eventual options for further application. Each type is shown in the map. He reported altogether 212 occurrences and deposits, of which 137 are industrial minerals and 75 metallic ores. Slovak text brings also a brief outline of individual types of minerals and their representatives.(Suppl. No. 1).

INDUSTRIAL MINERALS

Cement manufacture minerals, metallurgical and chemical limestones
Decoration stone
Travertine
Building stone
Gravels and sands
Ceramic clays
Brick manufacture loams
Barite
Anhydrite and gypsum
Asbestos and talc

Phosphates
Kaustobiolites

METALLIC ORES

Iron ores
Uranium ores
Lead-zinc ores
Mercury ores
Aluminium ores
Chromium ores
Copper ores

Assessment of mineral potential

The assessment of mineral potential of the Slovak karst, a region with an uneven degree of information, resulted in delineating potential and perspective areas. A total of 5 areas with mineral potential, 11 perspective areas and several additional independent areas with other minerals were delineated.

There is a potential to exploit industrial minerals in the Slovak karst region. This potential derives from its geological structure, favourable lithological horizons and structures and is multiplied by availability of geophysical and geochemical anomalies and by existence of mineral deposits and occurrences.

Despite the fact that essential part of the area has been proclaimed Protected Area, several mineral resources could be exploited on condition that effective environmentally protective measures are adopted and consistently sustained. Therefore, we recommend further geologic research and exploration.

EXCURSION LOCALITIES

Out of large number of localities worth to sightsee selected were those most spectacular, best accessible and most attended ones. Still, the explanations are too brief to satisfy curiosity hunters, therefore, we recommend special excursion guides (BYSTRICKÝ - BIELY, 1966; BYSTRICKÝ et al., 1973; MELLO et al., 1975; MOCK, 1980; VOZÁROVÁ - VOZÁR et al., 1979 etc.), which cater for details.

A location sketch (Fig.11) and an overview fitting to tectonic units and stratigraphic ranking (Table V) are attached to allow for better selection of localities and choice of routes.

Translation: B. Molák

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE SLOVENSKÉHO KRASU

Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1997

Vedecký redaktor: doc. RNDr. Michal Kaličiak, CSc.
Vedúca redakcie: Ing. Janka Hrtusová
Jazyková redaktorka: Mgr. Viera Gardošová
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová
Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Náklad: 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Crolit Nové Zámky

ISBN 80-85314-64-9

1B159a
10.448/97

Mapa ložísk a prognóz nerastných surovín SLOVENSKÝ KRAS

Zostavil: M. Slavkay, 1991
M = 1 : 50 000



ISBN 80-85314-64-9