

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
PIENÍN, ČERGOVA,
L'UBOVNIANSKEJ
A ONDAVSKEJ VRCHOVINY

1 : 50 000

JÁN NEMČOK et al.



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA • BRATISLAVA

**JÁN NEMČOK, MICHAL ZAKOVIČ, VIERA GAŠPARIKOVÁ,
TIBOR ĎURKOVIČ, PAULÍNA SNOPKOVÁ, KAMIL VRANA,
VLADIMÍR HANZEL**

VYSVETLIVKY

**KU GEOLOGICKEJ MAPE PIENÍN, ČERGOVA,
ĽUBOVNIANSKEJ A ONDAVSKEJ VRCHOVINY**

V MIERKE 1:50 000

Zostavil: JÁN NEMČOK

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1990

OBSAH

Úvod (J. Nemčok)	7
Prehľad geologických výskumov (J. Nemčok)	8
Geologický vývoj (J. Nemčok)	11
Prehľad geologickej stavby (J. Nemčok)	13
Charakteristika zastúpených útvarov (J. Nemčok)	14
Vnútrotné Západné Karpaty (Ružbachy) (T. Ďurkovič, A. Kullmanová, J. Nemčok)	14
Ružbašské mezozoikum	14
Trias	15
Jura	19
Jura - krieda	20
Vnútrokarpatský paleogén	21
Haligovská jednotka (A. Kullmanová, J. Nemčok, M. Rakús)	26
Mezozoikum	26
Trias	26
Jura	27
Jura - krieda	30
Krieda	30
Paleogén	31
Bradlové pásmo (J. Nemčok)	33
Mezozoikum	34
Jura	34
Jura - krieda	39
Krieda	42
Krieda - paleogén	44
Paleogén	44
Ombronská geotektonická jednotka	49
Vonkajšie flyšové pásmo (J. Nemčok)	51
Magurská tektonická jednotka	53
Krynická (čergovská) litofaciálna jednotka ...	53
Bystrická litofaciálna jednotka	58
Račianska litofaciálna jednotka	64
Smilnianske tektonické okno (útržok)	70
Kvartérne sedimenty (J. Nemčok)	73
Tektonika (J. Nemčok)	79
Hydrogeologické pomery (V. Hanzel - M. Zakovič)	85
Hydrogeologický celok paleogénnych sedimentov ...	85
Súvrstvie v pieskovcovom alebo hruborytmickom, zväčša pieskovcovom vývoji	87
Ílovcovo-pieskovcové súvrstvie s prevahou pieskovcov	91
Súvrstvia v ílovcovom alebo drobnorytmickom ílovcovo-pieskovcovom vývoji	92

Hydrogeologický celok karbonátov mezozoika	92
bradlového pásma	94
Hydrogeologický celok ružbašského mezozoika	95
Hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov	100
Minerálne vody	103
Hydrogeochemické pomery (K. Vrana)	103
Petrogénne podzemné vody	105
Fluviogénne podzemné vody	106
Polygénne podzemné vody	106
Problematika ochrany podzemných vôd	113
Nerastné suroviny (J. Nemčok)	113
Rudy	114
Nerudy	116
Geofyzikálna preskúmanosť (J. Nemčok)	118
Literatúra	
Anglické resumé (Explanations to the geological map of Pieniny, Ľubovnianska vrchovina highland and Čergov Mts.)	129

ÚVOD

Región sa nachádza v oblasti východných a Nízkych Beskýd (E. MAZÚR - M. LUKNIŠ 1980). Oblasť Pienín, Ľubovnianskej vrchoviny, Čergova a Ondavskej vrchoviny tvorí orografický základ geologickej mapy. Severnú hranicu regiónu tvoria česko-slovensko-poľské hranice, južná hranica prebieha približne po spišsko-šarišskom medzihorí a na východe región ukončuje rieka Ondava.

Územie mapy je geologicky budované vnútornými Karpatami, ktoré reprezentujú mezozoické sekvencie ružbašského ostrova uprostred vnútrokarpatského paleogénu, bradlovým pásmom a vonkajším flyšom. Vonkajší flyš zastupujú tri čiastkové litofaciálne magurské jednotky (krynická, bystrická, račianska) a smilnenské tektonické okno, ktoré je pokračovaním dukelskej jednotky pod magurským príkrovom.

Geomorfológia regiónu bola ovplyvnená nielen geologickým zložením, ale hlavne tektonickým porušením litofaciálnych sekvencií flyšu. Predznačená bola litofaciálnym zložením paleogénnych sedimentov flyšu i mezozoických členov vnútorných Karpát a bradlového pásma. Prevala pieskovcových lavíc flyšového vývoja krynickej jednotky nad inými flyšovými vývojmí ovplyvnila do značnej miery horský charakter Západných Beskýd, a to i Čergova. Prevala ílovcov vo vnútrokarpatskom a ombrónskom paleogéne zase bola živnou pôdou pre tvorbu depresných oblastí. Región leží v povodí Dunajca, Popradu, Tople, Oravy a Ondavy. Najnižšia nadmorská výška je v oblasti Demjaty, asi 290 m a najvyšší bod je kóta Čergov, 1049,3 m.

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Geologický výskum bradlového pásma, vnútorných Karpát, ako aj flyšových sekvencií nemá veľmi bohatú históriu. Výnimku tvoria Pieniny, ktoré sú dnes národným parkom, chráneným pre jeho nádherné prírodné osobitosti. Cez Pieniny preteká rieka Dunajec, ktorá sa meandrovite prediera medzi vysoko vyčnievajúcimi brálami nad jej úrovňou. Oblasť Pienín je zaujímavá nielen geologicky, ale aj botanicky a aj ornitologicky. Geológovia, botanici a ornitológovia v tomto krásnom kúte Slovenska oddávna študovali jeho rozmanitosti a zložitosti. Výsledky najstarších výskumov z odboru botaniky, medicíny, ornitológie, ale aj geológie sú dostupné v malom území priamo v centre oblasti - v Červenom Kláštore.

Geologické výskumy Pienín, ktoré od čias V. UHLIGA (1890) nadobudli vážnosť pre zložitost' tektonickej interpretácie, do dnešných čias nestratili na zaujímavosti. Počas celej vyše storočnej práce celého radu geológov z Poľska, Československa, ale i bývalého Rakúska-Uhorska sa s definitívnou platnosťou neuzavrel výskum pieninského bradlového pásma.

Oblasť Pienín v širšom okolí Červeného Kláštora, Szczawnicy, Niedzicy a Czorstyna preštudovali také kapacity geologického výskumu, ako je V. UHLIG (1878-1890), F. HAUER (1869), M. NEUMAYER (1868a, b, 1871-1873), D. ŠTÚR (1860), M. LUGEON (1903), F. RABOWSKI (1925-1931), L. HORWITZ (1922-1963), M. LIMANOVSKI (1904-1913), D. ANDRUSOV (1926-1960), K. BIRKENMAJER (1958-1960) a ďalší.

Význam bradlovej oblasti v Pieninách bol zvlášť v minulosti preto taký príťažlivý, lebo oblasť haligovského bradla je tvorená aj triasovými vápencami a dolomitmi. Je známe, že v celom bradlovom pásme triasové sedimenty sú skôr raritou ako normálnou bradlovou litofaciálnou sukcesiou.

Výsledok dlhotrvajúcich výskumov tejto oblasti priniesol veľký pokrok v stratigrafickom rozčlenení hlavne tvrdých bradiel a menej v ich mäkšom obale. Problematika vzniku bradlového pásma ako celku je zašifrovaná v objasnení vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov. Sama haligovská jednotka má charakter bradiel, ale jej paleogeografická príslušnosť zostane ešte dlho neobjasnená. Do dnešných čias jestvujú tri vysvetlenia jej paleogeografickej príslušnosti, pre ktoré sa zhromažďujú fakty. Haligovská jednotka je buď súčasťou centrálnych Karpát, alebo bradlového pásma, mohla však sedimentovať aj medzi vyššie spomínanými oblasťami ich depozície.

V oblasti ružbašského predhoria v celku Spišskej Magury (E. MAZÚR - M. LUKNIŠ 1980) vystupujú mezozoické horniny známe tiež pod pojmom „ružbašský mezozoický ostrov". Mezozoické hor-

niny tvoria izolovaný ostrov pozdĺžneho smeru (SV-JZ), ktorý je ostro tektonicky ohraničený od okolitého vnútrokarpatského flyšu.

Táto oblasť až do päťdesiatych rokov 19. storočia bola málo preskúmaná. G. STACHE a M. NEUMAYER (1868) vyčlenili v ružbašskom mezozoiku vrchnotriasové dolomity, súvrstvie keupru, rétu a grestenských vrstiev. Neskôr V. UHLIG (1886, 1891) podal bližšiu litologickú charakteristiku a doplnil vrstevný sled v liase. V. UHLIG na rozdiel od predchádzajúcich autorov poprel prítomnosť rétu.

V roku 1960 tu mapoval F. CHMELÍK a r. 1963 M. MAHEĽ a A. KULLMANOVÁ, ktorí uviedli podrobnú stratigrafiu mezozoických hornín v záverečnej správe (1974) o Ružbachoch a podali komplexné litologické zhodnotenie mezozoických hornín. Na základe mikrofaciálnych štúdií došla A. KULLMANOVÁ k podobnému záveru ako M. MAHEĽ, že mezozoikum Ružbách prináleží ku križňanskému príkróvu. Hydrogeologickým výskumom Ružbách sa zaoberali viacerí autori: O. HYNIE (1950), M. MAHEĽ (1952), V. HANZEL - T. REPKA (1972, 1973), V. HANZEL (1974), A. PORUBSKÝ (1977), J. HALEČKA (1979), J. NEMČOK - A. KULLMANOVÁ (1982) a ďalší.

Výskum oblasti flyšového pásma v minulosti vždy závisel od riešenia problémov bradlového pásma a centrálnych Karpát. Nálezy uhľovodíkov a tektonické problémy posunuli sféru výskumných záujmov geológov aj do flyšu. Prvé štúdie a mapy V. UHLIGA (1890, 1904, 1907), M. BERTRANDA - M. LUGEÓNA (1902-1903) boli neskôr hlavne poľskými geológmi spresňované (M. LI-MANOVSKI 1905, 1913, F. RABOWSKI 1925, L. HORWITZ 1929) a podrobnejšie analyzované. Najväčší význam z oblasti flyšu, a to znamená i študovaného regiónu, majú práce H. ŚWIDZIŃSKÉHO (1934), M. KSIAZKIEWICZA (1956, 1983), M. DZULYŃSKÉHO, D. ANDRUSOVA (1945, 1959), A. MATĚJKU (1950, 1967), ZD. ROTH (1956), B. LEŠKA (1968), J. NEMČOKA (1960-1988), O. SAMUELA (1960-1968), T. KORÁBA (1960-1978), T. ĐURKOVIČA (1960-1978) a celého radu ďalších autorov poľských i československých.

Geofyzikálne práce v tejto oblasti boli vykonávané v rámci gravimetrického mapovania celého východoslovenského flyšu v rokoch 1952-1957 a boli ukončené záverečnou správou V. ČEKANA a A. ŠUTORA (1965). Pozdĺž bradlového pásma boli merané na účely projektovania hlbokých štruktúrnych vrtovej refrakčné a reflexné profily v rokoch 1974 - 1976 (R-12, Q-18, Q-19). Neskôr sa robili priečne profily cez Čergovské pohorie, a to najmä na situovanie vrtovej severne od bradlového pásma.

Geofyzikálne práce ukázali, že centrálna Karpaty sa ponárajú pod bradlové pásmo smerom na sever. Sledovanie ich pokračovania, ako aj priebehu je v štádiu rozpracovania a bude pokračovať aj v nasledujúcich rokoch.

Prvé vrtné práce v regióne boli realizované už v roku 1903 za účelom získania uhľovodíkov. Akciové spoločnosti sa pokúšali získať naftu južne od oblasti smilnenského tektonického okna. V posledných rokoch sa v regióne realizovalo sedem hlbokých vrtovej na overenie uhľovodíkových štruktúr. Južne od bradlového pásma v hromošsko-šambronskom antiklinoriálnom

pruhu v tzv. lipanskej elevačnej oblasti bolo odvítaných päť vrtov od 3000 do 4000 m. Vrtnými prácami sa preukázalo, že flyšová sedimentácia je hrubá asi 2800 m. Pod ňou sú mezozoické sedimenty subtatranských príkrovov reprezentované hlavne krížňanským príkrovom. Ďalšie dva hĺbkové vrty boli realizované v širšom okolí smilnenského tektonického okna. Zastihli však len flyšové sedimenty vrchnej kriedy až vrchného eocénu.

Zatiaľ zisk hľadaných uhľovodíkov je zaujímavý len na lipanskej štruktúre. Nerudné zdroje (štrky) sú známe a využívané aj priemyselne z oblasti Čirča.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ

História geologického vývoja regiónu sa začala písať tvorbou druhohôr vnútorných Západných Karpát, bradlového pásma a vonkajšieho flyšu. Rozdelenie druhohôr a ich zaradenie k jednotlivým segmentom slovenských Západných Karpát sa opiera o štúdium makroskamenelín, mikrofaunu a o celkový tektonický vývoj.

Mezozoická doba sa v prvých počiatkoch javí ako čas pomerného tektonického pokoja. Sedimentácia v období triasu až neokómu bola v podstate hlbokomorská, len niektoré obzory majú znaky plytkovodnejšej akumulácie. Subsistencia a hromadenie sedimentov boli značné hlavne na začiatku triasu. Sedimenty vrchnej jury nachádzame v bradlovom pásme, ale aj vo vonkajšom flyši (hlavne v jeho západnom úseku). Vo flyšovej oblasti spodnokriedová sedimentácia už nadobúda charakter flyšovej akumulácie. Vyššia časť kriedových sedimentov sa vyznačuje veľkými hrúbkami (viď Moravskosliezske Beskydy) vo flyšovej oblasti. Táto akumulácia je pravdepodobne sedimentárny odraz tektonických pohybov vo vnútorných Karpatoch a bradlovom pásme. Vo vnútorných Karpatoch v tomto období došlo k mohutnému vrásneniu a vzniku vonkajších prešunov (príkrovov) mezozoickej hmoty. Vrásnenie v období mezozoika nemôžeme spoľahlivo identifikovať vo flyšovom pásme pre nedostatok vrchnomezozoických sedimentov. Mohutné flyšové akumulácie vrchnokriedových sedimentov vo flyšovom pásme a v nich hojné sklzové textúry dokumentujú spoľahlivo tektonický pulz tohto obdobia.

Medzi vonkajším flyšovým pásmom a vnútornými Západnými Karpátami je úzky pruh bradlového pásma, ktorý sa tiahne stovky km. O jeho genéze bolo už popísané mnoho úvah. Všetky hypotézy uvažovali len o tektonickom vzniku bradlového pásma. V oblasti predkladanej mapy sa našlo mnoho sklzových bradiel, ktoré skôr svedčia o sedimentárnom pôvode tejto časti bradlového pásma. Vznik sklzových fenoménov bol vybudovaný tektonickým nepokojom. Tento sedimentologický jav pozorujeme vo flyšových sedimentoch nielen na rozhraní kriedy a paleogénu. Sklzné telesá nachádzame aj v mladších stredno- až vrchnoeocénnych sedimentoch magurského flyšu. Tie sú zasa odrazom ilýrsko-pyrenejských tektonických pohybov vo flyšovom pásme. Strihovské vrstvy magurského flyšu nesú všetky znaky rýchlej akumulácie flyšových sedimentov, ku ktorej práve prispeli vyššie spomínané tektonické pochody. Prísun hrubých klastík do strihovských vrstiev, vznik sklzových telies a sedimentárnych vrás, to všetko signalizuje rýchly katastrofizmus nielen v mieste depozície, ale aj v zdrojovej oblasti. Vznik zdrojových oblastí a sedimentačných priestorov bol sprevádzaný nielen tektonickými deformáciami, ale aj vulkanickou činnosťou. Vulkanická činnosť

vo vnútorných Západných Karpatoch v triase a spodnej až strednej kriede má charakter iniciálneho vulkanizmu. Melafýry triasu a tešinity neokómu, ale aj bazaltoidné andezity z oblasti Szcawnica (Poľsko) severne od Haligoviec sa predrali z hĺbok zeme cez zlomy. Z týchto láv vznikali výlevné horniny. V paleogéne nachádzame okrem výlevných hornín aj tufitické polohy (Richvald).

Sedimentácia flyšových sekvencií v jednotlivých tektonických etapách bola regulovaná zdrojovými oblasťami a ich deštrukciou. Z toho dôvodu môžeme pozorovať rozličné typy flyšovej sedimentácie. Vznik karbonátového flyšu typického pre bradlové pásmo predpokladá predovšetkým karbonátový zdroj a nie veľmi dlhý transport. Aj malcovské vrstvy magurského flyšu sú tvorené z piesčitých vápencov ako flyš bradlového pásma. Strednoeocénne až paleocénne flyšové sekvencie obsahujú zasa pieskovcové lavice, v ktorých dominuje kremeň a vôbec kryštalikum tmelené karbonátovým tmelom. Spôsob porušenia flyšových sekvencií odráža tektonické pochody v mieste ich výskytu. Horizontálne a vertikálne deformácie flyšových sedimentov nám určujú, ktorá zložka pohybu prevládala za horotvorných pochodov. Deformované sedimenty, resp. neporušené celé súbory hornín hovoria jasnou tektonickou rečou.

PREHĽAD GEOLOGICKEJ STAVBY

VONKAJŠIE FLYŠOVÉ PÁSMO

SMILNIANSKE TEKTONICKÉ OKNO

MAGURSKÁ TEKTONICKÁ JEDNOTKA

Krynická (čergovská) litofaciálna jednotka

Bystrická litofaciálna jednotka

Račianska litofaciálna jednotka

BRADLOVÉ PÁSMO

HALIGOVSKÁ JEDNOTKA

VNÚTORNÉ ZÁPADNÉ KARPATY (RUŽBACHY)

RUŽBAŠSKÉ MEZOZOIKUM

VNÚTROKARPATSKÝ PALEOGÉN

Na stratigraficko-litologických kolónkach (obr. 1-12) sú zobrazené sedimenty, ktoré sa podieľajú na geologickej stavbe regiónu. Vrchnokriedové až spodnooligocénne sekvencie majú prevážne flyšový charakter. Zúčastnili sa na geologickej stavbe až po vrchnej kriede. Staršie mezozoické sedimenty vnútorných Západných Karpát vrátane bradiel sa tektonicky deformovali už pred vrchnou kriedou. Tektonické deformovanie regiónu je predvrchnokriedové, paleogénne a popaleogénne. Stavba ružbašského, haligovského a bradlového mezozoika bola v hlavných črtách formovaná počas kriedového vrásnenia. Sedimentačný priestor, v ktorom sa ukladali sedimenty vrchnej kriedy a paleogénu, sa utvorili v laramskom období. Zdrojom pre akumuláciu paleogénnych sedimentov sa stali horniny tektonicky vyvrásnené pred obdobím vrchnej kriedy. Počas paleogénu v období stredný eocén - vrchný eocén došlo k ďalšiemu tektonickému deformovaniu oblasti. Posledné obdobie, ktoré vlastne dalo regiónu dnešnú podobu, sa datuje od spodného oligocénu až po súčasnosť.

Tieto rozhodujúce tektonické obdobia sa stali základom pre dnešné delenie regiónu na geologické celky.

CHARAKTERISTIKA ZASTÚPENÝCH ÚTVAROV (litológia, stratigrafia, sedimentológia)

V oblasti vymedzeného regiónu nachádzame exotické horniny kryštalinika a vulkanitov, ale tiež sedimenty mezozoika, paleogénu a kvartéru.

Kryštalinické a vulkanické horniny sú v oblasti zastúpené len vo forme valúnov. Ich petrografická charakteristika je spracovaná v obsiahlych prácach R. MARSCHALKO - M. MIŠÍK - L. KAMENICKÝ (1976), M. MIŠÍK - M. SÝKORA (1981) a M. MIŠÍK et al. (1981).

Vo flyši bradlového pásma, ako aj v paleogénnom flyši, sú v hruboklastických polohách valúny:

- kremeň, kremenec, silicit
- amfibolity, kremité porfýry, porfyroidy
- ruly, muskovitické bridlice, fylity, fylonity
- vysoko-orogénne a neskor-orogénne migmatity
- granitoidy, exotické granity, vysoko-orogénne ortoruly
- arkózy, raubaky, pieskovce, bridlice, kremence (mladopaleozoické horniny?)
- vápence, dolomity, metamorfované karbonáty.

Táto škála horninového materiálu nám determinuje zdrojovú zónu, z ktorej materiál migroval do flyšového bazénu.

Na geologickej stavbe územia sa okrem starších hornín známych len z valúnového materiálu zúčastňujú mezozoické horniny krížňanského príkrova a bradlového pásma, ako aj sedimenty vnútrokarpatského paleogénu a vonkajšieho flyšu. Mezozoiko-paleogénne sedimenty pokrýva veľmi málo mocná štvrtohorná akumulácia úlomkových sedimentov.

VNÚTORNÉ ZÁPADNÉ KARPATY (RUŽBACHY)

MEZOZOIKUM

Mezozoické sedimenty vo Vyšných Ružbachoch tvoria izolovaný „ostrov“ obklopený vnútrokarpatským paleogénom. Z toho dôvodu sa o krížňanskom príkrove Ružbách často píše i hovorí ako o ružbašskom mezozoickom ostrove. Krížňanský príkrov je budovaný vrstevným sledom hornín od stredného triasu až po spodnú kriedu. Vrchnojurské a spodnokriedové horniny vystupujúce v južnej časti ružbašského mezozoika vytvárajú viaceré šupiny, čo len zvyrazňuje význam podtatranského poruchového systému.

Vrstevný sled ružbašského mezozoika tvoria:

T r i a s

89 Gutensteinské vápence a podhradské vápence

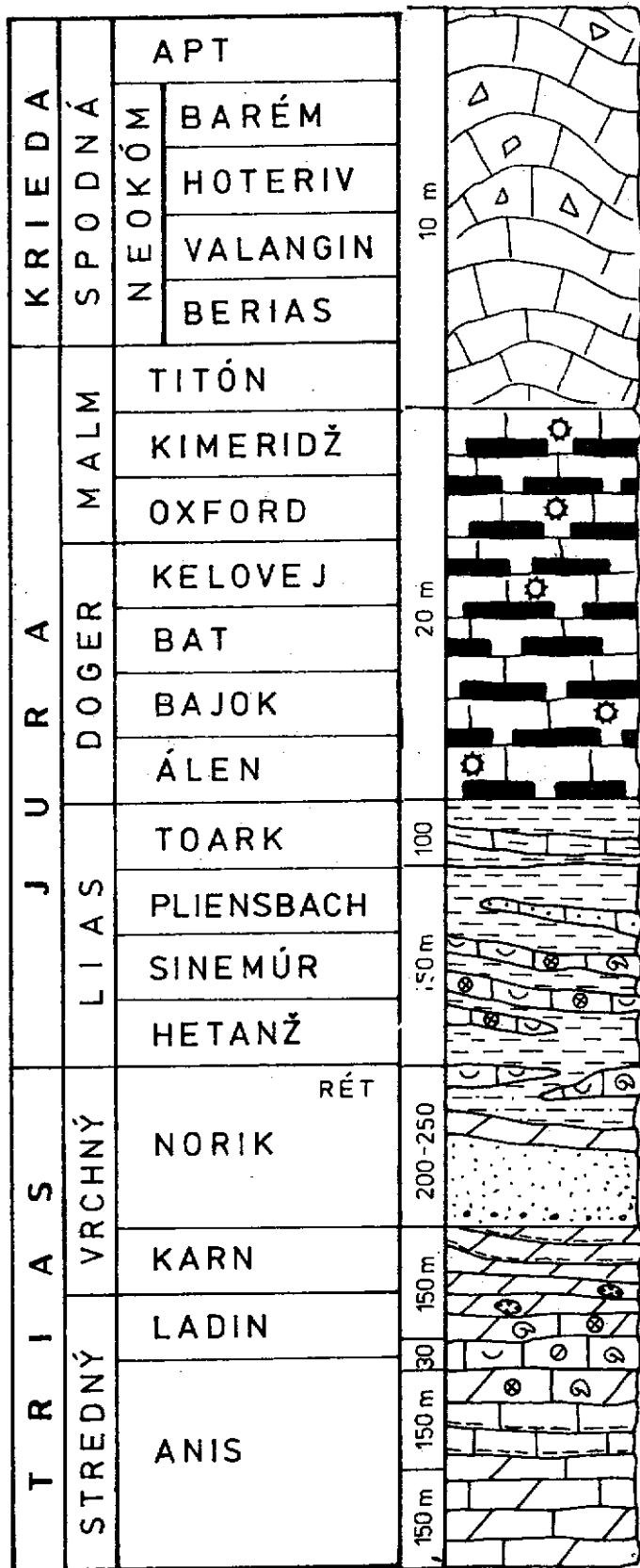
Gutensteinské vápence (vT₂) tvoria najstarší stratigraficko-litologický člen ružbašského mezozoika. Sú hrubé asi 100 m. Po litologickej stránke sú to tmavosivé lavicovité celistvé vápence (lavice 10-40 cm) s charakteristickou sieťou kalcitových žiliek. Smerom do nadložia v nich pribúdajú lavice sivých dolomitových vápencov - dolomitov. Výskyt týchto hornín nachádzame v doline západne od obce Vyšné Ružbachy a na južných svahoch kóty Čuba. Podľa A. KULLMANOVEJ (1974) sú to mikrity alebo biomikrity.

Biozložka je zastúpená krinoidmi, gastropódmi a globochétmi. Vyznačuje sa prítomnosťou bielych očiek. V niektorých výbrusoch pozorovať prierezy lamelibranchiátových schránok (juvenilné štádium). V dolomikritoch pozorujeme idiomorfne tvary vyplnené svetlým sparitom. S najväčšou pravdepodobnosťou tieto pseudomorfozy predstavujú bývalé kryštály anhydritu alebo sadrovca. Smerom do nadložia gutensteinské vápence prechádzajú do sivých celistvých vápencov alebo do dolomitových vápencov s ojedinelými polohami organodetrilitických vápencov. Organodetrilitické vápence pomenované ako „Podhradské vápence“ (anis - ladin) (R. MOCK - M. SÝKORA 1977) sú od seba často oddelené sivými ílovcami. Nachádzame ich v Ružbachoch v opustenom lome na svahu kóty Čuba. Prítomnosť najmenej troch lavíc organodetrilitických vápencov poskytla lamelibranchiátovú mikrofaunu, ktorú určila M. KOCHANOVÁ in A. KULLMANOVÁ (1974). Jedince: *Hoernesia socialis* (SCHLÖTH.), *Entolium discites* (SCHLÖTH.), *Placunopsis plana* (GÜMBEL), *Placunopsis ostracina* (SCHLÖTH.) radia súvrstvie do anis-ladinu.

Organodetrilitické vápence sú biosparity alebo introbiosparity (J. NEMČOK et al. 1982). Vo výbrusoch pozorovať bohaté faunistické spoločenstvo prevažne vo forme detritu. Z fosílií sa zachovali úlomky schránok lamelibranchiátov, gastropódov, krinoidov, holotúrií, ostrakódov, *Cadiaceae* sp. a *Globochaeta alpina* LOMBARD. Často sa vyskytujú aj prierezy rúrkovitých tvarov, ktoré s najväčšou pravdepodobnosťou predstavujú chodbičky po lezení červov. Foraminiferová asociácia je zastúpená druhmi: *Agathammina austroalpina* (KRISTAN-TOLLMANN), *Frondicularia woodwardi* Ho, *Endothyra* sp.

Organodetrilitické vápence sú sprevádzané celistvými vápencami, dolomitickými vápencami a organogénno-lumachelovými vápencami, ktoré tvoria podložie vrchnotriasových dolomitov. Sivé celistvé vápence sú mikrity. V základnej mikritovej hmote pozorovať idiomorfne klenčeky autigénnych dolomitov.

Počiatočná (nezávislá) dolomitizácia. Vápence alebo dolomitové vápence s mikrokryštalickou štruktúrou sú chudobné



organodetritové vápence
slienité vápence - J₃-K₁t-ba

sivohnedé radiolarity a
radiolaritové vápence - J₂-J₃

fleckenmergel - J₁l-t
allgäuske vrstvy - sivé škvrnité
slienité vápence a siene

grestenské vrstvy - J₁h-s
kopienecké vrstvy
sivé piesčito-ílovité bridlice s polohami
piesčito-krinoidových a organogenno-
lumachelových vápencov

fatranské vrstvy - T₃r
vapnité ílovce a lumachelové vápence
karpatský keuper - T₃n
červené piesčito-ílovité bridlice,
dolomity a pieskovce

sivé tenkolavicovité dolomity s vložkami
dolomitových ílovcov - dT₂₋₃
tmavosivé lavicovité dolomity
s "bielymi očkami" - dT₂₋₃
podhradské vápence - vT₂a-l

sivé organodetritové vápence s lavicami
dolomitových vápencov a medzivrstvičkami
ílovcov

gutensteinské vápence - vT₂a
tmavosivé, lavicovité celistvé vápence
s polohami dolomitových vápencov

Obr. 1 Ružbašské mezozoikum

na mikrofosílie. V mikritovej hmote sa vyskytujú globochéty, krinoidy, Frondicularia woodwardi HO a autigénne zrnká kremeňa. Organogénne lumachelové vápence (asi 20 m) vystupujú v podloží vrchnotriasových dolomitov s dosť hojnou polámanou faunou brachiopódov, lamelibranchiátov, gastropódov, holotúrií, krinoidov, ostrakódov, Cadiaceae sp., Globochaete alpina LOMBARD, Didemnooides moreti (DURAN-DELGA), Frondicularia woodwardi HO, Trochammina sp., Endothyra sp., Tolyppamina sp. Najvýznamnejší brachiopód Mentzelia mentzeli DUNKER organolumachelovú polohu vápencov radí do stredného triasu.

88 Svetlosivé lavicovité dolomity

Vystupujú v priamom nadloží organodetritických a organogénno-lumachelových vápencov. Sivé lavicovité dolomity sú v ružbašskom mezozoiku najlepšie zachované na v. a z. svahu doliny Krížneho potoka. Charakteristická pre ne je ich lavicovitosť, sivé sfarbenie, prítomnosť „bielych očiek“ a sieťovite orientované kalcitové žilky. „Biele očká“ vyplnené dolosparitom (asi 2 cm Ø) a tyčinkovité prierezy vyplnené tiež dolosparitom sa vyskytujú v dolomikritovej hmote. Okrem ojedinelých prierezov ostrakódových schránok sú v dolosparitoch mikrofosílie zriedkavé. Biele očká a prierezy tyčinkovitého tvaru vyplnené dolosparitom sa považujú za pseudomorfózy po kryštálikoch sadrovca a anhydritu.

87 Sivé lavicovité dolomity s medzivrstvičkami ílovitých bridlíc

Uvedené súvrstvie sa pozvoľne vyvíja z dolomitov stredného až vrchného triasu. Vyššie sa stávajú tenkolavicovité a striedajú sa so sivými dolomitovými ílovcami. Hrúbka dolomitových lavíc sa pohybuje od 5-25 cm. Vrstvičky dolomitových ílovcov dosahujú hrúbku 2,5-7,0 cm. Dolomity prekladané dolomitovými ílovcami vystupujú na svahoch doliny Krížneho potoka a na východnom svahu k. Čuba (zárez lesnej cesty). A. KULLMANOVÁ (1982) dolomity po mikrofaciálnej stránke zaraďuje k biomikritom a intramikritom. V biomikritoch sa často vyskytujú intraklasty a pelity (väčšie ako 0,2 mm). Stratigraficky vymedzené dolomity a dolomitové ílovce zodpovedajú vrchnému triasu (kordevolu) na základe nájdenej formy Costatoria (Costatoria) cf. goldfusi Alberta in Zietten (M. KOCHANOVÁ in A. KULLMANOVÁ 1974).

86 Červené ílovité bridlice a svetlé kremité pieskovce (karpatský keuper)

Vymedzené súvrstvie dosahuje hrúbku 200-250 m. Rozmiestnenie pelitov a psamitov v karpatskom keupri ružbašského mezozoika je nepravidelné. Červené ílovce - ílovité bridlice

pozorujeme vo východnej časti mezozoika Ružbách (s. od obce Vyšné Ružbachy). Pri jz. ukončení mezozoika Ružbách vystupujú pieskovce a zlepence, ktoré tvoria bazálnu časť opisovaného súvrstvia. Zlepence sú často gradačne zvrstvené. Zrnitostné zloženie ich zaraďuje k strednozrnným zlepencom (\emptyset valúnov 1,0-2,2 cm). Kremeň, rohovce a kremité pieskovce sú dominujúcou zložkou v zlepencoch (60 %). V drobnozrnných varietách sa nachádzajú aj nestabilné zložky zastúpené sericitizovanými živcami. Mikroklín je nezmenený, vyskytuje sa sporadicky. Úlomky sú tmelené ílovito-sericitovou základnou hmotou, slabo pigmentovanou limonitom.

Pieskovce, ktoré tvoria súčasť karpatského keupru podľa klasifikácie J. PETRÁNKY (1963) sú arkózové pieskovce. Prevládajúcou zložkou v nich sú stábilné minerály, zastúpené kremeninými zrnami, kremitými pieskovecami a rohovcami (30-55 %). Kremenné zrná sú slabo opracované a undulózne zhášajú. Len ojedinele sa zistili uzavreniny zirkónu. Podradne sa vyskytujú nestabilné minerály. Zastupujú ich sekundárne zmenené plagioklasy a ortoklasy (5-8 %). Druhotná premena živcov je veľmi pokročilá, čo sťažuje v niektorých prípadoch odlišenie minerálov od základnej hmoty. Základná hmota arkózových pieskovcov je ílovito-sericitová, pigmentovaná limonitom (najmä jemnozrnné variety).

Pelity v ružbašskom keupri zastupujú červené ílovce, ktorých je prevaha pri východnom ukončení mezozoika Ružbách. Striedanie ílovcov s jemnozrnnými pieskovecami sa nachádza aj severne od obce Toporec. Často uprostred červeno sfarbených ílovcov sa vyskytujú žlté sfarbené ílovito-dolomitové závalky (0,8-1,2 cm), ktoré sa zvetrávaním rozpadávajú. Niekedy sa v červených pelitoch vyskytujú sivoružové kalové dolomity. Neobsahujú mikrofaunu. Môžeme ich nájsť na južnom svahu kóty Kukura.

85 Sivé lumachelové vápence (fatranské vrstvy)

Toto súvrstvie sivých laminovaných a organogénno-lumachelových vápencov v Dedošovej doline (V. Fatra) podľa J. MICHALÍKA (1974) prináleží najvyššiemu rétu v zmysle biozóny *Choristoceras marschi*. V Ružbachoch prítomnosť lumachelových vápencov s *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Nodiolus minutus* (GOLDFUS), *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Lopha haidingeriana* (EMMERICH), *Cardinia austriaca* (HAUER), *Chlamys valoniensis* (DEFRANCE), *Conchodon* sp. *Lyrion orfia inflata* (EMMERICH) a *Parallelodon* sp. uvádza A. KULLMANOVÁ z podložia grestenských vrstiev. Faunu určila M. KOCHANOVÁ in A. KULLMANOVÁ (1971). Vápence sú biosparity. Bioklasty (veľkosť 0,78-8 mm) sú zastúpené úlomkami schránok lamelibranchiátov a gastropódov. Vo vápencoch s mikritovou základnou hmotou sa vyskytujú mikroorganizmy v nepatrnom množstve. Foraminifery reprezentujú rody *Fronicularia*, *Glomospira* a *Glomospirella* sp. a *Coromipora* sp. V nepatrnom množstve sú vo vápencoch drobné zrnká kremeňa a pyritu.

J u r a

84 Grestenská fácia: sivé slieňové bridlice a slieňovce s polohami lumachelových vápencov a piesčito-krinoidových vápencov

V Ružbachoch táto litofácia vystupuje na jz. a z. svahu kóty Kukura. Sú to sivé piesčité ílovce s polohami lumachelových vápencov s piesčitou prímесou. Ďalej sekvenciu tvoria piesčito-krinoidové vápence a organodetritové vápence. Prevládajúcim litotypom sú sivé piesčité ílovce, v ktorých sa vyskytujú vápence a lumachelové vápence ako vložky. Vápence sú chudobné na mikrofosílie. Bioklasty sú zastúpené krinoidmi, schránkami lamelibranchiátov a foraminiferami *Nodosaria* sp., *Involutina* sp.

Lumachelové vápence s piesčitou prímесou reprezentujú: *Anomia* sp., *Astarta* sp., *Chlamys folgeri* (MERIAN), *Chlamys* sp., *Plicatula* sp., *Plicatula* (*Plicatula*) *spinosa* (SOWERBY), *Cardinia* sp., *Lima hetangensis* TERQUEM, *Chlamys* cf. *subulata* (MUNSTER), *Liostrea hissingeri* (WILSON), *Gryphae rugosa* QUENSTEDT, *Cardinia* cf. *plana* AGASSIZ, *Cardinia* sp., *Entolium* sp., *Plagiostoma* sp., *Plicatula* (*Plicatula*) *hetangiensis* (TERQUEM) a *Pentacrinus*. Uvedená makrofauna zo spodnejších častí vymedzeného grestenského súvrstvia odpovedá spodnému - vrchnému hetanžu. Makrofaunu určila M. KOCHANOVÁ (in A. KULLMANOVÁ 1974).

Vyššiu časť grestenského súvrstvia v Ružbachoch tvoria sivé piesčité slieňovce s polohami (30-40 cm) jemnozrnných piesčito-krinoidových vápencov a pieskovcov. V pelitovej - aleuropelitovej hmote slieňovcov A. KULLMANOVÁ (1982) zistila prierezy schránok ostrakódov, krinoidov, lamelibranchiátov a foraminifer rodu *Fondicularia*. Klastickú prímес v slieňovcoch reprezentuje aleurit - jemnozrnný piesok (20-30 %). Z výplavov získala V. GAŠPARIKOVÁ in J. NEMČOK (1982) ostrakódy triasového veku rodu *Ogmoconcha*. Piesčité krinoidové vápence majú detritickú štruktúru. V sparitovej medzihmote sa vyskytujú rekryštalizované krinoidy a schránky lamelibranchiátov. Klastickú zložku tvorí kremeň subangulárneho obmedzenia (2-7 %). V piesčitých krinoidových vápencoch sa nenašla makrofauna.

Jemnozrnné až strednozrnné vápniaté pieskovce sú tiež súčasťou opisovanej sukcesie. Majú psamitickú štruktúru. Úlomky kremeňa, rohovca, sľudy a vápencov prevládajú nad bioklastami, ktoré sú reprezentované krinoidovými článkami. Piesčité slieňovce, krinoidové vápence a jemnozrnné až strednozrnné vápniaté pieskovce ležia v nadloží lumachelových vápencov s makrofaunou hetanžu. Na základe superpozície tento komplex stratigraficky zaraďujeme už do sinemúru. Stratigrafické rozpätie vrstiev grestenskej fácie v mezozoiku Ružbách je hetanž - sinemúr.

83 Flekenmergelová fácía (litofácia) sivé slienité vápence

V ružbašskom mezozoiku je viditeľná na j. od kóty Veľká Kýčera a s. od kóty Homolka. Túto litofáciu charakterizujú sivé lavicovité (12-35 cm) slienité vápence s tmavosivými škvrnami. Vápence sa striedajú so slieňovcami. Spodnejšia časť litofácie je vápnitejšia a vo vápencoch pozorujeme aj hľuzy rohovcov. Smerom do nadložia pribúda slieňovcov. Z týchto vyšších polôh pochádzajú tiež amonity určené M. RAKÚSOM ako: *Opertioceras* sp. a *Harpoceratidae* ex gr. *Haugia* sp., poukazujúce na vrchný toark (in A. KULLMANOVÁ 1974). Spolu s amonitmi sa našlo aj niekoľko exemplárov lamelibranchiátov *Chlamys* sp.

Mikroskopicky sa vo vápencoch zistilo (A. KULLMANOVÁ 1982), že biogénnu zložku tvoria ihlice húb a niekedy sa nachádzajú aj rezy foraminifer (*Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp. a *Amodiscus* sp.).

82 Tmavosivé rádiolarity a rádioláριοvé vápence

Nachádzajú sa j. a j.jv. od k. Čuba. Vytvárajú výrazné skalné bralá. Súvrstvie je zastúpené sivohnedými rohovcami a rohovcovými vápencami (hrúbka 120 m). Kým rohovce liasu sa vyznačovali prítomnosťou zvyškov - spongolitov (*Silicispongia*), rohovce na svahoch Čuby sa vyznačujú rádioláριοvou a rádioláριοvo-vláknitou mikrofáciou. Ich stratigrafické zaradenie je odvodené na základe superpozície.

J u r a - k r i e d a

81 Sivé slienité vápence s kalpionelami a sivé organodetrítické vápence (titón - barém)

V ružbašskom mezozoiku tvoria len malé zachované výskyty na k. Homolka a pri južnom tektonickom styku mezozoika s paleogénom v oblasti Podskalia. Vo vymapovaných útržkoch titónsko-neokómskych variet vápencov nachádzame: sivohnedé slienité vápence s pestrým obsahom tintiníd. Z jedincov sú v nich prítomné: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISH, *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Globochaete alpina* LOMBARD, krinoidy a aptychy. V svetlejších varietách slienitých vápencov A. KULLMANOVÁ (1982) zistila aj ďalšie formy: *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH) a *Romaniella cadischiana* (COLOM). Svetlé slienité vápence často nazývané „biancone“ sú a nachádzajú sa nielen v Ružbachoch, ale aj inde v Západných Karpatoch a bradlovom pásme. Vo vyššej časti súvrstvia ide o hrubolavicovité 25-70 cm mikroznité vápence s ojedinelými hľuzami

rohovcov. A. KULLMANOVÁ (1974) zistila v nich oolitovú a detritickú štruktúru. Nájdu sa tu aj mikrofosílie často vytvárajúce jadrá oolitov, alebo sú v sparitovej hmote vo forme detritu. Sú to krinoidové články, ostne ježoviek alebo úlomky hruboschránkových lamelibranchiátov (rudistov). Nájdu sa v nich aj zachované foraminifery *Textulária* sp., *Lenticulina* sp., *Trocholina* sp. a *Numuloculina* cf. Heim. Rekryštalizované riasy (*Munieria* sp.) a machovky sú ojedinele vo výbrusoch. Na základe podobnosti s Belianskymi Tatrami ich považujeme za muránske vápence so stratigrafickým zaradením hoteriv - barém. Vrchnomalmské - spodnokriedové sedimenty v ružbašskom mezozoiku reprezentujú buď útržky hornín v podloží bazálneho paleogénu, alebo zastupujú väčšie úlomky hruboklastickej zložky bazálneho paleogénu.

VNÚTROKARPATSKÝ PALEOGÉN

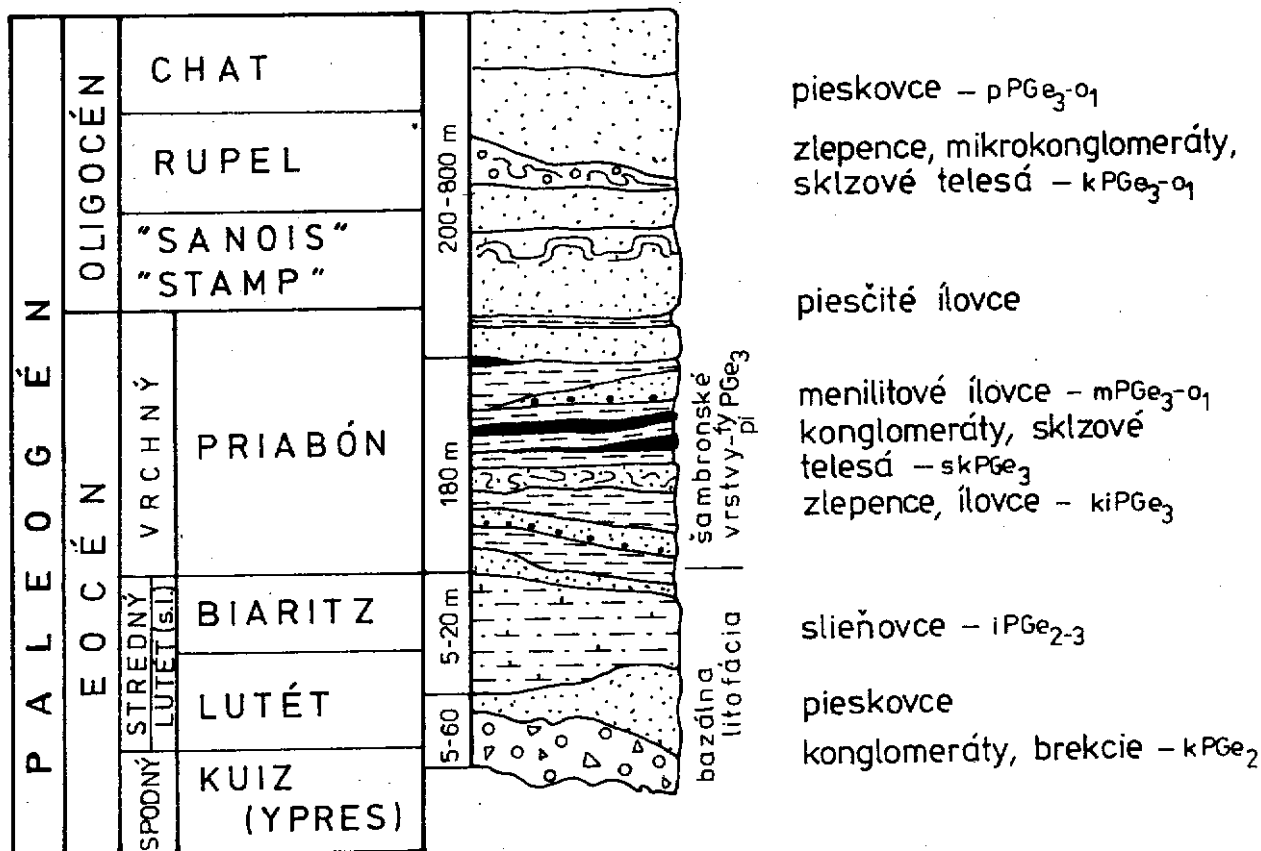
Paleogénne sedimenty tvoria nielen obklopujúci obal mezozoika Ružbách, ale zvyšky sú a nachádzajú sa aj na ňom, vďaka čomu sa nám zachovali najstaršie členy vnútrokarpatského paleogénu. Vnútrokarpatský paleogén j. od bradlového pásma vrátane haligovského vývoja sa ťahne od rieky Dunajec až po Malý a Veľký Slivník.

Vnútrokarpatský paleogén reprezentujú:

47 Bazálne konglomeráty, mikrokonglomeráty, pieskovce, brekcie a vápence

Paleogénne sedimenty zachované ako relikty na mezozoiku Ružbách sú výlučne sedimenty hrubých úlomkov bazálnej transgresívnej litofácie. Vyskytujú sa na mnohých miestach v oblasti Veľkej Kýčery, Podskalia a na ľavobočných svahoch Toporského potoka. Veľkosť valúnov je 2-50 cm. Tvoria základ zlepenčov s ojedinelými veľkými blokmi mezozoických hornín, niekedy až mapovateľných rozmerov. Zlepenčový materiál tvoria výlučne sedimentárne horniny z podložia. Dominujúcim materiálom sú úlomky vápencov, dolomitov a rohovcov. Úlomky vápencov sú zväčša slabo opracované (angulárne, subangulárne). Základná hmota zlepenčov je piesčitá (piesčité vápence). Úlomky sú zle vytriedené - vrstvenie je neusporiadané.

Bazálny paleogén na základe určenia numulitov z lokality Kýčera (M. VÁŇOVÁ in J. NEMČOK 1982) a severne od dediny Ružbachy, radíme do vrchného lutétu. Horniny tejto transgresívnej litofácie obsahujú výlučne *Nummulites perforatus perforatus* (MONTFORD). Uloženie fauny v rozličných smeroch, nepolámané schránky napovedajú, že neboli prenášané a triedené turbiditnými prúdmi. Sporadicky sa nájde aj *Nummulites millicaput millicaput* BOUBÉ.



Obr. 2 Vnútrokarpatský paleogén Spišskej Magury

Druhý výskyt bazálneho súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu je známy z vrtnu Lipany-1 v hĺbke 2700 m (B. LEŠKO et al. 1982). Bazálna transgresívna litofácia vo vrtnu Lipany-1 sa prejavuje rozrušovaním dolomitových sedimentov podložného mezozoika - karpatského keupru a vznikom dolomitových brekcií. Najspodnejšiu bázu tvoria lokálne horniny bez prímies ďalšieho klastického detritu. V hornine prevládajú úlomky. Vyššie sú ílovcové brekcie prechádzajúce do hrubozrnného zlepence. Maximálna veľkosť valúnov je 12 cm. Základná hmota je piesčito-ílovitá (T. ĎURKOVIČ in B. LEŠKO et al. 1983).

Zlepenc je monomiktný, tvorený úlomkami z hrubozrnných kremenných pieskocov. Dominujúcim minerálom pieskocov je kremeň, živce sa vyskytujú sporadicky. Vyššie do nadložia (2655 m) prechádzajú monomiktné zlepence do polohy ílovcov tmavej farby, často brekciovitej textúry. V nadloží ílovcov sa vyskytuje vrstva 30 cm hrubých jemnozrnných vápencových pieskocov až vápencov s faunou numulitov. Veľké foraminifery sa našli tak v základnej hmote, ako aj v úlomkoch brekcií zlepencov bazálnej transgresívnej litofácie. Valúny a úlomky v zlepencoch a brekciách transgresívnej litofácie obsahujú druhy: *Nummulites perforatus perforatus* (MONTFORT), *Nummuli-*

tes ex gr. perforatus (MONTFORT), Nummulites striatus minor ARCHIAC-HAIME, Operculina sp. a Discocyclina sp. Z určených druhov veľkých foraminifer vyplýva, že monotónne spoločenstvá numulitov z valúnov zodpovedajú vrchnému lutétu. Spodnopriabónske mladšie druhy ako Nummulites chavanensis Harpe, Nummulites pulchellus pulchellus Harpe, Nummulites bouillei Harpe a Nummulites budensis sa viažu už na prechod bazálnych členov do flyšu šambrónskeho. Podobný charakter asociácií vrchnopriabónskych numulitov môžeme sledovať aj vo vrte PU-1 Šambrón a v jeho okolí.

46. Bazálne vápnité sliene

Sliene, ktoré sú najpravdepodobnejšie najvyššou polohou bazálnej litofácie, nachádzajú sa v troch samostatných tektonicky obmedzených výskytoch severne od Ružbách vo svahoch potoka Rieka a neďaleko kóty 811,5. Makroskopicky sú tieto horniny prakticky neodlíšiteľné od mezozoických „flekenmerglových“, za ktoré môžu byť na prvý pohľad zamieňané. Pod mikroskopom pozorovať v ílovito-vápnitej hmote okrem prierezov globigerín (5-15 %), úlomky detritického kremeňa a muskovitu (2-10 %). Na základe niekoľkých silne rekryštalizovaných planktónových paleogénnych foriem a druhov Turborotalia (Acarinina) crassata densa (CUSHMAN) môžeme sliene zaradiť do stredného eocénu. V preparáte nanoplanktónových vzoriek okrem druhu Coccolithus pelagicus (WALLICH) SCHILLER, V. GAŠPARIKOVÁ (in J. NEMČOK 1982) našla len silne rekryštalizované kokolity. P. SNOPKOVÁ (in J. NEMČOK 1982) z týchto hornín určila peľové zrnká zo skupiny Normapolles, ktoré sa začínajú objavovať vo vrchnej kriede a pokračujú do paleogénu. Sliene nájdené severne od Ružbách v troch tektonicky izolovaných výskytoch sú značne tektonicky deformované. Neobsahujú prímеси úlomkov a nemajú vôbec príznaky flyšovej sedimentácie. Najviac pripomínajú bazálne sliene, ktorými sa končí celá bazálna transgresívna litofácia a začína sa nad nimi ílovcová litofácia šambrónskych vrstiev.

43, 44, 45 Šambrónské vrstvy

Dominujúcim litotypom vnútrokarpatského paleogénu v oblasti medzi Dunajcom a Malým a Veľkým Slivníkom sú šambrónské vrstvy. Tvoria ich flyšové turbidity, kde dominujúcou zložkou sú jemnozrnné pieskovce, prachovce, ktoré alternujú s ílovcami. V šambrónskych vrstvách sú hojné aj sklzové telesá a mikrokonglomeráty. Je to súvrstvie s mnohými varietami tak psefitov, ako aj pelitov.

Pieskovce šambrónskych vrstiev sú obvykle 5-30 cm hrubé. Ojedinele sa vyskytujú aj lavice v hrúbke do 50 cm, väčšinou gradačne zvrstvené. Na spodnej strane v hrubej frakcii sú hojné numulity. Pieskovce sa striedajú s ílovcami sivých farieb.

T. ĎURKOVIČ (1962) zistil, že pieskovce na základe Boumovej klasifikácie reprezentujú najčastejšie intervaly Ia-e. Kompletne sekvencie Ia-e sa vyskytujú sporadicky.

Jemnozrnné drobové pieskovce a prachovce sú dominujúcim litotypom úlomkov v šambronských vrstvách. Najčastejšie sa vyskytujú horniny, ktorých zrnitosť sa pohybuje v rozpätí 0,08-0,15 mm (T. ĎURKOVIČ 1962). Prevládajúcim minerálom je kremeň (30-50 %), angulárneho až subangulárneho tvaru. Zo živcov je prítomný ortoklas a plagioklas (2-4 %). Živce bývajú často kalcifikované. Pomer plagioklasov k ortoklasom je asi 1:1, sludy sú zastúpené bežným muskovitom. Sporadicky sa vyskytuje biotit. Úlomky hornín (5-20 %) sú zastúpené vápencami, kremenami, chloriticko-sericitickými fylitmi, rohovcami, ílovcami a pieskovcami. Základná hmota je ílovito-karbonátová. Tmel, ak sa vyskytuje, je kalcitový.

Ojedinele sa v sekvencii vyskytujú hrubozrnné pieskovce, obvykle gradačne zvrstvené. Vyznačujú sa prevahou úlomkov hornín nad zastúpením kremeňa a patria do kategórie drob. V týchto gradačných pieskovcoch nachádzame aj veľké foraminifery.

Ílovce v šambronských vrstvách tvoria podstatnú zložku (asi 25 %). Sú sivé, vápnité, často s piesčitou prímесou a úlomkami drobného muskovitu.

Okrem obvyklého striedania ílovec-pieskovec sa v šambronských vrstvách vyskytujú aj polohy (40-50 cm), kde sa v 0,5-1 cm vrstvičkách striedajú laminity typu ílovec-prachovec.

Šambronské vrstvy na základe spoločenstva mikrofosílií, ako aj pomocou kokolitov určených V. GAŠPARIKOVOU (in J. NEMČOK 1982) a palinologických určení P. SNOPKOVEJ (1983) zaraďujeme k vrchnému eocénu. Stratigrafické zaradenie šambronských vrstiev sa opiera hlavne o superpozíciu, ale aj o palinologické vyhodnotenia. Foraminiferové spoločenstvá majú zväčša charakter chudobných rekryštalizovaných spoločenstiev allochtónneho pôvodu. Sú to preplavené, prevažne planktónové foraminifery cenomansko-turónskeho, resp. koňacko-kampánskeho veku.

Zachovaná mikroflóra má viac-menej priebežný charakter. Vyskytuje sa v strednom i vrchnom eocéne. Zo spór papradorasťov určila P. SNOPKOVÁ (in J. NEMČOK 1977) spóry čeľade Schizaeaceae s rodmi *Aneimia* (*Cicatricosisporites dorogensis* R.POT. et GELL.) *Lygodium* (*Triletes multivallatus* (PF.) W.KR.). *Leio-triletes adriensis* (R.POT. et GELL.) W.KR., ďalej *Gleicheniaceae* (*Concavisporites acutus* PFLUG, *Gleicheniidites*) a (*Poly-podiaceae*), *Laevigatosporites haardtii* (R.POT. et VEN.) TH. et PF. Ihličnaté rastliny sú zastúpené ojedinelým výskytom rodu *Pinus*, *Cedrus*, *Podocaryus* a čeľade *Taxodiaceae*.

Z mikroplanktónu sa ojedinele nachádzajú formy skupiny *Dinoflagellata*. Druh *Thalasiphora pelagica* (EISENACK) EISENACK et GOCHT. je hojnejší vo vzorkách vrchného eocénu až spodného oligocénu Liptovskej kotliny.

42 Menilitové ílovce - pelokarbonáty

V šambronských vrstvách ílovce menilitového typu sa nachádzajú veľmi zriedka. Sú to centimetrové (1-5 cm) medzivrstvičky v ílovcoch sivých farieb. Menilitové ílovce sú čokoládovo hnedé s hrdzavou alebo modrosivou patinou. Často v nich pozorujeme šupiny rýb. Väčšinou sa v šambronskom flyši nachádzajú spolu s pelokarbonátmi („želázisté dolomity“ poľských geológov). Obyčajne na puklinách v blízkosti menilitových ílovcov, pelokarbonátov, ale aj pieskovcov nachádzame číre vykryštalizované kremene „marmarošské diamanty“. Hojné sú na juh od Haligovky v potoku Šoltýsa. Sú viazané na sj. poruchové zóny - pukliny.

41 Konglomeráty, mikrokonglomeráty, sklzové telesá

Konglomeráty, mikrokonglomeráty a sklzové telesá sú súčasťou pieskovcového flyšu. Vytvárajú väčšie alebo menšie šošovkovité polohy. Valúny tohto najmladšieho súvrstvia nad šambronskými vrstvami dosahujú priemer max.15 cm (priemerný profil valúnov je 5-8 cm). Karbonáty, kryštalínium, vulkanické valúny, ale aj pieskovce a závalky ílovcov a slieňov tvoria obsah konglomerátov v študovanom vnútrokarpatskom paleogéne. Detailné štúdium týchto zlepencov obsahujú práce MARSCHALKA - MIŠÍKA - KAMENICKÉHO - SÝKORU - MOCKA - JABLONSKÉHO (1976, 1981).

Superpozične sú v nadloží šambronských vrstiev, čiže ich môžeme zaradiť k vrchnému eocénu až spodnému oligocénu.

40 Pieskovcová litofácia - strednozrnné a hrubozrnné pieskovce

Sú hojne vyvinuté ssz. a jjv. od Ružbách, ale aj v oblasti Poľany a na svahoch Levočského pohoria. Tento pieskovcový komplex reprezentujú prevažne homogénne strednozrnné a hrubozrnné pieskovce. Z petrografického hľadiska obsahujú 50-60 % kremeňa, angulárneho a subangulárneho tvaru. Sludy sú zastúpené muskovitom a sporadicky biotitom. Plagioklasy sú v nich zastúpené 1-2 %. 5-10 % úlomkov v týchto pieskovcoch tvoria rohovce, fylity, pieskovce a závalky ílovcov. Základná hmota je ílovitá. V týchto pieskovcových polohách nachádzame len málo ílovcov, ktoré neposkytli žiadne údaje pre stanovenie stratigrafickej príslušnosti vymapovanej pieskovcovej litofácie. Na základe superpozície predpokladáme, že ide o horizont vrchného eocénu.

HALIGOVSKÁ JEDNOTKA

MEZOZOIKU.

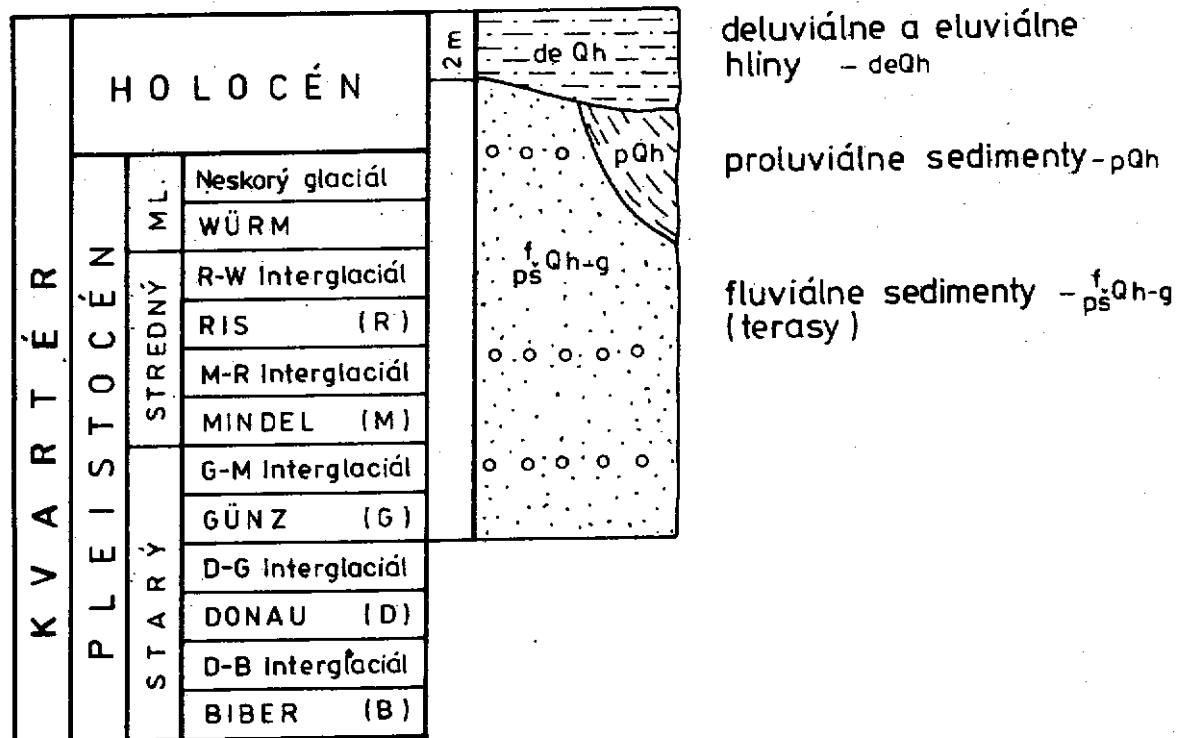
Mezozoikum haligovskej jednotky reprezentuje len veľmi malé územie, ktoré morfológicky vytvára niekoľko bradiel. Najväčšie bradlo, ktoré má aj najkompletnejší vrstevný sled, vystupuje na severnom okraji Haligoviec, medzi usadlosťami Špirky - Paluby a chotárom Vápeník. Výškovou dominantou je kóta 871,5 - Michalova skala a kóta 823,5 - Axamitka.

Vrstevný sled mezozoika je zložený výhradne z karbonátových hornín so stratigrafickým rozsahom stredný trias (anis) až spodná krieda (apt).

T r i a s

80 Sivé dolomity

V mape je vyčlenený malý, tektonicky oddelený výskyt sivých zrnitých dolomitov. Ich postavenie v rámci vrstevného sledu je neisté. Pravdepodobne však zodpovedajú strednému triasu.



Obr. 3 Kvartér haligovskej jednotky

79 Sivé vápence s ojedinelými rohovcami a sivé dolomitické vápence až dolomity

Karbonáty stredného až vrchného triasu sa vyskytujú hlavne v západnej časti haligovského bradla, kde budujú JV steny chotára Vápeník. Ďalej sa vyskytujú v oblasti severne od vyššie spomenutých lokalít až po Bielu skalú, kde vystupujú vo forme menších bradiel. Vzhľadom na veľkú tektonickú porušenosť a chýbanie väčších fosílií je veľmi ťažké stanoviť presnú postupnosť vrstevného sledu.

Z pozorovania v teréne sa však zdá, že najspodnejším členom triasového komplexu sú sivé, masívne až hrubolavicovité jemnozrnné vápence s ojedinelými hľuzami čiernych rohovcov (lokalita Biela skala). Štruktúra je pseudoolitová až oospiritová, rekryštalizovaná. Hľuzky rohovcov sú tvorené mikrokryštalickým kremeňom. Ojedinele sa vyskytujú kremenné zrná s uzavreninami kalcitu.

Vyššie v karbonátovom komplexe sa vo vápencoch objavujú polohy lavicovitých dolomitických vápencov až dolomitov.

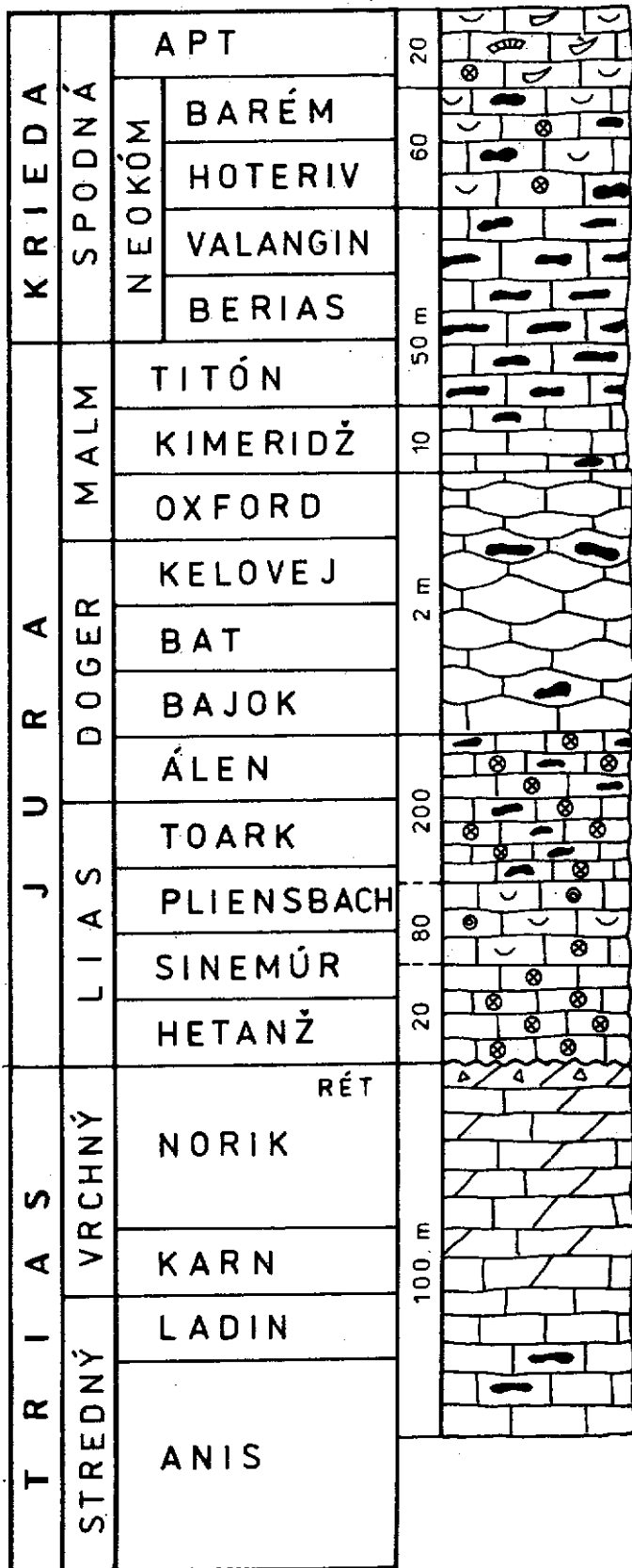
Najvyššie členy sú tvorené sivými lavicovitými (lavice 10 až 30 cm) dolomitickými vápencami až dolomitmi. Mikrofaciálne sú to mikrity až biomikrosparity. Štruktúra je mikrokryštalická. Základnú hmotu tvorí mikrokryštalický karbonát. Zo zriedkavých organických zvyškov sa zachovali radiolárie a prierezy malých misiek patriacich pravdepodobne larválnym štádiám ostrakódov.

Ako už bolo spomenuté, v stratigrafii triasu haligovskej skupiny existujú v súčasnosti značné medzery. Časť karbonátov sa na základe analógie hlavne s vysokotatranským triasom všeobecne považuje za stredný trias. Problematickým zostáva predovšetkým vek karbonátov v podloží krinoidových vápencov spodného liasu. Z. KOTAŇSKI (1963 a 1976) ich považuje za ekvivalent kampilských vrstiev. Z našich výskumov by však vyplývalo, že tieto lavicovité karbonáty sú naopak v nadloží vápencov stredného triasu a zodpovedajú najskôr vrchnému triasu. Stratigrafických dôkazov zatiaľ niet ani pre jednu, ani pre druhú alternatívu. Z upadania vrstvičiek však vyplýva, že smerom k liasovým vápencom sa ide do nadložia. Celková hrúbka triasových sedimentov je približne 100 m.

J u r a

78 Sivé hrubokrinooidové vápence

V súlade s HORWITZOM a RABOVSKIM (1929) považujeme tieto vápence za bazálny člen jurského vrstevného sledu, ktorý má spočívať transgresívne na podložnom karbonátovom súbore triasu. Z. KOTAŇSKI (1963, str. 297) uvažuje o výraznej uhlovej diskordancii medzi liasom a triasom. Naše terénne pozorovania nemohli potvrdiť takúto uhlovú diskordanciu. V malom odkryve vsv. od Sových skál sme mohli konštatovať nasledovnú situáciu:



organodetritové a rudistové vápence - vK₁b-ap

tmavosivé organogénne a slabokrinooidové vápence s ojedinelými rohovcami - ^ovK₁h-b

sivé lavicovité vápence s rohovcami - ^rvJ₃-K₁n

svetlosivé jemnozrnné masívne váp. s ojedinelými rohovcami

svetlosivé hľuznaté vápence s ojedinelými rohovcami
^rvJ₂₋₃ka-ok

sivé, piesčítokrinooidové vápence s čiernymi rohovcami
^rvpkJ₁₋₂d-a

sivé organogénne a oolitové vápence - ^ovJ₁k-d

svetlosivé hrubokrinooidové vápence - ^kvJ₁?h-s

dolomitové vápence až dolomity - dT₂

tmavosivé vápence s ojedinelými vápencami - vT₂

Obr. 4 Mezozoikum haligovskej jednotky

v nadloží sivých lavicovitých dolomitických vápencov, litologicky zodpovedajúcich vrchnej časti karbonátového komplexu triasu sa objavujú sivé krinoidové vápence liasu. Samotný kontakt nie je viditeľný (prekrytie je asi 3 m). Z úložných pomerov hornín triasu a spodného liasu však možno usudzovať, že je konkordantný. Uhlovú diskordanciu, akú vyobrazil i keď schematicky Z. KOTANŠKI (op. cit. str. 297), sme nemohli konštatovať.

Bazálne časti krinoidových vápencov zodpovedajú biomikritom až krinoidovým biomikritom. Okrem dobre zachovaných krinoidových článkov sa tu našli: *Ophthalmidium* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., ostne ježoviek, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK a „filamenty“.

Vyššie časti krinoidových vápencov zodpovedajú krinoidovým biosparitom. Z týchto vápencov L. HORWITZ a F. RABOWSKI (1929, s. 112) uvádzajú: *Avicula (Oxytoma) inaequivalis* L. WAAGEN, ktorá by potvrdzovala sinemúrsky vek. Hrúbka je približne 20 m.

77 Svetlosivé organogénno-oolitické vápence

Vystupujú v nadloží krinoidových vápencov. Sú masívne alebo hrubolavicovité. Štruktúru majú organogénnu - biomikritovú. L. HORWITZ a F. RABOWSKI (1929) uvádzajú lokálne akumulácie oolitov (oosparity). Okrem ojedinelých článkov krinoidov sa tu našli prierezy foraminifer (*Ophthalmidium* sp.) *Globochaete alpina*. Poľskí autori uvádzajú nálezy belemnítov a zaraďujú tieto vápence do pliensbachu. Hrúbka je približne 80 m.

76 Sivé piesčito-krinoidové vápence s čiernymi rohovcami

Tvorí približne polovicu haligovského bradla. Sú to sivé až tmavosivé lavicovité (5-10-15-20-30 cm) piesčito-krinoidové vápence s hľuzami čiernych rohovcov. Mikrofaciálne sú to biosparity (často rekryštalizované) s mikritovou základnou hmotou. Okrem krinoidových článkov sa tu nájdu: *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Amodiscus* sp. L. HORWITZ - F. RABOWSKI (1929, s. 113) uvádzajú z tohto komplexu bohatú faunu brachiopódov, lamelibranchiátov a belemnítov stredného až vrchného liasu, prípadne až alenu. Hrúbka je približne 200 m.

75 Svetlosivé hľuznaté a masívne vápence s ojedinelými rohovcami

Ich výskyt je obmedzený a dosahujú malú hrúbku. V malom odkryve sz. od jaskyne Axamítka nad sivými krinoidovými a rohovcovými vápencami vystupujú: svetlosivé, viac alebo menej hľuznaté jemnozrné vápence s ojedinelými drobnými hľuzkami hnedých rohovcov. Vápence v spodnej časti odkryvu sú biomikri-

ty. Dosahujú hrúbku 120 cm. V nadloží pristupuje lavica 35 cm svetlosivých vápencov s červenými a čiernymi rohovcami. V ich nadloží sú uložené hľuznaté vápence (asi 40 cm), ktoré obsahujú protoglobigeríny a patria už kalovu-oxfordu. Mikroorganizmy spodnú časť hľuznatých vápencov zaraďujú do bajoku-batu?

V nadloží pristupujú svetlosivé masívne jemnozrnné vápence s ojedinelými rohovcami, ktoré na základe kalpionel patria už pravdepodobne kimeridžu-titónu. Hrúbka je približne 2-10 m.

J u r a - k r i e d a

74 Sivé kalové vápence s rohovcami

Sú to svetlosivé a sivé lavicovité (10-15 cm) kalové až jemné vápence so svetlými alebo čiernymi rohovcami. Mikrofaciálne sú to biomikrity s bohatými spoločenstvami tintiníd. Bazálne časti obsahujú: *Crassicollaria parvula* REMAM, *Crassicollaria colomi* DOBEN, *Calpionella alpina* LORENZ, *Colomisphaera carpathica* (BORZA) atď. Toto spoločenstvo indikuje vrchný titón, zónu *Crassicollaria*.

Vyššie vystupuje rádioláριοvo-kalpionelová mikrofacia s *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Crassicollaria intermedia* (DURAND, DELGA), *Calpionellites neocomiensis*, *Calpionellopsis simplex* (COLOM) a *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH).

Ďalej v nadloží vystupuje kalpionelová zóna. Táto obsahuje: *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY, *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU) a *Pseudolamarckina* sp.

Najvyššie časti neokómskeho súvrstvia obsahujú taktiež bohaté spoločenstvo tintiníd: *Tintinnopsella longa* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Calpionellites darderi* (COLOM) a *Calpionellopsis simplex* (COLOM). Toto spoločenstvo zodpovedá beriasu.

K r i e d a

73 Tmavosivé organogénne až slabokrinooidové vápence

Tieto vápence tvoria niekoľko izolovaných bradiel a skalných stien z. až jz. od kóty Na Plašni (889,2). Makroskopicky sú to tmavosivé organogénne až slabokrinooidové vápence s čiernymi rohovcami. Sú to detritické vápence až kalkarenity. Organogénne úlomky sú tvorené článkami krinooidov, ostňami ježoviek, hrubostennými lamelibranchiátmi, miliolidnými foraminiferami (*Triloculina*), aglutinovanými foraminiferami, ojedinele

planktonickými foraminiferami (rod *Hedbergella*) a *Orbitolina* sp.. Toto spoločenstvo umožňuje zaradiť vápence do hoterivus-
sp. barému. Hrúbka je približne 60 m.

72 Sivé organodetritové a rudistové vápence

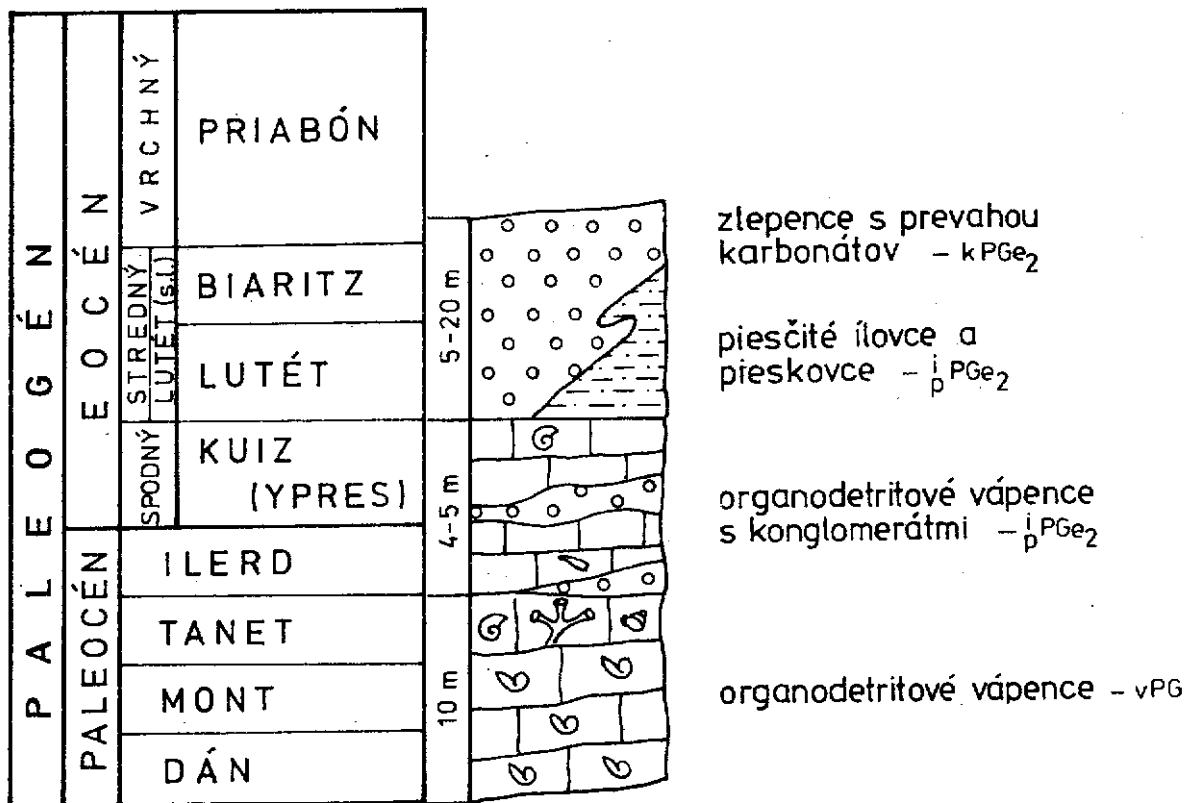
V oblasti haligovského bradla tvoria dve izolované bradlá nevelkých rozmerov. Mikrofaciálne sú to: rekryštalizovaný krinoidový biosparit až organodetritický kalkarenit. Z bioklastov sa tu nachádzajú: krinoidové články, machovky, serpulidy, úlomky rias *Munieria*, sesilne foraminifery, *Lithophylum* sp., úlomky schránok lamelibranchiátov, gastropódov, brachiopódov, červov (*Holiotus*), tubifytov a rudistov. Ďalej sa tu našli orbitolíny. Hrúbka je asi 20 m. Stratigraficky ich radíme do vyššieho barému až aptu.

Západne od haligovského bradla, po oboch stranách doliny Vápeníku, vystupujú svetlosivé až tmavosivé lavicovité (5-20 cm) jemnozrnné vápence s čiernymi rohovcami. Vápence sú oddelené medzivrstvičkami slieňov. Spodné časti súvrstvia majú biomikritovú štruktúru (rádioláriový biomikrit). Z organických zvyškov sa tu našli: *Spumelarie*, *Dictyomiktra*, *Nannoconus* sp., *Anomalina* sp., *Epistomiina* sp. Smerom do nadložia vápence sa stávajú škrvnité a ubúda rohovcov. Stratigraficky toto súvrstvie kladieme do valanginu až hoterivu. Hrúbka 35-50 m. Najvyššie časti opísanej sekvencie sú tvorené sivozele-
nými škrvnitými, lavicovitými (5, 10, 15 cm) slieňovitými vápencami, ktoré sa striedajú so sivozele-
nými slieňovitými. Mikrofaciálne sú biomikrity. Z organických zvyškov sa vyskytujú hlavne: *Hedbergella* sp., *Anomalina* sp., *Praeglobotus* sp. Značné množstvo hedbergel by mohlo indikovať už albský vek škrvnitých vápencov.

Hoci vyššie opísaný sled vrstiev leží v tesnom susedstve haligovského bradla, nepočítame ho ku haligovskej jednotke. Vychádzame pritom z toho, že vyššia spodná krieda (valangin, hlavne však hoteriv - apt) je v odlišnom litofaciálnom vývine, t.j. hlbokovodnejšom, než je tomu v haligovskej jednotke. Na základe hlbokovodnejšieho vývinu a prítomnosti škrvnitých vápencov albu (veľmi podobných tisalským vápencom kysuckého vývinu) počítame tento sled k bradlovým vývinom.

PALEOGÉN

Paleogén haligovskej jednotky na liste začína organodetritickými sivými vápencami. Nachádzajú sa vo forme izolovaných blokov, a to severne od usadlosti Paluby pri južnom ukončení mezozoika haligovskej jednotky, ďalej severne od dediny Veľký Lipník a na kóte 844,3. Sú to biohermné, faunou a flórou preplavené sivé vápence. Najpravdepodobnejšie vznikali ako "lemové" rify alebo ako izolované rifové hniezda v plyt-



Obr. 5 Paleogén haligovskej jednotky

kom otvorenom prostredí navzájom oddelené od seba kanálmi, ktorými prúdil do sedimentačného prostredia úlomkový materiál zo zdrojovej oblasti. Rifové organodetritické vápence v študovanej oblasti sú na druhotnom mieste. Pre ich malé rozmery sa nám nepodarilo zistiť zonalitu rozmiestnenia organických zvyškov. A. KULLMANOVÁ mikroskopicky zistila, že organodetritický kalcirudit na pravom brehu Lipnického potoka (severne od usadlosti Paluby) obsahuje koraly, rotaloidné foraminifery, gastropódy, kvinkvelokulíny, ale neobsahuje faunu numulitov, ako je to v prípade výskytu na kóte 844,3. Z toho usudzujeme, že organodetritický vápenec na kóte 844,3 je relatívne najmladší alebo že sa vo výbrusoch rifového vápenca pri Palubách numulity nenašli. Prítomnosť exotických zlepencov vo vápenci na kóte 844,3 nám signalizuje, že vápence vznikli ako bazálna časť haligovskej paleogénnej sukcesie. A. MATĚJKA (1963) vyčleňuje za najstarší člen haligovskej paleogénnej sukcesie (haligovskej jednotky) pestré paleocénne vrstvy. My sme ich začlenili do bradlového pásma, pretože spolu s jarmutskou litofáciou (pročskými vrstvami) tvoria v celom bradlovom pásme aj ďalej na JV iba izolované útržky. Najčastejšie ich možno pozorovať na kontakte s vnútrokarpatským paleogénom, ktorého sú pravdepodobne súčasťou.

Vyššie v haligovskom vývoji vystupuje flyšová litofácia

IPGe₂ 69 tvorená prevažne silne vápnitými pieskovcami a vápnitými ílovcami. Pieskovce sú iba zriedkavo hrubšie ako 30 cm. Ich maximálna hrúbka je 50-70 cm. Sú to v podstate už hrubozrnné pieskovce až mikrokonglomeráty. Obsahujú tiež faunu numulitov. Väčšina pieskovcových lavíc má vyvinutý Tc-e interval. Tá Boumov interval (gradačný) sa vyskytuje len sporadicky. Pieskovce sú 20-30 cm hrubé, väčšinou jemnozrnné. Ojedinele sa vyskytujú aj väčšie polohy (50-70 cm) hrubozrnných pieskovcov až mikrokonglomerátov. Aj v nich sa nachádzajú numulity. Dominujúcou zložkou skúmaných hornín sú úlomky vápencov (resp. dolomitových vápencov). Obvykle sú dobre zaoblené. Ich zastúpenie sa pohybuje v rozmedzí 31-89 % (T. ĎURKOVIČ). Ďalšou najhojnejšou zložkou je kremeň. Býva ostrohranný, slabo zaoblený, podiel v základnej hmote tvorí 3-21 %. Živce sú zastúpené ortoklasom a plagioklasom (0,5-4,7 %). Bývajú často kalcifikované. Muskovit, úlomky rohovcov a bazických hornín sa vyskytujú sporadicky. Základná hmota vápencových pieskovcov je tvorená kalovým karbonátom. Tmel je kalcitový. Ílovce, ktoré sú súčasťou týchto flyšových sekvencií, sú vápnité s mikrofaunou stredného eocénu. Sú svetlosivé, vápnité. Flyšovú litofáciu na základe určenia veľkých foraminifer (M. VÁŇOVÁ) a mikrofauny (V. GAŠPARIKOVÁ) zaraďujeme do stredného eocénu. Najvyšším stratigraficko-litologickým členom v haligovskom paleogéne sú mohutné polohy zlepencov až ostrohranných brekcií kPGe₂. Vyvíjajú sa z flyšovej litofácie ako vyložene karbonátové zlepence. Tvoria podobné morfológické bralá ako známe súľovské zlepence. Tento mohutný zlepencový komplex reprezentuje oblasť Axamitky, ale aj kóty Venglinska medzi dedinou Červený Kláštor a kúpeľmi v Červenom Kláštore (bývalá Smerdžonka). Vrty IGHP Žilina v kúpeľoch pri Červenom Kláštore, hlboké asi 100 m, nevyšli z týchto zlepencov. Prevala ostrohranných dolomitových a slabo oválnych karbonátov dominuje v zlepencoch Axamitky. Výrazné striedanie piesčitých polôh s ojedinelými ílovcovými vložkami nepotvrďuje ich bazálnu pozíciu, ako sa skôr uvažovalo. Západnejšie od mezozoika haligovskej jednotky v karbonátových zlepencoch sa nájdu ojedinelé valúny kryštalinika, kým východnejšie od neho v zlepencoch Axamitky sú valúny kryštalinika viac raritou ako pravidlom.

Celý vyčlenený litofaciálny komplex zlepencov na základe superpozície radíme do vyššieho stredného eocénu.

BRADLOVÉ PÁSMO

Prvý kto zistil, že v Pieninách sú dva odlišné vývoje hlavne jury, bol M. NEUMAJER (1871). Predpokladal, že jeden z nich je typický len pre bradlové pásmo a druhý vývoj porovnával s jurou Vysokých Tatier. Nazval ich vysokokarpatským a subkarpatským vývojom. V. UHLIG (1890) prvý z vývojev nazval

subpieninský vývoj (alebo bohatým na skameneliny) a druhý pieninský vývoj (chudobný na skameneliny). Neskôr poľskí geológovia tieto vývoje nazývali čorstynskou a pieninskou sériou.

Okrem dvoch hlavných vývojov (sérií) - čorstynského a pieninského - sú v bradlovom pásme uznávané ďalšie série, a to: manínska a kostelecká alebo klapská (D. ANDRUSOV 1938). Manínska séria je vyvinutá len v púchovskom úseku a haligovská séria (jednotka) je vyvinutá len v Pieninách pri Haligovciach. Pieninská séria v západnej časti bradlového pásma sa delí na tri prechodné vývoje.

V Poľsku sú to jednotky: pieninská = (kysucký vývoj)
braniská
niedzická = (pruský vývoj)
czertezická = (podbielsky vývoj)

Okrem vydelených jednotiek (sérií, vývojov, resp. skupín) jestvuje v Poľsku ešte jednotka grajciarky, ktorá sa pozične kladie severne od jednotky čorstynskej.

Toto delenie bradlového pásma u nás, ako aj v Poľsku je vybudované na základe stratigraficko-tektonického členenia. Neskôr pre potvrdenie tohto členenia sa hľadali zdôvodnenia tiež v paleogeografických rekonštrukciách sedimentačných priestorov.

Stratigraficko-litologické sukcesie bradiel v Pieninách (pieninský bradlový úsek) a v šarišskej skupine bradiel sú nasledovné:

MEZOZOIKUM

J u r a

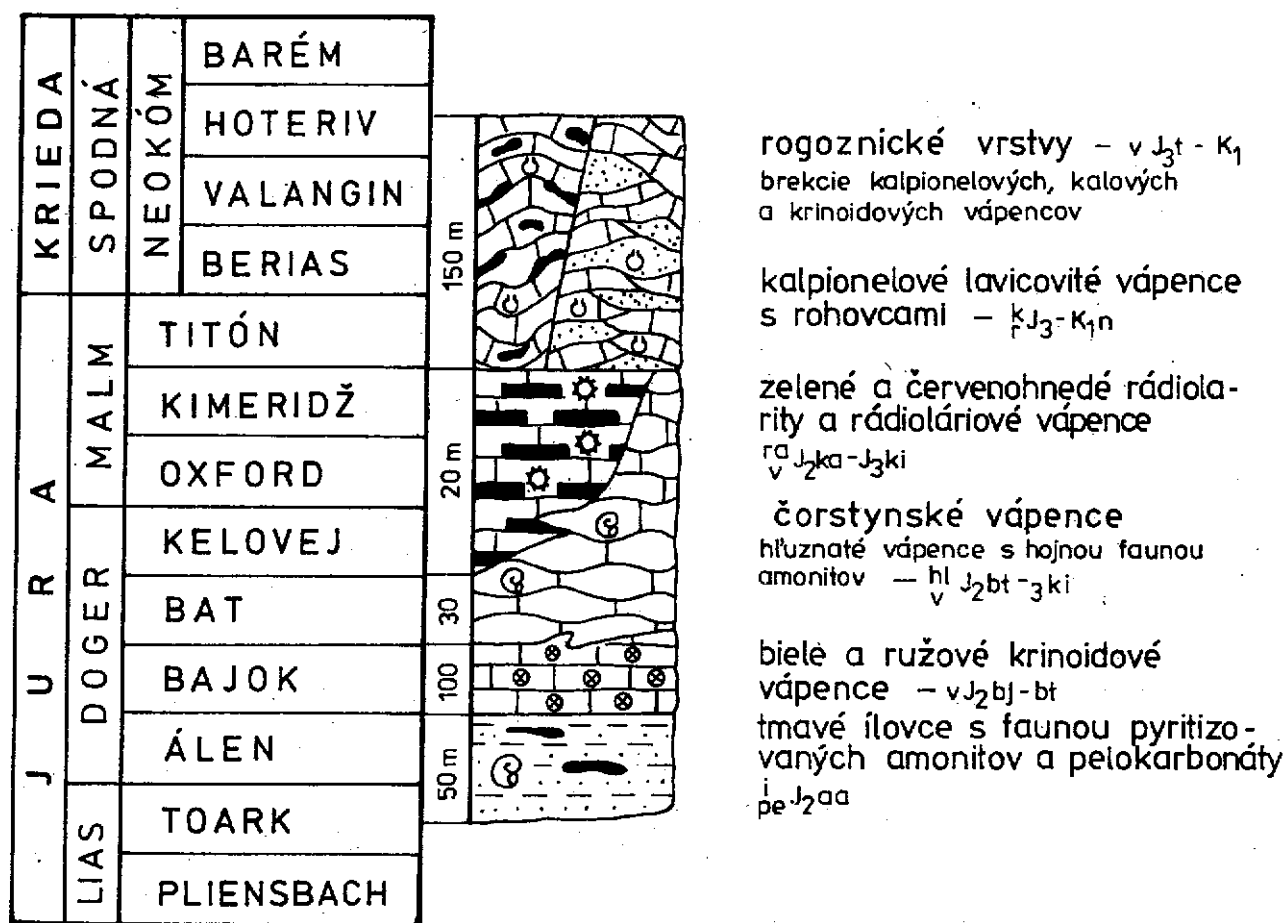
67 Čierne a tmavosivé ílovce, škvornité sliene („fleckenmergle“), pelokarbonáty

V bradlovom pásme pieninského a šarišského úseku najstaršie sedimenty mezozoika nachádzame v potoku Litmanovka, v lome pod Štítnikom 834,8 a v deluviálnych hlinách medzi Kyjovom a Šarišským Jastrabím. Škvornité sliene až vápence v čorstynskej sérii a v prechodných sériách sú často označované ako škvornité opalinové sliene podľa zóny s *Leioceras opalinum*. Vek týchto škvornitých slienov na základe anglickej školy rozdelenia amonitových zón (W.J. ARKELL 1956) prináleží álenu (= sp. bajok).

Amonitové zóny álenu podľa ARKELLA sú:

Craphoceras concavum zóna
Brasilia bradfordensis zóna
Ludvigia murchisonae zóna
Áncolioceras ssp. zóna
Imetoceras acissum zóna
Leioceras opalinum zóna

V pieninskej sérii škvornité sliene a vápence („fleckenmergle“) sú často zaraďované už do liasu (toark).



Obr. 6 Jura a spodná krieda bradlového pásma

Nad škvrnitými opalinovými vrstvami v bradlách pričleňovaných k čorstynskej sérii sú murchisonové ílovce („bridlice“). V poľských Pieninách sa o murchisonových vrstvách zmieta už ZEISZNER (1847), V regióne bradlového pásma Pienín a šarišského úseku sú najlepšie odokryté v potoku Litmanovka. Sú to čierne až modrosivé ílovce, slienité ílovce s množstvom pyritizovanej, hlavne amonitovej makrofauny. Hrúbka vrstiev je do 10 m. Obsahujú konkrécie pelosideritov menších rozmerov (5-30 cm). Farba pelosideritov (pelokarbonátov) je väčšinou modrosivá alebo svetlomodrá. Pri zvetraní sú hrdzavé, resp. červenohrdzavé. V jadrách konkrécií sa často nájde pyritizovaná makrofauna alebo kryštálky pyritu. V ílovcoch sú hojné lupienky vláknitého kalcitu.

Makrofaunu z najbohatšej lokality Litmanovej z opalinových, resp. murchisonových vrstiev určenú E. SCHEIBNEROVOU (1964) a M. RAKÚSOM (1975) reprezentujú:

- Ptychophylloceras tatricum (PUSCH)
- Ptychophylloceras chonomphalum (VAC.)
- Calliphylloceras connectus
- Lytoceras rasile VAC.
- Lytoceras rubescus (DUMORT.)

Ludvigia murchisonae (SOW.)
Ludvigia obtusifolia BUCKM.
Ludvigia eschense P. MAUB.
Ludvigia reflua (BUCKM.)
Brasilia brodfornensis (BUCKM.)
Graphoceras concavum formosum (BUCKM.)
Graphoceras V-scriptum (BUCKM.)
Graphoceras costa (BUCKM.)
Graphoceras robustum BUCKM.
Graphoceras tenuis (BUCKM.)
Hyperlioceras discites (WAAG.)
Posidonia alpina (GRAS)
Discohelix petersi UHL.

Chudobnú mikrofaunu piesčitých ílovcov zastupuje:

Quinqueloculina sp.
Lenticulina prima (D'ORB.)
Lenticulina subalata (REUSS)
Lenticulina varians (BRONNIMANN)
Lenticulina muensteri (ROEMER)
Patellinella sp.
Epistomina nuda TERQ.

Z určenej fauny z čiernych piesčitých ílovcov Litmanovky môžeme usúdiť, že vyčlenené amonitové zóny W.J. ARKELLA (1956) majú tu svojich reprezentantov. Podľa toho čierne piesčité ílovce s ojedinelými pieskovcovými lavicami a pelokarbonátmi, resp. škvrnité sliene môžeme zaradiť k najvyššiemu álenu.

66 Krinoidové vápence

V celom bradlovom úseku na regionálnej mape sa nachádzajú biele a červené krinoidové vápence, ktoré stratigraficky zaradil už D. ŠTÜR (1860). Sú to väčšie i menšie bradlá vystupujúce buď samostatne, alebo sú súčasťou stratigraficko-litologického sledu. Krinoidové vápence boli najčastejšie v minulosti, ale aj teraz vyhľadávaným lomovým kameňom. Najväčší lom krinoidových vápencov s celoročnou prevádzkou je severne od dediny Jarabina. Je tu biely a červený, resp. ružovočervený krinoidový vápenec s nadložnými hľuznatými čorstynskými vápencami. Jeho farebnosť má nepravidelné šmuhy. Červené krinoidové vápence sú spravidla superpozične bližšie k hľuznatým čorstynským vápencom a svetlejšie krinoidové vápence sú v spodnejších horizontoch. Krinoidové vápence sú masívne, len zriedkavo v nich sú lavicovité polohy. Makroskopicky v nich vidieť zrná kremeňa detritického (1-2 mm Ø), ako aj drobné úlomky dolomitov, resp. červených ílovcových závalkov (keuper). Vo výbrusoch okrem makroskopických zŕn kremeňa, karbonátov a červených ílovcov vidno úlomky ihlíc húb, hematit a limonit. Práve limonit a hematit dodávajú krinoidovým vápencom farebný odtieň. Lavicovitosť masívnych krinoidových vápencov niekedy zvyrazňuje uloženie úlomkov karbonátov zoskupených do jemných šmúh. Lavicovitosť, a tým aj priebeh vrs-

tiev zvýrazňuje aj samotné krinoidové články, ako aj celé úlomky ľalijníc. Oni udávajú tiež smer ich transportu v miestach depozície.

V krinoidových vápencoch je málo dobre zachovanej mikrofauny na rozdiel od nadložných hľuznatých čorstynských vápencov. V západnej časti bradlového pásma sa doteraz našlo viac určiteľných druhov, ktoré reprezentujú stupne bajok – bat. D. ANDRUSOV (1945), D. ANDRUSOV – E. SCHEIBNER (1960) z doliny Oravy z červených krinoidových vápencov uvádzajú nasledujúcu makrofaunu: *Rhynchonella conica* (SOW.), *Rhynchonella triplicosa* QU., *R. triplicosa furcillata* (QU.), *R. concinna* (SOW.); *R. lacunosa* QU., *R. lacunosa arolica* OP., *Terebratula* (*Loboidothyris*) *perovalis* SOW., *T. (L.) ingeus* RÖL., *Zeilleria waltoni* (DOV.). V doline Váhu z uvedených krinoidových vápencov vyššie uvedení autori uvádzajú faunu: *Cadonites* (vel.) *stephanoceras* sp., *Rhynchonella* sp. a *Terebratula* sp.

Z regiónu Pienín a šarišského úseku bradlového pásma sú určené druhy: *Holcotelus* cf. *munieri* (DESLONG), *Rhynchonella* sp., *Pentaerinus* sp., ako aj z hradu Kamenica n/Torysou pochádza *Isjuminella decorata* určená J. PEVNÝM (in J. NEMČOK 1975).

65 Hľuznaté vápence s faunou amonitov (čorstynské vápence)

Čorstynské hľuznaté vápence svetloružových odtieňov sú tak isto ako opísané krinoidové vápence roztrúsené v početných bradielkach po celom vymapovanom pieninskom a šarišskom úseku bradlového pásma. Tento typický hľuznatý vápenec je v podstate zhluk hľúz, resp. zvyškov (úlomkov) amonitových jadier niekde s náznakom ich gradácie. Najlepšie pozorujeme náznaky gradovania v čorstynských vápencoch severne od Jara-biny a pod hradom Kamenica nad Torysou. Imel medzi hľuzami vytvára vápnito-ílovitá, niekedy úplne rozpadavá hmota, z ktorej vypadávajú pekne zachované jadrá amonitov. Vo vyššej časti hľuznatých čorstynských vápencov pozorujeme celistvejšie ružovkasté vápence s faunou belemnitov. Ich najvyššiu časť tvoria ružovkasté vápence s aptychmi a zobákmi nautilov (*Rhyncholites*). V najlepšie zachovanom profile cez čorstynské vápence pod hradom Kamenica n/Torysou, na Nomeckom vrchu a na kóte Marmon, severne od Starej Ľubovne, je vápenato-hematitové spojivo hľuznatých vápencov v spodnej časti slabo scementované. Vrchné čorstynské vápence sú zo sedimentologického hľadiska zložené z drobnejších úlomkov hľúz a makrofauny. Hľuznatosť sa stáva menej výrazná a vápenec je viditeľne lavicovitý a svetlejšej ružovej farby. Niekedy je prechod do nadložia zvýraznený aj zmenou farby čorstynských vápencov. V profiloch často vidieť aj svetlé a zelenosivé vápence prechádzajúce do kalpionelového vápenca.

V niektorých profiloch čorstynský vápenec obsahuje aj nahromadenie mangánu (Mn), čo spôsobilo jeho tmavšie sfarbenie. Náhly prechod podložných krinoidových ružovočervených vápencov do hľuznatých čorstynských vápencov vyvolal mnohé

úvahy o prerušení sedimentácie, o vynorení starších stratigraficko-litologických sekvencií, ako aj o príčinách hruboušľomkovitej sedimentácie. Čorstynské vápence majú občas na báze sedimentárne brekcie zložené z červených a bielych krinoidových vápencových úlomkov, tmelených pojivom čorstynských vápencov (porovn. K. BIRKENMAJER 1952, 1958a). V tomto horizonte sú časté infiltrované mangánové povlaky.

Lahká separácia a množstvo amonitov, belemnitov a Palijníc, brachiopódov atď. umožňovala v minulosti i v súčasnej dobe stanoviť stratigrafické rozšírenie vymedzeného súvrstvia v rozpätí kelovej-kimeridž. Z prác D. ANDRUSOVA, E. SCHEIBNERA a K. BIRKENMAJERA a zo starších faunistických listov môžeme v čorstynských vápencoch vyčleniť až tri horizonty zodpovedajúce keloveju, oxfordu a kimeridžu. Toto rozdelenie má viac teoretický ako praktický význam. M. RAKÚS (in J. NEMČOK 1975) určil z lomu v Jarabine nasledujúcu faunu amonitov:

Nannolytoceras tripartitum (RASPALI)
Procerites ex gr. *tmetolobus* BUCKMAN
Cadonites cf. *deslong champsi* (DEFRANCE in ORB.)
Parkinsonia (*Gonolites*) sp.
?Bullatimorphites sp.

Táto fauna sa prihovára za skorší vznik čorstynského vápenca. Podľa M. RAKÚSA čorstynské vápence vznikli v bate. Ich rozpätie je bat – kimeridž.

Na základe sedimentologickej analýzy je to nahromadenie preplavenej amonitovej fauny (ak pripustíme gradačné usporiadanie organických zvyškov), a tým vek čorstynského vápenca prináleží najmladšej nájdennej faune.

64 Rádiolarity a rádioláριοvé vápence

Rádiolarity a rádioláριοvé vápence sú rozšírené hojne v bradlovom pásme. Nachádzame ich obvykle ako samostatné vy-preparované bradielka alebo ako súčasť bradiel s nadložnými, resp. podložnými stratigraficko-litologickými horizontmi. Pozícia rádiolaritov v bazálnych sukcesiach v minulosti najviac ovplyvnila rozdelenie na prechodné vývoje. Je fakt, že rádiolarity sa aj dnes považujú za produkt hlbokého mora (4200 a 8200 m KSZIAZKIEWICZ 1959, str. 275). V stratigrafickej sukcesii rádiolarity nachádzame medzi krinoidovými vápencami a titónskymi pleťovými vápencami. Často sú spolu s čorstynskými vápencami, čo veľmi komplikuje sedimentologické, ale aj stratigrafické ponímanie vyčleneného súvrstvia.

Rádiolarity a rádioláριοvé vápence sú v podstate vrstevnaté sedimenty zelenej a tmavočervenej farby. Sú zväčša povlečené Mn-oxidmi. V Šarišskom Jastrabí bol dokonca v týchto horninách robený aj výskum Mn rudy (J. ILAVSKÝ 1955). V chotári Pod skalky rádiolarity nachádzame spolu s titónsko-neokómskymi lavicovitými vápencami typu „biancone“. V Litmanovej ich nachádzame nad krinoidovými vápencami v podloží hľuznatého čorstynského vápenca. V niektorých profiloch úplne chýbajú,

čo väčšinou ovplyvnilo začlenenie celej sukcesie k niektorej bradlovej sérii.

Vek rádiolaritov bol v minulosti stanovený na základe stratigrafického zaradenia podložných krinoidových hornín, resp. nadložných hľuznatých čorstynských vápencov alebo titónskych vápencov. Ones máme stratigrafické datovanie aj samotných rádiolaritov pomocou rádiolárií.

Z lokalít Podsádok, Šarišské Jastrabie a i. určila A. ONDREJČKOVÁ (1985) nasledujúcu rádioláriovú asociáciu:

<i>Ethmosphaera inaequalis</i>	
<i>Emiluvia cf. premyogii</i>	
<i>Hamloparonaella argolidensis</i>	bat - oxford
<i>Tritrabs ewingi</i>	
<i>Zhamoidellum ovum</i>	
<hr/>	
<i>Emiluvia pessanoi</i>	
<i>Praeconocaryomma immodica</i>	
<i>Triactoma trigonum</i>	oxford - sp. krieda
<i>Paronaella cf. pristidentata</i>	
<i>Praeconocaryomma cf. hexagona</i>	

Z vyššie uvedeného, ako aj zo stratigrafickej pozície nadložia a podložia vyplýva, že rádiolarity a rádioláriové vápence sedimentovali hlavne počas keloveju až kimeridžu.

J u r a - k r i e d a

63 Rogožnícke súvrstvie (brekcie)

Sú hojné v bradlách pri Kamenici n/Torysou, Plavči, Litmanovej, Jarabine, Šarišskom Jastrabí a Myjave. Rogožnícke vrstvy sú spájané s čorstynskou sériou a prvý sa o nich zmieňuje E. MOJSISOVIČ (1867), G. STACHE a M. NEUMAYER (1868). Rogožnícke vrstvy najmä v Poľsku sú tak detailne rozpracované, že množstvo litofaciálnych variet nie je možné kartograficky vyjadriť na normálnych topografických podkladoch. Do rogožníckych vrstiev môžeme zaradiť tieto litotypy:

- biely kalpionelový vápenec (3,5-11,5 m)
- vápence detritické (okruhové) (3 m)
- falstynský krinoidový vápenec (cca 2 m) Durstynske váp.
- mušlovec rogožnícky červený (2-3 m)
- mušlovec rogožnícky biely (cca 35 m)
- globochétový vápenec ružový (1,5-3 m)
- globochétový vápenec biely (1-4 m)
- vápenec Lysaňský (8,7-13,2 m)
- vápenec brachiopódový (4-5 m)
- vápenec krinoidovo-brachiopódový (1,6 m)
- vápenec krinoidovo-ptychový (3,8 m)
- spišský vápenec (16,5-9 m)

Množstvo variet vrchnojurských až spodnokriedových vápencov

v poľskom úseku bradlového pásma vyčlenili K. BIRKENMAJER a S. GOSIŁROWSKI (1961b). Charakteristickým znakom rogožníckych vrstiev tak vo vymapovanom území, ako aj v Poľsku je ich litofaciálna variabilita. Z toho dôvodu sa uprednostňujú pri pomenovaní raz kritériá faunistické, inokedy zase štruktúrnosedimentologické. Napr. spišský vápenec je zložený väčšinou z úlomkov krinoidov a len veľmi ťažko sa odlišuje od krinoidových vápencov dogeru. Na rozdiel od dogerských krinoidových vápencov má hojnosť aptychov. Detritické vápence sú zase tvorené väčšinou z bielych vápencov kalpionelových (0,5-50 mm úlomky), ktoré sú utopené v hrubopiesčitom tmele (záмок Kamenica n/Torysou) sivej až žltkastej farby. Tmel obsahuje len zriedkavo sporú faunu. Reprezentujú ju úlomky *Falijnic*. Na proti tomu úlomky pleťových vápencov obsahujú typickú asociáciu mikroorganizmov: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH a *Globochaete alpina* LOMBARD.

Rogožnícke súvrstvie (vápence) tvoria rôznofarebné, navzájom odlišné vápence s mikro- a makrofaunou podobnou pleťovým kalpionelovým vápencom, ktoré sú pričleňované k pieninskému, resp. kysuckému vývoju. Rogožnícke variety vápencov sú kartograficky nerozčlenené pre ich malé hrúbky. Prekrásny profil rogožníckych vápencov je pri ceste do Kyjova (neďaleko štátnej cesty). V reze pozorujeme výrazné šmuhy lumachelových nahromadenín. Vytvárajú pekné krížové zvrstvenie z úlomkov makro- i mikrofauny. Lumachelové zoskupenia obsahujú určiteľnú faunu, z čoho v minulosti pramenili názvy „Crinoiden brekcia, Aptychenbrekcia, Brachiopodenbrekcia“ atď. Tým bola vyjadrená prevaha konkrétnej fauny. Faunistické variety rogožníckych vrstiev (vápencov) sa menia nielen v rámci jednotlivých bradiel a bradielok, ale aj v rámci jedného bradla. Litofaciálne variety rogožníckych vrstiev vyvolali mnoho úvah a návrhov nielen na ich pomenovanie, ale aj na ich rozčlenenie alebo ponechanie v celku ako titónsky čorstynský vápenec. Hojný je výskyt makrofauny zo spóry *Globochaete alpina* LOMBARD, *Saccocomy* sp., ako aj tintinoidných (nálevníkových) spoločentiev. Z toho dôvodu sa v minulosti vek rogožníckeho súvrstvia čorstynskej série stotožňoval s kalpionelovými vápencami typu „biancone“. Tento názor na vek rogožníckych vrstiev vápencov (viď K. BIRKENMAJER 1963) pretrváva dodnes. Titónsko-berianský vek potvrdzujú aj ďalšie určenia fauny. J. PEVNÝ (in J. NEMČOK 1972) z bradla Nad Skalkou jv. od Plavča určil *Pygope diphya* (COLQUINA), *Antinomia catulloi* (PICTET), *Pygope triangulus* (LAMARCK) a *Protetragonites* sp.

62 Kalpionelové i bezkalpionelové slienité vápence s rohovcami

Uvedené vrstvy tvoria v študovanom pásme najväčšie masy bradiel (viď Pieniny - Červený Kláštor). V mapách majú obvykle morfológické pomenovania, napr. „rebrá“, čo dokumentuje ich úzky a dlhý priebeh vyčnievajúci nad terénom. Je to pelagický vývin titónu podobný známemu útvaru Álp v Taliansku

označovanému ako „biancone“. Spodné časti kalových vápencov bývajú ružové a zelenkasté, väčšie lavice vápencov sú pleťovej farby („biancone“). Sú celistvé, lavicovité (5-25 cm), niekedy hrubolavicovité s hojnými stylolitmi a niekedy sú v nich vyvinuté aj tmavosivé až čierne rohovce. Na zvetraných polohách pozorovať prierezy kalpionel a rádiolárií. Na vrstevných plochách vápencov sú tiež časté zvyšky makrofauny (aptychy, amonity). Lavicovité vápence sú veľmi často deformované do vrás s malým polomerom zakrivenia. Tento litotyp vápencov bol pre ich bohatý výskyt v hornine často nazývaný aj kalpionelovými vápencami. Sú to práve kalpionely, ktoré umožňujú stratigraficky členiť tento makroskopicky jednotný litologický komplex na obzory vrchnojurské a spodnokriedové. Kalpionelový vápenec biely sa makroskopicky nedá odlíšiť od bieleho vápenca globochétového. Ďalší pokus rozčleniť kalové vápence stratigraficky zašiel až tak ďaleko, že K. BIRKENMAJER - S.M. GOSIOROWSKI (1961b) na základe fauny aptychov pre titón až valangin vyčlenili množstvo skupín, podskupín a horizontov. Okrem množstva tintinoidných infuzórií v kalových vápencoch (tab. v texte) pozorovať ílovitú prímes a hojne zastúpené tenké, dobre vykryštalizované žilky kalcitu.

Farba pelagických vápencov titónu až spodnej kriedy je biela, svetlosivá a ružovkastá. Sú lavicovité. Vo vyšších horizontoch sú prekladané tmavosivými až čiernymi ílovitými polohami. V laviciach kalových vápencov sú časté tmavosivé až čierne rohovce. Z mnohých lokalít rohovcov boli získané početné rádiolárie, čo dosť napovedá o pôvode SiO_2 v hornine. Okrem pelagických vápencov bohatých na infuzórie sú aj svetlosivé vápence bez akýchkoľvek organických zvyškov. Sú to horniny makroskopicky totožné s kalpionelovými vápencami. Skôr sa nachádzajú vo vyšších častiach litofaciálneho profilu pleťových pelagických vápencov.

Vyššie horizonty pelagických vápencov sú prekladané čiernymi až sivočiernymi rozpadavými bridličnatými polohami. V. GAŠPARIKOVÁ získala z nich roku 1974 spodnokriedovú mikrofaunu zasahujúcu až do vrchného barému.

Mikrofaunu z pelagických vápencov od Kyjova reprezentujú:

Ammodiscus cf. *transluceus* SUBBOTINA
Reophax *minuta* TAPPAN
Vernenilenoides *polystrophus* (REUSS)
Adercotryma ? cf. *fossils* FUCHS
Haplophragmoides *vacoviformosus* MOULLADE
Cyclogyra *cretacea* (REUSS)
Lenticulina (*Lenticulina*) *muensteri* (ROEMER)
Anomalina (*Gavelinella*) cf. (REUSS)
Epistomina cf. *hechti* BARTENSCHNEIN-BETTENSTÄDT-BOLLI
Globigerinelloides *eaglefordensis* (MOREMAN)
Biticinella *breggiensis* (GANDOLFI)
Hedbergella *hoterivica* (SUBBOTINA)
Hedbergella ex gr. *infracretacea* (GLAESSNER)
Hedbergella *trocoidea* (GANDOLFI)

61 Flyšový vývoj: piesčité vápence, škvrnitá sliena a tmavosivé ílovce

V starších opisoch litologicko-stratigrafického sledu bradlového pásma sa piesčité vápence a škvrnitá sliena s tmavosivými ílovcami počítali ku kriedovému bradlovému obalu. Toto súvrstvie na predloženej mape sa nachádza len na niekoľkých miestach. Odkryvy nepresahujú rozlohu 10 m, iba v potoku Hradlová, 500 m severne od kóty Lysá Hora (813,9 m) a v oblasti Lesnice v Pieninách je výskyt tohto súvrstvia väčší. 750 m jz. od kóty Vorotečka (756,8 m) v kyjovskom chotári je izolované bradielko, kde sú v slienitých polohách tmavé škvrny a chodbičky po činnosti organizmov. Súvrstvie nepripomína ani litologicky, ani stratigraficky snežnické vrstvy (E. a V. SCHEIBNEROVCI 1958) vrchnej kriedy. Je to skôr plynulý prechod do titónsko-barémnych vápencových polôh do flyšového aptsko-cenomanského súvrstvia. Na rozdiel od snežnických vrstiev v tomto súvrství nenájdeme medzi piesčitými vápencami zelenosivé ílovce, ale iba červenosivé až tmavosivé vápnité ílovce. Nie je vylúčené, že smerom do nadložia pribúda zelených ílovcov a zelených a červených slienov cenomanu – turónu. Piesčité vápence a škvrnitá sliena dosť pripomínajú „vrstvy z Pomiedznika“ vyčlenené K. BIRKENMAJEROM (1954a). Piesčité vápence vytvárajú vložky medzi ílovcami a organoglyfmi na spodných stranách. T. ĎURKOVIČ (in J. NEMČOK 1974) ich na základe mikroskopických štúdií zaradil k strednozrnným piesčitým vápencom. Z klastickej prímеси okrem úlomkov vápencov v pieskovcoch dominuje kremeň, kremence, sporadicky je prítomný živec a muskovit.

V. GAŠPARIKOVÁ (in J. NEMČOK 1973) určila z tohto súvrstvia nasledujúcu mikrofaunu:

Clavhedbergella cf. *subcretacea* (TAPPAN)
Epistomina (*Brotzenia*) *charlottae* VILAUD
Planomalina (*Planomalina*) cf. *chenioureensis* (SIGAL)

Hojné sú rody *Rhambdammina* a *Dendrophrya*

Lenticulina (*Lenticulina*) *muensteri* (ROEMER)
Lenticulina (*Lenticulina*) *macrodisca* (REUSS)
Hedbergella ex. gr. *roberti* (GANDOLFI)
Ostracoda - dokonale vyvinuté formy.

60 Zelenosivá sliena a piesčité vápence

Zelenosivá sliena a piesčité vápence sa v mapovanom území nachádzajú sporadicky. Najrozšírenejšie sú v oblasti Litmanovej a medzi Veľkým Lipníkom a Lesnicou. Sú pravdepodobne v spodnej časti pestrých slienov známych pod názvom púchovské sliena „Púchov Mergel“ - D. ŠTŮR 1860), alebo globotruncanové

pestré slieene. Ak sa zelené slieene s piesčitými vápencami vyskytujú samostatne, dajú sa aj kartograficky znázorniť. Väčšinou sa nachádzajú spolu s pestrými slieňmi. Mikrofauna sa viac-menej zhoduje s určeniami z pestrých slieňov. Z toho dôvodu ich zaraďujeme k cenomanu – turónu.

59 Tehlovočervené slieene s vložkami piesčitých vápencov

Známe sú z celého priebehu bradlového pásma v menších i väčších odkryvoch. Tehlovočervená farba je prevládajúca vo vymedzenom slieňovcovom horizonte. Modrosivé a sivé slieene tvoria v pestrých červených slieňoch tenké šmuhy. Slieene miestami obsahujú lavice modrosivých, silne vápnitých, jemno- až strednozrnných pieskovcov (ľavý breh Popradu pri Ujaku). Tehlovočervené slieene a pieskovce zväčša netvoria súvislé profily, ale sú tektonicky deformované a spolu sú uložené do mladších sekvencií flyšu. V roku 1953 a 1954 K. BIRKENMAJER zastáva názor, že stredná krieda patrí sériám tvoriacim bradlá. Inými slovami povedané, tehlovočervené slieene a piesčité vápence vytvárajú samostatné bradlá. Nevyčnievajú tak vysoko nad terénom ako jurské tvrdoše, lebo ľahko zvetrávajú a sú pokryté hlinami, resp. hlinitokamenitými sutinami kvartéru. Tehlovočervené, ako aj spodnejšie zelené slieene sú bohaté na mikrofaunu poukazujúcu na vek cenomanu – turónu. V. GAŠPARIKOVÁ (in J. NEMČOK 1973) zo slieňov z oblasti Kamenice a Plavnice určila nasledujúcu mikrofaunu:

Thalmaninella appeninica (REUSS)
Thalmaninella talernaensis (GANDOLFI)
Thalmaninella brotzeni SIGAL
Thalmaninella globotruncanoides (SIGAL)
Thalmaninella ex. gr. *ticinensis* (PLUMMER)
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)
Praeglobotruncana ex. gr. *imbricata* (MONROD)
Praeglobotruncana cf. *turonica* (SAMUEL et SALAJ)
Rotalipora reicheli (MONROD)
Rotalipora cushmani cushmani (MOROW)
Globotruncana ex. gr. *coronata* BOLLI
Globotruncana linneiana linneiana (ORBIGNY)
Globotruncana linneiana spinea KIKOINE
Globotruncana sigali REICHEL
Haplophragmoides nonioninoides (REUSS)
Hedbergella planispira (TAPPAN)
Spiroplectammina sp.

K r i e d a - p a l e o g é n

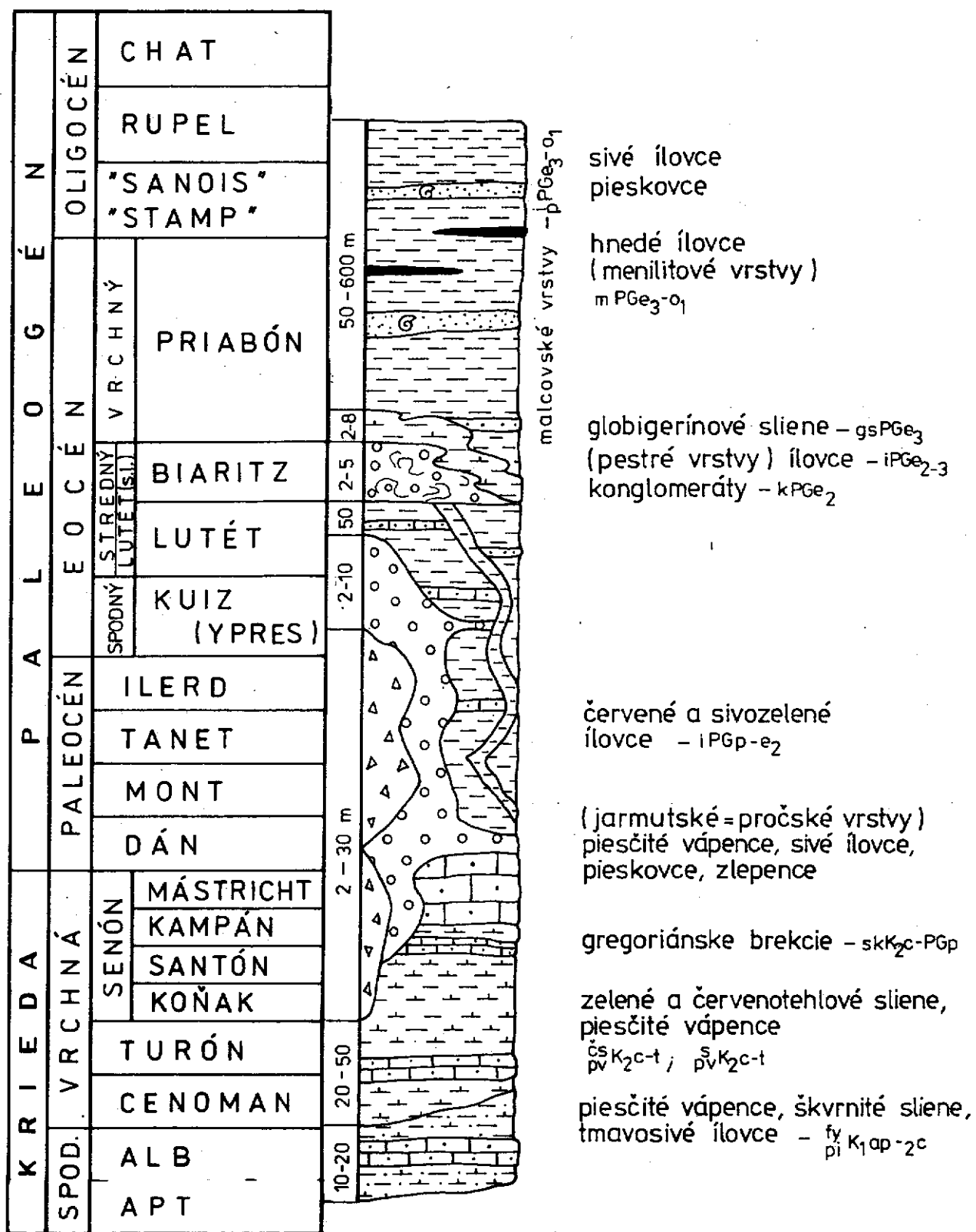
58 Gregorianske brekcie, monomiktné brekcie

Pomenovanie dostali od kóty Gregorianka (J. NEMČOK 1973). Pod kótou Gregorianka, v oblasti Terne, v Litmanovej v potoku a pri Milpoši sa nachádzajú ostrohranné, monomiktné brekcie. Často sa vyskytujú spolu so zlepecami, kde ostrohranné úlomky tvoria väčšie i menšie nahromadenia. Medzi ováľanými a ostrohrannými úlomkami existujú pozvoľné prechody. Zlepecové polohy s nepravidelne obohatenou brekciovitou substanciou sú súčasťou flyšových sedimentov. Je to karbonátový flyš s polohami zlepecov, v ktorých sú nahromadené gregorianske brekcie. Na jednotlivých lokalitách gregorianských brekcií pozorujeme nahromadený ostrohranný materiál všetkých veľkostných rozmerov od drobných úlomkov až po balvany. Typické pre gregorianske brekcie je to, že prevládajúci materiál pochádza z jedného zdroja. Inými slovami, úlomky malé i veľké sú prevažne rovnakého vzhľadu i stratigrafického veku. Vo vymapovanom úseku bradlového pásma od Pienín po Demjatu pozorujeme tri hlavné litotypy gregorianských brekcií. Sú to brekcie s prevládajúcim materiálom krinoidových vápencov, titónsko-beriaských vápencov a hrdzavočervených a zelenosivých slieňov vrchnej kriedy. Úlomky sú uložené v základnej psamitickej hmote. V nepatrnom množstve sú prítomné aj foraminifery paleogénneho veku. Po mineralogicko-petrografickej stránke sú totožné s jemnozrnnými pieskovecami, ktoré tvoria obal karbonátového flyšu. Megabrekcia medzi kótou Gregorianka a Kostolným vrchom je paleogénneho veku na základe nájdených globigerín a globorotálií. Úlomky obsahujú mikrofaunu: Hedbergella, Thalmanninella, Heterohelix a Globotruncana sp., čo zodpovedá najvrchnejšej kriede. To znamená, že vrchnokriedové úlomky museli sedimentovať do mladších práve sa tvoriacich sedimentov.

PALEOGÉN

57 Červené a sivozelené ílovce

Severozápadne od Hraničného sú dva malé odkryvy pestrých červených a sivozelených ílovcov, ktoré sa litofaciálne takmer neodlišujú od pestrých ílovcov z nadložja jarmutských (pročských) vrstiev. Tieto dva malé výskyty sú tak izolované od súvislého profilu magurského, ale aj bradlového paleogénu, že jeho príslušnosť je doteraz problematická. Stratigraficky má nie veľmi preukázateľnú mikrofaunu, ktorá ho radí do paleocénu až stredného eocénu. Sú to piesčité pestré ílovce so sľudou. Neobsahujú Mn konkrécie a nemajú vápnité pieskovce, čo by sa prihovárало za ich samostatné vyčlenenie na mape.



Obr. 7 Paleogén a vrchná krieda bradlového pásma

56 Pročsko-jarmutské súvrstvie: mikrokonglomeráty, konglomeráty, zlepenca sklzových telies

V karbonátovom flyši jarmutských (pročských) vrstiev sa z času na čas vyskytujú aj mapovateľné hrubopsefitické úlomky. Niektoré zvyrazňujú gradačné polohy jarmutských (pročských) vrstiev, iné zasa tvoria sklzové telesá uprostred flyšových sekvencií. Mikrokonglomeráty a zlepenca sklzových telies nachádzame asi 500 m v. od kóty Babín v malom svahu medzi vyvýšeninou Rebrá a Sosnovou horou (672,1 m), ďalej na kóte Hora (672,1), sz. od Kamenice, východne od kóty 724,9 m a ssv. od Veľkého Lipníka. V hrubopsefitických jarmutských (pročských) vrstvách prevládajú valúny mezozoika, ale nájdu sa aj exotické valúny (4-7 cm) svetlých kremeňov a bližšie neurčiteľného kryštalinika. Zlepenca a mikrokonglomeráty majú charakter bazálnych či okrajových zlepenecov, ale textúry v nich poukazujú na sklzový charakter valúnového materiálu. Sú to najpravdepodobnejšie sklzové polohy podobné ako v oblasti Proča na východnom Slovensku. Vzťah samotných bradiel k hrubopsefitickému materiálu jarmutských vrstiev nie je zatiaľ celkom objasnený.

55 Pročsko-jarmutské súvrstvie: piesčité vápence až vápnité pieskovce (pročské-jarmutské súvrstvie)

Jarmutské pieskovce boli známe už L. HORWITZOVÍ a F. RABOVSKÉMU (1929). Jarmutské súvrstvie (pročské súvrstvie) je najrozšírenejšia litofácia v bradlovom pásme od Pienín po Demjatu. Tento flyš silne deformovaný tektonickými pohybmi reprezentujú piesčité vápence až vápnité pieskovce striedajúce sa s temnosivými ílovcami. Ílovce sa len zriedkavo nájdu v silne porušených piesčitých vápencoch. Vápnité pieskovce podľa mikroskopického opisu T. ĐURKOVIČA (in J. NEMČOK 1973) obsahujú až 60 % zrnitých až pelitomorfných zrn vápencov, dolomitov a úlomky foraminifer. Základná hmota je drobnokryštalická, čiastočne dolomitizovaná. Pieskovce až piesčité vápence sa pri zvetrávaní tabuľkovite rozpadávajú. Na povrchu sa vytvárajú vápnité povlaky. V navetranom stave jarmutské (pročské) pieskovce majú sivožltú farbu s typickými svetlými škvrnami po vyvetraní živcov.

Z vyššie uvedeného vyplýva, že flyš jarmutský a pročský je litologicky zhodný. Tento fakt postrehol už A. MATĚJKA (1959), ktorý charakterizuje celé súvrstvie v dôsledku prevládajúcej vápnitosti pelitov a psamitov ako „magurskú vápnitú fáciu“. Tento medzibradlový flyš (pročské vrstvy - B. LEŠKO 1960c) v Poľsku nazývajú zlatňanskými vrstvami (K. BIRKENMAJER 1954). Obsahuje tiež veľké foraminifery ako *Nummulites planulatus* (LAMARCK), *Nummulites irregularis* Deshayes, *Assilina leymeriei* d'ARCHIAC, poukazujúce na spodný eocén. O zasahovaní do paleocénu svedčí azda aj *Discocyclus sennesi* DOUVILLÉ z piesčitých vápencov tejto litofácie. B. LEŠKO - O. SAMUEL (1968) pročským vrstvám pripisujú na základe aglutino-

vanej mikrofauny vek vyšší - spodný paleocén - spodný eocén. D. ANDRUSOV (1965) litofaciálny komplex pročských vrstiev rozširuje o celý stredný eocén. Chudobné strednoeocénne formy z pročských vrstiev sa nám podarilo nájsť v oblasti Jarabiny a Litmanovej (J. NEMČOK - V. GAŠPARIKOVÁ 1975-1976).

Chudobné paleontologické nálezy z piesčitých vápencov majú paleocénno-strednoeocénsky vek. Piesčité vápence tiež obsahovali faunu *Lepidorbites socialis* (LEYM.) a *Siderolites vidali* Douv. (M. KZIAZKIEWICZ 1965). B. LEŠKO - O. SAMUEL (1960), z východného Slovenska uvádzajú kampánsko-mástrichtskú mikrofaunu (*Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ, *Globotruncana fornicata* PLUMMER, *Reussella szajnochae szajnochae* (GRZYBOWSKI), *Globotruncana falso-stuarti* SIGAL, *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) a *Globigerina acuta robusta* (KLASZ.)).

Piesčité vápence až vápnité pieskovce, mikrokonglomerátové a zlepencové polohy, ako aj sklzové medzivrstevné polohy s ojedinelými vápnitými ílovcami sa navzájom neodlišujú. Valúny, ale aj ostrohranné úlomky vápencov triasu a jury, ale aj rohovcov malmoneokómu a rádiolaritov, ako aj exotické valúny sa nachádzajú tak v pročských vrstvách (zlatňanských vrstvách poľských autorov), ako aj v litofaciálne zhodných vrstvách označovaných ako jarmutské súvrstvie.

Zhodnosť, resp. podobnosť litofácií potvrdzujú aj ďalší autori zaoberajúci sa bradlovým pásom. M. KSZIAKIEWICZ (1965) uvádza: „Warsztwy zlatňaniańskie litologia przypominaja bardzo warsztwy jarmutskie, od których roznia sie bardziej drobnoziarnistym materialem. Leża one wprost na malmoneokomie. Podobieństwo do warstw jarmutskich nasuwa przypuszczenie, warstwy zlatňaniańskie sa dalszym ciagem sedimentacji warstw jarmutskich.“ B. LEŠKO - O. SAMUEL (1968) pročské vrstvy považujú za faciálny ekvivalent vrchnokriedového flyšového súvrstvia.

54 Kremniansky flyšový vývoj

Medzi dedinami Hraničné a Kremné sa nachádza flyšové súvrstvie, ktoré A. MATĚJKA (1963) vyčlenil ako samostatný kremniansky paleogén. Sú to vrstvy, ktoré sa vyskytujú v bradlovom pásme spolu s karbonátovými sedimentami jarmutskej litofácie, resp. pročskými vrstvami. Flyšové sedimenty vyčlenené ako kremniansky vývoj majú charakteristické znaky bradlového paleogénu, ale tiež magurského flyšu. Piesčité vápence sa ničím nelíšia od pročských (jarmutských) pieskovcov. Sú nielen mineralogicky zhodné, ale aj zvetrávajú ako pročské pieskovce. V najlepšom profile v Matysovej a Kremnej okrem piesčitých vápencov pročského (jarmutského) typu sú aj ílovce typu „marglí z Łacka“ typických lastúrnato-odlučných ílovcov bystrickej a magurskej jednotky. Ostatné ílovce majú väčšinou kusovitý a tabuľkovitý rozpad. Sú vápnité i nevápnité, väčšinou sivých odtieňov.

V. GAŠPARIKOVÁ (in J. NEMČOK 1972) z nich určila spoločenstvo malých foraminifer, kde dominujúce postavenie majú

aglutinované foraminifery, a to rhabdamíny a dendrofryje. Z kremnianskeho flyšu v Kremnej bola získaná nasledujúca mikroasociácia:

Rhabdammina ex gr. discreta BRADY
Rhabdammina cylindrica GLAESSNER
Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Dendrophrya latissima GRZYBOWSKI
Eponides sp.
Nuttallides trumpi (NUTTALL)

V týchto ílovcoch bola nájdená aj vápnitá nanoflóra poukazujúca na spodnejšiu časť spodného eocénu. V. GAŠPARIKOVÁ a H. BYSTRICKÁ (in J. NEMČOK 1975) určili nasledujúce spoločenstvo:

Chiazmolithus grandis (BRAMLETTE et RIEDEL)
Chiazmolithus sp.
Discoaster barbadiensis TAN SIN HOK
Discoaster cf. binodosus MARTINI
Discoaster mirus DEFLANDRE
Discoaster multiradiatus BRAMLETTE et RIEDEL
Discoaster cf. mobilis DEFLANDRE
Coccolithus sarsiae BLACK
Marthasterites tribrachiatus (BRAMLETTE et RIEDEL)

53 Pestré súvrstvie

Za týmto názvom sa skrývajú červené a sivozelené ílovce, ktoré v bradlovom pásme vytvárajú menšie i väčšie zachované útržky od Pienín až po Demjatu. Je to sediment s prevládajúcou ílovcovou zložkou cviklovočervenej farby a len kde-tu sa v nich nájdu zelenosivé vápnité ílovce. Cviklovočervené ílovce vytvárajú v pročskom (jarmutskom) súvrství vytlačené šošovky, na ktorých sa zväčša zosúvajú svahy. Tento sediment je koncentrátom mikrofauny takmer od paleocénu až po stredný eocén. *Cyclammina amplectens* GRZYBOWSKI je najpreukázateľnejšou formou z mladších druhov, ktorou sa pravdepodobne končila sedimentácia týchto ílovcov.

Tento horizont pestrých vrstiev je od pestrých ílovcov z podložja malcovského súvrstvia ťažko odlišiteľný. Ílovce cviklovočervenej i zelenosivej farby obsahujú len veľmi málo jemnozrnných pieskovcových vložiek.

52 Konglomeráty

Pročské súvrstvie okrem sklzových telies s hrubopsefitickým materiálom valúnov mezozoika, kryštalinika a exotík obsahuje aj pevne diageneticky stmelené konglomeráty. Tento typ zlepcov sa materiálove nelíši od sklzových polôh. Je veľmi pravdepodobné, že sú spolu aj prepojené, ale nikde v teréne takúto spätosť nepozorujeme. Vyskytujú sa vo vyšších čas-

tiach jarmutsko-pročského súvrstvia, čiže už v jasne preukázateľných paleogénnych horizontoch.

Zlepenec tohto typu pozorujeme severne od bradla Marmon a na mnohých miestach severne od Veľkého Lipníka. Hrúbka zlepenčov je od 0,5 do 5 m. Valúny sú max. 5 cm veľké. Tmel je piesčitý. Organické zvyšky sa nenašli.

Ombrónska geotektonická jednotka

Do tejto jednotky v bradlovom paleogéne počítame súvrstvia od stredného eocénu po spodný oligocén. Sú to:

- pestré súvrstvie $iPGe_{2-3}$ (51)
- globigerinové sliene $gsPGe_3$ (50)
- menilitové súvrstvie $mPGe_3-01$ (49)
- malcovské súvrstvie $pPGe_3-01$ (48)

51 Pestré súvrstvie, červené a zelené ílovce, Mn konkrécie, tenkolavicovité pieskovce

Tento typ sedimentov je najrozšírenejší v dedine Údol a západne od nej, ako aj v okolí Šarišského Jastrabieho. Sú to červené a zelené ílovce vystupujúce spod malcovského-menilitového súvrstvia. Hrúbka červených a zelených ílovcov niekedy dosahuje až 5 m. Sú silne vápnité, čo nevyhovuje pre tehliarske, resp. keramické účely. Pestré ílovce sú červené, fialovo-červené, miestami so šmuhami zelenkastých ílovcov a lavičkami zelených kremito-vápnitých prachovcov. V pestrom súvrství často nachádzame Mn konkrécie nepravidelných rozmerov a tvarov.

V mikrofaunistických spoločenstvách sú hojné redeponované neokómske, albské, cenomanské, menej vrchnokriedové formy. Okrem tohto zoskupenia fauny sa vo výplavoch nachádzajú formy od paleocénu po vrchný eocén, preto A. MATĚJKA (1963) toto súvrstvie vymedzil v rozpätí paleocén – vrchný eocén. Pestré vrstvy z podložia menilitovo-malcovského súvrstvia reprezentujú obdobie pred vrchným eocénom, keď sa predpokladá zásah ilýrskych karbonátových pohybov. Nie je náhodou, že práve skl-zové telesá v tomto pestrom súvrství sú najpravdepodobnejšie tiež výsledkom rozbiehajúceho sa nového sedimentačného cyklu. Okrem preplavených starších mikroforiem V. GAŠPARIKOVÁ (1986) určila z pestrých vrstiev *Cyclamminu amplexans* GRZYBOWSKI i *Globigerapsis index* (FINLAY). Tieto formy sú zárukou, že pestré červené a fialkovočervené ílovce z podložia menilitovo-malcovského súvrstvia s konkréciami Mn zasahujú až na bázu vrchného eocénu. Prevažná väčšina pestrých vrstiev sa vyvíjala pravdepodobne v priebehu stredného eocénu.

50 Globigerínové sliene

Sivozelené až trávovozelené sliene s množstvom (takmer 100 %) planktonických foraminifer vytvára v bezprostrednom podloží malcovsko-menilitového súvrstvia súvislý horizont. Z toho dôvodu sa často pre globigerínové sliene používa aj označenie „globigerínový horizont“. Prvý raz v literatúre sa o polohe s množstvom globigerín zmienil J. GRZYBOWSKI (1897). Globigerínové sliene v ukrajinských Karpatoch sú označované ako šešorský horizont.

Globigerínové sliene (horizont) sú reprezentované trávovozelenými slieňmi, čiastočne piesčitými. Sú pevnejšie ako podložné pestré sliene, z ktorých sa postupne vyvíjajú. Majú drobnou úlomkovitú rozpad. Sú silne vápnité. Pieskovce v nich nenachádzame.

V globigerínových sivozelených slieňoch sa vyskytuje bohaté spoločenstvo planktonických i bentózných foraminifer. V. GAŠPARIKOVÁ (1986) z početných vzoriek určila nasledujúcu bioasociáciu:

Globigerina eocena GÜMBEL
Globigerina alissinulis CUSHMAN et BERMUDEZ
Globigerina eocaenica TERQUEM
Globigerina officinalis SUBBOTINA
Globigerina anachitaensis HOWE et WALLACE
Globigerina inflata ORBIGNY
Cibicides labatulus (WALT. et JACOB)
Cibicides pseudowenellerstarfi (COLE)
Cibicides karpaticus MJATLIUK
Cibicides ex gr. pseudonugermanus (CUSHMAN)

Uvedená mikrofauna z globigerínových slieňov reprezentuje vrchný eocén.

49 Menilitové súvrstvie

Menilitové súvrstvie v študovanom území bradlového pásma sa nachádza len na troch miestach, a to jv. od Čirča, na sv. svahoch Západného vrchu (663,4 m) a pri severnom ukončení dediny Údol. Sú to hnedé lavičkovité i lupeňovité ílovce. Majú zväčša svetlomodrú patinu. Netvoria mocné polohy (horizonty) v malcovskom súvrství. Zväčša sa vyskytujú v spodnejších polohách malcovského súvrstvia, kde sú 10-50 cm hrubé (výnimočne 10-15 m). Majú výraznú lupienkovitú, doštičkovitú až bridličnatú odlučnosť. Sú kemité, tvrdé a vzácne sú v nich tenké zrohovcovatené prúžky. Obvykle sa striedajú so sivými, hnedastými, čiastočne vápnitými ílovcami, niekedy jemne piesčitými.

Všetky pokusy o získanie mikrofauny z menilitových ílovcov bradlového paleogénu zatiaľ vychádzajú naprázdno. Redukčné prostredie asi neposkytlo žiadnu možnosť pre zachovanie mikroforaminifer, preto sa stratigrafické začlenenie menilitových horizontov zakladá na princípe ich superpozície.

48 Malcovské súvrstvie

Jeho názov sa odvíjal už od čias V. UHLIGA (1883), keď z oblasti Malcova opísal súvrstvie odlišné od magurského pieskovca. H. ŚWIDZIŃSKI (1934, 1961) študoval tento litologický typ sedimentov, lebo mu malcovské vrstvy pripomínali krosnianske vrstvy vonkajšieho flyšu. Práve malcovské vrstvy dali podnet k tomu, aby ich H. ŚWIDZIŃSKI interpretoval ako tektonické okná pod magurským príkrovom.

Malcovské súvrstvie najrozšírenejšie v oblasti Údolu až Čírča reprezentuje flyšový komplex sedimentárnych hornín z nadložia menilitových polôh. Sú to laminované, sľudnaté sliene, vápnité pieskovce, drobové pieskovce s vložkami piesčitých rovnakovápnitých ílovcov sivých farieb. Malcovské súvrstvie tvorí podstatný litologicko-stratigrafický člen ombrónskej jednotky.

Pieskovce za čerstva sú modrosivé, zvetraním nadobúdajú sivožltých až žltohnedých odtieňov. Úlomkový materiál v pieskovcoch z väčšej časti reprezentuje kremeň, tmavosivý a červený kvarcit, ďalej úlomky rohovcov, vápencov a zelenkavých ílovcov. Na vrstevných polohách občas pozorovať uhoľnú rastlinnú sečku.

Ílovce sú premenlivo vápnité. V niektorých piesčitých ílovcoch sa šmuhovito nahromadila zuhoľnatená rastlinná sečka. Malcovské súvrstvie má podobné ílovce ako vnútrokarpaťský paleogén. Prakticky sa toto súvrstvie v oblasti Orlova-Čírča-Plavča nedá rozlíšiť makroskopicky ani mikroskopicky. Aj paleoprúdový systém v tejto oblasti má zhodný smer.

Okrem ílovcov a pieskovcov malcovské súvrstvie obsahuje tenké vrstvičky jaselských lupkov v oblasti Orlova a Údolu. Sú to laminované vápencové vrstvičky so striedajúcimi sa svetlejšími a tmavšími prúžkami.

Tmavosivé prúžky sú tvorené úlomkovitým (ílovito-prachovým) materiálom, svetlejšie karbonátom. priebeh lamín je nerovný, pozorovať sprehybanie, niekedy aj roztrhnutie lamín. Sprehybanie a čiastočná deformácia lamín v niektorých prípadoch pripomína morfológický tvar konvolútnej laminácie.

V Poľsku jaselske lupky sú považované vo vonkajšom flyši za vážny korelovateľný horizont. V ukrajinskej flyšovej literatúre sú známe pod pojmom „šmugaste vápniaki“.

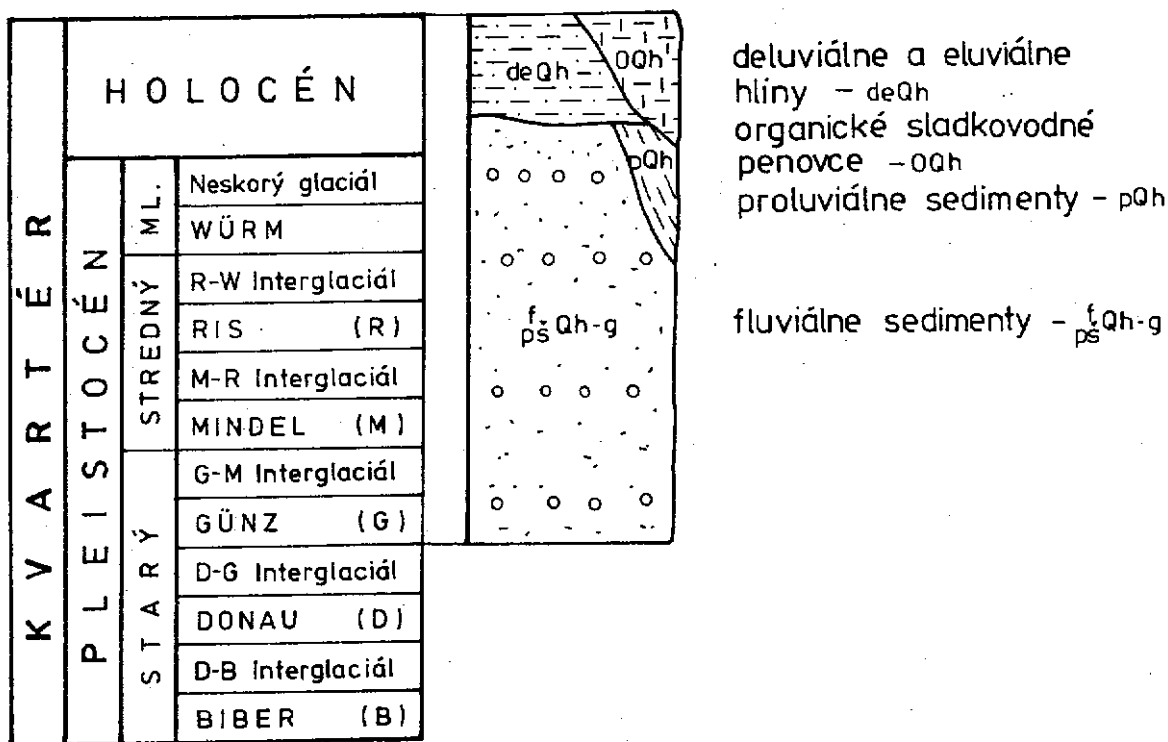
Malcovské súvrstvie spolu s jaselskými lupkami a menilitovými polohami v spodných častiach súvrstvia sa radí na základe mikrobiostratigrafických určení veľkých a malých foraminifer k vrchnému eocénu až spodnému oligocénu.

VONKAJŠIE FLYŠOVÉ PÁSMO

Celé flyšové pásmo na sever od bradlového pásma J. NOWAK (1914-1929) rozdeľuje na magurskú, strednú a brežnú skupinu. Magurská skupina podľa neho nepokračuje ďalej na východ, iba

po Laborec. H. ŚWIDZIŃSKI (1934) magurský príkrov predlžuje až do Východných Karpát do povodia rieky Uhu. Podobný názor ako H. ŚWIDZIŃSKI (1934) zastávajú D. ANDRUSOV (1936), K. TOLVIŇSKI (1932), A. MATĚJKA - O. KODYM (1949) a ďalší. Podstatnú oblasť Ľubovnianskej vrchoviny, Čerhovského pohoria a časti Ondavskej vrchoviny tvoria práve sedimenty magurskej skupiny.

Tento východný úsek československého flyšového pásma sústavným geologickým výskumom v šesťdesiatych rokoch, keď sa zostavovala geologická mapa ČSSR 1:200 000, nadobudol ucelenejší pohľad na stratigrafiu, litológiu a tektoniku. Na území, ktoré je zahrnuté v našej mape flyšové pásmo reprezentujú magurská skupina a čiastočne aj stredná skupina (v zmysle J. NOWAKA 1927), ktorú zastupuje smilnianske „tektonické okno“ (tektonický útržok).



Obr. 8 Kvartér vonkajšieho flyšového pásma

MAGURSKÁ TEKTONICKÁ JEDNOTKA

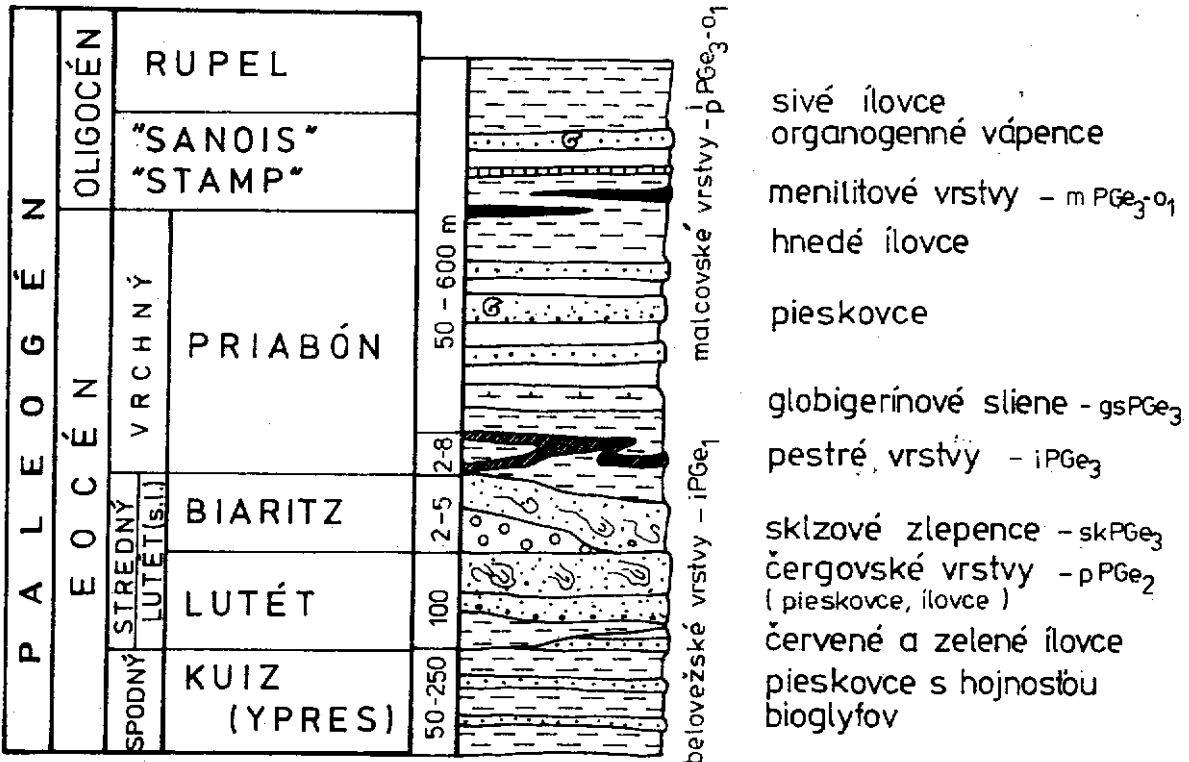
Krynická (čergovská) litofaciálna jednotka

Zaberá najväčšiu plochu magurského flyšu vo vymedzenom regióne. Tiahne sa od oblasti Mníška n/Popradom až po Malý a Veľký Slivník. Stratigraficko-litologický sled krynickej jednotky (pomenované J. NOWAKOM 1924) v regióne tvoria:

- belovežské súvrstvie
- čergovské súvrstvie so zlepencovými vložkami
- pestré súvrstvie
- hrubopsefitický flyš (strihovské súvrstvie)
- malcovské súvrstvie s prevahou pieskovcov
- menilitové súvrstvie
- malcovské súvrstvie

} ombrónska
geotekto-
nická jed-
notka
"richval-
ská séria"

Keď stručne charakterizujeme krynickú jednotku, treba o nej povedať, že obsahuje najklastickejšie elementy z celého magurského flyšu. Inými slovami, ako litofaciálna časť magurskej tektonickej jednotky je najbližšie k zdrojovej oblasti, ktorá zasobovala magurský flyš klastikami. Z toho dôvodu aj



Obr. 9 Krynická litofaciálna jednotka

vyhranenost' litofácií v superpozičnom slede nie je taká stála ako v externejších čiastkových litofaciálnych jednotkách magurského flyšu. V krynickej litofaciálnej jednotke hrubolavivcovité sekvencie prevládajú. Drobnorytmický flyš sa objavuje len v spodnejších súvrstviach. Často je pomenovaný ako hieroglyfový flyš, resp. hieroglyfové vrstvy pre bohatosť bioglyfov na vrstevných plochách. Tento flyš v spodnejších horizontoch obsahuje aj pestré červené a zelené ílovce známe ako belovežské vrstvy.

39 Belovežské súvrstvie

Červené a zelené ílovce s ojedinelými zelenosivými prachovcami vystupujú na povrch v regióne krynickej jednotky len medzi Kružlovom a Bogliarkou. Tento pestrý flyš sa ani petrograficky veľmi nelíši od pestrého flyšu uprostred pieskovcového súvrstvia. Jeho spodnejší stratigrafický zásah určuje mikrofauna určená nielen E. HANZLÍKOVOU (1959a), ale tiež V. GAŠPARIKOVOU (1972-1984). Tento pestrý drobnorytmický flyš je spodnoeocénneho veku a zasahuje až na bázu stredného eocénu. Mikrofauna z týchto belovežských vrstiev:

Rhabdammina ex gr. discreta BRADY
Rhabdammina linearis BRADY
Reophax guttifera scalaria GRZYBOWSKI
Reophax pilulifera scalaria GRZYBOWSKI
Reophax splendida GRZYBOWSKI
Glomospira gordialis (JONES et PARKER)
Glomospira charoides (JONES et PARKER)
Glomospira irregularis (GRZYBOWSKI)
Trochamminoides subcoronatus (GRZYBOWSKI)
Haplophragmoides suborbicularis (GRZYBOWSKI)
Haplophragmoides walteri (GRZYBOWSKI)
Haplophragmoides mjatliukae MASLAKOVA
Cyclammina amplectens GRZYBOWSKI
Karrerella (*Karrerulina*) *coniformis* (GRZYBOWSKI)
Karrerella (*Karrerulina*) *fallax* (GRZYBOWSKI)
Dendrophrya excelsa GRZYBOWSKI
Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI

37 Čergovské súvrstvie (pieskovcový flyš)

38 Konglomeráty, mikrokonglomeráty

Tento flyš sa vyvíja z pestrých belovežských vrstiev. Jeho drobnorytmické sekvencie často zvädzali geológov zamieňať ho za belovežské vrstvy. V Poľsku vyčleňované hieroglyfové vrstvy sú práve z tohto stratigraficko-litofaciálneho úseku krynických sekvencií. Z. STRÁNIK (1965) v snahe rozčleniť pieskovcový vývoj krynickej litofaciálnej jednotky vyčlenil v mape samostatné pieskovcovo-ílovcové vrstvy. Pripísal im paleocénny vek vzniku na základe mikropaleontologických výpla-

vov E. HANZLÍKOVEJ (1959). Je dosť pravdepodobné, že ich vek bol stanovený na základe zachovaných starších bioasociácií nájdených vo výplavoch. Nakoľko toto súvrstvie sa vyskytuje medzi dvoma pestrými litofáciami, kde spodný zodpovedá spodnému eocénu, potom čergovské súvrstvie, ku ktorému patrí pieskovcovo-ílovcový flyš Z. STRÁNIKA (1965), sa radí do stredného eocénu.

Psamitické vrstvy reprezentované stredne- a hruborytmickým flyšom sú častejšie drobnorytmické, hieroglyfmi prekypujúce polohy. Lavice pieskovcov sú sivé, modrosivé, jemno- až hrubozrnné, väčšinou stálovápnité so svetlou sľudou. Oddelené sú tenkými (5-30 cm) polohami sivých, zelenosivých a tmavosivých piesčitých muskovitických ílovcov. Niekedy medzi pieskovecami sú aj medzivrstvičky uhoľnej sečky.

Piesčité ílovce sivých farieb zväčša neposkytujú mikrofaunu. Aj keď sa v nich našla, je silne pyritizovaná. Z toho dôvodu je ich vek odvodený len na základe nadložných a podložných pestrých vrstiev, z ktorých je dostatok mikrofauny.

Konglomerátové a mikrokonglomerátové polohy v tomto flyši sú zriedkavejšie ako v nadložnom strihovskom súvrství. Vyskytujú sa iba v spojitosti s masívnejšími hrubozrnnými pieskovecami. Pozostávajú prevažne z kremeňov a kryštalinika. Karbonátové valúniky sú zriedkavejšie zastúpené.

Stratigraficky sú zhodné s čergovským súvrstvím, ktorého sú súčasťou.

36. Pestré súvrstvie

Cviklovočervené, hrdzavočervené a sivozelené ílovce sa striedajú miestami s tenkolavičkovitými pieskovecami. Ílovce sú premenlivo piesčité, vápnité a prúžkovité sa striedajú rôzne variety. Pestré ílovce sú polyminerálne (illit, montmorillonit a kaolinit) s akcesorickým kremeňom, muskovitom a rudnými minerálmi. Tento typ pestrých vrstiev je zhodný s pestrými ílovcami z podložia malcovsko-menilitového súvrstvia, bradlového pásma, ale aj bystrickej litofaciálnej jednotky. Drobové pieskovce pestrých vrstiev sú zriedkavé. Obsahujú podľa T. ĎURKOVICHA (in J. NEMČOK 1972) 50-70 % kremeňa, 2-10 % živcov, premenlivé množstvo až 5 % rastlinnej drtiny a úlomkov hornín, akcesórie: muskovit, biotit, chlorit a rudné minerály.

Pestré vrstvy v krynickej jednotke sú najlepšie viditeľné pri Livove a Malcove.

Strednoeocénnu mikrofaunu bohato reprezentuje *Cyclamina amplexans* GRZYBOWSKI. Pestré vrstvy sú späté s podložným pieskovcovým flyšom (čergovským súvrstvím) krynickej jednotky, ktoré zasahuje pravdepodobne až do spodného eocénu.

34 Strihovské súvrstvie (spodné malcovské súvrstvie)

35 Hrubopsamitický flyš: pieskovce so závalkami ílovcov, mikrokonglomeráty

Čergovské pohorie je takmer celé tvorené hrubopiesčitým flyšom, v ktorom sa vyskytuje stredno- až vrchnoeocénny pestrý flyš, oddeľujúci strihovské súvrstvie od čergovského. Pre strihovské súvrstvie je charakteristické bohaté zastúpenie psefitických vložiek, čo postrehol tiež B. LEŠKO (1964) a B. LEŠKO - O. SAMUEL (1968). Na základe týchto vložiek v pieskovcovom flyši vyčlenili B. LEŠKO - O. SAMUEL (1968) strihovské vrstvy. Čergovské súvrstvie má viac charakter flyšu a bohatšie zastúpenie organoglyfov. Stratigraficky je staršie ako rozhranie stredný-vrchný eocén.

Strihovské súvrstvie sa nachádza v nadloží pestrých strednoeocénno-vrchnoeocénnych ílovcov. Zodpovedá spodnému malcovskému súvrstviu, v ktorom dominujú hrubolavicovité pieskovce. Strihovské súvrstvie čergovskej litofaciálnej jednotky je pravdepodobne paleogeograficky južnejším vývojom spodnejšieho malcovského súvrstvia. Strihovské súvrstvie má viac textúrnych znakov divokého flyšu ako ich externejšie stratigraficko-litologické ekvivalenty, za ktoré pokladáme práve spodné malcovské vrstvy. Inými slovami, strihovské súvrstvie je spodným malcovským súvrstviom krynickej litofaciálnej jednotky. Pre strihovské súvrstvie je charakteristické jeho mohutné vystupovanie práve na styku s bradlovým pásmom. Aj vzťah bradlového pásma s vonkajším flyšom je potrebné riešiť práve v súvislosti so strihovským súvrstviom.

Strihovské súvrstvie pozostáva z pieskovcov, ílovcov a zlepcov. Pre pieskovce je charakteristické nepravidelné zastúpenie valúnikov (2-3 mm) kremeňa rôznych farebných odtieňov, čiernych rohovcov, červených kremencov, porfýrov a podobne aj iných exotík. Takýto typ pieskovcov sa často označoval ako magurský typ. Zvetrávajú do hrdzavohneda a žltosiva. Lavice pieskovcov sú masívne, málokedy gradačne zvrstvené a do nadložia sú doskovite odlúčené podľa plôch laminácie. Zriedkavo sú pieskovce (60-80 cm) svetlosivé, stredno- až hrubozrnné, vápnité, arkózovité so závalkami ílovcov. Pri zvetrávaní sú rozpadavé.

Piesčité ílovce sivých farieb sú obvykle chudobné na mikrofaunu. Takou je aj mikroasociácia z oblasti Veľkého Sulína určená V. GAŠPARIKOVOU (in J. NEMČOK 1972):

Rhabdammina ex gr. *discreta* BRADY
Dendrophrya *latissima* GRZYBOWSKI
Dendrophrya *robusta* GRZYBOWSKI

Súčasťou stratigraficko-litologického sledu strihovského súvrstvia, resp. malcovsko-menilitového súvrstvia sú aj sklzové telesá. Nachádzame ich pri Žatkovciach, Želmanovciach-Dukovciach, v oblasti Hervartova a Klušova. Tieto sklzové telesá obsahujú valúny mezozoika, kryštalínika, pieskovcov a exotík. Sú to rozpadavé zlepenice s hlinito-piesčitým tmelom. V piesčitom

tmele sa nachádzajú aj zvyšky makrofauny „lamelibranchiátov“ a gastropódov. V potôčiku západne od Želmanoviec - Dukoviec je sklzové teleso s veľkými blokmi karbonátov, ktoré pravdepodobne pochádzajú z bradlového pásma. Titónsko-beriaské vápence sú až 5 m veľké. K spomínaným sklzovým telesám, resp. mikrokonglomerátovým polohám v hrubopiesčitom strihovskom (spodnom malcovskom) súvrství sú najpravdepodobnejšie uložené aj hervartovské zlepenice, vymedzené H. ŠWIDZIŇSKIM (1961) a chybné označované ako najvyšší člen richvaldskej série (malcovsko-menilitového súvrstvia).

Z doterajších výskumov vyplýva, že hervartovské zlepenice predstavujú len lokálny hrubozrnný vývin malcovského súvrstvia. Z týchto polôh F. BIEDA (1957, 1960) opísal faunu veľkých foraminifer, ktorú zaradil do nižšej časti vrchného eocénu. O. SAMUEL (1961) a V. GAŠPARIKOVÁ (1986) určili mikrospoločnosť z bazálneho malcovského súvrstvia, ktoré zodpovedá vrchnému eocénu (priabónu). Naproti tomu veľké foraminifery nájdené južne od Stariny v piesčitom tmele sklzovej polohy, určené M. VÁNOVOU (1972) ako *Nummulites jacqoti* HARPE a *Nummulites partschi partschi*, sa prihovárajú za to, aby toto súvrstvie s rýchlo utvorenými sedimentmi (čo sklzové telesá nepochybne sú) mohlo prináležať ešte aj strednému eocénu.

Tento litofaciálne výrazný komplex sedimentárnych hornín je v synklinálnych depresiách malcovsko-menilitovej série veľmi výrazný. Väčšinou sa prejavuje na východných okrajoch raslavicko-richvaldskej depresie, ale aj východne od Malcova a medzi Žatkovcami a Želmanovcami. Najcharakteristickejší profil pieskovcovým flyšom bazálneho malcovského súvrstvia, resp. strihovského súvrstvia je medzi Demjatou a Raslavicami. Tu v potoku Sekčov a v záreze železnice nachádzame hrubolavicovité pieskovce sivomodrastých odtieňov. Na vrstevných plochách okrem rastlinnej zuhoľnatenej sečky sú aj výrazné mechanoglyfy a bioglyfy. Stopy po vrtavej činnosti červov (resp. chodbičky krabov?) veľa napovedajú o batymetrickej pozícii týchto hrubozrnných pieskovcových lavíc. Veľké sklzové vrásky v záreze železnice s. od Demjaty zasa dokumentujú nadmernosť sklonu svahu, na ktorom sedimentárne textúry vznikli. Súvrstvie charakterizuje prevahu pieskovcov nad ílovcami a ojedinelými hrubopsefitickými vložkami. Pieskovce tohto typu sú podobné pieskovcom severnejšej račianskej litofaciálnej jednotky s tým rozdielom, že tieto obsahujú viac závalkov ílovcov. Tieto pieskovce sa obvykle považovali za magurský typ pieskovcov. T. ĎURKOVIČ (in J. NEMČOK 1984) ich označuje ako strednozrnné drobové pieskovce. Dominujúcim minerálom v nich je kremeň. Tvar zrn býva najčastejšie subangulárny. Jeho zastúpenie sa pohybuje v rozmedzí 50-60 %. Zo živcov je prítomný plagioklas, ortoklas a mikroklín (2-6 %). Priebežne sa vyskytuje muskovit. Sporadicky je prítomný biotit. Z úlomkov hornín dominujú ruly a svory. Ojedinele sa nájdu úlomky granitov, bázik, pieskovcov, ílovcov, vápencov. Z akcesórií je prítomný granát a zirkón. Základná hmota je tvorená ílom, sporadicky sa vyskytuje karbonátový tmel. Tento typ pieskovcov je výrazne odlišný od

vrchných malcovských pieskovcov, ktoré sú vyložene karbonátové.

Stratigraficky tento hrubopiesčitý flyš obsahuje mikrofaunu, ktorá je mladšia ako stredný eocén. V údolí jv. od Žatkoviec, neďaleko kóty 452,5 sa našlo spoločenstvo mikrofauny, ktoré poukazuje na to, že tieto spodné malcovské horizonty s prevahou pieskovcov sú najpravdepodobnejšie vrchno-eocénne (V. GAŠPARIKOVÁ 1986). Sú to:

Rhabdammina ex gr. discreta BRADY
Dendrophrya
Reophax pilulifera BRADY
Amodiscus ex gr. polygyrus (REUSS)
Trochamminoides subcoronatus (GRZYBOWSKI)
Haplophragmoides walteri (GRZYBOWSKI)
Globigerina dissimilis CUSHMAN et BERMUDEZ
Globigerina yeguaensis WEINZIERL et APPLIN
Veľké bentózne formy

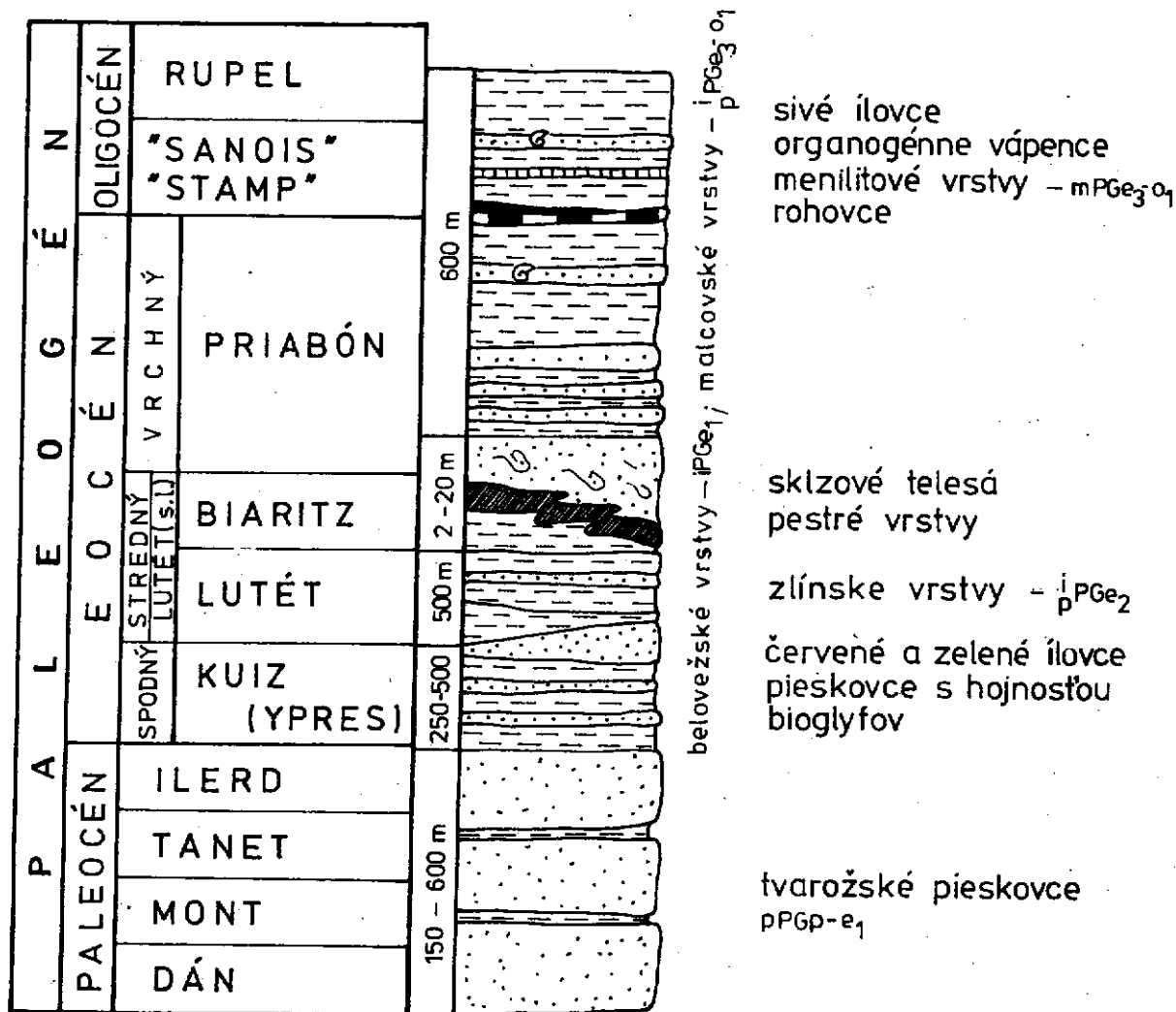
Bystrická litofaciálna jednotka

Rozprestiera sa medzi riekou Ondavou (od Muchovej hory), tiahne sa cez Bardejov, Cigelku až na poľsko-československé hranice. Flyšové sedimenty reprezentujú:

33 Tvarožské pieskovce

Na geologickej mape znázornené tvarožské pieskovce (J. NEMČOK 1980a) sa tiahnu od Ruského Kručova až na poľsko-československú hranicu a pokračujú do Krynice v Poľsku. Typový profil pieskovcov je v záreze potoka medzi Vyšným a Nižným Tvarožcom (J. NEMČOK 1980a, obr. 2). Hrúbka tohto litologicky i stratigraficky odlišného súvrstvia je asi 1000 m. Je to komplex masívnych pieskovcov, v podloží i nadloží má drobnorytmický flyš. Nadložné drobnorytmické súvrstvie s pestrými ílovcami sa nazýva belovežským súvrstvím. A. MATĚJKA - L. ZELEŇKA (1932) opisujú tieto pieskovce v rámci eocénu pod hieroglyfovými vrstvami. J. NEMČOK (1961) ich opísal ako kremenné pieskovce v spodnej časti belovežských vrstiev. Svetlé hrubozrnné pieskovce s množstvom živcov často prifarbuje rozpustený limonit, ktorý zanechal v silne zvetraných pieskovcoch červenohrdzavé šmuhy. Pieskovcový komplex je len čiastočne prekladaný silne piesčitými ílovcami. Na niektorých miestach, pravdepodobne už v spodnej časti tohto masívneho súvrstvia kremenných pieskovcov nachádzame drobnorytmický flyš, z ktorého V. GAŠPARIKOVÁ (in J. NEMČOK 1980a) určila nasledujúcu mikrofaunu:

Rhabdammina ex gr. discreta BRADY
Rhizammina cf. indivisa BRADY
Reophax elongatus GRZYBOWSKI



Obr. 10 Bystrická litofaciálna jednotka

Reophax splendidus GRZYBOWSKI
Ammodiscus hoernesii (KARRER)
Glomospira charoides (JONES et PARKER)
Glomospira irregularis GRZYBOWSKI
Trochamminoides cf. *proteus* (KARRER)
Trochamminoides ex gr. *subcoronatus moides walteri* (GRZYBOWSKI)
Thalmanamina subturbinata (GRZYBOWSKI)
Karrerella (*Karrerulina*) *conversa* (GRZYBOWSKI)

Určené foraminiferové spoločenstvo poukazuje na spodno-eocénny vek súvrstvia. V určených formách sa nachádzajú aj paleocénne druhy. Z celkového štatistického vyhodnotenia súboru mikrofácií a z numulitovej asociácie pri Ruskom Kručove vyplýva, že tvarožské pieskovce sa vyvíjali od paleocénu do spodného eocénu. V pieskovcoch pri Ruskom Kručove sú veľké foraminifery:

Nummulites gallensis (HEIM)
Nummulites millecaput minor (HEIM)
Assilina sp.
Nummulites burdigalensis burdigalensis (HARPE)
Nummulites partschi HARPE

Tvarožské pieskovce sú petrofyzikálne blízke cišnian-ským pieskovcom (P. ONDRA - J. HANÁK 1989) a pieskovcom lupkovských vrstiev dukelskej jednotky. Tvarožské pieskovce sa od cišnian-ských pieskovcov nelíšia v hodnotách H , T_H ani K , čo je prí-
znakom podobných zdrojov úlomkového materiálu; od makovických
pieskovcov sa nápadne odlišujú väčšou rozpadavosťou, čo je za-
príčinené menším obsahom pojiva.

32 Belovežské súvrstvie

Belovežské súvrstvie bystrickej litofaciálnej jednotky
spadá do oblasti, odkiaľ ich pomenoval K.M. PAUL (1869). Defi-
noval sedimenty od obce Beloveža ako súvrstvie modrozelených
a červených bridlíc a hieroglyfových pieskovcov s odtlačkami
neznámeho pôvodu.

Vyvinuté sú v niekoľkých pruhoch od rieky Ondavy po čes-
koslovensko-poľské hranice. Belovežské súvrstvie sa vyvíja
z podložných tvarožských hrubolavicovitých pieskovcov. Tenko-
lavicovité pieskovce a ílovce sa striedajú v pomere 1:1.
Pieskovce sú bohaté na hieroglyfy organického pôvodu. Jemno-
zrnné drobové pieskovce (T. ĐURKOVIČ 1960) v belovežských
vrstvách majú psamitickú štruktúru s priemernou veľkosťou zrn
0,07 mm. Zrná sú hranaté, stmelené karbonátovým tmelom. Okrem
kremeňa, ktorý tvorí 40-50 % horniny, sú tu zastúpené akceso-
rické minerály: ortoklas, plagioklas (oligoklas-andezín), mus-
kovit, zirkón a úlomky rohovca a kremenca. Ílovce tvoria ďal-
ší člen rytmu, sú zelené, modrosivé a tehlovočervené. Pieskov-
cové lavičky sú v priemere 5-10 cm hrubé, obyčajne s hiero-
glyfmi na vrchnej i spodnej strane. Z toho dôvodu hieroglyfo-
vé vrstvy poľských geológov sú často stotožňované, resp. za-
mieňané za belovežské súvrstvie. Hieroglyfovými vrstvami poľ-
skí geológovia nazývajú časť podmagurských vrstiev, ktoré le-
žia v podloží magurského pieskovca. Táto charakteristika hie-
roglyfových vrstiev nie je stratigraficko-litologická, ale sa
opiera o tenkorytmický flyš s množstvom textúrnych znakov
(hieroglyfov) na plochách pieskovcov.

Stratigrafický rozsah belovežských vrstiev bystrickej
jednotky pri Beloveži (Paulova lokalita j. od Beloveže) podľa
E. HANZLÍKOVEJ (1960), O. SAMUELA (1960) a V. GAŠPARIKOVEJ
(1986) je od paleocénu po spodnú časť stredného eocénu. Pre-
važná väčšina mikrospoločenstiev reprezentuje spodný eocén.
Sú to:

Rhabdammina ex gr. discreta BRADY
Hyperammia nodata GRZYBOWSKI
Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Glomospira gordialis (JONES et PARKER)

Glomospira charoides (JONES et PARKER)
Haplophragmoides walteri (GRZYBOWSKI)
Thalmannammina subturbinata (GRZYBOWSKI)
Karrerella (*Karrerulina*) *conversa* (GRZYBOWSKI)
Karrerella (*Karrerulina*) *coniformis* GRZYBOWSKI

Vápnitý nanoplanktón bol zastúpený prevažne len druhom *Coccolithus* ex gr. *pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Coccolithus* sp., *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER, *Marthasterites tribrachiatus* DEFLANDRE, *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *Discoaster lodoensis* RIEDEL, čo reprezentuje rozhranie spodného a stredného eocénu.

31 Zlínske súvrstvie - lastúrnaté vápnité ílovce, glaukonitové a drobové pieskovce

Je to litofaciálny komplex sedimentov reprezentovaný veľmi typickými tvrdými lastúrnatými ílovcami sivých farieb („Schiefer von Lacko“ v. UHLIG 1889) a strednoeocénnych lavíc pieskovcov. Ľahké sliene tvoriace súčasť zlínskeho súvrstvia bystrickej litofaciálnej jednotky sú tvrdé, popolavosivé, modrasté s lastúrnatou alebo ostrohrannou odlučnosťou. J. NOWAK (1924) označuje ako ľahké sliene. M. KSIAZKIEWICZ (1958, str. 83-93) ich charakterizoval ako vložky v pasierbieckych a osieleckých pieskovcoch. Zmienené pieskovce sú jemnozrnné a hrubozrnné variety glaukonitických pieskovcov.

Prechod z podložných belovežských vrstiev do zlínskych vrstiev v bystrickej litofaciálnej jednotke sa začína objavovaním tvrdých lastúrnatých, vápnitých sivých až modrosivých ílovcov (slietov). Vyššie pribúda pieskovcov. V bystrickej litofaciálnej jednotke sú zastúpené tri variety pieskovcov (T. ĐURKOVIČ 1960). Pieskovce sú silne glaukonitické (pasierbiecke a osielecké pieskovce známe z poľskej flyšovej oblasti), silne sľudnaté strednozrnné až jemnozrnné a drobové pieskovce.

O. SAMUEL (1960) z okolia Lukavice jv. od Bardejova našiel spodnoeocénne spoločenstvo s prevahou dendrofryí a s prímiesou čeľade Vereulinidae. Z kóty Šibeň (365,5) z arkózovitých pieskovcov M. VÁNOVÁ (in J. NEMČOK 1961) určila *Nummulites burdigalensis*, ktorý je spodnoeocénneho veku. Severne od Abrahamoviec nájdená fauna veľkých foraminifer poukazuje na ypres-spodný lutét (J. NEMČOK - M. VÁNOVÁ 1977). Medzi nimi je aj druh *Nummulites partschi tauricus* (de la HARPE), *Assilina* aff. *douvillei* ABRARD-FAVRE. Na základe chudobnej fauny, nájdenej v zlínskych vrstvách bystrickej litofaciálnej jednotky, môžeme poslednú časť zlínskeho súvrstvia (vrstiev) zaradiť k spodnému eocénu. Ich vrchná časť zasahuje najpravdepodobnejšie až do spodnej časti stredného eocénu.

30 Pestré súvrstvie, červené ílovce, Mn konkrécie, tenkolavicovité pieskovce

Toto súvrstvie reprezentujú cviklovočervené ílovce s Mn

konkréciami, modrozelenými ílovcami a tmavosivými vápnitými ílovcami. Ich petrografické zloženie je podobné ako v pestrých ílovcoch čergovskej litofaciálnej jednotky. Nachádzame ich severne od Abrahámoviec, ale aj Mencoviec a Hankoviec, kde sú na tektonickom styku. Zistili sa aj vo vrte západne od Hankoviec. Charakteristická mikrofauna s druhmi *Cyclamina amplexans* GRZYBOWSKI toto súvrstvie radí do stredného eocénu. Plynulý prechod do globigerínových slieňov s vrchnoeocénnou mikrofaunou pestré súvrstvie posúva až do vrchného eocénu.

29 Globigerínové sliene, resp. vápnité ílovce zelených odtieňov

Trávovozelené, modrosivé a zelenosivé ílovce (resp. sliene), ktorými sa končí pelitická sedimentácia pestrých vrstiev, sú príznačné aj pre bystrickú litofaciálnu jednotku. Tento korelovateľný horizont nedosahuje ani 2 m hrúbku v bystrickej litofaciálnej jednotke. Koncentrácia drobných globigerín, peľových zrn je taká hojná, že vápnité mikroforaminifery *Globigerina officinalis*, *Globigerina* cf. *Venezuelana*, *Globigerapsis index* a peľové spoločenstvá poukazujú na vrchnoeocénnu vek.

28 Zlepence s exotickým materiálom

Tento typ sedimentov nachádzame pri Tročanoch a severne od Kľúčova. Je to občasne sa vyskytujúca poloha, ktorá je spätá s bázou ombronskej geotektonickej jednotky. Hrubé psefity s materiálom kryštalinika, mezozoika a exotík sú súčasťou hrubolavicovitých sedimentov spodných malcovských vrstiev. Ich hrúbka nepresahuje 5 m. Valúny sú priemerne 2-5 cm veľké, uložené v hlinitopiesčitej základnej hmote. Sú rozpadavé. Miestni obyvatelia ich používajú na stavebné účely.

Stratigraficky sú viazané na superpozíciu nad globigerínovým horizontom, ako aj na súvrstvie chudobné na mikrofaunu - spodné malcovské súvrstvie.

27 Malcovské súvrstvie: pieskovce so závalkami ílovcov a rastlinnou sečkou

Tento typ sedimentov je najlepšie zachovaný medzi Stupanmi a Kalnišťom. V podstate sa nelíši od strihovského súvrstvia krynickej litofaciálnej jednotky. Najcharakteristickejší profil pieskovcovým flyšom bazálneho malcovského súvrstvia, resp. strihovského súvrstvia je medzi Demjatou a Raslavcami. Tu v potoku Sekčov a v záreze železnice nachádzame hrubolavicovité pieskovce sivomodrastých odtieňov. Na vrstevných plochách okrem rastlinnej zuhoľnatenej sečky sú aj výrazné mechanoglyfy i bioglyfy. Stopy po vrtavej činnosti červov (resp. chodbičky krabov?) veľa napovedajú o batymetrickej pozícii

týchto hrubozrnných pieskovcových lavíc. Veľké sklízové vrásky v záreze železnice s. od Demjaty zasa dokumentujú nadmernosť sklonu svahu, na ktorom sedimentárne textúry vznikli. Súvrstvie charakterizuje prevahu pieskovcov nad ílovcami a ojedinelými hrubopsefitickými vložkami. Pieskovce tohto typu sú podobné pieskovcom severnejšej račianskej litofaciálnej jednotky s tým rozdielom, že tieto obsahujú viac závalkov ílovcov. Tieto pieskovce sa obyčajne považovali za magurský typ pieskovcov. T. ĎURKOVIČ (in J. NEMČOK 1984) ich označuje ako stredozrnné drobové pieskovce. Dominujúcim minerálom v nich je kremeň. Tvar zŕn býva najčastejšie subangulárny. Jeho zastúpenie sa pohybuje v rozmedzí 50-60 %. Zo živcov je prítomný plagioklas, ortoklas a mikroklín (2-6 %). Pribežne sa vyskytuje muskovit. Sporadicky je prítomný biotit. V týchto pieskovcoch pozorujeme väčšie množstvo závalkov ílovcov a menej gradačných polôh. Pieskovcové lavice sú v priemere 30-40 cm hrubé svetlosivej farby, vetrajúce do hrdzava. Prevláda v nich kremeň tmelený karbonátovým tmelom. Sedimentologicko-petrografický charakter týchto pieskovcových lavíc prezrádza, že vznikli prepracovaním staršieho flyšu, o čom svedčí aj nadmerné množstvo preplavenej mikrofauny a útržky ílovcov paleogénu až stredného eocénu. Ani jeden typ pieskovcov nachádzajúcich sa v magurskom flyšovom pásme neobsahuje toľko pretransportovaných úlomkov staršieho flyšu ako práve spodné malcovské súvrstvie.

Okrem dobre zachovaných preplavených mikrospoločenstiev vrchnej kriedy, paleocénu až stredného eocénu sú v piesčitých ílovcoch aj mikroasociácie vrchného eocénu.

26 Menilitové súvrstvie: čokoládovohnedé tvrdé ílovce, rohovce, pelokarbonáty

Ich petrograficko-litologická charakteristika je zhodná s menilitovým súvrstvom ombronskej geotektonickej jednotky zachovanej v depresiách: malcovskej, ujackej, richvaldsko-raslavickej a brezovskej.

Stratigraficky ich na základe superpozície počítame k vrchnému eocénu až oligocénu.

25 Malcovské súvrstvie: sivé vápňité ílovce a pieskovce

Je to flyšové súvrstvie, silne pripomínajúce vnútrokarpatský paleogén, ale aj krosniansky flyš. Ílovce sú sivých odtieňov. Prevládajú nad karbonátovými pieskovcami. Majú kusovitý i doštičkovitý rozpad. Sú tiež vápňité. Niektoré lavičky pieskovcov sú gradačne zvrstvené. Na spodných hrubozrnných plochách lavíc často môžeme nájsť faunu veľkých foraminifer. Tento typ malcovského súvrstvia sa tiahne od Giraltoviac až po Richvald a v okolí Malcova. Hrúbka malcovského súvrstvia sa odhaduje na 800-1000 m. Pieskovcové lavice hrubé 10-50 cm sú zriedkavo zastúpené v pelitoch. V oblasti Vyšných Raslavíc

sz. od kostola v záreze cesty na spodných stranách pieskovcov sú veľké foraminifery vrchnoeocénneho veku (J. NEMČOK - M. VÁ-
ŇOVÁ 1977). V profile sa našli:

Nummulites perforatus perforatus (MONTFORT)
Nummulites anomalus anomalus HARPE
Nummulites semicostatus (KAUFMANN)
Nummulites incrassatus intrassatus HARPE
Nummulites chavannesi HARPE
Nummulites pulchellus HARPE
Operculina alpina DOUVILLÉ
Operculinoides nassauensis COLE
Spiroclypeus carpaticus (UHLIG)
Discocyclina apera (GÜMBEL)
Discocyclina marthae (SCHLUMBERGER)
Asterocyclina pentagonalis (SCHAFHÄUTL)
Asterocyclina stella (GÜMBEL)
Asterocyclina stellata (ARCHIAC)

F. BIEDA (1960) túto faunu klasifikoval ako spodnopria-
bónsku. Vzhľadom na redepozíciu veľkých foraminifer usudzuje-
me, že ide o sedimenty vrchného eocénu (priabónu) až spodného
oligocénu.

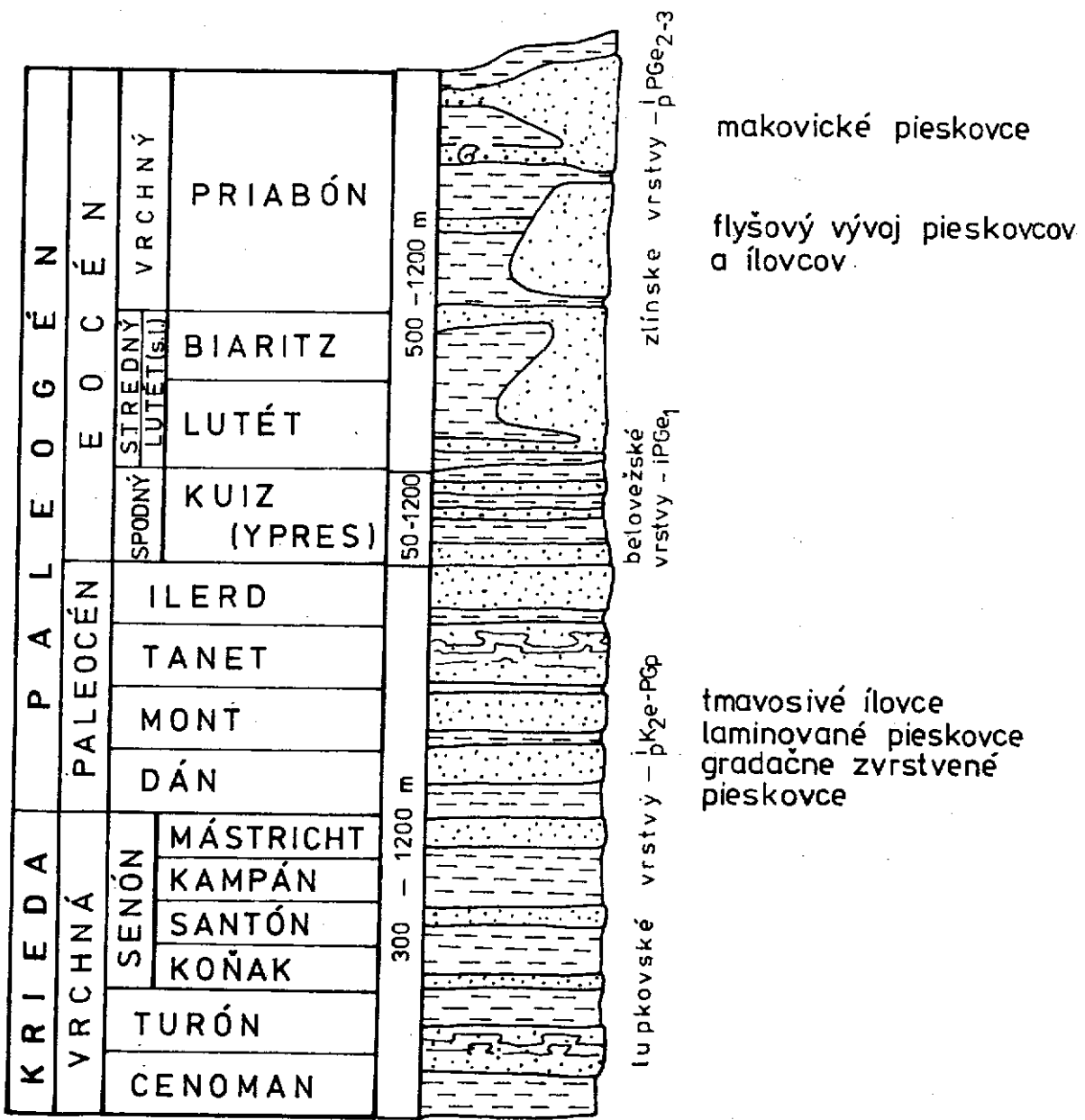
Račianska litofaciálna jednotka

Jej rozsah je podstatne väčší, ako je znázornená na pred-
kladanej regionálnej mape. Pokračuje ďalej za riekou Ondavu
k SV. Jej stratigraficko-litologická náplň sedimentov sa odví-
ja od vrchnej kriedy po spodný oligocén.

23 Lupkovské súvrstvie: tmavé ílovce, laminované pieskovce, konvolútne zvrstvené pieskovce

Stratigraficky najstaršie flyšové súvrstvie magurskej
tektonickej jednotky sa nachádza medzi Šarišským, Čiernym a
Vyšným Orlíkom. Severne od dediny Kurimka sú najlepšie odkryté
flyšové lavice pieskovcov a ílovcov. Tento flyš postupne pre-
chádza z nadložných belovežských vrstiev do flyšového súvrst-
via nazvaného ako lupkovské súvrstvie (inocerámové vrstvy).
Ílovce zelenej farby, typické pre belovežské súvrstvie sa
v lupkovských vrstvách objavujú zriedkavejšie. Dominujúcou
zložkou lupkovského súvrstvia sú tmavosivé až čiernosivé ne-
vápňité a čiastočne vápňité ílovce. Lavice pieskovcov asi
25 cm hrubé alternujú s ílovcami. Sú konvolútne zvrstvené,
tenko laminované, silne vápňité, často pretkané žilkami kalci-
tu. Na vrstevných plochách majú hojné bioglyfy a mechanoglyfy.
Sedimentárno-petrografické štúdium T. ĎURKOVIČA (in J. NEMČOK
1960) z týchto súvrství poukazuje na dva druhy prevládajúcich
pieskovcov. O jednom type pieskovcov môžeme hovoriť ako o jem-
nozrnnom prachovci. Tento sa vyznačuje výraznou lamináciou.

Je psamitickéj štruktúry. Hranaté zrná 0,02-0,01 mm veľké sú spojené karbonátovým tmelom. Kremeň tvorí 60-70 % horniny. Z aglutinovaných minerálov je častý kalcit a pyrit. Druhý typ pieskovcov lupkovského súvrstvia v račianskej litofaciálnej jednotke sú strednozrnné vápnité prachovce. Makroskopicky je to hornina jemnozrnná, sivej farby s hojným muskovitom na vrstevných polohách. Pod mikroskopom pozorujeme psamitickú štruktúru. Karbonátový tmel alebo matrix spojuje hranaté zrná 0,02-0,03 mm veľké. Kremeň tvorí 60-70 % horniny. Z akcesorických minerálov v strednozrnnom vápniťom prachovci je hojný muskovit, z autigénnych minerálov sa zriedkavejšie nájde pyrit.



Obr. 11 Račianska litofaciálna jednotka

V lupkovskom súvrství môžeme okrem ílovcov a pieskovcov pozorovať tvrdé slieňovce podobné ako v podmenilitovom súvrství či dukelskej kriede na východnom Slovensku.

Stratigraficky lupkovské súvrstvie medzi Šarišským Čiernym a Vyšným Orlíkom je najstarším členom magurského flyšu vystupujúceho na povrch. Foraminifery získané z profilu medzi Kurimkou a Javorníkom sú v podstate rovnakého kvantitatívneho zloženia. To znamená, že sú stratigraficky i biofaciálne rovnakého charakteru.

Podľa O. SAMUELA (1960) hlavnou zložkou udávajúcou celkový charakter spoločenstva sú hrubostenné, rôzne aglutinované (hladké až piesčité) dendrofrye, reprezentované hlavne druhom *Dendrophrya ex gr. robusta* GRZYBOWSKI. V porovnaní s menovaným druhom veľmi vzácné sa vyskytujú tenkostenné dendrofrye.

Druhým relatívne najstabilnejším druhom po dendrofryách je *Hyperammina grzybowski* Dylazanka a *Trochamminoides irregularis* White. Z ostatných druhov foraminifer boli zistené nasledujúce: *Saccamina placenta* (GRZYBOWSKI), *Rhabdammina* sp., *Hormosina excelsa* (DYLAŽANKA), *Hormosina ovulum* GRZYBOWSKI - veľká forma, *Ammodiscus cf. penyi* CUSHMAN et JARVIS (viď BUKOWY i GERLACH 1957), *Glomospira aff. gordialis diffuudes* CUSHMAN et RENZ, *Glomospira irregularis* (GRZYBOWSKI), *Rzehakina epigona* (RZEHAČ), *Rzehakina epigona inclusa* (GRZYBOWSKI), ? *Bolivinopsis* sp. Stratigrafické rozšírenie vyššie uvedenej mikrofauny je v hraniciach vrchnej kriedy až paleocénu, resp. spodného eocénu. Na základe kvalitatívnych vlastností u jednotlivých druhov, zvlášť u druhu *Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI) sa zistilo, že sú tu prítomné hlavne veľké formy. Tie sa podľa najnovších výskumov S. GERDCHA (1959) vyskytujú vo vrchnej kriede a podľa E. HANZLÍKOVEJ (1959a) ich kladie do paleocénu. O. SAMUEL (1960) sa prihovára za to, aby lupkovské súvrstvie stratigraficky patrilo do dánu - paleocénu.

23 Belovežské súvrstvie (vrstvy), červené a zelené ílovce, tenkolavicovité pieskovce s hieroglyfmi

Hojne vyvinuté belovežské súvrstvie sa tiahne od rieky Ondavy až po československo-poľské hranice v niekoľkokilometrových pruhoch. Je to drobnorytmické súvrstvie mocné viac ako 1500 m. Vo vrte Smilno-1 sa ho prevrátilo 2000 m a vo vrte Zborov-1 ešte o niečo viac. Aj keď to nie je pravá mocnosť, jeho hrúbka v račianskej litofaciálnej jednotke je najmarkantnejšia. Litologická charakteristika na rozdiel od belovežských vrstiev bystrickej jednotky sa vyznačuje niekoľkými odlišnými znakmi. Kým belovežské vrstvy v bystrickej jednotke sú len silne vápnité na prechode do zlínskych vrstiev v račianskej jednotke si vápnitosť uchovávajú až po nadložné makovické pieskovce. V oblasti Kurimky do podložia prechádzajú vo flyšové lupkovské vrstvy paleocénu až vrchnej kriedy, v bystrickej litofaciálnej jednotke do kremitých tvarožských pieskovcov. Belovežské súvrstvie v bystrickej litofaciálnej jednotke vo vrchnej vápnitejšej časti obsahuje vložky tvrdých

ílovcov (sliěňov-margle z Łacka) a hojne organických stôp po lezení bulií. Naproti tomu belovežské súvrstvie v račianskej jednotke vložky ľackých sliěňov neobsahujú. Začínajú sa objavovať tmavosivé nevápnnité ílovce, ktoré v nadložných makovických pieskovcoch dominujú vo forme tenkých ílovcových vložiek.

V podstate belovežské súvrstvie račianskej jednotky je tvorené ílovcami, u ktorých prevláda zelené sfarbenie. Tehlovočervené ílovce tvoria niekoľko polôh, pravdepodobne aj tektonicky znásobených.

Mikrofaunistické rozbory O. SAMUELA (1960), ako aj E. HANZLÍKOVEJ (1959a) z belovežského súvrstvia račianskej jednotky poukazujú na spodnoeocénny vek súvrstvia s tým, že objavenie sa druhu *Cyclamina amplexans* ich posúva až do stredného eocénu.

22 Makovické pieskovce (zlínske súvrstvie račianskej litofaciálnej jednotky)

Názov dostali od vrchu Makovica pri Bardejove (J. NEMČOK 1961). K.M. PAUL (1869) skupinu Spáleného vrchu, Makovice a iných kopcov vyčleňuje ako izolované kryhy magurského pieskovca a stratigraficky ich stotožňuje s magurským pieskovcom na Orave.

Makovické pieskovce tvoria masívne jemnozrnné drobové pieskovce a hrubozrnné drobové pieskovce. Jemnozrnné drobové pieskovce sú všesmernej textúry, hrdzavožltej farby, psamitickéj štruktúry. Hranaté zrná o priemernej veľkosti 0,1 mm sú spojené karbonátovým tmelom, ktorý prevláda nad matrix. Kremeň tvorí 40-50 % horniny. Z akcesorických minerálov sú v pieskovci zastúpené plagioklas (oligoklas - andezín), ortoklas, muskovit, biotit, zirkón a granát. Zriedkavejšie sú úlomky rohovcov a pieskovcov.

Makovické pieskovce reprezentuje tiež hrubozrnný drobový pieskovec. Hornina je hrubozrnná, svetlej farby, všesmernej textúry s ojedinelými zrnami asi 2 mm veľkosti. Niekedy má hrdzavý nádych po Fe. V mikroskope (T. ĎURKOVIČ 1960) určil hranaté zrná o priemernej veľkosti 0,4-0,5 mm tmelené matrixom a $FeOH_3$. Majú psamitickú štruktúru. Podstatnú zložku horniny tvorí kremeň. Z akcesorických minerálov časté sú plagioklas (oligoklas - andezín), ortoklas a muskovit. Ich markantný rozdiel oproti tvarožským pieskovcom z podložia belovežských vrstiev bystrickej litofaciálnej jednotky sa prejavuje zvýšeným percentom živcov. Ílovce v makovických pieskovcoch sú zastúpené veľmi podradne. Sú vápnnité, sivé a tvoria max. 10 cm hrubé vložky medzi masívnymi pieskovcami.

Makovické pieskovce račianskej jednotky podľa výbrusového materiálu obsahujú relatívne viac karbonátového a pelitického pojiva ako tvarožské pieskovce. Vyšší je v nich aj podiel pyritu.

Hrúbka celého súvrstvia je 200-700 m. A. MATĚJKA - L. ZELENKA (1932) toto súvrstvie zaraďovali do hieroglyfových

vrstiev. Pripúšťajú, že tieto hieroglyfové vrstvy môžu byť tak z eocénu, ako aj z oligocénu. V. PESL (1964) použil pre tieto pieskovce názov zborovské vrstvy.

B. LEŠKO - O. SAMUEL (1968) makovické súvrstvie považujú za pieskovcové súvrstvie zlínskych vrstiev a priznávajú im širší stratigrafický rozsah. Rozpätie zlínskych vrstiev račianskej jednotky je od stredného až do vrchného eocénu.

21 Zlínske súvrstvie račianskej litofaciálnej jednotky (flyšový vývoj)

Vrstvy račianskej jednotky nazývané ako zlínske súvrstvie (vrstvy) celkom nezodpovedajú vrstvám na západe a už vonkoncom nie zlínskym vrstvám bystrickej litofaciálnej jednotky. Vyvíjajú sa z makovických pieskovcov. V niekoľkých profiloch, okrem typických (marglí z Lacka) lackých slieňov pozorujeme vložky podobných ílovcov ako vo vnútrokarpatskom paleogéne či v malcovských vrstvách. Pieskovce, lacké sliene a ílovce malcovského (krosnianskeho) typu sa navzájom striedajú. K týmto stavebným prvkom zlínskeho súvrstvia pribudli vložky pelokarbonátov. Skelné sliene silne glaukonitové pieskovce pripomínajú bystrickú litofaciálnu jednotku a pelokarbonáty zasa vrstvy vrchného eocénu až oligocénu. Súvrstvie by sme mohli skôr charakterizovať ako prechodné medzi zlínskymi vrstvami bystrickej jednotky, ktoré sa tvorili do stredného eocénu a menilitovo-krosnianskou výplňou zachovaných depresí (Brezovka, Rychvald-Raslavice-Giraltovce).

Jemnozrné prachovce (T. ĎURKOVIČ 1960) sú tmavosivej farby, lastúrnateho lomú s psamitickou štruktúrou. Hranaté zrná priemernej veľkosti 0,01 mm sú tmelené karbonátom, ktorý prevláda nad matrix. Kremeň tvorí 60-70 % horniny. Okrem kremeňa z autigénnych minerálov je prítomný glaukonit a pyrit.

Tento typ sedimentov, ako aj jeho stratigrafické rozšírenie zodpovedá strednému až vrchnému eocénu. Nie je vylúčené, že flyšový vývoj zlínskych vrstiev račianskej jednotky zodpovedá spodným malcovským vrstvám.

20, 19 Pestré súvrstvie: červené ílovce, Mn konkrécie, tenkolavicovité pieskovce

Nachádzame ich len v oblasti Stebníka a v širšom okolí Beloveže. Sú to cviklovočervené, zelené, zelenosivé ílovce, silne vápnité. Obsahujú Mn konkrécie 5-10 cm rozmerov. Je zaujímavé, že v tomto súvrství sú pelokarbonátové zhľuky až 25 cm v priemere. Pod mikroskopom sa javia ako sklzové telesá. Nie je vylúčené, že sú vytvorené gravitačne. Dôkazom môže byť aj nález odtlačku ryby v tomto pelokarbonátovom guľatom tvare severne od Orlova v ceste pri kaplnke.

Strednoeocénna až vrchnoeocénna mikrofauna O. SAMUELA (1960) a E. HANZLÍKOVEJ (in A. MATĚJKA 1964) vysvetľuje jednoznačne ich vzťah k flyšovým sekvenciám označovaných ako

zlínske súvrstvie račianskej litofaciálnej jednotky. Tenké zelenosivé až trávovozelené ílovce sú najpravdepodobnejšie globigerínové sliene. Tento korelovateľný horizont vrchného eocénu nemá na mape priestorové mapovateľné plochy.

18 Menilitové súvrstvie: čokoládovohnedé tvrdé ílovce, rohovce, pelokarbonáty

Najmohutnejšie vyvinuté menilitové ílovce (bridlice), rohovce a pelokarbonáty budujúce menilitové súvrstvie sú v synklinále Brezovky v okolí Dubiného a severne od Kožian. Menšie výskyty sú v oblasti Olšavy, Stebníka a sz. od Beloveže. Vystupujú v malcovských vrstvách nie ako stratigrafický horizont, ale ako litofácia. Nájdeme ich v tenších, alebo aj v mocnejších vrstvičkách medzi flyšovými bridličnato-slienitými. Ich hrúbka sa pohybuje od 5 cm lavičiek do 30 m polôh tvrdých listovite sa rozpadavých hnedých až čiernohnedých bridlíc s hojným množstvom rybičích šupín. Zvetrávajú do svetlomodra. Častejšie ich môžeme vidieť potiahnuté sírnymi, limonitickými alebo Mn povlakmi. Zriedkavejšie možno nájsť na menilitových bridliciach malachytové a azuritové výkvety. Menilitové polohy v synklinále Brezovky vystupujú v nižších horizontoch, vyšších malcovských flyšových sekvenciách a postupne k povrchu súvrstvia miznú. V niektorých profiloch bez toho aby súvrstvie bolo tektonicky zvrásnené, alebo prešmyknuté, vystupujú nad sebou často dve alebo aj tri polohy menilitových bridlíc. Hrubšie polohy menilitových ílovcov (bridlíc) obsahujú rohovce čiernej farby (s. od Dubinného a Kožian), pelokarbonáty (železité dolomity poľských geológov) vetrajúce do hrdzava, sliene svetlosivej farby, v ktorých pod mikroskopom v základnej ílovitej hmote môžeme pozorovať prierezy globigerín (2-5 %).

Stratigrafický rozsah menilitových vložiek v malcovských vrstvách v synklinále Brezovky (čiže v najreprezentatívnejšom pásme ich výskytov) sa pohybuje medzi vrchným eocénom a spodným oligocénom.

17 Malcovské súvrstvie: sivé vápnité ílovce a pieskovce

Malcovské súvrstvie tvorí podstatnú časť výplne synklinálneho pásma Brezovky. Zastúpené sú z väčšej časti sivými, zelenosivými až tmavosivými, kusovite sa rozpadajúcimi ílovcami. Pieskovce sú menej zastúpené. Pomer p:i je 1:3 až 1:5. V základnej hmote ílovcov vápniťo-ílového charakteru môžeme pozorovať ojedinelé lišty muskovitu (0,01 mm) a drobné úlomky rastlinnej drviny. Pieskovce sú z väčšej časti strednozrnné, tenko odlučné, sivej farby. Niektoré sú výrazne laminované. Pod mikroskopom pozorujeme v hornine 60-70 % kremenných zŕn a z akcesórií muskovit. Hranaté zrná o priemernej veľkosti 0,02 mm sú tmelené karbonátovým tmelom. Tento strednozrnný vápniťý prachovec má psamitickú štruktúru. Ojedinele sa nájdú

pieskovcové lavice, ktoré by sme mohli nazvať ako hrubozrnný drobový prachovec. Pieskovce tohto typu majú psamitickú štruktúru s hranatými zrnami o priemernej veľkosti 0,02 mm, tmelené karbonátovým tmelom. Ojedinele sa nájdu pieskovcové lavice, ktoré by sme mohli nazvať ako hrubozrnný drobový prachovec. Pieskovce tohto typu majú psamitickú štruktúru s hranatými zrnami o priemernej veľkosti 0,05 mm. Častejšie matrix prevláda nad karbonátovým tmelom, 40-60 % kremeňa je v pieskovcoch najdôležitejším stavebným prvkom pieskovcov.

Okrem kremeňa môžeme vo výbrusoch pozorovať ortoklas, granát, muškovit, rastlinnú drtinu a úlomky kremencov.

Aj keď ílovce v malcovských vrstvách synklinály Brezovky prevládajú, v súvrství môžeme nájsť aj jaselské lupky (V. UHLIG 1883) a piesčité vápence (pelokarbonáty). Jaselské lupky nachádzame v malcovskom súvrství jz. od Štefurova, pri Beloveži a Olšovciach.

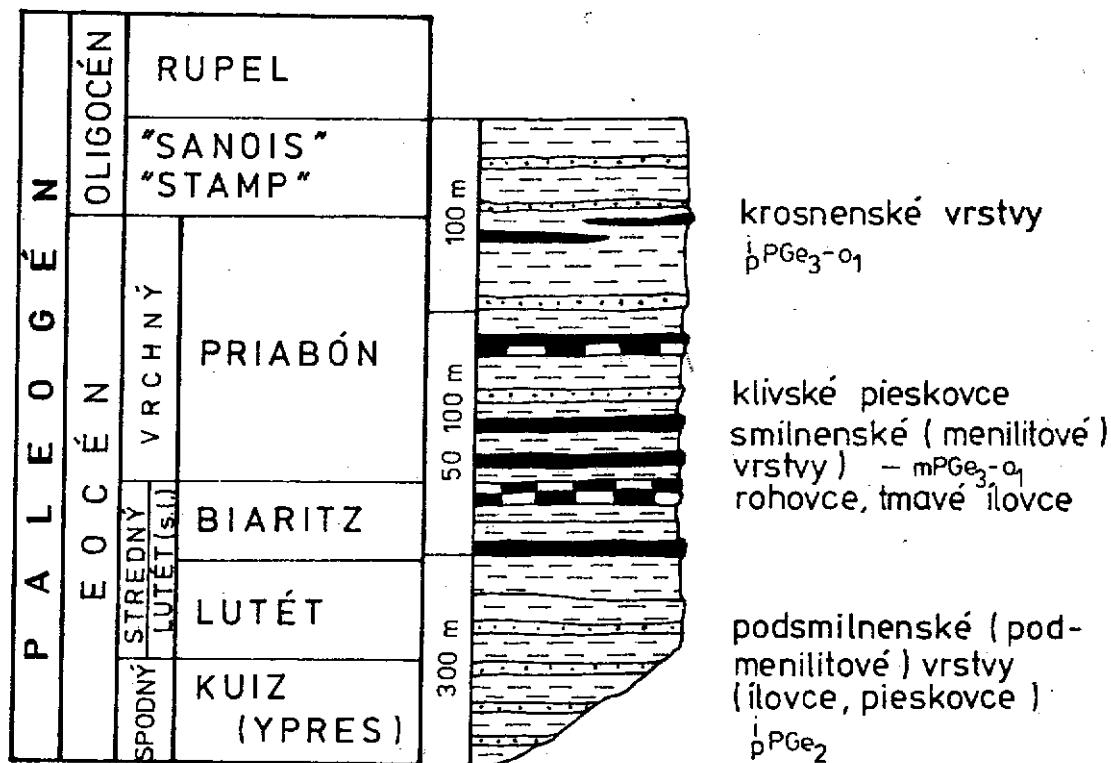
Mikrobiostratigraficky vyhodnotené vzorky z malcovských vrstiev synklinálneho pásma Brezovky v račianskej litofaciálnej jednotke poukazujú na vrchný eocén až oligocén (O. SAMUEL 1960).

SMILNIANSKE TEKTONICKÉ OKNO (ÚTRŽOK)

Násun magurského príkrovu na dukliansku jednotku má v geologických mapách znázornený zvlnený priebeh, čo svedčí v podstate o plochom presune. Pokročilá erózia na mnohých miestach v Poľsku, ale aj na východnom Slovensku, odstránila magurské sedimenty tak hlboko, že sa objavili súbory litofácií, ktoré sa značne zhodujú s vrstevným sledom dullianskeho flyšu. Tmavé súvrstvie menilitových vrstiev označované ako „grybower Menilitischefer“ V. UHLIG (1883) alebo na Slovensku „smilnianske vrstvy“ HAUER (1859), H. ŚWIDZIŃSKI (1934a) považoval za spodnú kriedu magurského pásma, keďže sa nachádzali v domnele normálnom podloží vrchnej kriedy. Neskôr poľskí geológovia a medzi nimi i H. ŚWIDZIŃSKI, považovali tieto výskyty za tektonické okná duklianskej jednotky alebo útržky duklianskych sekvencií koptované do tektonickej magurskej stavby. Vrtné práce v poľských tektonických oknách kontinuitu sedimentov s duklianskou jednotkou nepotvrdili.

16 Podsmilnianske (podmenilitové) súvrstvie: tenkolavicovité pieskovce, zelené ílovce

Tento typ sedimentov sa neodlišuje makroskopicky ani mikroskopicky od drobnorytmického flyšu podmenilitového eocénu duklianskej jednotky. Podsmilnianske vrstvy (J. NEMČOK - T. KORÁB 1961) sú zložené zo zelených, sivozelených a tmavozele-
ných ílovcov striedajúce sa s jemnozrnnými pieskovcami a prachovcami. Prachovce sú často konvolútne zvrstvené. Najvyššia časť podmenilitového súvrstvia už sporadicky obsahuje tmavo-



Obr. 12 Smilnianske tektonické okno

sivé až čokoládovo tmavé ílovce menilitového typu. Spodnejšie ílovcové polohy sú modrosivé nevápnité s ojedinelými vápnitými ílovcami prevažne sivých odtieňov farieb. Striedanie 5-30 cm ílovcových lavičiek s modrosivými jemnozrnnými kremito-vápnitými laminovanými pieskovcami môže viesť k ich kriedovej identifikácii, zvlášť keď sa vo výplavoch nájdu len kriedové bioasociácie. E. HANZLÍKOVÁ (1960) určila z týchto polôh: *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana ex gr. tricarinata* (QUEREAU), *Chiloguembelina ex gr. morsei* (KLINE) a ďalšie formy známe z inocerámových vrstiev. V týchto ílovcoch našla aj druhy, z ktorých mnohé prechádzajú do paleogénu: *Saccamina placenta* (GRZYBOWSKI), *Hormosina excelsa* (DYLAŽ.), *Rzehakina ex gr. minima* (CUSHMAN - RENZ) a ďalšie. O. SAMUEL (1960) z tejto lokality získal aj spodnoeocénne asociácie zodpovedajúce glomospirovo-amodiskovej biozóne aglutinovaných foraminifer a strednoeocénne asociácie obsahujúce významný indexový druh *Cyclammina amplexans* GRZYBOWSKI.

13, 14, 15 Smilnianske súvrstvie: menilitové vrstvy - čierne a hnedé, tvrdé ílovce, rohovce, pieskovce

Pozvoľný prechod z podsmilnianskeho súvrstvia do smilnianskeho sa prejavuje pribúdaním tmavých až čiernych ílovcov (bridlíc), ktoré sú ich základným stavebným prvkom. V smilnianskom súvrství nachádzame zelenosivé ílovce, v spodnejšej

časti tmavosivé až čierne ílovce; celistvé strednozrnné pieskovce, kremité drobové svetlé pieskovce (klivské pieskovce) a rohovce. Hrúbka súvrstvia je 50-100 m.

Pôvodne vymedzené „smilno Schiefer“ (F.A. HAUER - F.F. RICHTHOFFEN 1859) najpravdepodobnejšie zahrňovali len čierne bridlice a rohovce. Kremité bridlice a rohovce a ojedinele pieskovce A. MATĚJKA - L. ZELENKA (1933) označujú ako smilnianske vrstvy.

Čierne bridlice v zmysle F.R. HAUERA - F.F. RICHTHOFFENA (l.c.) sú pre smilnianske súvrstvie rozhodujúcim litotypom. Lupeňovité až tabuľkovité deliteľné tvrdé ílovce (bridlice) na plochách majú časté hrdzavé a žltosíranové povlaky. Niekedy v nich môžeme vidieť tmavohnedosivé lupienkovité ílovce, pevné drobnosľudnaté s rybími šupinami. Okrem rybích šupín v smilnianskych bridličnatých tvrdých ílovcoch sa mikrofau-nisticky našlo len niekoľko málo cibicidov. V ich spodnej časti O. SAMUEL (1960) identifikoval chudobnú mikrofauunu - Globigerina ex gr. pseudovenezuelana BLOW et BANNER, Uvigerina eocena GUMBEL, Chilostomelloides ovicula NUTTAL. Cibicides karpaticus MJATLIUK a Rotalia lithotamnica UHLIG.

Smilnianske bridličnaté ílovce na základe superpozície, ako aj analógie s menilitovým súvrstvím v duklianskej jednotke, počítame k vrchnému eocénu až spodnému oligocénu.

13 Klivské pieskovce

Tento osobitný litologický typ pieskovcov dostal názov od vrchu Kliva v ukrajinských Karpatoch (K. PAUL - M. TATZE 1877). Podľa údajov klivský pieskovec vytvára vložky uprostred menilitového súvrstvia vo vonkajších flyšových zónach.

V oblasti smilnianskeho tektonického okna (útržku) bieložlté až svetložlté kremité pieskovce sa vyskytujú v spodnejšom smilnianskom súvrství, medzi Dubovou a Smilnom. Sú to 10-150 cm lavice pieskovcov prekladané ílovcami menilitového typu (tvrdé bridličnaté ílovce). Bieložlté stredne až hrubozrnné pieskovce sú tvorené 70-85 % úlomkami kremeňa, ktorý nesie znaky dobrej vytriedenosti. Jeho pórovitosť v minulosti bola základom dobrých kolektorských vlastností klivských pieskovcov. V Poľsku a Rumunsku sa z klivských pieskovcov dodnes ťaží ropa. V smilnianskom tektonickom okne (útržku) sú len tenké, viac-menej nesúvislé polohy týchto rozpadavých kremitých pieskovcov.

Ich stratigrafické zaradenie zodpovedá smilnianskemu súvrstviu - vrchný eocén-spodný oligocén.

14 Rohovce

Smolove čierne rohovce sú ďalšou stavebnou jednotkou smilnianskeho súvrstvia. Podľa T. ĐURKOVIČA (1960) aj M. ELIÁŠA (1960) ich tvorí jemnozrnný kremeň a opál. Tento typ horniny je totožný s menilitovými rohovcami duklianskej jednotky.

Obsahuje 94-97 % SiO_2 , kde hlavne opál je v mikrokryštalickom matrice. Základná hmota, silne sfarbená organickou prímiesou, obsahuje čiastočne drobno rozptýlený pyrit a miestami sú nepravidelné hniezda kalcitu. Často vystupujú rohovce (5-25 cm) spolu s kremitými drobovými laminovanými pieskovcami. Okrem kremeňa (30-40 %) obsahujú akcesorický muskovit, biotit, kalcitové organické zvyšky, sčasti silicifikované a rastlinnú drtinu. Až 60-70 % tvorí ílovitá hmota premenlivo silicifikovaná opálom s reliktnými kalcitu, akcesorickým limonitom a rudnými minerálmi. Mocnosť rohovcov je približne 10 m.

Stratigraficky rohovec a kremité pieskovce spadajú do smilnianskeho súvrstvia vrchného eocénu až spodného oligocénu.

Krosnianske súvrstvie: sivé vápňité ílovce a tenkolavicovité pieskovce

Je to mohutne vyvinuté súvrstvie hlavne v Poľsku a na Ukrajine. V centrálnej depresii je hrubé asi 2000 m. Vo vonkajších flyšových zónach sa ho pokúšali rozčleniť, ale ani korelačné litologické horizonty (jaselské lupky), ani detailné stratigrafické štúdie nepriniesli očakávaný výsledok.

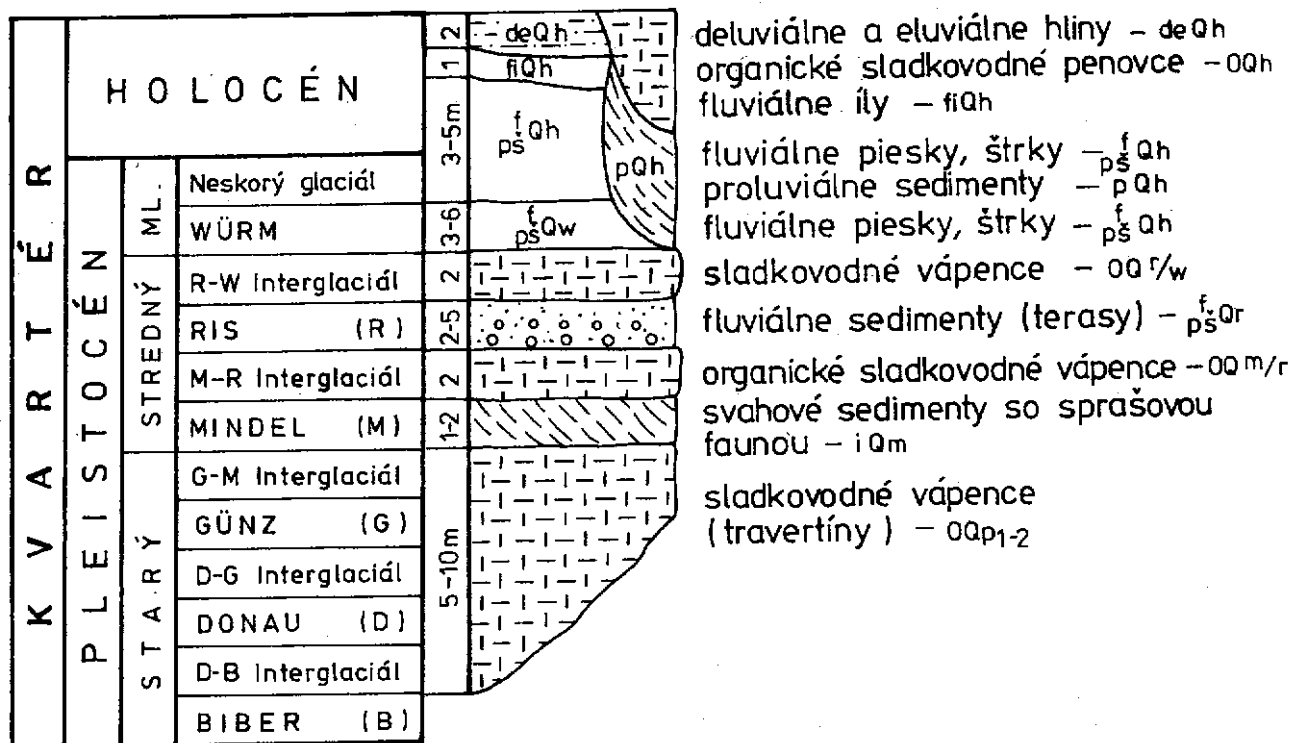
V smilnianskom tektonickom okne (útržku) sa nachádzajú vápňité pieskovce a vápňité ílovce, ktoré svojou pozíciou i litofaciálnym vzhľadom pripomínajú krosnianske vrstvy, ale aj vnútrokarpatský paleogén. Sú to sivé a hnedosivé ílovce, vápňité, drobnosľudnaté, vetrajúce do žltá až okrova. Miestami sú v nich ešte tmavosivé, pevnejšie, nevápňité, črepovite sa rozpadajúce ílovce.

Pieskovce sú tiež vápňité, 0,5-15 cm hrubé, sivé, modrosivé, jemnozrnné, vetrajúce do žltosiva. Väčšinou majú lupenatú odlučnosť, často krivolupenatú so sľudou a rastlinnou drtinou na plochách odlučnosti. Ojedinele sa v nich nachádzajú aj asi 50 cm hrubé silicifikované ílovce.

Krosnianske súvrstvie v smilnianskom tektonickom okne (útržku) obsahuje netypickú mikrofaunu, alebo je úplne sterilné. Jeho vek je odvodený len na základe superpozície a porovnania s duklianskou jednotkou. Zodpovedá najpravdepodobnejšie už spodnému oligocénu.

Kvartérne sedimenty

Územie spadá čiastočne do oblasti Šarišskej vrchoviny, Ľubovnianskej vrchoviny, Čergovského pohoria a západnej časti východných Beskýd. Šarišskú vrchovinu v mierke 1:50 000 geomorfologicky zmapoval J. HARČÁR (1972). V mape sú znázornené jednotlivé tvary a formy z hľadiska ich usporiadania, datovania a priestorového rozmiestnenia v oblasti. Analýza jednotlivých povrchových tvarov a foriem z hľadiska ich obsahu, genézy a vzájomnej spätosti bola vykonaná za účelom konečného



Obr. 13 Kvarter Spišskej Magury (Ružbachy)

hodnotenia vývoja územia v období kvartéru. Na stavbe geomorfologických tvarov a modelovaní reliéfu vôbec sa podieľajú nielen sedimenty bradlového mezozoika a paleogénu, ale aj kvartérne sedimenty. Bez rozdielu stavebných jednotiek kvartérne sedimenty pokrývajú celú plochu vymedzeného regiónu. Ich dôležitosť z hľadiska geologickej stavby oblasti sa prejavuje najmä v tých miestach, kde hrúbka kvartérnej pokrývky má čitateľný význam. Práve z tohto dôvodu boli väčšie akumulácie sedimentov kvartéru predmetom tejto práce. Akumulácie úlomkových častíc nachádzame v údoliach riek a potokov, ale aj na svahoch a ich úpätiach. Travertínové akumulácie sú sústredené do oblasti väčších porúch, čo výborne dokresľuje ich priebeh.

Ďalšie kvartérne sedimenty reprezentujú eluviálne a deluviálne hlinito-piesčité a hlinito-kamenité sedimenty. Tento typ sedimentov vytvára akumulčné formy.

Erožno-akumulačné formy sa zachovali vo forme terás, náplavových kužeľov a zosunov.

Kvartérne sedimenty sú zachytené v regióne len tam, kde ich hrúbka presahuje 1 m. Sú to tieto typy sedimentov:

- travertíny (sladkovodné vápence a penovce)
- fluviálne pieskoštrky a piesčité hliny
- eluviálne a deluviálne sedimenty.

10, 7, 4, 2 Travertíny (sladkovodné vápence a penovce)

Veľké travertínové ložiská v oblasti Vyšných a Nižných Ružbách vznikli na minerálnych, čiastočne aj teplých prameňoch, viazané na poruchové pásma. Pramene v oblasti Ružbách vznikli v horskom teréne Spišskej Magury v údolí medzi Vyšnými a Nižnými Ružbachmi. Z vymapovaného sa javí, že skupina ružbašských travertínov vznikla na výstupových cestách po poruchách ssz.-jjv. smeru. Aj priebeh dolín v tomto území je založený približne na tomto smere. Travertíny medzi Vyšnými a Nižnými Ružbachmi tvoria pomerne zložitý systém, ktorý V. LOŽEK (1964) z morfológického hľadiska označil ako terasy. V tejto oblasti zbieral mäkkýše J. PETRBOK (1937) a jej paleobotanický rozbor urobil F. NĚMEJC (1937). Oba autori rozlíšili travertíny pleistocénne a holocénne. Nespravili podrobný rozbor jednotlivých profilov, čo platí najmä o nálezoch mäkkýšov.

Najstaršie travertíny sú jz. od kúpaliska v Ružbachoch a v starom opustenom lome, kde sa v súčasnosti organizujú sochárske sympóziá. Prevládajú tu nové, svetlé travertíny, ktoré tvoria hrubé lavice, prechádzajúce k povrchu do polopevných, jemnejšie vrstevnatých hornín. V polopevnej časti sa tiahne niekoľko cm hrubá tmavosivá až čierna vrstvička s drobnými uhlíkmi a s faunou mäkkýšov interglaciálneho charakteru (*Cochlodina orthostoma* (Mke) in V. LOŽEK 1964). Táto časť travertínov v chotári Modzele je najvyššie a je porušená na povrchu početnými škrapami, v ktorých je výplň pleistocénnych hĺn.

Nad travertínmi z Modzele vznikol rozsiahly travertínový pokryv, zaberajúci celú kotlinu medzi Vyšnými a Nižnými Ružbachmi. Ostali z neho len torzá travertínov, ako je Horbek, Hamriské a Deravá skala. Travertín pokryl štrkopieskovú terasu. Tak vznikol travertín v podloží i nadloží so štrkovým materiálom.

Dnešné dno doliny vyplňa súvrstvie mladých, zväčša polopevných až sypkých travertínov (penovcov), ktoré sú prerezané potokom, takže v nich vznikli akési terasy.

Tvrde lavicovité travertíny v priestore kúpeľov odkryté stenou pod kúpeľnými budovami majú niekoľko pramenných kráterov, z ktorých jeden je činný dodnes.

Priama súvislosť medzi týmito tvrdými travertínmi a nižšie položenými penovcami v údolí potoka nie je zatiaľ preukázaná. Je zrejmé, že travertíny a penovce, ktoré sú viazané na súčasnú dolinu, sú nepochybne holocénne (ich faunu opísal J. PETRBOK 1937).

Z paleontologického hľadiska v súvislosti s nahromadením travertínov a terasových stupňov rieky Popradu môžu Vyšné Ružbáchy poskytnúť pre špecialistov ucelený obraz vývoja flóry a makrofauny v postglaciáli a prispieť k poznaniu pomerov v strednom pleistocéne.

Menšie travertínové akumulácie nachádzame aj vo vnútrokarpatskom paleogéne jv. od dediny Haligovce, v údolí potoka Šoltýsa a v magurskom flyši. Tieto travertínové nahromadenia

vznikli vylučovaním uhličitanu vápenatého z vôd vytekajúcich po poruchách, alebo z vôd potokov presakujúcich cez sutinu. Tvorba týchto trevertínov prebieha aj v súčasnosti.

9, 8, 6, 5, 3 Fluviálne pieskoštrky a piesčité hliny

Fluviálne pieskoštrky a piesčité hliny sa tvorili prevažne v dolinách riek (Dunajec, Poprad, Torysa, Topľa, Ondava) a väčších potokov (Kamenec, Sekčov, Lutinka a ďalšie). V menších potokoch prevláda erozívna činnosť a len na niektorých miestach sa ukladajú fluviálne pieskoštrky a piesčité hliny vo forme terasových stupňov a náplavových kužeľov.

Predkladané územie v období kvartéru tiež podlieha vplyvom klimatických oscilácií, keď dochádza k striedavému zahľbovaniu tokov a akumulácií fluviálnych sedimentov a tým k tvorbe terasových stupňov. Terasy sú najlepšie zachované po oboch stranách riek Popradu, Tople a po ľavej strane Torysy. Ostatné toky nemajú tak dobre zachované akumulácie pieskoštrkov a piesčitých hĺn.

V dolinách riek sú podľa ich vzťahu k dnešným tokom:

- vysoké terasy
- stredné terasy
- nízke terasy.

- Vysoké terasy sa nachádzajú najmä v údolí riek Torysy a Popradu. Z morfológického hľadiska tieto terasy nepredstavujú súvislé, navzájom pospájané celky. Ich pôvodný súvislý povrch bol neskôr bočnými prítokmi značne rozrušený. Pôvodná štrková akumulácia bola z väčšej časti odstránená. Na ľavej strane Torysy sú zachované zvyšky najväčšej terasy, kde vytvárajú ploché pretiahnuté chrčty, oddelené od seba úvalinovitými dolinami. Juhozápadne od Kamienky zanechala rieka Poprad po premiestnení koryta do dnešnej doliny zvyšky najväčšej terasy na malých pahorkoch medzi Nižnými Ružbachmi a Kamienkou. Svedčia o nich zvyšky štrkovej akumulácie do značnej miery rekultivovanej miestnym JRD. Pôvodná štrková akumulácia je takmer úplne odstránená predovšetkým procesom intenzívneho zvetrávania a odnosom. Existenciu týchto terás s relatívnou výškou 75-100 m dokazujú iba miestami roztrúsené okruhliaky.

Vysoké terasy s relatívnou výškou 45-60 m sú zachované hlavne v doline Torysy a Popradu. Zaberajú väčšiu rozlohu. Sú menej rozrušené. Štrky týchto vysokých terás sú zväčša pokryté súvislými hlinami, ktoré sa sem dostali zvetraním riečnej akumulácie, alebo boli zvrátené z vyšších miest. Valúny týchto terás sú prevažne z pieskovcov a kryštalinika. Vysoké akumulčné terasy v údolí Popradu sú slabo zachované.

- Stredné terasy sú najlepšie zachované po údoliach tokov. V niektorých miestach sa priamo stýkajú s nízkymi terasami, ktoré sú spojené s dolinnou nivou, nad ktorou je výrazná hrana. Štrková akumulácia je tvorená dobre opracovanými pieskovcami, menej kremencami (kremeňmi), ako aj vápencami. Kremene, kremence a vápence najpravdepodobnejšie pochádzajú

zo zlepcov flyšových sekvencií (sklzové telesá, konglomeráty). V štrkoch nenachádzame bázické valúny. Hrúbka štrkovej akumulácie je 2-5 m. Relatívna výška terás je 10-15 m.

- Nízke terasy sú hojné v doline Torysy, Popradu, Dunajca, Tople i Ondavy, ako aj vo vyšších potokoch. Vo väčšine prípadov prechod medzi týmito terasovitými stupňami a dolinnou nivou je plynulý. Tieto terasové akumulácie sú zväčša pravidelne zaplavované pri jarných povodniach. Štrkovú akumuláciu tvoria hlavne valúny pieskovcov. Jej hrúbka je približne 3-7 m. Relatívna výška sa pohybuje v medziach 5-10 m nad dnešnou úrovňou toku.

Dolinné nivy vyplnené fluviálnymi štrkami, pieskoštrkami a piesčitými hlinami, tvoria súvislý pás po oboch stranách tokov. Dnovú výplň štrkovej akumulácie tvoria väčšinou hrubé štrky s 5-20 cm striedajúcimi sa okruhliakmi s polohami pieskov. Bázu zväčša tvoria štrky, nad ktorými sú hlinito-piesčité a hlinité kaly. Fluviálna výplň dolinnej nivy rieky Popradu, Tople i Ondavy sa podľa vrtných profilov pohybuje v rozmedzí 2-8 m.

Náplavové kužele sú vyvinuté na bočných prítokoch do hlavných údolí, keď pri zmene spádovej krivky uložili svoj materiál. Periglaciálne náplavové kužele sú v predkladanom území zachované iba z najmladšieho obdobia pleistocénu. Staršie kužele sa prakticky nezachovali následkom malej odolnosti skalného podložia. Náplavové kužele zachované v území vekove zodpovedajú zväčša nízkym terasám. Sú to vlastne dnové výplne dolinných nív. Ich povrch je intenzívne rozčlenený ramenami divočiackich tokov, ktoré v nich najmä za vyšších stavov vody prekladajú svoje korytá. Štrkový materiál náplavových kuželov je väčšinou hrubý, alebo aj opracovaný, pričom opracovanosť rýchlo narastá smerom po toku. Štrky sú veľmi zahlinené, málo vytriedené, pochádzajúce z hornín v blízkosti znosovej oblasti týchto prítokov.

Samostatnú eróznou-akumulačnú skupinu tvoria zosuny. Mohli by sme ich zaradiť aj k deluviálnym sedimentom, pretože ich vznik bol podmienený tak litologickým charakterom, ako aj sklonom strání. Okrem morfológických podmienok (strmosti svahov), geologického zloženia sedimentov a ich podložia vznik zosunov podmieňuje aj hydrogeologický režim podzemných a povrchových vôd. Zosuvné procesy najviac postihli spodné časti svahov, kde eróznou činnosť potokov, resp. riek dala impulz k ich vytvoreniu. Najväčšie zosuvné oblasti sa vytvárajú na plastických sedimentoch vnútrokarpatského paleogénu a pestrých vrstvách tvoriacich dobrú sklzovú plochu (oblasť Tichého potoka vo vnútrokarpatskom paleogéne, oblasť Orlov-Hraničné - magurský flyš). V bradlovom pásme porušenosť svahov je umocnená aj prvotnými tektonickými deformáciami podložných hornín. V tejto oblasti sú viac vyvinuté kryhové zosuny, ktoré sa zväčša kľžu po plastických ílovcoch. Podobný typ kryhových zosunov je v oblasti Tichého potoka, kde rieka Torysa podrezávala brehy a hrubolavicovitý flyš vnútrokarpatského paleogénu sa zosúva vo forme kryh po šambronských vrstvách.

Plošné zosuny povrchových deluviálnych hĺn je v študovanom území častým javom.

Kryhové zosuny v oblasti sú už čiastočne stabilizované, plošné zosuny sú v neustálom pohybe.

11 Eluviálne a deluviálne sedimenty

Majú v území značné rozšírenie a miestami dosahujú väčšie hrúbky. V mape sú vyčlenené len také deluviálne sedimenty, ktoré sú hrubšie ako 1 m. Ich zloženie, úložné pomery a hrúbka sú závislé od litologického podložia, sklonu strání a celkovej členitosti reliéfu. Keďže územie je z väčšej časti budované flyšovými horninami zloženými z ílovcov, v periglaciálnych podmienkach dochádzalo k ich rýchlemu rozpadu. Malá priepustnosť spôsobila, že pri navlhčení elúvia sa ľahko dostali do pohybu už pri malých sklonoch strání. Tým dochádzalo k rýchlemu premiestneniu do nižších polôh územia. Hlinité delúviá majú najväčšie rozšírenie v územiach tvorených ílovco-
vými, resp. ílovcovo-pieskovcovými súvrstviami. Najväčšie rozšírenie hlinitých a hlinitokamenitých delúvií pozorujeme v magurskom a vnútrokarpatskom flyši. Najväčšie hrúbky zasa dosahujú v depresiách bradlového pásma. Sú tvorené hlinami žltohnedej až hrdzavohnedej farby s rôznym podielom piesčitej alebo kamenitej frakcie, miestami sú ílovité, obyčajne sivasté až sivohnedé. Takmer vždy majú úlomky zvetraných pieskovcov, ktorých podiel smerom nadol stúpa. Niekedy v nich pozorovať náznaky zvrstvenia rovnobežného so sklonom stráne.

Niekedy na úpätiach strmých stien sú zachované kamenité až balvanovité delúviá. Nachádzajú sa v susedstve bradiel (bradlových tvrdošov), najmä v okolí Kamenice a Haligovských skál. V týchto miestach vytvárajú plošne malé kamenité delúviá výrazné osypy.

TEKTONIKA

Na území regionálnej geologickej mapy 1:50 000 Čergovského pohoria, Lubovnianskej vrchoviny a menších pribradlových orografických celkov sa rozprestiera na severe pruh vonkajších flyšových Karpát a na juhu vnútrokarpatský paleogén. Na JZ spod vnútrokarpatského paleogénu vystupujú na povrch vnútorné Karpaty (centrálne Západné Karpaty) v oblasti Vyšných Ružbách a Haligoviec. Hranice medzi vonkajšími a vnútornými paleogénnymi Karpatmi je daná južným tektonickým ohraničením bradlového pásma. Vnútorné Karpaty sa ponárajú pod vnútrokarpatský paleogén a pravdepodobne pokračujú na mnohých miestach pod bradlové pásmo (viď profily č. 3, 4).

Tektonický vývoj oblasti je zaznamenaný v ružbašskom mezozoiku, haligovskej jednotke, bradlovom pásmé, vnútrokarpatskom paleogéne a vonkajšom flyši.

Najstaršie tektonické deformácie, ktorých časovú postupnosť môžeme identifikovať v mezozoických sedimentoch, spadá pravdepodobne do obdobia medzi vrchnú kriedu a paleogén (laramská fáza vrásnenia).

Ďalšie tektonické dianie mladšie, ktorého dôsledky pozorujeme v sedimentoch regiónu, je v strednom až vrchnom eocéne (ilýrsko-pyrenejská fáza vrásnenia).

Posledné tektonické dianie (najmladšie), ktorého časovú postupnosť môžeme určiť len spodnou hranicou, a to najmladšími sedimentmi, má rozpätie od spodného oligocénu až po dnešné obdobie.

Tieto tektonické etapy vývoja zanechali v sedimentoch neklamných svedkov vo forme deformácií na existujúcich sedimentoch, ale tiež aj celé sekvencie ako výsledok tektonického diania v sedimentačných priestoroch.

Ružbašské mezozoikum, ako aj haligovská jednotka sú zachované na výrazných s.-j., resp. vsv.-zjz. poruchových systémoch. Tieto tektonické poruchové systémy sa výrazne prejavujú aj vo vonkajších flyšových Karpatoch. Takto celé regionálne územie je rozsegmentované na väčšie i menšie bloky.

Tri výrazné poruchové systémy - ružbašský, malcovský, hankovský - rozdelili celý región na veľké bloky, ktoré sú ešte rozdelené na celý rad menších dosiek tektonickými poruchami druhého rádu. Ich pohyb smerom k severovýchodu, resp. severu dokumentujú šariážne plochy a rotácie celých flyšových sekvencií s nameranými paleoprúdovými vektormi (viď J. NEMČOK 1978).

Počiatkové tektonické dianie v predloženom regióne sa odohrávalo od vrásnenia vnútorných (centrálnych) Karpát.

Ružbašský mezozoický ostrov uprostred vnútrokarpatského paleogénu, ako aj haligovská jednotka vytvárajú komplikované

trosky s výraznými tektonickými deformáciami. Tie nám objasňujú kinematiku pohybu (ako prebiehal pohyb v určitom stratigrafickom slede), ale iná zložka kinematického pohybu, napr. odkiaľ sa premiestnili mezozoické sedimenty, ostali neobjasnené a sú doložené len na základe zvyklostí z iných území centrálnych Karpát. V podstate tektonický vývoj ružbašského, ako aj haligovského mezozoika môžeme registrovať od obdobia vzniku príkrovov v centrálnych Karpatoch. Keďže na stavbe ružbašského mezozoika sa zúčastňujú viaceré litostratigrafické jednotky (karpatský keuper, fatranské vrstvy, kopienecké vrstvy a algäuske vrstvy), ktoré sú charakteristické pre krížňanský príkrov, mezozoikum ružbašského ostrova s najväčšou pravdepodobnosťou prekonalo tektonické deformovanie vlastné krížňanskému príkrovu. Nakoľko krížňanský príkrov v tektonickom ponímaní leží nad obalovými sériami, aj v oblasti Ružbách by mal mať príkrovovú pozíciu. Vytvára v geologickom reze antiklinálnu stavbu s vergenciou k juhu (profil 1). Je len logické, že táto stavba nesie znaky posledných tektonických pohybov, čo sa odzrkadlilo tiež na zošupinatení antiklinálnej stavby celého mezozoika v Ružbachoch. Mezozoikum je z oboch strán (severu i juhu) obmedzené tektonicky. Južnejší tektonický kontakt s flyšovými sedimentmi paleogénu je strmší a severnejší tektonický kontakt má skôr ráz šariážnej plochy ako poruchového (zlomového) systému. Vrstevný sled mezozoických hornín sa začína v strednom triase a končí v spodnej kriede. Jadrá antiklinál sú budované stredotriasovými vápencami a dolomitmi. Krídla antiklinál sú tvorené mladšími horninami. Severnejšie krídlo ružbašskej trochu komplikovanej antiklinálnej štruktúry má úplnejší sled hornín ako južné krídlo. Naproti tomu najmladšie mezozoické sedimenty (spodnokriedové vápence) nachádzame pri južnom obmedzení mezozoika Ružbách. Bolo to zapríčinené najpravdepodobnejšie tým, že na pokračovaní podtatransko-ružbašského poruchového systému sa spodnokriedové vápence zachovali ako útržky na tektonických poruchách. Sedimenty spodnej kriedy stretávame v bazálnych paleogénnych sedimentoch. V nich tvoria mohutné bloky, čo sťažuje ich začlenenie. Nie je doteraz s určitosťou rozhodnuté, či tvoria súčasť hruboklastickej zložky bazálneho paleogénu, alebo tvoria len tektonické útržky, na ktoré transgredujú bazálne paleogénne sedimenty. Obdobie medzi spodnou kriedou a stredným eocénom nie je v oblasti Ružbách reprezentované sedimentmi, čo značne zhoršuje možnosť tektonicky dešifrovať práve tento časový úsek. Najpravdepodobnejšie sa zdá, že bloky kriedových, ale aj starších mezozoických sedimentov tvoria súčasť bazálnej litofácie stredného eocénu. Tento prípad je známy aj z vrtu Plavnica, kde veľký blok mezozoika je utopený v bazálnej transgresívnej litofácii.

Z tektonického hľadiska to znamená, že druhé vážne tektonické dianie v tejto ružbašskej oblasti prebehlo pred transgresiou bazálnych strednoeocénnych sedimentov. Ďalšie tektonické dianie už zastihlo aj sedimenty paleogénu, ktoré sedimentovali na mezozoický podklad nielen ružbašského mezozoika.

Zachovanie haligovskej jednotky, ale aj mohutných bradiel vrchnej jury až spodnej kriedy v Pieninách je viazané na ssz.-jjv. poruchy, ktoré pretínajú všetky staršie tektonické deformácie. Sú teda neklamným dôkazom, že vertikálne, ako aj horizontálne pohyby sa udiali práve po nich. S.j. pohyb v oblasti Haligoviec, ako aj v bradlovom pásme, registrovaný na poruchách, spôsobil zachovanie a dnešné vyzdvihnutie haligovskej jednotky. Výrazné tektonické poruchy s.-j. smeru v sedimentoch vnútrokarpatského paleogénu na juh od Haligoviec sú vyplnené hojnými kalcitovými žilkami. Vo vápencoch vrchnej jury a spodnej kriedy Pienín sme mohli namerať na tektonických zrkadlách tektonoglyfy horizontálneho i vertikálneho charakteru. Z meraní tektonických prvkov z titónsko-beriaských vápencov vyplýva, že na poruchách dochádzalo tak k horizontálnym, ako aj vertikálnym pohybom. Haligovská jednotka sa zachovala len preto, že vertikálny pohyb prevládal nad horizontálnym. V prípade prevahy horizontálneho pohybu by určite bolo došlo k prekrytiu triasovo-jurských karbonátov plastickými vrchnokriedovými až paleogénnymi sedimentmi. V Karpatoch sa už stalo nepísaným zákonom, že na výrazných tektonických líniách, resp. tektonických systémoch pretínajúcich flyšové šariážne plochy vystupujú na povrch horniny z podložia (Bránisko, Vysoké Tatry, Ružbachy). Analógia, ako aj namerané skutočnosti nás nútia s.-j. tektonický systém tiahnući sa od Veľkej Lesnej cez Haligovce a Pienkalovku do oblasti Szczawnice v Poľsku zrovnávať s podobnými tektonickými systémami, ako sú tie, po ktorých na povrch vyšlo podložie. Ich hlboké založenie dokumentujú aj intrúzie andezitov a bazaltov v oblasti Szczawnice. Je to dôkaz toho, že tento systém bol rejuvenizovaný. Transport haligovskej mezozoickej jednotky z juhu do oblasti bradlového priestoru sa pravdepodobne odohral až v priebehu paleogénu. Vnútorne staršie tektonické deformácie sa v haligovskom mezozoiku nezachovali pre jeho malú rozlohu a útržkovitosť. Počas eocénu došlo k výzdvihu celej haligovskej jednotky, a tak k tvorbe konglomerátov Axamitky, ktoré môžeme zrovnávať s konglomerátmi Suľova. Ich striedanie s pieskovcovým flyšom napovedá, že nie sú bazálne. Mezozoikum haligovskej jednotky, ktoré v čase stredného eocénu bolo vyzdvihnuté, sa nám javí ako zdrojová oblasť týchto zlepenecov. Zlepence sú výlučne karbonátového zloženia. V tomto období bol tiež ukončený proces vzniku rifov (organických vápencov). Ich tvorbu spájame tiež s postupným výzdvihom haligovskej jednotky.

Starší tektonický vývoj bradiel vo svojich sekvenciách nám nezanechal veľa faktologického materiálu vo forme tektonických deformácií. Najlepšie vrásové štruktúry starších (pravdepodobne laramských) tektonických deformácií sú zachované v titónsko-beriaských vápencoch Pienín (viď prílohu). Detailné vrásky titónsko-beriaských vápencov niekedy vyvolávajú pochybnosti o ich tektonickom pôvode. Niektoré vrásky majú všetky príznaky sklzových vrás v čase ich plastického stavu. Ostatné tektonické prvky sú zotreté, resp. rejuvenizované evidentne mladšími tektonickými deformáciami. Všetky

tektonické interpretácie o bradlovom pásme sú založené na nepriamych dôkazoch, opierajúce sa o paleogeografické, stratigrafické a sedimentárno-petrografické pozorovania. Vyložene starších ako laramských tektonických údajov zafixovaných priamo v bradlách je nedostatok.

Takými nepriamymi dôkazmi, vychádzajúcimi z časového intervalu medzi vrchnou kriedou a paleogénom, je tiež vznik hrubých klastík a mocných psefitických sedimentov vo flyšovom sedimentačnom priestore. Sú to predovšetkým mocné pieskovcové súvrstvia (tvarožské pieskovce), ako aj konglomerátové a brekciovité sedimenty flyšu bradlového pásma. Vzniknutý flyš od vrchnej kriedy po stredný eocén je deformovaný ilýrsko-pyrenejkými tektonickými pohybmi. Deformácie sa zaznamenali len vo flyšových sekvenciách od kriedy do stredného eocénu. Tektonické deformácie z tohto obdobia sa v ružbašskom, ako aj haligovskom mezozoiku nedajú presne identifikovať. Presvedčivejšie údaje o týchto pohyboch sú novovzniknuté sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, ako aj sedimenty ombrónskej geotektonickej jednotky (v zmysle Zd. ROTH 1974), resp. rychvaldskej série.

V predloženom regióne centrálnne Karpaty od obdobia vrchnej kriedy po stredný eocén boli vynorenou zdrojovou oblasťou. Intenzívna erózna činnosť dodávala materiál do tokov, ktoré ho transportovali do miest depozície. Toto obdobie pre tektonický vývoj znamenalo obdukciu centrálnych Západných Karpát. Na okrajoch Karpát sa tvorili nepretržité rifové vápence (organogénne rify), ktorých zánik spôsobil až intenzívny pokles a transgresia paleogénneho (strednoeocénneho) mora.

Mladšie tektonické pohyby sú časove vymedzené stredným až vrchným eocénom. Môžeme ich študovať na sedimentoch vrchnej kriedy, paleocénu a spodného eocénu. V centrálnych Karpatoch sa prejavili tým, že za ich pôsobenia došlo k intenzívnemu poklesu transgresií strednoeocénnych klastík.

Flyšové sedimenty bradlového pásma a vonkajšieho flyšu sú tak intenzívne deformované, že sa nedá presne odlíšiť, ktoré deformácie boli vytvorené v tomto mladšom tektonickom období a ktoré v najmladšom paleogénnom období. Je však dosť zreteľné, že intenzita tektonických deformácií staršieho paleogénu až vrchnej kriedy je podstatne väčšia ako tektonická deformácia mladšieho paleogénu (ombrónskej geotektonickej jednotky). Z toho sa dá odvodiť, hoci nie celkom presvedčivo, tektonická diskordancia medzi mladšími tektonicky deformovanými sedimentmi a najmladšími deformáciami. Ďalším dôkazom mladšieho tektonického diania (ilýrsko-pyrenejského) je vznik sklzových telies na rozhraní stredný-vrchný eocén a hrubopsamitických flyšových sekvencií v magurskej jednotke a bradlovom paleogéne (hrubolavicovitý malcovský flyš, makovické pieskovce).

Najmladšie a posledné tektonické dianie v regióne má veľký časový diapazón od spodného oligocénu až do dnešných čias. Obyčajne pri tektonických deformáciách flyšových sedimentov sa im pripisuje obdobie sávskej horotvornej fázy. Tento časový úsek je datovaný z jednoduchého dôvodu, a to z ne-

dostatku neogénnych sedimentov prikrývajúcich flyšové pásmo.

Dvojvergentnosť tektonických deformácií flyšových hmôt často viedla k interpretácii za sebou nasledujúcich tektonických pohybov. Nasunutie magurských sedimentov na bradlové pásmo, ako aj nasunutie (resp. prešmyk) flyšových sekvencií opačným smerom (k severu) bol dôvod k opakovaným, často protismerným násunom. Staršia geologická literatúra nepripúšťala vznik dvojvergentnosti pri jednosmernom pohybe hmoty. Len neskôr sa objavili práce, ktoré pri jednosmernom presune logicky zdôvodňujú vznik protismerných vergencií (Z. ROTH 1969, J. NEMČOK 1974). Tento problém doviedol H. ŚWIDZIŃSKÉHO (1934, 1961a,b) k vysvetleniu tektonických okien uprostred magurského flyšu. Raz ich považoval za krosnianske sekvencie pod magurským flyšom, neskôr za centrálnokarpatský paleogén pod magurským flyšom.

Výrazné nasunutie flyšových sekvencií vnútrokarpatského paleogénu na mezozoikum Ružbách od severu, veľmi pripomína nasunutie podhalského paleogénu na oblasť Vysokých Tatier. Táto zhoda má zrejme regionálnejší charakter. Poľskí geológovia vysvetľujú tento jav vyzdvihnutím južnej časti Vysokých Tatier pozdĺž podtatranského poruchového systému („podtatransko-ružbašský zlom“). Erozívne zvyšky bazálnych členov paleogénu na mezozoiku Ružbách, ako aj zachované vo flyšových sekvenciách pozdĺž tektonických línií dokumentujú väčší násun paleogénu na ružbašské mezozoikum ako len skrátenie priestoru, vzniknuté samotným vyzdvihom mezozoika Ružbách. Severný okraj mezozoika s flyšovými sedimentmi skôr naznačuje, že tento násun je ďalekosiahlejší (viď profil 1-1'). Uvedený predpoklad odvodený z povrchových meraní sa prihovára aj za alternatívu, že mezozoikum ružbašského ostrova môže tvoriť mezozoický útržok celkom uviaznutý vo vnútrokarpatskom flyši. Spojenie mezozoika Ružbách so svojím kryštalickým podložím je rekonštruovaná založená na základe analógie s Vysokými Tatrami (viď profil 1-1').

K najmladším tektonickým prejavom počítame tiež vzniknuté a rejuvenizované tektonické poruchové systémy, resp. poruchy, zväčša kolmé alebo veľmi strmé. Hierarchia porúch je nasledovná: SV-JZ, resp. severojužné poruchy sú najvýznamnejšie v regionálnej mape. Ich priebeh je často sledovateľný aj na družicových snímkach. Vytvárajú významné rozhrania medzi jednotlivými blokmi. Na nich dochádza k častým poklesom a tým aj k zachovaniu najmladších sedimentov (viď Hankovce, Malcov, Orlov-Plaveč). Na týchto systémoch tiež dochádza k najčastejšiemu zachovaniu podložných hornín (Ružbachy, Haligovce). Po nich sa dostali na povrch a do flyšových paleogénnych sedimentov mladotrefohorné (miocénne) vulkanity v oblasti Szczawnice v Poľsku.

Šariázne poruchy sz.-jv. smeru majú charakter vertikálnych deformácií a sú zväčša kolmé na poruchové systémy sv.-jz. smeru. Šariázne poruchy sú druhotné. Neboli by vznikli, keby sa flyšová hmota nebola odtrhla z pôvodného miesta a ne-nasunula jedna na druhú.

Treťoradá poruchy sú vlastne sprievodnými deformáciami sv.-jz., resp. s.-j. poruchových systémov. Pomocou nich sa určuje pohyb oproti ležiacich blokov. Tie tak majú na rozdiel od poruchových systémov výdrž. Obyčajne začínajú na poruchových systémoch a vyznievajú na ich periférii. Tieto poruchy s poruchovými systémami zvierajú ostré i tupé uhly. Tento typ porúch má charakter otvorených porúch, ktoré slúžia aj ako výstupové cesty pre minerálne vody (viď Ružbachy).

V regionálnej mape vo flyšovom pásme dominantné postavenie má smilnianske tektonické okno. Sedimenty sú totožné, resp. podobné duklianskej jednotke. Obklopuje ich belovežské súvrstvie a z južnej strany paleocénne až vrchnokriedové lupkovské súvrstvie magurského flyšu. Tmavé horniny vychádzajúce v Smilne najskôr sa považovali za spodnú kriedu (H. ŠWIDZIŇSKI 1934b) magurského flyšu. Neskôr, keď sa ukázalo, že tmavé súvrstvie zodpovedá menilitovému súvrstviu (vrchný eocén - spodný oligocén) prikrytému vrchnokriedovými až paleogénnymi sedimentmi, prijalo sa tektonické vysvetlenie. V súčasnom období sú dve interpretácie. Jedna predpokladá spojenie smilnianskych sekvencií s duklianskou jednotkou a druhá vysvetľuje smilnianske sekvencie ako útržok odtrhnutý z duklianskej jednotky a zavlečený do magurského príkrovu.

Výsledky vrtných prác, hlavne v Poľsku (Grybow, Mszana Dolna), skôr svedčia o útržku zavrásnenom do magurského flyšu. Vrt Smilno-1 nezachytil smilnianske sekvencie a vrt Zborov je zatiaľ len v magurských sekvenciách.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Geologická stavba hodnoteného územia je jedným zo základných faktorov, ktorý determinuje charakter hydrogeologických pomerov územia. Podľa geologickej stavby môžeme v území vyčleniť niekoľko hydrogeologických celkov s odlišnými hydrofyzikálnymi vlastnosťami horninového prostredia, režimom a chemizmom podzemných vôd. Je to:

- Hydrogeologický celok paleogénnych sedimentov flyšového pásma a vnútrokarpatského paleogénu s puklinovou priepustnosťou
- Hydrogeologický celok karbonátov mezozoika bradlového pásma s puklinovou, resp. krasovo-puklinovou priepustnosťou
- Hydrogeologický celok ružbašského mezozoika s puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou
- Hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov s pórovou priepustnosťou.

HYDROGEOLOGICKÝ CELOK PALEOGÉNNYCH SEDIMENTOV FLYŠOVÉHO PÁSMA A VNÚTROKARPATSKEHO PALEOGÉNU

Sedimenty vonkajšieho flyšového pásma a vnútrokarpatského paleogénu budujú podstatnú časť skúmaného územia. Tvorené sú flyšovými sedimentmi magurského príkrovu a duklianskej jednotky. Magurský príkrov je tvorený sedimentmi krynickej, bystrickej a račianskej jednotky.

Horniny krynickej jednotky budujú Ľubovniansku vrchovinu, Čergov a časť Ondavskej vrchoviny. Tvorené sú čergovským a belovežským súvrstviem. Sú zvrásnené v mohutné antiklinály a synklinály, ktoré spolu so systémom priečných a pozdĺžnych tektonických línií vytvárajú zložité podmienky pre cirkuláciu a akumuláciu podzemných vôd.

Čergovské súvrstvie vďaka svojmu litologickému zloženiu (prevažne pieskovcový vývoj s polohami exotických zlepencov a podradným zastúpením ílovcov) patrí medzi najlepšie zvodnené horniny krynickej litofaciálnej jednotky.

Belovežské súvrstvie, ktoré leží v podloží čergovského súvrstvia, vyznačuje sa vo všetkých troch jednotkách rovnakým hydrogeologickým charakterom. V dôsledku drobnorytmického flyšového vývoja a veľkej prevahy ílovcov nad pieskovecami (5:1 až 10:1) je nízko zvodnené.

Bystrická jednotka sa vyznačuje pozdĺžnou pásmovou stavbou so striedajúcimi sa antiklinálnymi pruhmi belovežského súvrstvia a pomerne širšími synklinálami vyplnenými zlínskymi

vrstvami. Táto tektonická stavba a striedanie pieskovcových a ílovcových zložiek zabraňuje intenzívnejšej infiltrácii zrážkových vôd. Preto celý komplex hornín bystrickej jednotky ako celok je nízko zvodnený. Pozornosť si zasluhujú iba tvarožské pieskovce.

V račianskej jednotke najstarším súvrstviem je nízko zvodnené lupkovské a belovežské súvrstvie, na ktorom leží makovické súvrstvie vyznačujúce sa vývojom jemno- až strednozrnných pieskovcov s polohami ílovcov. Najväčšie plošné rozšírenie dosahujú medzi Stropkovom a okolím Bardejova, kde vytvárajú niekoľko významných hydrogeologických štruktúr.

Nadložné makovické pieskovce patria medzi najlepšie zvodnené horniny tejto litofaciálnej jednotky. K ich odvodňovaniu dochádza na styku s belovežskými vrstvami.

Malcovské vrstvy sú najmladším členom krynickej a bystrickej jednotky. Predstavuje drobnorytmický flyš s prevahou ílovcov nad pieskovcami. V dôsledku svojho litologického zloženia sú nízko zvodnené.

V predmetnom území na povrch vystupujú v smilnianskom tektonickom okne aj sedimenty duklianskej jednotky. Sú tvorené drobnorytmickým flyšom, ktorý z hľadiska hydrogeologického predstavuje nízko zvodnený komplex.

Vnútrokarpatský paleogén má menej komplikovanú geologickú stavbu. Bázu tvoria brekcie, konglomeráty a pieskovce s puklinovou až krasovo-puklinovou priepustnosťou. Spolu s podložnými karbonátmi mezozoika vytvárajú samostatné hydrogeologické štruktúry.

Sambronské vrstvy vzhľadom na svoje pestré litologické zloženie sú z hľadiska zvodnenia málo významné. Tvoria nepriepustné podložie nadložnej pieskovcovej litofácie z pieskovcov, zlepcov a mikrokonglomerátov. Na ich styku dochádza k výverom podzemných vôd vo forme vrstevných prameňov, ktoré vytvárajú línie dlhé niekoľko sto metrov, hlavne na severnom okraji Levočských vrchov.

Na základe hydrofyzikálnych vlastností flyšových sedimentov môžeme v skúmanej oblasti vyčleniť tri hydrogeologicky odlišné typy hornín:

- súvrstvia v pieskovcovom alebo hruborytmickom, zväčša pieskovcovom vývoji, predstavujúce kolektory podzemných vôd,
- súvrstvia v ílovcovom alebo drobnorytmickom ílovcovo-pieskovcovom vývoji, predstavujúce izolátory, resp. poloizolátory podzemných vôd,
- súvrstvia v ílovcovom alebo drobnorytmickom ílovcovo-pieskovcovom vývoji predstavujú izolátory podzemných vôd.

Súvrstvia v pieskovcovom alebo hruboorytmickom, zväčša pieskovcovom vývoji

K tomuto typu je možné zaradiť čergovské súvrstvie krynickej jednotky, makovické pieskovce račianskej jednotky, pieskovcovú litofáciu vnútrokarpatského paleogénu. Tieto súvrstvia ako celok sa vyznačujú puklinovou priepustnosťou. Porovnávaná priepustnosť podľa výsledkov laboratórnych skúšok je zanedbateľná a z hydrogeologického hľadiska prakticky bezvýznamná. Pre prúdenie a akumuláciu podzemných vôd má rozhodujúcu úlohu puklinová priepustnosť viazaná na pukliny tektonického pôvodu a pukliny zvetrávania. Väčší hydraulický význam majú pukliny tektonického pôvodu. Vyznačujú sa väčším dĺžkovým a hĺbkovým dosahom. Vyskytujú sa v blízkosti tektonických zón zlomového alebo presunového charakteru, alebo v miestach, kde boli flyšové súvrstvia namáhané pri vrásnení na ťah, teda v antiklinálnych a synklinálnych ohyboch. Tieto pukliny sú najotvorenejšie, a teda najpriepustnejšie v územiach budovaných pieskovcovým súvrstvím.

Významné sú tiež pukliny vznikajúce pôsobením exogénnych síl. Sú to pukliny zóny odľahčenia, zvetrávania a gravitačné pukliny. Na tieto pukliny je viazaná prevažná časť prameňov flyšových sedimentov.

Vo flyšových sedimentoch môžeme rozlíšiť tri hĺbkové pásma s odlišným charakterom priepustnosti: pásmo podpovrchového rozvoľnenia, prechodné pásmo otvorených puklín pod pásmom rozvoľnenia a najhlbšie pásmo s celkom ojedinelými otvorenými puklinami.

Pásmo podpovrchového rozvoľnenia, t.j. zóna intenzívne rozpukaných hornín v dosahu zvetrávania dosahuje hĺbku 30-40 m, miestami môže zasahovať do hĺbky 50 m. Intenzívne rozpukanie v tejto zóne je spôsobené predovšetkým účinkom teplotných zmien hornín a podzemnej vody; na svahoch navyše aj účinkom uvoľnenia horizontálnych zložiek napätia v horninovom masíve pri prehĺbovaní údolia a zosúvaním po predisponovaných plochách uklonených po svahu.

Pásmo otvorených puklín pod zónou povrchového rozvoľnenia je charakterizované podstatne nižšou priepustnosťou, ktorá umožňuje však ešte viac-menej súvislý obeh podzemnej vody. Má priemerne hĺbkový dosah asi 100 m. Smerom do väčších hĺbok sa otvorené pukliny vyskytujú už iba ojedinele, ako viac-menej anomálne diskontinuity horninového masívu v súvislosti s tektonickým porušením.

Kvantitatívnu charakteristiku pieskovcových súvrství podávame na základe výsledkov z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu (I. BAJO - Ľ. CIBULKA 1984, 1985). Podľa uvedených autorov priepustnosť a zvodnenie pieskovcového komplexu sú značne premenlivé. Dokumentujú to hodnoty Y , Z_L a T . Hodnota indexu priepustnosti Z_L čergovského súvrstvia krynickej jednotky sa pohybuje v rozpätí 1,4-5,0 (priemerná hodnota 3,4)

a makovického súvrstvia račianskej jednotky od 2,3 do 5,5. Pri orientačnom prepočte na hodnotu koeficientu filtrácie je hodnota - k - v rozpätí $1 \cdot 10^{-4}$ až $2,5 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Koeficient prietočnosti T vypočítaný z čerpacích skúšok sa pohybuje od $1,58 \cdot 10^{-5}$ do $9,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Podľa klasifikácie priepustnosti hornín (JETEL 1985d) patrí strihovské súvrstvie do triedy IV až VII mierne priepustné až veľmi slabo priepustné a makovické pieskovce račianskej jednotky do triedy III až VI - dosť silne až slabo priepustné horniny.

Najvyššiu priepustnosť a zvodnenie majú porušené pieskovce v zónach intenzívneho porušenia pozdĺž tektonických línií, ktoré možno charakterizovať hodnotami:

$$\begin{aligned} Y &= 5,9 - 6,3 \\ Z_L &= 3,8 - 5,0 \\ T &= 9,1 \cdot 10^{-3} - 9,8 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \end{aligned}$$

a možno ich prevažne zaradiť do triedy IV - mierne priepustné horniny.

Zmenšovaním intenzity porušenia klesá i priepustnosť a zvodnenie pieskovcov. Napr. v hlbších úsekoch niektorých vrstiev boli zistené slabo porušené pieskovce, u ktorých boli vypočítané:

$$\begin{aligned} Y &= 4,2 - 4,9 \\ Z_L &= 2,4 - 2,8 \end{aligned}$$

a zaraďujeme ich do triedy VI - slabo priepustné horniny.

U pieskovcovej litofácie vnútrokarpatského paleogénu hodnoty indexu priepustnosti sa pohybujú v medziach 3,4-4,4 a zaraďujeme ich do triedy IV - mierne priepustné horniny (M. ZAKOVIČ 1980).

Územia budované pieskovcovými súvrstviami sú charakterizované prevažne plytkým obehom podzemných vôd viazaným na pokryvné zvetralinové útvary, zónu rozvolnenia a zvetrania, ako aj tektonické porušenie nad eróznou bázou. Prevažná väčšina infiltrovaných zrážkových vôd odteká viac-menej konformne s povrchom terénu v malých hĺbkach pod povrchom a je odvodňovaná formou sutinových, puklinových, puklinovo-vrstevných a vrstevných prameňov alebo rozptýleným prítokom do povrchových tokov. Sutinové pramene majú obyčajne len nízke výdatnosti (do $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a v bezzrážkových obdobiach obyčajne vyschávajú. Relatívne vyššie priemerné výdatnosti ($0,5$ až $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) dosahujú pramene puklinové, puklinovo-vrstevné a vrstevné drénujúce rozsiahlejšie zóny zvetrávania a rozvolnenia.

Časť infiltrovaných vôd zostupuje relatívne do väčších hĺbok a podieľa sa na hlbšom obehu, ktorý sa viaže na tektonické porušenie hornín zasahujúce pod miestnu eróznou bázou. K odvodňovaniu tohto obehu dochádza skryte do náplavov hlavných tokov prameňmi vystupujúcimi na vyznačených tektonických poruchách v miestach, kde tieto križujú, hlavne údolia alebo prameňmi na okraji pieskovcového komplexu na kontakte s ílovcovými litofáciami. Tento hlbší obeh bol overený tiež hlbšími hydrogeologickými vrtmi pod eróznou bázou v hlavných údoliach.

Na mnohých vrtoch realizovaných v Čergovskom pohorí a v oblasti medzi Stropkovom a Svidníkom výdatnosti sa pohybovali v rozmedzí 0,2 až 22 l.s⁻¹ (tab. 1). Zvýšená teplota vôd, ako aj celkový chemizmus svedčia o tom, že ide o vody s hlbším obehom (I. BAJO - Ľ. CIBUĽKA 1984, 1985).

Ďalším veľmi významným spôsobom odvodňovania flyšových hornín je už spomenutý prestup podzemných vôd do náplavov a povrchových tokov, hlavne v miestach kde povrchové toky naprieč narezávajú pieskovcové súvrstvia.

Čergovské pieskovce dosahujú najväčšie plošné rozšírenie v Čergovskom pohorí a Ľubovnianskej vrchovine. V Čergovskom pohorí sú zvrásnené do mohutných antiklinál a synklinál, v ktorých obeh podzemných vôd je súhlasný s úklonom vrstiev v ich ramenách.

V Ľubovnianskej vrchovine v dôsledku generálneho úklonu pieskovcov k S, SV je smer prúdenia podzemných vôd súhlasný s ich úklonom. K výstupu vôd dochádza v úrovni erózných báz vo forme sutinových, puklinových, resp. puklinovo-vrstevných prameňov. Časť z nich bola pozorovaná SHMÚ - Bratislava. Ich výdatnosti sú uvedené v tab. 2. V čergovských pieskovcoch väčšie prítoky do povrchových tokov boli zistené v údolí Tople pri Livovskej Huti a nad Lukovom, v doline Slatvinca nad Kružlovom, v doline Večného potoka nad Lenartovom (I. BAJO - Ľ. CIBUĽKA 1984). Priemerné špecifické odtoky podzemných vôd z čergovských pieskovcov sa pohybujú v rozmedzí 3,4-3,9 l.s⁻¹.km⁻².

Podobnú hydrogeologickú charakteristiku majú aj tvarožské pieskovce bystrickej jednotky na povrch vystupujúce v širšom okolí Bardejovských kúpeľov. Tvoria infiltračnú oblasť pre vadózne vody Bardejovských kúpeľov (J. NEMČOK 1980a).

Makovické pieskovce račianskej jednotky tvoria v antiklinálnom pásme sz. od Stropkova niekoľko hydrogeologických významných oblastí. Ako napr. oblasť medzi Stropkovom-Andrejovom, Cerninou a Svidníkom, Mikulášovou a Vyšným Mirošovom a v okolí Varadky a Vyšnej Polianky. Makovické pieskovce ležia v prevažnej miere na nízko zvodnenom belovežskom súvrství. Na ich styku dochádza k výveru podzemných vôd vo forme vrstevných prameňov, ktorých výdatnosti sa pohybujú od 0,5 do 3 l.s⁻¹. Pramene minimálnych výdatností dosahujú v zimných mesiacoch a maximálnych v jarných mesiacoch, v čase topenia snehu alebo v letných v čase zväčšenej zrážkovej činnosti. Priemerné špecifické odtoky podzemných vôd z makovických pieskovcov v jednotlivých sledovaných povodiach sa pohybovali od 0,51 do 2,2 l.s⁻¹.km⁻².

Pieskovcová litofácia vnútrokarpatského paleogénu na predmetné územie zasahuje severným okrajom Levočských vrchov. Odvodňovaná je vrstevnými prameňmi s výdatnosťou od 0,3 do 5,3 l.s⁻¹. Najvýznamnejší z nich sa nachádza v Košackom jarku pri Šambrone. Priemerné špecifické odtoky podzemných vôd z tejto litofácie sa pohybujú od 1,18 do 4,52 l.s⁻¹.km⁻² (M. ZAKOVIČ 1980).

Tab. 1 Významnejšie hydrogeologické vrty v pieskovcových súvrstviach (podľa I. BAJO - Ľ. CIBUĽKA 1984, 1985)

Vrt Lokalita	Hĺbka vrtu (m)	Ustálená hladina (m)	Výdatnosť (l.s ⁻¹)	Zníženie (m)	Poznámka
COH-1 Raslavice	300	0,55	1,0	15,9	
COH-2 Richvald	305	0,20	0,98	20,4	
COH-3 Livov	100	2,27	18,5	9,3	
COH-4 Malcov	205	+6,6	16,2	27,0	preliv 3,9 l.s ⁻¹
COH-6 Čirč	112	4,4	8,45	11,1	
COH-11 Majdan	100	2,4	15,0	13,0	
COH-12 Lenartov	101	1,88	6,6	15,5	
COH-14 Livovská Huta	115	+0,2	2,64	25,0	preliv 0,5 l.s ⁻¹
COH-16 Kříže	140	1,9	1,2	19,0	
COH-18 Livov	96	2,14	17,6	21,5	
HOB-4 Tisinec	100	1,5	5,4	24,0	
HOB-5 Baňa	134	0,0	0,8	26,0	
HOB-6 Beňadikovce	250	1,2	8,3	11,8	
HOB-7a Rakovčák	120	0,3	12,0	10,6	
HOB-8 Duplin	100	5,9	22,0	6,0	
HOB-13 Ortuťová	100	2,5	0,2	4,0	
HOB-15 Svidník	170	1,2	16,6	10,7	

Tab. 2 Významnejšie pozorované pramene z pieskovcového súvrstvia flyšového pásma (podľa údajov SHMÚ Bratislava)

Názov prameňa	Lokalita	Pozorovaný		Výdatnosť (l.s ⁻¹)		
		od	do	min.	max.	priemer
A-1	Lenartov	1982	1985	0,08	1,13	0,33
A-3	Malcov	1982	1984	0,47	1,57	0,75
A-4	Livovská Huta	1982	1985	0,14	4,65	0,95
A-6	Livov	1982	1983	0,82	13,8	4,53
A-7	Kríže	1982	1985	0,09	0,78	0,28
A-16	Olejnikov	1982	1985	0,47	3,0	1,30
A-17	Majdan	1982	1984	0,47	3,6	1,8
A-18	Hanigovce	1982	1985	0,17	1,54	0,49
Na svahu	Mníšek nad Popradom	1971	1985	0,19	8,0	1,93
Doščana	Veľký Solín	1971	1973	0,06	1,45	0,18
V Palenom potoku	Ruska Voľa	1970	1977	0,28	1,78	0,63
V Košackom jarku	Šambron	1971	1983	0,3	5,3	0,92

Ílovcovo-pieskovcové súvrstvia s prevahou pieskovcov

V predmetnej oblasti z flyšového pásma je možné k tomuto typu zaradiť zlínske vrstvy račianskej jednotky, vrchnú časť zlínskych vrstiev bystrickej jednotky a šambronské vrstvy.

Táto skupina v porovnaní s prvou sa vyznačuje stredno-až hruborytmickým vývojom pieskovcovo-ílovcového súvrstvia, resp. prevahou pieskovcov alebo konglomerátov v niektorých častiach súvrstvia. Jeho zvodnenie je viazané na pukliny zóny zvetrania a pukliny tektonického pôvodu. Technickými prácami boli overené len zlínske vrstvy račianskej jednotky (I. BAJO - Ľ. CIBUĽKA 1985), kde hodnota indexu prietočnosti sa pohybuje v rozmedzí 3,0-6,7 (Md 5,2), indexu priepustnosti Z_L od 1,6 do 5,8. Podľa klasifikácie hornín ich možno zaradiť do triedy IV-VII mierne priepustné až veľmi slabo priepustné horniny. Koeficient priepustnosti sa pohybuje v rozpätí radu 10^{-3} až 10^{-7} m².s⁻¹.

Značné rozdiely v priepustnosti a zvodnení sú podobné ako u pieskovcových vrstiev, podmienené stupňom porušenia, pričom tu významnú úlohu hrá zastúpenie ílovcových vrstiev. Ich prítomnosť najmä v zóne zvetrávania a rozvolnenia znižuje priepustnosť a zvodnenie celého súvrstvia.

Súvrstvia v ílovcovom alebo drobnorytmickom ílovcovo-pieskovcovom vývoji

K tomuto typu je možné zaradiť hlavne belovežské vrstvy, malcovské vrstvy, lupkovské vrstvy a drobnorytmický flyš smilnianskeho tektonického okna.

Ílovce predstavujú viac-menej plastické horniny, u ktorých sa neuplatňujú účinky trieštivej tektoniky, naopak eliminujú časť tlakov a zabraňujú porušeniu okolitých hornín. Pri porušení uzatvárajú vlastné pukliny a čiastočne i pukliny okolitých hornín. Ich priepustnosť a zvodnenie sú preto veľmi nízke.

V doposiaľ realizovaných hydrogeologických vrtoch neboli v tomto súvrství zistené prakticky žiadne prítoky podzemnej vody a v súčasnosti nemôžeme ani kvantitatívne vyjadriť jeho hodnoty filtračných parametrov. Obeh podzemných vôd v tomto komplexe hornín je obmedzený v dôsledku striedania sa pieskovcov a ílovcov. Viazaný je hlavne na zvetralinový plášť. Prameňe, ktoré z neho vyvierajú, dosahujú výdatnosti do $0,2 \text{ l.s}^{-1}$. Sú sutinového, puklinovo-sutinového a vrstevného charakteru.

HYDROGEOLOGICKÝ CELOK KARBONÁTOV MEZOZOIKA BRADLOVÉHO PÁSMO

Bradlové pásmo predstavuje antiklinálu komplikovane zvrásnenú a porušenú úzkou zónou. Buduje Pieniny, Ľubovniansku vrchovinu a úzky pás územia na juhozápadných svahoch Čergova a Ondavskej vrchoviny. Celý komplex hornín bradlového pásma je komplikovane zvrásnený, a preto má svojrázne hydrogeologické podmienky. Tvoria ho vápencové bralá - tektonické trosky jury, kriedy, uzavreté uprostred plastického a nepriepustného bradlového obalu. Obal predstavujú sliene a slietovce s vložkami vápnitých pieskovcov a ílovce striedajúce sa s pieskovcami (koňak-mástricht), ktoré znemožňujú rozsiahlejšiu cirkuláciu podzemných vôd. Obeh podzemných vôd v bradlovom pásme je viazaný iba na bradlá prevažne jurských, menej kriedových hľuznatých, krinoidových, rohovcových, rádioláriových a kalpionelových vápencov a v Pieninách i na strednotriasové vápence a dolomity haligovskej skupiny. Hoci sú bradlá silne tektonicky porušené a čiastočne i skrasovatené, vcelku sú veľmi chudobné na podzemné vody pre ich malé priestorové

rozšírenie, malú infiltračnú plochu bradiel a uloženie v nepriepustnom plastickom obale. Infiltrované vody vystupujú na povrch vo forme pretekavých, puklinových a vrstevných prameňov na okraji bradiel na styku s nepriepustným obalom. Sú roztrúsené po celom bradlovom pásme a ich výdatnosti sú prevažne veľmi nízke - okolo $0,1 \text{ l.s}^{-1}$. Hlavne v šarišskom úseku bradlového pásma, kde sú bradlá vápencov veľmi malých rozmerov roztrúsené uprostred paleogénneho bradlového obalu, vyvierajú na okraji bradiel pri Kyjove, Milpoši, Zahoranoch, Mašurove, Bodovciach pramene nepatrných výdatností. Ojedinele v oblasti Lúčky, Šarišského Jastrabia a Kamenice sú výdatnosti prameňov až $1,0-2,0 \text{ l.s}^{-1}$ (I. BAJO - Ľ. CIBUĽKA 1984).

O niečo priaznivejšie sú hydrogeologické podmienky v bradlovom pásme Pienín, kde sú bradlá väčšieho plošného rozsahu. Pre akumuláciu podzemných vôd sú najvýznamnejšie stredotriasové vápence, dolomity, jurské vápence a eocénne zlepenice, vápence haligovskej jednotky od Červeného Kláštora na východ až po Veľký Lipník (V. HANZEL et al. 1974). Dobrá infiltračná schopnosť karbonátov, plošne väčší rozsah a výhodnejšie geologické pozície podmienili vznik prameňov väčších výdatností, než je obvykle v úseku bradlového pásma na východnom Slovensku. Táto štruktúra karbonátov o ploche $4,1 \text{ km}^2$ ($1,1 \text{ km}^2$ triasové a jurské karbonáty, $3,0 \text{ km}^2$ zlepenice, brekcie) je odvodňovaná prameňmi medzi Veľkým Lipníkom a Lesnicou. Najväčšiu výdatnosť dosahuje vrstevný prameň Dolinky pri Veľkom Lipníku s výdatnosťou od $3,0$ do $36,2 \text{ l.s}^{-1}$ (tab. 3). Ďalšie dva pramene pri obci Lesnica majú výdatnosť od $0,5$ do $5,0 \text{ l.s}^{-1}$ a pretekavé pramene v údolí potoka Lipník od $0,25$ do $1,5 \text{ l.s}^{-1}$ (V. HANZEL - E. KULLMAN 1984).

Tab. 3 Výdatnosti sústavne pozorovaných prameňov
(Podľa meraní SHMÚ Bratislava a VVAK Košice)

Názov prameňa, lokalita	Pozorovaný		Výdatnosť l.s^{-1}		
	od	do	min.	max.	priemer
Dolinky Veľký Lipník	1972	1981	3,0	36,2	8,1
Pod úbočou Kamienka	1971	1976	0,08	4,0	0,6
Prameň č. 1 Vyšné Ružbachy	1960	1961	2,7	12,6	-
Prameň č. 2 Vyšné Ružbachy	1960	1961	1,1	1,5	-
Prameň č. 3 Vyšné Ružbachy	1950	1961	0,5	7,9	-
Prameň č. 4 Vyšné Ružbachy	1970	1985	0,2	0,8	0,3
Beatrix Vyšné Ružbachy	1973	1974	13,4	17,9	-

Z jurských rohovcových vápencov v oblasti Dunajca o ploche 2,9 km² vyviera výdatnejší prameň (prameň „Storočný“) v kaňone Dunajca s výdatnosťou 15,0 až 25,0 l.s⁻¹, pri čom časť podzemných vôd je drénovaná Dunajcom. Hydrometrovacie práce preukázali drénovanie karbonátov aj v oblasti Haligoviec Lesníckym potokom a Lipníkom (V. HANZEL - M. ZAKOVIČ 1974).

Vo východnej časti Pienín až po Litmanovú, Jarabinu a Starú Ľubovňu je roztrúsené množstvo malých vápencových bradiel, vyčnievajúcich z plastického nepriepustného kriedového obalu. Výdatnosť prameňov z nich je iba 0,1-0,5 l.s⁻¹, ojedi- nele aj nad 1,0 l.s⁻¹ (prameň „Pod úbočou“ v Kamienke 0,08-4,0 l.s⁻¹, v oblasti Jarabiny 0,25-4,8 l.s⁻¹, Podsádek pri Starej Ľubovni nad 1,0 l.s⁻¹, V. HANZEL et al. 1974, 1984). Celkove nízke zvodnenie hornín bradlového pásma potvrdzujú i vrty v oblasti Jarabiny, z ktorých bolo čerpané iba 0,05-0,15 l.s⁻¹ podzemných vôd.

HYDROGEOLOGICKÝ CELOK RUŽBAŠSKÉHO MEZOZOIKA

Hydrogeologické pomery ružbašského mezozoika sú ovplyvne- né jeho tektonickou pozíciou - vyzdvihnutím pozdĺž podtatranského zlomu spod nepriepustných flyšových sedimentov vnútro- karpatského paleogénu. V podstatnej časti ostrova vystupuje na povrch nepriepustné súvrstvie bridlíc s vložkami pieskov- cov, sliene, slienité vápence, v podloží ktorých je komplex triasových vápencov a dolomitov s vysokou infiltračnou a aku- mulačnou schopnosťou. Tam kde podtatranský zlomový systém pre- tína jadro antiklinály budovanej triasovými karbonátmi, vy- vierajú výdatné pramene minerálnych vôd vo Vyšných Ružbachoch. Karbonáty sú však nositeľom nielen podzemných vôd s plytkým obehom, ale hlavne minerálnych vôd s hlbším obehom.

Ako ukazujú výsledky hydrogeologického výskumu, režim a obeh podzemných vôd ružbašského mezozoika je podmienený vzá- jomným vzťahom s hydrogeologickou štruktúrou Bujačieho vrchu v Belianskych Tatrách. Význam štruktúry Bujačieho vrchu z hľadiska akumulácie minerálnych vôd, ktorých celková výdat- nosť v ružbašskom mezozoiku je asi 100,0 l.s⁻¹; je veľký. Sa- mostatne o minerálnych vodách hovorí ďalšia kapitola. Keď po- rovnáme, že celková plocha ružbašského mezozoika je 10,0 km², z čoho triasové karbonáty s vysokou infiltračnou schopnosťou, vystupujúce v štyroch samostatných ostrovoch zaberajú plošne iba 1,4 km², vápence jury 3,3 km² a bazálna litofácia paleo- génu pripínajúca sa k spomínanej časti ostrova 0,8 km² s vhodnými podmienkami pre infiltráciu zrážkových vôd, zvyšok 4,5 km² predstavujú celkove priepustné sedimenty keupru, resp. jury a kriedy, je evidentné, že infiltračnou oblasťou mine- rálnych vôd nemôžu byť iba karbonáty ružbašského ostrova (M. MAHEL 1952, V. HANZEL et al. 1981).

Okrem minerálnych vôd nachádzajú sa tu i obyčajné kraso-vo-puklinové podzemné vody, viazané na plytkú cirkuláciu vo vlastných triasových karbonátoch, resp. jurských vápencoch ružbašského mezozoika. Vyvierajú v miestach, kde potoky narezali tieto karbonáty (údolie Záložného potoka, Krížneho potoka atď.). Sú to pramene erózne, resp. puklinové s výdatnosťou obvykle pod $1,0 \text{ l.s}^{-1}$. Ich infiltračnou oblasťou sú karbonáty mezozoika v ružbašskom ostrove. Pri svojom výstupe na povrch v blízkosti výstupných ciest minerálnych vôd, napr. v Záložnom potoku sa navzájom miešajú s vodami hlbokkej cirkulácie. Príkladom je prameň Beatrix, vyvierajúci nad kúpaliskom vo Vyšných Ružbachoch v údolí Záložného potoka priamo z triasových karbonátov narezaných potokom v blízkosti styku s nadloženými nepriepustnými sedimentmi keupru. Jeho výdatnosť sa pohybovala od 13,4 do 17,9 l.s^{-1} a teplota vody 12,0-13,0°C (tab. 3). Prameň je už využívaný na zásobovanie Vyšných Ružbách pitnou vodou. Ako dokumentujú výsledky hydrometrovacích prác, ďalšia časť podzemných vôd prestupuje latentne do Záložného potoka v množstve 24,0 l.s^{-1} (V. HANZEL - T. REPKA 1973, V. HANZEL 1974).

Menej zvodnené sú jurské sedimenty. Puklinové pramene z nich vyvierajúce majú výdatnosť prevažne pod $1,0 \text{ l.s}^{-1}$, z nich najvýdatnejšia je skupina štyroch prameňov sz. od Veľkých Ružbách, ktoré sú využívané na zásobovanie. Ich výdatnosti sa pohybujú od 0,2 do 12,6 l.s^{-1} (tab. 3).

Celková hydrogeologická štruktúra ružbašského mezozoika z hľadiska akumulácie obyčajných podzemných vôd nie je významná, veľmi významná je však z hľadiska výskytu minerálnych vôd.

HYDROGEOLOGICKÝ CELOK KVARTÉRNÝCH SEDIMENTOV

Z hľadiska akumulácie podzemných vôd sú v hodnotenom území najvýznamnejšie kvartérne sedimenty. Ako vyplýva z popisu geologických pomerov, jednotlivé stratigraficko-genetické typy kvartérnych sedimentov majú nielen odlišné regionálne rozšírenie, ale sú i litologicky rôznorodé. Jednotlivé genetické skupiny majú i z hľadiska zvodnenia rôzny význam.

Najlepšie prostredie pre filtráciu a akumuláciu podzemných vôd vytvárajú fluviálne sedimenty uložené v dolinách Popradu, Torysy a Ondavy.

Malé priestorové rozšírenie majú proluviálne sedimenty, uložené vo forme náplavových kužeľov pri ústí bočných dolín do hlavného toku. Ich materiál je málo vytriedený, zložený zo zahlinených štrkopiesčitých sedimentov, a preto je veľmi slabopriepustný. Z hľadiska akumulácie a obehu podzemných vôd sú nevýznamné.

Podstatne väčšie rozšírenie majú deluviálne sedimenty. Zrnitostne však predstavujú jemné prachovité hliny, ílovité a hruboklastické zvetraliny pieskovcov. Prakticky sú nepriepustné, a preto z hľadiska zvodnenia nevýznamné.

Najvýznamnejším kolektorom podzemných vôd v údolí Popradu sú fluviálne sedimenty poriečnej nivy, ktoré môžeme v hodnotenom území rozčleniť na dve časti: fluviálne sedimenty v Ľubovnianskej kotline a fluviálne sedimenty hraničného toku Popradu.

Poriečna niva Popradu v Ľubovnianskej kotline (Podolíneec - Čirč) má šírku od 500,0 do 1200,0 m. Štrkové náplavy Popradu tu majú omnoho priaznivejšie hydrogeologické pomery ako v Popradskej kotline. Celková hrúbka náplavov sa mení prevažne od 5,00 do 8,10 m, k okraju poriečnej nivy sa hrúbka znižuje na 2,40-3,0 m. Hrúbka zvodnenej vrstvy sa mení prevažne od 3,00 do 5,60 m, miestami vystupujú štrky na povrch. Výdatnosť vrtov sa väčšinou pohybuje od 3,0 do 8,0 l.s⁻¹, od Plávnice po Čirč vyrastá na 10,0-16,0 l.s⁻¹ a zvlášť vysoká výdatnosť bola zistená východne od Hniezdného, kde dosahovala až 19,0-25,0 l.s⁻¹. Súčiniteľ filtrácie sa pohybuje od 6,57.10⁻⁴ do 3,65.10⁻³ m.s⁻¹. Fluviálne sedimenty Popradu v Ľubovnianskej kotline sú najvýznamnejším kolektorom podzemných vôd z celej poriečnej nivy, a preto im bola venovaná pozornosť z hľadiska vodárenského využitia. Celkove tu bolo zdokumentované 106,0 l.s⁻¹ využiteľných množstiev podzemných vôd.

V hraničnom úseku má Poprad pomerne úzku poriečnu nivu, hlavne na ľavej strane to predstavuje iba niekoľko desiatok metrov. Iba na krátkych úsekoch sú vytvorené meandre o šírke 200,0-300,0 m. Hrúbka fluviálnych sedimentov sa mení od 6,90 do 11,50 m. Zvodnený piesčitý štrk dosahuje hrúbku 5,70-8,70 m. Výdatnosť studní sa pohybuje od 7,3 do 13,3 l.s⁻¹. Súčiniteľ filtrácie sa mení od 7,7.10⁻⁴ do 1,1.10⁻³ m.s⁻¹ (tab. 4).

Tab. 4 Hydrogeologické parametre fluviálnych sedimentov rieky Poprad

Úsek	Hrúbka náplavov (m)	Výdatnosť vrtov (l.s ⁻¹)	Špec. výdatnosť (l.s ⁻¹)	Súčiniteľ filtrácie (m.s ⁻¹)
Podolíneec-Chmelnica	2,4-7,1	0,55-25,0	0,1-16,7	2,21.10 ⁻³ 1,65.10 ⁻³
Chmelnica-Čirč	5,6-8,1	0,09-15,6	0,2-7,6	6,57.10 ⁻⁴ 3,65.10 ⁻³
Čirč-Mníšek nad Popradom	6,9-11,5	7,3-13,3	1,3-5,3	6,7.10 ⁻⁴ 1,08.10 ⁻³

V poriečnej nive Dunajca, ktorého tok sa územiu ČSSR dotýka v dĺžke 17,5 km od Lysej nad Dunajcom po Červený Kláštor a odvodňuje územie o ploche 350,0 km², sú fluviálne sedimenty

na pravej strane rieky tvorené slabopiesčítymi štrkami, miestami zahľinenými. Šírka poriečnej nivy je tu približne 100,0 m s terasami až 500,0 m. Hrúbka fluviálnych sedimentov je do 8,0 m, pričom hrúbka zvodnenej vrstvy je od 2,0 do 6,30 m. Dunajec má svoju dolinu vymodelovanú v nepriepustných flyšových sedimentoch paleogénu a čiastočne slieňoch bradlového pásma. Výdatnosť vrtov v blízkosti Spišskej Starej Vsi sa pohybovala od 6,2 do 6,8 l.s⁻¹ (P. BUJALKA 1956 in V. HANZEL et al. 1984).

Rieka Torysa má svoju dolinu vymodelovanú vo flyšových sedimentoch paleogénu. Na základe prác J. FRANKOVIČA (1969) a M. ŠINDLERA (1962) (in V. HANZEL - E. KULLMAN 1984) v poriečnej nive Torysy môžeme vyčleniť 6 hydrogeologických úsekov, z nich iba 3 sú v hodnotenom území mapy. Ich základné hydrogeologické parametre sú uvedené v tab. 5. Zvodnenú vrstvu tvoria piesčité štrky v hrúbke 1,3 až 13,0 m. Hlavný zdroj dopĺňania zásob podzemných vôd je infiltrácia vôd z rieky Torysy.

V úseku Brezovica n/Torysou - Lipany je hrúbka náplavov do 13,30 m. Hrúbka zvodnenej vrstvy nad Brezovicou n/Torysou je 8,0-9,5 m, obdobne i v náplavoch Slavkovského potoka. Medzi Brezovicou n/Torysou a Torysou je hrúbka zvodnenej vrstvy približne 10,0 m a smerom po toku pozorovať pokles hrúbky na 3,5-8,0 m. Priemerná šírka poriečnej nivy je 200,0-300,0 m. Koeficient filtrácie v oblasti Brezovice sa pohybuje od 4,33.10⁻⁴ do 1,45.10⁻³ m.s⁻¹, pričom výdatnosť vrtov je od 10,0 do 45,0 l.s⁻¹. Smerom k obci Torysa sa koeficient filtrácie pohybuje od 6,55.10⁻⁴ do 1,47.10⁻⁴ m.s⁻¹ a výdatnosť vrtov 18,5-21,7 l.s⁻¹. V tomto úseku bola najväčšia výdatnosť zistená v mieste sútoku Slavkovského potoka s Torysou (30,0-40,0 l.s⁻¹).

V úseku Lipany-Sabinov je šírka poriečnej nivy 300,0-600,0 m a hrúbka zvodnenej vrstvy 3,5-6,5 m. Tvorená je piesčítymi štrkami. Koeficient filtrácie sa pohybuje od 4,4.10⁻⁴ do 1,5.10⁻³ m.s⁻¹, pričom výdatnosť vrtov medzi Červenickou a Pečovskou Novou Vsou je od 9,8 do 21,6 l.s⁻¹ a v okolí Pečovskej Novej Vsi od 4,2 do 11,2 l.s⁻¹. Výdatnosť vrtov je od 5,0 do 12,0 l.s⁻¹.

V úseku Sabinov-Prešov je šírka poriečnej nivy veľmi rozdielna - od 200,0 do 1500 m. Zvodnenú vrstvu tvoria piesčité štrky o hrúbke 2,0-5,0 m. Koeficient filtrácie v okolí Michalian nad Torysou je rádovo 10⁻³ m.s⁻¹ a v oblasti Veľkého Šariša 4,1.10⁻⁴-1,6.10⁻³ m.s⁻¹. Výdatnosti vrtov sú v okolí Michalian priemerne 8,0 l.s⁻¹, v oblasti Veľkého Šariša od 0,8 do 5,8 l.s⁻¹.

Rieka Topľa v hodnotenej časti má svoju dolinu vymodelovanú vo flyšových sedimentoch paleogénu. Z fluviálnych sedimentov sú najvýznamnejším kolektorom podzemných vôd štrkovité sedimenty poriečnej nivy, ktorých hrúbka sa pohybuje od 1,0 do 8,0 m. Šírka poriečnej nivy je menlivá a smerom po toku dochádza k jej postupnému rozšíreniu z 200,0 m až na 1,0-2,0 km v Giraltovskej kotline, pričom medzi obcami Tarbaj a Hanušovce sa zužuje iba na niekoľko desiatok metrov. Pozdĺž

poriečnej nivy sú miestami pleistocénne akumulácie štrkov a pieskov vo forme vyšších terás. Pre ich malé plošné rozšírenie sú pre akumuláciu podzemných vôd nevýznamné. Na základe prieskumných prác (V. TUMA 1964, A. PORUBSKÝ 1971 in V. HANZEL - E. KULLMAN 1984) môžeme poriečnu nivu Tople po Giraltovcе rozčleniť na dva úseky, ktorých základné hydrogeologické parametre sú uvedené v tab. 5.

V hornej časti až po Komárov je Topľa značne štrkonosná a meandruje vo svojich náplavoch. Šírka poriečnej nivy je 100,0-300,0 m. Hrúbka náplavov je 4,0 až 8,0 m, ktoré sú pokryté 0,5 až 1,5 hrubou vrstvou povodňových hlín. V oblasti Bardejovskej Novej Vsi bola výdatnosť vrtov $1,3-8,6 \text{ l.s}^{-1}$ a koeficient filtrácie štrkov od $8,8 \cdot 10^{-4}$ do $1,9 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ a v okolí Bardejova výdatnosť bola 1,4 až $7,5 \text{ l.s}^{-1}$ a koeficient filtrácie $4,75 \cdot 10^{-4}$ až $2,92 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$.

V úseku od Komárova po Giraltovcе štrkovité a piesčité sedimenty tvoria v poriečnej nive súvislú zvodnenú vrstvu o hrúbke 1,2 až 7,0 m obvykle však dosahuje hrúbku 3,0-4,5 m. Prikryté sú povodňovými hlinami o hrúbke 0,5-1,5 m. Šírka poriečnej nivy je veľmi menlivá. V hankovskej depresii dosahuje 1,0-1,5 km, medzi Harhajom a Marhaňom až po Brezovo je len 200,0-500,0 m a maximálnu šírku 1,0 až 2,0 km dosahuje v Giraltovskej kotline. Štrkovité náplavy v tomto úseku sú vysoko zvodnené so špecifickou výdatnosťou od 0,2 do $3,3 \text{ l.s}^{-1}$ (W. TUMA 1964). Koeficient filtrácie je $1,5 \cdot 10^{-4}$ až $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$.

V doline Ondavy sú pre akumuláciu podzemných vôd priaznivé štrkovité až piesčité sedimenty poriečnej nivy. Vyvinuté sú v celej dĺžke toku. Rieka Ondava má svoje koryto s riečnou nivou vymodelované vo flyšových sedimentoch paleogénu. J. FRANKOVIČ (1969 in V. HANZEL et al. 1984) poriečnu nivu rozčleňuje na niekoľko úsekov; v hodnotenom území sú z nich dva. Ich hydrogeologické parametre sú uvedené v tab. 5.

V najvrchnejšej časti poriečnej nivy od Varadky po Svidník šírka poriečnej nivy je nepravidelná od 50,0 do 150,0 m. Zvodnenú vrstvu tvoria štrky slabo vytriedené a silne zahlienené. Hrúbka zvodnenej vrstvy je 1,0 až 3,7 m, pričom sú pokryté 1,0-2,0 m hrubou vrstvou hlín. V oblasti Varadka-Nižný Orlik bola výdatnosť vrtov veľmi nízka. Priaznivejšie podmienky boli zistené iba pri obci Cigľa a pri Nižnom Mirošove, kde koeficient filtrácie bol $1,3 \cdot 10^{-4}$ - $8,0 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ a výdatnosť vrtov bola 0,5 až $2,0 \text{ l.s}^{-1}$.

V úseku medzi Svidníkom a Turanmi nad Ondavou je poriečna niva širšia, pohybuje sa od 200,0 do 1500,0 m v oblasti Stropkova, Duplína a Stakčina. Zvodnenú vrstvu tvoria piesčité štrky, ktorých hrúbka je rozdielna - od 1,0 do 5,0 m pri Duplíne. Koeficient filtrácie pri staršej terase je $7,3 \cdot 10^{-5}$ až $4,6 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Lepšiu priepustnosť majú štrky poriečnej nivy; v oblasti Svidníka a Duplína sa koeficient filtrácie pohyboval od 1,4 do $8,7 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$. Výdatnosť vrtov sa pohybovala od 5,0 do $7,0 \text{ l.s}^{-1}$ a miestami ako pri Duplíne bola výdatnosť až $22,0 \text{ l.s}^{-1}$. Iba ojedinele sú výdatnosti nižšie - od 0,4 do $1,8 \text{ l.s}^{-1}$.

Hlavný činiteľ, ktorý ovplyvňuje režim podzemnej vody

Tab. 5 Hydrogeologické parametre fluviálnych sedimentov v povodí Bodrogu

Úsek	Hrúbka náplavov (m)	Výdatnosť vrtov ($l.s^{-1}$)	Špecifická výdatnosť ($l.s^{-1}$)	Koeficient filtrácie ($m.s^{-1}$)
<u>Poriečna niva Torysy</u>				
Brezovnica nad Torysou - Lipany	3,5-13,3	10,0-45,0	-	$1,44 \cdot 10^{-4}$ - $1,48 \cdot 10^{-3}$
Lipany - Sabinov	3,5-6,5	4,2-21,6	-	$4,4 \cdot 10^{-4}$ - $1,5 \cdot 10^{-3}$
Sabinov - Prešov	4,6-7,0	0,8-8,0	-	$6,49 \cdot 10^{-4}$ - $1,60 \cdot 10^{-3}$
<u>Poriečna niva Tople</u>				
Horná časť po Komárov	4,6-8,0	1,3-8,6	0,7-4,4	$4,75 \cdot 10^{-4}$ - $2,92 \cdot 10^{-3}$
Komárov - Giraltovce	2,0-8,5	0,2-5,7	0,2-3,3	$1,5 \cdot 10^{-4}$ - $1,2 \cdot 10^{-3}$
<u>Poriečna niva Ondavy</u>				
Varadka - Svidník	2,0-5,7	0,52-2,0	0,03-2,9	$1,3 \cdot 10^{-4}$ - $8,0 \cdot 10^{-4}$
Svidník - Turany n. Ondavou	4,0-8,0	0,4-22,0	0,1-30,0	$8,2 \cdot 10^{-4}$ - $8,7 \cdot 10^{-3}$

fluviálnych náplavov, je sama rieka. V hornej časti poriečnej nivy je zvodnená vrstva dotovaná infiltráciou z povrchového toku pri všetkých vodných stavoch. Od Svidníka až po Hencovce k infiltrácii z povrchového toku dochádza iba pri zvýšených stavoch vody v rieke. Celkove je tu režim s krátkodobou dotáciou podzemných vôd z rieky a s dlhodobým drénovaním podzemných vôd riekou. Podiel prítoku podzemnej vody z podložia, resp. zo svahov údolia je veľmi malý.

MINERÁLNE VODY

Minerálne vody v území mapy sa vyskytujú asi na 43 lokalitách. Geologicky sú rozšírené v pásme centrálnych Západných Karpát, v bradlovom a flyšovom pásme.

V centrálnych Západných Karpatoch sú rozšírené predovšetkým uhličité minerálne vody. Vo väčšine prípadov sú to vody viazané na paleogénne a kvartérne sedimenty sytené CO_2 , ktorý po tektonických líniách sa pretláča z podložia. Pramene väčšinou vyvierajú v údoliach potokov, ktoré predstavujú erózne bázy terénu s najmenším hydrostatickým odporom voči výstupom vôd. Fyzikálne ide väčšinou o studené uhličité vody s teplotami pohybujúcimi sa v rozpätí $7,7\text{--}10^\circ\text{C}$. Chemicky ide o Ca-Mg- HCO_3 ; Mg-Ca- HCO_3 typ vôd s mineralizáciou od $0,454\text{--}2,55\text{ g.l}^{-1}$ a obsahom CO_2 $1,5\text{--}2,3\text{ g.l}^{-1}$. Výnimku tvoria minerálne vody vo Vyšných Ružbachoch patriace k najvýdatnejším uhličitým vodám v skúmanom území. Predpokladá sa, že infiltračná oblasť týchto vôd je v Belianskych Tatrách (M. MAHEĽ 1952, V. HANZEL et al. 1981). Najvýdatnejším (asi 6 l.s^{-1}) a najteplejším prirodzeným zdrojom minerálnej vody je prameň Kráter. Najvýdatnejší umelý zdroj minerálnej vody predstavuje vrt Izabela, hlboký 208 m zachytávajúci minerálnu vodu v hĺbke 40-208 m v strednotriasových vápencoch a dolomitoch križňanského príkrovu. Dnešná výdatnosť vrtu je 22 l.s^{-1} a teplota vody 22°C . Chemicky ide o Ca-Mg- $\text{HCO}_3\text{--SO}_4$ typ vody o celkovej mineralizácii $2,95\text{ g.l}^{-1}$ s obsahom CO_2 $1,87\text{ g.l}^{-1}$. Minerálne vody vo Vyšných Ružbachoch vyvierajú na križovaní sa pozdĺžneho podtatranského zlomu so zlomami priečnymi.

Ďalším druhom minerálnych vôd viazaných na centrálné Západné Karpaty sú sírovodíkové vody. Sú to vody plytkého obehu viazané na paleogénne sedimenty. Obsah voľného H_2S sa pohybuje v rozmedzí $1,08\text{--}9,0\text{ mg.l}^{-1}$, teplota vôd v rozmedzí $8\text{--}12^\circ\text{C}$. Jednotlivé pramene dosahujú výdatnosť stotiny až tisíciny l.s^{-1} . Chemicky ide väčšinou o kalcium/magnézium/bikarbonátové vody, resp. natrium/bikarbonátové (prameň v Haligovciach). Obsah rozpustených tuhých látok sa pohybuje v rozmedzí $0,42$ až $9,37\text{ g.l}^{-1}$. Sírovodík z vody získavajú z rozkladných pochodov oxidačného pásma paleogénu, v ktorom sú roztrúsené sulfidy. Z toho dôvodu niektoré majú aj zvýšené obsahy síranov (Pusté Pole, Vislanka).

V bradlovom pásme sú v malom počte rozšírené sírovodíkové

vody (tab. 6). Vyvierajú v prirodzených prameňoch, obyčajne pri južnom tektonickom okraji bradlového pásma a vnútri pásma na priečných zlomoch. Ich teplota sa pohybuje v rozmedzí 8,5-11°C a výdatnosti dosahujú stotiny až desatiny $l \cdot s^{-1}$. Obsah voľného H_2S sa pohybuje v rozmedzí od 0,5 do 26,0 $mg \cdot l^{-1}$ a obsah voľného CO_2 od 14,5-242 $mg \cdot l^{-1}$. Chemicky ide o kalcium/magnézium/bikarbonátové vody (Hajtovka, Hanigovce) a vody natrium-kalcium/magnézium/bikarbonátové sulfátové (Veľký Lipník, Červený Kláštor). Celková mineralizácia vôd sa pohybuje v rozmedzí 0,53-1,83 $g \cdot l^{-1}$. Všetky vody majú vadózny pôvod s plytkým obehom.

Vo flyšovom pásme sú minerálne vody rozšírené tak v magurskom príkrove, ako aj smilnianskom tektonickom okne. Vyskytujú sa tu studené uhličitú a sírovodíkové vody.

Pramene uhličitých minerálnych vôd vyvierajú na križovaní pozdĺžnych presunových línií sz.-jv. smeru a s nimi rovnobežnými tektonickými líniami s priečnymi zlomovými líniami jz.-sv. smeru. Sú sytené CO_2 , ktorý je väčšinou juvenilného pôvodu. Jeho obsah sa pohybuje v rozmedzí od 601 do 2308 $mg \cdot l^{-1}$. Teplota uhličitých vôd sa pohybuje od 7-17 °C. Výdatnosť prameňov dosahuje tisícinu až desatiny $l \cdot s^{-1}$. Chemicky ide o výrazný, resp. nevýrazný kalcium/magnézium/bikarbonátový typ vôd (Legnova, Snakov, Hrabské, Gaboltov, Nižný Tvarožec, Vyšný Tvarožec, Petrová) alebo o výrazný, resp. nevýrazný natrium/bikarbonátový typ (Bardejovské kúpele, Dlhá Lúka, Cigeľka, Frička, Hažlín, Šarišský Štiavnik a Radoma). Väčšinou sú to vody vadózneho pôvodu a jedine vody so zvýšeným obsahom chloridov (Bardejovské kúpele, Dlhá Lúka, Cigeľka) môžu obsahovať určitý podiel marinogénnych vôd.

Uhličitú minerálne vody sú najrozšírenejšie v tzv. bardejovsko-krynickej oblasti s najvýznamnejšími lokalitami u Bardejovských kúpeľov a Cigeľke. Podľa J. NEMČOKA (1980a) sú koncentrované do oblasti sj., resp. ssv.-jjz. poruchových bardejovských systémov.

Kyselky v Bardejovských kúpeľoch vyvierajú v údolí Kvašného potoka, takže sú rozptýľované v jeho aluviálnych náplavoch. Výverová oblasť je priečnym zlomom jz.-sv. smeru rozdelená na dve časti. V jv. časti vyviera dolná skupina prameňov z aluviálnych náplavov potoka, pod ktorými sú belovežské vrstvy a v sz. časti boli vody zachytené v tvarožských pieskovcoch v podloží aluviálnych náplavov (K. MALATINSKÝ 1970). Celková maximálna výdatnosť žriedla sa odhaduje na 2,5 $l \cdot s^{-1}$. Minerálne vody sú využívané na liečenie v kúpeľoch celoštátneho významu.

Na lokalite Cigeľka je na ploche 3 km^2 evidovaných 22 zdrojov minerálnych vôd. Zdroje sú reprezentované prírodnými vývermi, kopanými studňami a vrtmi. Minerálne vody sú natrium/bikarbonátového typu. Celková mineralizácia vody vo vrtoch sa pohybuje od 28,1 $g \cdot l^{-1}$ až po 30,7 $g \cdot l^{-1}$, v studniach 15,6-20,5 $g \cdot l^{-1}$ a v prameňoch 4,6 až po 10,9 $g \cdot l^{-1}$. Z genetického hľadiska v Cigeľke sa stretávame s vodami marinogénnymi a vadóznymi, vzájomne sa miešajúcimi, čoho výsledkom je roz-

dielna mineralizácia a tiež rozdielny chemický typ vôd. Neotektonické pohyby, ktoré mali zlomový charakter, predurčili výstupné cesty hlbinného CO₂ a zároveň umožnili komunikáciu marinogénnych vôd s vodami vadóznymi.

Okrem uhličitých vôd sú vo flyšovom pásme rozšírené aj vody sírovodíkové. Vyvierajú jednak na prv uvedených poruchách a jednak na poruchách rôzneho druhu. Sírovodík je biogénneho pôvodu, vzniká biogénnou redukciou síranov v oxidačnom pásme, kde sú roztrúsené sulfidy.

Výdatnosti prameňov týchto vôd sú nepatrné, dosahujú stotiny až tisíciný l.s⁻¹. Teplota vôd prameňov sa pohybuje do 15 °C, obsah H₂S od 0,4 do 29 mg.l⁻¹. Chemicky sú to vody kalcium/magnézium/bikarbonátové (Stebnická Huta, Koprivnica, Vyšný Orлік a Kožany) a natrium/bikarbonátové (Kľúšov, Lukavica, Becherov a Vyšná Polianka). Celkový obsah rozpustených tuhých látok sa pohybuje v rozmedzí 0,43-1,13 g.l⁻¹. Vody sú vadózneho pôvodu s plytkým obehom v podpovrchovej zóne.

V smilnianskom tektonickom okne sa vyskytujú dva vývery uhličitých minerálnych vôd. Chemicky ide o nevýrazný natrium/bikarbonátový typ o celkovej mineralizácii 6,75 g.l⁻¹ a obsahu CO₂ 0,98 g.l⁻¹ (lokalita Dubová) a prechodný natrium/bikarbonátový-chloridový typ o celkovej mineralizácii 6,90 g.l⁻¹ a obsahu CO₂ 1,95 g.l⁻¹ (lokalita Mikulášová).

HYDROGEOCHEMICKÉ POMERY

Hydrogeochemické pomery územia sú spracované na základe prác V. HANZEL - S. GAZDA et al. (1974), M. ZAKOVIČ - S. GAZDA et al. (1977), I. BAJO - Ľ. CIBUĽKA - A. SZABOVÁ (1984, 1985), ako aj na základe najnovších doplňujúcich analýz (r. 1985, materiál GÚDŠ).

Hydrogeochemické pomery hodnotených geologických útvarov (bradlové pásmo, vnútrokarpatský paleogén a flyšový paleogén) sú odrazom ich geologickej stavby, pričom ich priamo ovplyvňuje hlavne mineralogicko-petrografický charakter hornín a nepriamo tektonické pomery a charakter priepustnosti hornín. Uvedené faktory ovplyvňujú základné zákonitosti tvorby chemického zloženia podzemných vôd, ktoré je však modifikované i ďalšími faktormi (klíma, reliéf, pôdny a vegetačný pokryv, antropogénne vplyvy a pod.).

Z hľadiska pôvodu soľného obsahu tu rozlišujeme tri genetické typy podzemných vôd (vyznačujúce sa osobitnosťami chemizmu i veľkosťou celkovej mineralizácie).

PETROGÉNNE PODZEMNÉ VODY

Ich chemizmus je v úzkej korelácii s horninovým prostredím obehu vôd. Do tejto skupiny patrí prevažná väčšina podzemných vôd plytších i hlbších obehov v celej oblasti. V závislosti od toho, ktorý z mineralizačných procesov sa pri tvorbe chemizmu vôd uplatňuje ako rozhodujúci, rozlišujeme niekoľko genetických skupín vôd.

Pre karbonátové komplexy ružbašského mezozoika a bradlového pásma je charakteristický výskyt typických karbonátogénnych vôd výrazného Ca-/Mg/-HCO₃ chemizmu. V prípade ružbašského mezozoického ostrova s prevažujúcim výrazne plytkopovrchovým obehom podzemných vôd v rozlohove neveľkom komplexe jurských vápencov a čiastočne i triasových dolomitov celková mineralizácia týchto vôd sa pohybuje v priemere okolo 333 mg.l⁻¹ pri nasledujúcich priemerných hydrogeochemických charakteristikách: S₁ 3,10 mval %, S₂ 23,00 mval %, A₂ 73,90 mval %, Mg/Ca 0,58 - Na/K 6,1 - SO₄/M 0,098. V priemere vyššie mineralizácie (422 mg.l⁻¹) a výraznejší Ca-HCO₃ typ chemizmu prináleží karbonátogénnym vodám bradlového pásma (A₂ 84,80 mval %, SO₄/M 0,050, S₁ 3,35, S₂ 11,70).

Oveľa významnejšie z hľadiska rozšírenia v študovanom území sú podzemné vody paleogénu. Podzemné vody plytkých obehov vo vnútrokarpatskom paleogéne i v magurskom flyši až na

ojedinelé výnimky vykazujú viac či menej výrazný Ca-HCO₃, resp. Ca-/Mg/-HCO₃ typ chemizmu. Dominujúca zložka A₂ je spravidlaná zložkou S₂/SO₄/, menej tiež zložkou A₁. Celková mineralizácia vôd sa pohybuje v širokom rozmedzí 100 až 1300 mg.l⁻¹ s maximálnou početnosťou (približne 70 %) v intervale 200-600 mg.l⁻¹. Takýto chemizmus sa formuje v podmienkach plytkého obehu zrážkových vôd v puklinových systémoch zóny zvetrávania zlepcov, pieskovcov a ílovcov, ktorá zasahuje približne do hĺbky 50 m a lokálne, v puklinových systémoch tektonického pôvodu, i hlbšie.

Vzhľadom na mineralogicko-petrografický charakter pieskovcov (rôzne vápnitých), ílovcov a ich vápnitých variet (kde podstatnú zložku tvorí zrnitý až pelitomorfny kalcit) a zlepcov (úlomky vápencov, dolomitov, rohovcov, pieskovcov, kremencov, granitov, akcesorický pyrit, sľudové minerály atď.) ako určujúci mineralizačný proces tu taktiež pôsobí rozpúšťanie karbonátov (karbonátogénne vody), v menšej miere tiež rozpúšťanie sadrovca, oxidácia sulfidov, hydrolitický rozklad silikátov a iónovymenné procesy. V podmienkach hlbšieho obehu zrážkových vôd v týchto sedimentoch je vznik karbonátogénnych vôd obmedzený a prevažne sa tvoria vody karbonáto-hydrosilikátogénne, hydrosilikátogénne a paleogénne (S. GAZDA in V. HANZEL et al. 1974).

V oblasti Ľubovnianskej vrchoviny a hlavne Čergova je najrozšírenejší a z hydrogeologického hľadiska najpriaznivejší pieskovcový komplex, ktorého podzemné vody sa vyznačujú najnižšou priemernou mineralizáciou (303,64 mg.l⁻¹). Podzemné vody bradlového pásma v oblasti Čergova majú priemernú mineralizáciu 465,76 mg.l⁻¹ a vody súvrstvia v ílovcovom vývoji 488,24 mg.l⁻¹. V chemizme dominuje zložka A₂ (t.j. Ca-Mg-HCO₃; 15-80 mval %), kalcium/sulfátová zložka S₂/SO₄) je vo väčšine vôd plytkých obehov zastúpená do 20 mval % (obsah síranov 10-40 mg.l⁻¹, ojedinele až 65 mg.l⁻¹) a vo vodách hlbších obehov (vrty) paleogénnych sedimentov 2-8 mval %, resp. je zložka S₂/SO₄/ nulová. Obsah chloridov sa tu pohybuje pod 10 mg.l⁻¹; dusičnanov zväčša pod 15 mg.l⁻¹ a pH v rozmedzí 7,2 až 8,0. U kvantitatívne sledovaných stopových prvkov (Cr, Cu, Zn, As, Cd, Pb, Sc, Ag) dosahovali koncentráciu väčšinou podlimitné hodnoty podľa ČSN 830611 (I. BAJO et al. 1984).

V oblasti Nízkyh Beskýd (Ondavskej vrchoviny) sú z hľadiska zásob podzemných vôd taktiež najpriaznivejšie pieskovcové flyšové horniny. Podzemné vody v tejto časti územia vykazujú prevažne rôzne výrazný Ca-HCO₃, resp. Ca-/Mg/-HCO₃ typ chemizmu (A₂ pribl. 80 mval %) a iba ojedinele sa vyskytuje typ Na-HCO₃ (viaže sa hlavne na ílovcové, pieskovcovovo-ílovcové vrstvy a prechodné typy chemizmu). Mineralizácia vôd sa pohybuje v rozmedzí 100-1300 mg.l⁻¹, pričom v približne 70 % prípadoch dosahuje 400-600 mg.l⁻¹. Najnižšia priemerná mineralizácia bola zistená u podzemných vôd z ílovcov (370 mg.l⁻¹), u vôd z pieskovcov zlínskych vrstiev dosahuje v priemere 410 mg.l⁻¹ a v prípade pieskovcov zlínskych vrstiev račianskej jednotky 500 mg.l⁻¹. Sprievodná zložka S₂/SO₄/ v týchto vodách neprekračuje 20 mval %, čo predstavuje 11 až 90 mg.l⁻¹ SO₄⁻². Obsah

chloridov je veľmi nízky (pod 5 mg.l^{-1}). Zvýšený obsah chloridov v niektorých prípadoch ($12-37 \text{ mg.l}^{-1}$) je vždy sprevádzaný zvýšeným obsahom dusičnanov $10-44 \text{ mg.l}^{-1}$, indikujúc kontamináciu vôd. Dusičnany tu v podzemných vodách dosahujú koncentrácie väčšinou pod 8 mg.l^{-1} . Hodnoty pH sa pohybujú v rozmedzí 7,2-8,0 a teplota vody 4,6-14 °C. U kvantitatívne sledovaných stopových prvkov (Ag, Cr, Cu, V, Zn, Cd, Pb) sa zistili podlimitné koncentrácie podľa ČSN 83 0611 (I. BAJO et al. 1985).

So vzrastajúcou hĺbkou obehu podzemných vôd paleogénu výrazne klesá hydrochemický význam rozpúšťania karbonátov a oxidácie sulfidov a vzrastá význam iónovaných procesov a hydrolytického rozkladu silikátov. V chemickom zložení vôd sa tieto zmeny prejavujú elimináciou zložky $\text{S}_2/\text{SO}_4/$ a postupným vzrastom až k typovému presadeniu zložky A_1 (t.j. Na-HCO_3). Výrazným Na-HCO_3 chemizmom sa v Čergovskom pohorí vyznačujú napríklad vody z vrtov, nachádzajúcich sa v údolí p. Solisko (COH-16), Rychvaldského potoka (COH-2), Veľkého rybného potoka (COH-4) a p. Sekčov (COH-1). Na-HCO_3 zložka tu dosahuje dominantné zastúpenie (A_1 68-80 mval %), hodnoty A_2 dosahujú 10-23 mval % a $\text{S}_2/\text{SO}_4/$ zložka je eliminovaná. Reprezentantom relatívne hlbšieho obehu podzemných vôd takéhoto typu chemizmu v oblasti Ondavskej vrchoviny je napr. voda z vrtu HOB-2 (hĺbkový interval 125-233 m) v údolí potoka Chotčianka, u ktorého Ca-HCO_3 chemizmus sa posúva do nevýrazného typu ($\text{A}_1 = 31 \text{ mval } \%$) pri mierne zvýšenej teplote vody 9-11 °C (I. BAJO a kol. 1984, 1985).

FLUVIOGÉNNÉ PODZEMNÉ VODY

Sú to podzemné vody fluviálnych kvartérnych sedimentov poriečnych nív povrchových tokov v celej oblasti. Genetická väzba ich chemizmu k horninovému prostrediu nie je taká výrazná ako u petrogénnych vôd, pretože sú priamo ovplyvnené povrchovými vodami tokov, ktoré sa miešajú v smere toku s podzemnými vodami rôznych prúdov usmernených do aluviálnej nivy. Dôtvorenie celkového chemizmu fluviogénnych vôd závisí hlavne od rýchlosti prúdenia, granulometrického zloženia fluviálnych štrkopieskov, chemickej aktivity ich horninového materiálu a často a to výrazne i od antropogénnych vplyvov.

Súčasnú poznatky ukazujú, že kvalitatívne parametre podzemných vôd fluviálnych sedimentov Dunajca, Popradu, Torysy a Tople v predmetnom území sú ešte relatívne priaznivé, aj keď lokálne i tu dochádza ku kontaminácii vôd. Napríklad v Čerhovskom pohorí fluviálne kvartérne vody vykazujú výrazný Ca-HCO_3 , resp. Ca-Mg-HCO_3 typ chemizmu a celkovú mineralizáciu $256,86-628,45 \text{ mg.l}^{-1}$, čo predstavuje v porovnaní s povrchovými vodami tokov ($142,22-392,04 \text{ mg.l}^{-1}$) v tomto území relatívne zvýšené hodnoty. Pritom tento vzrast je často podmienený vzrastom zložiek S_1 a S_2 , t.j. sekundárnym znečistením. Koncentrácia síranov v týchto vodách je $17,28-56-78 \text{ mg.l}^{-1}$, chlo-

ridov 2,55-25,9 mg.l⁻¹ a dusičnanov 5 až 45 mg.l⁻¹. Fluviogénne vody predmetnej časti Ondavskej vrchoviny výrazne Ca-HCO₃ typu dosahujú celkovú mineralizáciu 320 až 710 g.l⁻¹. Koncentrácia síranov je 4,5-57,6 mg.l⁻¹, chloridov 2,5-19,85 mg.l⁻¹ a dusičnanov 0,25-35,20 mg.l⁻¹. Prítomnosť Na-HCO₃ zložky pri výraznom Ca-/Mg/-HCO₃ type chemizmu vo vrtoch POB-14 a POB-15 (A₁ = 5,80-8,27 mval %) z oblasti Tisinec-Duplín naznačuje, že tieto vody vytvárajú jednotný hydrogeologický celok s podloženým paleogénom (I. BAJO et al. 1985).

POLYGÉNNE PODZEMNÉ VODY

Reprezentujú v rôznom stupni filtračne, biogénne a petrogénne metamorfované reliktné morské vody, ktoré sú typické pre hlboko uložené kolektory paleogénu, hlavne magurského flyšu a dukliansko-užockých vrás. Z chemického hľadiska ide o vysoko-mineralizované vody Na-Cl-HCO₃, resp. Na-Cl typu. Prvýkrát boli zistené vrtom Zborov-2 pri obci Smilno.

PROBLEMATIKA OCHRANY PODZEMNÝCH VÔD

Z fyzikálno-chemického hľadiska predstavujú podzemné vody karbonátov ružbašského ostrova a bradlového pásma, ako aj väčšina vôd paleogénu kvalitné podzemné vody. Ako ukázal posledný prieskum (I. BAJO et al. 1984, 1985), na prevažnej časti územia mapy nie sú podzemné vody postihnuté ani bakteriologickým znečistením, ani znečistením ropnými látkami, resp. pesticídmi. Na prevažnej časti územia hydrogeologicky najpriaznivejšie pieskovecove vrstvy budujú zväčša vrcholové časti pohorí, kde tvorba zásob podzemnej vody závisí výlučne od vsakovania zrážok. V týchto vyššie položených územiach sa nachádzajú väčšie potenciálne zdroje znečistenia. Menšie znečistenie vplyvom ľudskej činnosti sa obmedzuje iba na ťažbu a dopravu v lesnom hospodárstve, pasienkovanie a poľnohospodársku výrobu. Najväčšie nebezpečenstvo hrozí zo sprostredkovaného znečistenia zrážkovými vodami (vplyv okolitých priemyselných podnikov), predovšetkým zo vzrastajúcej kyslosti zrážok (pH v priemere 4,20-4,60) a ich celkovej mineralizácie (20-27 mg.l⁻¹), spôsobenej vzrastom hlavne antropogénnych zložiek (NH₄⁺, SO₄²⁻, NO₃⁻); (S. GAZDA - K. LOPAŠOVSKÝ 1983).

Podstatne rozsiahlejšie je však znečistenie podzemných vôd v nižších a údolných častiach územia, zavinené hlavne intenzívnejším obrábaním pôdy (umelé hnojivá, pesticídy), koncentráciou živočíšnej výroby (hospodárske dvory, hnojiská, vyvážanie fekálií, manipulácia s ropnými látkami), priemyslom a osídlením v poriečnych nivách (produkcia pestrej palety látok - ropné produkty, saponáty, chemikálie, fekálne znečistenie).

K tomu tiež pristupuje rozvoj turistického ruchu (napr. oblasť Orienica-Lysá v Čerhovskom pohorí).

Všetky tieto zněčistenia ohrozujú nielen plytký obzor podzemných vđd v náplavoch, ale aj podzemné vody vo flyšových, resp. karbonátových horninách. V súčasnosti sú najviac postihnuté fluviaálne sedimenty Popradu pri Starej Ľubovni, Ondavy (oblasť Stropkov-Svidník) a Radomky.

V budúcnosti teda bude potrebné vo vodohospodárskych oblastiach a ich ochranných pásmach upustiť od intenzívnej hospodárskej činnosti, aby sa zachovalo množstvo i v súčasnosti prevažne dobrá kvalita podzemných vđd v tejto vodohospodársky deficitnej oblasti.

Tab. 6 Chemizmus minerálnych vôd

Lokalita	T vody °C	pH	H ₂ S mg/l	CO ₂	M g/l	Iónové zloženie mval %
Uhličité vody C E N T R Á L N E Z Á P A D N É K A R P A T Y						
Kamienka PD-39	10,0	6,0	-	1,82	2,56	<u>Mg 60,08 Ca 24,52 Na 13,82</u> HCO ₃ 98,6 NO ₃ 0,5
Vyšné Ružbachy Izabela PD-107	23,8	6,0	-	1,87	2,95	<u>Ca 63,2 Mg 28,6 Na 6,8</u> HCO ₃ 71,8 SO ₄ 25,6 Cl 2,0
Lacková PD-46	9,0	6,0	-	1,52	1,81	<u>Ca 76,8 Mg 17,0 Na 3,9</u> HCO ₃ 98,2 SO ₄ 1,38
Forbasy PD-7	9,0	5,35	-	2,09	0,45	<u>Ca 59,9 Mg 21,14 Fe 9,2</u> HCO ₃ 94,3
Nová Ľubovňa pr. Andrej PD-56	7,7	5,85	-	2,31	2,00	<u>Ca 36,1 Mg 49,8 Na 11,64</u> HCO ₃ 98,7
Sírovodíkové vody						
Lechnice PD-51	9,0	7,8	1,4	0,05	0,42	<u>Ca 44,7 Na 32,4</u> Mg 17,7 HCO ₃ 89,2 SO ₄ 7,9
Haligovce PD-25	17,0	7,7	9,0	0,01	0,93	<u>Na 77,5 Fe 7,4 Ca 6,2</u> HCO ₃ 94,0 SO ₄ 3,76

Plavnica PV-60	8,0	7,7	1,08	0,01	0,46	<u>Ca 61,1 Mg 37,4 Na 7,5</u> <u>HCO₃ 85,0 SO₄ 11,7</u>
Vislanka PV-87	9,0	7,3	5,5	0,02	0,79	<u>Ca 41,8 Mg 42,6 Na 13,8</u> <u>HCO₃ 77,3 SO₄ 20,5</u>
Šarišské Dravce PV-73	11,0	7,4	7,25	0,02	0,64	<u>Na 39,3 Ca 40,1 Mg 18,7</u> <u>HCO₃ 89,4 SO₄ 7,9</u>
Olšov PV-95	12,0	7,5	6,8	0,04	0,75	<u>Na 40,4 Ca 33,5 Mg 24,2</u> <u>HCO₃ 90,1 SO₄ 5,0 Cl 4,1</u>
Pusté Pole PV-66	9,0	7,6	4,4	0,06	0,76	<u>Ca 50,3 Mg 37,7 Na 10,76</u> <u>HCO₃ 68,2 SO₄ 29,2</u>
Lipany PV-28	10,0	7,6	2,1	0,01	0,54	<u>Ca 52,8 Mg 34,9 Fe 5,1</u> <u>HCO₃ 79,6 SO₄ 17,2</u>
Rožkovany PV-68	9,0	7,6	2,9	0,04	0,51	<u>Ca 41,0 Mg 37,6 Na 17,3</u> <u>HCO₃ 87,9 SO₄ 7,1</u>

B R A D L O V É P Á S M O

Sírovodíkové vody

Červený Kláštor PD-2	11,0	6,95	1,4	0,03	0,99	<u>Ca 38,9 Na 32,6 Mg 26,0</u> <u>HCO₃ 44,0 SO₄ 39,9 Cl 15,4</u>
V. Lipník PD-94	10,7	7,1	26,0	0,24	1,83	<u>Na 57,6 Ca 24,6 Mg 14,9</u> <u>HCO₃ 68,3 SO₄ 27,4 Cl 3,48</u>

Lokalita	T vody °C	pH	H ₂ S mg/l	CO ₂	M g/l	Iónové zloženie mval %
Hajtovka PV-14	8,5	7,6	0,5	0,02	0,53	Ca 64,0 Mg 25,2 Fe 6,2 HCO ₃ 82,5 SO ₄ 16,0
Hanigovce PV-15	10,0	7,4	1,7	0,01	0,64	Ca 63,8 HCO ₃ 78,6 SO ₄ 18,3

F L Y Š O V É P Á S M O

Uhličitě vody

Hraničné DP-35	9,0	6,25	-	0,93	1,96	Na 57,3 Ca 24,6 Mg 15,6 HCO ₃ 99,1
Malý Sulín PV-70	8,5	6,3	-	2,30	6,92	Na 48,4 Mg 32,4 Ca 16,2 HCO ₃ 96,8 Cl 2,0 SO ₄ 1,1
Legnava PV-25	7,0	5,9	-	1,78	1,40	Ca 64,8 Mg 30,1 Na 3,1 HCO ₃ 97,1 SO ₄ 2,3
Snakov BV-63	10,05	6,35	-	1,88	2,74	Ca 25,1 Na 26,9 Mg 12,3 HCO ₃ 96,5 Cl 1,4 SO ₄ 0,9
Hrabské BV-36	11,0	6,6	-	1,74	4,02	Na 39,5 Cn 32,6 Mg 25,8 HCO ₃ 98,4 Cl 0,8
Bardejovské kúpele hlav- ný prameň	17,0	6,5	0,12	1,29	4,56	Na 79,6 Cn 11,5 Mg 5,3 HCO ₃ 78,9 Cl 20,6

Dlhá Lúka	13,0	6,55	-	1,92	10,18	<u>Mn 91,5 Ca 3,2 K 1,3</u> HCO ₃ 78,5 Cl 21,3
Gabolto BV-30	10,5	6,1	-	1,47	2,30	<u>Ca 42,0 Na 33,0 Mg 22,6</u> HCO ₃ 98,1 SO ₄ 0,7
Niž. Tvarožec BV-76	11,0	6,45	-	1,30	2,70	<u>Na 46,0 Ca 37,3 Mg 14,1</u> HCO ₃ 98,5
Petrová BV-54	11,0	5,85	-	2,00	1,87	<u>Ca 67,1 Na 10,8 Mg 8,7</u> HCO ₃ 98,5 SO ₄ 0,9
Cigeľka BV-26 G	-	6,95	-	2,05	28,88	<u>Na 96,6 K 1,1 Mg 1,7</u> HCO ₃ 70,7 Cl 29,0 Br 0,08
Frička BV-29	11,0	7,1	-	1,01	4,26	<u>Na 64,9 Ca 19,3 Mg 12,6</u> HCO ₃ 89,6 Cl 9,8
Hažlín BV-33	10,5	6,7	0,65	0,64	1,74	<u>Na 60,0 Ca 24,3 Mg 11,6</u> HCO ₃ 89,1 Cl 9,2 SO ₄ 1,0
Šarišský Štiavnik BV-70	19,0	6,95	-	0,60	5,89	<u>Na 94,7 Ca 2,5 K 0,8</u> HCO ₃ 94,1 Cl 5,0 NO ₃ 0,3
Radoma BV-58	12,0	6,9	-	0,92	6,39	<u>Na 94,7 Ca 3,3 K 0,8</u> HCO ₃ 94,1 Cl 5,2 NO ₃ 0,3
Sírovodíkové vody						
Kľušov BV-43	11,0	8,05	14,2	-	0,83	<u>Na 72,4 Ca 15,8 Mg 10,2</u> HCO ₃ 90,5 SO ₄ 4,7 Cl 3,7

Lokalita	T vody °C	pH	H ₂ S mg/l	CO ₂	M g/l	Iónové zloženie mval %
Lukavica BV-48	11,5	7,7	4,0	0,01	0,70	Na 58,4 Ca 29,3 Mg 11,0 HCO ₃ 94,8
Stebnická Huta BV-64	11,0	7,8	0,9	0,005	0,62	Ca 43,1 Na 26,5 Mg 28,1 HCO ₃ 95,8
Becherov BV-16	9,5	8,95	10,2	-	1,13	Na 87,9 Ca 10,0 HCO ₃ 87,4
Vyšná Polianka BV-78	9,5	8,3	7,8	-	0,43	Na 83,8 HCO ₃ 94,2
Koprivnica BV-45	11,5	7,5	4,6	0,005	0,76	Ca 43,1 Na 28,6 Mg 25,9 HCO ₃ 86,2 SO ₄ 11,2
Vyšný Orlík BV-80	11,5	7,7	29,0	0,08	0,91	Ca 45,6 Na 19,3 Mg 33,3 HCO ₃ 83,0 SO ₄ 15,8
Kožany BV-46	11,0	7,5	0,8	0,06	1,00	Ca 64,4 Na 11,5 HCO ₃ 79,0 SO ₄ 19,34

S M I L N I A N S K E T E K T O N I C K É O K N O

Uhličité vody

Mikulášová BV-50	-	6,6	0,1	1,95	6,90	Na 85,1 Ca 10,5 K 1,2 HCO ₃ 54,0
Dubová BV-28	-	6,6	-	0,98	6,75	Na 92,5 Ca 4,4 K 0,9 HCO ₃ 66,3

Poznámka: Fyzikálno-chemické údaje minerálnych vôd sú prebraté zo záverečnej správy:
O. FRANKO - M. ZAKOVIČ 1980 „Rekognoskácia minerálnych prameňov SSR“.

NERASTNÉ SUROVINY

V regióne Čergovského pohoria, Ľubovnianskej vrchoviny, časti Ondavskej vrchoviny a Levočského pohoria nie je veľká pestrosť nerastných surovín a z nich hospodársky význam majú iba niektoré.

RUDY

Mangánové impregnácie v regióne sú známe z bradlového pásma pri Šarišskom Jastrabí, kde Mn-povlaky a tenké vrstvičky tvoria súčasť dogersko-malmských rádiolaritov. Poznatky o Mn-zrudnení v potoku Vesna v Šarišskom Jastrabí zhrnul J. ILAVSKÝ (1955) a dospel k názoru, že tento výskyt Mn-rudy je rozsahom veľmi malé teleso. Malé množstvo rudy i obsah kovu pohybujúci sa na hranici bilančnosti alebo pod ňou, nedávajú perspektívu pre väčší praktický význam. Tento výskyt sa radí do kategórie mineralogických výskytov. Podobné Mn-impregnácie nachádzame vo vnútrokarpatskom paleogéne a malcovskom menilitovom súvrství. Ani tieto výskytý nemajú väčší hospodársky význam.

Pyritové zrudnenie je úzko zviazané s rôznymi surovinami flyšového a bradlového pásma. Konkrécie pyritov sa vyskytujú nielen v murchisoniových vrstvách bradlového pásma, ale aj v menilitovo-malcovskom súvrství a vnútrokarpatskom šambronskom flyši. Že tieto pyritové konkrécie boli vo flyšovom pásme hojne dolované, svedčí aj vysoká pec baróna Paloczayho, ktorá je v prevádzke od r. 1863 v Kurčine pri Orlove (podľa PAPPA 1919). Pec slúžila na spracovanie rudy z celého Šariša, najmä pyritov. Pyritové konkrécie z tmavých ílovitých polôh neveľkej rozlohy boli vyťažené a dnes ich nachádzame iba ako mineralogické výskytý.

Zlato. Jeho výskyt vo flyšových sekvenciách je známy z Čergovského pohoria a náplavov riek (najmä Tople pri Giraltovcích). Šlichovacie práce J. KRIŽÁNIHO z rokov 1969-1970 sú toho neklamným dôkazom. Malé koncentrácie v pieskovcoch Čergova neposkytujú možnosť ich hospodársky zúžitkovať. Malé mocnosti a rozloha náplavov Tople pri Giraltovcích nedovoľujú väčšiu priemyselnú ťažbu zlatiniek.

Ortuť. Väčšie koncentrácie rumelky v šlichoch, sústredené v okolí sj. poruchových pásiem flyšu (údolie Ondavy pri Kelči) majú tiež iba mineralogický význam. Najpravdepodobnejšie ide o epigenetické žilné prejavy hydrotermálneho pôvodu, geneticky späté s neogénnym ryodacitovým vulkanizmom.

NERUDY

V území regiónu sú z nerudných surovín zaujímavé hlavne: karbonatické horniny, pieskovce, ílovce, piesky, hlíny, štrky, minerálna voda a uhľovodíky.

Karbonáty. Sú získavané z kameňolomov ružbašského mezozoika, bradlového pásma a travertínových akumulácií. Činné lomy sú len pri dedine Jarabina v krinoidových vápencoch, ako aj severne od dediny Kamienka. Lomový kameň, na čo sa v súčasnosti ťažia krinoidové bradlá, majú obmedzenú životnosť. Je len škoda, že takéto prekrásne bradlá postupne vyexploatujú miestne JRD (viď bradlo pri Ujaku). Väčšie stavebné organizácie možno pod nátlakom ochranárov prírody alebo z prevádzkových dôvodov neťažia karbonáty. Je to sféra záujmov miestnych obyvateľov. Staršie opustené lomy sú neklamnými svedkami rýchleho vyťaženia malých zásob. V časoch dávno minulých aj čorstynský vápenec z Nemeckého vrchu severne od Starej Ľubovne, odvezený do Poľska, zdobí nádvorie zámku Wawel v Krakowe.

Pieskovce v niektorých flyšových oblastiach boli v minulosti vyhľadávaným stavebným kameňom. Masívne pieskovce krynickej jednotky a račianskej jednotky poskytujú aj dnes technologicky vhodný stavebný kameň, ale jeho získavanie z flyšových sekvencií robí organizáciám problémy. V centrálnokarpatskom paleogéne sú tiež masívne pieskovcové lavice, z ktorých sa ťažilo najmä v minulosti (svedčia o tom gotické stavby Košíc a Levoče). Nie všetky pieskovcové lavice sú dobre diageneticky spevnené, ale tie ktoré sú, slúžili ako vhodné monolity aj pre sochárske práce. Dnes sa pieskovce vo východoslovenskom flyši študujú hlavne z hľadiska ich vhodnosti na betonárske účely.

Ílovce flyšových sekvencií boli v minulosti podrobené skúškam a pokiaľ ide o vlastnosti obstáli. Pre ťažbu však neobstáli preto, že sú znečistené pieskovcami. Ílovce pestré s globigerínovými slieňmi môžu slúžiť ako surovina na výrobu tehál.

Piesky a štrky sú najvyhľadávanejšou stavebnou surovinou na výstavbu domov. V aluviálnych nivách riek a potokov ich používajú obyvatelia na výstavbu rodinných domov. Stavebné organizácie potrebujú betón, panely, preklady a skruže, ktoré zasa priemyselne vyrábajú v Orlove. Materiál do betónov získavajú z alúvia Popradu.

Hlíny. Eluviálne hlíny vzniknuté zvetrávaním flyšových súvrství poskytli surovinu pre tehelne miestneho významu (Giraltovce, Bardejov). Ich zásoby boli však malé a rýchlo sa vyťažili.

Minerálne vody. Flyšové sedimenty a v nich vystupujúce horniny z podložia sú veľmi bohaté na pramene nielen studených, ale aj teplých minerálnych vôd. Väčšina týchto prameňov má iba lokálny význam, slúžia potrebám domáceho obyvateľstva. V regióne sú ale aj pramene celospoločenského významu, ako je Cigeľka, Bardejovské kúpele a Vyšné Ružbachy. Kým minerálne vody Cigeľky sú plnené a distribuované vo fľašiach ako reziduálna morská voda, minerálne vody Bardejovských kúpeľov a Vyšných Ružbách plnia funkciu liečivých prameňov.

Uhl'ovodíky. V súčasnom období je táto oblasť stredobodom záujmu Naftového koncernu Hodonín, závod Michalovce. Sústava vyhĺbených vrtov L 1-5 v regióne signalizuje možnosť nájdenia bilančných uhl'ovodíkov, hlavne pod flyšovou pokrývkou, ktorá v tomto regióne má len funkciu tesniacu. Konkrétny výsledok získania nielen plynu, ale aj ropy potvrdil jeden z vrtov lipanskej štruktúry.

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

Celé územie mapy medzi Dunajcom a Ondavou je preštudované tak regionálnym, ako aj detailným gravimetrickým meraním a meraním regionálnym geomagnetickým. Regionálne gravimetrické merania (1956) vyústili do vypracovania geofyzikálnej gravimetrickej mapy 1:200 000 zostavenej z meraní L. MOTLOVEJ - A. ŠÚTORA z Naftových dolov Brno. A. ŠÚTOR, V. ČEKAN v rokoch 1952-1957 vykonali gravimetrické a magnetické merania flyšu východného Slovenska. Výsledky tohto merania spracovali po stránke geologickej, čo vyústilo do mapy magnetickej vertikálnej intenzity 1:100 000 a 1:200 000, ako aj do schematickej tektonickej mapy 1:200 000 východného Slovenska.

V gravimetrickom obraze možno vidieť v celom regióne zaklesávanie gradientu tiež od JV k SZ, približne v priestore Giraltovce - Stropkov prechádza nulová izanomálna tiaž. V geomagnetickej mape nepozorujeme výraznejšie anomálie. Podrobným tiažovým meraním v mierke 1:50 000 (F. VÁCA et al. 1971) boli upresnené informácie o tiažových pomeroch v priestore medzi Sabinovom a Šambronom.

V roku 1977 bola urobená komplexná reinterpretácia geofyzikálnych materiálov z východoslovenského flyšu (J. KADLEČÍK et al. 1977), ktorá zahŕňa aj pribradlovú oblasť. Na zhodnotenie tiažových a seizmických meraní vo vnútrokarpatskom paleogéne medzi Šambronom a Lipanmi bola zameraná práca V. ČEKANA a M. MOŘKOVSKÉHO (1982). Oblasť Šambronu až Lipian (hromoško-šambronský chrbát) bol v poslednom čase stredobodom záujmov nielen geofyzikálnych meraní, ale aj vrtných prác GÚDŠ a MND, závod Michalovce.

Intenzívny seizmický prieskum pribradlovej oblasti len dopĺňa rozsiahlu geofyzikálnu kampaň na juh od bradlového pásma. Seizmický prieskum v oblasti Šambronu - Lipian sa začal v roku 1974 a prebieha aj v súčasnosti. Celá pribradlová oblasť vnútrokarpatského paleogénu je pokrytá sieťou reflexne-seizmických profilov a práve v oblasti Lipany - Šambron je jej hustota najväčšia. Niektoré profily prechádzajú bradlovým pásomom a zasahujú pomerne hlboko (až 10 km) do magurského flyšu. Sú to profily 47/83, 53/83, 48/84, 58/85, 74/85. V magurskom flyši sú situované profily 28/81, 54/84 a 46/83.

Reflexná seizmika (SRB) je koncentrovaná prevažne v území južne od bradlového pásma v priestore Sabinov - Lipany - Šarišské Sokolce - Hanušovce. Z bradlového pásma v priestore Giraltovce - Hertník - Lutina.

Pozdĺž bradlového pásma vo vnútrokarpatskom paleogéne prebieha aj refrakčne-seizmický prieskum. Je tam spracovaný profil 12R/74, 75, 76, ktorého interpretácia existuje v poľskej (A. WOLAS 1977) a československej verzii (J. JARNÝ et al.

1975). V priestore Levočské pohorie - Branisko až Košická kotlina prechádza ďalší refrakčný profil 41R/81 (O. DANEČEK et al. 1982).

Veľmi užitočné geofyzikálne podklady z oblasti vnútrokarpatského paleogénu medzi Pieninami a Vysokými Tatrami sú z roku 1977 (J. MÁJOVSKÝ et al.). Na ich základe je možná interpretácia paleogénneho podložia.

Úsilie geofyzikálneho prieskumu je zamerané hlavne na zisťovanie výrazných rozhraní indikujúcich zmeny v geologickej stavbe i litológii. Tie majú pomôcť hľadaniu zákonitostí migrácie i uchovania významnejších hospodárskych ložísk ropy a zemného plynu. Vzhľadom na malú teplotnú exponovanosť územia sa môžu nachádzať vo veľkých hĺbkach (6-8 km). Na ich overenie však bude potrebné urobiť pomerne rozsiahle a kvalitné geofyzikálne práce, ktoré sú v regióne, ale aj v celom flyšovom pásme nedostatočné, alebo úplne chýbajú. V nadväznosti na ich výsledky a výsledky geologických povrchových výskumov projektovať hlboké vrty.

Geofyzikálne práce riešia na teoretickej a praktickej úrovni dôležitú národohospodársku problematiku zabezpečovania nových energetických zdrojov ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku.

LITERATÚRA

- ANDRUSOV, D. 1927: Predběžná zpráva o geologických výzkumech ve vnitřním pásmu bradlovém na Slovensku, 1925-1926, Ibidem, R. III.
- ANDRUSOV, D. 1929: Příspěvky ku geologii severozápadních Karpat. IV. Útesové pásmo v Pieninách. Ibidem, vol. v.č. 6.
- ANDRUSOV, D. 1931c: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západných Karpatech I-II. Úvod a stratigrafie triasu a liasu. Rozpr. Stát. geol. Úst. ČSR VI, Praha.
- ANDRUSOV, D. 1931d: La zone des Klippes internes dans le bassin de l'Orava. (Vnútorné útesové pásmo na Orave). KSGU 13, text Praha.
- ANDRUSOV, D. 1931e: Geologická mapa útesového pásma v údolí Oravy. Díl západní. KSGU 13, Atlas, č. 9, Praha.
- ANDRUSOV, D. 1934: O tektonickém postavení Haligovského útesu v Pieninách. Ibidem, R.X.
- ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západných Karpatech. Část III. Tektonika, Rozpr. Stát. geol. Úst. IX, Praha.
- ANDRUSOV, D. 1945: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť IV. a V. Stratigrafia dogeru, malmu a kriedy. Práce Štát. geol. Úst., Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1958, 1959: Geológia československých Karpát. Vydav. SAV, I a II, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát. Vydav. SAV, III, Bratislava.
- ARKELL, W.J. 1955: The Jurassic Geology of the Word oliver and Boyd Ltd., London.
- BAJO, I. - CIBULKA, Ľ. 1984: Vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Záverečná správa, Geofond, Bratislava.
- BAJO, I. 1985: Nízke Beskydy, oblasť Stropkov - Svidník. Vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Záverečná správa, Geofond, Bratislava.
- BIEDA, F. 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. Geol. Sbor. 8/1, Bratislava.
- BIEDA, F. 1960: Veľké foraminifery priútesového flyšu na východnom Slovensku. Geol. Práce, Spr. 18; Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BERTRAND, M. 1898: La nappe de recouvrement des environs de Marseille. Lame de charriage et rapprochement avec le bassin houillier de Silénie. Bull. Soc. geol. France, 3^{me}, 26, Paris.

- BIRKENMAJER, K. 1953: Tektonika Pieninskego pasa skalkowego. Region. geol. Polski, T.I. Karpaty, 3, Tektonika PTG, Kraków.
- BIRKENMAJER, K. 1953: Preliminary revision of the Stratigraphy of the Pieniny Klippen-Belt series in Poland. Acta Pol., Sc. 1.3, Bull. 1, 6, Warszawa, 271-274.
- BIRKENMAJER, K. 1954: O wieku tzw. margli puchowskich w Pieninach na tle stratigrafii osłanu pasa skalkowego. Bull. Inst. geol., 83, Warszawa.
- BIRKENMAJER, K. 1954a: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w Pieninskim pasie skalkowym w latach 1950-1951. Bull. Inst. geol., 86, Warszawa.
- BIRKENMAJER, K. 1956: Sedimentary characteristics of the Jar-muta Beds (Maestrichian) in the Pieniny Klippen-Belt (Central Carpathians). Bull. Acad. Sci. CI., III, IV, 10, Warszawa.
- BIRKENMAJER, K. 1958: Przewodnik geologiczny po Pieninskim pasie skalkowym. Wydaw. Geol., Warszawa.
- BIRKENMAJER, K. 1959: Znaczenie skalki Haligowieckiej dla geologii Pieninskego pasa skalkowego. Roczn. Pol. Tow. geol., 29, Warszawa.
- BIRKENMAJER, K. 1963a: Stratigrafia i paleogeografia serii czorstynskiej Pieninskego pasa skalkowego Polski. Stud. geol. pol., 9, Warszawa.
- BIRKENMAJER, K. 1985: Model of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Repts-abstr. 13th Congr. Carpatho-Balk. geol. Ass., Kraków.
- BIRKENMAJER, K. 1986: Zarys ewolucji geologicznej pieninskiego pasa skalkowego. Przegląd Geologiczny. Wydaw. geol., 6, Warszawa.
- ČEKAN, V. - ŠUTOR, A. 1960: Zpracování regionálních gravimetrických a magnetických měření provedených v letech 1952-1957 v oblasti Vých. Slovenska. Geofond, Bratislava.
- ČEKAN, V. - MOŘKOVSKÝ, M. 1982: Zhodnocení tíhových a seizmických měření v centrálněkarpatském paleogénu mezi Šambromem a Lipany. Manuskript-archív MND, Michalovce.
- DANEČEK, O. et al.: 1982: Zpráva o refrakčně seizmickém průzkumu v centrálněkarpatském paleogénu Vých. Slovenska v roce 1981. Manuskript-archív Geofyziky, Brno.
- ĐURKOVIČ, T. 1960: Príspevok k petrografii krosnenského a magurského flyšu na východnom Slovensku. Geol. Práce, Spr. 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ĐURKOVIČ, T. 1962: Sedimentárno-petrografický výskum magurského flyšu na východnom Slovensku. Geol. Práce, Zoš. 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FRANKO, O. - ZAKOVIČ, M. 1980: Rekognoskácia minerálnych prameňov SSR. Záverečná správa, Geofond, Bratislava.
- FRANKOVIČ, J. 1969: Hydrogeologické pomery kvartérnych náplavov Ondavy - Rigorózna práca. Manuskript, archív IGHP, Košice.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1986: Mikrofaunistická charakteristika sedimentov Ľubovnianskej vrchoviny. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.

- GOSIOROWSKI, S.M. 1956: O faune aptychow wapienca krinoidowego titono-beriasu okolic Czorstyna. Acta. geol. pol., 6, 2, Warszawa.
- GEROCH, S. 1959: Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch. Paläont. Z., 33, I/2, Stuttgart.
- GRZYBOWSKI, J. 1897: Mikroskopowe badania namulów wiertniczych z kopalni naftowych I. Paś potocki i okolica Krosna. Uwagi ogólne. Kosmos, 22, Lwów, 293-439.
- HALEČKA, J. 1979: Podzemné vody ružbašského mezozoického ostrova (dipl. práca). Katedra hydrogeológie PFUK, Bratislava.
- HANZEL, V. 1974: Hydrogeologická mapa 1:200 000, list Poprad. Vysvetlivky. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- HANZEL, V. - REPKA, T. 1972: Mineral Waters of Vyšné Ružbachy and Effects of the Mining of Travertine upon these Waters. Zborník referátov Medzinárodného sympózia o ochrane minerálnych vôd. Karlove Vary.
- HANZEL, V. 1973: Podzemné vody Vyšných Ružbách. Miner. slov., 5, 2, Bratislava.
- HANZEL, V. - ZAKOVIČ, M. 1974: Hydrogeologická mapa 1:200 000, list Poprad. Geofond, Bratislava.
- HANZEL, V. et al. 1981: Zhodnotenie výsledkov hydrogeologického výskumu východnej časti Belianskych Tatier. Geofond, Bratislava.
- HANZEL, V. - KULLMAN, E. 1984: Podzemné vody Slovenska a prognózy ich využitia. Geofond, Bratislava.
- HANZLÍKOVÁ, E. 1959a: Mikrobiostratigrafické pomery Čerhových hor a západní bardejovské časti Ondavské vrchoviny. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957, Praha.
- HANZLÍKOVÁ, E. 1960: Mikrobiostratigrafické vysvětlivky ke křídě a paleogénu na listu generální mapy Košice a Zborov. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- HARČÁR, J. 1972: Šarišská vrchovina. Geogr. Práce 3, Slov. pedagog. Nakl., Bratislava.
- HAUER, F. (in HAUER F., RICHTHOFFEN, F. 1859): Bericht über die geologische Übersicht - Aufnahme im nordöstlichen Ungarn. Jb. geol. Reichsanst., 10, Wien.
- HAUER, F. 1869: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der österr.-ungarischen Monarchie. Bl. III. Westkarpathen. Jb. Geol. Bundesanst., Wien.
- HORWITZ, L. 1922: Sprawozdanie z badań wykonanych w lecie 1921 r. w pasie skałek Pieninnych. Pos. Nauk. Państ. Inst. geol., 3, Warszawa.
- HORWITZ, L. 1934: Sprawozdanie z badań geologicznych związanych s rewizja arkusza N. Targ, i Sczawnica. At geol. Galicji. Panst. Inst. geol. Posedz. Nauk., 39, Warszawa.
- HORWITZ, L. 1929: Sur la geologie de la Zone Pienine des Klippes (Karpates polonaises) C.-R. du II. Congres des Geogr. et Ethnogr. Slaves (1927), Kraków.
- HORWITZ, L. 1938: Studia nad stratigrafia osłony skałek Pieninnych. Cz. I. Podział osłony skalkowej i rozmieszczenie jej ogniw. Ibidem, 9, 2, Warszawa.

- HORWITZ, L. 1963: Budowa geologiczna Pienin. Wydania posmiertne przygotowil do drugu i opatryl przypisami K. BIRKENMAJER. Prace Inst. geol. 38, Warszawa.
- HORWITZ, L. - RAKOWSKI, . 1929: Przewodnik do wycieczki Pol. Tow. geologicznego w Pieniny. 18-21. V Rocz. Pol. Tow. geol., 6, Kraków.
- HYNIE, O. 1950: Posudok o rekonštrukcii prameňa Izabela vo Vyšných Ružbachoch. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1955: Výskyty mangánovej rudy v bradlovom pásme pri Šarišskom Jastrabí. Geol. Sbor. SAV, 6, 1-2, Bratislava, 119-130.
- JARÝ, J. et al. 1975: Zpráva o refrakčním seismickém průzkumu ve flyši a centrálně karpatském paleogénu východního Slovenska v r. 1975. Manuskript-archív MND, Michalovce.
- JETEL, J. 1985d: Metódy regionalního hodnocení hydrodynamických vlastnosti hornin. Metod. příručka. Ústř. Úst. geol., Praha.
- KADLEČÍK, J. et al. 1977: Komplexní reinterpretace geofyzikálních materiálů z východoslovenského flyše. Manuskript-archív MND, Michalovce.
- KORÁB, T. - NEMČOK, J. - ĐURKOVIČ, T. - MARSCHALKO, R. 1962: Prehľadný výskum orientovaných sedimentárnych textúr vo flyši východného Slovenska. Geol. Sbor., 13, 2, Bratislava.
- KOTAŃSKI, Z. 1963: O triase skalki Haligowieckej v pozicii paleogeografickej serii haligowieckej. Acta geol. pol. 13, (2), Warszawa, 293-313.
- KSIASKIEWICZ, M. 1954: Evolution of the Carpathian Flysch geosyncline. Congr. Geol. Inst. C-R. XIX. Sess. Alger (1952), Sect.
- KSIASKIEWICZ, M. 1956: Geology of the Northern Carpathians. Geol. Rdsch., 45, Stuttgart.
- KSIASKIEWICZ, M. 1956c: Zagadnienia stratigrafii Karpat na tle paleogeografii. Przegl. Geol., 10, Warszawa.
- KSIASKIEWICZ, M. 1959: Geologia dynamiczna. Wydaw. geol., Warszawa.
- KSIASKIEWICZ, M. 1965: Zarys geologii Polski. Wydaw. geol., Warszawa.
- KULLMANOVÁ, A. 1974: Litologicko-mikrofaciálny výskum ružbašského mezozoika. Záverečná správa. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. - NEMČOK, J. 1985: Geológia Ružbašských kúpeľov. Geol. Práce, Spr. 82, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 89-110.
- KULLMANOVÁ, A. - NEMČOK, J. 1982: Vysvetlivky k mape ochranného rajónu Ružbašských kúpeľov. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- LEŠKO, B. a kol. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej mape ČSSR 1:200 000, list Snina. Geofond, Bratislava.
- LEŠKO, B. a kol. 1983: Oporný vrt Lipany-1. Region. Geol. Západ. Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEŠKO, B. - SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Vydav. SAV, Bratislava.

- LIMANOWSKI, M. 1904: Wycieczka w Tatry i Pieniny. Medzinarodowy kongres geologiczny. Panst. Tow. Tatr., 25, Kraków.
- LIMANOWSKI, M. 1905: Rzut oka na architekture Karpat. Kosmos, 30, F. V-VII, Lwów.
- LIMANOWSKI, M. 1913: Eine Deckenscholle in Palocsa am Popradufer und die Entstehung der Klippendecke. (Csapka tektoniczna w Plawcu nad Popradem i geneza plaszczowiny skalkowej). Bull. Acad. Sci. Lettr., Kraków.
- LOŽEK, V. 1964: Genéza a vek spišských travertínov. Sborník Východoslovenského múzea v Košiciach, séria A-prírodné vedy, V.A., Košice, 33-77.
- LUGEON, M. 1902: Analogie entre les Carpathes et les Alpes. C.R. Acad. Sc., 17, 1102, Paris.
- LUGEON, M. 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bull. geol., geogr., phys., min. et petrogr. Univ. Lausanne, 4, Lausanne, 1-51.
- MAHEĽ, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce Štát. geol. Úst., Zoš. 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEĽ, M. 1963: Stratigrafia mezozoika ružbašského ostrova. Geol. Práce, Spr. 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARSCHALKO, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií centrálnych Karpát (Šarišská hornatina). Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARSCHALKO, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a priľahlých tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (Vyd. Slovensko). Náuka o Zemi, Sér. Geol., Veda, Bratislava.
- MARSCHALKO, R. - MIŠÍK, M. - KAMENICKÝ, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). Západ. Karpaty, Sér. Geol. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7-124.
- MATĚJKA, A. 1950: Zpráva o geologických výzkumech v magurském flyši na vých. Slovensku, provedených v říjnu 1949 s dr. ŠWIDZIŇSKIM. Geofond, Bratislava.
- MATĚJKA, A. 1958: Šarišský úsek vnitřního bradlového pásma mezi řekou Popradem a Sekčovským potokem. Zpr. geol. Výzk. v r. 1957, Praha.
- MATĚJKA, A. 1959: Šarišský úsek vnitřního bradlového pásma mezi řekou Popradem a Sekčovským potokem. Zpr. geol. Výzk. v r. 1957, Praha.
- MATĚJKA, A. 1959: Secteur de Šariš de la zone des Klippes internes entre le Poprad et le Sekčovský potok. Zpr. geol. Výzk. v r. 1957, Praha.
- MATĚJKA, A. 1960a: O haligovském mezozoiku a paleogénu. Zpr. geol. Výzk. v r. 1959, Praha.
- MATĚJKA, A. 1960b: Příspěvek k poznání bradlového pásma na listu geologické generální mapy Spišská Stará Ves. Zpr. geol. Výzk. v r. 1959, Praha.
- MATĚJKA, A. 1960c: Vnitřní bradlové pásmo na listu geologické generální mapy Vysoké Tatry. Zpr. geol. Výzk. v r. 1959, Praha.

- MATĚJKA, A. 1961: Flyšové pásmo na listu Košice. Gen. mapy ČSSR.
- MATĚJKA, A. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M.34.XXI Spišská Stará Ves. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava, 73-85.
- MATĚJKA, A. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Zborov-Košice, Bratislava.
- MATĚJKA, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 Zborov-Košice. ÚÚG, red. Bratislava.
- MATĚJKA, A. 1967: Regionální geologie ČSSR II. Západné Karpaty, 2, Praha.
- MATĚJKA, A. - ZELENKA, L. 1932: La géologie du flysch des environs de Bardejov et de Zborov. Zbor. st. geol. Úst., 10, Praha.
- MATĚJKA, A. - ROTH, Z. 1950: Poznámka o hlavních tektonických jednotkách magurského flyše v ČSR. Věst. St. geol. Úst. 25, Praha.
- MAZÚR, E. - LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne morfológické členenie. Geogr. Úst. SAV, Bratislava.
- MICHALÍK, J. 1974: Zur Paläogeographie der Rhätischen Stufe des W. Teiles der Krížna-Decke in der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 2, SAV, Bratislava, 257-285.
- MIŠÍK, M. - JABLONSKÝ, J. - MOCK, R. - SÝKORA, M. 1981: Konglomerate mit exotischen Material in dem alb der Zentralen Westkarpaten-paläogeographische und tektonische Interpretation. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 37, Bratislava.
- MIŠÍK, M. - SÝKORA, M. 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepcov bradlového pásma a manínskej jednotky. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7-111.
- MOCK, R. - SÝKORA, M. 1977: Podhradské vápence - nová litostratigrafická jednotka v krížňanskom príkrove ZK. Manuskript-archív Prírodoved. fakulty UK, Bratislava.
- MOJSISOVICZ, E. 1867: Umgebung von Rogozník und Czorstyn-Nordliche Tatra-Thäler. Verh. geol. Reichsanst., Wien.
- NEMČOK, J. 1958: Prehľadné geologické mapovanie vnútrokarpatského paleogénu na generálnej mape Košice. Dielčia správa úkolu XI/01. AP. 3074, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1960: Krátka správa k zostaveniu geologickej mapy listu Košice 1:200 000 v úseku medzi Bardejovom a riekou Ondavou. Geofond, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1961: Vznik a výplň depresii v Magurskom flyši na východnom Slovensku. Separát - Geol. sborník XII, 2, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1968: Ročná správa za rok 1967. Základný geologický výskum na listoch Plaveč a M. Lipník. AP. 4335, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1969: Základný geologický výskum na listoch Šarišské Dravce a čiastočne Kamenica. AP. 4517, Bratislava.

- NEMČOK, J. 1970: Príspevok k poznaniu niektorých tektonických zmien východoslovenského flyšu vo vzťahu k paleoprúdovým systémom. Geol. Práce, Spr. 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 101-113.
- NEMČOK, J. 1971: Prejavy ilýrskej fázy vrásnenia vo flyši východného Slovenska. Geol. Práce, Spr. 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 369-378.
- NEMČOK, J. 1971: Ročná správa za rok 1970. Základný geologický výskum na listoch Kamenica, Ľubotín, Šarišské Dravce. AP. 4747, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1972: Dielčia záverečná správa za rok 1971. Vysvetlivky ku geologickej mape listu 1:25 000, Šarišské Dravce. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1973: Dielčia záverečná správa za rok 1972: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Plaveč a Malý Lipník. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1974: Čiastková záverečná správa za rok 1973. Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 Kamenica a Ľubotín. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1975: Čiastková záverečná správa za rok 1975. Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 list Jarabina (str. 23). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1977: Čiastková záverečná správa za rok 1977. Geológia okolia Bardejovských kúpeľov. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1978: Čiastková záverečná správa za rok 1978: Vysvetlivky ku geologickej mape okolia Tichého Potoka. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1978: Deformácie flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia. Západ. Karpaty, Sér. Geol. 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35-58.
- NEMČOK, J. 1980a: Geologické pomery okolia Bardejovských kúpeľov. Geol. Práce, Spr. 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79-84.
- NEMČOK, J. 1980b: Nou-traditional view of East-Slovakian klippen Belt, p. 563-367. Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1983: Pohyb flyšovej masy na východnom Slovensku. Geol. Práce, Spr. 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141-152.
- NEMČOK, J. 1984: Magurský príkrov a bradlové pásmo na východnom Slovensku. Geol. Práce, Spr. 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119-129.
- NEMČOK, J. - KORÁB, T. - ĎURKOVIČ, T. 1961: Výskyt jaselských lupkov v magurskom flyši. Geol. Práce, Spr. 23, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- NEMČOK, J. - KORÁB, T. 1961: Správa k zostaveniu geologickej mapy (1:50 000), flyšového pásma na listoch M-34-91-Da a M-34-103-B. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. - KORÁB, T. 1963: Contribution to the Geology of Smilno tectonic Window and adjacent part of the Magura Flysch. Geol. Sbor. 14 (1), Bratislava.

- NEMČOK, J. - KORÁB, T. - ĎURKOVIČ, T. 1968: Lithological investigation of Conglomerates of Magura Flysch in East Slovakia. Geol. Práce, Spr. 44-45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- NEMČOK, J. - GAŠPARIKOVÁ, V. - ĎURKOVIČ, T. - VÁŇOVÁ, M. - SNOPKOVÁ, P. 1977: Čiastková záverečná správa za rok 1977. Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list V. Lipník (str. 19). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. - VÁŇOVÁ, M. 1977: Redeposition of Large Foraminifers in East Slovakian Flysch Belt. Geol. Práce, Spr. 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105-134.
- NEMČOK, J. - RUDINEC, R. 1979: Geologické profily cez východoslovenské flyšové pásmo. In Tektonické profily Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 65-75.
- NEMČOK, J. a kol. 1979: Čiastková záverečná správa za rok 1979. Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Ľutina. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. - ĎURKOVIČ, T. - GAŠPARIKOVÁ, V. 1980: Čiastková záverečná správa za rok 1980. Analýza štruktúrnych foriém bradlového pásma na východnom Slovensku. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. - ĎURKOVIČ, T. - GAŠPARIKOVÁ, V. - VÁŇOVÁ, M. 1980: Čiastková záverečná správa za rok 1980. Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Sabinov. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. - ĎURKOVIČ, T. - GAŠPARIKOVÁ, V. 1981: Čiastková záverečná správa za rok 1981. Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, 27 432 (Lipany). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. - ĎURKOVIČ, T. - GAŠPARIKOVÁ, V. 1982: Čiastková záverečná správa za rok 1982. Vysvetlivky k listu 27 411 (Stará Ľubovňa). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. - KULLMANOVÁ, A. - GAŠPARIKOVÁ, V. - ĎURKOVIČ, T. - VÁŇOVÁ, M. 1982: Čiastková záverečná správa za rok 1982. Vysvetlivky ku geologickej mape 27 332, 1:25 000, list Podolinec. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- NEMČOK, J. - RUDINEC, R. 1983: Tektonický pulz terciéru východného Slovenska a jeho vzťah k bradlovému pásmu. Miner. slov., 15, 5, Bratislava, 501-516.
- NEMČOK, J. - ĎURKOVIČ, T. - GAŠPARIKOVÁ, V. - RAKÚS, M. - VÁŇOVÁ, M. - KULLMANOVÁ, A. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 27 143 Haligovce a 27 134 Spišská Stará Ves. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NEMČOK, J. - ĎURKOVIČ, T. - GAŠPARIKOVÁ, V. - KULLMANOVÁ, A. 1984: Čiastková záverečná správa za rok 1984. Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 27 442 Jakubovany. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- NĚMEJC, F. 1937: Paleobotanické studie v travertínových sedimentech v oblasti obcí Gánovců a Horek u Popradu. Rozpr. Čes. Akad. Věd II, 47, 19, Praha.
- NEUMAYER, M. 1868a: Über einige neue Versteinerungsfundorte in den Klippen. Verh. Geol. Reichsanst., 12, Wien, 282.

- NEUMAYER, M. 1869b: Über Dogger und Malm im penninischen Klippenzug. Ibidem, Jg. 1969, Wien, 87.
- NEUMAYER, M. 1871a: Jurastudien. 3 Die Phylloceraten des Dogger und Malm. Jb. geol. Reichsanst. 21, 3, Wien.
- NEUMAYER, M. 1871b: Jurastudien. 4. Die Vertretung der Oxfordgruppe im östlichen Theile der Mediterranen Proviuz-Ibidem. Jb. Wien.
- NEUMAYER, M. 1871c: Jurastudien 3. Folge 5: Der penninische Klippenzug-Ibidem, H. 4, Wien.
- NEUMAYER, M. 1873: Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acarithicum*. Abh. geol. R.A., Bd. V. H.6, Wien.
- ONDREJIČKOVÁ, A. 1985: Rádioláριοvé asociácie z Ľubovnianskej vrchoviny a Čergovského pohoria. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- ONDRA, P. - HANÁK, J. 1989: Petrofyzikální studium sedimentů východoslovenského flyše. Geol. Práce, Spr. 89, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PAUL, K.M. 1869: Die geologischen Verhältnisse des nördlichen Saroser und Zempliner Komitates. Jb. Geol. Reichsanst., 19, Wien.
- PAUL, K.M. - TIETZE, E. 1877: Studien in der Sandsteinzone der Karpaten. Jb. Geol. Reichsanst., 27, Wien.
- PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny. Nakl. ČSAV, Praha.
- PETRBOK, J. 1937: Měkkýši travertínů slovenského krasu Gánovců s okolím Spiše a Ružbachů. Rozpr. Čes. Akad., II, 46, 5, Praha.
- PORUBSKÝ, A. 1971: Vhodnosť riečnych náplavov Popradu, Torysy, Ondavy, ležiacich vo flyšových pásmach pre získanie vodných zdrojov. Geogr. Čas., SAV, 2, Bratislava.
- PORUBSKÝ, A. 1977: Vyšné Ružbachy, najvýchodnejší areál minerálnych vôd na Slovensku. Geogr. Čas. SAV, 29, 1, Bratislava, 19-31.
- RABOWSKI, F. 1925: Skalki i ich rola w łańcuchu karpatskim (Les Klippes et leur role dans la chaîne carpathique). Spraw. Państw. Inst. Geol. (Bull. Inst. Géol. Pologne). III, Warszawa.
- RABOWSKI, F. 1929: Uwagi tyżzące sie budowy Skalek. Roczn. Pol. Tow. Geol., VI, Kraków.
- RABOWSKI, F. 1931: O pochodzeniu limburgitów tatrańskich i o stosunku wzajemnym płaszczowin wyodrebnionych między pasmem Skalek a gorami Veporu. Spraw. Państw. Inst. Geol., VI, Warszawa.
- ROTH, Z. 1956: Die Tektonik des Westabschnittes der äusseren Karpaten in der ČSSR. Verh. der Geol. Reichsanst, Sonderheft, 6, Wien.
- ROTH, Z. 1969: Nové názory na geologické postavení a tektonický vývoj Karpat. Ústav pro učitel'ské vzdělání na UK Praha.
- ROTH, Z. 1974: Paleotektonická klasifikace geosynklinální výplně vnějších Karpat. Sbor. geol. Věd, Geol., 26, Praha.
- SAMUEL, O. 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie povrcho- vých vzoriek z dukelsko-užockých vrás. Geofond, Bratislava.

- SAMUEL, O. 1960: Mikrobiostratigrafické pomery flyšu medzi Bardejovom a riekou Ondavou. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- SCHEIBNER, E. 1961: The Tectonic style of the Klippen Belt and the Idea about its Origin. Geol. Sbor., 12, 2, Bratislava.
- SCHEIBNER, E. 1964: The problem of Aalenian and stratigraphy of Lower Dogger in the West Carpathians. Colloq. Jurassique (1962), Luxemburg.
- SNOPKOVÁ, P. 1986: Biostratigrafia paleogénu Ľubovnianskej vrchoviny a Čerhova na základe palinomorf. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- STACHE, G. - NEUMAYER, M. 1868: Die Klippen bei Lublen und Jaremlina. Verh. a.k.k. Geol. Reichsanst., Wien.
- STRÁNIK, Z. 1960a,b: Vysvetlivky k magurskému flyši z územia mapovaného ÚÚG v letech 1957-1959 na listu Košice. Geofond, Praha.
- STRÁNIK, Z. 1965: Geologie magurského flyše v Čerhovskom pohorí a v západní časti Ondavskej vrchoviny. Sbor. geol. Věd, Západ. Karpaty, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- STRÁNIK, Z. - ROTH, Z. 1960: Předběžná zpráva o geologických výzkumech v Čerhovském pohorí a v západní bardejovské části Ondavskej vrchoviny. Zpr. geol. Výzk. v roce 1958, Praha.
- STRÁNIK, Z. - HANZLÍKOVÁ, E. 1963: Geologické studie smilňanského okna. Sbor. Ústř. Úst. geol., Geol. 28, Ústř. Úst. geol., Praha.
- ŚWIDŹINSKI, H. 1934a: Remarques sur la structure des Karpates flyschenses. Bull. Serv. géol. de Pol. 8 (1), Warszawa.
- ŚWIDŹINSKI, H. 1934b: Badania geologiczne w grupie magórskiej. Państ. Inst. Geol. Posiedz. naukowe, 39, Warszawa.
- ŚWIDŹINSKI, H. 1939: Zarys geologii okolic Krynicy i Muszyny. Państ. Inst. Geol. Biul., 18, Warszawa.
- ŚWIDŹINSKI, H. 1961a: La série de Richvald dans les Karpates flyschenses. Bull. Acad. Pol. Sc. 9, 2, Warszawa.
- ŚWIDŹINSKI, H. 1961b: Observations géologiques faites les environs de Leluchów, de Plaveč, sur le Poprad et d'Ujak (Karpates polono-slovaques). Bull. Acad. Pol. Sc. 10, 3, Warszawa.
- ŠINDLER, M. 1962: Hydrogeologický prieskum náplavov rieky Torisy. Geofond, Bratislava.
- ŠTÚR, D. 1860: Bericht über die geologische übersicht-Aufnahme d. Wassergebietes der Waag u. Neutra. Jb. geol. Reichsanst., 11, Wien.
- ŠUTOR, A. - ČEKAN, V. 1965: Regionální gravimetrický a geomagnetický průzkum v oblasti východního Slovenska. Sbor. geol. Věd, Užité geofyzika 4, Ústř. Úst. geol., Praha.
- TIETZE, E. 1889: Beiträge zur Geologie von Galizien. Jb. k.kön. geol. Reichsanst., 39, Wien, 289-404.
- TŮMA, W. 1963: Hydrogeologický prieskum povodia Tople. Geofond, Bratislava.
- UHLIG, V. 1886: Über das Gebiet von Rauschenbach. Verhandl. a.k.k. geol. Reichsanst., Wien.

- UHLIG, V. 1890: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpaten. II. teil. Der pieninische Klippenzug. Jb. d.k.d. geol. Reichsanst. Bd. 40, Wien.
- UHLIG, V. 1891: Das Inselgebirge von Ranschenbach. Jb. a.k.k. Geol. Reichsanst., Wien.
- UHLIG, V. 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: Bau u Bild österreichs. Wien - Leipzig, 651-911.
- UHLIG, V. 1904: Über die Klippen der Karpaten. C.R.IX Congres géol. internat. de Wienne 1903, Wien.
- UHLIG, V. 1905: Petroleumkommen Zbóro Komitat Sáros, Ungarn. Allg. öster. chemiker u Techniker Zeitung, 15, Wien.
- UHLIG, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. Sitzber. Akad. Wiss. in Wien, 116, Wien.
- VÁCA, F. et al. 1971: Detailní tíhový průzkum lokality „Šambronský chrbát“. Geofond, Bratislava.
- VIALOV, O.S. - ANDRUSOV, O. 1963: O nutnosti rozdelenia paleogénu flyšového pásma na dve hlavné série: karpatskú a ombrónsku. Geol. Sbor., 14, SAV, Bratislava, 169-173.
- VOJAS, A. 1977: Dokumentacja badań seismicznych refrakcyjnych, temat: Vschodnioslowacki flisz, vok. badań 1976. Manuskript-archív MND, Michalovce.
- ZAKOVIČ, M. 1975: Hydrogeologické pomery paleogénu na liste Poprad (In: HANZEL, V. a kol.). Hydrogeologická mapa 1:200 000, list Poprad. Geofond, Bratislava.
- ZAKOVIČ, M. 1979: Podzemné vody paleogénu Levočských vrchov. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol., inž. Geol., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 231-272.
- ZAKOVIČ, M. 1980: La caractéristique de la perméabilité des sédiments Paleogène de la Slovaque. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol., inž. Geol. 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143-173.
- ZAKOVIČ, M. a kol. 1977: Hydrogeológia územia listu 28 - Svidník, mapy ČSSR 1:200 000. Geofond, Bratislava.

EXPLANATIONS TO THE GEOLOGICAL MAP OF PIENINY, ĽUBOVNIANSKA VRCHOVINA HIGHLAND AND ČERGOV MTS.

Ján Nemček et al.

Summary

The territory geologically illustrated on the map covers the area of Pieniny, Ľubovnianska vrchovina highland, Čergov Mts. and part of the Ondavská vrchovina highland. One of the principal problems in this territory was to solve the relationship of the Klippen Belt to the surrounding units. On the map we have distinguished sediments folded before and after the Illyrian-Pyrenean disturbances. Not only klippe but also their sedimentary and mainly tectonic envelope have been stratigraphic-lithologically marked on the map. Regional mapping determined more accurately the stratigraphic-lithological content of individual geological units. Sedimentologic-stratigraphic research has cleared up numerous questions regarding the genesis of the Klippen Belt. Submarine slide bodies of Paleogene age in the Klippen Belt with Mesozoic blocks suggest sedimentary rather than exclusively tectonic origin of these klippe. Finds of Lower Mesozoic members in the Klippen Belt allow new interpretations of the klippe sequences. The Haličovce unit, as regards its content, is comparable with the Inner Mesozoic Carpathians and not with the Klippen Belt. From the tectonic point of view, the text explains why the Haličovce and Ružbachy Mesozoic has been preserved just in these places and not elsewhere.

The problem of the presence of the Dukla unit in the Magura flysch in the Smilno area still remains partly unsolved. The mapping suggests that the Dukla unit preserved within the Rača lithofacial unit in the Smilno tectonic window is probably a torn-off fragment of lithofacial sequences. In other words, it is a fragment of the Dukla unit rocks folded into the Magura unit.

This interpretation of the mapped and illustrated geological sequences determines also prospecting works for oil and natural gas in these places, which is clearly proved by preliminary results achieved in the Lipany area.

Characteristics of the units present

INNER WEST CARPATHIANS (RUŽBACHY)

Mesozoic sediments at Vyšné Ružbachy form an isolated "island" surrounded by the Inner Carpathian Paleogene. For

this reason the Křížna nappe of Ružbachy is frequently referred to as the Ružbachy Mesozoic island. The Křížna nappe is built up of Middle Triassic to Lower Cretaceous rock sequences. The Upper Jurassic to Lower Cretaceous rocks present in the southern part of the Ružbachy Mesozoic form numerous slices, which make the importance of the Subtatric fault system more evident.

The Paleogene sediments form not only surrounding envelope of the Ružbachy Mesozoic but their remnants also rest on it. The erosional remnants of the Paleogene overlying the Ružbachy Mesozoic are represented predominantly by conglomerates and basal nummulite limestones.

HALIGOVCE UNIT

The Mesozoic of the Haligovce unit has only a very small areal extent, morphologically forming several klippe. The areally largest klippe, at the same time with the most complete succession of strata, occurs on the northern margin of Haligovce, between the communities of Špirky-Paluby and Vápenak. As regards the highest altitudes, the area is dominated by the elevation point 871.5 called Michalovská skala rock and elevation point 823.5 Axamitka. The Mesozoic succession of strata consists exclusively of carbonate rocks stratigraphically ranging from the Middle Triassic (Anisian) to Lower Cretaceous (Aptian).

An inseparable part of the Haligovce unit are also the Paleogene beds. These are composed of organodetrital limestones, organodetrital limestones with conglomerates, carbonate flysch and intraformational conglomerates dominated by carbonate clasts.

KLIPPEN BELT

On the geological map the Klippen Belt is represented predominantly by monadnocks surrounded by sediments between the Magura flysch and Inner Carpathian Paleogene. The Upper Cretaceous sediments and Paleogene flysch, frequently considered as the envelope of the klippe, form morphological depressions among Jurassic and Lower Cretaceous klippe. The arrangement of the klippe with their lithofacial content does not confirm earlier assumption that the Czorstyn klippe occur in northern belts, whereas the Pieniny ones lie exclusively in the south. Their belt pattern is independent of lithofacial developments. The klippe of the Pieniny developments occur in the same belts as the Czorstyn and transitional klippe developments. They are often accompanied by fragments of the same rock composition as the klippe itself. Klippe in the Klippen Belt between Pieniny and Demjata are

frequently of slide character. Some sedimentary rocks („Púchov Marls") little resistant to erosion present in the Jarut-Proč Formation are also of klippe character.

The Klippen Belt Paleogene is marked by abundant carbonates. Sandy limestones as well as claystones of variegated colours are the youngest sediments of the Klippen Belt.

OUTER FLYSCH BELT

The Outer flysch is composed of the Magura flysch and Smilno tectonic window. The Magura flysch consists of three partial lithofacial units: Krynica, Bystrica and Rača one. Their lithofacial-stratigraphic content comprises Upper Cretaceous to Lower Oligocene sediments. The Middle Eocene to Lower Oligocene sediments of the Magura flysch as well as Klippen Belt belong into the Ombron geotectonic unit. They were laid down after the Illyrian-Pyrenean folding in the Flysch Belt.

The Smilno tectonic window is part of the Dukla unit sequences tectonically incorporated into the Magura nappe. The lithofacial content of the Smilno tectonic window ranges from the Upper Cretaceous to Lower Oligocene.

Quaternary sediments on the geological map are distributed forms and areas characterized also from the viewpoint of their mutual relationship, content as well as genesis. These sediments - travertines, fluvial sandy-gravels and sandy loams as well as alluvial and deluvial deposits - are marked on the map only in places where their thickness exceeds 1 m.

Hydrogeological situation of the region is controlled mainly by the overall geological structure which, along with its rock content, played a decisive role in the development of several hydrogeological units with different hydrophysical properties of the rock environment, regime and chemistry of groundwaters.

Translated by Ľ. Böhmer

VYSVETLIVKY

ku geologickej mape Pienín, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva SAV v Bratislave roku 1990.

Zostavil: RNDr. Ján Nemček, CSc.
Vedecký redaktor: RNDr. Jozef Vozár, CSc.
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková
Technická úprava: Gabriela Šipošová
Sadzba: Zuzana Remžíková

Tlač: Edičné stredisko GÚDŠ, knihárske spracovanie: kníhviazačské stredisko GÚDŠ. Tem. skup. 03/9. Náklad 700 kusov. Povolené SÚKK 1823-I/1987. Rozsah AH 8,17, VH 8,42. Cena brož. Kčs 14,-.