GEOLOGICKÉ PRÁCE

157
31

ZPRÁVY 38

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1966

REDAKČNÁ RADA

Pg. Anton Biely (predseda redakčnej rady), dr. Edita Brestenská, dr. Oto Fusán, pg. Jozef Gubač, prof. dr. Jakub Kamenický, prof. dr. Miroslav Kuthan, inž. Eugen Kullman, pg. Ondrej Samuel, inž Ján Slávik

VEDECKÝ REDAKTOR

pg. Ondrej Samuel, CSc.

1 B 19 c

Geologický ústav Dionýza Štúra - v Bratislave - Knižnica

20.- Kčs

651/1966

© Geologický ústav Dionýza Štúra 1966

OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Valach J.: Niektoré nové poznatky o geologicko-petrografických pomeroch oblasti Vígľašská Huta—Kalinka—Einige neuen Erkenntnisse über die geologisch-petrographischen Verhältnisse des Gebietes Vígľašská Huta—Kalinka 5
2. Pícha F. — Weiss J. — Hanzlíková E.: Petrografický výzkum některých slepencových lokalit ve ždánické jednotce — Petrographical Investigation of Several Conglomerate Localities in Ždánice Unit 31
3. Ďurovič V.: Karbonátové konkrécie sedimentov melafýrovej série Nízkych Tatier — Die Karbonatkonkretionen der Sedimente der Melaphyr-Serie in der Niederen Tatra *(Taf. V—VI)* 47
4. Brodňan M. — Slávik J.: O detriticko-vulkanickej formácii handlovsko-novácke panvy a o stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov — Über die detritisch-vulkanische Formation im Handlová—Nováky—Becken und über die stratigraphische Lage der anliegenden vulkanischen Massive 55
5. Beňka J.: Mineralogicko-paragenetické pomery na rudných žilách v širšom okolí Vlachovskej Maše — Mineralogische Verhältnisse auf den Erzgängen in der breiteren Umgebung von Vlachovská Maša (Zips-Gömörer Erzgebirge) 63
6. Koráb T. — Ďurkovič T.: Ťažké minerály v alúviu rieky Cirochy, Udavy a Výravy a ich vzťah ku geol. stavbe flyšového pásma — Sedimentary petrographic analysis of heavy minerals from Cirocha, Udava and Výrava rivers (Eastern Slovakia) . . . 79
7. Petržel M.: Nové poznatky o stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát — Neue Erkenntnisse über die Stratigraphie der Choč—Decke in den Kleinen Karpaten 87
8. Menčík E. — Pesl V.: Geologická stavba území mezi slezským a magurským příkrovem v okolí Bílé — Der geologische Bau des Gebietes zwischen der schlesischen und Magura—Decke bei Bílá (Mährisch-schlesische Beskiden) 99
9. Leško B. — Gašparíková V. — Samuel O.: Geologické pomery bradlového pásma pri Hanušovciach — Sur la géologie de la zone des Klippes des environs de Hanušovce (Slovaquie orientale) 111
10. Planderová E. — Vass D.: Nové názory na stratigrafické zaradenie vrchnotortónskej vulkanickej série na južnom Slovensku — Neue Ansichten über die stratigraphische Eingliederung der vulkanischen Obertorton-Serie in der Südslowakei . . 121
11. Janáček J.: Problémy tektonické stavby oblasti vodního díla Dunaj — Zu Problemen des tektonischen Baues des Gebietes der Donautalsperre 127

12. Siblík M.: Ramenonožci kosteleckého bradla — The Brachiopoda of the Kostelec-Klippe *(Plate I—IV)* 137
13. Mahel M.: Niektoré hydrogeologické problémy vo svetle nových tektonických poznatkov — Einige hydrogeologischen Probleme im Lichte neuer tektonischer Erkenntnisse 159
14. Orvan J. — Tkáčik P.: Deštrukcia a ochrana režimu minerálnej vody v Santovke — Über die Destruktion und Schutz des Mineralwasser-Regimes von Santovka 165
15. Ďurkovič T.: CM diagramy Ch. Passegu z klastických flyšových sedimentov — R. Passega CM Patterns from the Clastic Flysch Sediments 175
15. Kolosváry G.: V. Angabe zur Kenntnis der Triaskorallen und der begleitenden Fauna der ČSSR — V. príspevok k poznaniu koralov triasu a sprievodnej fauny ČSSR *(Taf. VII—VIII)* 179
Diskusia: *Je handlovská uhľonosná séria tortónskeho veku?* (E. Planderová) 189

JÁN VALACH

NIEKTORÉ NOVÉ POZNATKY O GEOLOGICKO-PETROGRAFICKÝCH POMEROCH OBLASTI VÍGĽAŠSKÁ HUTA — KALINKA

Úvod

V rámci prospekčných výskumov sa v roku 1962 začalo s prospekčno-mapovacími prácami v oblasti Vígľašská Huta — Stožok, sčasti i v oblasti Hrochoťskej doliny hlavne preto, že tu boli známe výskyty hydrotermálne premenených vulkanitov (z Hrochoťskej doliny dokonca i malé intruzívne typy prevažne dioritporfyritov).

Oblasť Vígľašskej Huty — Kalinky bola známa výskytom rýdzej síry už od začiatku minulého storočia, hlavne vďaka Haidingerovi (1846), ktorý odtiaľ popísal pomerne zriedkavý sírnik mangánu — hauerit — MnS_2. Prvé údaje o geológii však pochádzajú od Fr. Zipsera. Otázkou hydrotermálnych premien, hlavne hydrokvarcitizácie a kaolinizácie sa začal zaoberať ako prvý Szontagh (1885), ktorý dával výskyty síry a pyritu do genetického súvisu s týmito premenami. Geologickú pozíciu sírneho ložiska a formy výskytu rýdzej síry opisuje Adler (1873), petrografiu a mineralógiu Czech (1887). Potom až po niekoľkých desaťročiach sa začínajú riešiť niektoré geologické problémy v širšom okolí i na samotnom ložisku. Najjužnejších častí terénu (oblasť Javoria) sa týka práca Kettnera (1939), ktorý andezitové erupcie radí do vrchného tortónu a na južných svahoch Javoria predpokladá ich mocnosť 250—300 m.

V rokoch 1952—54 uskutočnil býv. ZSRP (Klubert, 1955) prospekciu na sírnom ložisku a v jeho najbližšom okolí. Pritom sa overili nepravidelné impregnácie rýdzej síry. Škoda, že v súvislosti s týmto prieskumom nebola interpretovaná geologická stavba ani najbližšieho okolia. Roku 1954 v severnej časti, v oblasti Stožku a južne od Vígľaša sa uskutočnilo mapovanie pre mapu 1:200 000 (Krist — Koděra 1956; Valach 1955). Územie medzi týmito terénmi a oblasťou mapovanou Kettnerom, spracoval Karolus (1959). Otázky postvulkanických premien detailnejšie rieši Kuthan (1956), ktorý porovnáva o. i. niektoré zistené skutočnosti s pomerami na Islande.

Z tohto hľadiska je zaujímavé napr. jeho konštatovanie o síre na Stožku:

„Rovnaké pomery (ako na Islande — pozn. J. V.) vidíme aj pri Stožku, kde vrstvy, ktoré obsahujú síru, ležia na neproduktívnom andezitickom tufe. Môžeme teda predpokladať, že síra a pyrity, pochádzajúce z okolitých solfatár (pravdepodobne vyššie ležiacich) imigrovali do vtedy odkrytých častí pôrovitých pyroklastík".

Na základe rozboru textúr z háld sírnych baní poukazuje na zložitosť sírnych procesov a o genéze ložiska síry uvádza: „... fumarolová a solfatárová exhalačná činnosť bola viazaná nie na hlavný, ale na jeden z vedľajších kráterov stratovulkánu Javoria ... Za tohto štádia došlo ... k vytvoreniu hlavnej masy síry (S I). Potom nasledovala slabá sopečná explózia, ktorá viedla k rozbitiu produktov fumarolového štádia ... Postvulkanická činnosť, ktorá časove bezprostredne naväzovala na poslednú explóziu, mala solfatárový ráz; vtedy došlo ku vzniku síry (S II) a niektorých sulfidov. Postupom času solfatárové štádium prechádzalo do štádia moffetového, ktoré trvá v slabých účinkoch takmer do dnešnej doby".

Z hydrotermálnych procesov pri premene vulkanitov uvádza vyššie termálnu sausuritizáciu, uralitizáciu, biotitizáciu a nižšietermálnu sericitizáciu, propylitizáciu, kaolinizáciu a alunitizáciu, čo sa stotožňuje aj s novšími poznatkami až na to, že škála premien je ešte pestrejšia.

Geologicko-tektonické pomery oblasti s ohľadom na pozíciu hydrotermálne premenených hornín a malých intrúzií

Študované územie orograficky patrí severnej časti pohoria Javorie. Na jeho geologickej stavbe sa zúčastňujú hlavne neovulkanity, časť ktorých je hydrotermálne premenená. Zvláštne postavenie majú malé intruzívne telesá pestrého petrografického zloženia.

Na podložie môžeme usudzovať len nepriamo buď z východov hornín mimo skúmaného terénu, alebo podľa úlomkovito-balvanitých materiálov zistených priamo v teréne. Z okolných výskytov treba spomenúť najmä veporidné kryštalinikum v úseku Stará Huta — Podkriváň — Detva patriace pásmu Kráľovej hole. Ide hlavne o granodiority až kremité diority sihlanského typu, menej porfýrové granity až granodiority veporského typu s vložkami a polohami kryštalických bridlíc, hlavne rúl, migmatitov a amfibolitov. Granitoidné horniny sa nachodia aj V od Zvolena; na SV od Zvolena vystupujú spod neovulkanitov permské kremité porfýry (Hovorka 1963). Z ďalších blízkych výskytov treba spomenúť kryštalinikum a mezozoikum pri Pliešovciach, považované predtým za najzápadnejší výskyt karbónu Spišsko-gemerského rudohoria (Vitális 1915; Redlich 1934). Podľa Kettnera (1939) „... svory a fylonity vzniklé z pararúl ... sa zhodujú s kryštalinikom Zoubkovej krakľovskej zóny od Brezna n/Hr."; mezozoikum paralelizuje so spodným subtatranským príkrovom. Príslušnosť kryštalinika k veporidám sa dnes všeobecne uznáva, ale jeho paralelizácia s niektorou veporidnou zónou nie je jednoznačná.

Mezozoikum zastupujú spodnotriasové, miestami silne rozložené kremence, strednotriasové šedé a tmavošedé vápence, zaraďované do anisu a napokon dolomity so šošovkami tmavošedých bridlíc a vložkami vápencov nejasnej stratigrafickej príslušnosti [Biely (1963) pripúšťa, že ide o ekvivalenty Foederata série].

Priamo v skúmanej oblasti je zastúpené podložné kryštalinikum len v úlomkovito-balvanitom materiáli, alebo vo forme uzavrenín. Tak na Mikuškinej JV od Vígľašskej Huty sa zistili úlomky a balvaníky amfibol-biotitického kremitého dioritu (typ Sihla ?), svorov a kremitej pararuly. Vzhľadom na heterogénnosť materiálu na pomerne malej ploche usudzujeme, že ide o materiály z aglomerátov, resp. úlomky strhnuté a vynesené na povrch blízkou dacitoidnou extrúziou, v ktorej sa v jednom prípade našiel zatavený úlomok kremitého dioritu. Zaujímavejší je výskyt muskovitických svorov v balvanoch na JV úpätí kopca Kalinka. Keďže balvany nie sú vôbec opracované, značne veľké a homogénne, predpokladáme, že pochádzajú z blízkeho priameho východu kryštalinika, ktorý sa nám žiaľ nepodarilo nájsť. Nápadná je zhoda týchto svorov so svormi od Pliešoviec; v prípade zistenia priameho východu mohlo by to mať zásadný význam pre rekonštrukciu geológie a morfológie podložia vulkanitov v tomto úseku. V niektorých malých intrúziách v oblasti Baniska sa zistili úlomky značne kataklazovaného kremeňa, ktorý tiež môže pochádzať z podložného kryštalinika. Miestami sa našli rohovcovité uzavreniny, niekedy značne resorbované, pripomínajúce kontaktne metamorfované horniny.

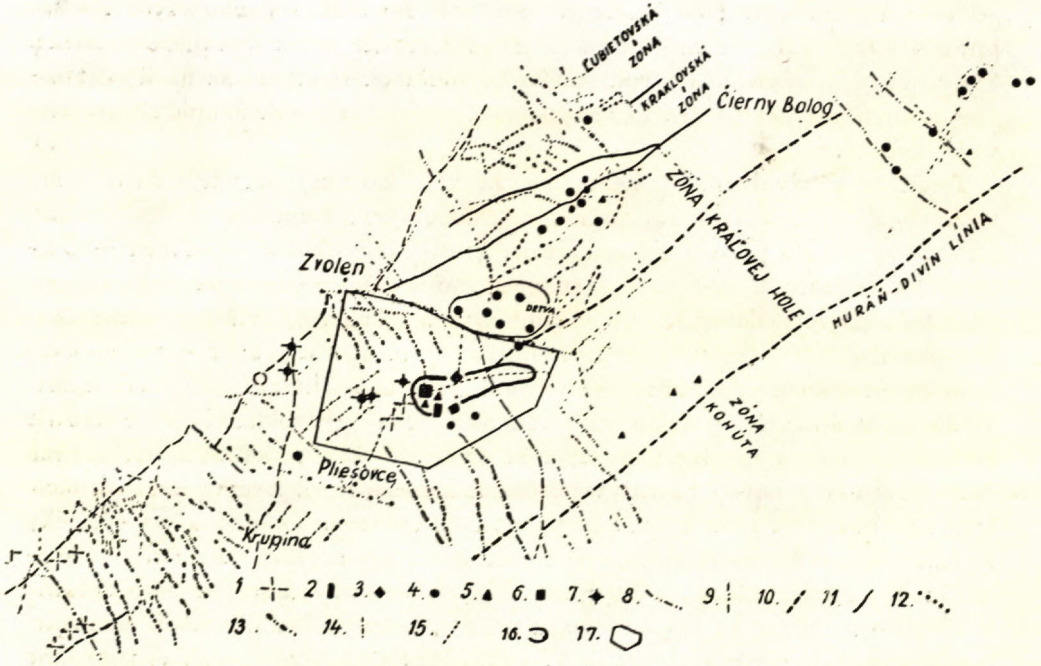
Terciérne predvulkanické sedimenty sa v študovanej oblasti nezistili; len v blízkej Zvolensko-slatinskej kotline sú známe synvulkanické a postvulkanické, hlavne miocénne a pliocénne sladkovodné terestrické sedimenty (S e n e š — Č e c h o v i č 1963).

Je teda pravdepodobné, že vo väčšine skúmanej oblasti, zvlášť v južnej časti neovulkanity ležia priamo na kryštaliniku, resp. mezozoiku; v severnej časti (Stožok) nemožno miestami vylúčiť ani prítomnosť terciérnych sedimentov. V dôsledku intenzívnej tektonickej činnosti treba predpokladať rôzne úrovne podložných hornín pod dnešným reliéfom. Je zrejmé, že rozmiestnenie neogénnych vulkanitov ovplyvňovali hlavne význačné tektonické línie, ktorých rekonštrukcia je v tomto hĺbkove málo overenom teréne dosť obťažná. S ohľadom na výsledky regionálnej gravimetrie a vlastné geologické poznatky považujeme za reálnu koncepciu K u t h a n a (1963). Najvýznamnejšie postavenie má rozsiahla tektonická zóna SV—V smeru, na ktorú sa viažu najintenzívnejšie hydrotermálne premeny; podľa nich sa dá dobre sledovať od V. a M. Lysca až po Stožok, pričom pokračuje azda až do oblasti Plešťa (a snáď i ďalej SV smerom). Jej pokračovanie JZ—Z smerom môžeme predpokladať len rámcove, napr. ak vezmeme do úvahy sporadické výskyty hydrotermálne premenených hornín v Neresnickej doline. Je pravdepodobné, že táto význačná tektonická zóna bola viackrát oživovaná, až napokon dostala svoj dnešný charakter, pričom najrozsiahlejšie premeny prebehli pravdepodobne v súvise s magmatizmom malých intrúzií. Priečne, ale i šikmé mladšie dislokácie spôsobili rozbitie zóny na menšie celky.

Vertikálne posuny pravdepodobne nemali veľkú amplitúdu. Z priečnych zlomov treba spomenúť hlavne madačsko-klokočský a tisovnícko-blýskavicko-sekiersky,

ktorý sčasti s menším zlomom ľubicko-zaježovským obmedzuje i pásmo hydrotermálne premenených hornín. Najmladšie sú zlomy SV smeru, s ktorými smerove konvenujú niektoré produkty III. andezitovej a III. ryolitovej fázy. Po takýchto dislokáciách došlo k čiastkovým zdvihom a poklesom (napr. vyzdvihnutie kryhy Baniska oproti ostatným častiam pásma hydrotermálne premenených hornín).

Začiatok neogénnych erupcií v južnejších oblastiach mimo študovaného terénu prebiehal v morskom prostredí, v našom teréne pravdepodobne len na suchej zemi. Prvé sa vyliali rozsiahle masy *hyperstén-amfibolických andezitov*. Vzhľadom na nedostatok pyroklastík tejto fázy i na textúrno-štruktúrne znaky usudzujeme, že dnes máme do činenia prevažne s hlbšími úrovňami týchto vulkanitov. Ich výskyty pravdepodobne súvisia s výskytmi v Neresnickej doline a ich klasické



Obr. 1. Štruktúrno-tektonická skica širšieho okolia Vígľašskej Huty zostavená s použitím mapy Kuthana (1963). 1 — konečná fáza subsekventného vulkanizmu — centrá; 2 — III. ryolitová fáza; 3 — a III. andezitová fáza; 4 — centrá aktivity II. andezitovej fázy; 5 — výskyty malých intrúzií prevažne dioritového charakteru; 6 — vulkanity II. ryolitovej fázy charakteru dacitov (propylitizované); 7 — andezity I. andezitovej fázy. Regionálne tektonické štruktúry; 8 — sudetská alebo skycovská línia (Biely); 9 — juhoslovenské pásma meridionálneho smeru (Čechovič); 10 — strednokarpatské poklesové zóny, oživené líniami karpatského smeru, muránsko-divínska línia a plochy event. nasunutia; 11 — paralelne orientované, menej významné priľahlé tektonické línie spravidla menšej amplitúdy; 12 — sudetské; 13 — meridionálneho smeru oživené počas karpatskej epochy; 14 — alebo s nimi paralelné; 15; 16 — hranica hydrotermálne premenených hornín v oblasti Vígľašskej Huty; 17 — plocha, na ktorej bola doplnená Kuthanova mapa.

analógy sú známe hlavne od Šiatoroša a Karanča (K u t h a n 1963). Miestami sú andezity propylitizované. K druhej ryolitovej fáze radíme teleso *biotit-amfibolického dacitu* na SZ svahu Baniska, v osade Č. Vody. Ide o dajkovité, silne propylitizované, miestami až silicifikované teleso, ktoré preráža produkty prvej andezitovej fázy, pričom na kontakte miestami sa dá pozorovať vývin hydrokvarcitov. Vyššie uvedené andezity sa zistili v oblasti Malého Lysca, Drieňa, Červených Vôd, teda v južnejších častiach, nie však napr. v oblasti Stožku a Klokoča.

V oblasti Baniska, Slatinských Lazov a Klokoča vystupuje druhý typ propylitizovaných andezitov, a to *augitické andezity s hypersténom alebo bez neho,* ako aj ich pyroklastiká prevažne tufového charakteru; môžeme tak usudzovať podľa pomerov na Banisku, kde tieto andezity preráža žilné teleso augitického hruboporfýrického andezitu (tiež propylitizovaného), ktorý sme označili ako typ Banisko. V hornej časti doliny Lohyňa sa zistili *hyperstén-diopsid-augitické andezity* s premenlivým množstvom biotitu, ktorých úlomky sme našli v oblasti Mikuškinej i propylitizované. Teda horniny sub 1—5 na tab. 1 sú propylitizované, u ostatných typov sa propylitizácia nezistila. Treba spomenúť, že typy sub 3—5 radíme do druhej andezitovej fázy iba „per analogiam". Ďalšie typy sú *popropylitizačné,* na čo usudzujeme hlavne podľa toho, že pod andezitmi typu 6 sa pri V. Hute v aglomerátoch našli úlomky hydrokvarcitov. Najrozšírenejšie popropylitizačné andezity v štud. oblasti sú *augit-hyperstenické* s ojedinelými resorbovanými amfibolmi, alebo bez nich, miestami vo vrcholových častiach vo forme tzv. doskovitých andezitov. Striedajú sa s pyroklastikami prevažne aglomeratického charakteru. V spodných častiach komplexu ležia na aglomerátoch andezity s veľkým množstvom resorbovaných amfibolov. Smerom hore sa množstvo amfibolov zmenšuje a zrejme sa menia aj štruktúrno-textúrne znaky. K III. andezitovej fáze radíme *hyperstén-augit-amfibolické andezity s biotitom a biotit-amfibolické,* resp. *amfibol-biotitické dacitoandezity až dacity.* Prvé sú známe napr. vo Veľkom Korčíne vo vrcholových častiach súčasného reliéfu, druhé vo forme mohutných žilných telies prerážajú staršie vulkanické a predvulkanické horniny (napr. na Mikuškinej). V ich blízkosti na styku starších andezitov a aglomerátov sú silicifikované a opalizované pyroklastiká s relatívne vysokým obsahom Sn a Bi. Obdobné dacitoidné horniny na Podlysci (osada Povaľačovci) prerážajú hyperstén-amfibolické andezity I. andezitovej fázy a vo forme vejárovitých žíl aj nadložné aglomeráty. Chemizmom sú im podobné červené *vitrofýrické biotitické andezity* zo Záježovej, tvoriace lávové prúdy na aglomerátoch. *Amfibol-biotitické ryodacity* sa zistili iba pri osade Horná Huta za Baniskom, kde prerážajú vo forme žily SV smeru propylitizované andezity. Jednoznačne nemožno stanoviť príslušnosť mohutného žilného *telesa afanitických augitických andezitov* s resorbovaným amfibolom, prerážajúcich hyperstén-amfibolické andezity prvej andezitovej fázy na Malom Lysci. V prikontaktových častiach obsahujú natavené uzavreniny okolného andezitu,

Sukcesia vulkanitov v oblasti Vígľašskej huty

Hornina	vek	fáza	Najtypickejšie miesta výskytu
1. andezity hyperstén-amfibolické (±granát), niekedy značne acidné	sp. tortón	I. andezitová	Malý Lysec, Drieň
2. dacity biotit-amfibolické (±hyperstén)	str. tortón	II. ryolitová(?)	Červené vody
3. augitické andezity s hypersténom, alebo bez neho a ich pyroklastiká, prevažne tufového charakteru	vrch. tortón	II. andezitová	Banisko, Horná Huta, Klokoč
4. augitické žilné hruboporfýrické andezity typ „Banisko"	sarmat (?)	II. andezitová	Banisko pri V. Hute
5. hyperstén-diopsid-augitické andezity s premenlivým množstvom biotitu	sarmat (?)	II. andezitová	Lohyňa
6. hyperstén-diopsid-augitické andezity so značným množstvom resorbovaných amfibolov	sarmat (?)	II. andezitová	Kopec Kalinka pri V. Hute, Pálený bok
7. augit-hypersténické, alebo hyperstén-augitické andezity s ojedinelými resorbovanými amfibolmi, alebo bez nich; miestami doskovitej odlučnosti (vtedy obs. spravidla len pyroxény). Sporadicky obsahujú ojedinele biotit, inokedy výrazná prevaha plagioklasov vo výrastliciach	sarmat	II. andezitová	najrozšírenejšie v oblasti: Mikuškina, Kukučkov Kopec, Chvojné a i.
8. hyperstén-augit-amfibolické andezity s biotitom (premenlivé množstvo amfibolu, často resorb.)	sarmat	III. andezitová	V. Korčín
9. biotit-amfibolické až amfibol-biotitické dacity až dacito-andezity s hypersténom	sarmat	III. andezitová	Mikuškina pri V. Hute, Podlysec
10. vitrofýrické biotitické andezity	sarmat	III. andezitová	Záježová
11. amfibol-biotitické ryodacity	sarmat	III. ryolitová	Horná Huta (za Baniskom)
12. augitické žilné andezity s resorb. amfibolmi, miestami okatej textúry	— ?	?	Malý Lysec

ale i svojrázne leukouzavreniny (zrejme kryštalizačné), od ktorých majú okatú textúru. Pre úplnosť ešte treba spomenúť sporadický výskyt bazaltoidných andezitov vo vrcholových častiach terénu (napr. oblasti Starej Huty, Rimáňa a i.; už mimo nášho územia), patriacich finálnemu vulkanizmu. Nie je vylúčené, že žilné andezity z Malého Lysca súvisia i s týmito finálnymi fázami vulkanizmu.

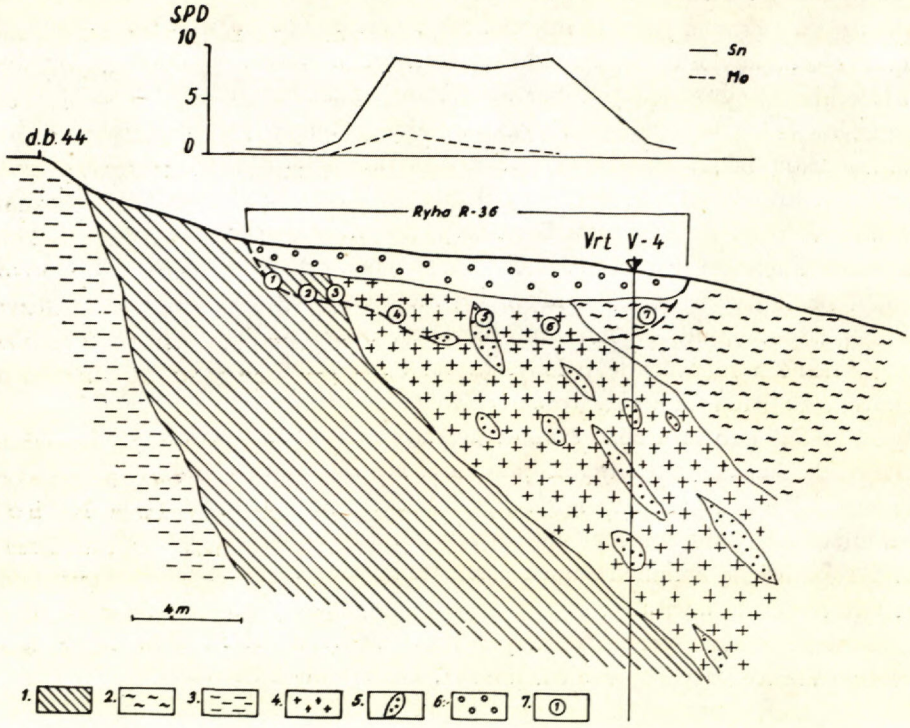
Vekove nie celkom jasné postavenie majú pestré *malé intrúzie* pri V. Hute. Ide prevažne o dajkovité telesá premenlivej mocnosti a smeru, charakteru gabrodioritov, ale hlavne pyroxénických diorit-porfýritov, monzonit-dioritov až granitoidov. Intruzívne telesá sú obklopené hydrotermálne premenenými vulkanitmi a s výnimkou granitoidov podľahli vysokotermálnym metasomatickým premenám, na rozdiel od stredno- až nízkotermálnych premien propylitizačných a silicifikačných. Pri obci V. Huta na SV svahu Baniska *pyroxenické diorit-porfýrity* sú prerážané bázickejším telesom gabroidného chemizmu, premenlivého mineralogického zloženia i štruktúry. V dôsledku alkalickej metasomatózy boli sčasti premenené na horniny odpovedajúce až monzonit-dioritom. Miestami na ich kontakte vznikli skarnizované a rohovcovité polohy, tu však ich vznik súvisí s dozvukmi mladšieho magmatizmu na styku dvoch odlišných prostredí. Pyroxenické diorit-porfýrity sú známe i zo severného svahu Baniska nad osadou Červené Vody, Vtáčnika a Krásneho kopca (nad sírnymi baniami). Na Banisku sa vyskytujú aj amfibol-pyroxenické diorit-porfýrity a na ich styku s pyroxenickými je neveľká dajka gabrodiorit-porfýritu, značne biotitizovaného. Konsolidované menšie teleso amfibol-pyroxenického kremitého diorit-porfýritu na Červených Vodách leží v blízkosti propylitizovaného dacitu.

Pyroxenické diorit-porfýrity sú prerážané dajkovitými telesami granitoidných hornín (Vtáčnik, severný svah Baniska). Granitoidy sa našli aj v úlomkovitom materiáli na JV svahu V. Korčína, avšak zatiaľ sa nepodarilo vyhraničiť toto (usudzujúc podľa úlomkov) pestro diferencované teleso. Ide o granit-porfýry, často až pegmatitoidnej štruktúry, strednozrnné a aplitické, pripomínajúce miestami metagranity. Vekove ich považujeme za najmladšie z radu malých intrúzií.

Na základe terénnych štúdií a prieskumných prác (vrt VH-V-6, VH-V-2, ryhy R-5, R-14—20) predpokladáme nasledovnú sukcesiu malých intrúzií: Za najstaršie považujeme amfibol-pyroxenické a pyroxenické diorit-porfýrity, do ktorých intrudovali bázickejšie dajkové telesá charakteru gabrodiorit-porfýritov.

Najmladšie sú granitoidné malé intrúzie v diorit-porfýritoch (s výnimkou neodkrytého telesa na svahu V. Korčína). *Alkalická metasomatóza* (vrt VH-V-6) nasledovala rozhodne po intrúziách diorit- a gabrodiorit-porfýritov a kladieme ju do súvisu s granitoidnými intrúziami. Jej hornú vekovú hranicu však zatiaľ nemožno presne určiť. Prejavuje sa predovšetkým vznikom biotitu, K-živcov a albitu, resp. zvýšeným obsahom alkálií. Alkalická metasomatóza nasledovala po pyroxenizácii a po vzniku impregnačne rozptýleného i v puklinách sa vyskytujúceho pyrhotínu (vrt VM-V-6). S dozvukmi malointruzívneho magmatizmu treba

spájať i maximum hydrotermálnych premien, produktom ktorých sú polyzonárne profily propylitizovaných a silicifikovaných vulkanitov, viazaných na tektonickú zónu SV—V smeru. Z vulkanitov hydrotermálnym premenám preukázateľne podľahli horniny typu 1—5 (tab. 1). Usudzujúc podľa pomerov v odkryvoch



Čís.vz.	K	Cr	Co	Ni	U	Ti	Pb	Zn	Ag	Sb	Ga	In	Ba	Cu	Se	Bi	Su	Mo	B	Cs	Sr	Be	Y	Yb	Zr	Li	P
2	5	2	2	1	2	3	2	2	-	-	2	-	2	2	2	-	-	-	2	1	3	2	2	1	2	-	-
3	3	2	-	-	2	3	2	-	-	-	2	-	3	2	2	2	2	2	2	2	3	-	2	1	2	2	2
4	5	2	1	2	3	4	3	-	-	1	2	-	3	2	2	3	3	2	2	2	3	-	2	1	3	2	2
5	-	2	2	2	2	3	2	1	2	2	2	-	-	3	-	4	3	-	2	1	-	-	-	-	-	-	-
6	-	2	-	-	2	4	2	-	2	2	2	-	1	2	-	3	3	2	-	1	-	-	-	-	1	-	-
7	2	2	1	2	-	4	2	2	-	-	2	-	2	2	-	1	-	-	2	1	2	1	2	1	2	-	-

Chem. analýzy:

Čís. vz.	Sn	Bi	Mo
4 • 6	0·07	0·05	0·00
5	0·06	0·03	0·00
3	0·01	0·03	0·00

1 - stopy
2 - 0·001 - 0·01
3 - 0·01 - 0·1
4 - 0·1 - 1

Obr. 2. Silicifikované a opalizované vulkanity so zvýšeným obsahom Sn a Bi v Mikuškinej pri Vígľašskej Hute. 1 — pyroxenické andezity čiastočne propylitizované; 2 — aglomeráty; 3 — amfibol-biotitické dacitoandezity s hypersténom; 4 — poloha silicifikovaných a opalizovaných (5) pyroklastík; 6 — sutina; 7 — miesta odberu vzoriek.

VH-157—159, hlavná časť hydrotermálnych premien prebehla do výlevov hyperstén-diopsid-augitických andezitov so značným množstvom resorbovaných amfibolov; aglomeráty pod nimi obsahujú úlomky hydrokvarcitov, analógy typov známych v blízkom okolí. Tieto andezity radíme k produktom II. andezitovej fázy, líšiacim sa navzájom variabilitou v zastúpení jednotlivých výrastlíc, alebo odlišnou štruktúrou základnej hmoty. Tieto andezity v niektorých prípadoch pokrývajú i priamo staršie propylitizované andezity (napr. na Pálenom boku, Červených Vodách). Vec komplikuje skutočnosť, že na styku popropylitizačných andezitov a aglomerátov sa ojedinele zistili tiež priestorove obmedzené hydrotermálne premeny (silicifikácia a opalizácia). Keď vezmeme do úvahy poznatky o fázovitosti malointruzívneho magmatizmu, resp. vysokotermálnych premien, treba predpokladať určitú fázovitosť (a snáď aj priestorovú migráciu) aj u stredno a nízkotermálnych premien. Maximum premien však rozhodne súviselo s dozvukmi malých intrúzií. So záverečnými fázami hydrotermálnej činnosti súvisí aj vznik ložiska síry pri Kalinke. (O ďalších typoch zrudnenia zmienime sa v stati o niektorých geochemických problémoch).

Profily hydrotermálne premenených hornín sú preto zonárne a variabilné, obdobne ako mocnosť a vývin jednotlivých zón. Pri ich klasifikácii pridržiavame sa N a k o v n i k o v h o (1954) delenia, doplneného o niektoré údaje N a b o k a (1961) a V a s i l e v s k é h o (1961). Od nepremenených hornín smerom k extrémne premeneným rozlišujeme tieto fácie: P r o p y l i t y : 1. fácia epidotchloritová; 2. chlorit-karbonátová; 3. sericit-karbonátová; sericit-kremenná. H y d r o k v a r c i t y : 1. fácia sericitová; 2. argilitizovaných hydrokvarcitov; 3. železitých hydrokvarcitov; 4. monohydrokvarcitov a 5. fácia alunitová.

Petrografická a petrochemická charakteristika hornín

V tejto stati podávam len stručný petrografický opis hornín; chcem pritom poukázať predovšetkým na určité zvláštnosti jednotlivých typov.

V u l k a n i t y

Andezity hyperstén-amfibolické (+ — granát) sú známe na ľavom brehu doliny Ľubica v oblasti Malý Lysec—Drieň—Bučina a na pravom svahu na úpätí V. Korčína a v oblasti Baniska. Ich príslušnosť k I. andezitovej fáze predpokladáme na základe toho, že nad nimi ležia pyroklastiká a andezity II. andezitovej fázy, i na základe porovnania s andezitmi v oblasti Neresnickej doliny. Na Malom Lysci ich preráža dajka svojrázneho augitického afanitického andezitu. Miestami hyperstén-amfibolické andezity sú hydrotermálne propylitizované; klasický prierez od extrémne propylitizovaných až k zachovaným typom sa dá pozorovať v profile od osady Červené Vody na Malý Lysec. Petrograficky sú zhodné s horninami z Neresnickej doliny.

Biotit-amfibolické dacity sa zistili pri osade Červené Vody, kde prerážajú propylitizované hyperstén-amfibolické andezity I a sú intenzívne propylitizované, miestami aj silicifikované. Štruktúra horniny je porfyrická s mikroaplitickou základnou hmotou. Pozoruhodné je, že i napriek odlišnostiam v mineralogickom zložení a štruktúre hornina je chemizmom veľmi blízka predošlým andezitom. Ďalším hojným typom propylitizovaných vulkanitov sú *augitické andezity s hypersténom* alebo bez neho pri sírnych baniach Kalinka, pri Klokoči a Stožku. Štruktúra horniny je zväčša hemikryštalicko-porfyrická, najčastejšie s trachytickým vývinom základnej hmoty. Výrastlice tvoria hlavne (niekedy výlučne) plagioklasy; pyroxénov je menej.

Svojrázne *hruboporfyrické augitické propylitizované andezity* vystupujú vo forme žily na Banisku pri V. Hute. Ich hruboporfyrická štruktúra s mikrolitickou až pilotaxickou základnou hmotou je zvýraznená 2—3 mm veľkými výrastlicami plagioklasov (bytownit). Menej je pyroxénov typu augitu. Pôvodne veľmi hojný magnetit bol premenený v pyrit, ktorý nahradzuje aj značnú časť rozložených pyroxénových zŕn. Z propylitizačných minerálov — niekedy dokonca i vo forme žiliek — bol o. i. konštatovaný epidot, z mladších nízkotermálnych analcim.

V hornej časti doliny Lohyňa sú východy *hyperstén-diopsid-augitických andezitov s biotitom*. Ich propylitizované úlomky sa našli na kopci Mikuškiná pri V. Hute. Všetky doteraz uvádzané typy andezitov bývajú aj propylitizované. Ďalšie typy sú zrejme popropylitizačné a značnejším hydrotermálnym premenám nepodľahli (s výnimkou slabých dozvukov postvulkanických hydrotermálnych premien).

Z popropylitizovaných vulkanitov najrozšírenejšie sú *augit-hyperstenické alebo hyperstén-augitické andezity s premenlivým množstvom resorbovaných amfibolov*, ktoré niekedy (napr. v tzv. vrcholových doskovitých andezitoch) úplne chýbajú. Maximálne množstvo resorbovaných amfibolov sa zistilo v andezitoch pri V. Hute, prekrývajúcich aglomeráty s úlomkami hydrokvarcitov a líšiacich sa od iných andezitov tejto skupiny aj výrazne trachytickou štruktúrou základnej hmoty. Tento typ andezitov tvorí lávové prúdy, striedajúce sa s masami pyroklastík, prevažne aglomerátov v oblasti Rimáň, Kukučov kopec, Veľký Lysec, Chvojné a i. Ich štruktúra je vcelku premenlivá, často i v rámci toho istého lávového prúdu.

K III. andezitovej fáze patria *amfibol-biotitické, resp. biotit-amfibolické dacito-andezity až dacity s hypersténom*, tvoriace mohutné dajkovité teleso SSV smeru na Mikuškinej pri V. Hute. Toto teleso preráža cez propylitizované vulkanity, nepropylitizované pyroklastiká a pyroxenické andezity (usudzujúc podľa úlomkov zatavených v hornine) i kryštalinikum. V ryhe R-36 sa zistilo, že tieto dacity uzatvárajú i relikty opalitov a silicifikovaných vulkanitov, sú teda pohydrotermálne a porudné. Farba horniny je v čerstvom stave čierna a červenohnedá, štruktúra výrazne porfyrická so sklovitou základnou hmotou,

niekedy s náznakmi fluidality. Výrastlice: hyperstén, biotit, amfibol čadičový, plagioklasy — oligoklas-andezíny, podradne kremeň. Chemizmom sú im podobné červenohnedé vitrofýrické biotitické andezity pri Zaježovej (mimo nášho terénu).

Ako sme už spomenuli, v oblasti M. Lysca prerážajú celistvé čierne augitické andezity ostrohranného rozpadu, miestami okatej textúry, staré hyperstén-amfibolické andezity. Ich príslušnosť k niektorej andezitovej fáze nie je celkom jasná. Štruktúru majú porfyrickú, s pilotaxickým vývinom základnej hmoty. Výrastlice tvorí plagioklas (labrador-bitownit); menej pyroxény typu augitu až diopsid-augitu; celkom podradne sú prítomné hyperstény a relikty resorbovaných amfibolov. Svetlé pretiahnuté „oká" tvoria kyslejšie plagioklasy, biotit, magnetit a hyperstén, pričom táto alotriomorfne zrnitá masa niekedy obklopuje i výrastlice, zistené v okolnom andezite a rozpadnuté na menšie časti, resp. oproti sebe navzájom posunuté.

Amfibol-biotitické ryodacity sa zistili iba nad osadou Horná Huta za Baniskom. Dajka ryodacitu o mocnosti 6 m smeru SV 55° preráža propylitizované andezity. Ryodacit má červenohnedú farbu, textúru fluidálnu. Výrastlice tvorí amfibol, niekedy i fraktúrovaný; objemove prevláda biotit, lupienky ktorého sú miestami ohnuté. Plagioklasy (oligoklasy až oligoklas-andezíny) uzatvárajú značné množstvo vulkanického skla. Len zriedkavejšie sa vyskytujú výrastlice kremeňa, sanidín len ojedinele.

Pre doplnenie prehľadných údajov o petrografii uvedieme aspoň niekoľko chemických analýz hlavných typov vulkanitov:

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	62,63	62,62	50,47	55,93	53,87	65,22	64,15	67,45
TiO_2	0,57	0,53	0,98	0,90	1,12	0,40	0,46	0,28
Al_2O_3	17,12	16,60	16,36	18,45	16,13	15,93	16,11	15,69
Fe_2O_3	5,53	3,79	9,12	8,51	9,43	3,86	3,63	2,42
FeO	0,75	4,31	3,25	—	4,14	2,35	2,10	0,70
MnO	0,19	0,15	0,08	0,15	0,25	0,12	0,12	0,08
MgO	1,85	2,93	4,47	3,51	4,10	1,52	1,16	1,03
CaO	4,08	3,64	2,96	7,26	7,26	2,40	2,61	1,99
Na_2O	2,60	2,12	1,68	2,13	2,56	2,62	3,27	2,28
K_2O	2,62	2,01	1,52	1,45	1,90	4,62	4,82	3,36

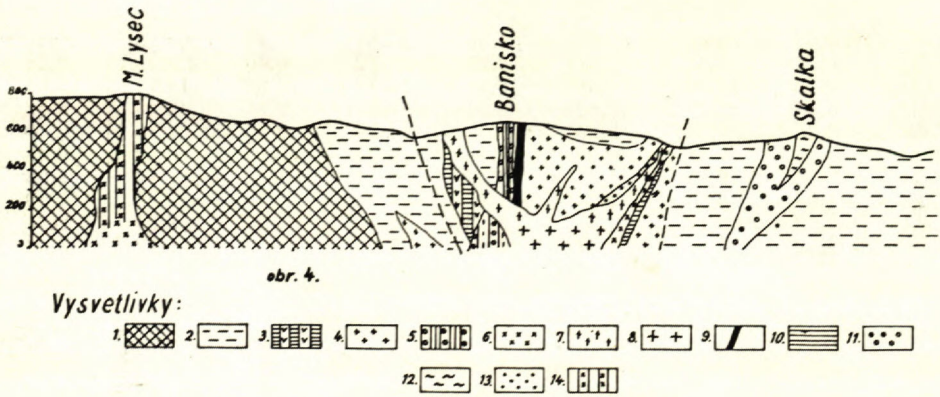
1 — hyperstén-amfibolický andezit I. and. fázy z vrcholu M. Lysca, dok. bod VH-330; 2 — biotit-amfibolický dacit, priemerná bodová vzorka z vrtu VH-V-3 nad osadou Červené Vody. Podľa spektrálnej analýzy táto hornina na rozdiel od vz. 1 obsahuje: stopove Tl a zvýšené množstvo Be, Y, B, Zr; oproti stopovým obsahom vz. 1, obsahuje zvýšené množstvo Mo (0,01—0,001 %); 3 — augitický, výrazne porfýrický žilný andezit, typ „Banisko", propylitizovaný; zo SV svahu Baniska z ryhy R-22/5; 4 — pyroxenický andezit s resorb. amfibolom II. andezitovej fázy z vrtu GP St-2, Stožok; 5 — žilný „okatý" augitický andezit, prerážajúci hyperstén-amfibolické andezity I, Malý Lysec, dok. bod VH-330/1; 6 — amfibol-biotitický dacitoandezit až dacit s hypersténom, dok. bod VH-75, Mikuškina pri V. Hute; 7 — vitrofýrické andezity amfibol-biotitické, Záježová, lom pri škole; 8 — ryodacit z ryhy R-31 nad osadou Horná Huta za Baniskom. Analytik: 1—3, 5—8: chemické laboratórium GP, Turč. Teplice, inž. Juriš; 4 — prevzaté zo zprávy K l u b e r t a (1952).

Malé intrúzie

Pyroxenické diorit-porfýrity sú najrozšírenejšie z doteraz známych subvulkanických intrúzií. Makroskopicky sú jemno až strednozrnné, šedonazelenkavé až čiernošedé. Štruktúra horniny je porfýrická so základnou hmotou alotriomorfne až hypidiomorfne zrnitou. Podstatnou zložkou horniny sú augity až diopsidaugity, značne korodované, sčasti, alebo i úplne premenené na uralit. V niektorých vzorkách sa zistili aj hyperstény. Okrem týchto, zrejme primárnych pyroxénov v hornine sú miestami i novotvorené zelené pyroxény typu diopsid-hedenbergitu samostatne i vo forme žiliek, čo jasne hovorí o ich metasomatickom pôvode. Plagioklasy majú bázicitu 58—64 % An. Niektoré číre kyslejšie plagioklasy a sporadické číre K-živce, ako aj aktinolit a epidot so zoizitom spájame (obdobne ako novotvorené pyroxény) s procesmi vysokotermálnej metasomatickej premeny, rovnako ako vznik cordieritu. Zo sírnikov najhojnejší je pyrit a pyrhotín. Ako akcesórie boli identifikované: granát, korund, apatit, zirkón, biotit, ilmenit, rutil, chalkopyrit a sfalerit. Uzavreniny reprezentujú nepravidelné úlomky značne resorbované, tvorené pleonastom, wolastonitom, vesuvianom, turmalínom (pripomínajúce vzhľadom kontaktné rohovce) ako aj uzavreniny (napr. kremeňa) z podložného kryštalinika (vrt VH-V-2).

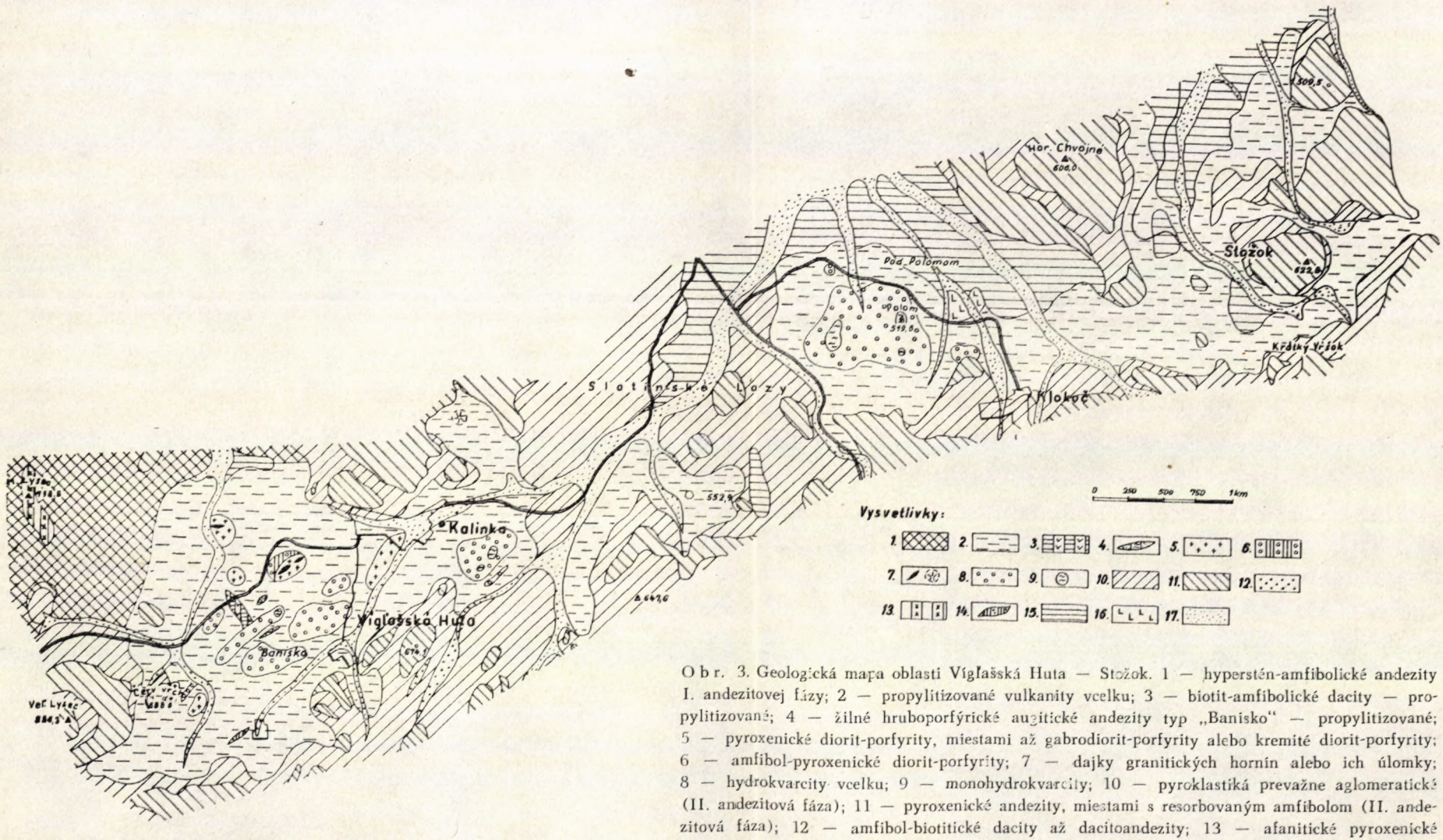
Amfibol-pyroxenické diorit-porfýrity sa od nich líšia len zvýšeným množstvom amfibolových výrastlíc, ktoré miestami podľahli značnej biotitizácii. Zistili sa spolu s pyroxenickými diorit-porfýritmi napr. na Banisku ryhou R-14 a R-16, pričom na ich kontakte je vyvinutá dajka gabroidnej, značne biotitizovanej horniny. Všetky opisované typy hornín obsahujú relatívne značné množstvo sírnikov, hlavne pyrhotínu a pyritu; preto kôra zvetrávania býva na nich veľmi hlboká a len zriedkavo sa nájde na povrchu čerstvejšia vzorka. To prirodzene sťažuje petrografickú identifikáciu hornín, lebo v premenených a intenzívne zvetraných horninách sú jednotlivé typy často vzhľadom podobné.

Gabrodiorit-porfýrity prerážajú vyššie opísané typy malých intrúzií (vrt VH-V-6, ryhy R-2, R-14). Textúru majú jemnozrnnú, často šmuhovitú, farbu čiernu, štruktúru horniny panalo-



obr. 4.

Obr. 4. Geologický profil SV svahom Baniska pri V. Hute. 1 — hyperstén-amfibolické andezity 1. and. fázy; 2 — propylitizované andezity vcelku; 3 — biotit-amfibolické dacity (asi II. ryolitová fáza); 4 — pyroxenické diorit-porfýrity; 5 — amfibol-pyroxenické diorit-porfýrity; 6 — gabro-diorit-porfýrity; 7 — kremité diorit-porfýrity a metasomatované horniny chemizmom odpovedajúce až monzonit-dioritom; 8 — predpokladané hlbinné telesá granitoidov; 9 — dajky subvulkanických granitoidov; 10 — kontaktné pyroxenické rohovce; 11 — hydrokvarcity, fácie argilitizovaných hydrokvarcitov; 12 — monohydrokvarcity; 13 — endoskarny; 14 — afanitické pyroxenické andezity s resorbovaným amfibolom M. Lysca.

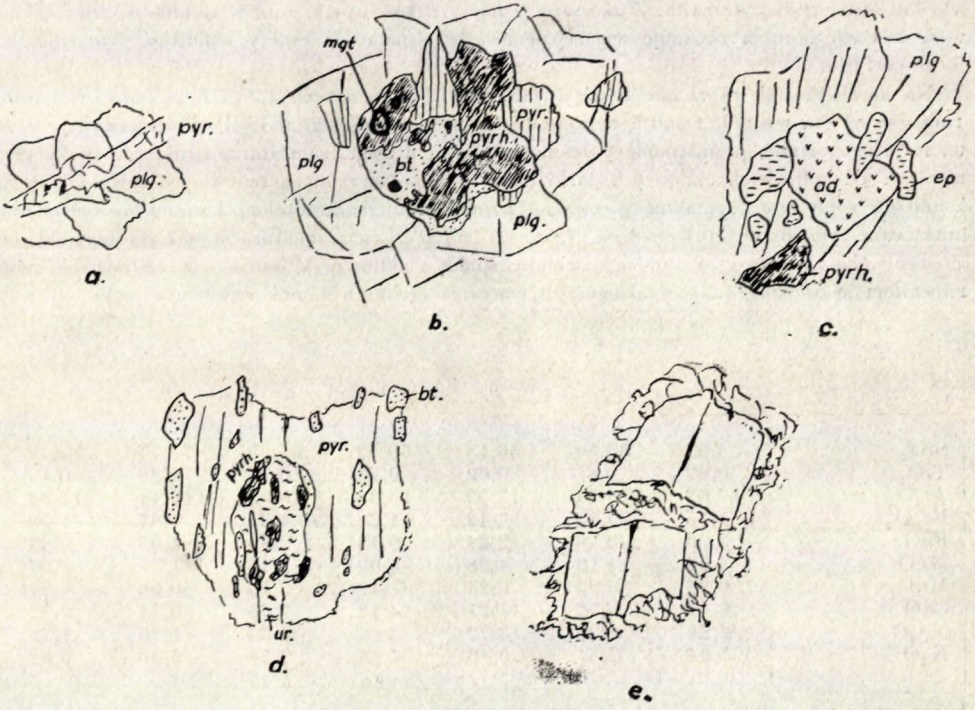


Obr. 3. Geologická mapa oblasti Vígľašská Huta — Stožok. 1 — hyperstén-amfibolické andezity I. andezitovej fázy; 2 — propylitizované vulkanity vcelku; 3 — biotit-amfibolické dacity — propylitizované; 4 — žilné hruboporfýrické augitické andezity typ „Banisko" — propylitizované; 5 — pyroxenické diorit-porfyrity, miestami až gabrodiorit-porfyrity alebo kremité diorit-porfyrity; 6 — amfibol-pyroxenické diorit-porfyrity; 7 — dajky granitických hornín alebo ich úlomky; 8 — hydrokvarcity vcelku; 9 — monohydrokvarcity; 10 — pyroklastiká prevažne aglomeratické (II. andezitová fáza); 11 — pyroxenické andezity, miestami s resorbovaným amfibolom (II. andezitová fáza); 12 — amfibol-biotitické dacity až dacitoandezity; 13 — afanitické pyroxenické andezity typu Malého Lysca; 14 — ryodacity (III. ryolitová fáza); 15 — kvartérne pokryvné útvary veľkých mocností; 16 — Fe-konglomeráty neistého veku; 17 — aluviálne nánosy potokov.

triomorfne zrnitú s náznakmi blastoporfýrickej. Pyroxény sú zastúpené diopsidom a hypersténom, plagioklasy odpovedajú až bytownitu. Akcesórie: apatit, titanomagnetit, chromit, ilmenit. Aj tieto porfýrity obsahujú v dôsledku vysokotermálnych premien novotvorené pyroxény, aktinolit, epidot, zoizit, z rudných: pyrhotín i pyrit.

Na ich kontakte s pyroxenickými diorit-porfýritmi pri obci V. Huta sú vyvinuté jednak *skarnizované horniny*, jednak horniny typu *rohovcov*. Skarny majú nepravidelne hrubozrnnú, miestami brekciovitú alebo i jemnozrnnú textúru; sú tvorené diopsid-hedenbergitom, plagioklasom premenlivej bázicity, sporadicky K-živcom a granátom. Vznik týchto svojráznych hornín spájame s účinkami mladších pneumatolitov, ktoré pre svoje pôsobenie využívali vhodné prostredie na styku dvoch zásadne odlišných hornín. Usudzujeme tak najmä preto, že v skarnoch sa nachodia i resorbované úlomky gabrodiorit-porfýritov.

Svojrázne postavenie majú horniny zistené vrtom VH-V-6 pri obci V. Huta, ktoré spravidla obsahujú okolo 50% SiO_2 a od gabrodioritporfýritov sa líšia vysokým obsahom alkálií, hlavne K_2O. Štruktúru majú veľmi variabilnú, farbu svetlošedú. Niekedy obsahujú pomerne husté šmuhy magne-



Obr. 5. Štruktúrne vzťahy niektorých minerálov z malých intrúzií. (a) žilka novotvoreného pyroxénu — diopsid-hedenbergitu preráža plagioklasy (vz. VH-79/10); — (b) magnetit podľahol pyrotinizácii a zachovali sa z neho v pyrhotíne (pyrh.) len relikty (mgt.); sporadicky sú prítomné novotvorené pyroxény (pyr.) a na okrajoch pyrotínu vzniká novotvorený biotit (bt.) vrt VH-V-6 22,40 m; — (c) v pyroxenickom diorit-porfyrite miestami vzniká adulár (ad.) a epidot (vrt VH-V-6 170,20 m); — (d) staré pôvodné pyroxény v pyroxenických diorit-porfyritoch boli uralitizované (ur.) a vznikal v nich tiež pyrhotín (pyrh.) a biotit (bt.) (vrt VH-V-6 22,40 m); — (e) fraktúrované dvojča ortoklasu z kontaktu granit-porfýru s okolitým dioritom, Vtáčnik (dok. bod VH-171 cm).

titu. Pôvodné plagioklasy sú rovnaké ako v okolných horninách, ale rad plagioklasov je značne kyslejší. Spolu s ortoklasmi a spravidla hojným, i keď nerovnomerne rozmiestneným biotitom ich považujeme za produkt alkalickej metasomatózy. Na jednom mieste sú horniny tohto typu prerážané tiež ortoklasovou žilkou o priemere 2 cm.

Dobre konsolidované teleso dioritickej horniny s hypidiomorfne zrnitou porfýrickou štruktúrou a s intenzívne premenenými pyroxénmi a plagioklasmi (andezín), ortoklasom a kremeňom sa nachodí v osade Červené Vody. Jeho rozsah nebol spoľahlivo vymedzený a nie je známy ani jeho vzťah k blízkemu telesu propylitizovaných dacitov. Táto hornina je pozoruhodná i relatívne zvýšeným obsahom prvkov Pb, Zn, Cu, Sn, Bi ako aj tým, že v jej okolí sa zistila výrazná Mo-anomália.

Granitoidné horniny sú tiež dosť variabilné. Tak dajkovité teleso v diorit-porfýritoch na SV svahu Baniska (4 m mocné) má skôr charakter metagranitu. Farba horniny je biela až žltkavá, textúra stredno až jemne, rovnomerne zrnitá, s náznakmi porfýrickej. Živce tvoria hlavne ortoklasy a kyslejšie plagioklasy — oligoklasy. Najhojnejší je však kremeň, ktorý má niekedy nepravidelne lalokovitú, alebo šošovkovite pretiahnutú formu. Miestami sa vyskytuje muskovit a nepravidelne rozmiestnený turmalín. Z akcesórií je hojný zirkón, apatit, rutil a korund. V prikontaktových častiach hornina obsahuje značne premenené a natavené relikty okolitého pyroxenického diorit-porfýritu.

Na kopci Vtáčnik sú známe 2 telesá (šošovkovité o rozmeroch 1,2+0,6 m; dajkovité, resp. trúbovité až 4m mocné). Okolitú horninu tvoria pyroxenické (± amfibol) diorit-porfýrity. Prvé teleso je hrubozrnné, pegmatitoidnej štruktúry, kým u druhého sú textúrno-štruktúrne znaky premenlivé: od aplitických okrajových partií do nerovnomerne zrnitých centrálnych častí. Okrajovú kontaktnú zónu tvorí kontaktne premenená hornina s útržkami okolnej horniny, nerovnomerne injektovanej jemnozrnným kremeňom, s ktorým súvisí zvýšená biotitizácia. Okrem plagioklasov premenlivého zloženia vyskytuje sa tu chlorit, epidot a aktinolit. V centrálnych častiach hlavným minerálom je ortoklas, značne zakalený od množstva drobných šupinkovitých uzavrenín. Niekedy

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	55,67	56,54	50,18	50,12	61,99	71,77	74,48
TiO_2	0,82	0,81	0,69	0,74	0,75	0,20	0,15
Al_2O_3	17,02	16,24	17,59	18,39	16,03	12,41	12,64
Fe_2O_3	5,15	5,37	7,42	11,28	4,35	1,87	1,38
FeO	3,03	2,76	2,24	0,43	2,80	1,05	0,83
MgO	3,92	4,13	4,28	5,00	3,41	1,39	1,07
MnO	0,28	0,23	0,24	nest.	0,16	0,06	0,04
CaO	6,41	6,72	11,21	4,12	7,05	0,21	0,42
Na_2O	2,26	2,96	3,72	3,24	0,38	1,70	1,71
K_2O	1,94	2,54	0,46	4,44	2,26	5,36	5,32

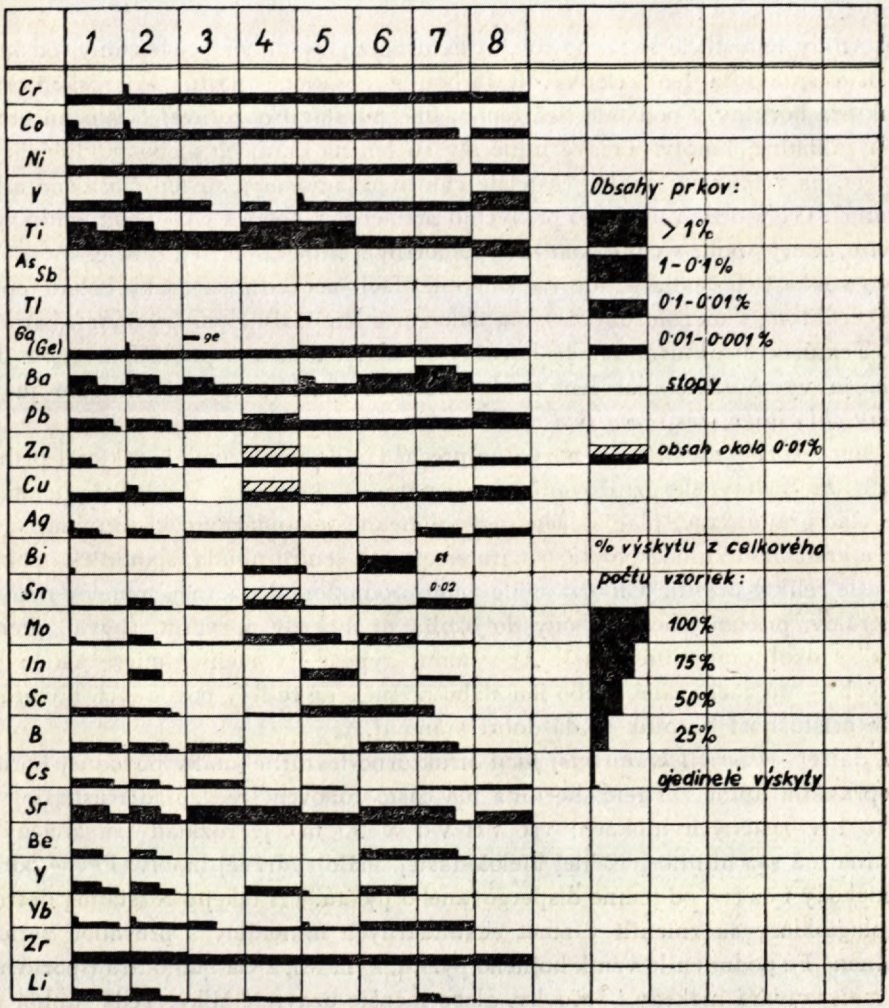
1 — pyroxenický diorit-porfýrit zo SV svahu Baniska z vrtu VH-2; 2 — pyroxenický diorit-porfýrit, čiastočne biotitizovaný od obce V. Huta z vrtu VH-V-6 (158,6 m); 3 — pyroxenický gabrodiorit-porfyrit z ryhy R-39/1 pri kostole V. Huta; 4 — silne metasomatizovaný pyroxenický gabrodiorit-porfýrit z vrtu VH-V-6 (40 m). Hornina obsahuje veľké množstvo novotvoreného biotitu a sporadicky pyroxény i kyslé plagioklasy, a K-živce. Predpokladáme, že pôvodnú horninu reprezentuje vzorka 3; 5 — pyroxenický diorit-porfýrit s kremeňom až kremitý diorit-porfýrit z osady Červené vody pri V. Hute dok. bod. VH-222; 6 — metagranit-porfýrit z Baniska z ryhy R-1/C; 7 — hrubozrnný pegmatitoidný granit z Vtáčnika, dok. bod. VH-171/C. Analytik: inž. Juriš, labor. GP, Turč. Teplice.

prerastá s kremeňom, pripomínajúc písmenkovú štruktúru. Bežná je pertitizácia ortoklasov; sporadicky sa zistil skapolit a fluorit (posledný spravidla vo forme hniezd), z ďalších minerálov silimanit, kordierit, brookit, apatit a zirkón. Kordierit má typické tvary a niekedy je po puklinách pinitizovaný.

V oblasti Korčína sa granitoidné teleso zistilo len v úlomkovitom materiáli, avšak podľa úlomkov môžeme usudzovať na jeho zonárnu stavbu.

O veľkej variabilite malých intrúzií svedčia aj chemické analýzy a obsah prvkov, zistených spektrálne. (tab. 2)

Tab. 2. Obsah prvkov v malých intrúziách



1 — amfibol-pyroxenské diorit-porfýrity; 2 — pyroxenické diorit-porfýrity; 3 — gabrodiorit-profýrity; 4 — kremité diorit-porfýrity; 5 — metasomatity, odpovedajúce chemizmom monzonit-dioritom; 6 — metagranity, Banisko; 7 — hrubozrnný granitporfýr z dioritporfyritov Vtáčnika (dok. bod VH 171/c); 8 — žilka ortoklasu z vrtu VH-V-6.

Pásmo hydrotermálne premenených vulkanitov sa tiahne od V. Lysca cez Vígľašskú Hutu — Polom až do oblasti Stožka. Jeho hlavným znakom je výrazná zonárnosť, ale na základe málo početných odkryvov, resp. rýh presné vymedzenie jednotlivých fácií je často obťažné, lebo hypergénna deštrukcia hydrotermálne premenených hornín býva veľmi rozsiahla. V okrajových častiach hydrotermálne premenených hornín je vyvinutá najrozsiahlejšia fácia *chlorit-karbonátová.*

Horniny tejto fácie si zachovávajú textúrne znaky materskej horniny, od ktorej sa líšia spravidla len zelenkavou farbou a obsahom pyritu. Mikroskopicky je štruktúra horniny v podstate tiež zachovaná, miestami pozorovať čiastočnú granuláciu základnej hmoty. Tmavé minerály sú len na okrajoch alebo puklinách premenené na zelenkavý uralit, častejšie chlorit. Plagioklasy sú len čiastočne albitizované*. Ca, ktoré sa uvoľnilo pri týchto premenách, spolu s CO_2 podmienilo vznik kalcitu, ktorý spolu s chloritom je typomorfným minerálom tejto fácie.

Vo vonkajších častiach, ale i v samotnej fácii nachodia sa úseky bohaté epidotom, uralitom, s menším množstvom chloritu a len ojedinelými výskytmi karbonátov. Textúrno-štruktúrne znaky horniny sú obdobné ako u predošlého typu. Táto fácia je vyvinutá vcelku len v obmedzenom rozsahu a označili sme ju ako *epidot-chloritová,* resp. *amfibol-epidotová.*

Chlorit-karbonátová fácia pozvoľne prechádza do vnútornejšej, v ktorej pribúda sericit za sústavného znižovania karbonátov a kremeňa. Základná hmota sa ešte viac granulizuje, plagioklasy sú vyplňované sekundárnym kaolinitom, sericitom a kremeňom; množstvo karbonátu smerom k centru ubúda; sporadicky pozorovať ešte relikty uralitu. Chlorit je hlavným produktom druhotnej premeny tmavých minerálov, pričom jeho prechody do okolia sú niekedy pozvoľné (býva „premiešaný" s okolitými minerálmi). Aj v tomto type — v menšej miere ako u predošlých — sú zachované, alebo len slabo premenené relikty pôvodných minerálov, takže príslušnosť horniny sa dá dobre stanoviť.

V ďalšej — *sericit-kremennej fácii* štruktúrno-textúrne znaky pôvodnej horniny sú spravidla úplne zastreté; hornina má často rohovcovitý vzhľad; častejšie však (a to i v značných hĺbkach; vrt VH-V-7 v 90 m) je rozklad tak značný, že hornina má ráz hlinito-piesčitej bielošedastej, málo súdržnej hmoty. Pevné odrody sú niekedy i čierne od jemne dispergovaného pyritu. Pri takejto rozsiahlej deštrukcii plagioklasy sa zmenili v zmes sekundárnych minerálov s prevahou sericitu: uvoľnené Fe podmienilo vznik hojného pyritu, kým Mg a Ca boli odtransportované. Kremeň vytvára niekedy i šošovky, alebo menšie uzavreté žilky. Teda: úplná pre-

* pod týmto pojmom rozumieme každé zvýšenie Na molekuly v plagioklasoch, v dôsledku čoho nemusí sa vždy tvoriť len albit, ale napr. i oligoklas.

mena minerálov, zastreté štruktúrno-textúrne znaky a veľké množstvo pyritu sú popri typomorfných mineráloch hlavné znaky hornín tejto fácie; v povrchových podmienkach nemôžeme vždy spoľahlivo odlíšiť, či pôvodná hornina bola pyroklastikom alebo andezitom.

Hydrokvarcity tvorí ako hlavný minerál kremeň, ku ktorému podľa miesta a podmienok vzniku sa pridružuje hematit, pyrit, Ti-minerály, sericit, kaolinit, pyrofylit, diaspor, alunit a i. Niekedy v pripovrchových podmienkach vznikli i horniny, tvorené opálom a chalcedónom, ktoré nazývame opalitmi.

Najrozšírenejší typ sú *argilitizované hydrokvarcity*, prevažne šedobiele, ľahko rozpadavé, otierajúce sa oprsty, niekedy na omak mastné. Ich mineralogické zloženie je premenlivé; okrem kremeňa vyskytuje sa v nich rad ílovitých minerálov (kaolinit, diaspor a iné), presné určenie ktorých pre značnú hypergénnu deštrukciu je spravidla obťažné. Práve preto sme volili obecnejší termín pre označenie tejto fácie *„argilitová"*. Kremeň má nepravidelnú formu, niekedy tvorí aj žilky a pretiahnuté šošovky. Z ílovitých minerálov prevláda nakrit a kaolinit. Na Skalke (ryha R-34) sa zistil diaspor vo forme bezfarebných tabuľkovitých kryštálikov. Z akcesórií vysoko prevládajú Ti-minerály, hlavne ilmenit a rutil, ďalej sú prítomné granáty (ružové a červenkavobiele), zirkón a korund. V šlichu z ryhy R-34 zo Skalky sa našli aj zachované relikty plagioklasov, čadičového amfibolu a hypersténu.

Sericitová fácia vystupuje často spolu s tzv. *Fe-hydrokvarcitmi*. Typomorfným minerálom tejto fácie je sericit, event. hydrosľuda blízka sericitu. Presné vymedzenie tejto z hľadiska praktického veľmi dôležitej zóny by si vyžadovalo realizovať vrty, aby sa získali vzorky, nepostihnuté hypergénnou premenou.

Monohydrokvarcity sú veľmi pevné, spravidla kompaktné horniny, tvorené temer výlučne (nad 90 % objemových) kremeňom, nepravidelnej, značne ostrohrannej formy a variabilnej veľkosti. Kremeň je dvoch generácií: jemnozrnnejší, zakalený neurčiteľnými, drobnými šupinkami reliktov druhotných minerálov, a hrubozrnnejší, čírý, tvoriaci spravidla pretiahnuté šošovky, tenké žilky, alebo tmel niekedy kataklázovaných zŕniek zakaleného staršieho kremeňa. V nepatrnom množstve sú prítomné relikty kaolinizovaných živcov, zirkón a Ti-minerály. Vo vzorke zo Skalky sa zistil monazit a zo Stožku žilka izotrópneho zunyitu (?).

Ako *Fe-hydrokvarcity* označujeme najrôznejšie typy hydrokvarcitov, hlavne však monohydrokvarcity, vcelku značne kataklazované, sfarbené kysličníkmi, event. hydroxydmi Fe. Niektoré variety sú brekciovité, takže zlúčeniny Fe tvoria tmel. Výskyty Fe-hydrokvarcitov a ich forma výskytu poukazujú na to, že vznikli pravdepodobne ako najmladší typ premenených hornín, hlavne na tektonických líniách a (usudzujúc podľa brekciovitých textúr) na zónach drvenia, ktoré mohli slúžiť ako prívodné kanály rudných roztokov. S prihliadnutím na zvýšené obsahy niektorých prvkov (ako Cu, Mo, Sn, Bi) možno Fe hydrokvarcity považovať za dôležitého indikátora zrudnenia.

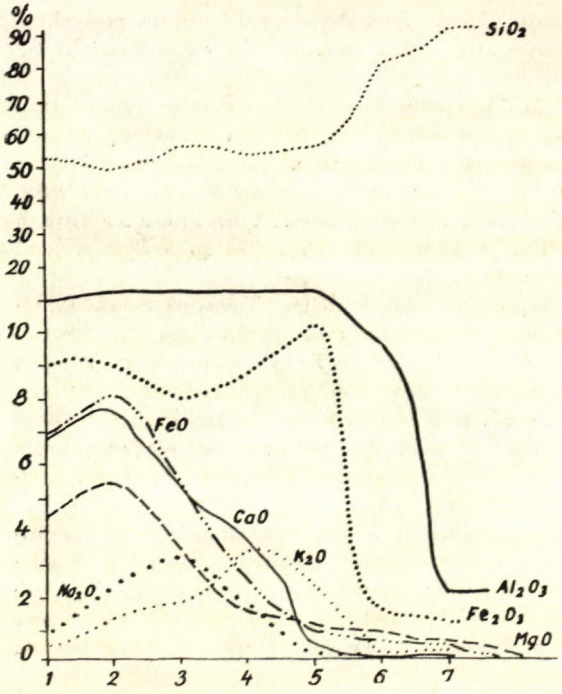
Opality mohli vznikať pri povrchových podmienkach, nahradzujúc tak monokvarcity. Na Mikuškinej nachodia sa na styku aglomerátov a andezitov, pričom premena postihla hlavne aglomeráty, ktorých balvany sú opalizované; avšak opality sa vyskytujú i vo forme pretiahnutých šošoviek, alebo žiliek. Hlavným minerálom je opál so sporadickým chalcedónom, vyvinutým hlavne v okrajových častiach bývalých (dnes úplne premenených) minerálov — výrastlíc. Vznik kremeňa súvisí s procesmi rekryštalizácie.

Na záver uvádzame niekoľko chemických analýz hydrotermálne premenených vulkanitov:

Propylitizované a silicifikované vulkanity až hydrokvarcity sa vyskytujú v súvislom pásme od V. Huty až po Stožok, súc viazané na mohutnú tektonickú zónu,

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	53,53	51,53	57,12	55,72	57,74	82,12	93,81
TiO_2	0,98	0,96	0,91	0,77	0,90	2,94	0,88
Al_2O_3	15,52	16,56	16,84	16,36	15,77	9,84	2,12
Fe_2O_3	9,24	9,16	7,90	8,72	12,29	1,40	1,07
FeO	7,02	8,12	5,52	2,52	0,97		0,58
MgO	4,60	5,54	3,37	1,55	1,20	0,81	0,62
MnO	0,34	0,52	0,38	0,16	0,06	0,05	0,04
CaO	6,98	7,49	5,25	3,73	0,21	0,50	0,14
K_2O	0,49	1,42	1,90	3,40	2,44	0,04	0,10
Na_2O	1,04	2,36	2,60	1,94	0,06	0,05	0,08

1 — augitický andezit nepremenený — Klokoč; 2 — augitický andezit propylitizovaný do fácie chlorit-karbonátovej, s epidotom — Klokoč; 3 — dtto, výraznejšie porfýrický, fácia chlorit-sericitová, Klokoč; 4 — propylitizovaný augitický andezit s hypersténom, vz. S St3; 5 — propylitizované andezity fácie sericit-kremennej z vrtu VH-V-7, Klokoč; 6 — hydrokvarcity fácie argilitizovaných hydrokvarcitov vz-J-3, Klokoč pieskovisko; 7 — šedý monohydrokvarcit z ryhy VH-R-117 Skalka. Analytik: inž. Juriš, chem. labor. GP, Turč. Teplice.

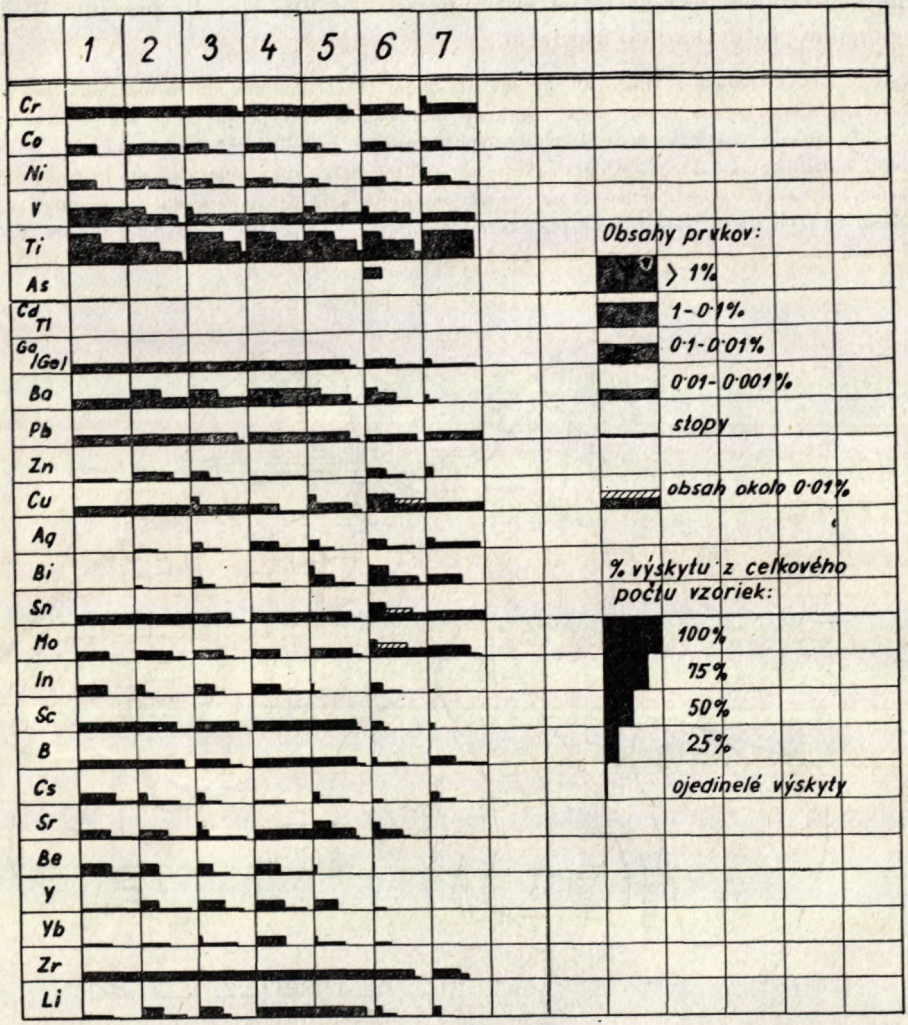


Obr. 6. Zmeny chemizmu hydrotermálne premenených vulkanitov oblasti Vígľašskej Huty. Čísla vzoriek odpovedajú číslam analýz v texte.

preukázanú aj gravimetricky. V zonárnych propylitoch v miestach najintenzívnejšej cirkulácie roztokov, spôsobujúcich premeny, nachodia sa ostrovčeky hydrokvarcitov — prevažne v štokovitej forme. Vzhľadom na nepatrný rozsah technických prác nemožno zaujať jednoznačné stanovisko k spätosti jednotlivých typov premenených hornín so štruktúrami; avšak najrozsiahlejšie premeny prebiehali v miestach, kde sa striedajú pyroklastiká s lávovými prúdmi — hlavne v materiáli pyroklastickom; na miestach kde to tak nie je, a kde ide napr. o premeny I. andezitovej fázy, charakterizovaných neprítomnosťou pyroklastík, maximálne premeny sú viazané na tektonické línie, orientované k S a temer kolmé na priebeh pásma ako

celku. Značná silicifikácia, vedúca až k vzniku monohydrokvarcitov, sa konštatovala v jednom prípade i v blízkosti telesa jemnozrnného granitu na Vtáčniku. Diagonálny priebeh silicifikácie (s ohľadom na celkový priebeh pásma) bol preukázaný i ryhami (napr. na Mikuškinej, kde silicifikované a opalizované horniny obsahujú výrazne zvýšené množstvá Sn a Bi).

Tab. 3. Spektrálne analýzy hydrotermálne premenených vulkanitov.

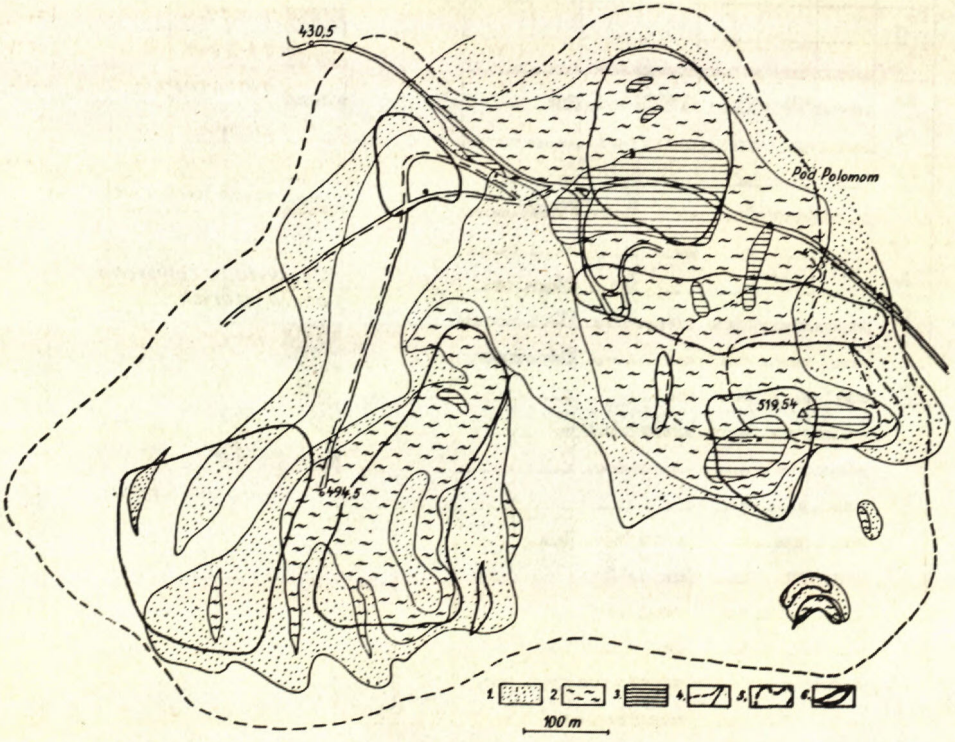


1 — propylity fácie epidot-chloritovej; 2 — propylity fácie chlorit-karbonátovej; 3 — propylity fácie sericit-kremennej; 4 — propylitizované andezity z poruchových pásem v propylit, andezitoch; 5 — hydrokvarcity fácie argilitovej; 6 — Fe-hydrokvarcity; 7 — monohydrokvarcity.

Niekoľko geochemických poznámok

Oblasti s výskytom malých intrúzií a s polyzonárnymi profilmi hydrotermálne premenených hornín sa všeobecne považujú za nádejné na výskyty zrudnenia. Aj v študovanom teréne vzhľadom na priaznivú geologickú stavbu sa uskutočnila geochemická a šlichometrická prospekcia. Spočiatku sa sledovala klasická stredoslovenská neovulkanická asociácia Pb, Zn, Cu a zistilo sa niekoľko menších anomálií v pásme premenených hornín. Neskôr, keď sa v určitých typoch primárnych hornín spektrálne dosť sústavne zistili prvky ako Sn, Mo, Bi preskúmali sme i regionálne profily na túto asociáciu,

Vzorky boli odoberané z hĺbky 30—50 cm, minimum 10 cm pod pôvodným profilom vpichovacími tyčami. Analýzy sa robili spektrograficky a vyhodnocovali podľa SPD škály. Kontrolné analýzy (v rozsahu cca 5 %) sa urobili na celých vybraných profiloch. Fónové a anomálne obsahy sa zistili štatisticky na základe histogramov pre určité litologické typy, úseky i pásmo hydrotermálne premenených hornín vcelku. Obecne za fónový obsah na základe štatistického vyhodnotenia vo vyjadrení SPD škály — považujeme pre Sn-Mo hodnotu 3—4; pre Bi (vzhľadom na jeho veľmi malé rozšírenie) ako anomálny sme brali každý obsah.



Obr. 7. Geochemická mapa Polom pri Klokoči. 1 — obsah Mo 3,5—5 podľa SPD škály; 2 — dtto, 5—7 podľa SPD škály; 3 — obsah Mo nad 7 podľa SPD škály; 4 — obsah Sn 3,5—5 podľa SPD škály; 5 — obsah Sn nad 5 podľa SPD škály; 6 — obsah Bi v druhotných aureolách.

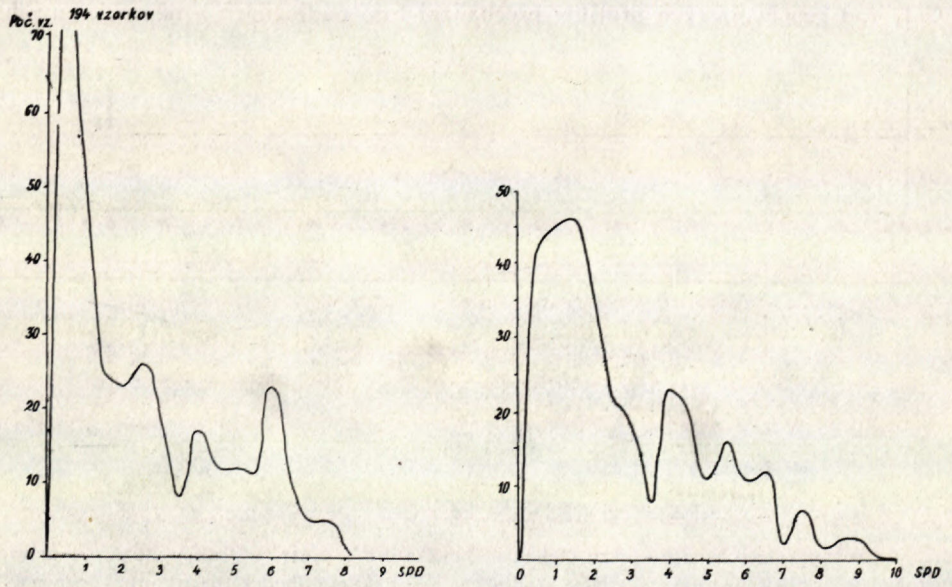
Zistili sa tieto hlavné anomálne úseky:

1. Jedna z najvýraznejších Bi anomálií je v oblasti premenených pyroklastík vrcholu Baniska, po okrajoch s menej výraznými anomáliami Mo. Pozoruhodné je, že tu sa zistila aj pomerne výrazná anomália Pb. V centre anomálie je limonitová žila.

2. V úsekoch malých intrúzií na Banisku je viacero anomálií Mo-Sn. Jedna z najzaujímavejších Mo anomálií je v okolí telesa kremitého diorit-porfýritu (pričom nad samotným telesom sa anomálne obsahy nezistili). Táto hornina vykazuje oproti ostatným dioritickým malým intrúziám zvýšený obsah Pb-Zn-Cu-Sn. Ďalšia Sn-Mo anomália je v okruhu granitoidného telesa ležiaceho v pyroxenických diorit-porfýritoch na Vtáčniku. Treba podotknúť, že nie všetky úseky malých intrúzií sú anomálne (v diorit-porfýritoch na Krásnom kopci pri sírnych baniach sa metalometriou nezistili žiadne anomálie. Propylitizované andezity fácie sericit-kremennej v okolí dioritických telies vykazujú však obsah Cu nad 0,01 %).

3. Výrazná Mo-anomália sa zistila v hydrokvarcitoch na Skalke pri V. Hute, a to u Fe-hydrokvarcitov i u tmavošedých monokvarcitov.

4. Kvantitatívne najvýraznejšia Sn-anomália je na kopci Mikuškiná, viazaná na silicifikované horniny a opality na styku aglomerátov a andezitov v blízkosti dacitov až dacitoandezitov (o ktorých však predpokladáme, že sú porudné). Obsah



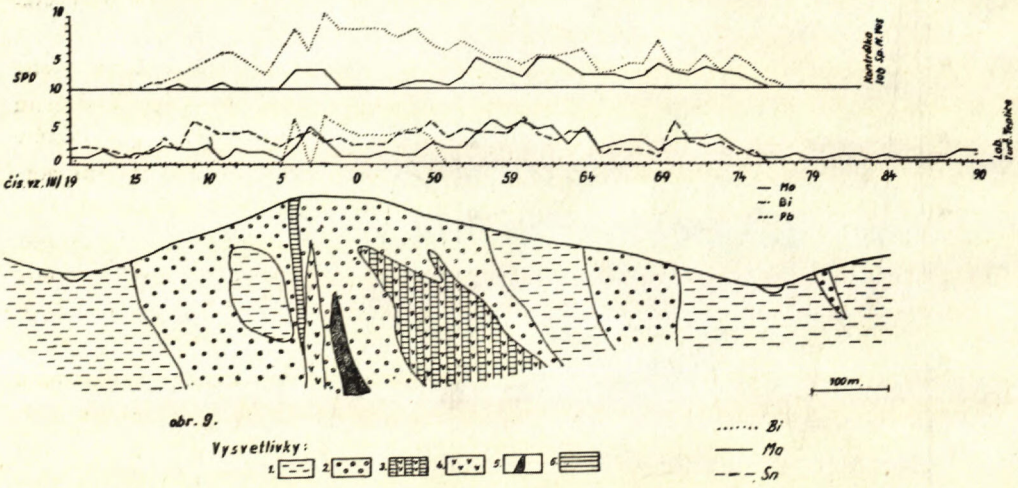
Obr. 8. Histogramy obsahu prvkov podľa SPD škály; 1 — Sn v oblasti výskytu opalitov na Mikuškinej; 2 — sumárny histogram Mo v hydrokvarcitoch obl. Vígľašská Huta — Stožok. Pomocou histogramov sa zisťovali fónové a anomálne obsahy prvkov v pásme hydrotermálne premenených hornín.

Sn a Bi je relatívne zvýšený aj v primárnych horninách. Maximálny obsah (limonitová brekciovitá žilka v opalite) bol 0,11 % Sn.

5. Plošne najrozsiahlejšia i kvantitatívne výrazná anomália Sn-Mo-Cu-Bi sa nachodí v hydrokvarcitoch na Polome pri Klokoči. Najvyššie hodnoty boli zaznamenané na Fe-hydrokvarcitoch. Opodstatnenosť tejto anomálie (viď obr. 7) potvrdili i analýzy primárnych hornín. Tak vrt VH-V-7 (zásekové vzorky z jadra) obsahoval: 0—21 m nad 0,03 % Mo, nad 0,1 % Cu; 21—51 m nad 0,01 % Mo, nad 0,03 % Cu. V niektorých úsekoch obsah Mo je dokonca nad 0,1 %. V okolitých Fe-hydrokvarcitoch (povrchové vzorky) sa zistilo Mo 0,03—0,06 %. Zvýšený obsah vykazujú i limonitické žilôčky v argilitizovaných hydrokvarcitoch v blízkom pieskovisku, kým samotné šedé argilitizované hydrokvarcity obsahujú Mo len v tisícinách %. Primárny minerál Mo sa nám však nepodarilo nájsť, iba žltkavé druhotné limonity, niekedy pripomínajúce ferrimolybdit. Chalkopyrit sa zistil v šlichoch z okolia a druhotné nálety Cu sa dajú pozorovať v Fe-hydrokvarcitoch. Zvýšený obsah Sn podľa spektrálnych analýz vykazujú tenké hnedoskelné lesklé žilky v hydrokvarcitoch. V rámci tejto anomálie sa vyskytuje niekoľko menších anomálií Pb-Zn.

6. V oblasti Stožka sa metalometricky nezistili anomálne plochy; len na kopci Stožok zvýšený obsah spomenutých rudných prvkov súvisí s výskytmi argilitizovaných hydrokvarcitov.

Celý rad geochemických profilov prechádzal i do nadložných a nepremenených



obr. 9.

O b r. 9. Geologicko-geochemický profil vrcholom Baniska pri V. Hute. 1 — propylitizované andezity vcelku; 2 — silicif. hydrokvarcity fácie argilitovej; 3 — biotit-amfibolické dacity propylitizované, II. (?) ryolitová fáza; 4 — augitické hruboporfýrické andezity, propylitizované; 5 — meta-granit; 6 — limonitová žila so zvýšeným obsahom Bi-Sn. Podľa kontrolných analýz vidieť, že anomálie v podstate sú zhodné; len v laboratóriu Sp. N. Ves sa vykazujú obecne vyššie obsahy Bi a nižšie Mo.

andezitov, ktoré boli buď úplne sterilné, alebo obsahujú (vo vyjadrení SPD škály) tieto hodnoty: Bi 0; Sn 1—1,5; Mo 0,5 zriedkavo 1.

*

Teraz stručne o geochémii niektorých prvkov. Molybdén sa môže vyskytnúť hlavne vo forme molybdenitu, ktorý sa v oxydačných pásmach pomerne ťažko rozkladá; avšak „... kde molybdenit je združený hlavne s pyritom, môžeme očakávať znateľné premiestňovanie v oxydačnom pásme..." (Smirnov 1956). V našom prípade tiež musíme predpokladať nepomerne väčšiu migráciu a teda aj event. ochudobňovanie o Mo, pričom v týchto podmienkach i druhotný ferrimolybdit sa môže meniť až v limonit. Pokiaľ ide o výskyt Mo v primárnych horninách, treba konštatovať, že Mo sa vyskytuje v max. koncentráciách v hydrokvarcitoch, hlavne železitých, konvenujúcich často s fáciou sericitických hydrokvarcitov. Z malých intrúzií ani jeden z doteraz známych typov nevykazuje, s výnimkou kremitého dioritu, zvýšený obsah Mo (niektoré ho dokonca obsahujú v stopách, alebo ho vôbec neobsahujú). Stabilne sa Mo vyskytuje napr. v propylitizovaných biotit-amfibolických dacitoch na Červených Vodách a v hydrokvarcitoch na ich kontakte, kým podložné propylitizované andezity ho neobsahujú vôbec. Molybdenit sa v primárnom ložisku nezistil; len v ojedinelých šlichoch sa našli jeho šupinky (Horáková 1964). Z literatúry je známe, že ho niekedy obsahujú pyrity, avšak u nás sa to nepotvrdilo. Ba horniny s maximálnym obsahom pyritu niekedy vôbec neobsahovali Mo. Z toho vyplýva, že musíme predpokladať viazanosť Mo na niektorý z jeho minerálov.

Cín býva viazaný na kyslé a mierne kyslé intrúzie. Pre našu oblasť treba uvažovať najskôr s tzv. mexickým typom, t. j. s asociáciou drevného kasiteritu s pyritom, viazaných na kyslé efuzíva, alebo malé kyslé intrúzie granitoidov (z malých hĺbok). Z primárnych hornín zvýšený obsah vykazujú granitoidné horniny z Vtáčnika: 0,01—0,02 %; silicifikované horniny a opality z Mikuškinej (vrt VH-V-4) 0,03—0,06 %; limonitová brekciovitá žilka z opalitov z Mikuškinej (vzorka VH-43/2b) 0,11 % Sn). Súčasne vo všetkých prípadoch sa zistil zvýšený obsah Bi; podľa toho usudzujeme na úzku genetickú spätosť oboch prvkov. Zvýšený obsah Sn majú aj hydrokvarcity.

Bismut je spravidla viazaný na acidný magmatizmus. Vzhľadom na malú mobilitu je pre geochemickú prospekciu dosť vhodný. Z primárnych hornín zvýšený obsah má granitová dajka v pyroxenickom diorit-porfýrite na SV svahu Baniska (ryha R-1/c) — 0,01—0,1 %. Granitoidné horniny z Vtáčnika (hrubozrnné) obsahujú Bi len v okrajových častiach (až 0,03 %), obdobne ako v granitoidoch z Korčína. Z dioritických hornín Bi sa zistil len v kremitom diorit-porfýrite z Červených Vôd. V asociácii so Sn (0,02—0,05 %) sa zistil v silicifikovaných horninách a opalitoch na Mikuškinej, pričom jeho množstvo je úmerné množstvu cínu. Na najrozsiahlejšej Bi anomálii na vrchole Baniska najviac ho obsahujú že-

lezité fácie sicilifikovaných pyroklastík a maximum limonitová žila v tejto anomálii — 0,04 % (i nad 0,1 %) Bi pri 0,05 % Sn. Zvýšený obsah Bi vykazuje i monokvarcit s pyritom zo Stožku (potok nad Slukovcami). V propylitoch a hydrokvarcitoch z okolia sírneho ložiska bol Bi zistený len sporadicky v stopách. V hydrokvarcitoch na Klokoči v rámci Mo-Sn anomálie vyskytuje sa Bi v primárnych horninách dosť sústavne i keď len v menších anomálnych plochách.

Maximálny obsah m e d i majú Fe hydrokvarcity, v ktorých napr. na Polome sa dajú pozorovať i nálety druhotných Cu minerálov. V primárnych horninách je bežný obsah nad 0,01 % (miestami i nad 0,1 %); separované pyrity a pyrhotíny obsahujú Cu nad 1 %. Chalkopyrit sa zistil v celom rade šlichov, ojedinele aj v komplikovanom dioritickom telese za hutianským kostolom. Propylity fácie sericit-kremennej na kontakte diorit-porfýritov na Krásnom kopci vykazujú obsah Cu nad 0,01 % (ryha VH-R-88,91). Výraznejšie zvýšený obsah *Pb-Zn* v primárnych horninách sa nezistil. V šlichoch sa zistili výskyty sfaleritu. Predpokladáme, že spolu s *Ag* tieto prvky sú viazané hlavne na pyrity.

B e r y l i u m je zaujímavé spolu s *Li, Tl, Cs* hlavne z toho hľadiska, že je viazané na mladšie acidné fázy magmatizmu. Obsahujú ho propylitizované dacity i niektoré extrémne propylitizované andezity a hydrokvarcity (pozri tab. spektrálnych analýz). Zaujímavé sú pomery v niektorých ryhách v blízkosti granitoidov na Vtáčniku pri V. Hute, kde napr. okolitý propylit Be neobsahuje, ale vzorky z porúch áno (napr. ryha VH-R-69). Preto Be a ďalším prvkom pripisujeme značný význam pri rekonštrukcii tektoniky a vyhľadávaní skrytých úsekov acídneho magmatizmu.

Záver

Oblasť Vígľašskej Huty je veľmi zaujímavá nielen z hľadiska geologického, ale i praktického. Na mohutnú starú poruchu SV—V smeru, niekoľkokrát aktivizovanú, sú viazané polyzonálne hydrotermálne premenené vulkanity: propylity a hydrokvarcity. V určitom úseku premenených hornín sa vyskytujú malé rôznorodé intrúzie, prevažne charakteru diorit-porfýritov, menej gabrodiorit-porfýritov; najmladšie sú granitoidné dajky. Malé intrúzie boli vysokotermálne metasomaticky premenené, pričom miestami významnú úlohu mala hlavne alkalická metasomatóza, v dôsledku ktorej vznikali až horniny chemizmom odpovedajúce monzonit-dioritovým typom. Takáto geologická stavba sa považuje za priaznivú na výskyty rúd. Tento predpoklad podporuje i celý rad zistených geochemických anomálií Sn-Bi-Mo (Cu). Vzhľadom na tieto skutočnosti bude potrebné študovať geologicko-tektonický vzťah tejto oblasti k ostatným rudným oblastiam stredoslovenských neovulkanitov, menovite k štiavnickej, a hlbšími vrtmi overiť aspoň niektoré anomálie, resp. hĺbkovú geologickú stavbu.

Geologický prieskum, n. p.,
pracovisko Turčianske Teplice

Lektoroval prof. dr. M. K u t h a n.

LITERATÚRA

[1] Adler K., 1873: Értékezések a Kalinkai kénbányaról. Földt. Közl., Budapest — [2] Biely A., 1963: Stať z Vysvetliviek k prehľadnej geol. mape ČSSR, list Zvolen. Geofond, Bratislava. — [3] Czech L., 1887: Kalinkán előförduló asványok azok kepződése és termöhelye. Földt. Közl. Budapest. — [4] Fiala F. — Pácalt Z., 1959: Několik geochemických poznámek o kyselých diferenciátech neovulkanitů v Kremnických horách. Geologické práce, zoš. 54, Bratislava. — [5] Haidinger W., 1846: Hauerit; Berichte über die Mitt. von Fr. d. Naturwiss., Wien (Cit. z práce Kuthana, 1956). — [6] Hovorka D., 1963: Kapitoly z Vysvetliviek ku prehľ. geol. mape list Zvolen. Geofond, Bratislava. — [7] Kettner R., 1939: Poznámky o geológii krajiny medzi Pliešovci a Modrým Kamenem na Slovensku. Rozpravy II. tr. Čes. akad. XLIX/16. — [8] Klubert J., 1055: Rudné zásoby Kalinka — Síra. Výpočet zásob. Rukopis; archív GP Žilina. — [9] Krist E. — Koděra M., 1956: Geologicko-petrografické pomery územia južne od Zvolena a Vígľaša. Geol. práce, Zprávy 9, Bratislava. — [10] Kuthan M., 1956: Postvulkanická činnosť v okolí Vígľašskej Huty (predtým Kalinka). Geol. práce, Zprávy 5 Bratislava. — [11] Kuthan M., 1963: Tectonic deformations of the Central Slovakia neovolcanic region and the relations between the volcanism and tectonics. Geol. práce, Zprávy 28, Bratislava. — [12] Naboko S. I., 1961: Sovremennyje gidrotermaľnyje procesy i metamorfizmus vulkaničeskich porod. Trudy labor. vulk., vyp. 19. Moskva. — [13] Nakovnik N. I., 1954: Propilitizirovannyje porody, ich mineralnyje facii, genezis i praktičeskoje značenije. Zap. Vses. miner. obšč. II. ser., Moskva. — [14] Nakovnik N. I., 1954: Vtoričnyje kvarcity. Sb. statej „Izm. okolorud. por. i ich poiskovoje znač. pod red. N. N. Kureka", Moskva. — [15] Redlich K. A., 1934: Die Magnesitvorkommen der Čechoslovakischen Republik. Věstník SGÚ X, Praha. — [16] Seneš J. — Čechovič V., 1963: Stati z Vysvetliviek ku prehľ. geol. mape list Zvolen. Geofond, Bratislava. — [17] Smirnov S. S., 1956: Oxydačné pásmo sulfidických ložisek (preklad dr. Květoňa, ČSAV, Praha). — [18] Valach J., 1954: Geologicko-petrografické pomery okolia Stožka. Rukopis, Geofond Bratislava. — [19] Vasilevskij M. M., 1961: Zonaľnosť i genezis izmenenych porod i orudenenija v Centr.-Kamčatskoj rudnoj zone. Trudy labor. vulk., vyp. 19. — [20] Vasilevskij M. M., 1962: O kriterijach glubinnosti posvulkaničeskogo gidrotermaľnogo metamorfizma v Centraľno-Kamčatskoj rudnoj zóne. Izv. AN SSSR, Moskva. — [21] Vitális S., 1915: Beiträge zu den geologischen und montanist. Verhältnissen d. Ung. Erzgebirges. Jahrber. d. kgl. ungar. geol. Reichsanst., Budapest. — [22] Vlasov G. M., 1958: Novyje dannyje po geologii Kamčatki i perspektívy jejo rudonosnosti. Sov. geologija, Moskva. — [23] Zipser F., 1847: Nehány szó Kalinka kénbanyáról, Szoprony. — [24] *Vysvetlivky k listom prehľ. geol. mapy 1 : 200 000 listy Zvolen a Rimavská Sobota.*

JÁN VALACH

EINIGE NEUEN ERKENNTNISSE ÜBER DIE GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHEN VERHÄLTNISSE DES GEBIETES VÍGĽAŠSKÁ HUTA—KALINKA (MITTELSLOWAKEI)

Im Raume des mittelslowakischen neovulkanischen Massivs sind bisher zwei Erzgebiete bekannt: Banská Štiavnica mit der Pb-Zn-Cu-Ag-Vererzung, wo in letzter Zeit das Zunehmen des Cu-Gehaltes mit der Tiefe und einige neuen Scheelith-Vorkommen gefunden wurden, und das Kremnica-Revier mit Au-Vererzung, wo Fiala — Pácalt (1959) mit Hilfe der geochemischen Prospektion auch zerstreute Sn-Bi-Mo Mineralisation feststellen konnten.

Im Raume Vígľašská Huta-Kalinka wurden Schwefel-Lagerstätten in den propylitisierten und

silicifizierten vulkanischen Gesteinen bis 1916 abgebaut. Bei den neuen Forschungsarbeiten hat man da kleine Intrusionen von Pyroxen- und Amphibol-Pyroxen-Diorit-Porphyriten, Gabbrodiorit-Porphyriten und Granitoiden gefunden. Diese Intrusionen sind von den hydrothermal umgewandelten Vulkaniten umgeben (Propylit, Hydroquarzit), deren Bildung wahrscheinlich mit den Schlussphasen des intrusiven Magmatismus zusammenhängt: Die hydrothermal umgewandelten Gesteine und die kleinen Intrusionen sind an eine mächtige tektonische Zone (NE — E) gebunden. Durch geochemische Untersuchung hat man in dieser Zone erhöhten Gehalt solcher Elemente wie Sn, Bi, Mo festgestellt. Diese anomal erhöhte Konzentration ist vor allem an Hydroquarzite, besonders in der sog. Fe-Hydroquarzit-Fazies, weniger dann in der Umgebung der kleinen Intrusionen zu beobachten. Der erhöhte Erzgehalt wurde auch bei den Analysen der primären Gesteine bestätigt.

Daraus folgt, dass man im Raume der mittelslowakischen neovulkanischen Komplexe auch andere Vererzungstypen erwarten kann, wie darauf bereits Fiala — Pácalt im Raume von Kremnica hingewiesen haben, bzw. dass man da mit einer viel bunteren Mineralassoziation der neoiden Vererzung zu tun hat, als bisher angenommen wurde.

FRANTIŠEK PÍCHA—JAROSLAV WEISS—EVA HANZLÍKOVÁ

PETROGRAFICKÝ VÝZKUM NĚKTERÝCH SLEPENCOVÝCH LOKALIT VE ŽDÁNICKÉ JEDNOTCE

Rozvíjející se výzkum hlubinné geologické stavby flyšového pásma a karpatské čelní hlubiny zvyšuje zájem o studium slepenců, které přináší důležité poznatky o složení podložních formací dnes až na malé výjimky nepřístupných přímému pozorování. Jednou z oblastí soustředěného zájmu je ždánická jednotka vnějšího flyšového pásma a její podloží. Podle současných znalostí (Matějka — Chmelík in Kalášek 1963; Pícha — Stráník 1963; Cicha — Chmelík — Pícha — Stráník 1964) je možno rozlišovati ve ždánické jednotce dvojí slepence různého petrografického složení a stratigrafického zařazení: a) starší slepence v podmenilitovém souvrství (svrchní křída—svrchní eocén); b) mladší slepence ve ždánicko-hustopečském souvrství (oligocén—akvitán).

Slepence v podmenilitovém souvrství jsou rozšířeny hlavně ve vnitřní čejčsko-zaječské antiklinální zóně. V minulosti byly zde označovány jako „moravské" a pokládány za ekvivalentní pískovcům magurským, řazeným ke svrchnímu oligocénu (Abel — Paul, 1910). Kettner (1924, 1927) je srovnával se svrchnokřídovými pískovci „istebskými". Nověji je Matějka — Chmelík (1955) řadí do paleocénu a eocénu ždánické jednotky.

Slepence ždánicko-hustopečského souvrství se nacházejí hlavně v jv. části ždánické jednotky v okolí Klobouk u Brna, V. Pavlovic a Zaječí. Jejich výzkumem se v minulosti zabýval zejména Stejskal (1933), který rozlišil dvojí slepence: a) *křepické* v nejnižších polohách ždánických pískovců (ždánicko-hustopečské souvrství), b) *klobouckés* (Kettner 1924, 1927) v nejvyšších polohách ždánických pískovců. Pokorný (1947) dokázal, že křepické slepence nejsou stratigrafickým horizontem a nelze je proto rozlišovat od slepenců klobouckých. Na základě nových výzkumů byly některé lokality tzv. „křepických slepenců" (např. Pouzdřany, Otnice) přeřazeny do tortonu; stratigrafické postavení dalších lokalit je nejisté. Ve vysvětlivkách ke generální mapě Brno (Matějka — Chmelík in Kalášek, 1963) bylo od obou názvů upuštěno.

Dosavadní výzkumy slepenců ve ždánické jednotce se týkaly hlavně jejich stratigrafické a geologické pozice, zatímco jejich složení bylo zkoumáno jen makroskopicky. Výjimkou je nejnovější práce Rotha — Hanzlíkové (1965), kteří podrobněji petrograficky a paleontologicky zhodnotili slepence ždánicko-hustopečského souvrství od Strážovic. V naší práci předkládáme výsledek petrografického výzkumu několika slepencových lokalit z podmenilitového souvrství čejčsko-zaječské zóny a ždánicko-hustopečského souvrství v oblasti Klobouk, jejichž stratigrafickou příslušnost máme za prokázanou. (viz obr. 1).

Slepence v podmenilitovém souvrství čejčsko-zaječské zóny

Slepence spolu s pískovci tvoří mocná (až 30 m) čočkovitá tělesa v pestrých pelitických vrstvách. Maximálně jsou rozšířeny ve středním eocénu. Byly studovány na lokalitách Velký vrch u Terezína a Přítluky (obr. 1). Vzhledem k tomu, že obě lokality mají podobný litologický charakter a blízké petrografické složení budou popsány souborně a vytknuty pouze některé rozdíly.

Na lokalitě Velkých vrch z. od Terezína jsou v opuštěném rozsáhlém lomu odkryty rozpadavé organodetritické (lithothamnie) pískovce a slepence střídající se v nepravidelných polohách několik dm až m mocných. Styk pískovcových a slepencových poloh je většinou neostrý; pískovce obsahují často šmouhy slepenců i ojedinělé vtroušené valouny. Slepence byly studovány v sv. části lomu. Na druhé lokalitě v malém lomě, 200 m sz. od kostela v Přítlukách jsou odkryty jen rozpadavé slepence a slepencové brekcie.

V okolí obou výskytů se nacházejí pestré šedozelené, červenohnědé šmouhované vápnité jílovce paleocenního a eocenního stáří. Přesnější stratigrafické zařazení slepencových poloh je velmi obtížné. Podle geologické pozice, v těsném sousedství střednoeocenních pestrých jílů, analogie s jinými podobnými výskyty, u nichž bylo stáří prokázáno, a zčásti i podle faunistického obsahu pískovců soudíme, že uvedená tělesa náležejí nejspíše k vyššímu střednímu eocénu.

Slepence jsou drobnozrnné, hrubozrnné až balvanité (0,5—50 cm). Drobnější valouny jsou částečně zakulaceny, velké bloky jsou opracovány nedokonale. Základní hmota je pískovcová, tmel vápnitý. Klastický materiál, zvláště u hrubozrnnějších slepenců je nevytříděný. Některá tělesa s tilloidní strukturou mají charakter podmořských skluzů. Petrografické složení obou lokalit je velmi pestré. Ve valounovém materiálu převládají různé krystalinické horniny, ze sedimentů jsou nejčastější světlé vápence. Mezi oběma lokalitami byly zaznamenány jen menší, spíše kvantitativní rozdíly. Na lokalitě Přítluky se nachází více typů jurských vápenců a velmi hojně jsou zastoupeny fylity. Pro lokalitu Velký vrch jsou naproti tomu charakteristické mylonity. Na lokalitě Velký vrch měřená imbrikace valounů a ojedinělé proudové stopy ukazují na přínos od JV.

Krystalinické horniny

Nejvýraznější složkou krystalinického valounového materiálu jsou mylonity, dále následují porfyroidy a fylity. Relativně často se vyskytují některé typy velmi nízce metamorfovaných břidlic, křemenců a valouny sekrečních křemenů.

Mylonity jsou šedavě zelené až okrově žluté barvy. Velikosti zrn silně kolísají podle intenzity mylonitizace. Ponejvíce se setkáváme s typy středně zrnitými, často až s celistvými.

Mylonity jsou složeny především z křemene, chloritu, sericitu, plagioklasů, minerálů ze skupiny zoisit-epidotové, zirkonu, apatitu a minerálů ze skupiny hydroxydů Fe. U některých netypických vzorků přistupuje k uvedeným minerálům ještě kalcit a titanit. Zrníčka křemene jsou průměrně 0,05 až 3,0 mm velká a je pro ně charakteristické velmi silné undulozní zhášení. Menší zrnka jsou koncentrována do shluků, u větších individuí se projevují zřetelné kataklastické deformace. Plagioklasy mají téměř stejný tvar i velikost (nejčastěji kolem 2,0 mm) jako křemen. Dosti často jsou postiženy přeměnami, z nichž za zmínku stojí především sericitizace, chloritizace a saussuritizace. Tyto přeměny bývají ve většině případů vyšších stupňů, takže z původních plagioklasů zůstávají zpravidla jen sporé relikty. Po stavební stránce je většina mylonitů charakterisována přítomností „ok" v paralelně uspořádané základní osnově. Vyskytují se také variety, které se blíží k typickým ultramylonitům. Geneticky je možno tyto horniny zařadit do skupiny mylonitizovaných basik. Na lokalitě Velký vrch jsou charakterističtější typy nežli na lokalitě Přítluky.

Porfyroidy jsou okrově šedé, převážně drobnozrnné, na puklinách s povlaky limonitu. Jejich podstatnou součástí jsou kyselé plagioklasy, tvořící nejčastěji lišty s hojnými šupinkami sericitu. Místy bývají intenzivně tlakově deformovány. Křemen se vyskytuje ponejvíce ve formě rozpadajících se agregátů, složených z drobnějších zrníček. Běžnou akcesorií bývají sulfidy, postižené intenzivní limonitizací. Stavebně převládají u porfyroidů mylonitické struktury (až maltovité), některé vzorky však mají ještě nezřetelnou blastoporfyrickou strukturu.

Granodiority šedavé, místy zelenavě šedé jsou tvořeny hlavně draselným živcem, plagioklasem a křemenem. Plagioklas silně přeměněný převládá nad draselným živcem. Tmavé součásti zastupuje chloritizovaný biotit. Charakteristickou přeměnou horniny je saussuritizace obdobného stupně jako nalézáme u hornin brněnského masivu. Akcesoricky se kromě minerálů zoisit-epidotové řady vyskytuje titanit a apatit. Tato hornina byla zjištěna na lokalitě Velký vrch.

Fylity mají tmavomodrošedou barvu, jsou hedvábně lesklé, převážně jemnozrnné. Charakteristický je pro ně velmi nízký stupeň metamorfozy (zóna svrchních slídnatých břidlic). Mikroskopicky je lepidoblastická komponenta tvořena proužky jemně šupinkatého sericitu a zelenavě pleochroického chloritu. Tyto polohy vyznačují ve výbrusech průběh vzájemně rovnoběžných ploch *s*, které jsou lokálně zdůrazněny hojnými koncentracemi šupinek grafitové substance. Křemen, jenž je důležitou komponentou granoblastické složky je účinkem metamorfní diferenciace koncentrován do poloh mezi jednotlivými plochami *s*. Podstatnou součástí některých fylitů je kalcit, takže jde o fylity kalcitické, případně chlorit-sericit-kalcitické. Struktura fylitů je granolepidoblastická, ve většině případů lepidoblastická.

Křemence makroskopicky jsou světle šedé až žlutavě šedé, jemnozrnné se zřetelnými foliačními rovinami, zdůrazněnými sericitem. Ve výbrusech jsou polohy *s* vyznačeny proužky tvořenými šupinkami sericitu. Převládající hornino-

tvornou komponentou je křemen, který se vyskytuje v podobě izometrických zrníček řádově o rozměrech v desetinách mm, jednotně i undulozně zhášejících. Velmi vzácně se vyskytuje chlorit. Ze sekundárních minerálů je běžný limonit (vzniklý pravděpodobně po pyritu). Strukturu sericitických křemenců je možno označit jako granoblastickou.

K ř e m e n. Valouny křemene mají mléčně bílou, nebo kouřově šedou barvu. Oba typy ve výbrusech se skládají z agregátů různě velkých křemenných zrn a jsou téměř prosté jakýchkoliv ostatních součástí. Zrníčka bývají většinou protáhlá, mírně laločnatá o velikostech pohybujících se řádově v setinách mm. Zhášejí silně undulozně, facetovaně nebo mozaikovitě. Z uzavřenin je v křemeni jemný pigment a často povlaky limonitu. V několika případech je křemen protkán mladšími žilkami, vyplněnými křemenem druhé generace. Geneticky náleží k typu sekrečních křemenů, příp. ke křemenům, vyskytujícím se ve větších individuích v pegmatitech.

S e d i m e n t y

Ze sedimentů jsou ve valounech nejčastější vápence, vzácněji se nacházejí pískovce, slínovce a dolomity.

V á p e n c e: a) světle šedohnědé, jemně *detritické vápence* složené z rekrystalovaných organických zbytků, úlomků kalových vápenců, krystalické mezerní hmoty a ojedinělých zrn křemene. Z foraminifer byly určeny jurské formy marsonel, miliolidních foraminifer (pravděpodobně rod *Ophthalmidium)* a spirilinid. Vzácné jsou schránky ostrakodů.

K tomuto typu patří i hrubozrnnější organodetritické vápence s hojnými válenými úlomky kalových vápenců a větší příměsí klastického křemene a živců. Početné mikrofauny jsou zastoupeny průřezy aglutinovaného rodu *Ammomarginulina,* zástupci rodů *Gaudryinella, Spirillina* a *Lenticulina.* Dále bylo nalezeno několik planktonických stomiosphaer. Kromě foraminifer se nacházejí zbytky ostrakodů, jehlice spatangů a ploténky z exoskeletů echinodermat. Úlomky kalových vápenců obsahují bezosé jehlice silicispongií, rhaxy a opracovanou drť zbytků echinodermat.

Uvedené vápence jsou prokazatelně malmského stáří a upomínají nejspíše na stupeň oxford-kimeridž. Vyskytují se hlavně na lokalitě Velký vrch.

b) světlé, pleťové, organodetritické *vápence s kalpionelami* v jemnozrnné základní hmotě, malým množstvím úlomků kalových vápenců a jen ojedinělými zrny křemene. Z organických zbytků převládá detrit kosterních plotének a jehlic echinodermat. V mezerní hmotě se obecně vyskytují z planktonických organizmů *Calpionella alpina* a radiolárie, z bentosních prvků *Gaudryina heersumensis,* mělčinné formy spirophthalmidií a blíže neurčitelné rotalidní foraminifery. Vzácné jsou též úlomky korálů a měkkýšů. Podle výskytu kalpionel soudíme na svrchnotithónský věk tohoto vápence.

Faunisticky je blízký tomuto typu i šedohnědý prokřemenělý vápenec s bělavě vyvětralými rohovci. Je složen z drobných organických zbytků, úlomků kalových vápenců a křemenného tmelu. V rohovcových partiích je křemitá hmota tvořena převážně chalcedonem. Od předešlého typu se liší prokřemeněním a nepřítomností kalpionel. Vápence tohoto typu byly nalezeny převážně na lokalitě Přítluky.

c) světle šedohnědé, hrubozrnné, organogenní *oolitické vápence* s úlomky fylitů (až 1 cm), valounky kalových vápenců a vzácnými zrny křemene, křemenců a jiných hornin. Velmi hojné jsou oolity uzavírající úlomky organizmů (echinodermat, jehlic spatangů) a částečně i korálů, kalových vápenců a křemene. Kalcitová mezerní hmota vápenců je krystalická. Z mikrofaun byly mimo oolity nalezeny kosterní jehlice a úlomky echinodermat a úlomky korálů.

Některé druhy oolitických vápenců jsou složeny převážně jen z oolitů a mají zčásti prokřemenělý tmel i jádra některých oolitů (radiálně paprsčitý chalcedon). Obsahují rovněž ojedinělé úlomky fylitů. Stáří vápenců je problematické, pravděpodobně jurské.

d) pleťové tříšťnaté *kalové vápence* složené z kryptokrystalické kalcitové hmoty s příměsí jílu a vzácných drobných rekrystalovaných zbytků mikrofaun. Některé vzorky obsahují partie se silně rekrystalovanou organodetritickou, případně oolitickou strukturou. Z organických zbytků se nacházejí pouze sporadické kapsuly radiolárií sférického typu, častěji drobné jehlice radiolárií. Stratigrafické zařazení těchto vápenců je problematické, s výhradami je klademe k juře.

e) šedomodrý, rezavě hnědě navětrávající, silně *písčitý vápenec s oolity*. V hrubozrnném klastickém materiálu (20—30 %) jsou zastoupena ostrohranná i nepatrně opracovaná zrna křemene a živců, ojediněle se vyskytují slídy. Oolity jichž je asi 10 % uzavírají klastická zrna křemene a živců, vzácně organické zbytky. Jejich obal je tvořen kryptokrystalickou kalcitovou hmotou s limonitovým pigmentem. Základní hmota vápenců je kalcitová, jemně až středně krystalická. Z organických zbytků jsou nepříliš časté úlomky kosterních plotének echinodermat, jehlice spatangů a exempláře mělčinných ophthalmiidních a nodosariidních foraminifer. Vzácné jsou průřezy stomiosphaer, úlomky korálů a jehlice echinoideí. Podle faunistického obsahu řadíme tuto horninu k juře.

Dolomity. Okrově šedý, rezavě skvrnitý dolomit s krystalickou dlažební strukturou (0,1—0,2 mm), na okrajích zrn s vyloučeným limonitem. Místy obsahuje příměs velkých zrn křemene (až 5 mm) a živců. Podobné dolomity jsou známy z jury.

Slínovce: a) okrově žlutý, vrstevnatý slínovec s příměsí jemnozrnného klastického křemene (5 %) a hojnými rekrystalovanými bezosými jehlicemi silicispongií (rhaxy), sférickými radiolárie mi a jejich jehlicemi. Hornina má paralelní texturu. Řadíme ji s výhradami k juře.

b) hnědavě šedý slínovec s hojným limonitovým pigmentem a rekrystalovanými vápnitými jehlicemi hub.

P í s k o v c e : a) hnědošedý, jemnozrnný, silně *písčitý vápenec až vápnitý pískovec.* Kalcitová základní hmota této horniny je většinou mikrokrystalická, místy i hruběji krystalovaná. Klastický materiál (30—40 %) je neopracovaný a svou velikostí nepřesahuje 0,2 mm. Je tvořen převážně živci, draselnými plagioklasy, značně sericitizovanými a karbonatisovanými, dále křemenem a hojnými úlomky chloriticko-sericitických, epizonálně metamorfovaných hornin. Mikrofauna je vzácná, nacházejí se ojedinělé exempláře jurského druhu *Marssonella turris* a nodosariidních foraminifer. Hornina má paralelní texturu. Její zařazení je problematické. Obsahuje jurské fauny, které však mohou být i redeponovány.

b) výraznou horninou v eocenních slepencích jsou rezavě žluté a rezavě hnědé, nevápnité nebo slabě vápnité, jemně až středně zrnité *železité pískovce,* které tvoří zpravidla větší bloky. V klastickém materiálu obsahují převážně křemen, dále draselné živce, vzácně plagioklasy a akcesoricky biotit a muskovit. Tmel pískovců je limonitový, místy s příměsí kalcitu. Na lokalitě Velký vrch byly v těchto pískovcích nalezeny nezřetelné otisky fauny.

K tomuto typu řadíme i světle rezavě hnědé pískovce s velkým obsahem kalcitového tmelu a nižším procentem limonitu.

R e z a v é v á p n i t é j í l o v c e. Na lokalitě Velký vrch se nacházejí velké bloky rezavě hnědých, silně jemně písčitých, vápnitých jílovců až jílovitých pískovců s hojnými zuhelnatělými rostlinnými zbytky a vzácnějšími špatně zachovalými úlomky makrofauny. Mikrofaunu neobsahují. Předpokládáme, že tyto horniny náležejí ke stejnému útvaru jako rezavé pískovce a společně je s výhradami řadíme ke karpatskému liasu.

U h l í. Na lokalitě Velký vrch byl nalezen valoun (20 cm) černého uhlí.

K b a z i c k ý m e f u s i v ů m řadíme tmavě šedou, jemnozrnnou horninu, nalezenou na lok. Velký vrch. Vyznačuje se přeměněnými vyrostlicemi živců a základní hmotou převážně ofitické stavby. Tmavé součásti jsou značně chloritizovány. Svým charakterem upomíná na spodnotriasové nebo permské bazické vyvřeliny. Tuto horninu uvádíme mezi sedimenty vzhledem k tomu, že pochází ze sedimentární formace a nikoliv z krystalinika.

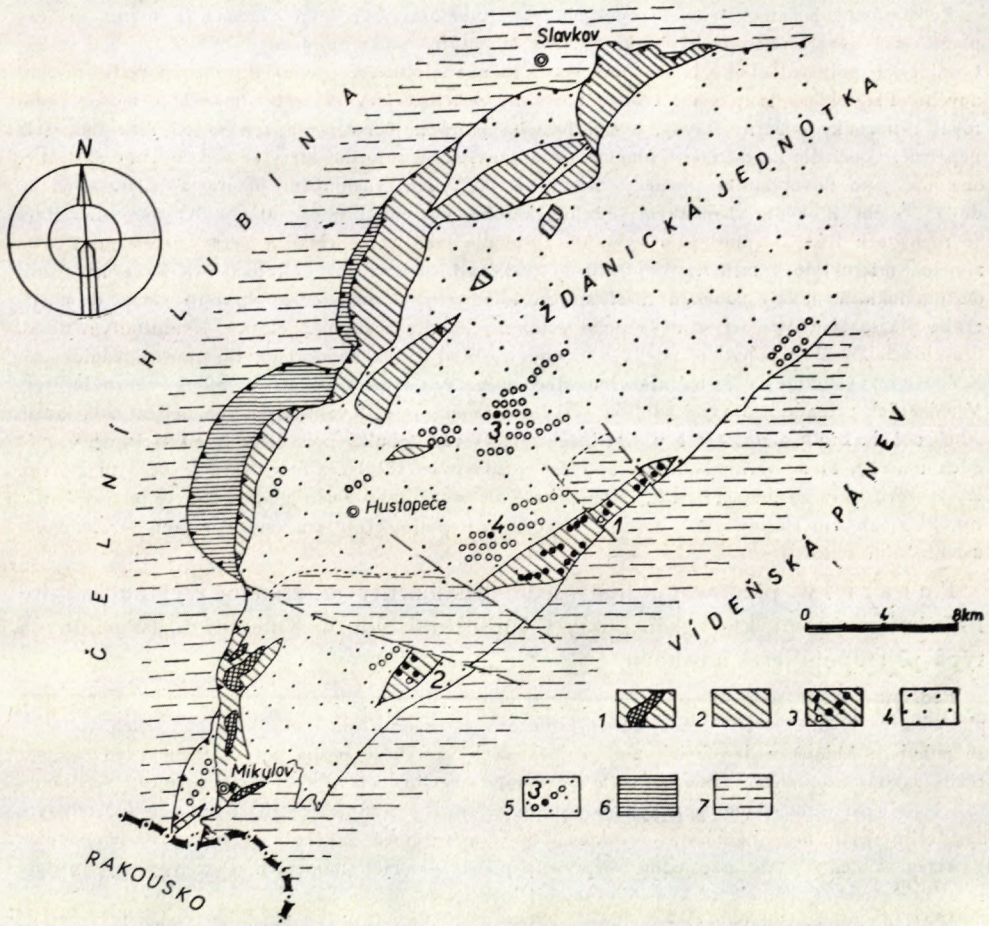
Slepence ve ždánicko-hustopečském souvrství (oligocén-akvitán)

Jsou rozšířeny převážně v okolí Klobouk, V. Pavlovic a Zaječí (*klobouckés lepence* K e t t n e r a 1926). Slepence jsou většinou hrubozrnné až blokové. Tvoří nepravidelné čočkovité polohy a hnízda v pískovcových vrstvách. Byly studovány na dvou lokalitách: Zumperky a Bořetice.

Na lokalitě Z u m p e r k y (k. 335,5) jižně od Klobouk se nachází slepencový materiál v pískovcovém eluviu. Kromě valounů byly nalezeny i úlomky pískovců ždánického typu a úlomky drobnozrnných slepenců s pískovcovou základní hmotou. Slepence byly na této lokalitě v minulosti těženy povrchovými a podzemními pracemi jako štěrkový materiál.

Na druhé lokalitě v hluboké erosní rokli 500 m jjv. od k. 327,3 (Horní Ochozy) severně od Bořetic jsou odkryty pískovcové vrstvy ždánického typu s nepravidelnými polohami a hnízdy hrubozrnných slepenců i ojedinělými valouny uzavřenými v pískovcové hmotě.

Ve valounovém materiálu na obou lokalitách převažuje materiál sedimentárního původu, hlavně různé pískovce, vápence a slínovce; z krystalických hornin jsou nejhojnější útržky fylitů. Křemen tvoří jen drobnější zrna. Mezi oběma lokalitami nebyly zjištěny podstatnější rozdíly.



Obr. 1. Schematické rozšíření slepenců ve ždánické jednotce.

1 — jurská bradla Pavlovských kopců, 2 — podmenilitové souvrství (svrchní křída — svrchní eocén), 3 — slepence v podmenilitovém souvrství, 4 — ždánicko-hustopečské souvrství, 5 — slepence ve ždánicko-hustopečském souvrství, 6 — pouzdřanská jednotka, 7 — neogén čelní hlubiny a Vídeňské pánve.

Číslicemi označeny jednotlivé studované lokality: 1 — Velký vrch u Terezína; 2 — Přítluky; 3 — Zumperky u Klobouk; 4 — Bořetice.

Krystalinické horniny

Ze skupiny eruptiv a metamorfitů se na složení slepenců podílejí především granodiority, dále celá řada rul o rozdílném stupni migmatitizace a posléze horniny nižších metamorfních facií (fylity).

Granodiority. Makroskopicky lze v granodioritech rozeznat jednak drobná bíla živcová zrníčka, jednak poněkud větší růžová a posléze křemenná zrnka, takže celkově u těchto hornin převládá narůžovělá barva.

Podstatnými horninotvornými součástmi jsou plagioklasy, K-živce, křemen a biotit. Průřezy plagioklasů bývají většinou hypidiomorfně až idiomorfně omezeny. Jsou průměrně 1,5 mm velké, velmi často polysyntheticky lamelované podle zákona albitového, poněkud vzácněji podle periklinového. Plagioklasy jsou téměř vesměs postiženy sericitizací. V některých zrnech je možno pozorovat i náznaky zonární stavby, avšak bazicita jádra a jednotlivých zón se od sebe liší zcela nepatrně. Ojediněle nacházíme v plagioklasech uzavřeniny chloritu, který se v daleko hojnější míře objevuje jako novoprodukt přeměny biotitu. Kvantitativní zastoupení plagioklasů kolísá od 40 do 45 % obj. h. Svým chemickým složením zhruba odpovídají směsi 90—94 Ab. Draselné živce (o rozměrech 1,6—2,5 mm) jsou vyvinuty zpravidla jako jemně vláknité pertity, které mají často zřetelné mikroklínové mřížování. Ojediněle podléhají šachovnicové albitizaci. K-živce na rozdíl od plagioklasů mívají poněkud nižší stupeň idiomorfie. Z uzavřenin obsahují občas drobnější zrnka plagioklasu, vzácněji zrníčka nebo sloupečky apatitu a šupinky biotitu. Kvantitativní obsah draselných živců se pohybuje od 15—20 obj. h., nikdy však nedosahuje zastoupení plagioklasů. Křemen se vyskytuje ve formě allotriomorfně omezených zrníček povětšině undulozně zhášejících. V některých případech uzavírá šupinky sericitu a zrnka živců. Kvantitativně na něj připadá kolem 30 % obj. h. Biotit o rozměrech v desetinách mm vytváří tabulky nebo lišty (pleochroismus v hnědých tónech), které bývají akumulovány do hnízdovitých shluků. Chloritizace je běžným zjevem. Z akcesorií bývá zastoupen apatit, zirkon, minerály ze skupiny zoisit-epidotové a velmi řídce titanit. Po strukturní stránce jde o horniny s typickou hypidiomorfně zrnitou strukturou se zřetelným usměrněním součástí.

Pararuly představují tmavošedé metamorfity se zřetelně vyvinutými foliačními rovinami, které jsou pokryty šupinkami biotitu, k němuž u dvojslídných typů přistupuje ještě muskovit.

Podstatné světlé součásti jsou tvořeny plagioklasy, draselnými živci a křemenem. Xenoblasty plagioklasů bývají izometrické a mírně protažené ve směru usměrnění horniny. Jejich velikosti se pohybují řádově v desetinách mm. U některých vzorků je běžné polysynthetické zdvojčatění podle zákona albitového, vzácněji podle periklinového. Úhly zhášení albiticky zdvojčatělých lamel (8—10°) i ostatními svými optickými konstantami (n = 1,538, 2V = 85°, opt. ch. +) odpovídají velmi kyselému oligoklasu s obsahem 12 % anorthitové molekuly. Poněkud bazičtější plagioklasy (kolem 75 Ab) nacházíme rozptýleny podél některých foliačních rovin v přímé asociaci se sillimanitem. Ojediněle se v nich vyskytují myrmekity.

K-živce jsou většinou omezeny allotriomorfně a dosahují velikosti kolem 0,3 mm. Jsou jednoduché, nezdvojčatělé a ve většině případů bývají reprezentovány mikroklin-mikropertitem.

Křemen (0,30 × 0,16 mm) tvoří většinou jemnozrnnější agregáty složené ze zrn laločnatých tvarů. Zrníčka jsou silně kataklazována, místy zřetelně rekrystalizují. U variet, které se blíží již typickým migmatitům je křemen hlavní složkou metatektu. Kvantitativní poměr křemene vůči živcům bývá nejčastěji 3:1, u migmatitů s obsahem granátu až 5:1.

Tmavé součástky jsou především zastoupeny biotitem, k němuž na některých lokalitách přistupuje muskovit (Zumperky), granát (Bořetice) a velmi vzácně sillimanit.

Ze sekundárních produktů jsou běžné sericit a chlorit. Biotit je lištovitý nebo útržkovitý a má zřetelný pleochroismus v hnědých tónech. Šupinky nejsou příliš deformovány, avšak běžně podléhají chloritizaci. Na lokalitě Bořetice bývají často v chloritizovaných biotitech uzavírány shluky jemných jehliček sagenitu. U dvojslídných typů je přítomen kromě biotitu ještě muskovit, jehož kvantitativně bývá zpravidla vždy méně. Někdy oba tyto lepidoblastické minerály spolu srůstají a jejich lupínky bývají tlakem deformovány. Zrníčka granátu bývají rozpukaná a jejich velikosti dosahují řádově až desetiny mm. V hornině bývají povětšinou rozmístěna nepravidelně, místy se poněkud soustřeďují na polohy křemenno-živcového metatektu.

Z akcesorických minerálů je třeba kromě sillimanitu uvést zejména apatit, zirkon a z rudních součástí zrníčka limonitizovaného pyritu. Struktura biotitických, příp. dvojslídných pararul více či méně migmatitizovaných je převážně granoblastická, v menší míře lepidogranoblastická. U typů granáticko-sillimaniticko-biotitických bývá často porfyroblastická s granoblastickou strukturou jemnozrnnější hmoty.

Fylity. Tento valounový materiál, nacházející se pouze na lokalitě u Bořetic, je po petrografické stránce téměř shodný s materiálem z paleocenních — svrchnoeocenních slepenců z okolí Přítluk. Odkazujeme tedy na výše uvedené minerální složení.

Sedimenty

Ze sedimentárních hornin jsou nejčastější různé pískovce, dále se nacházejí vápence, slínovce a rohovce.

Pískovce: a) šedozelené, zelenošedé, světleji proužkované, *glaukonitické pískovce,* jemnozrnné, silně vápnité. V klastickém materiálu obsahují převážně ostrohranná, málo opracovaná zrna křemene, v malém množství živce a ojedinělé šupinky muskovitu. Z akcesorických těžkých minerálů zjištěn granát, zirkon a turmalin. Tmel je kalcitový. Charakteristický je vysoký obsah glaukonitu (5—10 %).

Některé velmi jemnozrnné a silně vápnité typy (kolem 50 % $CaCO_3$) obsahují často hojnou mikrofaunu, zbytky tenkostěnných drobných globigerin a globorotalií a ojedinělé planktonické chiloguembeliny, úlomky jehlic spatangů, rhaxy a megaskléry silicispongií. Z bentosních foraminifer byly nalezeny vzácně exempláře bolivin a rotalidních foraminifer. Fauna upomíná na zónu drobných globigerin svrchního eocénu.

K tomuto typu lze přiřadit i světle zelenavě šedé, po navětrání narůžovělé, středně zrnité, křemité glaukonitické pískovce. V klastickém materiálu velikosti 0,2—0,3 mm se kromě polozaoblených zrn křemene nacházejí ojedinělé živce. Tmel je převážně opálový s nepatrnou příměsí kalcitu. Sytě zelený glaukonit se vyskytuje v množství několika procent. Z mikroorganizmů byly nalezeny jehlice spatangů, úlomky schránek mělčinných rotalií a úlomky asterocyklinidních foraminifer, vzácně i úlomky rodu *Nummulites* a jeden dokonalý průřez rodu *Helicolepidina.*

Uvedené pískovce pokud obsahují mikrofaunu jsou průkazně svrchnoeocenního stáří. Podle vysokého obsahu glaukonitu, částečného prokřemenění některých pískovců a zčásti i podle mikrofaun je řadíme ke zlínským vrstvám. Jsou podobné pískovcům magurských trosek z čejčsko-zaječské antiklinoriální zóny.

b) *pískovce světle šedé, nahnědlé,* silně vápnité, středně až hrubě zrnité, až drobně slepencovité, složené z částečně opracovaných (větší valouny dobře zakulacené), často rozpraskaných zrn křemene, menšího množství živců (2—5 %), akcesorického zirkonu, glaukonitu, muskovitu a krystalického kalcitového tmelu. Tyto pískovce neobsahují žádné organické zbytky. Podobají se nejspíše některým pískovcům soláňských vrstev magurského flyše.

c) *rezavě hnědé pískovce,* vápnité, železité, podobného typu jako železité pískovce ve starších eocenních slepencích (viz str. 36). Některé valouny těchto pískovců obsahují jen menší množství limonitu, avšak hojnou slídu.

V á p e n c e : mezi vápencovými valouny byly zjištěny dva výrazné typy:

a) světle hnědošedé, *písčité, organodetritické vápence* složené v podstatě z hojných vápnitých, vzácně i křemitých schránek mikroorganizmů, hlavně foraminifer (10—15 %), mikrokrystalické kalcitové hmoty a klastického křemene (10 až 30 %). Dále obsahují ojedinělé šupinky muskovitu a vzácný glaukonit. Ve faunách převládají tenkostěnné drobné globigeriny a globorotalie blízké zóně drobných globigerin svrchního eocénu. Z bentosních foraminifer se nacházejí zástupci polymorphinid, rotaliid a miliolid. Vzácné jsou úlomky velkých foraminifer asterocyklinid. Běžné jsou též megaskléry silicispongií a jehlice spatangů. Faunisticky jsou tyto vápence blízké jemnozrnným glaukonitickým pískovcům a stratigraficky odpovídají svrchnoeocenní zóně drobných globigerin.

b) pleťové, *jemně detritické vápence* složené z úlomků vápnitých schránek organizmů, úlomků klastických vápenců, krystalické základní hmoty a menší příměsi (do 5 %) klastického křemene, ojedinělých živců a muskovitu. Mikrofauna je v nich zastoupena mělce neritickými rody foraminifer hlavně ophthalmiidními foraminiferami, dále početnými zástupci marsonel, bolivin a gaudryin. Hojné jsou megaskléry silicispongií a kosterní ploténky echinoideí. Stratigraficky náležejí tyto vápence k tithonu a faunisticky i litologicky jsou blízké jurským vápencům z bradel u Zaječí.

S l í n o v c e jsou žlutošedé, lasturnatě odlučné, složené z jílu a jemně krystalovaného kalcitu s příměsí prachového křemene (5 %), akcesorického muskovitu, glaukonitu a limonitu. Jejich příslušnost není vyřešena.

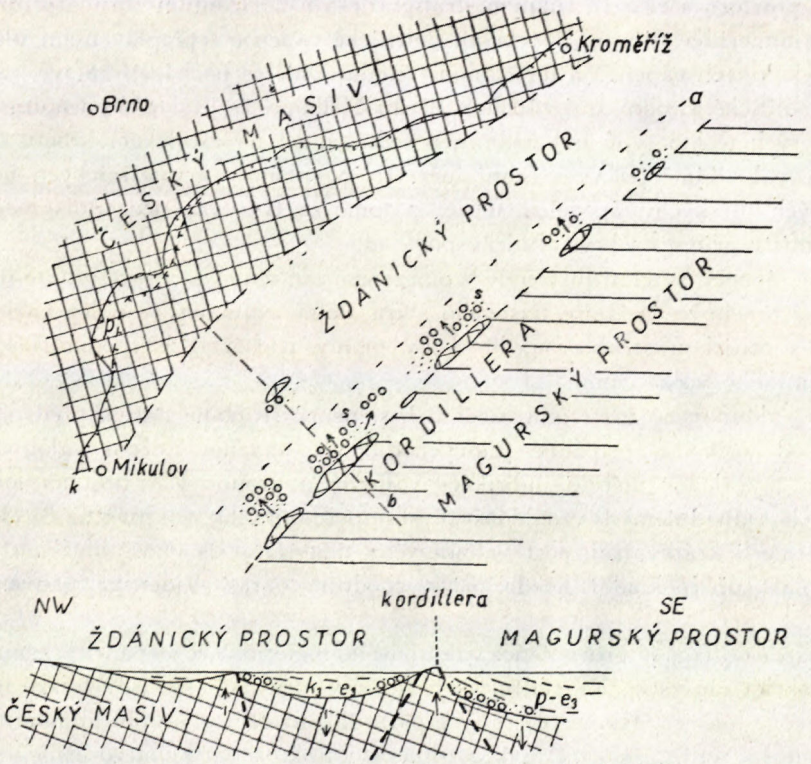
R o h o v c e jsou černošedé, bělavě šedě navětrávající, prostoupené druhotnými žilkami kalcitu. Jsou složeny z chalcedonu s malým množstvím kalcitu, který představuje zřejmě zbytek karbonátové horniny druhotně silicifikované. Také příslušnost těchto rohovců není jasná. Mohou pocházet jak z jurských, tak i devonských vápenců.

Úvaha o provenienci valounového materiálu

Studované slepence náležejí ke dvěma odlišným typům geneticky vázaným na dvě stratigraficky a paleogeograficky rozdílné etapy vývoje ždánické jednotky: podmenilitové souvrství a ždánicko-hustopečské souvrství. Podstatné rozdíly ve

složení valounového materiálu u obou typů ukazují nejen na rozdílnou provenienci klastik, ale i na rozsáhlé paleogeografické změny, ke kterým došlo v sedimentačním prostoru vnějšího flyšového pásma mezi svrchním eocénem a oligocénem (pyrenejská fáze). Otázky provenience klastik musíme tedy řešit odděleně pro obě tato období.

I. Provenientní oblastí eocenních slepenců byl pravděpodobně exotický hřbet (kordillera), oddělující sedimentační prostor ždánický od magurského, dnes zakrytý příkrovy vnějších Karpat. Svědčí o tom maximální rozšíření slepenců v nejvnitřnější čejčsko-zaječské zóně ždánické jednotky a jejich nepřítomnost ve vnějších zónách, dále naměřené směry přínosu a složení valounového materiálu. Exotický hřbet si představujeme jako podmořský val jen místy vynořený nad hladinou. Byl tvořen převážně krystalinikem, zčásti zakrytým jurskými vápenci. Přítomnost mladšího paleozoika nepodařilo se v této zóně zatím prokázat.



Obr. 2. Rekonstrukce ždánického prostoru ve středním a svrchním eocénu.

a — vnitřní přikordillerová zóna (zóna Čejč — Zaječí), *p* — pouzdřanská jednotka, *k* — dnešní okraj karpatských příkrovů, *s* — slepence a pískovce, *b* — linie příčného řezu; šipky na mapce udávají směr přínosu klastik, na řezu vyznačeny šipkami stoupající a klesající bloky podkladu.

Z krystalických hornin převládají ve slepencích metamorfity odlišné od hornin krystalinika Českého masivu. Jsou to především různé typy mylonitů pocházející pravděpodobně z rozsáhlé mylonitizované zóny, dále fylity, křemence a chloritické břidlice. Průkazné horniny brněnského masivu jsou jen ojedinělé. Valouny sekrečních křemenů tvořící často čočky a pecky v metamorfitech a úlomky fylitických hornin se mohou vyskytovat v jakémkoliv krystaliniku a nejsou proto pro řešení provenience průkazné.

V podkladu flyšového pásma probíhá hlubinný styk mezi jihovýchodním pokračováním Českého masivu a blokem Centrálních Karpat. Vzhledem k tomu, že tento styk není zatím přesně lokalizován a definován a není rovněž znám petrografický charakter zakrytých částí krystalinika Českého masivu, nelze zatím rozhodnout o příslušnosti krystalinika exotického valu.

Sedimentární obal exotického krystalinika je zastoupen převážně svrchní jurou (malmem). Jurské vápence náležejí k různým typům odpovídajícím různým faciím jurského prostoru a zčásti i různým stratigrafickým horizontům zhruba o rozsahu oxford, kimmeridge, tithón. Převládají detritické vápence s přeplavenými úlomky jurských kalových vápenců a mělčinnou faunou. Dále se nacházejí kalové, calpionellové, oolitické a rohovcové vápence. Předpokládáme, že litologický i faunistický ráz některých těchto typů byl podmíněn sedimentací na exotickém hřbetu, který se projevoval zřejmě již ve svrchní juře. Hojné úlomky krystalinických hornin v některých jurských vápencích svědčí o tom, že tyto vápence transgredovaly alespoň místy přímo na krystalinický podklad.

Kromě vápenců svrchní jury byly v omezeném množství nalezeny písčité jílovce až jílovité prachovce nejspíše liasového stáří. Velmi zajímavý je nález bazických vyvřelin s ofitickou strukturou, které by mohly pocházet ze spodnotriasového nebo permského vulkanismu.

Přínos valounového materiálu eocenních slepenců se podle našich představ dál výlučně od východu, případně jihovýchodu, jak ukazuje složení valounového materiálu i výsledek měření imbrikace valounů a proudových stop na lokalitě Veľký vrch. Odhadujeme-li vzdálenost přesunutí ždánického příkrovu na 8—16 km a uvažujeme-li krátký transport valounového materiálu slepenců, můžeme zdrojovou oblast předpokládat někde při východním okraji Vídeňské pánve.

II. Značně odlišná je provenience valounového materiálu ve slepencích ždánicko-hustopečského souvrství. Krystalinické horniny v nich nalezené jsou blízké horninám Českého masivu. Hlavně co se týče pararul o rozdílném stupni migmatitizace lze s určitostí tvrdit, že jsou makroskopicky i mikroskopicky nerozeznatelné od moldanubických migmatitů západomoravského krystalinika. Analogicky také granodiority se téměř shodují s některými typy kyselých eruptiv, náležejících brněnskému masivu.

Problematický je původ kalcitických fylitů, v nichž bychom mohli spatřovat

representanta série vnitřních fylitů moravika, avšak jejich petrografický charakter, především struktura a vzájemný poměr křemene a kalcitu tomu nenasvědčuje.

Ze sedimentů jsou nejčastější valouny svrchneocenních glaukonitických pískovců pocházejících ze zlínských vrstev magurského flyše. Méně jasná je provenience faunisticky sterilních jemnozrnných až drobně slepencovitých pískovců, které se podobají některým pískovcům soláňských vrstev. Z flyšového pásma nejspíše magurské jednotky pocházejí asi i časté písčité organodetritické vápence s bohatou faunou, stratigraficky blízké zóně drobných globigerin svrchního eocénu.

Přítomnost flyšových hornin ve slepencích ždánicko-hustopečského souvrství je důkazem o vyzdvižení a částečné denudaci magurské jednotky v oligocénu a akvitánu.

Jurské detritické vápence jsou petrograficky i faunisticky stejné jako jurské vápence ve slepencích podmenilitového souvrství a podobají se některým typům známým z bradel u Zaječí (P í c h a — H a n z l í k o v á, 1965).

Kromě jurských vápenců vyskytují se v obojích slepencích ještě železité pískovce, kalcitické fylity a některé vyvřeliny brněnského masivu.

Zdrojem klastického materiálu ve slepencích ždánicko-hustopečského souvrství byl tedy jednak magurský flyš a karpatská jura, jednak krystalinikum Českého masivu. Vysvětliti společný výskyt těchto hornin není jednoduché. Zatímco horniny magurského flyše byly přinášeny z Karpat, krystalinické horniny Českého masivu rozšířené ve slepencích dnes vystupují v předpolí Karpat. Současný přínos z obou směrů a mísení obou složek nelze předpokládat vzhledem k velmi hrubozrnné struktuře slepenců, přítomnosti málo resistentních hornin a skluzovému charakteru některých těles. Rozšíření slepenců omezené na vnitřní zónu ždánické jednotky, jejich petrografické složení, existence samostatného prostoru pouzdřanského na okraji Českého masivu a naměřené směry proudění ve ždánické jednotce, svědčí pro přínos veškerého valounového materiálu od východu a jihovýchodu z Karpat. Problémem tedy zůstává vysvětliti přítomnost krystalinických hornin Českého masivu ve slepencích. M a t ě j k a (in K a l á š e k 1963) předpokládá jejich redepozici ze starších slepenců čejčsko-zaječské zóny. Rozdílné petrografické složení obojích slepenců však vyvrací tento názor. Ze stejného důvodu odmítáme i možnost redepozice valounového materiálu ze slepenců soláňských vrstev magurského flyše.

Nejnověji R o t h — H a n z l í k o v á (1965) na základě výzkumu slepencové lokality Strážovice u Kyjova předpokládají podélný přínos klastik ve ždánické jednotce od SV z krystalinika typu Hornomoravského úvalu a těšnovického úseku slezské jednotky. I když zcela nevylučujeme možnost podélného proudění ve ždánickém prostoru, považujeme za pravděpodobnější, jak již bylo výše rozvedeno, že hrubá klastika byla přenášena laterálně z Karpat. Podle našeho názoru byly zdrojem krystalinického materiálu strukturní jednotky Českého masivu, dnes zakryté flyšovými příkrovy. Zčásti to potvrzují nejnovější vrtné práce (Vranovice 1,

Bučovice 1, Mikulov 1), které potvrdily pokračování brněnské vyvřeliny pod přesunutými Karpaty ve vzdálenosti až několika desítek kilometrů od jejího dnešního rozšíření na povrchu.

Při sedimentaci ždánicko-hustopečského souvrství došlo podle naší představy před zdvíhajícím se a silně erodovaným blokem magurského flyše na systémech příčné a podélné tektoniky k lokálnímu vyzdvižení podkladu budovaného krystalinikem typu Českého masivu a jurským pokryvem. Tak mohlo dojít k současné erozi hornin starého podkladu i mladšího flyšového pásma a jejich společnému přemístění do slepenců. Zdrojová oblast krystalinického materiálu slepenců ždánicko-hustopečského souvrství ležela západněji než exotická kordilera dodávající materiál do slepenců podmenilitového souvrství a měla odlišné petrografické složení. Tento náš názor nutno považovati zatím za hypothesu, jejíž platnost musí být ověřena studiem dalších slepencových lokalit a celkovým řešením paleogeografie ždánického sedimentačního prostoru.

Ústřední ústav geologický,
Praha

Lektoroval doc. dr. Z. Roth.

LITERATURA

[1] Abel O., 1910: Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Auspitz u. Nikolsburg. Wien. — [2] Cicha I. — Chmelík F. — Pícha F. — Stráník Z. 1964: Übersicht über den heutigen Stand der Forschungen in der Molassezone Ždánicer und Pouzdřaner Einheit Süd-Mährens. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. 56, H. 2. — [3] Hanzlíková E. — Pícha F., 1965: Feststellung von Juraklippen in der Ždánice-Einheit bei Zaječí. Věstník ÚÚG XL/3, Praha. — [4] Kalášek J. et coll., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, list Brno (M-33-XXIX). — [5] Kettner R., 1924: O pískovcích magurských. — Časopis Vlasteneckého spolku musejního v Olomouci, XXXV/1-4. — [6] Kettner R., 1927: Geologické poměry flyšového území mezi Čejčí a Klobouky. — Časopis Vlasteneckého spolku musejního v Olomouci XXXIX/1-4. — [7] Matějka A. — Chmelík F., 1955: Zpráva o geologickém výzkumu a mapování terénu Čejč-Zaječí. Rukopis; Archiv ÚÚG, Praha. — [8] Pícha F. — Stráník Z., 1963: Geologie ždánické jednotky. — Sborník referátů XIV. sjezdu Čsl. společnosti pro mineralogii a geologii, Brno. — [9] Pokorný Vl., 1947: Ke geologii okolí Hustopečí. — Sborník SGÚ, r. XIV, Praha. — [10] Roth Z. — Hanzlíková E., 1965: Původ slepence ždánicko-hustopečského souvrství od Strážovic u Kyjova. — Věstník ÚÚG XL/1, Praha, — [11] Stejskal J., 1933: Slepence ždánické serie na jižní Moravě. — Věstník SGÚ IX/2, Praha. —

J. PÍCHA — J. WEISS — A. HANZLÍKOVÁ

PETROGRAPHICAL INVESTIGATION OF SEVERAL CONGLOMERATE LOCALITIES IN ŽDÁNICE UNIT.

Conglomerates in Ždánice unit belong to two stratigraphically and paleogeographically different cycles: a) submenilitic complex (Upper Cretaceous — Upper Eocene), b) Ždánice-Hustopeč complex (Oligocene — Aquitanian). Different provenience of clastics as well as extensive paleogeographical changes that took place in the sedimentation area of the Flysch zone between the Upper Eocene and the Oligocene, have been indicated by essential differences in the composition of pebble material between both types of conglomerates.

Older Upper-Cretaceous and Upper-Eocene conglomerates were subject to detail petrographical study in two localities of the Čejč-Žaječí anticlinal zone. They contain abundant pebbles of crystalline rocks, mainly mylonites and phyllites, Jurassic limestones and some further rokcs with undetermined provenience. The majority of crystalline rocks is different from those of the marginal part of Bohemian Massif. Probable provenience area of these older conglomerates was the exotic ridge (cordillera) separating the Ždánice region from the Magura region, built predominantly by the crystalline and jurassic limestones. Existence of the cordillera is indicated by the maximum amassment of coarse clastics in the innermost Čejč-Zaječí zone of the Ždánice unit and by measured current directions.

Conglomerates of the younger cycle (Oligocene-Aquitanian), studied in two localities, too (cf. Fig. 1), contain predominantly pebbles of Magura Flysch sandstones, especially those of the Zlín beds, Jurassic limestones and crystalline rocks close to the Bohemian Massif rocks. Transport of the East, from the Carpathians is indicated by limited spreading of the conglomerates upon the inner zone of the Ždánice unit between the Pavlovské kopce Mts. and Kyjov, by petrographical composition of pebble material and by measured current directions. It is very difficult to explain from the paleogeographical point of view the presence of the Jurassic and of the crystalline in conglomerates together with the Flysch material. The opinion about redeposition of crystalline rocks from older conglomerates of the Čejč-Zaječí zone or of the Soláň beds of the Magura Flysch is contradicted by different petrographic composition of these conglomerates. According to the author, the underlier built of the Bohemian Massif crystalline and of the Jurassic sheet had been locally lifted in the front of the rising block of the Magura Flysch, on the systems of longitudinal and transversal tectonic, in the Oligocene and Aquitanian. Thus contemporaneous erosion of rocks in older underlier and in younger Flysch zone as well as their common redeposition into conglomerates might have taken place.

VINCENT ĎUROVIČ

KARBONÁTOVÉ KONKRÉCIE SEDIMENTOV MELAFÝROVEJ SÉRIE NÍZKYCH TATIER

Abstrakt. Materiál pre štúdium konkrecionálnych útvarov som vyzbieral zo sedimentov pestrého súvrstvia permu melafýrovej série na severných svahoch Nízkych Tatier. Ich výskyt je viazaný len na určité typy sedimentov. Ide o karbonátové konkrécie, tvorené vápencom a dolomitom, ktoré sú rôzneho tvaru, veľkosti a vývinu (septáriové a bez septárií), s varírujúcim obsahom úlomkovitého materiálu pôvodnej horniny. Tvar a štruktúra konkrécií bola závislá od fyzikálnych vlastností hornín; ich chemické a mineralogické zloženie bolo ovplyvnené fyzikálno-chemickými podmienkami v štádiu diagenézy sedimentov. V práci podávam ich krátku charakteristiku, popis, výskyt, výsledky petrografického výskumu a vznik, pričom štúdium geochemických vzťahov sa uskutoční v ďalšej etape výskumov.

Stručná geológia územia

Severné svahy Nízkych Tatier sú budované epimetamorfovanou sériou Veľkého Boku a chočským príkrovom. V podloží chočského príkrovu leží séria Veľkého Boku. Ich styk je výrazne tektonický. Melafýrová séria patrí k najspodnejšej časti príkrovu a je charakterizovaná prítomnosťou vulkanogénnych, vulkanogénno-sedimentárnych a sedimentárnych hornín, pričom kvantitatívne zastúpenie jednotlivých hornín na rôznych miestach je premenlivé. Podľa Andrusova (1959), melafýrová séria predstavuje súvrstvie pestrofarebných, červených, fialových, zelených, šedých ílovitých bridlíc, sľudnatých a často piesčitých, šedých a zelených kremitých pieskovcov, arkóz a zlepencov. Celé súvrstvie sa vyznačuje rytmickou sedimentáciou (mocnosti 1000—1500 m). Nálezy fauny (ide výlučne o morské organizmy) svedčia o plytkomorskom vývine celej série, pričom jej značná hrúbka poukazuje na intenzívne klesanie dna geosynklinály, doprevádzané vulkanickými erupciami (Andrusov 1959). Na základe litologicko-petrografického

štúdia v tejto oblasti bolo vyčlenené súvrstvie kremencov, ktoré tvorí súvislý pruh najsevernejšej časti melafýrovej série a patrí spodnému triasu (B i e l y 1962). Toto súvrstvie je úplne zhodné so spodnotriasovými kremencami jadrových pohorí. Na základe faciálneho charakteru a polohy B i e l y (1962) považuje celý komplex hornín v podloží kremencového pruhu za kontinentálne usadeniny a pričleňuje ich k permu. Reprezentujú ho ílovité, ílovito-piesčité bridlice, pieskovce, arkózy, droby a zlepence prevažne červenej farby, ktoré sa často striedajú a bývajú doprevádzané výlevmi vulkanických bázických hornín. Súvrstvie šedých a tmavých bridlíc, pieskovcov, arkóz a zlepencov v podloží pestrého súvrstvia A n d r u s o v (1936) a B i e l y (1956) považujú za karbón. Posledné práce, najmä mikropaleontologické dokazujú, že ide o karbón morského vývinu (I l a v s k á 1964). Pestré súvrstvie permu, zastúpené radom sedimentárnych a vulkanických bázických hornín, nie je presne charakterizované (či ide o vývin morský alebo kontinentálny). Pôvodné sedimentárne textúry a štruktúry permu sú značne zastreté tektonickými a diagenetickými zjavmi, ktoré sťažujú jeho presnú charakteristiku. Iba podrobné štúdium sedimentológie, litológie, štruktúr a textúr hornín umožní doriešenie tohto problému. Doteraz boli pozorované iba niektoré sedimentárne textúry, ako napr.: laminácia jemnozrnných pieskovcov, šošovkovité zvrstvenie, závalky v sedimentoch (bahenné praskliny ?) a karbonátové konkrécie.

Charakter konkrécií

Konkrecionálne útvary môžu vznikať u hornín rôzneho zloženia — u terigénnych, karbonátových, ílovito-karbonátových a časté sú i v uhlí (S t r a c h o v 1957). Podľa P e t r á n k a (1963) sa vyskytujú prakticky vo všetkých druhoch sedimentárnych hornín, s výnimkou evaporitov a vrstevnatých silicitov. Druh sedimentu značne ovplyvňuje formu, zloženie a ďalšiu tvorbu konkrécií. Je známe, že pre slienité a karbonátové sedimenty je charakteristický výskyt kremitých konkrécií, pre ílovité sedimenty a horniny s bohatou organickou prímesou konkrécií karbonátových a pyritových. Psamiticko-aleuritické horniny niekedy uzatvárajú konkrécie, tvorené z hydroxydov a kysličníkov Fe (železité konkrécie). Dosť často forma je odrazom štruktúrnych a textúrnych vlastností sedimentu. V homogénnych jemnovrstevnatých alebo nevrstevnatých sedimentoch boli pozorované konkrécie vajcovitého-elipsoidálneho a guľovitého tvaru. Nepravidelného tvaru, a to nepravidelne trubkovitého, bochníkovitého sú viazané na nehomogénne sedimenty so šošovkovitou a zmútenou textúrou. Niektorí autori ku konkréciám pričleňujú i nepravidelné zhluky chemogénneho materiálu, ktorý má odlišné zloženie ako okolitá hornina.

Konkrecionálne útvary v sedimentárnych členoch melafýrovej série sú rôzneho tvaru: guľovité, elipsoidálne, vajcovité, pozdĺžne a nepravidelné. V odkryve južne od Vikartoviec asi 1,5 km, v údolí Červenec, vytvárajú súvislú polohu 15

až 30 cm mocnú. Prevládajú tu konkrécie elipsoidálne a nepravidelné; majú nerovný povrch, hrboľatý alebo hladký. Pre konkrécie s nerovným hrboľatým povrchom je charakteristická spätosť s okolitou horninou a prechody sú pozvoľné. Konkrécie s hladkým a lesklým povrchom sú ostro oddelené od okolitej horniny. V sedimente sú uložené voľne a možno ich snadno vylupovať. Veľkosť kolíše od 0,5 cm do 10 cm; našli sa však i konkrécie veľkosti hlavy. Svojou farbou sa nápadne odlišujú od okolitej horniny. Prevláda hlavne svetlošedá a svetlohnedá na rozdiel od červených a červenohnedých sedimentárnych hornín. Svetločervené sú tie, ktoré obsahujú väčšiu prímes okolitého sedimentu a u ktorých sú pozvoľné prechody. Možno ju pozorovať hlavne u pozdĺžnych foriem. Berúc do úvahy morfologické odlišnosti, farbu, štruktúru a vzťah k okolitej hornine, možno konkrécie rozdeliť na dve skupiny, a to: a) *konkrécie so septáriami;* b) *bez septárií.*

Konkrécie so septáriami sa vyskytujú v pelitických, prípadne aleuritickopelitických sedimentoch, pričom prechody z konkrécií do okolitej horniny sú pomerne ostré. V mikroskope iba na okrajoch konkrécií pozorovať viac prímesí pôvodného sedimentu. Štruktúra je závislá najmä na stupni rekryštalizácie konkrecionálneho materiálu. Väčšina septáriových konkrécií má veľmi jemnozrnnú, pelitomorfnú štruktúru, tvorenú drobnými, mikroskopicky temer nerozlišiteľnými karbonátovými, slabo zakalenými zrniečkami. K týmto pristupuje ílovitá prímes a iba ojedinele úlomky kremeňa (korodované) a roztrúsené zrniečka magnetitu. Konkrécie vo vnútri obsahujú pravidelné a nepravidelné pukliny; pravidelné sú usporiadané čiastočne koncentricky a radiálne. Ich šírka v strede je obyčajne väčšia a smerom k okraju sa zužujú, až celkom vyznievajú.

Príčiny vzniku septárií študovali viacerí autori (R i c h a r d s o n 1919; T w e n h o f e l 1926 in P e t r á n e k 1963). Twenhofel to objasňuje hlavne stárnutím — dehydratáciou koloidov, ktoré pôvodne tvorili konkrécie a obsahovali značné množstvo vody. Dehydratáciou alebo zmršťovaním vznikali pukliny, v ktorých mohli vykryštalizovať druhotné minerály, obyčajne kalcit, siderit, baryt, pyrit, zeolity a iné. Minerálnu výplň puklín konkrécií v strede tvoria zeolity, okraje sú lemované hrubozrnnejším karbonátom, obyčajne kalcitom. Prechod z výplne puklín do konkrécie je ostrý a skoro pravidelne tvorený karbonátovým lemom o hrúbke 0,04—0,09 mm. Pri vyznievaní puklín sa zeolity strácajú a výplň tvorí len kalcit. Konkrécie s nepravidelnými puklinami sa čiastočne líšia od predošlých štruktúrou a obsahom materiálu z okolitej horniny. Konkrecionálny materiál tvorí jemnokryštalický karbonát (kalcit a dolomit), ktorého veľkosť zrniek sa pohybuje od 0,01—0,04 mm, čím pripomína kryptokryštalickú štruktúru. Zrniečka karbonátov sú izometrické a zväčša zakalené. Prímes klastického materiálu predstavujú iba najhrubozrnnejšie stabilné úlomky z pôvodnej horniny, mikroskopicky veľmi dobre rozlišiteľné a tvorené kremeňom, zriedkavo živcami, muskovitom, zirkónom a magnetitom. U živcov a kremeňa pozorovať opäť zjavy korózie. Množstvo klastickej prímesi kolíše okolo 5 až 8 %.

Strachov (1957) charakterizuje konkrécie podľa pomeru konkrecionálneho materiálu a klastickej prímesi. Ak konkrecionálny materiál je v prevahe a konkrécia farbou, štruktúrou a inými príznakmi sa ostro odlišuje od okolitej horniny, možno hovoriť o *dobre rozkryštalizovanej konkrécii.* Ak je pôvodná hornina v prevahe nad konkrecionálnou látkou, ide o konkrécie *slabo rozkryštalizované.*

Mnou študované septáriové konkrécie možno označiť za dobre rozkryštalizované. Pukliny sú v strede vyplnené zeolitmi a okraje pravidelne lemované kalcitom, sporadicky i kremeňom. Vo vyznievajúcich častiach sú vyplnené zväčša hrubozrnným kalcitom alebo kremeňom. Minerálna výplň puklín je podmienená ich veľkosťou; na druhej strane treba pripustiť, že aj kryštalizačná sila minerálov v puklinách mohla do značnej miery prispieť k zväčšovaniu puklín. Septáriová stavba konkrécií jasne hovorí o ich diagenetickom vzniku, čo je v zhode i s názormi väčšiny autorov zaoberajúcich sa ich štúdiom. Konkrécie, vytvárajúce vrstvy, sú minerálnym obsahom a štruktúrou karbonátov zhodné s predchádzajúcimi. Rozdiel je iba v ich makroskopickom vzhľade a v prítomnosti autigénnych živcov. Pôsobením tlakov (tektonické pohyby, váha nadložia) ich vnútorná stavba bola porušená a makroskopicky pripomínajú polohu brekciovitých hornín, ktorých pukliny sú vyhojené druhotnými minerálmi, najviac kalcitom a kremeňom.

Konkrécie bez septárií. Výskyt konkrécií bez septárií je typický pre hrubozrnnejšie sedimenty, u ktorých aleuritická zložka je v rovnováhe s pelitickou, alebo pre sedimenty s prevahou aleuritickej zložky. Konkrécie v týchto sedimentoch majú vyššiu klastickú prímes z okolitej horniny (dobre pozorovať mikroskopicky) a prechody do okolia sú pozvoľné. Farba je svetlejšia, súdržnosť s okolitým sedimentom väčšia, takže ich od horniny nemožno voľne odlučovať. Odlišnosť podmienok v štádiu diagenézy u hrubozrnnejších sedimentov sa prejavila zriedkavou tvorbou konkrécií. Diagenetické zjavy sa prejavujú v zatláčaní pôvodného tmelu, jeho čiastočným, prípadne úplným nahradením karbonátovým tmelom. V polohách červených jemnozrnných pieskovcov so železitým tmelom pozorovať menšie vložky alebo polohy pieskovcov svetlejšej farby, ktoré majú tmel karbonátový; alebo škvrnité pieskovce — svetlošedé a červenohnedé (karbonátový a železitý tmel), ktorých petrografické zloženie je rovnaké. Karbonátový tmel je pelitomorfný, jemne kryštalický; miestami vytvára menšie alebo väčšie zhluky a šmuhy, v ktorých karbonáty tvoria i hrubozrnnejšie kryštáliky. Zhluky sú dobre pozorovateľné pod mikroskopom, niekedy aj makroskopicky. Ich obmedzenie je nepravidelné, klastickú prímes tvorí zväčša kremeň, živce, muskovit, zirkón a šmuhy pôvodného železitého tmelu, ktorý účinkom diagenetických pochodov bol zmenený v hematit a magnetit.

Vznik konkrécií

Štúdiu konkrecionálnych útvarov sa v svetovej literatúre venuje veľká pozornosť, pričom jedna skupina autorov pripisuje väčší význam tvaru, alebo zloženiu, iná štruktúre, alebo vzniku. Pojem *konkrécia* väčšina autorov (Twenhofel 1926;

Švecov 1957; Strachov 1957; Petránek 1963) definuje ako cudzorodé anorganické teleso guľovitého, valcovitého, diskovitého a pod. tvaru rôznej veľkosti, v sedimentárnych vrstvách. Majú iné zloženie ako okolitá hornina; sú pôvodu chemického, t. j. vznikli vyzrážaním minerálnych látok a roztokov.

Názory sa rozchádzajú najmä pri časovom zaradení vzniku týchto útvarov. Podľa Švecova (1957) môžu byť syngenetické i epigenetické. Vznik syngenetických dokladá prítomnosťou organických zvyškov uzavretých v konkréciách, ktoré nie sú v okolitých sedimentoch zachované, ohýbaním vrstiev a výskytom konkrécií v recentných sedimentoch. Pretínanie vrstiev konkréciami, prítomnosť dutín a puklín, minerálna výplň v puklinách svedčí o epigenetickom, alebo neskoro diagenetickom vzniku konkrécií. Pantin (1958) vyčleňuje tri typy konkrécií: syngenetické, ktoré sa tvorili na dne mora súčasne s ukladaním sedimentu; diagenetické alebo ranne diagenetické, vznikajúce v sedimente, kým ešte nebol spevnený a bol schopný plastickej deformácie; epigenetické, ktoré vznikali v sedimente po jeho spevnení (pozri aj Tar 1921; Richardson 1921; Weeks 1957; Clifton 1957 in Pantin 1958). Timofejeva (1957 in Petránek 1963) považuje konkrécie za výlučne diagenetické útvary.

Vznik väčšiny konkrécií je viazaný na diagenetické, menej na epigenetické štádium. Tvorba v epigenetickom štádiu je podmienená najmä pôsobením spodnej vody, prinášajúcej rozpustený materiál potrebný k vytváraniu konkrécií. Najskôr sa tvoria v pieskovcoch, alebo v dobre priepustných horninách, kde sú priaznivé podmienky pre migráciu potrebných roztokov. Z doterajších štúdií možno predpokladať, že vznik konkrécií je výsledkom zmien v štádiu diagenézy. Dôkazom toho je prítomnosť charakteristických znakov, ako je obsah klastického materiálu v konkréciách, zhodný s okolitou horninou (ojedinele i celé časti horniny s čiastočne zachovanou štruktúrou a textúrou), časté zatláčanie najmä úlomkov živcov a kremeňa, alebo ich korózia (dobre sú zachované iba magnetity a zirkóny, ktoré nie sú korodované), ohýbanie a slabé stláčanie lamín okolo konkrécií. Jedným z najdôležitejších znakov je prítomnosť puklín s minerálnou výplňou. Materiál pre tvorbu konkrécií mohol byť prinášaný vo forme pravých alebo nepravých roztokov. Rovnako ako rozpustnosť Ca a Mg je rozdielna a závislá najmä na podmienkach pH; aj migrácia týchto prvkov v podmienkach diagenézy je obdobná. Nemalý význam má prítomnosť organickej hmoty v sedimente, ktorá v štádiu diagenézy vytvára kyslé prostredie, vhodné pre migráciu dvojmocných iónov v roztokoch. Z migrujúcich roztokov pri zmene fyzikálno-chemických podmienok mohli sa potom vyzrážať karbonáty. Na diagenetické procesy vplývala aj klíma, následkom čoho mohlo dochádzať k zmenám geochemického režimu cirkulujúcich roztokov. Pri tvorbe konkrécií niektorí autori pripisujú značný význam klíme, uvádzajúc, že sedimenty tvoriace sa v aridnom podnebí majú vysoký obsah autigénneho kalcitu a kysličníkov Fe a Al. Rast konkrécií bol ovplyvňovaný množstvom prínosu konkrecionálnej látky.

Možno predpokladať, že svoju úlohu tu zohrala i vulkanická činnosť (výlevy melafýrov), pri ktorej dochádzalo k vyvrhovaniu i veľkého množstva plynov a roztokov obohatených o CO_2, chlór, fluór, bikarbonáty, amoniak a iné. Vulkanogénne

prejavy môžu značne obohatiť sedimentárne horniny o CO_2 a iné látky, čím ovplyvnia i hydrochemické vlastnosti morskej vody.

Pre sedimentárne súvrstvie melafýrovej série sú charakteristické už spomenuté pestré farby a rôzne zrnitostné zloženie, čo je dôkazom, že jeho sedimentačné oblasti podliehali faciálnym zmenám (striedanie bridlíc a pieskovcov). Pritom konkrécie sú charakteristické iba pre určité typy sedimentov. Najpriaznivejšie podmienky im vytvárali ílovité až ílovito-piesčité sedimenty, kým strednozrnnejšie sa prejavovali ako nepriaznivé. V hruboklastických sedimentoch (zlepencoch a arkózach) sa konkrécie nenašli. Značná dynamika vodných roztokov v sedimentačnom prostredí týchto hornín pravdepodobne pôsobila v procese diagenézy ako nepriaznivý faktor. Pozoruhodné pritom je, že sa nenašli žiadne konkrecionálne útvary ani stopy po nich v šedých až čiernošedých bridliciach karbónu, v ktorých by sa dali predpokladať priaznivé podmienky pre ich tvorbu. Makadenov (1957) vysvetľoval nahromadenie konkrecionálneho materiálu diagenetickými pochodmi a odlišnosť minerálneho zloženia hlavne klimatickými zmenami. Podobne i Koperina (1956) objasňuje vznik konkrécií bohatých na vápnik vplyvom suchej klímy.

Pri tvorbe konkrécií veľký význam sa pripisuje centrálnym telieskam — jadrám, ktoré môžu byť tvorené rôznymi organizmami, ich úlomkami alebo minerálnymi zrnami. Tieto predstavujú akési ohniská chemických reakcií a okolo nich dochádza k vyzrážaniu minerálov. Niekedy však jadrá majú celkom pasívnu úlohu, lebo k vylučovaniu minerálnych častí môže dôjsť i bez ich prítomnosti. Zistili sa i prípady, že jadro bolo uložené i mimo stredu konkrécií, čo poukazuje na ich menší vplyv pri tvorbe. V takom prípade rozhodujúcim činiteľom vzniku konkrécií boli fyzikálne vlastnosti okolitého prostredia. Podobné zjavy boli pozorované aj u nás najmä v uhľonosných sedimentoch ostravsko-karvinskej panvy (Skoček 1961). V konkréciách melafýrovej série nie sú zachované centrálne telieska ani vo forme minerálnych zŕn, ani zvyškami organizmov. Ich silná rozkryštalizovanosť neumožňuje identifikovať prítomnosť jadier. Nebola pozorovaná žiadna radiálna lúčovitá, alebo koncentrická štruktúra konkrecionálnej hmoty, ktorá je viac charakteristická pre konkrécie s jadrami.

Záver

Na základe štúdia horninového materiálu a z výsledkov doterajších prác, možno usúdiť, že izolovanosť konkrécií a ich zriedkavý výskyt svedčí iba o lokálne vhodných podmienkach ich vzniku. Karbonátové konkrécie vznikali v štádiu diagenézy a ich tvorba pokračovala až do úplnej litifikácie, pričom ďalší rast nasledoval i po úplnom spevnení sedimentu.

Katedra petrografie Prírodovedeckej fakulty
Univerzity Komenského, Bratislava

Lektoroval inž. R. Marschalko.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpát. Carpatica, Praha. — [2] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát. II. SAV, Bratislava. — [3] Biely A., 1956: Zpráva o základnom geologickom výskume na severovýchodných svahoch Kráľovej Hole. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Biely A., 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribča. Geologické práce, Zošit 62, Bratislava. — [5] Ďurovič V., 1965: Melafýrová séria v okolí Liptovskej Tepličky a Spišského Bystrého. Acta geologica et geographica Nr. 9, Bratislava. — [6] Hallam A., 1962: A band of extraordinary calcareous concretions in the upper lias of Yorkshire, England. Journal of Sedimentary Petrology, Vol 32/4. — [7] Hayes J. B., 1964: Geodes and concretions from the Mississippian Warsaw formation, Keokuk region, Iowa, Illinois, Missouri. Journal of Sedimentary Petrology, Vol 34/1. — [8] Ilavská Ž., 1964: Sporen und Hystrichosphaerideen aus dem Karbon der Niederen Tatra. Geologický sborník XV/2, Bratislava. — [9] Koperina V. V., 1966: Sostav i uslovija osadkonakoplenija nadkaragandinskoj, dolinskoj, naddolinskoj i šachanskoj svit Karagandinskogo bassejna. Trudy Lab. Geol. Ugl., vyp. 4. — [10] Makedonov A. V., 1956: Paragenezis uglej, vmeščajuščich porod i konkrecij vorkutskoj svity i metody prognoza uglenosnosti. Trudy Lab. Geol. Ugl., vyp. 4. — [11] Makedonov A. V., 1957 a: Paragenezis uglej i konkrecij vorkutskoj serii pečorskogo bassejna. Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geol., Moskva. — [12] Pantin H. M., 1958: Rate of formations of diagenetic calcareous concretions. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 28/ 3. — [13] Pettijohn F. J., 1957. Sedimentary rocks. New York. — [14] Petránek J., 1963: Usazené horniny. Jejich složení, vznik a ložiska. ČSAV, Praha. — [15] Ruchin L. B., 1953: Osnovy litologii. Učenie ob osadočnych porodach. Leningrad-Moskva. — [16] Strachov N. M. a kol., 1957: Metody izučenia osadočnych porod. I. Moskva. — [17] Skoček V., 1961: Karbonátové konkrece v uhlonosných sedimentech Ostravsko-karvinské pánve. Sborník ÚÚG XXVIII. geol., Praha. — [18] Švecov M. S., 1957: Petrografia sedimentárnych hornín. SAV, Bratislava. — [19] Timofejeva Z. V., 1956: Karbonatnyje konkrecii srednego karbona Donbassa i ich značenije dlja izučenija facialnogo sostava uglenosnoj tolšči. Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geol. No. 10, Moskva. — [20] Weeks L. G., 1957: Origin of carbonate concretions in shales Magdalena Valley Columbia. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 68.

VINCENT ĎUROVIČ

KARBONATKONKRETIONEN DER SEDIMENTE DER MELAPHYRSERIE DER NIEDEREN TATRA

Die nördlichen Abhänge der Niederen Tatra bildet die epimetamorphierte Serie des Veľký Bok und die Chočdecke. In der Überlagerung der Serie des Veľký Bok liegt die Chočdecke. Der Kontakt der beiden Einheiten ist tektonisch. Die Melaphyrserie gehört zu dem untersten Teil der Chočdecke und ist durch die Anwesenheit vulkanogener, vulkanogen-sedimentärer und sedimentärer Gesteine charakterisiert.

Die Konkretionen befinden sich in den bunten sedimentären Gesteinen des Perms der Melaphyrserie. Ihre Bildung ist nur an bestimmte Typen von Sedimenten gebunden. Sie können in pelitischen und aleuritisch-pelitischen sedimentären Gesteinen beobachtet werden. Bei Berücksichtigung der morphologischen Unterschiede, der Farbe, Struktur und der Beziehung zu den umgebenden Gesteinen habe ich zwei Typen von Konkretionen ausgegliedert, und zwar: a) *Konkretion mit Septarien* und b) *Konkretionen ohne Septarien*. Sie unterscheiden sich durch ihre Farbe von den umgebenden Gesteinen. Es sind runde, ellipsenförmige, ovale, längliche und unregelmässige Formen

vertreten. Ihre. Grösse ist veränderlich und variiert von 0,5 cm bis 10 cm. Es wurden auch Konkretionen von Kopfgrösse gefunden. Das Material der Konkretionen bildet Kalzit, Dolomit und Tonbeimischungen. Sie weisen eine pelitomorphe, kryptokristalline Struktur auf, wobei nur Karbonate vereinzelt grössere Kristalle (0,04—0,1 mm) bilden. Die Mineralausfüllung der Konkretionshöhlung bilden Zeolithe, Karbonate und Quarz. Kerne wurden nicht gefunden.

Auf Grund der Studien nehme ich an, dass es sich um diagenetische Karbonatkonkretionen handelt, wobei ihr weiteres Wachstum auch nach Lithofikation des Sedimentes fortsetzte.

Lehrstuhl für Petrographie
an der Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Komenský-Universität,
Bratislava

Vysvetlivky k tab. V—VI

Tab. V

Obr. 1. Nepravidelná karbonátová konkrécia bez septárií v jemnozrnnom červenom pieskovci. — Obr. 2. Oválna karbonátová konkrécia v červenej ílovitopiesčitej bridlici (v strede). — Obr. 3. Prierez karbonátovou konkréciou septáriového typu s nepravidelnými puklinami. — Obr. 4. Ostrý prechod konkrécie do okolitej horniny. V konkrécii pozorovať korodované úlomky kremeňa a živcov. (V spodnej časti konkrécia, v hornej okolitá hornina), nikoly neskrížené, zv. 47. x. Foto Osvald.

Tab. VI

Obr. 5. Septáriová konkrécia s čiastočne koncentrickými a radiálnymi puklinami. V strede puklín zeolity, okraje lemované kalcitom, nikoly skrížené (45°), zv. 5 x. Obr. 6. Autigenný živec v karbonátovej konkrécii, nikoly skrížené, zv. 620 x. Foto Osvald.

MILAN BRODŇAN — JÁN SLÁVIK

O DETRITICKO-VULKANICKEJ FORMÁCII HANDLOVSKO-NOVÁCKEJ PANVY A O STRATIGRAFICKEJ POZÍCII PRIĽAHLÝCH VULKANICKÝCH MASÍVOV

Bohatý geologický materiál z handlovského a novácke ho ložiska nám dovoľuje spresniť názory na geologický vývoj oblasti, najmä v závere formovania sa sedimentárnych sérií. Štrkovo-zlepencových sedimentov v oblasti hornonitrianskej panvy si po prvý raz všimol Gašparík (1957) na západnom brehu Nitry v oblasti obce Lelovce; označil ich ako „lelovecká formácia" a zaradil do pliocénu bez bližšieho stratigrafického začlenenia. Neskôr Slávik (1959) zistil, že v oblasti Cígľa pod nadložnými vulkanitmi (vtedy začleňovanými do tortónu až sarmatu) leží diskordantne na nadložných íloch súvrstvie štrkov s prevládajúcimi vápencovými a dolomitickými valúnmi. Aby toto súvrstvie odlíšil od leloveckej formácie, použil neskôr preň názov „formácia bielych štrkov" (Slávik 1959, 1960).

Detriticko-vulkanická formácia handlovsko-novácke j oblasti

V zmysle citovaných prác a súbornej štúdie Čechoviča (1959) vznikla nasledovná predstava o geologickom vývoji handlovskej uhoľnej panvy a priľahlých oblastí v období po usadení nadložných ílov. Na denudované súvrstvie nadložných ílov (vrchného tortónu) sa diskordantne usadil komplex tzv. bielych štrkov, prikrytý najmä na handlovskom a v menšej miere aj nováckom ložisku produktami druhej (nadložnej) fázy vulkanitov pohoria Vtáčnik, zaradených do sarmatu. V pliocéne sa na staršie útvary v údolí rieky Nitry usadila ďalšia štrková formácia (tzv. lelovecká).

Výsledky prieskumných prác v oblasti Handlovej a Novák z posledných rokov ukázali, že táto predstava nevystihuje celkom geologický vývoj oblasti. Hustou sieťou vrtov sa zistilo, že výrazná diskordancia medzi ílmi a formáciou bielych štrkov (v pôvodnom ponímaní) existuje síce v prevažnej časti handlov-

ského ložiska, ale len v niektorých častiach novácketo ložiska. Najmä v západnej časti novácketo ložiska sa diskordancia stráca a štrkový materiál laterálne pozvoľne prechádza do pelitického vývoja. Hranicu medzi nadložnými ílmi a ílmi, ekvivalentnými štrkovej formácii tu naznačuje len zmena monotónneho sivého, až sivozeleného sfarbenia nadložných ílov na pestré škvrnité sfarbenie ílov štrkovej formácie (vrt Z-288-86,2 m). To by svedčilo o tom, že kľudnú stagnantnú limnickú sedimentáciu nadložných ílov v slabo aerovanom prostredí nahradila tu plytká limnická až fluviatílna sedimentácia v dobre prevzdušnenom, oxydačnom prostredí. Veľký význam má zistené vkliňovanie mocných polôh vulkanických hornín do štrkovej formácie, takmer od jej bázy. Vulkanogénne horniny tvoria hlavne hrubozrnné pyroklastiká, uložené sčasti na mieste, sčasti preplavené. Na základe týchto skutočností označujeme komplex hornín polygénneho sedimentárneho a vulkanického pôvodu ako *„handlovsko-novácka detriticko-vulkanická formácia"*.

Ako už bolo spomenuté túto formáciu tvoria vulkanické a sedimentárne detritické horniny. Výnimku tvorí niekoľko šošovkovitých slojkov uhlia, ktoré však majú v petrografickej postupnosti vcelku podradnú úlohu.

Štrky: granulometrické zloženie valúnovej frakcie ukazuje, že podiel valúnov je podstatne menší ako podiel jemnejších frakcií. V niektorých polohách štrkové uloženiny chýbajú. Zrnitosť valúnov je premenlivá; nie sú zriedkavé úseky, z ktorých valúny dosahujú až 25 cm. Stupeň tmelenia býva vcelku veľmi nízky, a preto klasifikujeme túto horninu ako štrky, znečistené značnou ílovitou prímesou. Zastúpenie hornín je na tab. 1.

Tabuľka 1.

Názov horniny	hĺbka 135 – 145 m	220 – 232 m	239 – 249 m
	Váhové %	Váhové %	Váhové %
vápenec	43	57,3	56,8
dolomit	22,7	14,6	8,7
kyslé eruptíva	17,8	13,5	4,8
metamorfiká	—	3,3	3,8
kremeň, kremenec	7,6	10,1	3,8
arkóza, bridlica	8,8	1,1	19,2
tufy	—	—	2,8

Index plochosti sa pohybuje v rozmedzí 1,3 (kremeň, kvarcit), 2 (dolomit) až 2,5 (bridlice). Prevaha karbonatického materiálu dokumentuje, že zdrojovou oblasťou boli najmä priľahlé mezozoické komplexy a z menšej časti kryštalinikum jadrových pohorí (do psefitov nie sú zahrnuté vulkanogénne polohy, bez ohľadu na ich textúry).

Piesky: Čisté pieskové polohy bývajú pomerne zriedkavé. Vcelku piesky tvoria cca 30—60 % podielu štrkov; bývajú stredno až hrubozrnné, mineralo-

Tabuľka 2.

Minerál v % / hĺbka v m	20	66	110	129	151	181	195	211	220	255	275	285
amfibol			0,3				18,2	26,9		21,3	21,0	0,3
apatit	1,8	2,8	0,9	1,7	1,4	0,7			5,8	0,8		1,0
biotit		1,1	0,6	1,2	0,3	0,9			1,4			1,2
granát	2,7	22,2	4,2	5,7	11,4	1,3			5,8	2,4		1,8
chlorit		5,6	0,2	2,0	1,4	2,2			2,2	0,8		1,3
karbonáty	70,6	5,6	78,5	73,0	20,3	46,0			54,4	56,6		30,8
leukoxén		6,8	2,3			2,7						
oxydy Fe, Ti, Mn	5,4	27,0	6,5	9,9	12,0	13,3	19,7	43,6	17,4	15,9	25,8	13,1
pyroxén	0,4				0,3	0,3	56,7	25,7			34,8	0,6
pyrit		5,6	1,3	2,9	41,0				2,2	2,4		43,8
rutil			0,6	1,2	1,4	0,5						
staurolit	1,8				0,3	1,3						
turmalín		2,8		0,3	1,4	0,5			0,7			0,3
zirkón		14,7	1,3	1,2	2,2	0,9			3,6			1,0
agregáty-nečistoty	7,6	4,5	2,3	0,6	—	30,0	6,4	3,5	2,2		4,3	1,3

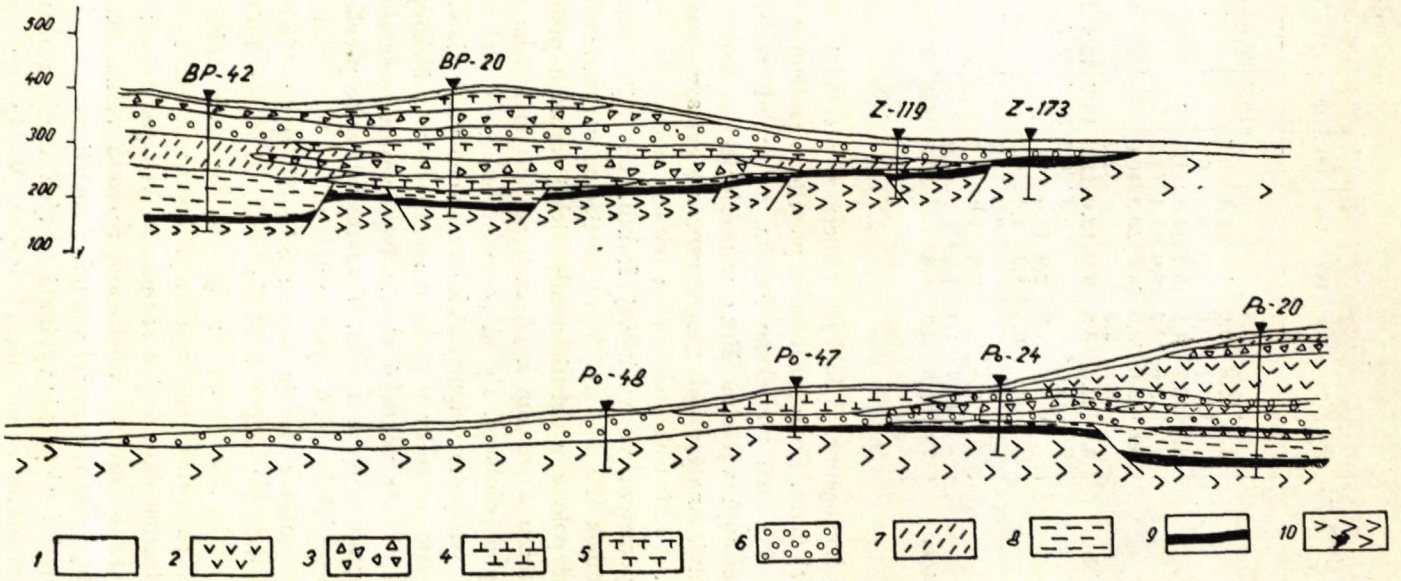
gicky pomerne homogénne. Z ľahkých minerálov prevládajú karbonáty, kremeň, muskovit, ale aj živce. Zo separovaného piesčitého podielu z vrtu Z — 222 H, situovaného v SV časti nováckeho ložiska, sa urobili rozbory ťažkej frakcie, ktoré dobre definujú variačnú šírku mineralogického zloženia a litogenetické zmeny v súvrství. Analýzy boli robené po 5 m, avšak vyberáme len 12 analýz (pozri tab. 2). Väčšina vzoriek vcelku odráža mezozoicko-kryštalinický pôvod, ekvivalentný pomerom vo valúnovej frakcii. Od tejto asociácie sa výrazne líšia vzorky z hĺbok 195, 211 a 275 m s asociáciou výrazne vulkanického pôvodu.

Íly: ílovité polohy v detriticko-vulkanickej formácii prstovito zasahujú do štrkového horizontu a smerom k JZ časti nováckeho ložiska sa postupne striedajú so štrkovými polohami. Íly sú pestrofarebné (sivo, zeleno, hnedo, hrdzavo i žltoškvrnité), s hojnými vápnitými konkréciami, avšak slabo vápnité. V ílovitej hmote sú často valúniky rovnakého zloženia ako v štrkových polohách. DT analýzou sa zistilo, že pelitickú zložku tvorí pestrá minerálna zmes kaolinitu (haloyzitu), montmorilonitu a ilitu. V sukcesiách často prevláda jeden minerál, ktorý potom sa na krivke DTA výrazne uplatní.

Priemerný chemizmus ílov je takýto: SiO_2 51,69 %; Al_2O_3 16,11 %; Fe_2O_3 7,08 %; CaO 4,62 %; MgO 2,34 %; TiO_2 0,86 %; P_2O_5 0,11 %; MnO 0,7 %; H_2O 0,97 %; Na_2O 0,24 %; SO_3 0,91 %; str. žíhaním 14,38 %. V ílovitých horninách sa výraznejšie uplatňuje hlavne kaolinit (oproti nadložným ílom), čo je odrazom oxydačných sedimentačných podmienok v súvrství. Montmorilonit je v tomto súvrství produktom rozpadu vulkanického materiálu; ilit predstavuje redeponovaný minerál starších formácií.

Uhlie: uhoľné sloje sú vyvinuté v tých častiach detriticko-vulkanickej série, kde sedimentácia prebiehala kľudnejšie. V záp. časti nováckeho ložiska

Geologický profil JV časťou novácke ho a JZ časťou handlovského uhoľného ložiska (zostavil M. Brodňan 1965)



1 — pokryvné útvary; 2 — andezit; 3 — andezitové brekcie; 4 — tufy; 5 — tufity; 6 — štrky (kremencovo-vápencové); 7 — pestré íly (2—7 *detriticko-vulkanická formácia*); 8 — „nadložné íly"; 9 uhoľný sloj; 10 — „podložné tufity".

sa zistilo 9 slojov o mocnosti do 8 m. Podľa stupňa preuhoľnenia ide o hnedouhoľnú hemifázu. Uhlie je hnedočierne a obsahuje hojné minerálne prímesi. Hlavným petrografickým typom je hemidetrit, menej hemixylit.

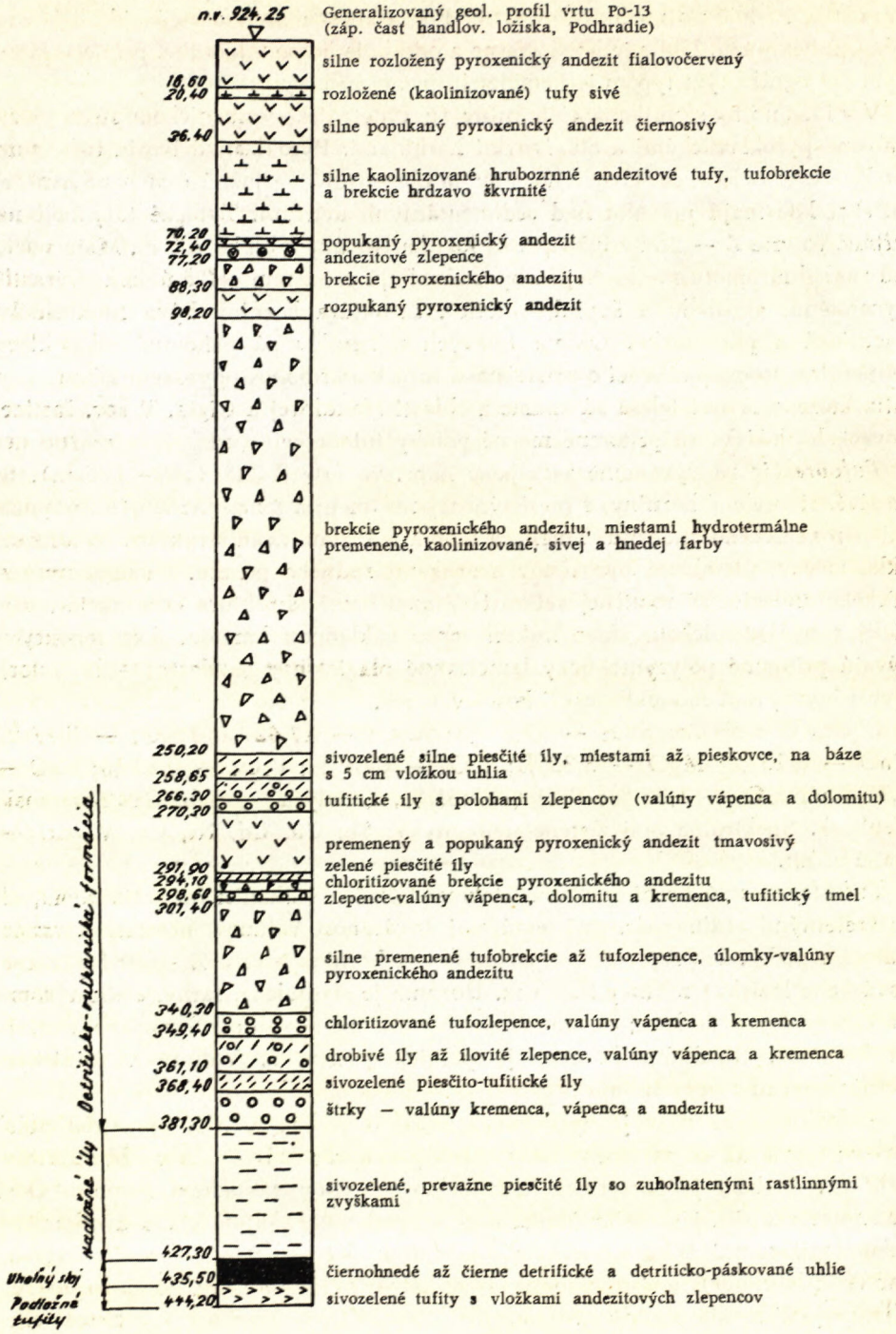
V u l k a n i t y: vulkanické horniny sú v detriticko-vulkanickom súvrství zastúpené pyroklastickými a efuzívnymi horninami. Pyroklastiká tvoria tufy, tufobrekcie a tufozlepence; lávové horniny sa obmedzujú na južnú časť handlovského ložiska, kde majú prevahu nad sedimentárnymi detritmi. Typické tufy boli navŕtané vo vrte Z — 284 v južnej časti ložiska Nováky v hĺbke 260 m. Majú vitrickú základnú hmotu svetlosivej farby a obsahujú asi 2 mm veľké úlomky výrastlíc hypersténu, amfibolu a šupinky biotitu. Štruktúra horniny býva litoklastická, psefitická a psamatická. Okrem tmavých minerálov sú prítomné plagioklasy. Minerálna asociácia svedčí o príslušnosti tufu k amfibolicko-pyroxenickému andezitu, ktorého lávové telesá sú známe z oblasti Handlovej a Cígľa. V sev. častiach novácketo ložiska sú prítomné mocné polohy tufobrekcií (vrt Z-250 až 160 m).

Tufobrekcie sú významne zastúpené napr. vo vrte Z-248 (157—176 m). Sú to sivé, sivozelené horniny, s piesčitým typom tmelu a s nepravidelnými úlomkami pyroxenického andezitu. Tmeliaca hmota má psamitickú štruktúru so zrnkami skla, živcov, úlomkami pyroxénov a zrnkami rudného prášku. Úlomky pyroxenického andezitu sú rozličnej veľkosti (2 až 10 cm); štruktúra horniny je porfyrická s hyalopilitickou, alebo mikrolitickou základnou hmotou. Ako fenokrysty bývajú prítomné polysyntekticky lamelované plagioklasy (andezín — labrador). Pyroxény bývajú monoklinické i kosoštvorcové.

Chemické zloženie: SiO_2 — 57,15 %; Al_2O_3 — 17,42 %; Fe_2O_3 — 6,77 %; CaO — 8,13 %; MgO — 3,33 %; TiO_2 — 0,67 %; P_2O_5 — 0,22 %; K_2O — 1,16 %; Na_2O — 1,36 %; FeO — 0,61 %, (analýza — Lab. GP Turčianske Teplice). Spektrálne boli zistené tieto prvky: Sb, Cu, Cd, Ni, Co, V, Cr, As, Ba, Pb, Zn.

Tufozlepence sú horniny tvorené takmer výlučne vulkanickým materiálom, ale so zreteľnými sedimentárnymi textúrami (oválanosť valúnov, nezreteľná vrstevnatosť a pod.). Ich reprezentantom môže byť hornina z vrtu Z — 284 (JZ časť novácketo ložiska) z hĺbky 226,5 m. Hornina je sivozelenej farby, slabo tmelená vulkanogénnym pieskom; okrem andezitov obsahuje aj valúniky kremencov a zrnká kremeňa. Štruktúra horniny je peliticko-psefitická. Valúny vulkanických hornín obyčajne nepresahujú 5 cm.

Andezity sa zistili v južných častiach handlovského ložiska uprostred polôh štrkov; tvoria až 40 m mocné lávové prúdy (napr. vrt L — 22 v oblasti Novej Lehoty). Andezit je porfyrická hornina so sklovitou základnou hmotou, ktorá pod mikroskopom je hemikryštalická až kryptokryštalická, so slabo dvojlomným sklom, mikrolitmi živca a rudným pigmentom. Výrastlice sú hlavne plagioklas (andezín-labrador) a jednoklonné i kosoštvorcové pyroxény. Zriedka k nim pristupuje aj hnedý obecný amfibol.


n.v. 924,25
Generalizovaný geol. profil vrtu Po-13
(záp. časť handlov. ložiska, Podhradie)
silne rozložený pyroxenický andezit fialovočervený
18,60
20,40
rozložené (kaolinizované) tufy sivé
36,40
silne popukaný pyroxenický andezit čiernosivý
silne kaolinizované hrubozrnné andezitové tufy, tufobrekcie
a brekcie hrdzavo škvrnité
70,20
72,40
77,20
popukaný pyroxenický andezit
andezitové zlepence
88,30
brekcie pyroxenického andezitu
98,20
rozpukaný pyroxenický andezit
brekcie pyroxenického andezitu, miestami hydrotermálne
premenené, kaolinizované, sivej a hnedej farby
250,20
258,65
sivozelené silne piesčité íly, miestami až pieskovce, na báze
s 5 cm vložkou uhlia
266,30
270,30
tufitické íly s polohami zlepencov (valúny vápenca a dolomitu)
premenený a popukaný pyroxenický andezit tmavosivý
291,90
294,10
298,60
zelené piesčité íly
chloritizované brekcie pyroxenického andezitu
zlepence-valúny vápenca, dolomitu a kremenca, tufitický tmel
301,40
silne premenené tufobrekcie až tufozlepence, úlomky-valúny
pyroxenického andezitu
340,30
349,40
chloritizované tufozlepence, valúny vápenca a kremenca
361,10
drobivé íly až ílovité zlepence, valúny vápenca a kremenca
368,40
sivozelené piesčito-tufitické íly
štrky – valúny kremenca, vápenca a andezitu
381,30
sivozelené, prevažne piesčité íly so zuhoľnatenými rastlinnými
zvyškami
427,30
435,50
444,20
čiernohnedé až čierne detrifické a detriticko-páskované uhlie
sivozelené tufity s vložkami andezitových zlepencov
Detrický-rukavická formácia
nadložné íly
Uhlený sloj
Podložné tufity

Geologický vývoj detriticko-vulkanickej formácie a jej vzťah k nadložnému vulkanizmu

Detriticko-vulkanická formácia je mocné polygénne súvrstvie, budované sedimentárnymi detritmi (psamity, psefity, pelity) a vulkanickými horninami pyroklastického, menej lávového typu. Sú však prítomné aj preplavené vulkanické horniny typu tufozlepencov. Mocnosť formácie je veľmi premenlivá — v SV časti novackeho ložiska až nad 400 m, v priemere okolo 200 m; v JV časti handlovského ložiska, v oblasti Novej Lehoty až 350—400 m. Geneticky môžeme súvrstvie charakterizovať ako fluviolimnický detritický komplex, do ktorého sa vkliňujú vulkanogénne horniny. Pod vulkanitmi Vtáčnika v južnej časti handlovského ložiska má prevahu vulkanogénna zložka a sú tu zastúpené aj lávové prúdy.

Vulkanický materiál bol vyvrhovaný takmer centricky, pričom za stred erupcií možno považovať dnešný centrálny Vtáčnik. Vulkanický reliéf bol pôvodne nevýrazný, bez vodnej siete, a preto sa na zložení štrkových horizontov vulkanity takmer nepodieľajú. Z toho vyplýva, že pôvodné ponímanie štrkových formácií (Gašparík 1957, 1959; Slávik, Čechovič 1959) treba revidovať. Tzv. „formáciu bielych štrkov" treba považovať za súvrstvie synchrónne s vulkanickou činnosťou, pričom v jedných oblastiach prevládajú sedimenty, inde vulkanity. Vulkanická činnosť však pretrvala detritickú formáciu a najmohutnejšie vulkanické prejavy sa odohrávali až po ukončení detritickej sedimentácie. V tom zmysle treba zmeniť i názor Slávika o už. hranici handlovského ložiska, ktorá takto zrejme bude zasahovať o niečo južnejšie, ako sme sa pôvodne domnievali.

Litologická náplň detriticko-vulkanickej formácie je v priamej závislosti na jej geologickej pozícii, menovite na smere prínosu a vzdialenosti od vulkanického centra. V západnej časti novackeho ložiska formáciu zastupujú len sedimentárne členy s prevládajúcimi pelitmi, pričom leží na súvrství nadložných ílov konkordantne (podobný vývoj a uloženie je aj v SV časti handlovského ložiska, SZ od M. Grúňa). Smerom na východ a JV sa objavuje na báze formácie výrazná diskordancia, pričom prvé produkty vulkanickej činnosti sa často viažu na erózne depresie. Mocnosť vulkanogénnych komplexov sa smerom k vulkanickému komplexu zväčšuje; v južnej časti handlovského ložiska pod vulkanitmi Vtáčnika sú sedimentárne členy vyvinuté len podradnejšie, pričom sa tu objavujú aj lávové prúdy. Znos sedimentárneho materiálu sa dial od S a SV.

Vrchná hranica detriticko-vulkanickej formácie je konvencionálna, v dôsledku postupnej degradácie sedimentačného priestoru a jeho zániku, resp. postupného zintenzívňovania vulkanizmu. Nateraz nemáme žiadne litologické, stratigrafické, ani sukcesívne kritériá, ktoré by dovoľovali osobitne vyčleniť tzv. leloveckú formáciu (v zmysle Gašparíka 1957), resp. formáciu bielych štrkov (v zmysle Čechoviča a Slávika). Obe považujeme za jednu vulkanicko-detritickú formáciu.

Takéto ponímanie vývoja má niekoľko významných aspektov z regionálneho

hľadiska. Doterajšie pozorovania potvrdzujú predstavu Slávika (1960) o pozícii limnokvarcitov pred hlavnou fázou nadložného vulkanizmu. Pre pelitické sedimenty doprevádzajúce limnokvarcity stanovila Planderová (1964) na základe palynologických štúdií vek sarmat-panón. Širšie nepriame súvislosti tento názor potvrdzujú. Pelity možno považovať za ekvivalent detriticko-vulkanickej formácie.

Ak teda konečné etapy formovania sa nadložných ílov spadajú do vrchného sarmatu, môžeme extrapolovať stratigrafický hiát a formovanie sa detriticko-vulkanickej formácie do pliocénu s tým, že vulkanizmus Vtáčnika mohol pretrvať až do vrchného pliocénu; tým sa celkove zjednoduší obraz o vnútrokarpatskom subsekventnom vulkanizme.

Geologický prieskum,
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

[1] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geol. práce, zoš. 53. — [2] Gašparík J., 1957: Zpráva o geologickom mapovaní územia medzi D. Lelovcami a Šútovcami západne od rieky Nitry. Rukopis, archív GP Žilina. — [3] Gašparík J., 1959: Zpráva o geologickom mapovaní medzi Košom, Zemianskými Kostolanmi a Podhradím. Geol. práce, Zoš. 53. — [4] Slávik J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geol. práce, Zoš. 53. — [5] Slávik J., 1960: Príspevok k riešeniu vzájomných vzťahov v geol. stavbe Hornonitrianskej a Žiarskej kotliny. Geol. sborník XI/1.

M. BRODŇAN — J. SLÁVIK

ÜBER DIE DETRITISCH-VULKANISCHE FORMATION DES HANDLOVÁ — NOVÁKY — BECKENS UND ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DER ANLIEGENDEN VULKANISCHEN MASSIVE

Bisher hat man im Raume des Kohlenbeckens von Handlová und Nováky zwei Schotterformationen unterschieden, und zwar die der sog. „weissen Schotter" (Sarmat), welche dem hangenden Vulkanismus des Vtáčnik-Gebirges vorausging (Slávik 1959), und die sog. „Lelovec-Formation", welche jünger als dieser Vulkanismus sein soll (Pliozän; Gašparík 1957). Durch eingehende Forschungsarbeiten hat man nun festgestellte, dass die Formation der weissen Schotter, die Lelovec-Formation und der hangende Vulkanismus eigentlich synchrom sind. Man konnte bisher keine Kriterien finden, die es uns ermöglichen könnten diese Komplexe voneinander altersmässig (zeitgemäss) zu unterscheiden. Deshalb hat man eine einheitliche Bezeichnung *„detritisch-vulkanische* Formation des Handlová—Nováky—Kohlenbeckens" vorgeschlagen. Allerdings dauerte die vulkanische Tätigkeit auch nach der Ablagerung der sedimentären klastischen Gesteine. Da auf Grund der palynologischen Unterlagen und der Lagerung der detritisch-vulkanischen Formation man diese zum Pannon stellen kann, ist es nicht ausgeschlossen, das der subsequente Vulkanismus im mittelslowakischen Raume auch bis ins Oberpliozän dauern konnte.

In der Arbeit ist eine eingehende lithologische Charakteristik der detritisch-vulkanischen Formation übermittelt.

JOZEF BEŇKA

MINERALOGICKO-PARAGENETICKÉ POMERY NA RUDNÝCH ŽILÁCH V ŠIRŠOM OKOLÍ VLACHOVSKEJ MAŠE

Abstrakt: V predkladanej práci sú zhrnuté výsledky o mineralogicko-paragenetických pomeroch na žilách JZ od Brdárky, v oblasti kóty Baniska a z banských polí vo Vlachove. Vzorkový materiál vo Vlachove bol odobraný priamo z banských diel, ktoré sú ešte toho času v prevádzke. Ostatné vzorky pochádzajú z háld.

Štúdiom textúrnych prvkov žilnej výplne, ako i chalkografickým výskumom boli sledované vzájomné vzťahy medzi jednotlivými minerálmi a zostavená celková sukcesia a asociácia na spomínaných žilách. Menej známe a kvantitatívne chudobnejšie nerasty, ktorých identifikácia pri odrazenom svetle a za pomoci diagnostického leptania nebola jednoznačná, boli podrobené spektrálnemu rozboru, poprípade rtg. analýze.

História ložísk pre nedostatok archívnych údajov nie je dostatočne preštudovaná. Prvé zmienky o baníctve pochádzajú už z XII. storočia. Podrobnejšie práce o ložiskách sú od Pappa (1919) a Bergfesta (1953); materiál týkajúci sa prevádzky je veľmi chudobný. Žily boli spočiatku sledované povrchovými kutacími prácami v oxydačnom pásme; len neskoršie sa pristúpilo k razeniu menších štôlní v smere žily, ktoré môžeme ešte dnes dobre sledovať v podobe píng, prepadnutých štôlní a komínov.

Pri makroskopickom a mikroskopickom výskume boli identifikované nasledovné primárne a sekundárne minerály:

primárne:		*sekundárne*
siderit	sfalerit	limonit
ankerit	bizmutín	malachit
kremeň	albit	
turmalín	sericit	
hematit		
pyrit	galenit	
arzenopyrit		
chalkopyrit		
tetraedrit		

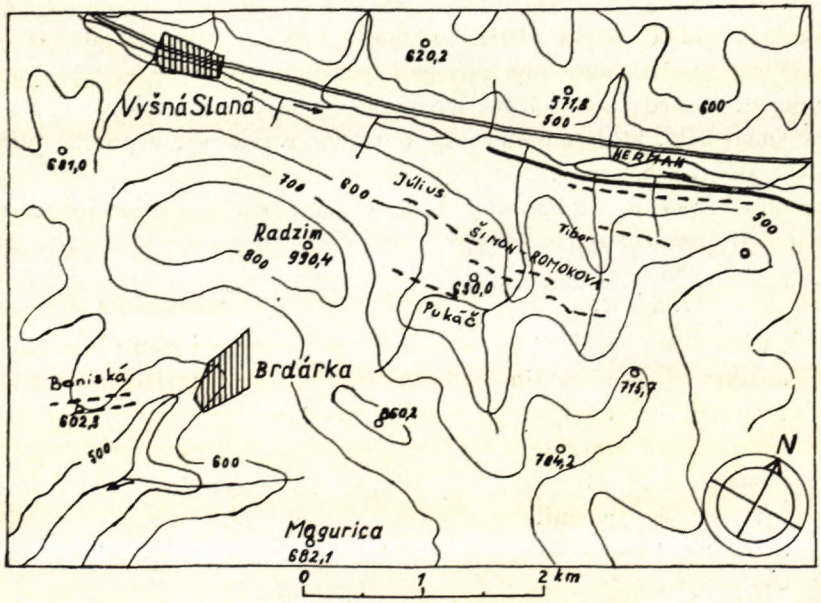
Spektrálne analýzy vyhotovil J. Cubínek v laboratóriu GÚDŠ v Bratislave na spektrografe Hilger E 492 pre rozsah 2500—3500 Å a ISP — 51 pre rozsah 3500—6000 Å s použitím uhlíkov Elektrokarbon Topoľčany SU-103. Voľba intenzít 5, 7, 9 A a expozícia 45", 30", 30". Šírka štrbiny 0,07 mm. Elektródy grafitické, fotomateriál Agfa Blau-Hart.

Roentgenometrickú analýzu vyhotovila a prepočítala J. Ďurkovičová na prístroji Enraf-Delf s komôrkou o priemere 28,7 mm Co-antikatódou a Fe-filtrom. Napätie u bizmutínu 25 kV, intenzita 28 mA; expozičná doba 15 hod. Snímky boli premeriavané na komparátore Chirana.

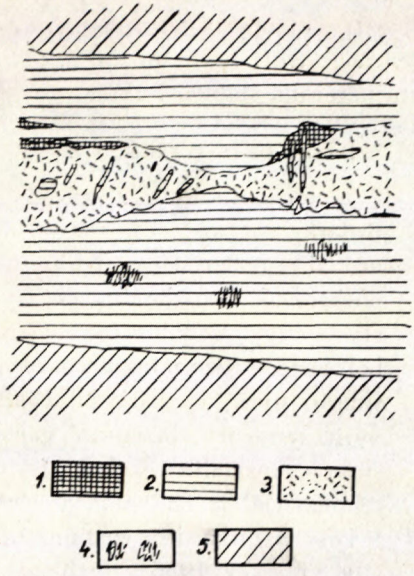
Ložisko Vlachovská Maša

V súčasnej dobe sa ťaží len na štôlni Šimon a Romoková. Ostatné menšie žily v nadloží, v štôlni Herman a Tibor, v podloží štôlňa Pukáč sú prakticky vyťažené. Všetky sú neprístupné. Ložisko Šimon — Romoková, na ktoré sa štúdium najviac zameralo, má generálny smer žily ZSZ—VJV so sklonom k juhu, v horných častiach strmejší ako na IV. obzore. Priebeh žily je v týchto častiach postihnutý porudnou tektonikou, následkom čoho bola žila rozdelená priečnymi poruchami na viac segmentov. Mocnosť žily je nestála, okolo 1,5—2 m; má šošovkovitý charakter po smere i po úklone.

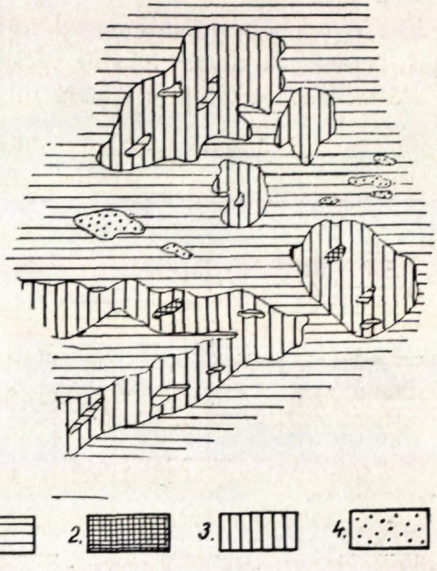
Sprievodné horniny rudných žíl sú epimetamorfované horniny pačanských vrstiev; kremité porfýry, tufy, tufity s vložkami sedimentárnych hornín (kremito-sericitických fylitov). Z mladších útvarov sú to permské konglomeráty, obsahujúce porfyroidy, kremito-sericitické fylity, arkózy i malé úlomky hornín dobšinského karbónu. Diskordantne cez tieto horniny prenikajú rudné žily, generálne sledujúce kliváž a deformácie hercýnskeho a alpského orogénu ako pravé žily.



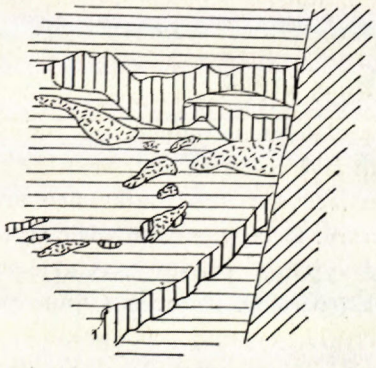
Obr. 1. Schematická skica rozloženia žíl



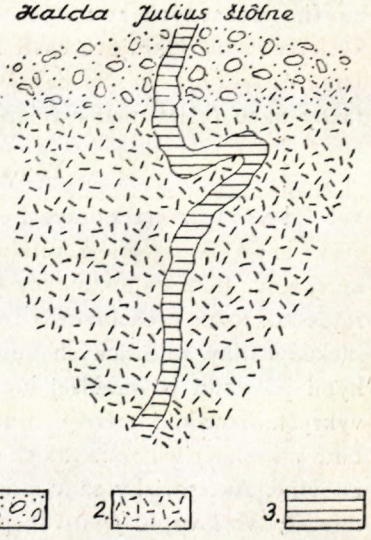
Obr. 2. Vlachovská žily, úpadnica Šimon-Pukáč, V. obzor, z. prekop.: 1 — hematit; 2 — siderit; 3 — turmalín; 4 — sericit; 5 — porfyroidy.



Obr. 3. Vlachovské žily, štôlňa Július, východ IV. horizontu pri b. 1291; 1 — siderit; 2 — hematit; 3 — kremeň; 4 — sulfidy.

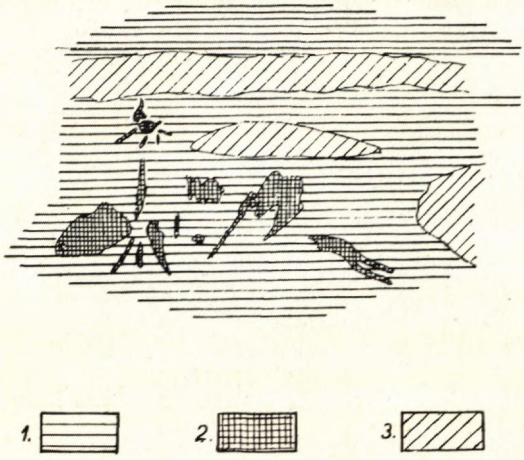


Obr. 4. Vlachovské žily, II. Šimonova úpadnica, z. prekop na V. horizonte: 1 — siderit; 2 — turmalín; 3 — kremeň; 4 — porfyroidy.



Obr. 5. Halda štôlne Július: 1 — zlepence; 2 — turmalín; 3 — siderit.

Ťaží sa tu siderit, ktorý tvorí prevažne celú rudnú výplň; Cu rudy sú dosť vzácne v podobe menších hniezd v asociácii pyrit, chalkopyrit, tetraedrit. Z ostatných nerastných zložiek lokálne väčšie koncentrácie tvorí turmalín na V. obzore pod Šimonskou úpadnicou a malá žilka barytu nafáraná štôlňou Pukáč.



Obr. 6. Vlachovské žily, úpadnica Šimon-Pukáč, V. obzor, z. prekop: 1 — siderit; 2 — hematit; 3 — tufity.

Ložisko Brdárka

Siderit-sulfidické žily JZ od Brdárky sú už dlhší čas vyťažené, takže materiál na štúdium nám poskytovali len haldy, odvaly a staré pingy. V haldovom materiáli boli zistené tieto minerály; kremeň, siderit, pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit, tetraedrit, bizmutín, galenit, sfalerit, turmalín. Najbohatší rudný materiál je na haldách v okolí kóty Baniska, kde vystupujú dve žily (Ilavský 1956), prebiehajúce naprieč hrebeňom v smere V—Z so sklonom asi 40° k juhu. Obidve žily vystupujú zväčša v horninách gelnickej série, v epimetamorfne zmenených kremitých porfýroch, tufoch a tufitoch, miestami i sericitických fylitoch. Okrajové časti žíl pri Brdárke lokálne prenikajú až do karbónu (tmavé fylity a kremence). Od polovice minulého storočia až do skončenia ťažby sa tu ťažila meď a železo.

Popis minerálov žilnej výplne

Siderit je na obidvoch lokalitách prevládajúcim minerálom rudných žíl. Býva hrubo až stredne kryštalický, pri okraji žíl i vo forme alotriomorfne zrnitých agregátov. Je často tektonicky porušený a zatlačovaný mladším kremeňom, vytvárajúc tak rôzne brekciovité a rebríkovité textúry. Relatívne najmladšie sú hniezda, niekedy žilky sulfidických minerálov, ktoré vypĺňajú priestory, vzniklé tektonickými pohybmi po mladšej kremeň-sulfidickej perióde. Zároveň s touto periódou vykryštalizovalo i menšie množstvo sideritu II, vypĺňajúceho pukliny, vzniklé buď v krehkejších mineráloch (napr. v pyrite a chalkopyrite), alebo v samotnej žilovine. Akcesoricky sa v sideritovej hmote nachádza i sericit, ktorý je zreteľne mladší; tvorí výplň jemných puklinek, alebo jeho šupinkovité agregáty kryštalizujú v intergranulárach. Najčastejšie koncentrácie sú v miestach styku žily s okolnou horninou, alebo v miestach, kde sú utopené úlomky hornín v žilovine. Sú to miesta intenzívne tektonicky namáhané.

Č.	100 – I %			I – I/100 %			I/100 – 10 000 %	
1.	Fe,		Si,	Mg,	Sb,	Pb, Al, Sn, Cu, Co, Ca, Mn,	Li, Na, Ti, Ni, Sr,	
2.	Si, Fe,			Mg, Mn,	B, Sb, Al,	Na, Co, Ni, Ca,	Cu, Ba, Sr,	Li, Ti,
3.	Fe,		Mg,	Si, Mn,	Al,	Ca, Na,	Y, Cu, Ti, Ni, Sr,	Li, Ag, Ba,
4.	Si,	Fe, Al, Mg,		Na, Mn,	B, Ca, K,	Li, Ti, Ba, Sr, La, Cr,	Ga, Sn, V, Cu, Zr, Co, Ni, Sc,	Pb,
5.	Si, Fe,		Al, Mg, Cu,	Sb, Zn, Mn,	As,	B, Bi, Ag, Na, La, Ca,	Y, Ti, Co, Ni, Ba, Sr,	Pb, Li,
6.	Fe,		Si, Mg,	Mn,	Zn,	Al, Ba, Ca,	V, Li, Ag, Yb, Na, Ti, Ni,	Ga, Cu, Sn,
7.	Fe,		Mg,	Si, Mn,	Al,	Ca,	Na, Ni, Ba, Sr,	Li, Cu, Ag, Ti,
8.	Fe,		Si, Mg,	Mn,		Al, Ca,	Y, Cu, Na, Ni,	Li, Ag, Ti, Ba, Sr,
9.	Fe,		Si, Mg,	Al, Mn,	B,	Na, Ca,	Ti, Ni, Ba, Sr,	Li, Cu, Ag,
10.	Fe,	Mg,				Si, Al, Mn,	Li, Na, Ni, Ca, Be,	Ga, Ag, Yb,
11.	Fe,	Mg,				Si, Al, Mn,	Li, Na, Ni, Ca,	Ca, Cu, Ag, Yb, Sr,

1. Romoková IV. obzor Z. 2. Šimon štôlňa V. obzor v úpadnici. 3. Šimon štôlňa IV. obzor v úpadnici. 4. Šimon štôlňa medzipatro medzi III.—IV. obzorom Z. 5. Šimon štôlňa medzipatro medzi III.—IV. obzorom V. 6. Šimon štôlňa za úpadnicou. 7. Šimon štôlňa nad I. obzorom. 8. Šimon štôlňa medzipatro medzi III.—IV. obzorom. 9. Šimon štôlňa východne nad I. obzorom. 10. Prekop na Šimon z Július na križovatke. 11. Július štôlňa na prekope.

Ako ukazujú spektrálne analýzy, siderity sú dosť chudobné na mikroelementy. Podľa množstva a formy vystupovania ich môžeme zaradiť do viacero skupín.

Základnou stavebnou časticou mriežky je Fe, ktoré sa môže diadochne zastupovať s Mn a Mg v nepretržitom rade až ku magnezitu, alebo rhodochrozitu. Zastupovanie Fe s Co je podmienené blízkym iónovým polomerom, podobne ako izomorfné zastupovanie s Ca, ktoré patrí ku podstatným prvkom. Väčšina prvkov patrí ku heterogénnym prímesiam chalkopyritu, tetraedritu, turmalínu a okolitých hornín, resp. akcesorickým minerálom zirkónu a rutilu. Ide najmä o Al, Ag, Li, Pb, Sb, Na, Zn, Si, časť Sr, Ti, Cu a snáď i Ga. Ku diadochným prvkom môžeme zaradiť Ni, Co, Yb; prvky Ba a La sú problematické.

Zo semikvantitatívnych analýz nemôžeme zatiaľ robiť definitívne závery o priestorovom rozmiestnení a o zmene chemizmu sideritu v danom smere. Zmeny, ktoré sú zrejme z obsahu prvkov, vyznačujúcich sa väčšou afinitou ku sulfidom, môžu byť spôsobené rozdielnym obsahom minerálov (chalkopyrit, tetraedrit, pyrit). Tak smerom na východ pribúdajú sulfidy, kým západným smerom sa siderit stáva na sulfidy sterilnejší. Tento fakt sme zistili aj makroskopicky priamo na ložisku. Vo východnej časti prevládajú sulfidy spolu s turmalínom, v západnej časti sa tieto vyskytujú zriedkavo.

A n k e r i t bol pozorovaný len v 2 prípadoch ako veľmi vzácny minerál na vlachovských žilách. Tvarom i veľkosťou zŕn sa podobá sideritu, len na čerstvých plochách je biely až šedobiely. Ankeritové žilky sú 1—2 cm hrubé a sledujú obyčajne okrajové partie v smere žily, alebo prenikajú kolmo cez základnú sideritovú hmotu.

K r e m e ň patrí medzi najhojnejšie minerály na žilách v celom Spišsko-gemerskom rudohorí a vystupuje vo viacerých generáciách. Prvú generáciu reprezentuje kremeň, vylúčený na počiatku hydrotermálneho procesu, tesne pred sideritom; býva mliečnobiely, bez väčších stôp po znečistení, ale s náznakmi mechanickej deštrukcie, najmä na žilách vo Vlachovskej Maši. Pri najmenších nárazoch sa drobí. Jeho koncentrácia na ložiskách je veľmi nepravidelná; miestami ide len o prekremenenie okolných hornín, inde tvorí malé žilky, lokálne i väčšie hniezda až bloky. Kremeň II je mladší ako siderit, cez ktorý preniká v podobe nepravidelných žiliek naprieč žilnou výplňou. Vzácne tvorí i menej dokonalé rebríkovité textúry (Brdárka). Často vniká do sideritu i pozdĺž štiepnych pukliniek. Je stálym sprievodcom sulfidických minerálov, s ktorými preniká cez pôvodnú žilnú výplň. Makroskopicky je jemnozrnnejší a značne znečistený tmavším pigmentom.

T u r m a l í n je vo väčších množstvách koncentrovaný vo východných častiach vlachovského ložiska, obyčajne v okrajových partiách, kde tvorí jemnozrnné zhluky, niekedy i niekoľko desiatok cm mocné. Na ostatných žilách je pravidelne roztrúsený a netvorí väčšie akumulácie. Lokálne tvorí obruby okolo úlomkov hornín, starších minerálov a často spôsobuje intenzívnu turmalinizáciu hornín v blízkosti rudných telies. Býva ihličkovitý (najmä v kremeni), alebo stĺpčekový, tmavočierny. Má výrazný pleochroizmus od svetlohnedej po tmavohnedomodrú.

Postavenie turmalínu v sukcesii mineralizácie nie je celkom jasné. Máva rozmanitú textúru a vzácne obrastá i úlomky hornín v žilovine. V nejednom prípade sme pozorovali prenikanie sideritových žiliek cez jemnozrnný turmalín. Hojnejšie sú však prípady, keď turmalín je mladší ako siderit. Z celkového chovania sa turmalínu na ložisku je zrejmé, že ako produkt hydrotermálnych procesov vznikol ako jeden z prvých minerálov sulfidickej periódy, Sideritové žily, ktoré ho prenikajú, patria mladšej generácii sideritu, vzniklej až v druhej perióde.

Množstvo a pestrosť stopových prvkov len potvrdzuje mikroskopický výskum, podľa ktorého turmalínová masa z Vlachovskej Maše predstavuje zmes kremeňa, turmalínu, sideritu a sericitu.

Spektrálne analýzy turmalínu

Č.	100 – I %			I – I/100 %			I/100 – 10 000 %	
1.	Si,	Fe, Al, Mg,		B,	Na,	Ga, V, Li, Cu, Co, Ba, Sr, La, K, Mn,	Pb, Sn, Yb, Ca, Sc, Cr,	

Pod I. obzorom Šimon štôlňa.

P y r i t je na ložiskách veľmi nerovnomerne zastúpený. Najväčšie koncentrácie sa nachádzajú v poli Herman vo Vlachovskej Maši, kde tvorí idiomorfne i alotriomorfne obmedzené zrná, niekedy i žilky z jemnozrnných agregátov v hematite. Zaujímavé sú kryštalické agregáty pyritu na kontakte, alebo v blízkom okolí žíl, kde tvorí často veľké hniezda (až niekoľko cm). Hojné sú i idiomorfné kryštály vo vývoji hexaedra, alebo pentagonálneho dodekaedra, zarasteného buď v kremeni, siderite, alebo okolnej hornine, spravidla vždy v blízkosti hematitu. Lokálne sú až 3—5 cm veľké; bývajú mechanicky silne drvené, kataklazované a pukliny vyplnené mladšími minerálmi — tetraedritom a chalkopyritom.

Na žilách na Brdárke sú hojné kryštáliky pyritu, chaoticky usporiadané v žilnej výplni. Drobné hexaedre (1—2 mm) sú vyvinuté v kremeni, v Cu-mineráloch, chalkopyrite i tetraedrite. Podľa mikropozorovania patria ku hlavnej mase pyritu, vykryštalizovanej pred Cu-minerálmi; podľa V a r č e k a (1959) sa mohli vylučovať viac-menej súčasne s Cu-minerálmi. To svedčí o tom, že pyrit sa vylučoval s menšou prestávkou i v ďalšom období mineralizácie (pyrit II).

Spektrálne analýzy pyritu

Č.	100 – I %			I – I/100 %			I/100 – 10 000 %	
1.	Fe,	Si,				Al, Mg, Mn, Ti, Co, Ni, La,	Li, Ag, Na, Zr, Ca,	Pb, Ga, Cu, Yb, Ba, Sr,
2.	Fe,	Si,			Mg,	Al, Ni, Mn,	Li, Na, Ti, Zr, Co, La, Ca,	Pb, Ga, Cu, Yb, Ba, Sn,

1. Herman štôlňa. 2. Herman štôlňa, pinga.

Väčšina prvkov stanovených spektrálnou analýzou patrí k heterogénnym prímesiam niektorých sulfidov, žilnému kremeňu, karbonátom i okolnej hornine. Prvky Cu, Pb, Ag, Ga, Sn, Yb, sú znečisteniny tetraedritu a chalkopyritu, časť Fe, Mn, Ca, Mg karbonátu, kým Si, Al, Na, Ti, Zr a Ba patria okolnej hornine. K izomorfným prvkom podľa Bernarda (1961) patrí Ni a Co, ktoré zastupujú v mriežke pyritu atómy Fe s pomerne stálym obsahom.

Chalkopyrit je na ložisku v Brdárke popri siderite a kremeni najhojnejším primárnym minerálom. Na ostatných žilách je zastúpený len pomerne málo, ale je vždy hojnejší ako tetraedrit. Spolu s tetraedritom tvorí charakteristické textúry v sideritovej základnej hmote, a to žilky pretiahnuté v smere žily, alebo hniezdovité textúry (až niekoľko cm veľké). Chalkopyrit a tetraedrit sú stále spolu; chalkopyrit je veľmi často preniknutý tetraedritom, alebo tetraedrit sa nachádza v podobe oválnych nepravidelných inklúzií v chalkopyrite. Len zriedkavo pozorovať vnikanie chalkopyritu do tetraedritu v podobe sieťových žiliek. Vekové zaradenie týchto dvoch minerálov je dosť problematické; ich kryštalizačné intervaly sa do istej miery prekrývajú a len prevaha žiliek tetraedritu v chalkopyrite nasvedčuje, že kryštalizácia tetraedritu trvala dlhší čas.

Spektrálne analýzy chalkopyritu

Č.	100 – I %			I – I/100 %			I/100 – 10 000 %	
1.	Cu, Fe,			Si,	As, Al, Zn,	Sb, Bi, Mg, Cd,	Pb, Ge, Sn, Ni,	Ag, Yb, Co,
2.	Fe,	Cu,			Si,	As, Sn, Zn,	Sb, Bi, Al, Mg Ag, Ni, Ca, Mn,	Pb, Yb, Co,
3.	Fe, Cu,			Sb, Zn,	Hg, As, Mg, Ag,	Si, Al, Ti,	Pb, Sn, Li, V, Na, Ga,	

1. Brdárka-pinga. 2. Brdárka-halda. 3. Šimon štôlňa medzipatro III.—IV. obzor V.

Okrem podstatných súčiastok Fe, Cu, mnohé vedľajšie a stopové prvky patria heterogénnej prímesi: Mg, Mn a Ca sideritu, Sb, Pb, Bi, v menšej miere i Ag a Sn tetraedritu. Pomerne bežné stopové prvky Zn a Sn považujem za heterogénnu prímes stanínu, resp. sfaleritu v chalkopyrite. Podľa Leviho & Provousta (1957) Sn sa diadochne zastupuje s Fe v mriežke chalkopyritu. Obsah As je konštantný vo väčšine analýz; vystupuje ako prvok izomorfne sa zastupujúci s niektorou základnou súčiastkou, na žilách Brdárky tvorí heterogénnu prímes arzenopyritu; Ni a Co sú zastúpené v nepatrnom množstve vo forme izomorfného zastupovania s Fe. Zo stopových prvkov Yb a Cd tvoria heterogénnu prímes zo sfaleritu; ostatné prvky považujeme za znečisteniny.

Tetraedrit je hojný na ložisku Brdárky, kým vo Vlachovskej Maši je pomerne vzácny. Tvorí väčšinou menšie zhluky (cca 2 cm) a tenké, sieťovité

prenikajúce žilky v chalkopyrite. V siderite je zriedkavejší, možno ho pozorovať len v okrajových častiach v smere štiepateľnosti. Vo Vlachovskej Maši je najhojnejší v kremeni, kde vypĺňa puklinky, je mladší ako pyrit a hematit. V oblasti Brdárky sa často nachádza v asociácii s bizmutínom, ktorý zjavne metasomaticky zatláča pozdĺž štiepnych puklín a nepravidelných oválnych inklúzií. Obidva minerály (ak je bizmutín v stebelnatom vývoji) najčastejšie nachádzame v siderite.

Doterajšie semikvantitatívne analýzy neumožňujú urobiť si obraz o chemizme tetraedritu. Rad zistených prvkov môže tvoriť izomorfné i heterogénne prímesi. K bežným znečisteninám z kremeňa, sideritu a sericitu prináležia prvky Al, Si, Mg, Mn, Li, Ca, ktoré sa často tvoria buď v samotnom mineráli, alebo v bezprostrednom okolí. Obsah Pb a snáď i Sn pre ich priebežný výskyt v analýzach môžeme považovať v obmedzenom množstve i za izomorfnú prímes v mriežke tetraedritu (Bernard 1961); na Brdárke môže vystupovať i ako mechanická znečistenina z galenitu a snáď i zo sulfosolí Pb.

Podľa niektorých autorov (Bernard 1957—58; Schroll Ibrahim 1959; Novák 1959 a ďalší) okrem základných súčiastok za izomorfné prvky v tetraedritoch možno považovať Fe, Zn, As, Bi, Hg a Ag. Vedľajšie Hg je viazané na tetraedrit, pretože heterogénna prímes cinabarytu pre makro i mikroskopicky nepozorovateľný obsah sa zdá nepravdepodobná. Obsah Hg je veľmi nízky.

Stopové prvky Ni, Co, Cd zachytené v spektrálnej analýze považujeme rovnako ako Novák (1960) a Bernard (1961) za izomorfné pre ich kontaktný výskyt vo vzorkách.

Spektrálne analýzy tetraedritu

Č.	100—I %			I—I/100 %			I/100—10 000 %	
1.	Cu, Fe,		Pb, Sb, Zn,	Si, As,	Bi, Al,	Hg, Cd,	Mg, Sn, Ag, Co, Ni,	
2.	Cu,	Fe,	Hg, Sb, Zn,	As, Ag, Ti,	Si, Bi,	Al, Mg, Cd,	Pb, Li, Na, Co, Ni, Ca, Mn,	
3.		Si, Sb, Fe, Cu,	Ag, Zn,	Hg, As, Bi,	Mg, Na, Co	Pb, Al, Cd, Ca, Mn,	Li, Ni,	

1. Brdárka. 2. Šimon štôlňa medzipatro III.—IV. obzor V.
3. Medzipatro medzi III.—IV. obzorom, Šimon štôlňa.

Arzenopyrit sa vyskytuje veľmi zriedkavo len na žilách na Brdárke. Najväčšie koncentrácie tvorí v siderite, niekedy s tetraedritom a chalkopyritom v podobe zhlukov a žiliek. Sú to jemnozrnné agregáty, ktoré smerom k okraju prechádzajú v idiomorfný vývoj. Na väčších agregátoch pozorovať, že arzenopyrit bol postihnutý kataklázou a puklinky boli vyplnené mladšími minerálmi — kremeňom, chalkopyritom a tetraedritom. Menšie množstvo arzenopyritu možno pozorovať v miestach, kde sa vylučoval pyrit a Cu-minerály; tu obyčajne tvorí mikroskopicky nepravidelné zrná medzi pyritom.

Hematit vystupuje na žilách hlavne v oblasti Vlachovskej Maše. Najväčšie koncentrácie tvorí v poli Herman, kde je hojne rozptýlený v siderite v podobe jemne šupinkovitého spekularitu. Lokálne tvorí malé (1—2 cm) žilky, prerážajúce siderit a okolitú horninu. Pozoruhodné sú nahromadeniny hematitu v miestach väčšej koncentrácie metakryštálov pyritu, obrastajúcich lišty hematitu.

Jemne až hrubošupinkovité kryštály spekularitu sú vejárovite usporiadené v siderite, miestami sú úplne sigmoidálne stočené. Spekularit je mladší ako siderit a často sleduje kryštalizačné plochy jeho klencov. Zriedka pri odrazenom svetle možno pozorovať premenu hematitu v magnetit — mušketovitizáciu. Zaujímavý zjav pozorovať na styku hematitu s pyritom; na mnohých miestach priamo medzi hematitom sa nachádzajú pretiahnuté zrnká (skôr lišty) pyritu. Je možné, že pyrit tu tvorí pseudomorfózy po spekularite, ktorý metasomaticky zatlačil a nahradil v dôsledku zvýšenia koncentrácie síry v roztoku.

Spektrálne analýzy hematitu

Č.	100—I %			I—I/100 %			I/100—10 000 %	
1.	Fe,				Si, Mg, Ti,	Al, Mn,	Li, Na, Zr, Ca,	Pb, Ga, Yb, Sr,
2.	Fe,				Si, Sb, Mg,	Al, Sn, Cu, Ca, Mn,	Pb, Ag, Na, Sr, Cr,	Li,
3.	Fe,	Mg,			Si, Sb, Sn, Mn,	Al, V, Ti, Zn,	Pb, Na, Ba, Sr, Ca,	Li, Cu,
4.	Fe,		Si, Mg,			Zn, Mn,	Ti, Ni,	Li, Na, Ca,
5.	Fe,		Mg,	Si, Mn,	Al,	Ti, Ca,	Na, Ni, Sr,	Li, Cu, Ag,

1. Herman štôlňa. 2. Július Z, V. obzor tesne pri úpadnici. 3. Romoková V. obzor Z tesne pri úpadnici. 4. Prekop na Šimon z Július na križovatke. 5. Romoková IV. okr. Z od úpadnice 200 m.

Ako vysvitá z tabuľky spektrálnych analýz, chemizmus je skoro u všetkých vzoriek rovnako chudobný na stopové prvky, čo je ovplyvnené obmedzenou izomorfiou prvkov, ktoré sa zastupujú s Fe^{+3}. Podľa Hegemana & Albrechta (1955) hematity majú malý obsah izomorfných a heterogénnych prvkov. S Fe^{+3} sa izomorfne môžu zastupovať len Ti, V, Cr, Ni, Al, Mg, Mn, Co; všetky ostatné prvky považujú obaja autori za heterogénne prímesi. V našom prípade sú to prvky: Si, Ca, Li, Zr, Na, Ba, Yb, Sr, Pb, Ag, čiastočne i Mg; Al, Cu, Sn považujeme za heterogénne prímesi z okolitej žilnej výplne. Z izomorfných prvkov pozoruhodne stály obsah má Mg, Al, Mn, Ti, menej Ni, Cr, V, ktoré vystupujú len sporadicky. Podľa priebežnosti prvých 3 prvkov v analýzach môžeme usudzovať o ich izomorfnom vystupovaní v hematite.

Galenit sa vyskytuje veľmi vzácne na Brdárke. Lokálne tvorí väčšie koncentrácie v podobe nepravidelných zŕn v kremeni, zriedkavo v asociácii s chalkopyritom. Katakláza sa prejavila veľmi slabo. Pri odrazenom svetle sme pozorovali po okrajoch galenitu tenké lemy asi sekundárneho minerálu, ktorý je anizotropný so slabým dvojodrazom a vnútornými slabo hnedými reflexami. Pri diagnostickom leptaní s HNO_3 a KOH syčí; $HgCl_2$, KCN nepôsobia. Ide pravdepodobne o ceruzit (?). Jeho presnejšia identifikácia je sťažená veľmi malým množstvom minerálu. Galenit je mladší ako sulfidy (chalkopyrit, tetraedrit), lebo preniká cez obidva minerály. Vzťah k arzenopyritu a pyritu nebol pozorovaný.

Sfalerit je ďalší vzácny nerast ložiska na Brdárke, nájdený len v mikroskopickom množstve. Pri odrazenom svetle je svetlošedý, s vnútornými reflexami od žltej po hnedú. Tvorí malé zrniečka s nepravidelným obmedzením, alebo preniká po puklinách do chalkopyritu a tetraedritu. Zdá sa byť mladší ako galenit.

Bizmutín patrí medzi vzácne minerály hydrotermálnych žíl na Brdárke. Nachádzame ho vo vývoji ihličkovitých, stebelnatých kryštálov (okolo 2 mm hrubé a 1,5—2 cm dlhé), zarastených v siderite, prípadne v chalkopyrite a tetraedrite, kde tvorí nepravidelné drobné zrná i agregáty. Zaujímavý je vývoj i veľkosť jednotlivých jedincov bizmutínu. V siderite tvorí veľké kryštály so vzťahom ku idiomorfizmu, v sulfidoch ide viac-menej o agregáty alotriomorfných jedincov. Forma a veľkosť závisí asi od podmienok, v akých sa minerál vylučoval a od asociácie, v ktorej vznikal; v rannom štádiu vylučovania kryštalizuje bizmutín do dutín a vytvára stebelnaté zrná; neskoršie, keď sa začali vylučovať i ďalšie sulfidy, predstavuje agregáty nepravidelných zŕn.

Spektrálne analýzy bizmutínu

Č.	100—I %			I—I/100 %			I/100—10 000 %	
1.	Fe,	Bi, Cu,	Pb,	Sb,	Si, As Mg,	Hg, Al, Zn,	Co, Ni,	Sn, Y, Cd, Ag, Yb, Ti,
2.	Fe,	Bi, Cu,	Pb,	As, Sb, Zn,	Si, Al,	Mg, Y, Yb,	Hg, Ag, Ti, Co, Ni,	Cd, Sn,

1. Brdárka (a) halda. 2. Brdárka (b) halda.

Makroskopicky je oceľovosivý, s kovovým leskom a dobre viditeľným pozdĺžnym ryhovaním v smere pretiahnutia. Mikroskopicky má o málo väčšiu odrazivosť ako galenit. Je biely, so slabým žltkavým odtieňom, anizotropný, s dobre pozorovateľným dvojodrazom. Pri diagnostickom leptaní s KOH, $HgCl_2$ a KCN nereaguje, s HNO_3 slabo hnedne až černie.

Naše rtg. hodnoty sú v zhode s tabelárnymi údajmi Harcourta (1942) pre bizmutín Pernberg (Švédsko). Stopové prvky patria mechanickej prímesi chalkopyritu, sideritu a tetraedritu.

Určiť postavenie bizmutínu v sukcesii nie je jednoduché. Na žile vystupuje makroskopicky viac-menej lokálne, najmä v siderite; mikroskopicky ho vidno

i v tetraedrite a chalkopyrite. Podľa vzťahu k obom minerálom sa vylučoval pred nimi. Vzťah voči galenitu a sfaleritu je nejasný, lebo spoločne nevystupujú.

B a r y t bol pozorovaný len na ložisku vo Vlachovskej Maši, kde tvorí menšie koncentrácie na žile, otvorenej štôlňou Pukáč. Menšia barytová žilka v siderite bola nafáraná i pri bode „961" v západnej časti štôlne Július (H l a d í k 1951). V základnej sideritovej hmote baryt tvorí nepravidelné hniezdovité útvary, výplne dutín, alebo malé nepravidelné žilky. Baryt je biely, miestami skelne lesklý, najmä na plochách štiepateľnosti. Jeho kryštály sú 1—2 cm veľké, typického tabuľkovitého habitu. Vyskytuje sa v asociácii so sideritom a kremeňom, od ktorého je zreteľne mladší. Voči ostatným minerálom sa jeho vzťahy nedajú študovať, lebo sa nám nikde nepodarilo nájsť vhodný materiál.

S e r i c i t sa vyskytuje prakticky na žilách bežne, ale len v malých množstvách. Vytvára jemne šupinkovité agregáty a výplne dutín v sideritovej základnej hmote. Lokálne sa zistil i v kremeni, najmä pri styku s turmalínom, alebo na puklinách. Vznikol zrejme až po porušení sideritovej výplne a po vylúčení turmalínu. Len ojedinele sa zistil sericit v kremeni, doprevádzajúcom sulfidickú periódu.

Rtg. analýza buzmatínu

Baniská					Harcourt		
Číslo	I		dm	Im	d	I	d
1	12,5	6°25	9,75	v. sl.			
2	14,3	7°15	7,17	v. sl.			
3	18,6	9°30	5,52	sl.	5,55	5	0,03
4	20,8	10°40	4,94	sl.	4,95	5	0,01
5	22,4	11°20	4,60	v. sl.			
6	26,3	13°15	3,92	m.	3,92	6	0,00
7	29,5	14°75	3,51	v. sl.	3,50	10	0,01
8	32,2	16°10	3,22	v. sl.	3,22	5	0,00
9	32,6	16°30	3,12	v. sl.			
10	33,7	16°85	3,08	s.	3,08	9	0,00
11	34,4	17°20	3,02	v. sl.			
12	35,2	17°60	2,952	sl.			
13	37,5	18°75	2,777	m.	2,79	8	0,02
14	38,9	19°45	2,681	sl.	2,69	5	0,01
15	39,8	19°90	2,622	sl.	2,61	5	0,01
16	40,8	20°40	2,651	v. sl.			
17	41,9	20°95	2,497	m.	2,495	7	0,002
18	43,1	21°55	2,430	v. sl.	2,425	5	0,005
19	45,5	22°75	2,308	sl.			
20	46,1	23°05	2,280	sl.	2,28	5	0,00
21	47,2	23°60	2,230	m.	2,23	7	0,00
22	49,4	24°70	2,136	sl.			
23	50,3	25°15	2,104	v. sl.	2,11	5	0,01
24	53,8	26°90	1,973	sl.	1,98	5	0,01
25	54,9	27°45	1,936	s.	1,935	8	0,001
26	55,6	27°80	1,914	sl.			
27	56,9	28°45	1,874	sl.	1,870	5	0,004
28	58,0	29°00	1,841	sl.	1,840	5	0,001
29	58,6	20°30	1,824	sl.			
30	60,7	30°35	1,767	v. sl.			

Baniská					Harcourt		
Číslo	I		dm	Im	d	I	d
31	62,4	31°20	1,723	m.	1,725	8	0,002
32	63,6	31°80	1,694	sl.	1,690	5	0,004
33	64,5	32°25	1,673	v. sl.	1,670	5	0,003
34	66,7	33°35	1,624	v. sl.			
35	69,9	34°95	1,558	m.	1,550	7	0,008
36	71,7	35°85	1,524	sl.	1,521	3	0,003
37	74,5	37°25	1,475	m.	1,475	6	0,000
38	76,7	38°35	1,439	sl.			
39	77,5	38°75	1,426	sl.	1,430	6	0,004
40	79,7	39°85	1,393	v. sl.	1,390	5	0,003
41	80,9	40°45	1,376	v. sl.	1,375	5	0,001
42	82,0	41°00	1,361	v. sl.			
43	83,0	41°50	1,347	sl.	1,347	6	0,000
44	85,6	42°80	1,314	sl.	1,315	5	0,001
45	86,4	43°20	1,304	sl.	1,302	6	0,002
46	87,6	43°80	1,290	sl.	1,289	5	0,001
47	88,8	44°40	1,274	v. sl.	1,275	5	0,001
48	91,8	45°90	1,243	v. sl.	1,242	5	0,001
49	94,2	47°10	1,219	v. sl.			
50	96,4	48°20	1,197	sl.			
51	97,7	48°85	1,185	sl.	1,184	6	0,001
52	100,2	50°10	1,164	sl.	1,160	5	0,004
53	103,3	51°65	1,138	m.	1,138	6	0,00
54	108,8	54°40	1,098	v. sl.	1,096	3	0,002
55	110,8	55°40	1,084	v. sl.	1,082	3	0,002
56	115,6	57°30	1,055	s.	1,053	6	0,002
57	120,2	60°10	1,030	sl.	1,028	5	0,002
58	122,2	61°10	1,020	sl.	1,017	5	0,003
59	124,1	62°05	1,010	sl.			
60	126,5	63°25	0,999	sl.	0,999	3	0 00

Albit sa vzácne našiel na haldách vo Vlachovskej Maši, kde tvorí menšie žilky až výplne dutín v siderite. Živec je stále doprevádzaný mliečnobielym kremeňom. Podľa merania v symetrickej zóne a indexov lomu bol určený ako albit (potvrdený aj rtg. analýzou v laboratóriu GÚDŠ).

Sekundárne minerály

Limonit je najhojnejší sekundárny minerál ako produkt rozkladu žilnej výplne a spolu s malachitom a kovelínom tvorí podstatnú časť oxydačnej zóny. Je kavernózny, lokálne tvorí aj kvapľové útvary a iné nátekové tvary s pekne vyvinutou kolomorfnou štruktúrou. Mikroskopicky má nízku odrazivosť s hnedočervenými vnútornými reflexami. V odrazenom svetle sa zistilo viac druhov limonitov, líšiacich sa od seba textúrnymi znakmi. Prvý tvorí výplne dutín s kvapľovými tvarmi, kolomorfných a zemitých textúr. Bol do istej miery pretransportovaný a zaplnil pukliny a dutiny. Smirnov (1951) ho nazval limonitom „výplňovým". Limonit často preniká v smere štiepateľnosti sideritu a odkrýva jeho štruktúru; v takom prípade nahradzuje siderit (limonit „nahradzovaný"). Hojne býva vyvinutý v podobe krabičkovitých textúr, kde jednotlivé

bunky sú nepravidelne obmedzené a nachádzajú sa vždy v blízkosti sulfidických minerálov.

M a l a c h i t sa nachádza v oxydačnej zóne len tam, kde vystupuje tetraedrit a chalkopyrit ako produkt supergénneho procesu. Tvorí povlaky a náteky na rude i na okolitej hornine. Len zriedkavo sa nájdu na puklinách a dutinách radiálne lúčovité agregáty malachitu. V nábruse má nízku odrazivosť, farbu sivú, so silno zelenými vnútornými reflexami. Okrem toho sme pozorovali i ďalšie minerály, ako *azurit, kovelín, ceruzit* (?), ktoré sú však zastúpené len vo veľmi nepatrných množstvách.

Postup kryštalizácie na žilách

Poradie vylučovania minerálov je zostavené na základe makro- i mikroskopického štúdia ich vzájomných vzťahov. Zo sukcesie bol vypustený baryt, ktorého postavenie voči ostatným nerastom celej študovanej oblasti bol konštatovaný len v dvoch prípadoch (ku kremeňu a sideritu). Vymedzenie barytovej periódy (B e r n a r d 1961) pre malé množstvo materiálu z háld nepovažujeme za dostačujúce.

Na rudných žilách skúmaných oblastí dajú sa odlíšiť dve mineralizačné periódy, charakterizované svojskými textúrnymi a mikroskopickými znakmi, odlišnými fyzikálno-chemickými i geochemickými podmienkami, za ktorých jednotlivé nerasty vznikali (v nemenšej miere i tektonickými pohybmi). Ide o periódu: 1. kremeň-sideritovú a kremeň-sulfidickú.

Kremeň-sideritová perióda, ktorej predchádzala dôležitá tektonická príprava, je charakterizovaná hlavne karbonátmi, najmä sideritom I, ktorý tvorí prevažnú časť žilnej výplne. V pomere k ostatným karbonátom má na Vlachovskej Maši prevahu. Z ostatných minerálov do tejto periódy patrí ešte kremeň, ktorý sa vylučoval ako prvý minerál tejto periódy.

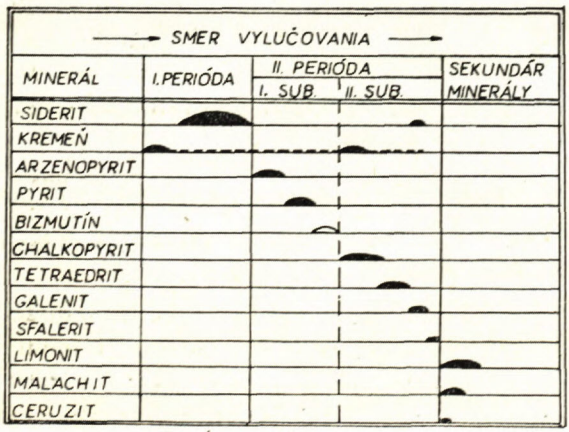


Schéma sukcesie na žilách v Brdárke.

Na žilách v I. perióde dominujú prvky Fe, Mg, Ca, Mn, ktoré poukazujú (v zmysle N o v á k a 1959) na siderofilný charakter tejto etapy. Najhojnejšie je zastúpené Fe, ktoré hrá hlavnú úlohu nielen v tejto perióde, ale i počas ďalšej hydrotermálnej činnosti. Neskoršie po zaplnení celej

pukliny sideritom a kremeňom bola žila znovu postihnutá tektonickými pohybmi, pri ktorých došlo k drveniu žilnej výplne a znovuotváraniu puklín. Tieto sa stali prívodnými kanálmi pre ukladanie novšej pestrejšej mineralizácie sulfidickej periódy.

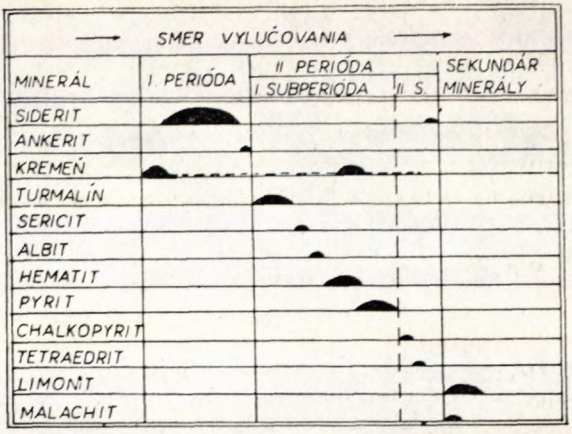


Schéma sukcesie na žilách vo Vlachove.

Druhú mineralizačnú periódu spočiatku charakterizuje vylučovanie minerálov, po uložení intenzívne postihnutých mechanickou deštrukciou, porušujúcou kremeň, pyrit a arzenopyrit. Došlo aj k prerušeniu vylučovania minerálov, ktoré potom pokračovalo vylúčením chalkopyritu, tetraedritu a ďalších, ktoré vyhojili priestory, vzniklé pri deštrukcii. Na základe mikroskopického štúdia možno II. periódu rozdeliť na dve subperiódy (i keď nie všade dosť jasné, lebo katakláza sa neprejavuje všade rovnako).

Druhú mineralizačnú periódu reprezentujú sulfidické minerály, pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit, tetraedrit, lokálne galenit, sfalerit, bizmutín atď. Hospodársky dôležitejší bol na Brdárke, na ktorú sa táto perióda obmedzuje, len chalkopyrit a tetraedrit. Na vlachovských žilách ustupujú silne sideritu a nachádzajú sa len lokálne vo forme menších hniezd.

V tejto perióde výrazne dominujú prvky Cu, Fe, Sb, Zn, As, Ag, Hg, Bi. Pb, zo stopových Ni, Co, Cd, Yb a snáď i Ge, ktoré poukazujú na chalkofilný charakter žilnej výplne. Ostatné prvky migrovali z okolitých hornín (K, Na, Mg, B, Ti, V atď.). Úplne samostatne stojí Si, ktorý je stálym sprievodcom niekoľkých minerálov, najmä v prvých štádiách II. periódy.

Živo diskutované je vekové zaradenie pyritu vo vzťahu k hematitu. V našom prípade ho často nájdeme medzi lištami spekularitu; niekedy tvorí aj pretiahnuté tvary, odpovedajúce lištám spekularitu. Preto sa nám zdá jeho zaradenie až za hematit správnejšie.

Po menších pohyboch a nasledovnom poklese teploty dochádza ku kryštalizácii podstatnej časti sírnikov s Cu, Pb, Zn, Bi s doprovodom kremeňa (bizmutín, chalkopyrit, tetraedrit, galenit). Kryštalizačné intervaly chalkopyritu a tetraedritu sú zhodné a často sa prekrývajú; len na základe mikropozorovania sa dá usudzovať o dlšom čase vylučovania tetraedritu.

Pre zaradenie albitu nemáme jednoznačné zdôvodnenie; pravdepodobne sa vylučoval v skorších štádiách spolu s kremeňom, s ktorým hojne asociuje. Pova-

žujeme ho analogicky so západnou časťou Spišsko-gemerského rudohoria za minerál s neurčitým vekovým vzťahom ku väčšine popisovaných minerálov a zaraďujeme do sukcesie len podľa analógie.

LITERATÚRA

[1] Bergfest A., 1953: Vlachovo Fe. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [2] Bernard J. H., 1957: K mineralógii a geochémii rudních žil v Rudňanech. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [3] Bernard J. H., 1957 a: O izomorfním zastupování prvků ve skupině tetraedritu. Rozpravy ČSAV, MPV 67/3, Praha — [4] Bernard J. H., 1958: Výroční zpráva o mineralogicko-chemickém výskumu rudních žil v SpGR za rok 1958. Rukopis; Archív Geofondu, Bratislava. — [5] Harcourt G. A., 1942: Tables for the identifikation of ore minerals by x-ray powder patlers. The American Mineralogist. — [6] Hegemann F. — Albrecht F., 1954—1955: Zur Geochemie oxydischer Eisenerze. Chemie der Erde. — [7] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišskogemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [8] Juško S. A., 1955: Metódy skúmania rúd pod mikroskopom v odrazenom svetle (preklad G. Halahyjová). SAV Bratislava. — [9] Lévi C. — Prouvist J., 1957: Rapport entre la chalkopyrite, la stannite et la renierite. Bull. géol. soc. franc. Paris. — [10] Michejev V. J., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva. — [11] Novák F., 1959: Závěrečná zpráva o geochemicko-mineralogickém výzkumu ložiska Mária Baňa a okolí za rok 1958—1959. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [12] Papp K. von, 1919: Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarisches Reiches. Budapest. — [13] Ramdohr P., 1950: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin. — [14] Rozložník L., 1959: Tektonické postavenie rudných ložísk v okolí Dobšinej. Acta geologica, No-2 Bratislava. — [15] Schroll E. — Ibrahim N. A., 1959: Beiträge zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze III. Tschermak's min. u. petrogr. Mitteilungen. — [16] Smirnov S. S., 1951: Zona okislenija sulfidnych mestorožděnij. Moskva. — [17] Varček C., 1955: Zpráva o mineralogickom a geochemickom výskume ložísk južného gemerského pásma a okolia Dobšinej za rok 1954. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [18] Varček C., 1957: Paragenetické pomery žily Mária v Rožňave. Geol. práce, Zošit 55, Bratislava. —

JOZEF BEŇKA

MINERALOGISCHE VERHÄLTNISSE AUF DEN ERZGÄNGEN IN DER BREITEREN UMGEBUNG VON VLACHOVSKÁ MAŠA (ZIPS-GÖMÖRER ERZGEBIRGE)

In der vorliegenden Arbeit ist die eingehende Charakteristik der mineralogischen Verhältnisse auf den hydrothermalen Erzgängen SW von Brdárka und Vlachovo widergegeben. Dabei wurden auch die Beziehungen zwischen einzelnen Mineralen, ihre Verbreitung, die Spurenelemente und Struktur der Erzfüllung studiert. Auf Grund dieser Beobachtungen hat der Verfasser die Ausscheidungsnacheinanderfolge einzelner Minerale festgestellt, und dabei folgende Minerale identifiziert: Siderit, Ankerit, Quarz, Turmalin, Haematit, Pyrit, As-Pyrit, Chalkopyrit, Tetraedrit, Sphalerit, Galenit, Bismutin, Albit, Serizit, von sekundären Limonit, Malachit und Cerusit (?).

Die Ausscheidung der Minerale verlief in zwei Perioden, die sich voneinander durch eigenartige Textur (infolge der Prozesse, die zwischen beiden Perioden verliefen) und durch abweichende physikochemische und geochemische Bedingungen bei ihrer Bildung unterscheiden,

Die erste, sog. Quarz-Siderit-Periode ist durch Siderit und Ankerit, weniger dann durch Quarz vertreten. In der zweiten, sog. Quarz-sulphidischen Periode dominiert Quarz über der bunten Assoziation der sulphidischen Cu-Minerale.

TOMÁŠ KORÁB — TIBOR ĎURKOVIČ

ŤAŽKÉ MINERÁLY Z ALÚVIÍ RIEKY CIROCHY, ÚDAVY A VÝRAVY A ICH VZŤAH KU GEOLOGICKEJ STAVBE FLYŠOVÉHO PÁSMA

V ý ť a h : V predloženej práci podávame výsledky orientačného výskumu ťažkých minerálov v alúviu rieky Cirochy, Údavy a Výravy, pretekajúcich cez flyšové sedimenty na východnom Slovensku. Sledovali sme pritom zmeny obsahu jednotlivých ťažkých minerálov s ohľadom na dĺžku toku rieky.

Úsek medzi riekami Výravou, Údavou a Cirochou patrí k západnej časti dukelskej jednotky, ktorá je oproti východnej časti charakterizovaná slabšími prejavmi tektoniky (L e š k o a kol. 1964). Na stavbe územia sa podieľajú (od J k S): pásmo Miková—Snina, hostovické a pohraničné pásmo (v zmysle L e š k u 1957, 1964). Pre účely tejto práce volili sme litologické členenie jednotlivých celkov, a to: vrchnokriedové drobnorytmické súvrstvie (lupkovské vrstvy, inocerámové vrstvy). V severnej časti územia vystupujú lupkovské vrstvy, zastúpené čiernymi, sivými a modrosivými ílovcami. Z klastík prevládajú jemnozrnné pieskovce nad strednozrnnými a nad siltovcami. Prevahu majú drobové pieskovce a siltovce nad drobami a kremennými pieskovcami. Polohy pieskovcov bývajú 5—40 cm mocné (vo vrchnejších častiach lavice až 400 cm). Typickým textúrnym znakom hlavne tenších vrstiev pieskovcov je konvolútna laminácia a laminácia vôbec. V južnej časti územia (južne od Svetlíc a N. Jablonky) v sprievode vyššie uvedených klastických hornín vystupujú mocné polohy (až 10 m) sivomodrých vápnitých ílovcov. L e š k o a kol. (1964) takéto súvrstvie nazýva *inoceramovými vrstvami*. Stratigrafický rozsah vrchnokriedových vrstiev je turón-dan (S a m u e l 1963).

Na hranici krieda-paleogén v dukelskej jednotke vystupujú cisnianske vrstvy a pieskovce Veľkého Bukovca (porov. L e š k o a kol.1964). Petrograficky a stratigraficky sú si veľmi blízke, a preto podávame ich charakteristiku spoločne. Vrstvy sú výrazne klastické; dominujú tu drobové pieskovce a jemnozrnné zlepence. Zlepence netvoria vrstevnaté telesá, ich priebeh je nepravidelný s častým vykliňovaním do okolitých pieskovcov. Hlavnou zložkou zlepencov je kremeň a úlomky kvarcitov; menej je rúl a fylitov. Kalové vápence, mikrozrnité vápence

a rohovce sú sporadické. Zlepence tvoria prechodný typ medzi orto a parazlepencami (v zmysle Pettijohna 1957; Petránek 1963). Ílovce sú veľmi zriedkavé, sivé, čierne i sivozelené a majú značný obsah klastickej prímesi. Na základe chudobnej mikrofauny rzehakín a malých hormosín sa zaraďujú do dan-paleocénu (Samuel 1963).

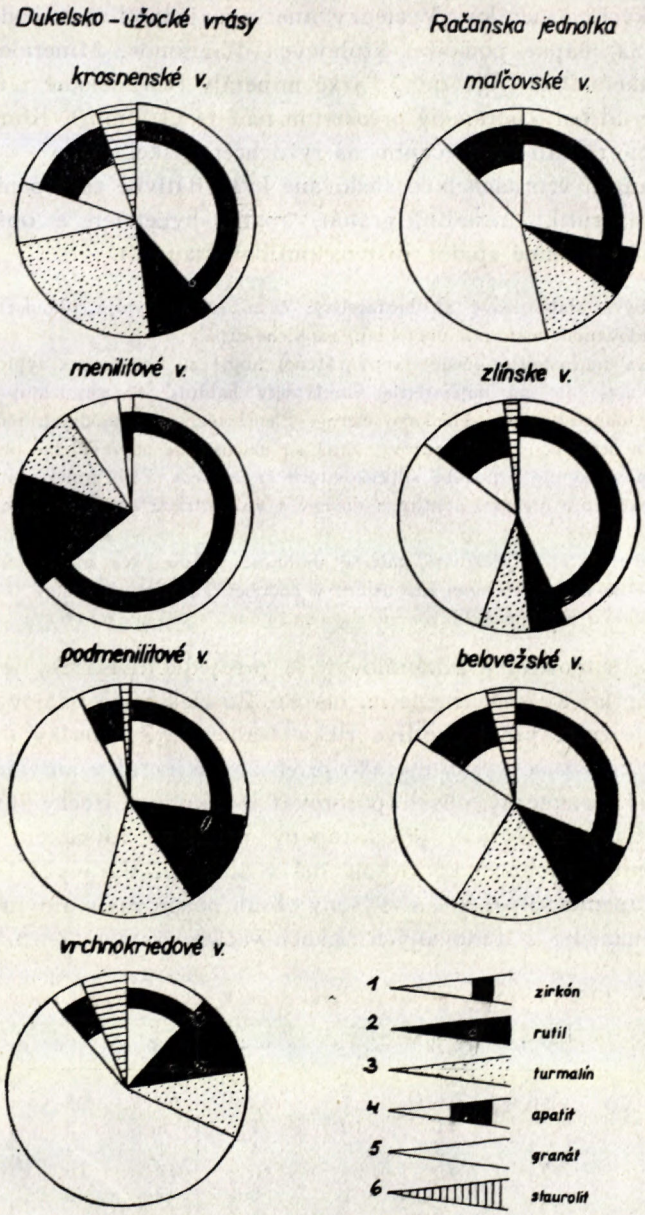
V nadloží pieskovcov a zlepencov vystupuje výrazné drobnorytmické súvrstvie — podmenilitové vrstvy, papínske vrstvy. V spodnej časti *podmenilitových vrstiev* lavice pieskovcov sú až 80 cm mocné, smerom do nadložia sa redukujú (na 5—30 cm) a zmenšuje sa i počet pieskových lavíc, alternujúcich s ílovcami. Z pieskovcov dominujú jemnozrnné pieskovce a siltovce. V ílovcoch sivej, sivomodrej, zelenej a červenej farby je hlavným minerálom ilit, s premenlivým obsahom $CaCO_3$ a klastických prímesí. Červené ílovce tvoria dva horizonty. Spodný 60—100 m nad bázou súvrstvia má značný podiel pieskovcov; vrchný horizont je prevažne pelitický (Leško 1952).

Papínske vrstvy (Leško 1958) sú vyvinuté v južnej časti územia (Koráb — Nemčok — Samuel 1966) v nadloží podmenilitových vrstiev. Charakterizujú ich sivohnedé vápnité ílovce (rozpadom pripomínajú ílovce zlínskych vrstiev), čierne vápnité ílovce menilitového typu a žltohnedé vápnité ílovce (typ krosnenských vrstiev). Oproti podložiu pozorujeme zvýšený obsah kremenných pieskovcov s glaukonitom a organodetrických vápencov. Malé i veľké foraminifery podmenilitových a papínskych vrstiev stanovujú ich stratigrafické rozpätie od vrchného paleocénu do vrchného eocénu (Samuel 1963; Vaňová 1963).

Menilitové vrstvy. Pre spodnú časť vrstiev, zvlášť južných častí územia, sú charakteristické sivé až čierne vápnité ílovce, ktoré sa ojedinele striedajú s vápnitými siltovcami, a sivé vrstevnaté alebo šošovkovité telesá pelokarbonátov. Nad súvrstvím s pelokarbonátmi vystupujú čierne kremité ílovce a rohovce. Vyššie prevláda sedimentácia čiernych vápnitých ílovcov s lastúrnatým rozpadom. Klastické horniny sú tu veľmi sporadické; zastupujú ich 1—3 cm mocné vápnité siltovce, doprevádzané ílovcami žltej a hnedej farby.

Krosnenské vrstvy sú plošne málo rozšírené. Vápnité ílovce žltej a hnedej farby alternujú s vápnitými sľudnatými, laminovanými siltovcami a jemnozrnnými pieskovcami. V poslednej časti vrstiev sú 2—10 m polohy čiernych vápnitých ílovcov ako vyznievanie sedimentácie menilitových vrstiev. Krosnenské vrstvy Samuel (1963) na základe planktonickej mikrofauny pokladá za spodnooligocénne.

Račanská jednotka flyšového pásma je na priloženej mapke vyjadrená vcelku. Belovežské vrstvy vystupujú v oblasti Humenského a Zbudského Rokytova; zlínske vrstvy s vývojom glaukonitických pieskovcov, slieňovcov a ílovcov tvoria väčšiu časť územia. Priemerný obsah ťažkých minerálov zo študovaných súvrství (25—30 analýz z každého súvrstvia, granulometrické rozmedzie 0,05 až 0,25 mm) je na obr. 1.



Obr. 1. Zastúpenie ťažkých minerálov

Ťažké minerály

Z riek Údavy, Výravy a Cirochy bolo odobratých 8 vzoriek na orientačný výzkum ťažkých minerálov. Výsledky analýz z jednotlivých bodov sú graficky znázornené na mapke pomocou kruhových diagramov. Mineralogicky sme vyhodnotili frakciu 0,25—0,1 mm. Ťažké minerály boli získané z navážky 10 kg. Hrubší materiál bol odstránený preosiatim na site (1,5 mm). Koncentrát ťažkých minerálov sme získali premývaním na ryžovacej miske.

V študovaných vzorkách bolo sledované kvantitatívne zastúpenie týchto minerálov: zirkón, rutil, turmalín, granát, apatit, hyperstén a opakné minerály; sporadicky sú prítomné epidot, distén, amfibol, staurolit.

Zirkón býva slaboružový až bezfarebný; často sa vyskytujú idiomorfné bipyramidálne kryštály. V študovanom materiáli prevládajú zaoblené zrná.

Rutil býva najčastejšie hnedočervený. Menej hojné sú dvojčatá s typickým kolienkovým zrastom. Turmalín má najčastejšie tabuľkovitý habitus. Pleochroizmus býva najčastejšie v smere α svetlohnedý, γ — zelenkavo čierny. Pleochroizmus v modrých tónoch je zriedkavý. Granát býva bezfarebný, resp. ružový. Zrná sú najčastejšie nepravidelne obmedzené.

Apatit sa vyskytuje v podobe stĺpčekovitých kryštálikov. Pleochroické jadrá sa v apatitoch nenašli; sú typické pre niektoré apatity z ílovcov s vulkanickou prímesou (Lešku — Ďurkovič — Čičel 1959).

Hyperstén tvorí stĺpčekovité, mierne prehnuté jedince. Na niektorých miestach možno pozorovať stopy po intrastratálnom rozpúšťaní v podobe vyhlodaných hrotov (kohútie hrebienky). Opakné minerály sú zastúpené hlavne magnetitom a ilmenitom.

Zastúpenie jednotlivých minerálov v % pre jednotlivé rieky je podané v tab. 1—3 a stratigraficky znázornené na mapke. Zo získaných údajov bol vypočítaný aritmetický priemer pre jednotlivé rieky (tab. 4). Z tabuľky 4 možno urobiť tieto závery: *zirkón* sa vyskytuje ako priebežný minerál v alúviách študovaných riek. Zvýšený priemerný obsah pozorovať v alúviu Cirochy (32 %), pričom v alúviu Údavy a Výravy je zastúpený približne rovnakým podielom (21 a 23 %). *Rutil* podobne, ako zirkón, má v alúviách Výravy a Údavy približne rovnaké zastúpenie (3—4 %) a zvýšený obsah pozorovať v alúviu rieky Cirochy. *Turmalín* neukazuje v študovaných riekach väčšie výkyvy (2—3 % zastúpenie).

Tab. 1. Analýza ťažkých minerálov z alúvia rieky Cirochy

	1	2	3	4	5	6	7	8
zirkón	50 %	19 %	47 %	35 %	20 %	22 %	30 %	28 %
rutil	7	11	10	7	8	3	3	3
turmalín	3	3	6	4	1	4	3	1
granát	28	49	26	40	41	16	28	15
apatit	1	1	1	3	2	2	3	1
staurolit		1		1				
hyperstén	6	12	5	1	18	10	2	25
opakné min.	5	4	5	10	9	43	31	27

Tab. 2. Analýza ťažkých minerálov z Udavy

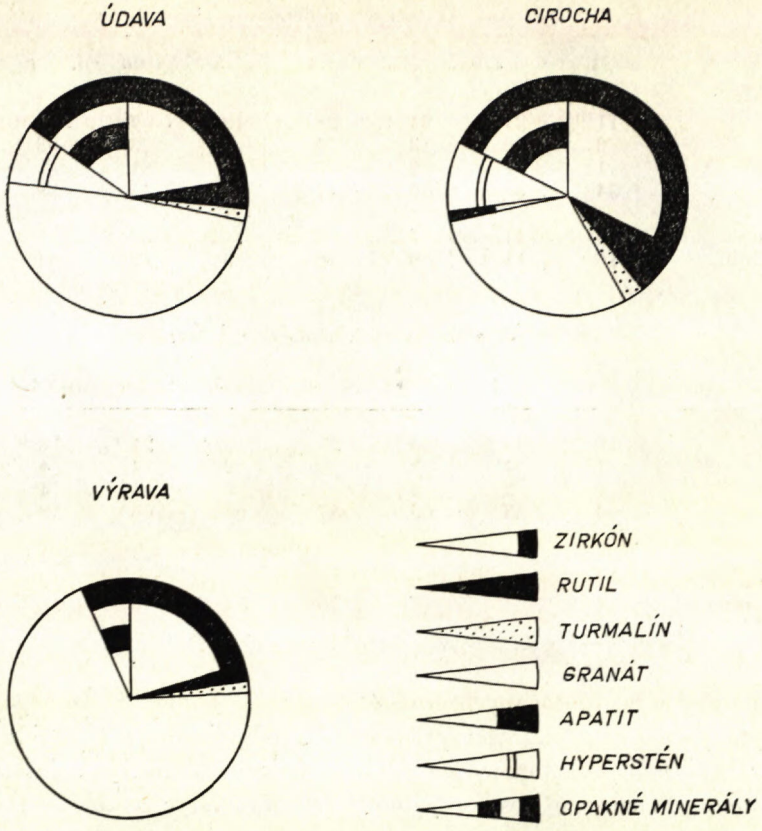
	1	2	3	4	5	6	7	8
zirkón	11 %	31 %	24 %	28 %	49 %	7 %	28 %	33 %
rutil	2	6	3	5	5	3	3	5
turmalín	1	1	2	6	2	1		1
granát	34	38	55	41	40	75	18	51
apatit		2	1		1			
hyperstén	36	11	7	4		2		2
opakné min.	16	11	8	16	3	12	51	8

Tab. 3. Analýza ťažkých minerálov z Výravy

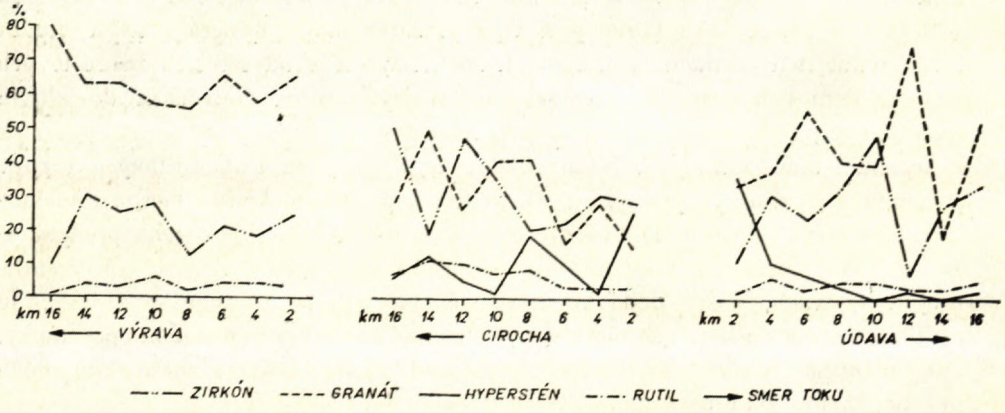
	1	2	3	4	5	6	7	8
zirkón	10 %	30 %	25 %	27 %	13 %	21 %	18 %	24 %
rutil	1	4	3	6	2	4	4	3
turmalín	2	2	2	—	5	1	4	2
granát	84	63	63	57	56	66	58	65
apatit							1	
staurolit							1	
hyperstén	2						2	1
opakné min.	1	1	7	10	24	8	12	6

Najväčšie výkyvy zo študovaných minerálov ukazuje *granát*, najhojnejší v alúviu rieky Výravy (67 %); najnižší priemerný obsah dosahuje v alúviu Cirochy (28 %). *Hyperstén* je zastúpený len v alúviu Cirochy a Údavy; v alúviu Výravy nebol zistený. Priemerné obsahy jednotlivých minerálov z celého profilu pre jednotlivé rieky sú graficky znázornené na obr. 2.

Vzťah obsahu ťažkých minerálov k dĺžke riečneho transportu je graficky znázornený na obr. 3; v 16 km dlhom riečnom transporte pozorovať tieto mineralogické zmeny v zložení ťažkých minerálov: Nápadné je zníženie obsahu hypersténu (obr. 3) v smere toku Cirochy a Údavy. Zdroj tohto minerálu treba hľadať v najvrchnejších častiach spomínaných riek, najskôr v súvrstviach menilitových vrstiev. Prínos hypersténu z neovulkanitov východného Slovenska do alúvia spomínaných riek je nepravdepodobný, lebo nejestvuje spojenie uvedených riek s riečnou sieťou Vihorlatu. Názor o pôvode hypersténu z menilitových vrstiev potvrdzujú aj jeho výskyty v ílovcoch so zistenou vulkanickou prímesou z niektorých lokalít (Leško — Ďurkovič — Čičel 1959). Preto treba predpokladať niektoré horizonty vulkanického materiálu (paleogénneho veku) v menilitových vrstvách, ktoré dodávali hyperstén do alúvia Cirochy a Údavy. Je zaujímavé, že v pieskovcoch menilitových vrstiev je výskyt hypersténu sporadický. Ostatné minerály (zirkón, granát, rutil) s ohľadom na dĺžku toku skúmaných riek neukazujú žiadnu výraznú závislosť (obr. 3).

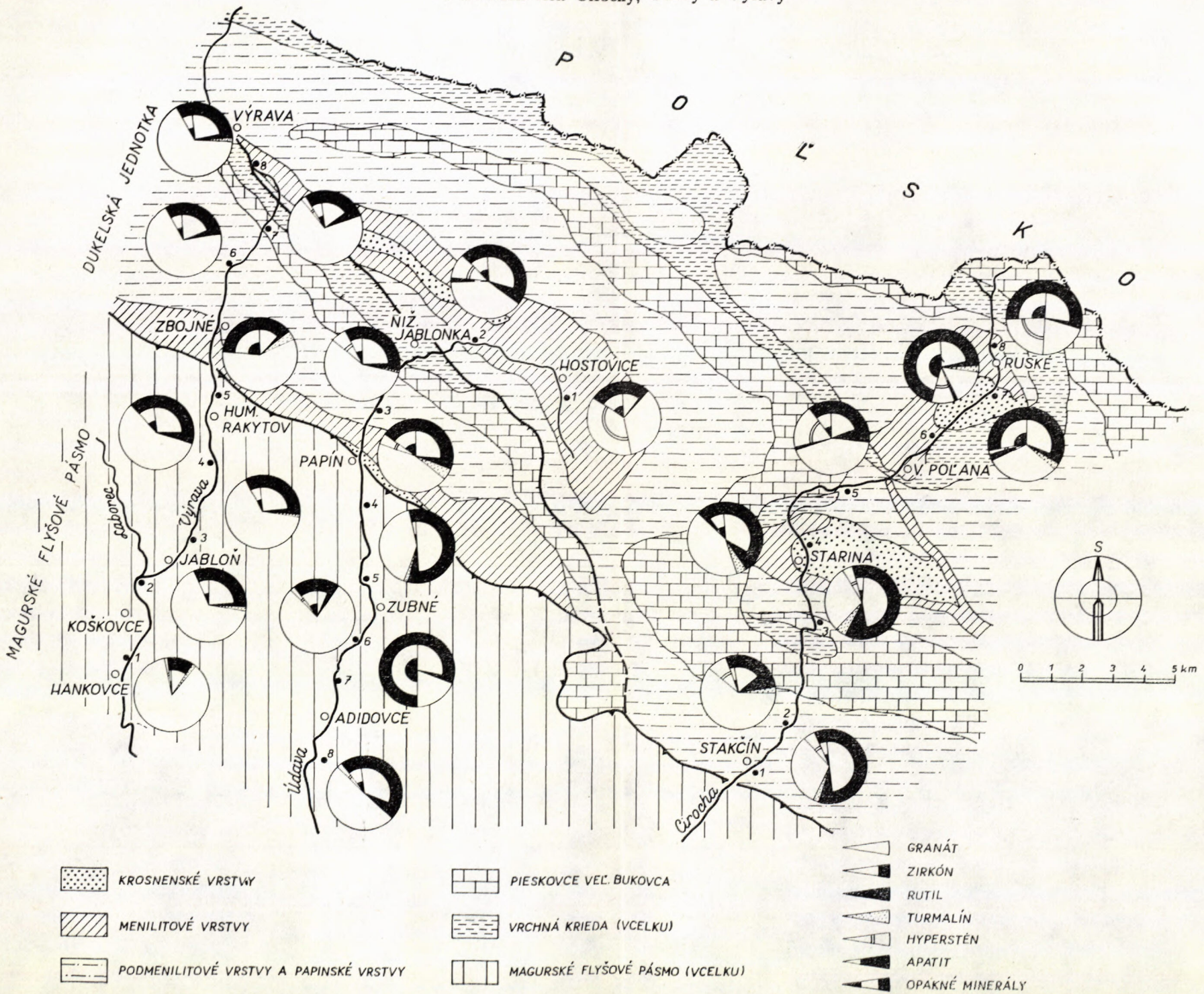


Obr. 2. **Priemerné zastúpenie ťažkých minerálov**



Obr. 3. **Vzťah medzi obsahom ťažkých minerálov a dĺžkou transportu**

Geologická mapa s kvantitatívnym vyhodnotením ťažkých minerálov
v alúviách riek Cirochy, Udavy a Výravy



Porovnanie obsahu ťažkých minerálov v pieskovcoch dukelskej a račanskej jednotky magurského flyša s priemerným zložením ťažkých minerálov z alúvií študovaných riek

V tab. 4 podávame priemerné zloženie pieskovcov dukelskej a račanskej jednotky magurského flyša a priemerné obsahy ťažkých minerálov v alúviách skúmaných riek.

Tab. 4. Priemerné obsahy ťažkých minerálov

	1	2	3	4	5
zirkón	21 %	32 %	23 %	33 %	36 %
rutil	3	7	4	12	6
turmalín	2	3	2	15	12
granát	67	28	47	29	31
apatit				8	13
hyperstén		10	8		
opakné min.	7	18	15		

1. alúvium Výravy, 2. alúvium Cirochy, 3. alúvium Údavy, 4. pieskovce dukelskej jednotky, 5. pieskovce račanskej jednotky magurského flyša.

Z tabuľky vidieť približne rovnaké percentuálne zastúpenie zirkónu v pieskovcových súvrstviach oboch jednotiek i v analýzach z alúvií. Rutil má podstatne vyšší obsah v pieskovcových členoch podkladu ako v alúviách, podobne ako turmalín. Granát je naproti tomu hojnejší v alúviách ako v materských pieskovcoch. Apatit bol zistený vo väčších koncentráciách len v pieskovcoch. Hyperstén je charakteristický pre alúviá, v pieskoch prakticky chýba.

Záver

Štúdium mineralogického zloženia alúvia riek Cirochy, Údavy a Výravy ukázalo: 1. približne rovnaké zastúpenie ťažkých minerálov vo všetkých troch riekach. Výnimku tvorí hyperstén, zistený len v alúviu Cirochy a Údavy; 2. v profile Cirochy a Údavy v dĺžke toku cca 16 km bolo zistené ubúdanie hypersténu vo smere toku; 3. pri porovnaní obsahu ťažkých minerálov z hornín podkladu, po ktorom tečú študované rieky, s obsahom ťažkých minerálov z alúvia boli zistené rozdiely v zastúpení jednotlivých minerálov.

Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Lektorovala M. Marková.

LITERATÚRA

[1] Koráb T. — Nemčok J. — Samuel O., 1966: K niektorým problémom dukel. jednotky na vých. Slovensku. (in litt.). — [2] Leško B., 1952: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochou. Geol. práce, Zošit 35, Bratislava. — [3] Leško B., 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geol. práce, zošit 46, Bratislava. — [4] Leško B., 1958: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. Geol. práce, Zprávy 14, Bratislava. — [5] Leško B. — Ďurkovič T. — Číčel B., 1959: Stopy paleogenného vulkanizmu na východnom Slovensku. Geol. práce, Zprávy 16, Bratislava. — [6] Leško B., a kol. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Snina. Geofond, redakcia Bratislava. — [7] Mišík M., 1956: Použitie ťažkých minerálov pre paleogeografický a stratigrafický výskum so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. Geol. práce, Zošit 43, Bratislava. — [8] Pettijohn F. J., 1957: Sedimentary rocks. II. ed. Harper-Brothers, N. York. — [9] Petránek J., 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. ČSAV Praha. — [10] Samuel O., 1963: Mikrobiostratigrafia vonkajšieho a vnútorného flyša východného Slovenska, paleogénu bradlového pásma a centrálno-karpatského paleogénu. Rukopis; kandidát. dizert. práca, Bratislava. — [11] Vaňová M., 1963: Numulity z tzv. papínskych vrstiev. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava.

TOMÁŠ KORÁB — TIBOR ĎURKOVIČ

SEDIMENTARY PETROGRAPHIC ANALYSIS OF HEAVY MINERALS FROM CIROCHA, ÚDAVA, AND VÝRAVA RIVERS ALLUVIA IN THE FLYSCH OF EASTERN SLOVAKIA

Results of evaluation were plotted in the map (Fig. 1). Heavy minerals study comprised fraction 0,1—0,25 mm. Following minerals and their quantitative representation have been studied: zircon, rutile, tourmaline, garnet, apatite, hyperstene and opaque minerals. Sporadically occur epidote, distene, hornblende, staurolite.

The studies of mineral composition indicated : 1. Approximately similar representation of heavy minerals in all three rivers. As exception appeared hyperstene found only in Cirocha and Údava alluvia.

2. Decrease in hyperstene in the downward orientation was detected along approximately 16 km down Cirocha and Údava rivers (Fig. 2). As source of this typical mineral of volcanic origin (M. Mišík 1956) should be sought most probably in Menilite beds sequences. The transportation of hyperstene from Eastern Slovakia neovolcanics into alluvia of the above river is not probable (there is no connection between the studien rivers and Vihorlat Mts. rivers system). The assumption on the hyperstene origin from Menilite beds may be prooved also by the occurences of his mineral in Menilite beds claystones showing volcanic admixtures (B. Leško et cons. 1959). In this case we must presume the existence of some horizons with volcanic material (Paleogene) in Menilite beds supplying hyperstene into the Cirocha and Údava alluvia.

3. Even comparison of heavy minerals distribution originated from the basement of studied rivers (Tab. 4) with the content of heavy minerals in alluvia of particular river certain differences in the quantitative representation of particular minerals have been determined.

MICHAL PERŽEL

NOVÉ POZNATKY O STRATIGRAFII CHOČSKÉHO PRÍKROVU MALÝCH KARPÁT

Chočský príkrov Malých Karpát dá sa rozčleniť do 3 orograficky samostatných pohorí, a to: Biele pohorie, Jablonicko-prašnícke a Nedzovské pohorie. V Bielom pohorí (stredná časť M. Karpát) vyčleňujeme podľa najnovších poznatkov veterlínsky príkrov (podľa Veterlínu, k. 723,6), ktorého najspodnejšiu časť zaberá tzv. „melafýrová séria" a havranický príkrov. V tomto článku chcem stručne zhrnúť staršie i nové litologicko-stratigrafické poznatky získané pri mapovaní za posledné roky a podať litologicko-stratigrafickú tabuľku jednotlivých úsekov.

Biele pohorie

Veterlínsky príkrov

Veterlínsky príkrov (Andrusov 1936), *veterlínska séria* (Maheľ 1961, 1962). Bázu tohto úseku označujú starší autori ako „melafýrová séria". Dokázané stratigrafické rozpätie je vrchný perm — nór? a pod označením „melafýrová séria" je oddeľovaná spodná časť (Maheľ 1961).

„Melafýrová séria". Najstarším súvrstvím tejto série sú čierne ílovité bridlice, vzácne s 10 cm hrubými vložkami kryštalických vápencov. Súvrstvie je kartograficky vyčlenené v 2 pruhoch Z a SZ od Lošonca (Luptovčiak 1962; Peržel 1963). Toto súvrstvie je paleontologicky doložené V od obce Sološnica (Čorná — Ilavská 1962) a vo vrte S-1 Z od Škarbáku (Snopková 1963). Podľa Snopkovej (1963) čierne a sivé bridlice podľa sporomorf môžeme začleniť k spodnej časti vrchného permu.

Verukanské súvrstvie litofaciálne pozostáva z pestrých bridlíc arkóz, drôb a zlepencov. Valúnový materiál mikroskopicky spracoval Krivý (in Peržel 1963) a petrograficky Kullmanová (1961). Zistila tu kremenné pieskovce, arkózovité pieskovce, arkózy, drobové pieskovce a droby. Súvrstvie je typické svojou pestrofarebnosťou.

Vulkanické členy melafýrovej série študoval Pettkó (1856), Stein (1881), Čechovič (1948) a Vozár (1964), ktorí tu vyčlenili celú škálu hornín s rozmanitými prechodmi do jednotlivých typov.

Bridlice a pieskovce seisu na rozdiel od verukánskeho súvrstvia majú väčší podiel sľudy, ktorá je koncentrovaná a usporiadaná hlavne na plochách odlučnosti. Sem patria tiež žltkasté, sivé, bielosivé jemnozrnné a celistvé kremence. Zriedkavejšie sa v nich nachádzajú vložky červenohnedých bridlíc.

Ílovito-slienité bridlice spodnej časti s polohami jemnozrnných pieskovcov (kampil) sú vyvinuté SZ od Lošonca. V spodnej časti na prechode sú pestrofarebné, vo vrchnej prevláda farba sivonazelenkavá. Paleontologické nálezy z tohto súvrstvia uvádzajú Beck — Vetters (1904) z Hlinného vrchu od Rohožníka. V tomto súvrství V od Veterlínu našiel som niekoľko paleontologických lokalít (V od hájovne Nová Bohatá; južnejšie v zavrásnenom pruhu; v severnejšom pruhu pod Čiernou skalou, Veterlínom a Čelom, zárez cesty).

Podľa Kochanovej, ktorá určovala bivalvie, väčšina druhov, najdených vo veterlínskom príkrove, má širšie stratigrafické rozpätie (seis — kampil). Kampilský vek celkom jednoznačne určujú len *Natiria costata,* menej *Myophoria costata* a *Eumorphotis telleri.* Spodná časť súvrstvia, a to červenofialové sľudnaté pieskovce môžu byť aj seiské, nakoľko nachádza sa v nich *Natiria costata,* i keď v spoločenstve chýbajú typické seiské druhy (napr. *Claraia*).

Nadložný tenký pruh sivých vrstevnatých *dolomitov (hydasp)* má miestami slabé sulfidické zrudnenie (pozri Maheľ 1961, 1962).

Čierne lavicovité a masívne vápence gutensteinského typu, prešľahané v spodnej časti bielymi kalcitickými žilkami (vápenícke, raštúnske), doposiaľ boli všeobecne považované za anis. Detailnejším mapovaním dá sa rozčleniť toto súvrstvie na čierne lavicovité i masívne vápence s výraznými bielymi kalcitickými žilkami a tmavosivé a sivé, masívne, miestami pseudoolitické vápence.

V posledne menovaných našiel som dasykladacey (určil J. Bystrický 1964) na týchto miestach:

1. severný svah Vápennej JZ od k. 315,6, výška 390 m, výbr. č. 3317
2. Hrebeň Vápennej V od k. 747,6, výbr. 2549/64-1-4
3. Skaly v Čertovej doline
4. SZ svah Kamennej, výška 550 m, výbr. č. 3655/a, b
5. SZ od k. 558,6, výška 420 m, JV od Pl. Podhradia, výbr. 3636 a, b
6. JV od k. 548,8, JV od Pl. Podhradia, výbr. č. 2994/64
7. K. 557,0 J od Pl. Mikuláša pri Mon Repos, výbr. č. 2981/64
8. Z od k. 557, J od Pl. Mikuláša pri Mon Repos, výbr. č. 2984/64
9. S od k. 557 J od Pl. Mikuláša pri Mon Repos, výbr. č. 2987/64
10. J od Javorinky k. 561,6, výbr. 2992/64-A, 2993/64
11. JV od k. 406,4 S od Mon Repos, výbr. č. 3311
12. S od k. 406,4, výška 450 m, výbr. 3319
13. SV od k. 406,4, výška 500 m, výbr. č. 3314
14. S svah Starého plášťa, výbr. č. 3320

15. K. 467, SV od Mon Repos, výbr. č. 3313
16. Pri jaskyni S od Mon Repos
17. Pl. Peter, JZ od Hurtovca I. kulisa, výbr. č. 3659 a, b.
18. Plav. Peter JZ od Hurtovca, II. kulisa, výbr. č. 3671 a
19. J od Veterlína, k. 605,2, výbr. č. 3669, 3664

Našli sa tu (určil Bystrický 1964): *Physoporella dissita* (Gümb.) Pia — masove; *Physoporella praealpina* Pia a *Physoporella pauciforata* (Gümb.) Steinm. var. *sulcata* Bystrický — ojedinele.

Podľa určených rias stratigrafické rozpätie opisovaných vápencov je hydasp — pelson.

V najvrchnejšej časti tohto súvrstvia sa nachádzajú miestami polohy sivých slabokrinoidových lavicovitých vápencov. Aniský vek tohto súvrstvia dokázali Beck — Vetters (1904) Z od Kamennej. Sivé vrstevnaté vápence s hľuzami rohovcov vyvinuté miestami v ich nadloží patria najskôr pelsonu.

Svetlosivé masívne *vápence wettersteinského typu* (veternícke, veterlínske) s menšími nepravidelnými polohami dolomitov sú vyvinuté po celom pohorí. Maximálnej hrúbky dosahujú na Veterlíne (k. 723,6), odkiaľ dostali pomenovanie. Pre tieto vápence v M. Karpatoch je typická „evinospongiová" štruktúra. Prvé určiteľné fosílie z týchto vápencov na Vajarskej uvádza Gümbel (1872), čím bol určený stratigrafický vek tohto súvrstvia na ladin. Neskoršie Bystrický (in Bystrický — Žabka 1963) našli na tejto lokalite m. i. *Physoporella varicans* Pia, *Physoporella pauciforata* (Gümb.) Steinm. var. *undulata* Pia, čím posunuli stratigrafickú hranicu tohto súvrstvia do vrchného anisu — spodného ladinu. Kolosváry (1958) z tohto súvrstvia určil koraly od Pl. Mikuláša, ktoré majú stratigrafické rozpätie stredný a vrchný trias. Ojedinelé bivalvie (určila Kochanová 1963) poukazujú na stredný trias. Brachiopódy, ktoré určil Pevný (1962), majú stratigrafické rozpätie ladin—karn. Novšie v najvrchnejších častiach svetlých vápencov na Drinovej hore pri Plav. Mikuláši okrem koralov sa nachádzajú aj riasy (určil Bystrický): *Griphoporella* sp. a *Macroporella* sp.

Tenká poloha svetlosivých dolomitov v nadloží týchto vápencov patrí ladinu. Nad nimi leží cca 10 m hrubá poloha sivých pieskovcov a tmavosivých ílovitých bridlíc patriaca lunzským vrstvám — jul. Sivé doskovité a masívne slienité karditové vápence v tomto pohorí vystupujú iba na Kamenných vrátach V od Havranice. Maximálna hrúbka súvrstvia je cca 5—10 m. Najmladším členom, vrstevnatými dolomitmi o max. mocnosti 10—20 m končí vrstevný sled veterlínskeho úseku.

Havranický čiastkový príkrov

Mohutné súvrstvie vápencov a dolomitov vyvinuté na Havranici bolo považované za vrchnotriasové (Štúr 1860; Beck — Vetters 1904; Maheľ 1958, 1961, 1962), pretože sa nachádza v nadloží lunzských vrstiev. Podrobnej-

ším mapovaním sa zistilo, že celé toto súvrstvie má stratigrafické rozpätie stredný — vrchný trias.

Najspodnejším členom na báze sú čierne a tmavosivé masívne i lavicovité vápence. V bazálnej časti týchto nachádzajú sa na JZ svahu Ostrého vrchu tmavosivé lavicovité vápence, v ktorých sa nájdu veľmi vzácne ojedinele drobné hľuzky tmavších rohovcov veľkosti orecha. Nad nimi je súvrstvie tmavosivých lavicovitých pseudoolitických a oolitických vápencov s hojnými polohami dolomitov. Vo vápencoch som našiel dasykladacey na južnom a východnom svahu Havranice a J od hájovne Veterlín (Biksárd) (Peržel 1963), a to: *Physoporella pauciforata* (Gümb.) Steinm. var. *undulata* Pia, *Physoporella dissita* (Gümb.) Pia, čím je dokázaný aniský vek týchto vápencov — pelson.

V nadloží svetlosivých a mliečnobielych masívnych vápencoch na sev. svahu Ostrého vrchu našiel som jednu z najbohatších lokalít M. Karpát v chočskom príkrove (Peržel 1964; *bivalvie* určila Kochanová 1962; *brachiopódy* Pevný 1963; a *amonity* Rosenberg 1963).

Fosílie sa našli skoro v najvrchnejšej časti opisovaného súvrstvia. Dasykladacey, najdené v spodnejšej časti tohto súvrstvia, určil Bystrický (1964). Novšie najdené riasy v okolí lomu Bukovej v podobnom súvrství [*Teutloporella aequalis* (Gümb.) Pia a *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia] poukazujú na to ,že celé súvrstvie týchto vápencov má stratigrafické rozpätie vrchný anis — spodný ladin.

Nadložným mohutným súvrstvím sú svetlošedé a mliečnobiele masívne dolomity. V spodnej časti najdené riasy *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh. var. *annulata* a *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh.? var. *dolomitica* Pia poukazujú na to, že súvrstvie patrí už ladinu.

Lunzské vrstvy o hrúbke cca 5 m sú vyvinuté východne od Bukovej v okolí veľkolomu. Sivé a tmavosivé lavicovité dolomity v ich nadloží zaberajú celý nor a pravdepodobne aj vrchnú časť karnu — tuval.

Rétske súvrstvie, vyvinuté vo fácii bielosivých, tmavosivých, hnedastých a ružovkastých, v spodnej časti doskovitých i lavicovitých, vo vrchnej masívnych vápencov, je bohaté na fosílie. Na Javorovom vrchu vyzberal kolektív mezozoika fosílie (pozri Maheľ 1958; Kochanová 1964). Spoločenstvo fauny, najmä *Austrirhynchia cornigera* (Schafh.), *Rhaetina gregaria* (Suess), *Lopha haidingeriana* Emmr. a *Thecosmilia clathrata* poukazuje na rét.

Jablonicko-prašnícke pohorie

je priamym pokračovaním Bieleho pohoria, od ktorého je oddelené senicko-jablonickou depresiou. Samotné pohorie je rozdelené dobrovodsko-rozbežskou depresiou, vyplnenou neogénnymi sedimentmi na dve časti. Mohutnejšiu SZ časť nazval Maheľ (1962) „hrasťou Klenovej", južnú „dechtickou kryhou". Hrasť

Klenovej má antiklinálnu stavbu s dobre vyvinutým SZ krídlom. Sklon jednotlivých súvrství je k SZ, prípadne k S. Južné krídlo je redukované, urezané dobrovodským zlomom a poklesnuté. Sedimenty „dechtickej kryhy" sú tiež uklonené k SZ. Prevažne sú tu zastúpené stredno a vrchnotriasové karbonatické sedimenty. Zo severnej a východnej strany ležia na nich transgresívne a diskordantne vrchnokriedové sedimenty; jura a spodná krieda vystupuje vo vých. časti na Tlstej hore.

Podrobnú geologickú charakteristiku pohoria podáva Lóczy (1915), ktorý študoval aj JZ časť Bieleho a severnú časť Nedzovského pohoria. Stredhotriasové vápence tohto pohoria porovnával s nedzovskými vápencami a ich oddelené kryhy pokladal za jeden vyšší príkrov. Andrusov (1930, 1936) veternícky príkrov považuje za ekvivalent strážovského; podľa neho nedzovská jednotka s jablonicko-prašníckym triasom tvorí vyšší nedzovský príkrov. Systematický výskum Malých Karpát začal prakticky až v súvislosti so zostavovaním prehľadnej geologickej mapy list Bratislava v M 1 : 200 000 (pozri Maheľ 1956—1962).

Spodný trias

Súvrstvie pieskovcov, bridlíc a slienitých vápencov (seis-kampil) známe iba v Bielom pohorí v okolí Pl. Mikuláša a V od Prieval. V jeho najvrchnejšej časti našiel som bivalvie, z ktorých určila Kochanová (1964): *Myophoria costata* (Zenk), *Anodontophora fassaensis* (Münst.) a *Gervillia mytiloides* (Schloth.).

Čierne masívne *vápence gutensteinského typu (hydasp)* vystupujú v západnej časti mapovaného územia v okolí opusteného jablonického lomu. V spodnej časti sú lavicovité, prípadne doskovité, vo vrchnej časti masívne, tmavošedé. Mikroskopicky majú reliktno-organogénnu štruktúru; nachádzajú sa v nich úlomky tenkoschránkových lamelibranchiátov. Južne od Miškozlového majú colitickú, pseudoolitickú a chumáčkovitú štruktúru; sú veľmi rekryštalizované. Najhojnejšie sú zastúpené S od Dobrej Vody. Aj tu, v spodnej časti čierne masívne vápence gutensteinského typu sú lavicovité, vo vrchnej masívne, s výraznými bielymi kalcitickými žilkami. Patinu majú popolavošedú.

V JV časti pohoria „dechtickej kryhy" len na jednom mieste, a to J od k. 352,3 vystupuje menšie teleso čiernych lavicovitých vápencov, prešľahaných bielymi kalcitickými žilkami. Patina vápencov je popolavošedá. V najvrchnejšej časti týchto vápencov na Miškozlovom a S od Dobrej Vody sú tenké polohy šedých lavicovitých, oolitických, a pseudoolitických, miestami V od zrúcanín hradu Dobrá Voda i šedých krinoidových vápencov. Opisované súvrstvie môžeme porovnať s podobnými vápencami v Bielom pohorí M. Karpát. V nadložnom súvrství, v šedých masívnych vápencoch sa našli dasykladacey, na základe ktorých začleňujeme čierne a tmavošedé vápence gutensteinského typu do hydaspu.

Šedé a svetlošedé doskovité i lavicovité *rohovcové vápence (pelson)* sa v západnej časti mapovaného územia vyskytujú v okolí jablonického lomu J od Hra-

dišťa pod Vrátnom, V od zrúcaniny hradu Dobrá Voda a menšia šošovka SV od Vrátneho. Východnejšie sa objavujú v úzkom pruhu na Klenovej a pri Hornej Pustej Vsi. V južnej časti pohoria sú známe na Lažtekoch a Kamenici. Vápence sú doskovité i lavicovité, miestami prešľahané sieťou tenkých kalcitových žiliek, s nepravidelnou odlučnosťou. Masa vápencov je poprerastaná drobnými hľuzkami rohovcov tmavošedej a žltohnedej farby. Na južnom svahu Klenovej slienitodoskovité vápence obsahujú hľuzky ružovkastých i žltkastých rohovcov. Vo východnej časti územia v lome U Fajnorov sú známe sivé doskovité vápence s tmavosivými hľuzami rohovcov; tieto polohy majú miestami čierne bituminózne povlaky.

Mikroskopicky majú organogénnu, reliktno-organogénnu štruktúru, miestami s množstvom organogénnych úlomkov, najmä bivalvií; niekedy majú miestami chumáčkovitú a pseudoolitickú štruktúru. Súvrstvie môžeme porovnať s vápenickými (raštúnskymi) vápencami Bieleho pohoria. Nadložné súvrstvie šedých masívnych vápencov je paleontologicky doložené (pelson—ilýr), takže opisované vápence môžeme začleniť k spodnejšej časti pelsonu.

Šedé, svetlošedé, mliečnobiele, miestami žltkasté masívne *vápence (pelson—ilýr)* bývajú obyčajne masívne, zriedkavo lavicovité, dosť často dolomitické (miestami sa nájdu i menšie šošovky dolomitov). Mohutnejší pruh týchto vápencov začína S od prameňa Mariáš; nachádza sa na nich zrúcanina hradu Dobrá Voda. Tvoria hrebeň Červičku, kopec Vrátne (k. 575,9) a najvyšší kopec pohoria Klenovú (k. 589,4). Na V od Klenovej je pruh urezaný zlomom S—J smeru, za ktorým súvrstvie pokleslo a je pokryté vrchnokriedovými sedimentmi. Smerom na V vystupuje na povrch len v menších kryhách južne a JZ od Skaly (k. 395,0) a pri Hornej Pustej Vsi. Súvrstvie končí v lome U Fajnorov. Aj tieto vápence sú masívne, šedé a svetlošedé. Mikroskopicky majú jemnozrnnú, mikrokryštalickú, pseudoolitickú a brekciovitú štruktúru. Uprostred nich sa nájdu často tmavšie a svetlejšie polohy. Miestami sú bunkovité, príp. s menšími nepravidelnými polohami dolomitických vápencov a šošovkami dolomitov. Vápence sú skrasovatené; na ich povrchu vidieť netypicky vyvinuté škrapové polia a závrty (na Červičke, v Hlbokom dole, Vrátnom, Klenovej), často aj navetrané neurčiteľné prierezy organizmov (gastropódov a brachiopódov).

V takýchto vápencoch som našiel na viacerých miestach pri mapovaní riasy, ktoré určil J. Bystrický: severne od vrtu DVM-1, na Červičke pri k. 526,0, západne od Klenovej (vo výbrusoch sa tu zistili aj prierezy bryozoí a foraminifer) a napokon južne od Klenovej (k. 584,9).

V dechtickej kryhe sú spomínané vápence známe v okolí Dechtíc a Chtelnice; aj tu sú miestami dolomitické, prípadne s menšími šošovkami dolomitov. Na Plešivej hore sú v nich netypicky vyvinuté škrapové polia a závrty.

Južne od k. 343,2 (Plešivá hora) sa zistili riasy *Physoporella dissita* (G ü m b.) P i a — masove; severne od tejto kóty ten istý druh a severne od Dechtíc, SZ od

k. 310,9 *Macroporella* sp. (určil J. Bystrický). Podľa nájdených rias opisované vápencové súvrstvie zaraďujem do vrchného anisu až pelson-ilýru.

V západnej časti pohoria, J od Hradišťa pod Vrátnom v podobných svetlých dolomitických vápencoch wettersteinského typu, čiastočne skrasovatených našiel som koraly (určil Kolosvary 1964): *Craspedophyllia jablonicae; Montlivaltia obliqua* Münster. Na Kamenici S od Kočína vystupujú svetlošedé, mliečnobiele a žltkasté masívne vápence v nadloží doskovitých rohovcových vápencov; miestami sú dolomitické. Žltkasté vápence sú nápadne zhodné s nedzovskými vápencami. Stratigrafické rozpätie koralov je stredný — vrchný trias. Preto dá sa predpokladať, že najvrchnejšia časť vápencov zasahuje do spodného ladinu.

Šedé masívne *dolomity (ladin)* sú vyvinuté najmä v severnom krídle mohutnej antiklinály (hrasť Klenovej) v pomerne širokom pruhu (J od Hradišťa pod Vrátnom až 2,5 km šírky); budujú kopce Slopy, Čierťaž, Černastú, Končitú a Hrádok. Pruh je pri štátnej ceste Vrbové—Brezová pod Bradlom urezaný zlomom a posunutý o cca 500 m k JV; východne od cesty vystupuje len pri osade U Fajnorov.

V redukovanom južnom krídle sú známe dolomity v menšej antiklinále na Lesoch (k. 443,0), Pod Mariášom a končia S od Dobrej Vody. Východnejšie od kopca Vrátne (k. 575,9) sú v priamom tektonickom styku s čiernymi vápencami gutensteinského typu, prípadne s rohovcovými vápencami. Ako vidno zo smeru a sklonu týchto súvrství, stavba pohoria v tejto časti má prešmykový charakter; J od Klenovej dolomity ležia v normálnej stratigrafickej pozícii nad svetlými vápencami; časť dolomitov je tmavšia, lavicovitá. Nameraný smer V—Z a sklon 40° k S svedčí o synklinálnej stavbe tohto úseku, pričom časť dolomitov môže patriť už k vrchnému triasu.

Šedé masívne dolomity sa vyskytujú v „dechtickej kryhe" v okolí Dechtíc a S od Kočína. Tesne v nadloží vápencov bývajú šedé a postupne až svetlošedé. Bývajú tektonicky silne podrvené a majú typický ostrohranný rozpad. Miestami sú podrvené na dolomitovú múčku, ktorá sa ťaží v menších pieskoviskách a používa ako prísada do betónu a na stavby. Svahy budované dolomitom sú obyčajne pokryté hrubšou vrstvou sutín, na ktorých sú vyerodované menšie ryhy. Hlboko zvetraný povrch bez lesného porastu, resp. nedostatok rastlinného porastu je často príčinou vzniku členitého reliéfu na dolomitoch. Dolomit leží v nadloží svetlých vápencov vrchného anisu a v podloží lunzských vrstiev; patrí ladinu.

Vrchný trias

Šedé pieskovce a bridlice — lunzské vrstvy. V severnej časti pohoria, skoro od Hradišťa pod Vrátnom je tenký (5—10 m), miestami vytiahnutý pruh bridlíc a pieskovcov až po cestu Vrbové—Brezová pod Bradlom. Plastickejšie, voči zvetrávaniu menej odolné súvrstvie vytvára na bočných hrebienkoch morfologicky dobre viditeľné sedielka. Pieskovce sú šedé, doskovité, na plochách odlučnosti s usporiadanými šupinkami sľudy. Zvetrávajú do hrdzavohneda. Väčších výcho-

dov tu niet; v sedielkach vo vývratoch sú obyčajne rozptýlené drobné úlomky týchto pieskovcov. Na tomto, miestami vytiahnutom plastickom súvrství jasne vidno zlomovú tektoniku a vzájomný posun jednotlivých krýh pohoria.

Svetlošedé *dolomity (karn)* tvoria asi 30 m hrubý pruh v nadloží pieskovcov. Majú typický rozpad na drobné ostrohranné úlomky. Morfologicky vytvárajú menšie kopčeky, zvýraznené z južnej strany sedielkami menej odolnejšieho lunzského súvrstvia.

Šedé, šedonahnedlé, masívne, miestami slienité doskovité vápence — *karditové vápence* tvoria v severnej časti pohoria 5—15 m hrubý pruh, začínajúci V od Holdošovského mlyna, kde sa ponára pod mladšie súvrstvie rétu; prebieha paralelne s lunzskými pieskovcami s podložnými dolomitmi po cestu Vrbové—Brezová pod Bradlom. Tu na zlomovo-posunovej línii je posunutý asi 500 m k JV a objavuje sa pri osade U Fajnorov. Podobné vápence vystupujú aj severnejšie od osady vo vrchnotriasových dolomitoch. V týchto vápencoch Lóczy (1915) našiel skameneliny J od Lopušovej doliny.

Na lokalite J od prameňa Holešky a SZ od Lančára našiel som bivalvie (určila Kochanová 1954). Z brachiopódov určil Pevný (1963): *Dielasma woehrmannianum* (Bittner) — karn; *„Terebratula" tenella* Bittner — karn; *Terebratula* cf. *sturi* Laube; *Diplospirella wissmanni* (Münster) — anis—karn.

300 m SZ od starého kostolíka v Chtelnici v podobných vápencoch uprostred dolomitov sa našli: *Ammussium incognitum* (Bittner), *Placunopsis* sp.; *Prospondylus (Philippiella) obliqua* (Münster), *Schafhäutlia mellingi* (Hauer).

Lóczy (1915) spomína od Holdošovského mlyna bohatú lokalitu v karditových vrstvách. Novými nálezmi a prehodnotením fauny (Kochanová 1963) sa zistilo, že súvrstvie patrí rétu.

Šedé a tmavošedé vrstevnaté *dolomity (nor)* sú vyvinuté v severnej časti pohoria všade nad karditovými vrstvami, a to V od Hradišťa pod Vrátnom, vo väčších odkryvoch pri ceste smerujúcej na Brezovú pod Bradlom, a budujú Kýčeru; pruh končí SV od osady U Fajnorov. Dolomit je prevažne šedý, miestami tmavošedý; od strednotriasových masívnych dolomitov sa líši vrstevnatosťou; je doskovitý, prípadne lavicovitý, usmernený v tomto súvrství na SV (60—80°), sklony 60—70° k SZ, prípadne k S. V spodných častiach súvrstvia v tenkodoskovitých dolomitoch na ľavej strane potoka Holešky a v doline V od Brezovej pod Bradlom sa vyskytujú tenké preplástky šedožltozelenkavých ílovitých bridlíc.

Dolomit sa rozpadáva na drobné ostrohranné úlomky, miestami aj na dolomitickú múčku. Na niekoľkých miestach sú v tomto pruhu menšie pieskoviská, z ktorých najmä dolomitovú múčku používa miestne obyvateľstvo ako prísadu do betónu na stavby. Na základe superpozície zaraďujem dolomit do noru.

V JV časti územia pri Chtelnici, D. Lopašove, Lančári a Kočíne je vyvinutá hrubá masa šedých vrstevnatých dolomitov so smerom vrstiev k SV, sklon 30 až 50° k SZ. Reliéf býva obyčajne členitý, s menšími eróznymi ryhami. Dolomity sa rozpadajú na drobné ostrohranné úlomky; tesne pri zlomových líniách sú obyčajne podrvené na múčku. Dolomity noru chočského príkrovu v Bielom, Jablo-

nicko-prašnickom a Nedzovskom pohorí sú vrstevnaté a tmavšie ako podložné strednotriasové dolomity, a preto môžeme tu aplikovať názor Spenglera (1932).

Svetlohnedočokoládové *schizofytové* (?) *vápence* vystupujú v skalnom odkryve, vysokom cca 5 m, S od Kočína na k. 439,0, ako aj S od hájovne Cerník. Morfologicky vyčnievajú nad okolité horniny a ležia v nadloží dolomitu. Na patine vápencov sú hojné prierezy kruhovitého i pozdĺžneho tvaru o priemere od 0,5 do 2 cm; ide pravdepodobne o „sinné" riasy, ktoré sa doposiaľ nepodarilo určiť. Podobné vápence tmavšej čokoládovej farby opisuje Hanáček (1955) na Hrdlakovej skale z Nedzovského pohoria. Ich stratigrafické zaradenie nie je doposiaľ objasnené.

Svetlé a žltkavé masívne *vápence s výraznými bielymi kalcitickými žilkami (rét)* sú známe na niekoľkých miestach: JZ od Brezovej pod Bradlom pri Holdošovskom mlyne, v okolí hájovne Cerník a Tlstej hore. Vápence sú svetlosivé, sivé a žltkasté, prevažne masívne, miestami doskovité, často prešľahané hustou sieťou bielych kalcitických žiliek. Vo výbrusoch majú reliktno-organodetritickú, miestami oolitickú štruktúru. Nachádzajú sa v nich úlomky článkov krinoidov, foraminifer (miliolidné formy, *Frondicularia, Trocholina*), prierezy bivalvií, brachiopódov a gastropódov. Pri hájovni Cerník sa našli brachiopódy (určil Pevný 1964): *Rhaetina gregaria* (Suess).

Rét je vyvinutý tiež vo fácii pestrého vápencového súvrstvia, V od Holdošovského a Pavlíkovho mlyna v SZ časti. Sú to slabo oválané, tmelené kusy rôznych typov vápencov, v nezvetranom stave zlepencovo-brekciovitého charakteru. Vápence sú šedé, tmavošedé, miestami mäsovočervené, žltkavé, rohovcové, piesčito-krinoidové, krinoidové a ružovkasté, slienité, lumachelové a dolomitické. Pri Holdošovskom mlyne a v doline V od Pavlíkovho mlyna našli sme početné druhy bivalvií (určila Kochanová 1963). Kochanová prehodnotila Lóczyho staré nálezy z tejto lokality priamo na ústave v Budapešti a zaraďuje toto súvrstvie do rétu.

Jura

Pestré *vápencové súvrstvie (rét-hetang)* je známe J od hájovne Cerník na svahu vedľa potoka. Ide tu o kusy slabotmelených jemnozrnných a hrubozrnných, šedých, tmavošedých, ružovkastých krinoidových vápencov s rohovcami i bez rohovcov. Našla sa v nich nasledovná fauna (určil Pevný 1964): *Polymorphytes* cf. *polymorphus* Quenstedt a *Lobothyris* cf. *punctata* (Sowerby).

Svetlošedé a tmavošedé zrnité krinoidové vápence (lias). Vo východnej časti pohoria na Tlstej hore v menších odkryvoch, prípadne v sutine v šedých krinoidových vápencoch, miestami s tenkými polohami tmavších rohovcov (Mahel 1962) našli sme bivalvie (určila Kochanová 1964) a brachiopódy (určil Pevný 1964).

Doskovité vápence s polohami silicitov (doger-malm) ležia v nadloží šedých krinoidových vápencov na Tlstej hore. Skameneliny sa v nich doposiaľ nenašli; na základe superpozície a porovnania s podobnými vápencami v Nedzovskom pohorí (doloženými faunou) zaraďujem ich k dogeru. Malm zastupujú ružovkasté celistvé vápence, v spodných polohách jemnozrnné; vo vrchnej časti súvrstvia nadobúdajú pozvoľne sivú a svetlosivú farbu.

Šedé slienité vápence (titón-neokom). Časť súvrstvia v SV cípe Tlstej hory nad JRD Prašník je vyvinutá v podobe šedých slienitých vápencov a slieňov. Tento malý výskyt sa nedá na mape kartograficky vyčleniť. Slienité vápence sú tenkodoskovité s nerovnou plochou odlučnosti; masa vápencov je prešľahaná sieťovinou bielych kalcitických žiliek. V slienitých vápencoch sa našli: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch.

Kvartér zastupujú travertíny v dvoch opustených lomoch pri Hradišti pod Vrátnom, vedľa cesty smerujúcej na Brezovú pod Bradlom. Travertín je hnedožltkastý a tmavohnedý, porézny; ťaží sa iba príležitostne ako stavebný kameň do základov, prípadne na výstavbu domčekov. Travertín sa usadil z blízkych minerálnych prameňov. Ivan (1943) vznik travertínu radí na základe fauny a flóry do niektorých z teplejších období pleistocénu. V priebehu kvartéru vyvinul sa zvetralinový plášť, dôležitý pre vývin pôd a rastlinstva; jeho mocnosť je ovplyvnená sklonom a morfologickou hodnotou hornín. Na úsekoch budovaných mezozoickými karbonatickými horninami, ktoré majú intenzívne členený reliéf a veľký sklon, je tento plášť tenký; ide väčšinou o kamenité sutiny. Na dolomitoch, tektonikou silnejšie porušených, sú vymodelované zaoblenejšie tvary pokryté elúviom, prípadne delúviom, ktorých mocnosť sa pohybuje od 0,5 do 1 m.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval prof. dr. M. Maheľ.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1935: Stratigrafia triasu slovenských Karpát. Věst. SGÚ IX. Praha. — [2] Andrusov D., 1936: Subtatranské príkrovy slovenských Karpát. Carpatica I. Praha. — [3] Andrusov D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr I. Rastliny a prvoky. Práce ŠGÚ, Bratislava. — [4] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát. Bratislava. — [5] Andrusov D. — Kuthan M., 1942: Zpráva o geologickom výskume územia projektovanej hlavnej železnice Brezová pod Bradlom—Myjava. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Beck M. — Vetters H., 1902: Zur Geologie der Kleinen Karpaten. Wien — Leipzig. — [7] Bystrický J. — Biely A., 1964: Prínos určovania rias pre podrobné delenie triasu Západných Karpát. Geologický průzkum 9. — [8] Bystrický J., 1964: Slovenský kras. Bratislava. — [9] Buday T. — Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafiu spodného a stredného miocénu dolnomoravského úvalu a Považia. Geologické práce, Zošit 43, Bratislava. — [10] Cambel a kolektív, 1960: Vysvetlivky k mape nerastných surovín list Bratislava. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [11] Čechovič V., 1948: Výskyty barytu

STRATIGRAFICKA TABUĽKA CHOČSKÉHO PRÍKROVU MALÝCH KARPÁT

				Biele pohorie				Jablonicko-prašnícke pohorie	
				Veterlínský úsek		havranický úsek			
				litofácia	fosílie	litofácia	fosílie	litofácia	fosílie
JURA	KRIEDA	neokom						10 — šedé sliene a slienité vápence so žilkami kalcitu	
		malm						20 — šedé slienité a ružovkasté doskovité a masívne vápence	*Calpionella alpina* *Calpionella elliptica*
		dogger						20 — hnedošedé doskovité vápence s polohami silicitov	
		lias						30 — šedé krinoidové vápence s rohovcami	*Oxytoma sinemuriensis, Entolium hehlii, E. calvum, Chlamys textori, Anomia striatula, Lima (Plagiostoma) punctata, Zeilleria subnumismalis, Z. mutabilis, Z. cornuta, Cincta numismalis, Rhynchonella calcicosta, Polymorphytes* cf. *polymorfus*
		rét		50 —	50 — tmavošedé, hnedošedé, žltkasté masívne a doskovité vápence	*Austrirhynchia cornigera, Rhaetina gregaria, Lopha haidingeriana, Thecosmilia clathrata, Rhaetina pyriformis, Chlamys mayeri, Plicatula (Harpax) hettangiensis, Placunopsis alpina, Myophoria* cf. *inflata, Cardita austriaca, Ostrea* sp.	80 — pestré váp. súvrstvie žltkasté masívne vápence s výraznými bielymi kalcit. žilkami	*Oxytoma inaequivalvis intermedia, Chlamys simkovicsi, Chl. favrii tatrica, Chl. (Aequipecten)* cf. *baysandi, Lima (Plagiostoma) linaeata punctata, Lima (Mentellum)* cf. *subdupla, Rhaetiana gregaria, Lopha haidingeriana, Thecosmilia clathrata*
TRIAS		nor	sevat	20 — šedé a tmavošedé vrstevnaté dolomity Hauptdolomit		150 — šedé a tmavošedé vrstevnaté dolomity Hauptdolomit		200 — šedé a tmavošedé vrstevnaté dolomity Hauptdolomit	
			alaun						
			lac						
		karn	tuval	50 — šedé masívne a doskovité slienité vápence Karditové vápence				šedé a nahnedlé masívne i doskovité vápence Karditové vápence	*Lopha montis caprilis, Physocardia (Craspedodon)* cf. *hornigi, Mysidioptera* f. *lazkoi, Mysidioptera carpatica, Ammusium incognitum, Entolium discites, Prospondylus (Philippella) obliqua, Monotis* cf. *montini, Entolium subdemissum, Schafhäutlia mellingi, Dielasma woehrmannianum*
			jul		šedé pieskovce a tmavošedé ílovité bridlice lunzské vrstvy	5 — šedé pieskovce a bridlice Lunzské vrstvy		50 — svetlošedé dolomity šedé pieskovce a bridlice Lunzské vrstvy	
		ladin	cordevol	100 — svetlosivé dolomity		200 — svetlošedé a mliečnobiele masívne dolomity		300 — svetlošedé a mliečnobiele masívne dolomity	
			langobard		*Margarosmilia carpatica, Craspedophyllia alpina, Thecosmilia badiotica, Montlivaltia* cf. *obliqua, Montlivaltia* cf. *cipitiensis, Thecosmilia subdilochoma, Thecosmilia* cf. *sublaevis, Margarosmilia* cf. *richthofeni, Margarastrea* cf. *klipsteini, Conophylia boletiformis, Montlivaltia* cf. *norica, Stylophylopsis* sp., *Craspendophylia alpina, Terquemia (Philippiella) noellingi,*		*Diplopora annulata*, var. *annulata* *Diplopora annulata*, var. *dolomitica*		
			fassan				*Teutloporella aequalis, P. herculea Pteria candata, Halobia* sp., *Bakevellia* sp., *Aviculopecten* sp., *Entolium* cf. *disciles, Chlamys broilli, Chlamys* cf. *ciampini, Eopecten inaequistriatus, Lima (Plagiostoma) striata radiata, Mysidioptera* cf. *cainailoi lennaensis, Myoconcha goldfusi, Spirigera trigonella, Spiriferina pectinata, Spirigerina fragilis, Spiriferina (Mentzelia) mentzelii,* Sp. *mentzelii baconica? „Rhynchonella" decurtata vivida, Zeilleria angusta, Cruratula eudora, Ptychites acutus, Balatonites* sp., *Arcestes* sp., *Orthoceras campanile. Physoporella pauciforata*, var. *pauciforata, Phys. paucif.* var. *undulata, Phys. dissita, Phys.* cf. *praealpina*		
		anis	vrchný — vrch.	150 — šedé vrstevnaté váp. s hľuzami rohovcov	*Cruratula damesi* *Teutloporella herculea* *Teutloporella aequalis* *Physoporella varicans* *Physoporella pauciforata*, var. *undulata,* *Physoporella pauciforata*, var. *pauciforata*	200 — svetlošedé a mliečnobiele masívne vápence so šošovkami dolomitov tmavošedé masívne a lavicovité vápence, oolitické vápence s polohami šedých dolomitov		300 — svetlošedé a mliečnobiele masívne vápence s nepravidelnými polohami dolomitov šedé doskovité vápence s hľuzami rohovcov čierne masívne i lavicovité vápence (gutensteinske)	*Teutloporella herculea* *Physoporella pauciforata*, var. *pauciforata, Physoporella pauciforata*, var. *sulcata, Physoporella pauciforata*, var. *gemerica, Physoporella dissita, Physoporella* cf. *praealpina.*
			vrchný — spod.						
			pelson						
			spodný — hydas p		*Aulacothyris augusta, A.* aff. *angusteformis, Mentzelia mentzelii, Tetractinella trigonella, Physoporella dissita, Phys.* cf. *praealpina,* Ph. *pauciforata*, var. *undulata,* Ph. *pauciforata*, var. *sulcata*				
		skyt	kampil	100 — ílovito-slienité bridlice a pieskovce	*Natiria costata, Myophoria costata, M. ovata, M. ovata elongata, M. laevigata, gervillia mytiloides, G. exporrecta, Emorphotis teleri, Anodontophora canalensis, A. fassaensis, A. fassaensis bittneri, Dinarites sp., Plocceras* sp.			50 — ílovito-slienité bridlice a pieskovce	*Myophoria costata, Anodontophora fassaesis, Gervillia mytiloides*
			seis	500 — bridlice, pieskovce, kremence					
PERM	vrchný			1500 — melafýry, pestré bridlice, arkózy dróby a zlepence čierne a sivonazelenalé bridlice s vložkami kryštalických vápencov a rohovcov	*Pityosporites schaubergeri, P. zapfei, P. delasancei, P.* cf. *granulatus, Lueckisporites virkkiae, L. richteri, Platysaccus papilionis, Taeniaesporites antiquus, Favisporites licudus, F. tenuis, Illinites* cf. *unicus, Labiisporites* cf. *granulatus, Laevigatosporites* sp.				

v okolí Smoleníc a Neštichu v Malých Karpatoch. Práce ŠGÚ, zošit 17, Bratislava. — [12] Čorná O. — Ilavská Ž., 1962: Nález permských sporomorf v Malých Karpatoch. Geol. sborník XIII/2, Bratislava. — [13] Fusán O. — Ivan Ľ., 1953: Zpráva o šetrení výskytov Fe rúd v Hradišti pod Vránom. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Gümbel C. W., 1872: Die sogenannten Nulliporen. Abh. d. bayer Ak. d. Wiss. 2, München. — [15] Hanáček J., 1954: Geológia Nedzovského pohoria. Geol. sborník V/1—4, Bratislava. — [16] Hromádka V., 1943: Všeobecný zemepis Slovenska. Slovenská vlastiveda I. Bratislava. — [17] Ivan Ľ., 1943: Výskyty travertínov na Slovensku. Práce ŠGÚ, zoš. 9, Bratislava. — [18] Kochanová M., 1957: Paleontologické vyhodnotenie skamenelín z Malých Karpát. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [19] Kochanová M., 1964: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamelibranchiátov a gastropódov z mezozoika Malých Karpát. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [20] Kolosváry G., 1958: Triasové koraly z Malých Karpát. Geologické práce, Zprávy 13, Bratislava. — [21] Kolosváry G., 1966: V. Angeben zur Kenntnis der Triaskorallen Fauna der ČSSR. Geol. práce, Zprávy 38, Bratislava. — [22] Kullmanová A., 1961: Sedimentárno-petrografický výskum triasu v oblasti Rohožník—Lošonec. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [23] Lóczy L., 1915: Die geologischen Verhältnisse der Gegenden zwischen Vágujhely, Ószombat und Jablánc in den Nordwestkarpathen. Jahresberichte, Budapest. — [24] Maheľ M., 1955: Úvahy o príkrovovej stavbe centrálnych Západných Karpát. Geol. práce, Zprávy 3, Bratislava. — [25] Maheľ M., 1958: Rét chočskej jednotky v Malých Karpatoch. Geol. práce, Zprávy 14, Bratislava. — [26] Maheľ M., 1961: Sjazdový sprievodca Čsl. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu. Bratislava. — [27] Maheľ M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR list Wien—Bratislava. — [28] Peržel M., 1964: Zpráva o geologickom výskume chočskej jednotky v Bielom pohorí M. Karpát. Zprávy o geol. výskumoch za r. 1963. — [29] Peržel M., 1964: Geológia chočskej jednotky Bieleho pohoria Malých Karpát. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [30] Peržel M., 1964: Geológia Jablonicko-prašníckeho pohoria. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [31] Peržel M., 1965: Nové poznatky o vývine a stratigrafii chočského príkrovu M., Karpát. Zprávy o geol. výskumoch za r. 1964. — [32] Pevný J., 1964: Určenie brachiopódov Malých Karpát. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [33] Pettkó J., 1856: Bericht über die geologische Aufnahme des westlichen Theiles von Ungarn an der March. Arbeiten der Geologischen Gesellschaft für Ungarn. Pesth. — [34] Snopková P., 1963: Zpráva o palynologickom výskume vzoriek z vrtu Lošonec v Malých Karpatoch. Rukopis; Archív GÚDŠ. Bratislava. — [35] Spengler E., 1932: „Ist die Mittlere subtatrische Decke" der Westkarpathen eine selbständige tektonische Einheit? Věst. SGÚ VIII, Praha. — [36] Stein G. E., 1881: Die Melaphyre der Kleinen Karpathen. Min. und. Petr. Mittheilungen G. Tschermak's. — [37] Štúr D.: Vybrané state. Vydavateľstvo SAV, Bratislava, 1960. — [38] Vozár J., 1963: Predbežná zpráva o výskume melafýrov Malých Karpát. Zprávy o geologických výskumoch za r. 1963, Bratislava.

MICHAL PERŽEL

NEUE KENNTNISSE ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DER OBEREN SUBTATRISCHEN DECKE DER KLEINEN KARPATEN

In der Arbeit sind ältere und neue lithologisch-stratigraphische Kenntnisse zusammengefasst, welche während der letzten Jahre bei der Kartierung im Biele und Jablonica-Prašník-Gebirge erworben wurden. Funde von Fossilien (Algen, Ammoniten, Bivalvia und Brachiopoden) in den bisher als Obertrias betrachteten hellen Havranica-Kalken bewiesen die stratigraphische Spannweite der Schichtfolge: mittlere bis obere Trias. Da die Karbonatenschichtfolgen im Hangenden der obertriassischen Lunzer Sandsteine liegen, befinden sie sich in tektonischer Position. Der

Verfasser gliedert diese am Havranica Berge entwickelten Schichtfolgen als *„Havranica-Teildecke"* aus.

Eine lithologische Beschreibung der einzelnen Schichtfolgen im Jablonica-Prašník-Gebirge wird vom Verfasser vorgelegt. In hellgrauen und grauen Kalken vom Wettersteintyp fand er an einigen Stellen *Dasycladaceae*, deren stratigraphische Verbreitung er im Vergleich mit den gefundenen Fossilien beurteilt. Durch den Vergleich dieser Kalke mit hellen Kalken vom Wettersteintyp aus dem Biele Gebirge der Kleinen Karpaten gelangte er zur Ansicht, dass die mittel- und obertriassischen Sedimente dieses Gebirges zur oberen subtatrischen Decke der Karpaten gerechnet werden können.

EDUARD MENČÍK — VÁCLAV PESL

GEOLOGICKÁ STAVBA MEZI SLEZSKÝM A MAGURSKÝM PŘÍKROVEM V OKOLÍ BÍLÉ

(Moravskoslezské Beskydy)

Abstrakt: V prostoru Moravskoslezských Beskyd byly u Bílé vymezeny jižně od slezské jednotky tři tektonické elementy se samostatným litologickým vývojem vrstev — šupina Kavalčanky, šupina Salajky a pásmo Bumbalky. Šupina Kavalčanky zahrnuje vrstvy svrchní křídy až svrchního eocénu a klademe ji k jednotce předmagurské, šupinu Salajky a pásmo Bumbalky pokládáme za součást příkrovu magurského, neboť obě mají společný vývoj vrstev paleocenních. V šupině Salajky je zastoupena kromě toho spodní — střední křída slezského vývoje. Je dokládáno, že tyto vrstvy sedimentovaly v době spodní — střední křídy v jižním křídle slezské geosynklinály, která během mladšího paleogeografického vývoje byla začleněna do sedimentačního prostoru magurského a tektonicky zavrásněna do čelní struktury magurského příkrovu.

Ve východní části polských i československých flyšových Karpat se objevují mezi magurskou a slezskou jednotkou samostatné zóny, označované různými názvy (dukelské vrásy — Świdziński 1934; vnitřní série dukelsko-užockých vrás — Stráník 1963; jednotka Ropy Pisarzowe — Kozikowski 1956; jednotka grybowská — Świdziński 1958; pásmo smilenské — Stráník — Hanzlíková 1963; pásmo papínské — Leško 1958). Książkiewicz (1956) je sloučil s předmagurskou jednotkou (Burtan — Konior — Książkiewicz 1937). V západní části flyšových Karpat na území ČSSR se předpokládalo, že magurská jednotka sousedí se slezskou jednotkou paleogeograficky i tektonicky a v původním sedimentačním prostoru byla oddělována tzv. slezskou kordilerou (Książkiewicz 1962). Poslední gelogické práce (Pesl — Menčík — Hanzlíková 1962, 1964) ukázaly, že i v tomto území existují mezi slezskou a magurskou jednotkou samostatné série, které možno přiřadit k jednotce předmagurské; tvoří různě velké tektonické šupiny při čele magurského příkrovu.

J. od Bílé v Moravskoslezských Beskydech byly nově rozlišeny j. od slezské jednotky 3 výrazné tektonické elementy se samostatným litologicko-stratigrafickým vývojem: 1. šupina Kavalčanky, 2. šupina Salajky, 3. pásmo Bumbalky, dosud

zahrnované do magurského příkrovu (Matějka — Roth 1949; Roth a kol. 1960, 1962, 1964). Šupinu Kavalčanky počítáme k jednotce předmagurské, šupinu Salajky a pásmo Bumbalky pokládáme za součást magurského příkrovu.

Stratigrafie

Šupina Kavalčanky

Základní profil šupinou Kavalčanky, tvořený vrstvami svrchní křídy až svrchního eocénu, byl litologicky i paleontologicky doložen v údolí potoka Smradlavé (Hanzlíková — Menčík — Pesl, 1962).

Svrchní křída a dan tam vystupuje v podobě proměnlivě písčitých zelenavých a podřadně též rudohnědých slínovců. *Paleocén* tvoří vrstvy, v nichž je možno vyčlenit 2 vývoje: pískovcovo-břidličný a pískovcový.

Pískovcovo-břidličné vrstvy tvoří lavice 10—60 cm modrošedých (bělošedých) jemnozrnných až středně zrnitých nevápnitých, někdy křemitých pískovců s leptochloritem. Někde jsou pískovce výrazněji pozitivně gradačně zvrstvené, v nejvyšších částech destičkovitě až břidličnatě dělitelné podle paralelní nebo vlnité laminace. Střídají se s vložkami 5—20 cm jílovců zelenošedých. Ve větších odstupech přistupují lavice 100—150 cm světlešedých nevápnitých pískovců s leptochloritem. Pískovcové vrstvy jsou tvořeny lavicemi 40—400 cm středně až hrubě zrnitých živcových či arkózových nevápnitých pískovců ojediněle i drobně slepencových. Místy jsou provázeny i slepenci s valouny krystalinika i vápenců o velikosti 2—5 cm, max. 50 cm. Kromě křemene se ve valounech objevují světlé celistvé vápence, organogenní zrnité vápence a z krystalinika zelené chloritické a šedé fylity, bílé kvarcity, zelené hrubozrnné diority a biotitické migmatitické ruly. Na rozhraní mezi pískovcovo-břidličnými a pískovcovými vrstvami a v nejvyšších částech pískovcových vrstev vystupují neprůběžné polohy jílovců rudohnědých.

V nadloží pískovcových vrstev nasazuje v ostré litologické hranici sedimentace pestrých jílovců, která zastupuje *nejvyšší paleocén a spodní eocén.* Jsou to převážně rudohnědé, zelené a tmavošedé jílovce tence proužkovitě se střídající, doprovázené podřadnými lávkami šedých aleuritických až jemnozrnných pískovců. Ve vrstvách jsou nepravidelně roztroušeny čočky nebo bochníky pelosideritů o síle 4—20 cm.

Střední eocén se objevuje ve vývoji šedých až zelenošedých proměnlivě jemně písčitých slínovců s velmi vzácnými lávkami do 25 cm šedých středně zrnitých, zčásti organodetritických vápnitých pískovců. V jejich nadloží pokračuje *svrchnoeocenní sedimentace menilitových vrstev* v podobě tmavohnědých až černohnědých jílovců, slinitých jílovců až slínovců s podřadnými lávkami 30—80 cm modrošedých nebo zelenošedých křemitovápnitých, skelných, aleuritických pískovců jemně glaukonitických. V nejvyšších polohách se objevují mezi tmavohnědými slinitými jílovci až 80 cm silné vložky světlešedých slínovců. Těmito vrstvami přecházejí menilitové vrstvy do nově zjištěných *vrstev krosněnských,* vyvinutých v podobě šedých střípkovitých slínovců, prokládaných podřadnými lávkami 8—12 cm modravě šedých vápnitých pískovců vlnitě laminovaných, výrazně jemně slídnatých.

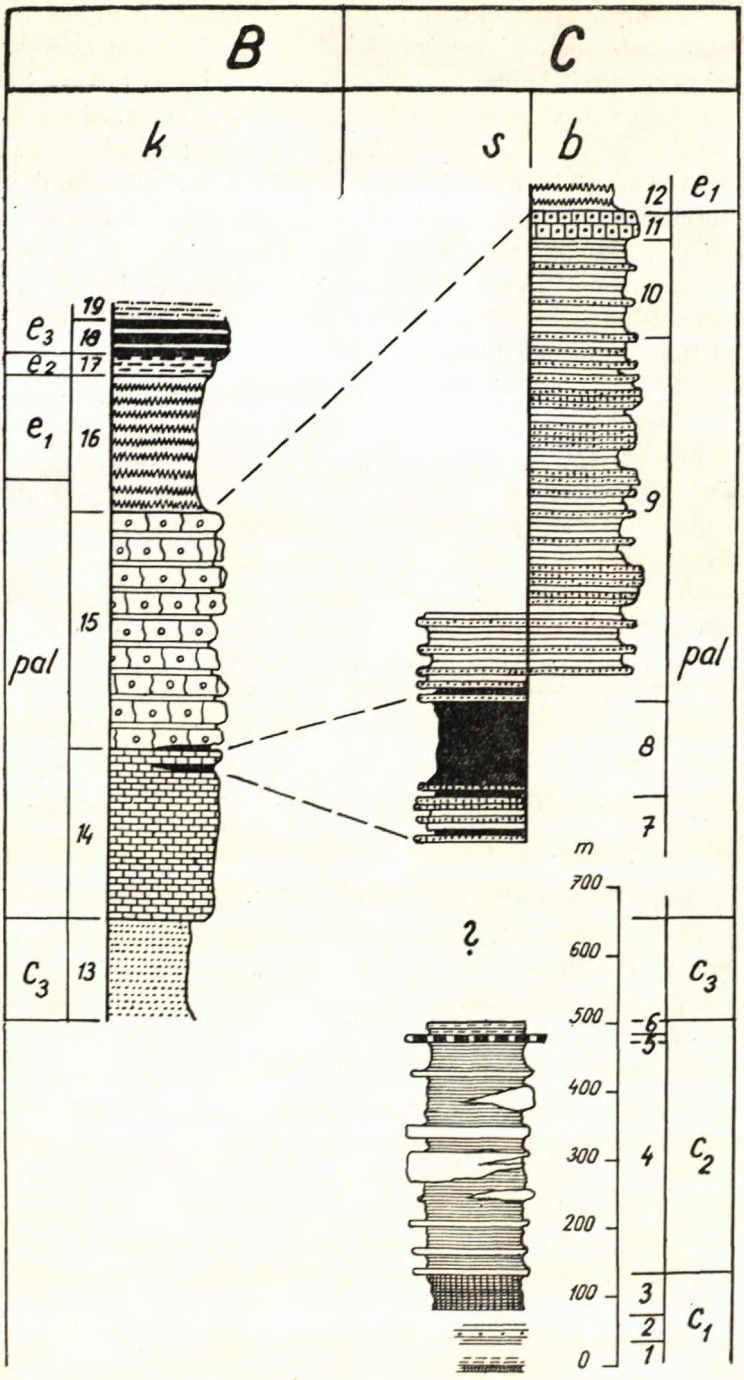
Mocnosti a plošné rozšíření jednotlivých souvrství jsou v šupině Kavalčanky značně ovlivněny tektonickými poměry. Silně provrásněné svrchnokřídové vrstvy vystupují při sev. okraji šupiny v zářezu silnice u lesovny Barani, v profilu Smradlavé na s. od ústí Čurabky a v rokli j. od Zbujnické (774,4). Konečně se vyskytují v profilu řeky Bílé a Mezivodí. Jejich mocnost odhadujeme maximálně na 150 m. Největšího plošného rozšíření dosahují v šupině Kavalčanky paleocenní pískovco-břidličné a pískovcové vrstvy o mocnosti 600 m. Pro svou odolnost tvoří nejvyšší morfologické vrcholy této zóny. Nadložní pestré vrstvy paleocénu a spodního eocénu lemují na jihu pískovcový komplex a vyplňují morfologickou depresi Smutného údolí, Malé Smradlavé a k západu pokračují do sedla na rozvodí mezi Horní Bečvou a Bílou. Šířka tohoto pruhu pestrých vrstev je závislá na jejich detailním provrásnění při severním okraji šupiny Salajky. Mocnost pestrých vrstev se odhaduje na 200 m. Vyšší stratigrafické členy: střední eocén, menilitové a krosněnské vrstvy jsou při j. okraji šupiny Kavalčanky zachovány jen ve značně tektonicky redukovaných polohách o mocnosti několika desítek metrů. Vystupují ve Smutném údolí v profilu Velké a Malé Smradlavé a v rokli z. od hájenky Salajka.

Šupinu Kavalčanky řadíme k jednotce předmagurské. Uplatňují se v ní vlivy sedimentace magurské i vnější skupiny flyšové. Od slezské jednotky ji odlišuje slínovcový vývoj svrchní křídy a vývoj paleocenních až střednoeocenních vrstev. Společné pro obě jednotky jsou vrstvy menilitové a krosněnské. Od magurské jednotky se odlišuje opět pestrou slínovcovou sedimentací svrchní křídy, menilitovými a krosněnskými vrstvami. Naopak sblížené vývoje nacházíme v pískovcových vrstvách paleocénu a pestrých vrstvách paleocénu až spodního eocénu.

Šupina Salajky

je tvořena dvěma stratigrafickými celky: spodní-střední křídou a paleocénem. Mikrofaunistickými společenstvy vrstev šupiny Salajky se v souvislosti s touto prací zabývala E. Hanzlíková. Na základě orientačních rozborů potvrdila litologická kritéria pro odlišení paleocenních vrstev od spodno-střednokřídové série. Ze *spodno-střednokřídových vrstev*, i při značném počtu vzorků byla prozatím získána jen vzácná společenstva aglutinovaných foraminifer a radiolárií, shodná především s mikrofaunami lhoteckých a godulských vrstev slezského vývoje. Detailnější členění spodno-střednokřídových vrstev vyplývá pak ze zjištěného vrstevního sledu a litostratigrafického srovnání se spodní-střední křídou vlastní slezské jednotky.

Ke *spodnokřídovým vrstvám* zařazujeme drobné tektonické útržky v zářezu silnice u lesovny Barani. Jsou to světlešedé, jemně písčité slínovce a tmavěhnědošedé břidličné slínovce vzájemně proužkovitě se střídající. Doprovází je lávka 10 cm světlešedého kalového vápence, nevýrazně tmavošedě skvrnitého, přecházejícího do modrošedých vápnitých siltovců. Litologicky upomínají na *kalovou facii těšín-*


B
C
k
s
b
e3
e2
e1
pal
C3
19
18
17
16
15
14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
?
m
700
600
500
400
300
200
100
0
e1
pal
C3
C2
C1

ských vápenců. Spolu s nimi vystupují černošedé až tmavošedé střípkovitě nebo roubíčkovitě rozpadavé pevné jílovce se dvěma lávkami 10 a 15 cm světlešedých hrubozrnných, rezavohnědě ovětrávajících, vápnitých pískovců hradištského typu.

K stratigraficky mladším, převážně *střednokřídovým vrstvám,* počítáme černošedé až sazově černé proměnlivě písčité, často křemité jílovce. V nich se směrem do nadloží objevují podřadné polohy šedozelených tmavošedě skvrnitých jílovců a lávky 10—100 cm středně-jemně zrnitých křemitovápnitých skelných pískovců, kvarcitických pískovců až kvarcitů, případně křemitých siltovců. V cyklech se uplatňuje často tento sled elementů: kvarcitický pískovec (siltovec) — černý jílovec — zelený tmavošedě skvrnitý jílovec. Kromě toho se objevují i mocnější neprůběžné několikametrové polohy bělošedých jemně středně zrnitých, výjimečně i hrubozrnných kvarcitických často skelných pískovců.

Spodní části těchto vrstev, tvořené černošedými křemitými jílovci, značně upomínají na *veřovické vrstvy,* vyšší část je litologicky shodná s *vrstvami lhoteckými.* Jejich celkovou mocnost odhadujeme na 350 m.

V přímém nadloží tohoto souvrství vystupuje litologicky výrazný, max. 10 m mocný horizont zelených radiolariových rohovců v lávkách 2—5 cm silných, prokládaných světle šedozelenými a zelenými křemitými jílovci tence lávkovitě vrstvenými. V nejvyšší části jsou doprovázeny červenými radiolarity a červenými jílovci často křemitými, které postupně nabývají převahy *(pestré godulské vrstvy).*

K nadloží pravděpodobně ještě patří asi 50 m mocné souvrství převážně zelených měkkých jílovců s podřadnými až vzácnými tmavošedými proužky a ojedinělými lávkami (do 10 cm) jílovcových pelosideritů.

Podle litologického vývoje vykazují popsané vrstvy řadu shodných znaků se spodní a střední křídou slezské jednotky. Nejmenší litologické rozdíly vykazují vrstvy, které na území Moravskoslezských Beskyd můžeme porovnat s těšínskými vápenci, hradištskými a veřovickými vrstvami slezské jednotky.

Ve vývoji lhoteckých vrstev se objevují litologické prvky vývoje, s nímž se setkáváme ve slezské jednotce na polském území. V prvé řadě je to převaha tmavošedých až černých jílovců nad ze-

◁

Obr. 1. Stratigrafická kolonka předmagurské a magurské jednotky jižně od Bílé (Moravskoslezské Beskydy)

B — předmagurská jednotka; k — šupina Kavalčanky, C — magurská jednotka; s — šupina Salajky, b — pásmo Bumbalky; c_1 — spodní křída, c_2 — střední křída, c_3 — svrchní křída, pal — paleocén, e_1 — spodní eocén, e_2 — střední eocén, e_3 — svrchní eocén; 1 — těšínské vápence, 2 — hradištské vrstvy, 3 — veřovické vrstvy, 4 —lhotecké vrstvy, 5 — pestré godulské vrstvy s radiolariovými rohovci, 6 — nadloží pestrých godulských vrstev, 7.—11. soláňské vrstvy, 7 — spodní břidličnato-pískovcové vrstvy, 8 — pestré vrstvy, 9 — svrchní břidličnato-pískovcové vrstvy, 10 — břidličné vrstvy, 11 — pískovcové vrstvy, 12 — belovežské vrstvy, 13 — svrchnokřídové vrstvy, 14 — pískovco-břidličné vrstvy s pestrými vložkami, 15 — pískovcové vrstvy, 16 — paleocén — spodnoeocenní pestré vrstvy, 17 — střednoeocenní slínovcové vrstvy, 18 — menilitové vrstvy, 19 — krosněnské vrstvy.

lenými skvrnitými jílovci, dále přítomnost hojných vložek kvarcitických pískovců a kvarcitů a vývoj samostatných mocnějších poloh pískovcových. Zatímco ve slezské jednotce Moravskoslezských Beskyd dochází v nadloží vrstev lhoteckých většinou k sedimentaci, v níž mají naprostou převahu pestré jílovce; jen místy křemité (pestré godulské vrstvy), objevuje se j. od Bílé výrazný horizont zelených a červených radiolariových rohovců doprovázených křemitými jílovci. Se shodným vývojem vrstev se setkáváme na polském území, v lanckoronské a wieličské oblasti (Książkiewicz 1951, 1956). Červené jílovce, doprovázející jižně od Bílé rohovcový horizont, mají však oproti jmenovaným polským oblastem minimální mocnost.

Z celkového litologicko-stratigrafického srovnání a tektonické pozice vyplývá, že sedimenty spodní až střední křídy, začleněné do tektonické šupiny Salajky, patří specifickému vývoji z jižního křídla slezského sedimentačního prostoru.

V druhém sedimentačním cyklu šupiny Salajky jsou zachovány pouze *paleocenní vrstvy*. Jejich nejúplnější profil je vyvinut v roklích 1 km s. od Bumbalky v prostoru M. Čistého. V bazálních 100 m vystupují jemně středně zrnité pískovce šedé, nebo zelenošedé, drobové, v lavicích 100—150 cm, doprovázené vložkami šedozelených měkkých jílovců. V jejich spodní i svrchní části se objevují rovněž tenčí polohy jílovců rudohnědých. V nadloží tohoto komplexu je 150 m mocná poloha převážně rudohnědých jílovců měkkých, doprovázených podřadně jílovci zelenými, vzácnými tenkými lávkami pelosideritů, siltovců a jemnozrnných pískovců do síly 10 cm (vzácně 40 cm).

Směrem do nadloží přecházejí pestré jílovce pozvolna do břidličnato-pískovcových vrstev, tvořených převahou zelených jílovců a tenčích lávek jemnozrnných nevápnitých pískovců. K nim přistupují nepravidelně silnější lavice 50—250 cm zelenošedých středně zrnitých nevápnitých pískovců drobových masivních, někdy pozitivně gradačních. Kromě větších zrn živců jsou patrny též často vtroušené šupinky muskovitu a biotitu.

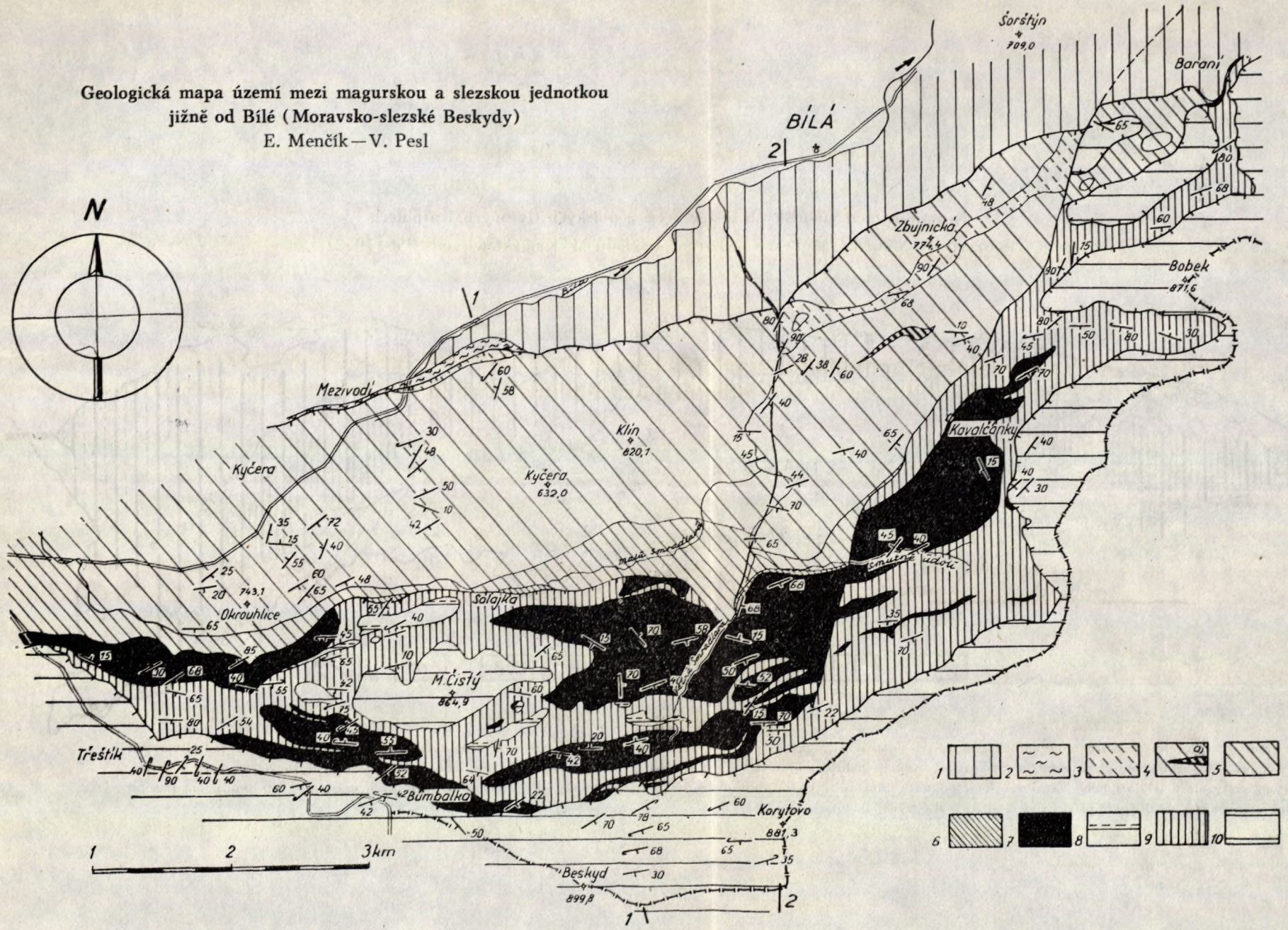
Mezi spodno- až střednokřídovými a paleocenními vrstvami šupiny Salajky nebyla nikde zjištěna *svrchní křída*. Vzájemný styk těchto vrstev je ve všech profilech setřen detailním provrásněním, spojeným s tektonickou redukcí. Při velmi časté tektonické redukci nejstarších břidličnato-pískovcových paleocenních vrstev stýkají se střednokřídové vrstvy přímo s pestrými vrstvami paleocenními.

Pásmo Bumbalky

Pásmo Bumbalky je tvořeno *paleocenními vrstvami* s břidličnato-pískovcovým, břidličným a pískovcovým vývojem o celkové mocnosti 700 m. Střídají se v nich pásma, tvořená lavicemi 100—250 cm jemně-středně zrnitých nevápnitých pískovců drobových, světle slídnatých nebo dvojslídných, oddělovaných tenkými vložkami zelených jílovců, s pásmy převážně břidličnatými. V nich vystupují zelené, podřadně tmavošedé měkké jílovce, doprovázené nečetnými lávkami 1—30 cm jemnozrnných modrošedých nevápnitých pískovců a siltovců, zčásti paralelně nebo vlnitě laminovaných. V nejvyšší části paleocenního komplexu se nejdříve objevuje 150 m mocná poloha s naprostou převahou břidličnatých jílovců. Nad nimi jsou

Geologická mapa území mezi magurskou a slezskou jednotkou jižně od Bílé (Moravsko-slezské Beskydy)

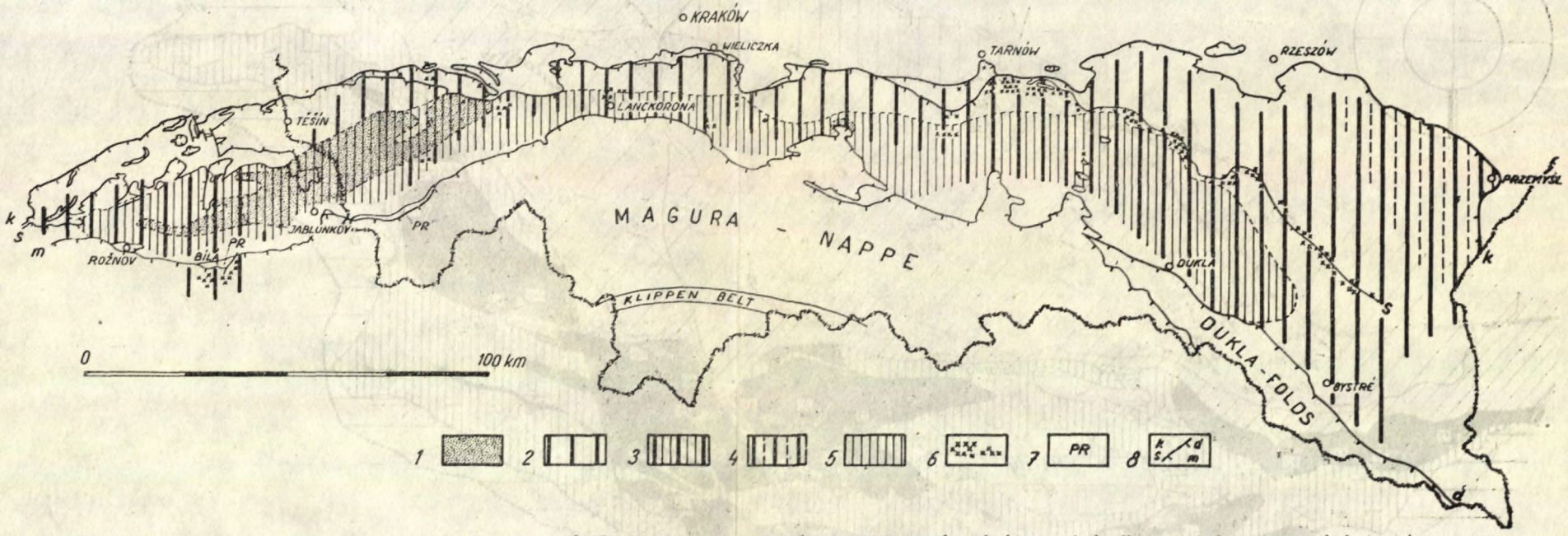
E. Menčík—V. Pesl



1. slezská jednotka; 2. útržky křivského pásma; 3.—6. předmagurská jednotka (šupina Kavalčanky), 3. svrchnokřídové vrstvy, 4. paleocenní pískovco-břidličné a pískovcové vrstvy, 4a. vložka rudohnědých jílovců, 5. paleocenní — spodnoeocenní pestré vrstvy (včetně střednoeocenních vrstev ve Smutném údolí), 6. menilitové a krosněnské vrstvy; 7.—10. magurská jednotka (šupina Salajky a pásmo Bumbalky), 7. spodno-střednokřídové vrstvy, 8.—10. paleocenní vrstvy (soláňské), 8. spodní pískovco-břidličné vrstvy, 9. pestré vrstvy, 10. svrchní pískovco-břidličné vrstvy.

Rozšíření facií godulských vrstev v čs. a polských flyšových Karpatech

Sestavili E. Menčík—V. Pesl s použitím podkladu M. Książkiewicze (1956, 1962)



1. Rozšíření ostravického pískovce ve spodních godulských vrstvách, 2. pestré godulské vrstvy, 3. břidličnato-pískovcový a pískovcový vývoj godulských vrstev s pestrými vrstvami v podloží nebo ve vložkách, 4. křemité slínovce s podložními pestrými vrstvami, 5. břidličnato-pískovcový a pískovcový vývoj godulských vrstev, 6. povrchové rozšíření zelených křemitých břidlic s radiolariemi a radiolariových rohovců, 7. předmagurská jednotka, 8. k — vnější okraj flyšových Karpat, s — nasunutí slezské jednotky, d — nasunutí dukelských vrás, m — nasunutí magurského příkrovu.

pak nahloučeny masivní lavice středně hrubě zrnitých pískovců arkózových o mocnosti 50 m (P e s l — H a n z l í k o v á 1963).

Paleocenní vrstvy pásma Bumbalky jsou litologicky shodné s vyšší částí paleocénu šupiny Salajky. Proto přiřazujeme paleocenní vrstvy obou tektonických struktur k magurské jednotce. Pestré paleocenní vrstvy jak svou pozicí v šupině Salajky, tak svým litologickým vývojem by odpovídaly pásmu pestrých jílovců paleocenního stáří, které se objevuje v regionálním rozsahu i v jiných oblastech (např. Gírová: P e s l — H a n z l í k o v á 1963). Zatímco mezi břidličnato-pískovcovými vývoji z pásma Bumbalky a šupiny Salajky nacházíme shodu co do litologie, sedimentace a petrografického složení pískovců (především drobové pískovce, muskovitické nebo muskovit.-biotitické), je vývoj těchto vrstev od paleocenních pískovcových a pískovco-břidličných vrstev v šupině Kavalčanky (převaha pískovců arkózových a pravidelně leptochloritických) odlišný.

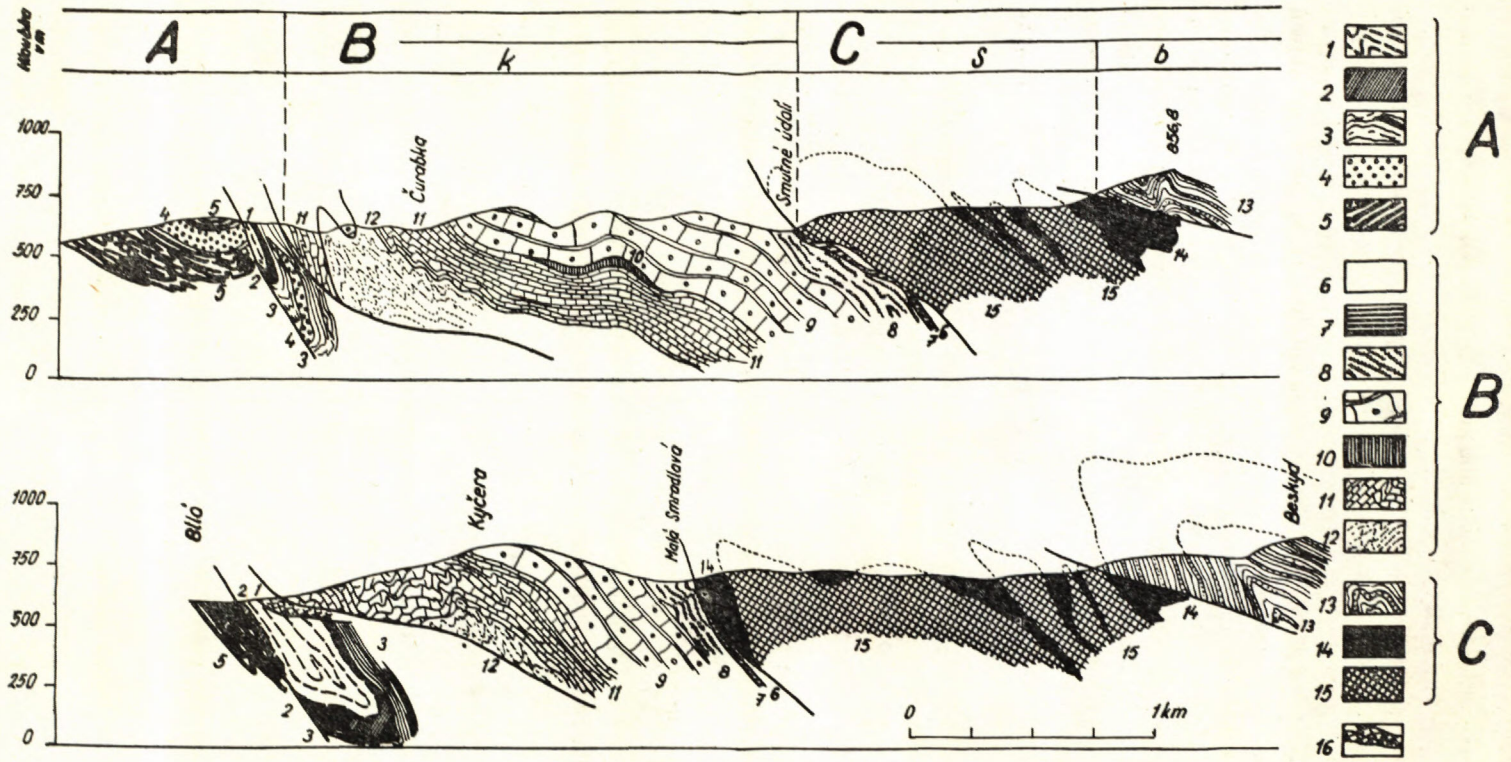
Tektonika

Vynoření předmagurské jednotky v šupině Kavalčanky a dosud neznámých struktur v čele magurského příkrovu (šupina Salajky) je projevem regionálně výrazné příčné elevace magurského příkrovu (M e n č í k — P e s l 1963).

Předmagurská jednotka v šupině Kavalčanky je směrem k S nasunuta na jednotku slezskou. Přitom ve slezské jednotce dochází ke značné redukci vrstev godulského paleogénu. Prvořadý význam nasunutí předmagurské jednotky na slezskou je zdůrazňován kromě toho přítomností izolovaných útržků šedých slínovců a lithothamniových pískovců, upomínajících na tzv. zlínské vrstvy křivského pásma (M a t ě j k a 1949). V ose příčné elevace se zachovalým nejúplnějším, stratigrafickým profilem dosahuje šupina Kavalčanky největší šířky. Směrem k Z a SV se šupina rychle oboustranně zužuje. V. od potoka Smradlavá je předmagurská jednotka vnitřně zešupinatěna.

Šupina Salajky nasunutá na předmagurskou jednotku vykazuje ve vnitřní stavbě vzájemné intenzivní provrásnění paleocenních vrstev s vrstvami spodní a střední křídy. Jednotlivé spodno-střednokřídové šupiny mají kromě toho často vnitřní složitou stavbu nezávislou na paleocenních vrstvách, které je obalují. Tyto vrstvy se chovají jako rigidnější tělesa, prorážející svůj plastický obal. Přesto jejich plošné rozšíření je ve svém celku závislé na stavbě šupiny Salajky. Nejrozsáhlejší těleso spodno-střednokřídových vrstev se vynořuje v ose příčné elevace, směrem k Z a SV pozvolna mizí v složitém systému šupin pod paleocénními pestrými vrstvami. Přitom výraznou axiální elevaci spodno-střednokřídových vrstev, ležící v povodí Velké Smradlavé, omezuje směrem k Z příčná deprese v prostoru M. Čistého (864,2), kde jsou zachovány nejmladší paleocenní vrstvy šupiny Salajky v podobě ploché synklinály.

Rovněž paleocenní vrstvy *pásma Bumbalky* se stýkají se šupinou Salajky vý-



Obr. 2. Geologické profily.

A — *slezská jednotka:* 1. krosněnské vrstvy; 2. menilitové vrstvy; 3. pestré vrstvy godulského paleogénu; 4. ciężkowický pískovec; 5. černošedé vrstvy godulského paleogénu; B — *předmagurská jednotka,* k — šupina Kavalčanky; 6. krosněnské vrstvy; 7. menilitové vrstvy; 8. paleocén — střednoeocénní pestré vrstvy a slínovcové vrstvy; 9. pískovcové paleocenní vrstvy; 10 vložka pestrých jílovců; 11. pískovcovo-břidličné vrstvy paleocenní; 12. svrchnokřídové vrstvy; C — *magurská jednotka,* s — *šupina Salajky,* b — *pásmo Bumbalky;* 13. paleocenní břidličnato-pískovcové vrstvy; 14. paleocenní pestré vrstvy; 15. spodno až střednokřídové vrstvy; 16. útržky křivského pásma.

razně tektonicky. Přitom se nasouvají nejen na pestré paleocenní vrstvy, ale přicházejí do styku i se šupinami nebo menšími útržky spodno-křídových vrstev. Úklon střížné plochy nasunutí, která se na povrchu promítá laločnatým průběhem, závislým na morfologickém členění terénu, nepřesahuje 10°. Detailní provrásnění vrstev v pásmu Bumbalky je na ní nezávislé. Směrem k J navazují tyto vrstvy plynule na mladší paleogenní členy magurské série, od nichž nejsou oddělovány dalšími výraznými směrnými dislokacemi.

Kromě směrných dislokací byly ve východní části území zjištěny příčné zlomy o směru h 1—3, zdůrazňující východní zúžení předmagurské jednotky a porušující vnitřní stavbu šupiny Salajky. Prozatím nebylo prokázáno, že by porušovaly severní okraj pásma Bumbalky. Východně od těchto dislokací objevuje se předmagurská jednotka u lesovny Barani, kde jsou z ní zachovány pouze pestré svrchnokřídové slínovce (Hanzlíková — Menčík — Pesl 1962). Celkový průběh dislokací je shodný s poruchami v antiklinální zóně starohamerské a predmierské (Matějka — Roth 1952).

LITERATURA

[1] Andrusov D., 1931: Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest. V. Considérations sur la tektonique et la paléogéographie des Carpathes du Nord-Ouest. Sborník SGÚ IX, Praha. — [2] Burtan J. — Konior K. — Książkiewicz M., 1937: La carte géologique des Karpates de Silésie, Kraków. — [3] Hanzlíková E. — Menčík E. — Pesl V., 1961: Ein Beitrag zur Kenntnis der Vormagura-Einheit in den Mährischschlesischen Beskiden, Geologický sborník XIII/1, Bratislava. — [4] Kozikowski H., 1956: Ropa-Pisarzowa Unit a New Unit of the Polish Flysch Carpathians. Biul. IG 110, Warszawa. — [5] Książkiewicz M., 1951: Kreda Karpat zewnętrznych (in Regionalna geologia Polski T. I. Karpaty Zesz. I.) Kraków. — [6] Książkiewicz M., 1956: Problem of the Carpathian stratigraphy against the Paleogeographic Background. Przegląd geologiczny 10, Warszawa. — [7] Książkiewicz M., 1956: Geology of the Northern Carpathians. Geol. Rundschau Bd. 45/2. Stuttgart. — [8] Książkiewicz M., 1962: Geological Atlas of Poland, Stratigraphic and Facial Problems, Fc. 13. — [9] Leško B., 1958: Flysch zwischen Medzilaborce und Pichné (Ostslowakei). Geologické práce, Zprávy 14, Bratislava. — [10] Matějka A., 1949: Étude géologique dans les environs de Valašské Meziříčí. Sborník SGÚ XVI, Praha. — [11] Matějka A. — Roth Z., 1949: The Geology of the Magura Flysch Group in the Drainage Basin of the Kysuca. Sborník SGÚ XVI, Praha. — [12] Matějka A. — Roth Z., 1952: A Contribution to the Geology of the Basin of the Upper Ostravice in the Moravo-Silesian Beskydy. Sborník ÚÚG XIX, odd. geol., Praha. — [13] Matějka A. — Roth Z., 1956: The Geology of the Magura Flysch Group in the Northern River Basin of the Váh between Bytča and Trenčín. Rozpravy ÚÚG, sv. XXII, Praha. — [14] Menčík E. — Pesl V., 1963: Ein Beitrag zur Kenntnis des Charakters der Haupt-Längsdislokationen im Magura Flysch. Časopis pro mineralogii a geologii VIII/1, Praha. — [15] Pesl V. — Hanzlíková E., 1963: Entwicklung der Solaňer Schichten in Mährischschlesischen Beskiden. Geologické práce, Zprávy 30, Bratislava. — [16] Pesl V. — Menčík E. — Hanzlíková E., 1964: Die Vormagura-Serie südlich von Jablunkov (Moravskoslezské Beskydy). Věstník ÚÚG XXXIX/3, Praha. — [17] Roth Z. a kol., 1960, 1962: Vysvětlivky ke generální geologické mapě 1:200 000, list Ostrava. Praha. —

[18] Roth Z. a kol., 1964: Generální geologická mapa 1:200 000, list Ostrava. Praha. — [19] Stráník Z., 1963: Geologie Čerchovského pohoří a západní části Ondavské vrchoviny, SGV — Záp. Karpaty, zväzok 2, Bratislava. — [20] Stráník Z. — Hanzlíková E., 1963: Geological Study of the Tectonic Window near Smilno. Sborník ÚÚG, XXVIII, odd. geol. Praha. — [21] Świdziński H., 1934: Remarques sur la structure des Karpates flyscheuses, Bull. de Serv. Geol. de Pol., T. VIII/I, Varsovie. — [22] Świdziński H., 1958: Przeglądowa mapa geologiczna Karpat miedzi Dunajcem a Sanem. IG, Warszawa.

EDUARD MENČÍK — VÁCLAV PESL

GEOLOGIE IM RAUME BÍLÁ ZWISCHEN DER SCHLESISCHEN UND MAGURA-DECKE

Das Gebiet südlich der schlesischen Einheit (der äussere Flysch) bei Bílá in den Mährisch-schlesischen Beskiden hielten A. Matějka — Z. Roth (1949) und Z. Roth (1960, 1964) für einen Teil der Magura-Decke. Bereits beim Anfang der eingehenden Studien in diesem Raume (E. Hanzlíková — E. Menčík — V. Pesl 1962) hat sich gezeigt, das zwischen die Magura- und schlesische Decke eine tektonische Schuppe mit eigener lithostratigraphischer Abfolge der Oberkreide bis Obereozän eingeschaltet ist, die der vormagurischen Einheit gehört und die wir nun als Kavalčanky-Schuppe bezeichnen. Von Süden her ist auf sie die Magura-Decke überschoben, in deren tektonisch selbständigen Salajka-Stirnschuppe neue bisher unbekannte Fazies (Entwicklungen) der Unter- Mittelkreide im Liegenden der magurischen (paleozänen) bunten schieferig-sandigen Schichten gefunden wurden. In Süden sind sie gegenüber den paleožänen magurischen Schichten der Bumbálka-Zone durch eine ausgeprägte tangentiale Dislokation begrenzt.

In der Kavalčanky-Schuppe ist die Oberkreide und Dan durch verschieden sandige grüne, örtlich rotbraune Meregelsteine (150 m) vertreten. Paleozän setzt mit Flysch-Schichten (etwa 600 m mächtig) ein, in sandig-schieferiger und sandiger Entwicklung. Dann folgen scharf begrenzt die bunten Tone (Paleozän-Untereozän), etwa 200 m mächtig. Mitteleozän vertreten graue bis grüngraue sandige Mergelsteine mit seltenen Bänken (bis zu 25 cm dick) organodetritischer Kalksandsteine; ihnen folgen dunkelbraune bis braunschwarze kalkige und kalkfreie Tone der Menilit-Schichten (Obereozän), die allmählich in Krosno-Schichten (graue bröckelige Mergelsteine mit dünneren Bänken glimmeriger krummschaliger Sandsteine) übergehen. Die Mächtigkeit des Mittel-Obereozän ist tektonisch bis auf einige Zehner von Metern reduziert.

In der vormagurischen Einheit kommt sowohl der Magura-, als auch der äussere Flysch zur Geltung. Von der schlesischen Einheit unterscheidet sie sich durch abweichende Oberkreide und vollständige paleozäne bis mitteleozäne Schichtenfolge. Für beide sind die Menilit- und Krosno-Schichten gemeinsam. Von der Magura-Einheit unterscheidet sie sich wiederum durch bunte pelitische Sedimentation der Oberkreide; gewisse Vervandschaft ist dann in den paleozänen Flysch-Schichten und bunten Schichten des Paleozän bis Untereozän zu verzeichnen.

Die Salajka-Schuppe ist in zwei stratigraphische Teile gegliedert: *Unter-* bis *Mittelkreide und Paleozän.*

Zur Unterkreide zählen wir kleine tektonische Reste im Strasseneinschnitt beim Jägerhaus Barani, welche durch ihre lithologische Entwicklung an die Schlammfazies der Těšíner Kalke und der Těšín—Hradiště-Schichtfolge erinnern. Zu den stratigraphisch jüngeren, überwiegend zur Mittelkreide gehörenden Schichten zählen wir schwarzgraue bis schwarze sandige, oft quarzige Tonsteine, in welchen dem Hangenden zu untergeordnete Einschaltungen graugrüner grau fleckiger Tonsteine und Bänke (10—100 cm dick) mittelkörniger quarz-kalkiger Sandsteine (Silt), quarziger Sandsteine bis Quarzite dazukommen. Diese Schichten sind den Veřovice- und Lhoty-Schichten der schlesischen Einheit ähnlich; ihre Mächtigkeit schätzen wir auf 350 m. Im direkten Hangenden folgt dann lithologisch ausgeprägter Horizont (max. 10 m dick) graugrüner und grüner

dünnschichtiger quarziger Tonsteine in Abwechslung mit 2—5 cm dicken Bänken grüner Radiolarienhornsteine. Oben dann folgen grüne Tonsteine in Begleitung roter quarziger Tonsteine und Radiolarite, die allmählich dann eine dominante Stellung einnehmen. Wir halten diese Schichten für äquivalent mit bunten Godula-Schichten. Zu ihrem Hangenden gehört vielleicht auch noch eine 50 m mächtige Schichtfolge grüner weicher Tone mit dunkelbraunen Streifen und dünneren Bänken vo Pelosideriten.

Das Unter-Mittelkreide-Profil der Salajka-Schuppe erinnert an die Entwicklung der schlesischen Einheit im Raume Lanckorona und Wieliczka (M. Książkiewicz 1951, 1956). Die roten Tonsteine (verbunden mit liegenden Radiolarienhornsteinen) erreichen da jedoch nur minimale Mächtigkeit. Aus dem allgemeinen lithostratigraphischen Vergleich folgt, dass die Mittel- und Unterkreide der tektonischen Schuppe Salajka eine eigenartige Entwicklung im südlichen Flügel des schlesischen Sedimentationsraumes darstellt.

Paleozän der Salajka-Schuppe ist durch schieferig-sandsteinige Schichtfolge mit etwa 150 m mächtigem Horizont bunter, meistens roter Tonsteine 100 m oberhalb der Basis vertreten. Zwischen der Mittelkreide und dem Paleozän wurde nirgends die Oberkreide gefungen. Die Berührung dieser Schichten ist in allen Querschnitten infolge der tektonischen Tätigkeit verwischt.

Die Bumbalka-Zone ist aus paleozänen, etwa 700 m mächtigen Schiefer—Sandstein-Schichten gebaut, die lithologisch dem höheren Teil des Paleozäns in der Salajka-Schuppe gleich sind. Deshalb stellen wir sie in beiden Strukturen zur Magura-Einheit. Sie unterscheiden sich von paleozänen Sandstein- bis Sandstein-schieferigen Schichten in der Kavalčanky-Schuppe (Überlegenheit der regelmässig leptochloritischen, Arkosensansteine).

Das Emportauchen der vormagurischen Einheit in der Kavalčanky- und Salajka-Schuppe ist als Ausdruck der regional ausgeprägten Querelevation der Magura-Decke anzusehen (E. Menčík — V. Pesl 1963). Die vormagurische Einheit in der Kavalčanky-Schuppe ist auf die Schlesische Einheit nach Norden ziemlich steil überschoben. Dadurch kam es in der letzteren zur Reduzierung des Godula-Paläogens. Die Bedeutung dieser Überschiebung ist durch die Anwesenheit der isolierten Überreste der grauen Mergelsteine und Lithothamnienkalke hervorgehoben, welche an sog. Zlín-Schichten der Křivá-Zone (A. Matějka 1949) erinnern. (allerdings ist ihre paläogeographische und tektonische Stellung bisher noch nicht zufriedenstellend geklärt).

Die Salajka-Schuppe ist auf die vormagurische Einheit ziemlich steil überschoben. Ihr Innenbau ist durch gegenseitige Einfaltung der paleozänen und Unter-Mittelkreide-Schichten ausgezeichnet. Vereinzelte isolierte Überreste der Unter-Mittelkreide-Schichten verhalten sich wie rigide Körper mit selbständigem Innenbau, ihre plastische Hülle (bunte paleozäne Schichten) disharmonisch durchdringend.

Paleozäne Schichten der Bumbalka-Zone stehen entlang der Scherfläche (beim Fallen von etwa 10°) mit verschiedenen stratigraphischen Gliedern der Salajka-Schuppe in Berührung. Die innere Durchfaltung der Bumbalka-Zone ist von dieser Überschiebung ganz einflussfrei.

Neben Längsstörungen hat man auch zahlreiche *Radialdislokationen* festgestellt, deren Richtung, bzw. Verlauf im allgemeinen mit den Störungen in der Staré Hamry- und Predmier-Antiklinalzone (A. Matějka — Z. Roth 1952) parallel ist.

Aus der Schichtenfolge der Salajka-Schuppe folgt, dass dieser Teil des Magura-Sedimentationsraumes zur Zeit der Unter- und Mittelkreide zum südlichen Rand des schlesischen Sedimentationsraumes gehörte, wo besonders Aequivalente der Godula-Schichtfolge primär reduziert wurden. Dieser ursprünglich südlicher Rand der schlesischen Ablagerungsprovinz wurde infolge umfangreicher paläogeographischer Veränderungen sukzessiv in den Magura-Sedimentationsraum einbezogen und hat dann mit diesem den späteren tektonischen Vorgang zusammen durchgemacht.

Beilage 1.

1 — schlesische Einheit; 2 — Überreste der Křivá-Zone; 3—6 *die vormagurische Einheit (Kavalčanky-Schuppe)*: 3 — Oberkreide, 4 — bunte Sandstein-schieferige und Sandstein-Schichten — Paleozän, 4a — Einschaltung von rotbraunen Tonsteinen, 5 — bunte Schichten des Paleozän — Untereozäns (einschliesslich der mitteleozänen Schichten im Tal Smutné údolí), 6 — Menilit- und Krosno-Schichten; 7—10 *die Magura-Einheit (die Salajka und Bumbalka-Schuppe)*: 7 — Unterkreide, 8—10: Paleozän (Soláň-Schichten): 8 — untere Sandstein-schieferige Schichten, 9 — bunte Schichten, 10 — obere Sandstein-schieferige Schichten.

Beilage 2.

1 — Ausdehnung des Ostravica-Sandsteines in den unteren Godula-Schichten; 2 — bunte Godula-Schichten; 3 — Schiefer-Sandstein- und Sandstein-Fazies der Godula-Schichten mit bunten Schichten im Liegenden (oder als Einschaltungen); 4 — quarzige Mergelsteine mit liegenden bunten Schichten; 5 — Sandstein-schieferige und Sandstein-Fazies der Godula-Schichten; 6 — grüne Quarzschiefer mit Radiolarien, Radiolarienhornsteine; 7 — *vormagurische Einheit;* 8 — k — der äussere Rand der Flysch-Karpaten, s — Überschiebung der schlesischen Einheit, d — Überschiebung der Dukla-Falten, m — Überschiebung der Magura-Decke.

Stratigraphischer Querschnitt der vormagurischen und Magura-Einheit südlich von Bílá (Mährisch-schlesische Beskiden) (siehe S. 102)

B — die vormagurische Einheit, k — die Kavalčanky-Schuppe, C — die Magura-Einheit; s — Salajka-Schuppe, b — Bumbálka-Zone, c_1 — Unterkreide, c_2 — Mittelkreide, c_3 — Oberkreide, pal — Paleozän, e_1 — Untereozän, e_2 — Mitteleozän, e_3 — Obereozän; 1 — Těšín-Kalke, 2 — Hradiště-Schichten, 3 — Veřovice-Schichten, 4 — Lhoty-Schichten, 5 — bunde Godula-Schichten mit Radiolarienhornsteinen, 6 — das Hangende der bunten Schichten, 7—11 *Soláň-Schichten:* 7 — untere Sandstein-schieferige Schichten, 8 — bunte Schichten, 9 — obere Sandstein-schieferige Schichten, 10 — Schiefer-Schichten, 11 — Sandstein-Schichten, 12 — *Beloveža-Schichten,* 13 — Oberkreide, 14 — sandstein-schieferige Schichten mit bunten Einschaltungen; 15 — Sandstein-Schichten; 16 — bunte Schichten — Paleozän-Untereozän; 17 — mergelige Schichten des Mitteleozäns; 18 — Menilit-Schichten; 19 — Krosno-Schichten.

Geologische Querschnitte (siehe S. 106)

A — *schlesische Einheit:* 1 — Krosno-Schichten; 2 — Menilit-Schichten; 3 — bunte Godula-Schichten — Paläogen; 4 — Sandstein von Cieźkowice; 5 — braunschwarze Godula-Schichten — Paläogen; B — *vormagurische Einheit:* K — Kavalčanky-Schuppe; 6 — Krosno-Schichten; 7 — Menilit-Schichten; 8 — bunte und mergelige Schichten des Paleozän bis Mitteleozän; 9 — Sandstein-Schichten des Paleozäns; 10 — Einschaltungen bunter Tonsteine; 11 — sandstein-schieferige Schichten des Paleozän; 12 — Oberkreide; s—C — *Magura-Einheit,* s — Salajka-Schuppe, b — Bumbálka-Zone; 13 — Sandstein-schieferige Schichten — Paleozän; 14 — bunte Schichten — Paleozän; 15 — Unter-Mittelkreide; 16 — Überreste der Křivá-Zone.

B. LEŠKO—V. GAŠPARÍKOVÁ—O. SAMUEL

GEOLOGICKÉ POMERY BRADLOVÉHO PÁSMA PRI HANUŠOVCIACH NAD TOPĽOU

Za účelom vyhľadávania vhodných cementárskych slieňov sme podrobne skúmali územie bradlového pásma medzi Skrabským a Hanušovcami na východnom Slovensku. Početné technické práce nám umožnili preštudovať stratigrafickofaciálny vývoj a tektonický charakter kriedových vrstiev bradlového pásma, ktoré tam tvoria bohatú paletu vývoja.

Stredná krieda

Alb-spodnocenomanské súvrstvie aj pri relatívnej elevácii bradlového pásma v tomto úseku na povrch nevystupuje; známe je však zo širšieho okolia (Beňatína, Demjata; porovn. Lešk o & Samuel 1960; Samuel 1962), kde ho zastupujú doskovité, vrstevnaté škvrnité sivé, sivomodré slieňovce a sivé, sivohnedé, listovite zvetrávajúce vápnité ílovce a slienité svetlomodré vápence (5 až 25 cm).

Stredný a vrchný cenoman tvorí súvrstvie svetlozelenkavých, ružovkastých vápnitých ílovcov a slieňovcov a miestami lavičky (3—12 cm) slienitých ružovkastých vápencov, v najvyššej časti už na prechode do turónu šmuhovité fialovočervené vápnité ílovce až sliene. V pelitickom cenomanskom súvrství sa ojedinele objavujú lavice (10—25 cm) silne vápnitých pieskovcov, jemnozrnných, sivomodrých, modrých, do žlta zvetrávajúcich. Laterálne smerom južným sa pieskovce častejšie objavujú v ojedinelých laviciach, alebo vytvárajú spolu s pelitmi 2—5 m hrubé flyšové polohy. V spodnej časti súvrstvia sú asociácie, v ktorých dominuje *Thalmanninella appenninica* (Renz) a *Thalmanninella deeckei* (Franke). O niečo vyššie sa zloženie asociácií mení; spomenuté druhy sa rýchlo redukujú až miznú a miesto nich nastupuje *Rotalipora cushmani montsalvensis* (Monrod) a *R. cushmani cushmani* (Morrow.). Prvý typ asociácie

odpovedá Salajom & Samuelom (1966) vymedzenej zóne *Thalmanninella appenninica*, druhý typ zóne *Rotalipora* ex gr. *cushmani*; prvú zónu dávajú obaja autori do vzťahu so stredným, druhú s vrchným cenomanom až najspodnejším turónom (porov. tab. 1).

Hrúbku stredno a vrchnocenomanského súvrstvia aj pri značnej tektonickej redukcii odhadujeme na 50—60 m.

Turón. Ryha pri Prosačove odkrýva turónske súvrstvie v hrúbke asi 10—30 m. Ide prevažne o pelitický vývoj so značným obohatením o piesčitú zložku. V súvrství prevládajú sivé, sivozelené, menej tehlovočervené sliene a sivé, sivohnedé vápnité, rôzne piesčité vápnité ílovce. Objavujú sa aj vložky silne piesčitých ílovcov, siltovcov a vložky (3—7 cm) veľmi jemnozrnných vápnitých pieskovcov. V južných bradlových štruktúrach sme turón na povrchu nezistili. Spoločenstvo foraminifer charakterizujú druhy: *Praeglobotruncana oraviensis oraviensis* Scheibnerová, *Pr. oraviensis trigona* Scheibnerová, *Pr. biconvexa biconvexa* (Samuel & Salaj), *Pr. turonica* (Samuel & Salaj), *Pr. imbricata* (Monrod), *Pr. helvetica* (Bolli), z ktorých najmä posledné dva patria medzi významné formy turónu (hlavne stredného) u nás i v celej tetýdnej oblasti. V zmysle delenia spomínaných autorov táto asociácia odpovedá zóne *Praeglobotruncana helvetica.*

Vo vrte Pr-1 nad biostratigrafickým pásmom s *Praeglobotruncana helvetica* sa vyskytujú spoločenstvá so zásadne odlišným zložením druhov. Prevláda v nich hlavne *Globotruncana linneiana* (Orbigny), s ktorou sa dosť bežne vyskytuje *Globotruncana sigali* Reichel a *Steinsioeina praeexsculpta* (Keller). Tento typ asociácií má veľa spoločných znakov so spoločenstvami koniaku, čo veľmi sťažuje presné stanovenie hraníc medzi turónom a koniakom. Ak sa však priklonímе k názoru, že *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi, *Gl. coronata* Bolli a *Gl.* ex gr. *tricarinata* (Quereau), ktoré sme zistili až vo vyšších metroch vrtu, sa prvý raz objavujú až na báze koniaku, potom asociácie spomínaných druhov reprezentujú vrchný turón, t. j. zónu *Globotruncana schneegansi* v zmysle delenia Salaja & Samuela (l. c.).

Vrchná krieda

Faciálna pestrosť vrchnej kriedy je pozoruhodná a prejavuje sa laterálne predovšetkým v S—J smere. V severných štruktúrach je vývoj vrchnej kriedy pelitický, smerom na juh pelitická zložka ubúda a vrstvy vrchnej kriedy, zvlášť kampanu a maastrichtu nadobúdajú flyšový charakter.

Koniak. Medzi Ďurďošom a Prosačovom ryhou sa odkrylo niekoľko pruhov slieňovcového súvrstvia s mikrofaunou koniaku. Sú to druhy *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi, *Gl. coronata* Bolli, *Gl.* ex gr. *tricarinata* (Quereau) a druh *Gl. linneiana spinea* Kikoine, ktorý sa vyskytuje len

sporadicky. Tento typ asociácie korelujeme so zónou *Globotruncana angusticarinata*, reprezentujúcou koniak.

V priestore medzi dolinou Tople J od Ďurďoša a Remeninami v južných štruktúrach v podloží kampan-maastrichtu sú pestré sliene a slieňovce s netypickou spodnosenónskou mikrofaunou. Sliene a slieňovce sú tam tehlovočervené a fialovočervené s vložkami silne vápnitých pieskovcov. Toto súvrstvie patrí asi *koniaku až santonu*, v prechode do flyšového vývoja, ktorý tu podrobne popísali Hanzlíková — Menčík & Pesl (1961). Ide o sivé, sivomodré, fialové a tehlovočervené sliene a slieňovce v rôznej vzájomnej alternácii. Len ojedinele sme v nich pozorovali lavice (5—10 cm) modrosivého, jemnozrnného, silne vápnitého pieskovca. Vzhľadom na slieňovcový vývoj koniaku a jeho pozvoľné prechody zo súvrstvia vrchného turónu nemožno predpokladať v severných pruhoch bradlového pásma existenciu horotvorných pochodov alebo stratigrafického hiatu. Hrúbku súvrstvia koniaku odhadujeme na 50—80 m.

Santon sa v severných tektonických štruktúrach litologicky neodlišuje od súvrstvia koniaku. Aj mikrofaunisticky má veľa spoločných znakov s týmto stupňom. Planktón, ktorý tvorí hlavnú zložku v slienitých fáciách (70—80 %), sa skladá prevažne, alebo výlučne z druhov pozorovaných v koniaku. Pre odlíšenie týchto dvoch stupňov môžeme však s úspechom použiť druh *Sigalia carpatica* Salaj & Samuel, prípadne i druh *Gublerina decoratissima* (de Klasz), ktoré patria medzi vedúce formy santonu. Populácie s týmito druhmi odpovedajú karpatskej zóne *Sigalia carpatica*. Hrúbku santonu odhadujeme na 50 až 60 m.

Kampan na našom území charakterizujú dva vývoje: slieňovcovo-pelitický a flyšový. Pelitický vývoj sa vyskytuje v severných tektonických štruktúrach, flyšový v južných tektonických šupinách, ktoré spolu s flyšovými vrstvami maastrichtu tvoria morfologicky výrazné chrbty. Kampanské súvrstvie, zachytené ryhou medzi Ďurďošom a Prosačovom, tvoria sliene a slieňovce pretkávané množstvom kalcitu v žilkách. Sliene a slieňovce s málo zreteľnou vrstevnatosťou sú tehlovočervené a belavomodré (alternujúce v polohách 1—10 m). Často sú v nich lavice (25 až 80 cm) tvrdých slienitých vápencov. V najsevernejších štruktúrach pieskovce nie sú vyvinuté; preto toto súvrstvie v doprovode s litologicky zhodným súvrstvím maastrichtu tvorí vhodnú cementársku surovinu — cementárske sliene. V mikroasociácii súvrstvia prevláda *Globotruncana arca* (Cushman), ktorá tvorí spolu s *Heterohelix globusa* (Ehrenberg) veľmi charakteristické „globotruncanovo-heterohelixové" spoločenstvo v spodnom kampane. V tomto type asociácií z globotrunkán najčastejšie nachádzame ešte *Globotruncana elevata elevata* (Brotzen), *Stensioeina exsculpta* (Reuss) a *Aragonia sotchica* (Keller). Z významnejších foriem k nim vyššie pristupuje *Globotruncana rugosa* (Marie) a *Gl. caliciformis* (Lapparent). Asociácie foraminifer s týmito druhmi sú charakteristické pre kampan (= zóna *Globotruncana arca* a zóna *Globotruncana rugosa*).

Schematický litologický profil kriedových sedimentov bradlového pásma pri Hanušovciach n/Topľou

Stupne	Zonárne členenie kriedy v Západných Karpatoch Slovenska (podľa J. Salaja – O. Samuela 1966)		Litofaciálny charakter
MAASTRICHT	*RACEMIGUEMBELINA VARIANS*		tehlovočervené a belavomodré sliene s kalcitovými žilkami / flyšovým vývojom (= jarmutské vrstvy)
	GLOBUTRUNCANA FALSOSTUARTI		
KAMPAN	*GLOBOTRUNCANA RUGOSA*	*Bolivinoides draco miliaris*	
		Bolivinoides decoratus decoratus	
	GLOBOTRUNCANA ARCA		
SANTON	*SIGALIA CARPATICA*	*Anomalina (Gavelinella) pseudoexcolata*	tehlovočervené až fialovočervené a zelené sliene s vložkami vápnitých pieskovcov
		Gublerina decoratissima	
		Neoflabellina gibbera	
KONIAK	*SIGALIA DEFLAENSIS*		
	GLOBOTRUNCANA ANGUSTICARINATA		sivomodré, fialové a tehlovočervené slieňovce
TURÓN	*GLOBOTRUNCANA SCHNEEGANSI*		sivozelené, menej tehlovočervené a šmuhovité fialovočervene slienovce s vložkami jemnozrnných pieskovcov
	PRAEGLOBOTRUNCANA HELVETICA	*Praeglobotruncana biconvexa biconvexa*	
		Praeglobotruncana oraviensis trigona	
	PRAEGLOBOTRUNCANA IMBRICATA		
CENOMAN	*ROTALIPORA* EX GR. *CUSHMANI*	*Rotalipora cushmani turonica*	
		Rotalipora cushmani montsalvensis	svetlozelené až naružovkasté slienovce
	THALMANNINELLA APPENNINICA		
	THALMANNINELLA BROTZENI		
	„ROTUNDINA" STEPHANI		
ALB	*THALMANNINELLA TICINENSIS*		sivé, sivomodré škvrnité slienovce a vápence

Maastricht sa v severných pruhoch takmer nelíši od slieňovcového vývoja kampanu; dá sa odlíšiť len paleontologicky. Z mikrofaunistického hľadiska hranica medzi oboma stupňami je veľmi výrazná. Môžeme ju stanoviť podľa negatívnych znakov, t. j. druhov, ktoré koncom kampanu vymierajú, hlavne však podľa početných nových foriem, ako sú *Racemiguembelina varians* (Rzehak), *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *Gublerina acuta robusta* de Klasz, *Globotruncana contusa galeoides* Herm, *Gl. falsostuarti* Sigal a *Reussella szajnochae californica* (Cushman & Goudkoff). Hrúbku kampan-maastrichtu odhadujeme na 100 m.

Kampan-maastricht vo flyšovom vývoji tvoria tvrdé sivomodré, silne vápnité pieskovce, jemnozrnné a strednozrnné (hrubé 5—60 cm), striedajúce sa s polohami (40—130 cm) alebo vložkami (10—25 cm) sivých, sivomodrých, rôzne piesčitých vápnitých ílovcov a slieňovcov. Smerom do nadložia pieskovcová zložka obyčajne pribúda až do pomeru 1 : 1, resp. 1 : 2. Celková hrúbka súvrstvia je asi 150—200 m. Salaj — Samuel (1963) zo spodnej časti flyšového vývoja (= jarmutské vrstvy) z malého lomu na úpätí hory Z od Grodína, asi 100 m od cesty z Hanušoviec do Giraltoviec uvádzajú mikrofaunu kampanu, v ktorej absolútnu prevahu má *Globotruncana arca* (Cushman). Veľmi vzácne sa ešte vyskytujú *Gl.* ex gr. *elevata* (Brotzen), *Gl.* aff. *fornicata* Plummer a *Reussella szajnochae* (Grzybowski). Stratigraficky identické, avšak druhove o niečo bohatšie spoločenstvo uvádzajú aj z lomu SZ od Vlače, resp. z profilu potoka Z od obce. Maastrichtská mikrofauna z tohto vývoja bola zistená S od Radvanoviec [*Globotruncana* ex gr. *contusa* (Cushman), *Gl. falsostuarti* Sigal, *Gl.* aff. *stuarti* (Lapparent) atď.].

Paleogén beňatínskeho flyša je zvrásnený do synklinálnych útvarov kampan-maastrichtu. Na povrch vystupuje v niekoľkých malých šupinách; navŕtaný bol aj (vrt Pr-2) pod vrchnokriedovými slieňmi v hĺbke 45 m. Tvoria ho prevažne pestré (červené menej zelené) íly a ílovce bez, alebo len s rudimentárnym zastúpením piesčitej zložky. Pestré ílovce obsahujú spodnoeocénnu aglutinovanú mikrofaunu: *Rhabdammina discreta* Brady, *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, *Ammodiscus hoernessi* (Karrer), *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Glomospira gordialis* (Jones & Parker), *Reophax guttilifera scalaria* Reuss, *Recurvoides* aff. *turbinatus* (Brady), *Recurvoides nucleolus* (Grzybowski), *Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski), *Plectinata coniformis* (Grzybowski) a *Plectinata conversa* (Grzybowski).

Tektonické črty územia

V severnej časti bradlového pásma medzi Prosačovom a Ďurďošom je niekoľko asymetrických, izoklinálne uložených vrás. Na stavbe antiklinálnych pruhov sa zúčastňujú slieňovcové a ílovcovo-pieskovcové vrstvy vrchného cenomanu a tu-

rónu. Synklinálne štruktúry tvoria slieňovcovo-slienité a ílovcové vrstvy senónu. Cenoman vystupuje na povrch v dvoch antiklinálnych pruhoch na severe, neďaleko od flyšového vývoja kampan-maastrichtu. Nad cenomanom asi 80 m od vrtu vystupuje na povrch turón, známy aj asi 150 m S od vrtu Pr-1 a overený v hĺbke 145 m.

Synklinálne pruhy vrchnej kriedy v pelitickom vývoji podobne ako strednokriedové vrstvy v antiklinálnych štruktúrach majú vergenciu k SV (25—45°). Širšie synklinálne pásmo tvoria najmä vrstvy koniaku a santonu v priestore vrtu Pr-1, kde s úklonom 25—35° na JZ spolu s cenomanským a turónskym súvrstvím tvoria vrásu plocho naklonenú k SV.

Komplikované tektonické pomery sú pri severnom okraji bradlového pásma. Kampan-maastricht v šírke asi 350—400 m tam vytvára zložitú synklinoriálnu štruktúru s dokonale zošupinovatenou stavbou severných ramien. Na čiastkových tektonických plochách synklinória sú z podložia vyčlenené pestré paleogénne ílovce beňatinského flyša, tvoriace 2—3 úzke (2—5 m) šupiny, zvrásnené do synklinálnych tvarov kampan-maastrichtu severného synklinória. Vrtom Pr-2 asi 100 J od východu paleogénnych ílov a ílovcov na povrch sa zistili v hĺbke 45 m pod vrchnokriedovými slieňmi; tvoria tam synklinálne pásmo, ktorého severné rameno vystupuje na povrch už pri severnom okraji synklinória kriedy.

Synklinoriálne pásmo kampan-maastrichtu pri úklone 35—55° k JZ (pri styku s paleogénom úklonu až 85°) má vergenciu k SV. Obdobný tektonický štýl má aj paleogénne synklinálne pásmo beňatinského flyša v severnom susedstve. Tento zjav a skutočnosť, že vrt Pr-2 v hĺbke 45 m pod maastrichtom asi 100 m od okraja mezozoika bradlového pásma prerazil pestré íly a ílovce paleogénu, svedčí o plochom nasunutí bradlového pásma k S, na paleogénny obal — beňatinský flyš.

Južná časť bradlového mezozoika vo flyšovom vývoji vytvára na území medzi meandrom Tople a Remeninami niekoľko asymetrických tektonických šupín. Tieto vďaka odolnosti voči erózii morfologicky nápadne kontrastujú so severným pruhom pelitických vývojov kriedy a paleogénu. Južné tektonické šupiny v severných pruhoch, budujúce kóty 332,2 m a 339,0 m, sú tiež naklonené k SV (25—55°). Iba najjužnejšie tektonické šupiny pri Grodine majú ráz prevrátených štruktúr (vrstvy sú tam uklonené 45—65° k SV). Ich pestrý slieňovcový vývoj spodného senónu leží tektonicky na flyšových vrstvách kampan-maastrichtu severnejšej štruktúry. Domnievame sa, že bradlové mezozoické útvary pri Hanušovciach sú len južnými tektonickými štruktúrami (pri plochom nasunutí k SV) prevrátené k JZ, resp. vytvárajú vejarovitý štýl vnútornej stavby, a nie sú nasunuté k JZ ako tvrdí M a t ě j k a (in *Vysvetlivky k listu Zborov—Košice* 1964).

Vergencia južných šupín k JZ azda vznikla v dôsledku tlaku tatridno-veporidného podkladu a jeho podsúvania pod pienidné pásmo počas sávskych štýrskych horotvorných procesov.

Značné faciálne kontrasty vrchného senónu a nedostatok prechodných flyšoid-

ných sérií medzi severnými a južnými štruktúrami pripisujeme ich tektonickému zblíženiu. Západne od mapovaného územia pri obci Babie vrchnokriedové vrstvy tvoria tektonické trosky na beňatínskom flyši. V týchto miestach erózna ryha potoka narezáva pod senónskymi slieňmi paleogénne íly a ílovce. Podobné pomery sú aj pri Inovci, kde hlboký zárez Hrabovského potoka eroduje strihovské vrstvy kochanovskej čiastkovej jednotky magurského flyša, ležiacich pod beňatínskym flyšom, vystupujúcim v morfologicky vyvýšených častiach reliéfu. Preto súdime, že celé bradlové pásmo aj s paleogénnym obalom je „en bloc" vo forme príkrovu sunuté k SV.

Priečne tektonické poruchy, približne S—J smeru, zasahujú kriedové a paleogénne vrstvy a tak z bradlového pásma vytvárajú segmenty — kryhy. Na JV nášho územia, od Prosačova prebieha tektonická línia k Bystrému, ktorá tvorí so západnou tektonickou poruchou v doline Tople pri Ďurďoši elevovanú priečnu kryhu mezozoika bradlového pásma. Táto kryha je oproti východnej i západnej kryhe v relatívnej elevácii posunutá asi o 200 m k severu. Na Z od osady Grodin na priečnej poruche je vymodelovaná široká aluviálna niva rieky Tople. Je pozoruhodné, že na priečnych tektonických poruchách sa čiastkové kryhy mezozoika bradlového pásma pri JV okrajoch posúvajú k SV; čím uloženie vrstiev kriedy a paleogénu beňatínskeho flyša uzaviera často ostrý uhol a vrstvy diagonálne na seba priliehajú. Azda v tomto zjave môžeme vidieť vplyv starších tektonických pohybov, zvýraznených v mezozoiku; ilýrske, sávske a mladšie pohyby postihli už všetky bradlové členy.

Lektoroval pg. J. Salaj, CSc.

LITERATÚRA

[1] Hanzlíková E. — Menčík E. — Pesl V., 1960: Svrchnokřídové vrstvy flyšového vývoje z bradlového obalu u Hanušovců nad Topĺou. Geologické práce, Zprávy 17, Bratislava. — [2] Lešku B. — Samuel O., 1960: Geológia bradlového pásma pri Podhorodi. Geologické práce, Zprávy 20, Bratislava. — [3] Matějka A. a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR (1:200 000) list Zborov—Košice. GÚDŠ Bratislava. — [4] Salaj J. — Samuel O., 1963: Mikrostratigrafia strednej a vrchnej kriedy z východnej časti bradlového pásma. Geologické práce, Zprávy 30, Bratislava. — [5] Salaj J. — Samuel O., 1966: Die Kreide-Foraminiferen aus den Westkarpaten der Slovakei. GÚDŠ, Bratislava. — [6] Samuel O., 1962: Mikrobiostratigrafické pomery kriedových sedimentov bradlového pásma v oblasti Beňatiny. Geologické práce, Zprávy 24, Bratislava.

SUR LA GÉOLOGIE DE LA ZONE DES KLIPPES DES ENVIRONS DE HANUŠOVCE (SLOVAQUIE ORIENTALE)

En Slovaquie orientale, entre Hanušovce et Skrabské, la zone des Klippes forme une dépression tectonique longitudinale, et, de ce fait, seules des couches du Crétacé moyen et supérieur avec leur couverture paléogène apparaissent à la surface du jour. Ce sont:

Le Cénomanien moyen et supérieur constutué d'un complexe de marnes rougeâtres et vert clair, d'argiles calcaires et de calcaires marneux. Le passage au Turonien est marqué par l'apparition d'argillites calcaires et de marnes dures. La partie inférieure du complexe contient une association de Foraminifères. Les espèces *Thalmanninella appenninica* (Renz) et *T. deeckei* (Franke) prédominent. Vers le haut, ces espèces disparaissent rapidement cédant leur place à *Rotalipora cushmani montsalvensis* (Morn.) et à *Rotalipora cushmani cushmani* (Morrow).

Les couches du Turonien sont principalement pélitiques, avec certaine fraction gréseuse. On y trouve une faune de Foraminifères avec les espèces, à savoir: *Praeglobotruncana oraviensis oraviensis* Scheibnerová, *Pr. oraviensis trigona* Scheibnerová, *Pr. biconvexa biconvexa* Samuel & Salaj, *Pr. turonica* Samuel & Salaj, *Pr. imbricata* (Mornod) et *Pr. helvetica* (Bolli). Selon J. Salaj & O. Samuel (1966), cette association caractérise la zone à *Praeglobotruncana helvetica.*

Le Coniacien est réprésenté par des marnes dures et par une association de Foraminifères, des espèces, à savoir: *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi, *Gl. coronata* Bolli, *Gl.* ex gr. *tricarinata* (Quereau) et *Gl. linneiana spinea* Kikoine, On observe une alternance de couches de couleur gris bleu, violette et rouge brique. Le caractère pélitique du Coniacien et son passage insensible aux assises du Turonien supérieur ne signifient ni lacune stratigraphique ni quelque mouvements orogéniques correspondant à ceux qui se sont produits, suppose-t-on, dans les Karpates occidentales entre le Crétacé moyen et supérieur.

La Santonien ressemble beaucoup, lithologiquement, au Coniacien. L'association de Foraminifères qu 'il contient offre maints traits communs avec celle du Coniacien. La présence de *Sigalia carpatica* et de *Gublerina decoratissima* dans les assises permet de le distinguer du Coniacien.

Le Campanien et le Maastrichtien ont, les deux, un faciès pélitique et un faciès flyscheux. Nous attribuons l'absence de faciès de passage à une réduction tectonique et à un rapprochement tectonique considérable des aires de sédimentation de ces deux étages. Le faciès pélitique du Campanien des structures septentrionales est caractérisé par la présence de marnes dures d'un rouge brique et d'un bleu blanchâtre avec des intercalations de calcaires marneux. Parmi les espèces prédominent *Globotruncana arca* (Cushman) et *Gl. rugosa* (Marie). On y trouve aussi: *Gl. elevata elevata* (Brotzen), *Stensioeina exsculpta* (Reuss) et *Aragonia sotchica* (Keller).

Les assises maestrichtiennes ont un faciès absolument analogue à celui des couches campaniennes. Les unes et les autres sont utilisées comme matière première pour la fabrication du ciment. On place la limite entre le Campanien et le Maestrichtien uniquement d'après les données paléontologiques, en premier lieu d'après les formes découvertes récemment, à savoir: *Racemiguembelina varians* (Rzehak), *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *Gublerina acuta robusta* de Klasz, *Globotruncana contusa galeoides* Herm, *Gl. falsostuarti* Sigal et *Reussella szajnochae californica* (Cushman & Goudkoff).

Le faciès flyscheux du Campanien et du Maestrichtien est représenté par des grès durs fortement calcaires de couleur grises, à grain fin ou moyen, en bancs de 5 à 60 cm. Des argillites gréseuses et calcaires d'un gris bleu et d'un gris brun, à grain plus on moins fin, y forment des intercalations

allant de quelques cm à quelques metres d'épaisseur. Salaj & Samuel (1963) on découvert dans la partie inférieur de ce complexe, à la localité Grodin, une faune campanienne avec *Globotruncana arca* (Cushman) comme espèce tout à fait prédominante.

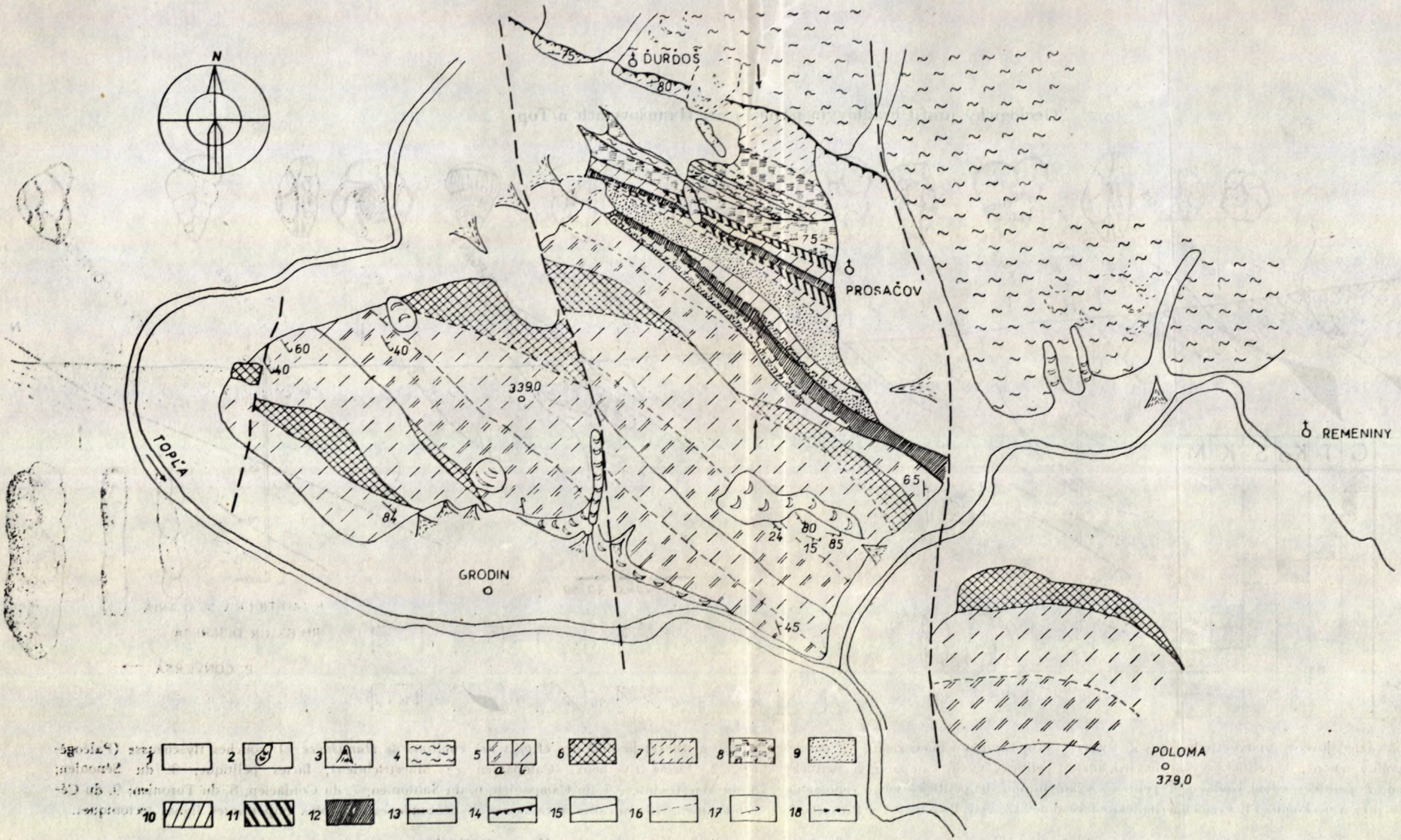
Le Paléogène enveloppant les couches crétacées de la zone des Klippes — le Flysch de Beňatina — est coincé dans les synclinaux de Mésozoique. A la surface du jour il apparaît dans quelques zones synclinales et dans le forage „Prosačov 2" à une profondeur de 45 m. Ses constituants principaux sont les argillites et les argiles calcaires bigarées et les grès calcaires à glauconie faiblement développés.

Traits tectoniques de la région

La zone des Klippes toute entière présente une structure copliquée en plis. Près du bord nord, les couches du Campanien-Maestrichtien forment un synclinorium asymètrique déversé vers le NE. A certains endroits des surfaces tectoniques de ce synclinorium on voit apparaître des argillites et des argiles bigarrées du Paléogène entraînées de la profondeur. Ce phénomène, ainsi que le présence des couches paléogènes repérées à 45 m de profondeur dans le sondage „Prosačov 2" sous les assises maestrichtiennes du bord du Mésozoique de la zone des Klippes prouvent que cette dernière a été charîée dans tout son ensemble presque horizontalement vers le NE sur sa couverture paléogène — le Flysch de Beňatina.

Traduit du slovaque par Valentina Andrusova.

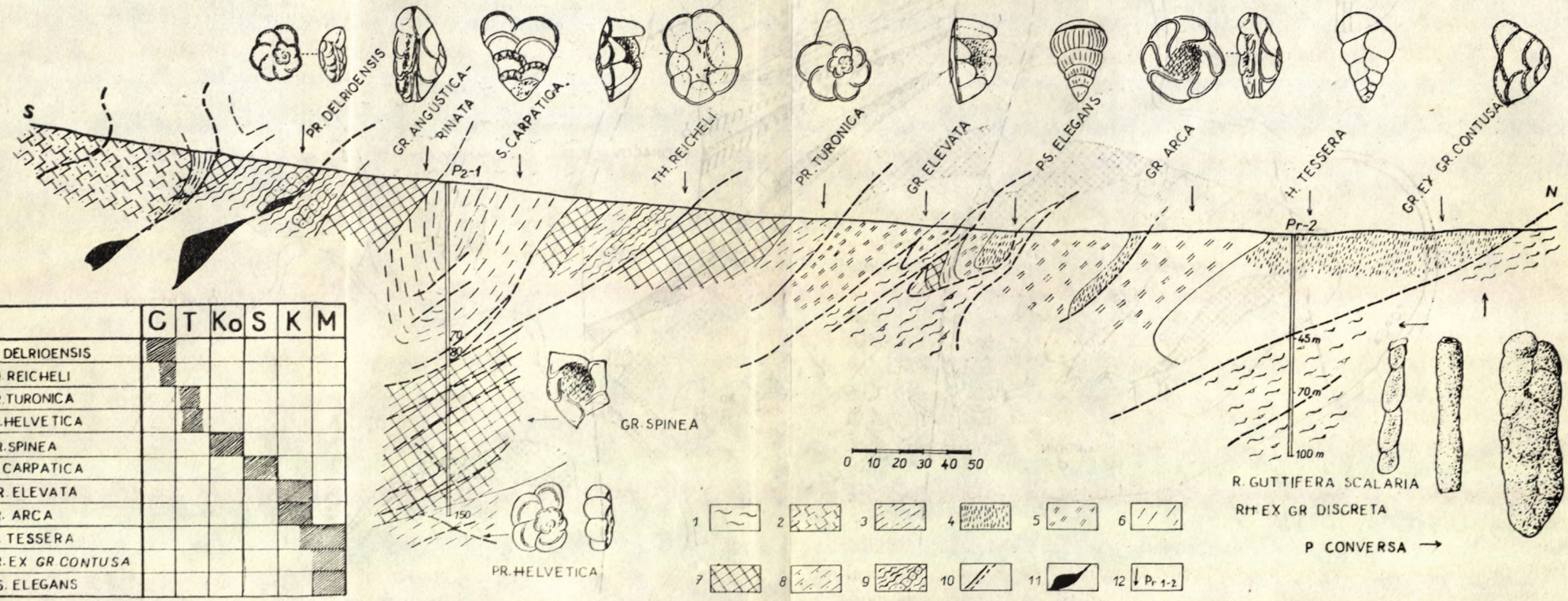
Geologická mapa bradlového pásma pri Hanušovciach n/Top.



1. pokryvné útvary; 2. zosuvné územie; 3. náplavové kužele (1—3 *kvartér*); 4. flyšové, prevažne ílovcové vrstvy — paleogén; 5. flyšový vývoj (a — maastricht, b — kampan); 6. pelitický vývoj (spodný senón); 7. pelitický vývoj maastrichtu; 8. pelitický vývoj kampanu; 9. pelitický vývoj santonu; 10. pelitický vývoj koniaku; 11. pelitický vývoj turónu; 12. pelitický vývoj cenomanu; 13. priečne tektonické línie; 14. plocha nasunutia mezozoika bradlového pásma; 15. tektonický styk; 16. stratigrafické hranice medzi jednotlivými útvarmi; 17. sklon a smer vrstiev; 18. geologický profil.

Carte géologique de la zone des klippes des environs de Hanušovce (Slovaquie orientale): 1. limon et éboulis; 2. terrains glissés; 3. cônes de déjection; 4. couches flyscheuses du Paléogene de la zone de Beňatina; 5. facies flyscheux du Maestrichtien et du Campanien (couches de Jarmuta); 6. facies pélitique du Sénonien inférieur; 7. marnes bigarées a *Globotruncana* (Maestrichtien); 8. marnes rouges a *Globotruncana* (Campanien); 9. marnes bigarées a *Globotruncana* (Santonien); 10. marnes et schistes bigarés (Coniacien); 11. schistes bigarés (Turonien); 12. marnes bigarées avec les intercalations de calcaires marneux et de gres calcaires; 13. ligne tectonique transversale; 14. chevauchement de la zone des klippes; 15. ligne tectonique en générale; 17. direction et inclinaison des couches; 18. coupe géologique.

Geologický profil bradlovým pásmom pri Hanušovciach n/Top.



	C	T	Ko	S	K	M
PR. DELRIOENSIS						
TH. REICHELI						
PR. TURONICA						
PR. HELVETICA						
GR. SPINEA						
S. CARPATICA						
GR. ELEVATA						
GR. ARCA						
H. TESSERA						
GR. EX GR. CONTUSA						
PS. ELEGANS						

1. flyšové, prevažne ílovcové vrstvy (paleogén); 2. flyšový vývoj kampanu-maastrichtu; 3. pelitický vývoj (spodný senón); 4. pelitický vývoj maastrichtu; 5. pelitický vývoj kampanu; 6. pelitický vývoj santonu; 7. pelitický vývoj koniaku; 8. pelitický vývoj turónu; 9. pelitický vývoj cenomanu; 10. vápencové jury a neokomu; 11. významnejšie tektonické línie; 12. vrty Prosačov 1 a Prosačov 2.

Coupe à travers la zone des klippes des environs de Hanušovce: 1. couches flyscheusse (Paléogène); 2. facies flyscheux (Campanien — Maestrichtien), facies pélitique; 3. du Sénonien; 4. du Maestrichtien; 5. du Campanien; 6. du Santonien; 7. du Coniacien; 8. du Turonien; 9. du Cénomanien; 10. calcaires jurassiques et néocomiens; 11. plus importantes lignes tectoniques.

C — cenoman; T — turón; Ko — koniak; S — santon; K — kampan; M — maastricht;
Gr. — *Globotruncana;* H. — *Heterohelix;* P. — *Plectina;* Pr. — *Praeglobotruncana;* Ps. — *Pseudotextularia;* R. — *Reophax;* Rh. — *Rhabdammina;* Th. — *Thalmanninella.*

EVA PLANDEROVÁ—DIONÝZ VASS

NOVÉ NÁZORY NA STRATIGRAFICKÉ ZARADENIE VRCHNOTORTÓNSKEJ VULKANICKEJ SÉRIE NA JUŽNOM SLOVENSKU

V starších prácach o flóre a o klimatických pomeroch v tortóne južného Slovenska — hlavne v okolí Modrého Kameňa — sa uvádza, že v spodnom tortóne sa vyskytujú — popri prevládajúcich subtropických aj niektoré tropické rastlinné prvky (*Lauraceae*, hlavne *Cinnamomum* a *Lygodium*, *Sapotaceae*, *Symplocaceae* Němejc 1962; Planderová 1960, 1962) a vo vrchnom tortóne len odtlačky listov subtropických rastlín *Platanus aceroides* Goepp., *Ulmus carpinoides* Goepp., *Betula brongniarti* Ettingsh., *Castanea* sp., *Fagus* sp., *Alnus feroniae* Czeczott (Němejc 1962). Pele sa v týchto vrstvách nenašli. Táto skutočnosť sa použila pri stratigrafickom členení tortónu v okolí Modrého Kameňa ako jedno z rozlišovacích kritérií medzi spodným a vrchným tortónom [pozri Čechovič — Vass, (1962, str. 178)].

Neskôr sa však zistilo, že profil tortónu v okolí Modrého Kameňa nie je úplný [Konečný (1962) predpokladá na niektorých miestach medzi spodno- a vrchnotortónskymi vrstvami diskordanciu], resp. miestami je silne redukovaný. [Vass (1964) a Gabčo — Vass (1964) považujú tufitické súvrstvia s vysokým obsahom okolo 30 % neandezitového materiálu na rozhraní medzi spodnými morskými pyroklasticko-sedimentárnymi horninami za produkt dlhodobej intratortónskej erózie a nadložný pyroklasticko-sedimentárny komplex za reprezentanta najvrchnejšieho tortónu]. Časové fixovanie klimatického rozhrania medzi spodným a vrchným tortónom sa ukázalo byť neopodstatnené.

V snahe nájsť nové, resp. spresniť jestvujúce kritériá vekovej korelácie miocénnych vrstiev v morskom a sladkovodnom vývoji na južnom Slovensku snažili sme sa aplikovať výsledky nových palynologických štúdií z tých vrstiev tortónu a sarmatu, kde sa nepredpokladajú v rámci stupňa stratigrafické hiáty a diskordancie a ktoré boli zoobiostratigraficky zónované. Takéto profily nám poskytli staršie, zväčša skartované vrty. Pri ich vyhodnocovaní sme nemohli konfrontovať výsled-

ky peľových a makrofloristických analýz, nakoľko v skartovaných vrtoch sa zvyšky makroflóry nenašli. Z južného Slovenska sme pre tieto účely zvolili vrty K-5 pri Salke, Ži-2 pri Lontove, ŠV-3 pri Dol. Semerovciach, ŠV-2 pri Vyškovciach, ŽG-1 pri Hont Vrbici a ŽG-3 pri Mýtnych Ludanoch. Kvôli overeniu správnosti záverov porovnali sme výsledky z južného a východného Slovenska.

V tejto práci poukážeme len na postupné zmeny v peľových spektrách a na aspekty, na základe ktorých predpokladáme klimatické zmeny. Peľový diagram zo všetkých tortónskych a sarmatských stratigrafických zón, ktorý je vlastne súhrnom analýz, je tzv. *štandardný diagram,* na základe ktorého budeme usudzovať na klimatické pomery, aké vládli v tortóne a sarmate v oblasti Záp. Karpát.

Ako už bolo spomenuté, na Slovensku sa teplomilné prvky našli aj v spodnom tortóne, čiže sa vyskytovali v celom strednom miocéne (členenie miocénu v zmysle S e n e š a 1959). Na základe novších palynologických výskumov biostratigraficky zónovaných profilov tortónu a sarmatu môžeme posunúť hranicu výskytu tropických rastlinných prvkov až po starší sarmat (včítane); v mladšom sarmate sa sporomorfy tropických rastlín už nenašli. Poukazujú na to nasledovné skutočnosti: Peľový diagram, v ktorom sú zachytené len klimaticky dôležité čeľade, rody alebo druhy rastlín, ukazuje na zmeny v peľovom zastúpení v priebehu tortónu a sarmatu. Tak vo vrchnom tortóne, kde sú bohato zastúpené rastlinné prvky strednomiocénne *(Myricaceae,* najmä *Pterocarya, Castanea, Nyssaceae, Engelhardtia, Sabal)* s tropickými rastlinnými prvkami *(Lygodium, Sapotaceae),* sa percentuálne zloženie mení, ale druhove zostáva rovnaké. V priebehu tortónu nemôžeme teda predpokladať klimatický zlom, ktorý sa donedávna predpokladal medzi spodným a vrchným tortónom. Skôr tu môžeme predpokladať pomalé ochladzovanie klímy, ktoré sa prejavilo ubúdaním tropických typov a bohatším zastúpením NAP a ihličnatých rodov *Pinus, Abies, Picea, Cedrus, Keteleeria, Tsuga canadensis* a *Tsuga diversifolia.* Toto pomalé ochladzovanie vyvrcholilo koncom staršieho sarmatu, čo sa prejavuje úplným zmiznutím tropických rastlín.

Okrem tejto kvalitatívnej zmeny v peľových spektrách pozorujeme aj zmenu kvantitatívnu v zastúpení subtropických rastlín. V spektrách od sarmatu vyššie kleslo znateľne percento subtropických rastlín, ako sú *Engelhardtia* a čeľade *Myricaceae.* Z toho usudzujeme, že koncom staršieho sarmatu došlo k takému ochladeniu klímy, že vymrela tropická flóra a začala ustupovať aj flóra subtropická.

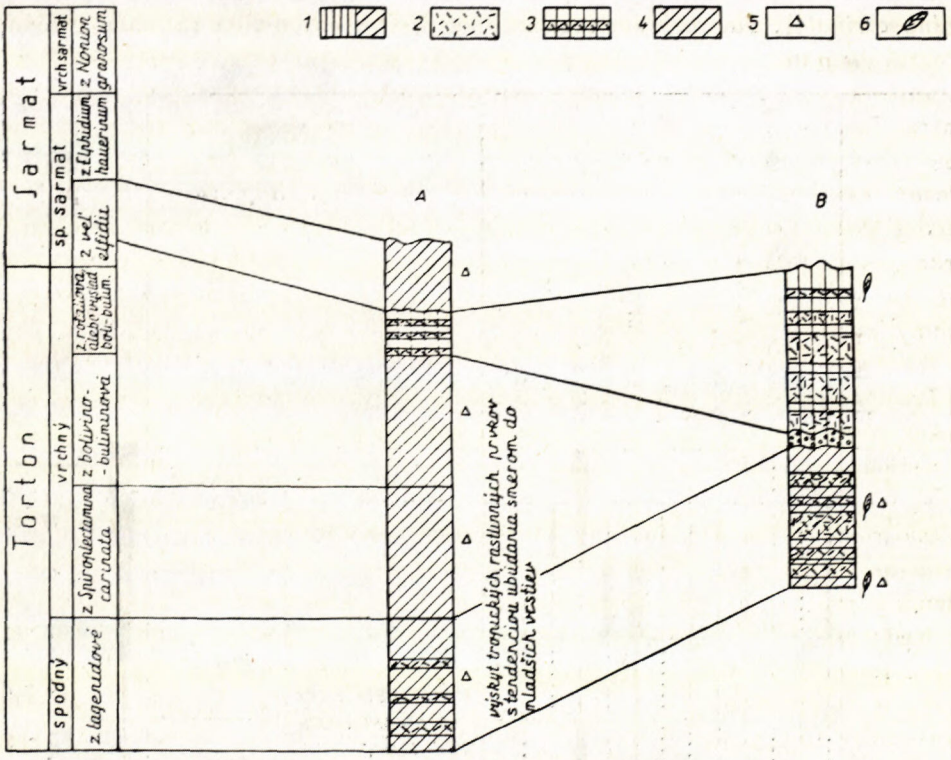
Keď výsledky palynologických analýz zo zoobiostratigraficky zónovaných profilov premietneme do profilov, ktoré nemožno zoobiostratigraficky korelovať, získame takto cenné kritérium pre spresnenie stratigrafickej korelácie morských a kontinentálnych vrstiev stredného a vrchného miocénu na Slovensku.

V okolí Modrého Kameňa má flóra vo vrstvách vrchného sladkovodného pyroklastického súvrstvia výrazne chladnomilnejší ráz ako v spodnom tortóne; podľa toho by sa dalo usudzovať, že tieto vrstvy nereprezentujú vrchný tortón, resp. začiatok staršieho sarmatu, ale koniec staršieho sarmatu, poťažne mladší sarmat.

Tento názor je v rozpore s litologicko-faciálnymi kritériami, na základe ktorých boli tieto vrstvy priradené k najvrchnejšiemu tortónu (V a s s 1964; G a b č o — V a s s 1964). Domnievame sa preto, že lokálny výskyt makroflóry (ktorá navyše nie je doprevádzaná fosilizovanými sporomorfami) nemusí podávať úplný obraz o zložení flóry toho-ktorého obdobia. Pri takýchto výskytoch môže ísť o lokálny vplyv mikroklímy, resp. o náhodilý výskyt, ktorý môže skresliť zloženie rastlinného spoločenstva. Na druhej strane neprítomnosť tropických rastlinných prvkov, bežných v spodnom tortóne a v spodnej časti vrchného tortónu, utvrdzuje nás v názore, že pyroklastické súvrstvie odpovedá obdobiu, na tropické rastlinné prvky chudobnému, t. j. podľa diagramu najvrchnejší tortón, prípadne sarmat.

Problematického veku boli vrstvy s kyslým vulkanickým materiálom bez foraminifer pri Dol. Semerovciach (prirodzený odkryv a vrchná časť vrtu ŠV-3). Tieto

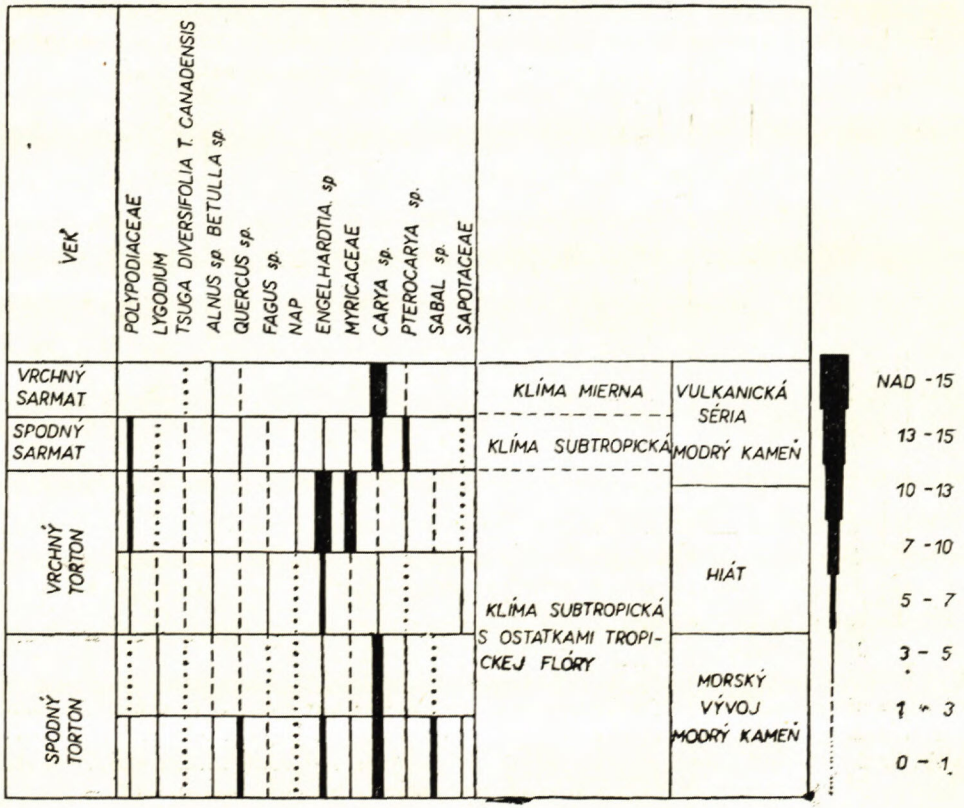
Paralelizácia vrchnomiocénnych sedimentov na základe výskytu fosílnej flóry



A — územie medzi Kováčovskými kopcami a Šahami; B — okolie Modrého Kameňa; 1 — jemne až hruboklastické sedimenty, prípadne tufitické; 2 — andezitové tufy, príp. tufity vzniknuté počas alebo krátko po explózii vulkánov; 3 — kontinentálna fácia; 4 — morská fácia; peľové analýzy; 6 — odtlačky listov.

vrstvy ležia na slienitých íloch s mikrofaunou (zóna so *Spiroplectammina carinata*). Kyslý vulkanický materiál, ktorý obsahujú, je obdobný ako uprostred zóny so *Spiroplectammina carinata* vo vrtoch medzi Štúrovom a Santovkou (M i š í k 1958; M a r k o v á 1961, a i.). Obsahujú mikroflóru podobného zloženia ako v spodnom tortóne okolia Modrého Kameňa (N ě m e j c 1963). Keď berieme do úvahy všetky stratigrafické metódy a porovnáme zloženie flóry s naším štandardným diagramom, prichádzame k záveru, že tieto vrstvy odpovedajú asi spodnej časti vrchného tortónu, teda zhruba zóne so *Spiroplectammina carinata*.

Na základe študovaného diagramu môžeme spresniť aj vek handlovských, poťažne novácky produktívnych uhľonosných vrstiev, považovaných za vrchný tortón (porovnaj Č e c h o v i č 1959). Vrchný tortón predstavuje totiž veľký časový interval. Pokúsime sa preto o bližšie časové zaradenie uhľonosnej sedimentácie na hornom Ponitrí. Vzhľadom na chladnomilný charakter flóry uhľonosných vrstiev a tzv. „nadložných ílov" (N ě m e j c 1963; P l a n d e r o v á in litt.) nemôžeme ich zaradiť do spodnej časti vrchného tortónu (zóna so *Spiroplectammina carinata*). Na rozhraní medzi zónou *Spiroplectammina carinata* a zónou



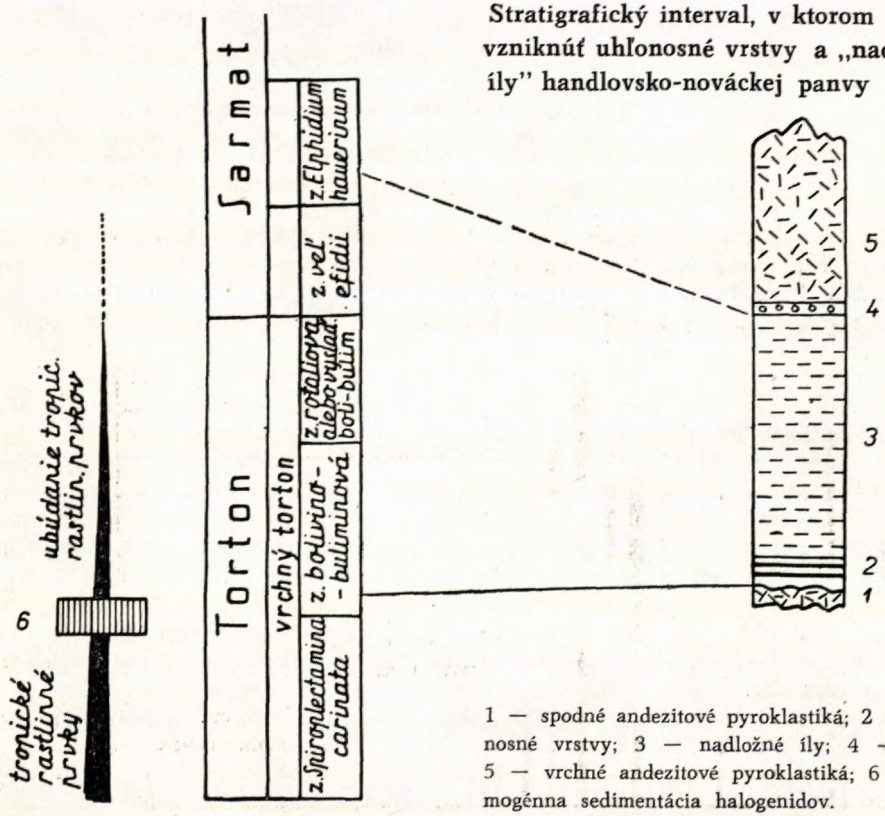
Bolivina dilatata na východnom Slovensku a v čelnej priehlbine Karpát boli podmienky pre chemickú sedimentáciu halogenitov. Hlavným predpokladom pre sedimentáciu halogenitov je aridná teplá klíma, teda pravý opak klímy priaznivej pre vznik uhlia. Čiže ani do tohto obdobia nespadá vznik handlovsko-nováckych uhlonosných vrstiev; do úvahy prichádza iba starší sarmat a najvyšší tortón.

Záverom niekoľko poznámok k príčinám, ktoré vyvolali zmeny klímy v Západných Karpatoch. Postupné ochladzovanie, ktoré môžeme sledovať v priebehu vrchného tortónu až do staršieho sarmatu, súvisí s paleografickými zmenami. Na vývoji fauny centrálnej Paratetýdy dokázal S e n e š (1959), že hlavne v najmladšom období vrch. tortónu sa stále viac obmedzuje spojenie centrálnej Paratetýdy s reliktom starej Tetýdy s teplým mediterránnym morom. Teplé morské prúdy z Mediteránu preto nemohli prenikať do Západných Karpát najkratšou cestou, t. j. od juhu. Popri iných činiteľoch, vyvolávajúcich celkové ochladenie stredoeurópskej klímy, mohla sa práve aj táto izolácia odraziť na zmene klimatických pomerov západokarpatského rajónu.

Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Lektorovala dr. E. B r e s t e n s k á.

Stratigrafický interval, v ktorom mohli vzniknúť uhlonosné vrstvy a „nadložné íly" handlovsko-novácke panvy



1 — spodné andezitové pyroklastiká; 2 — uhlonosné vrstvy; 3 — nadložné íly; 4 — štrky; 5 — vrchné andezitové pyroklastiká; 6 — chemogénna sedimentácia halogenidov.

LITERATÚRA

[1] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev sev. okraja Handlovskej uholnej panvy, Geol. práce, Zošit 59, Bratislava. — [2] Čechovič V. — Vass D., 1962: K otázke stratigrafického členenia tortonských vrstiev okolia M. Kameňa, Geol. práce, Zprávy 25, Bratislava. — [3] Gabčo R. — Vass D., 1964: Ročná zpráva za rok 1963 o úlohe 02-A-III. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Konečný V., 1962: Petrografické a sedimentárne rozbory. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Marková M., 1961: Ročná zpráva o sediment.-petrografickom výskume Modrokamenskej oblasti. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Marková M., 1965: Petrografický výskum sedimentov tortonu a sarmatu juž. Slovenska. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Mišík M., 1958: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vzoriek Ži-2 (Lontov, okr. Želiezovce). Rukopis; Geofond, Bratislava. — [8] Němejc F., 1962: Paleofloristické výzkumy v hnědouhelné oblasti modrokamenské (jižné Slovensko). Geol. práce, Zprávy 24, Bratislava. — [9] Planderová E., 1960: Palynologický výskum neogénu okolia Modrého Kameňa. Geologické práce, Zprávy 19, Bratislava. — [10] Planderová E., 1962: Poznámky k vývoju flóry a ku klimatickým zmenám v neogéne na Slovensku, Geol. práce, Zošit 63, Bratislava. — [11] Seneš J., 1959: Súčasné znalosti o paleogeografii centrálnej Paratetýdy. Geol. práce, Zošit 55, Bratislava. — [12] Thomson P. W. — Pflug H., 1953: Pollen und Sporen des Mitteleuropänischen Tertiärs. Paläontographica Band 94, Stuttgart. — [13] Vass D. — Gabčo R., 1964: Predbežná zpráva o výskume miocénu na juž. úpätí stredoslovenských neovulkanitov. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963 (2 — Slovensko). Bratislava.

EVA PLANDEROVÁ — DIONÝZ VASS

NEUE ANSICHTEN ÜBER DIE STRATIGRAPHISCHE STELLUNG DER OBERTORTONISCHEN VULKANISCHEN SERIE IN DER SÜDSLOWAKEI

In den älteren Arbeiten über die Flora und klimatische Verhältnisse im Torton der Südslowakei vermutete man auf Grund des Verschwindens der tropischen Pflanzenreste in den subtropischen Vergesellschaftungen des Obertorton eine Abkühlung des Klima im Laufe des Torton. Später konnte man feststellen, dass an den Stellen, wo die Pflanzenreste studiert wurden, (Umgebung von Modrý Kameň) das Torton nicht vollständig sondern stark reduziert (infolge der intratortonischen Erosionstätigkeit) entwickelt ist. Aus diesem Grunde studierte man neu die Pflanzenvergesellschaftungen (und die damit zusammenhängenden Klimaänderungen) in den zoobiostratigraphisch bereits bestimmten Profilen, wo keine langdauernde Unterbrechung der Ablagerung, bzw. Diskordanz der Schichten auftritt.

Die Pollenanalyse haben wir aus dem Material gemacht, das hauptsächlich aus dem östlichen Teil des Donau-Beckens stammt. Ergebnisse dieser Analyse werden im beigelegten Diagramm übermittelt. Danach erscheinen die tropischen Pflanzenelemente auch im Obertorton, ja sogar im tieferen Sarmat, wenn auch ihre prozentuelle Vertretung immer geringer wird bis sie im mittleren und höheren Sarmat ganz verschwinden bei gleichzeitiger qualitativen Abnahme einiger subtropischer Pflanzen *(Engelhardtia,* Vertreter der Gattung *Myricaceae).* Daraus kann man schliessen, dass die Klimaänderung (Abkühlung) nicht plötzlich, sondern ällmählich während des oberen Miozän vor sich ging.

Die festgestellten Veränderungen in den Pflanzenvergesellschaftungen im Obermiozän hat man zur Korrelation der marinen und kontinentalen Schichten des Torton in der Südslowakei verwendet (siehe Tab. S. 124). Daneben konnte man den Zeitbaschnitt der möglichen Entstehung der höchstes Torton näher prezisieren (auch ihr Sarmat-Alter wird nicht ausgeschlossen).

JOSEF JANÁČEK

PROBLÉMY TEKTONICKÉ STAVBY OBLASTI VODNÍHO DÍLA DUNAJ

V rámci přípravných prací na vodním díle Dunaj se provádí základní tektonický výzkum říčního úseku od Bratislavy po Čičov. Hydrogeologické a inženýrsko-geologické práce jsou prozatím omezeny na řešení několika stěžejních úkolů. V zásadě není dosud rozhodnuto, které z uvažovaných řešení vodního díla bude přijato. Nicméně dvě projektové studie vystupují do popředí. Je to předně jednostupňová levobřežní derivační varianta se zdrží pod Bratislavou, hatí u Dunakiliti, přívodním kanálem s hydrocentrálou a plavebními komorami u Gabčíkova a odtokovým kanálem pod Gabčíkovem. Druhým projektem je varianta říční, a to dvoustupňová. Prvý stupeň představuje říční zdrž s hydrocentrálou a plavebními komorami u Vojky, druhý stupeň zdrž s elektrárnou a komorami u Čičova. Před přijetím definitivního projektu tohoto díla je třeba osvětlit základní geologickou stavbu oblasti. Platí to zvláště v případě derivačního řešení díla, které při tak mohutném toku je světovým unikátem.

Požadavek znalostí geologické stavby celého úseku vodního díla Dunaj nabývá zde plného opodstatnění ve spojitosti s recentní kernou mobilitou a seismicitou oblasti. Je známo, že tektonická struktura v mladých, neogenních, tektonicky superponovaných pánvích v Karpatech, je v úzkém vztahu s mladými pohyby ker podle zlomů a s recentní seismicitou území. V Podunajské nížině to platí předně o úseku Dunaje, který se nalézá mezi dvěma aktivními seismickými epicentry, a to malokarpatským (8 st.) a komárenským (10 st.) (Dvořák, 1958).

Základní *styl stavby Podunajské pánve* i dalších mladých neogenních pánví v Karpatech je kerný, s tektonikou poklesného charakteru, o rozdílné amplitudě zlomů. Při pozvolném, recentním poklesávání ker, které je v Podunajské nížině známé a z opakovaných nivelačních záměrů v rozmezí několika desítek let je prokázané, (Kruis, 1957, 1959; Kárník — Tobiáš — Vaněk, 1957)

nutně musí dojít k určitému napětí v kerné mosaice. K jeho vyrovnání pak dochází impulsem ze seismicky aktivního centra. Každý otřesný impuls se zde projeví tehdy, až bylo dosaženo pokračujícími poklesy určitého mezného napětí mezi jednotlivými krami. Dochází tak k určité periodicitě, která se může vyznačovat značně pravidelným rytmem. Charakter geologické stavby pánve, jak jej známe ze současných výzkumů připouští závěr, že poklesné pohyby ker jsou relativně různé, takže vedle výrazných poklesů vznikají areály relativně vysokých ker. Horizontální posuny, resp. kombinované posuny s poklesy zde dosud pozorované nebyly.

Strukturní obraz pánve je udáván karpatskou zlomovou tektonikou. Zvláště dominantní jsou okrajové směrné systémy malokarpatské, okrajové zlomy Inovce a Tribče. Karpatské zlomy JV části pánve, zvláště v oblasti komárenské se stáčejí již do směrů VJV. Zlomy pokračují do nitra pánve a omezují významné hrásťové jednotky. Intensivní tektonická narušení se jeví při okrajích pánve, kdežto v hlubině, s výjimkou komárenské oblasti, je stavba klidnější. Toto pozorování však může být velmi značně ovlivněno rozdíly v prozkoumanosti různých částí pánve.

Dalšími významnými zlomy jsou tu dislokace příčné (SZ — JV) (Koutek — Zoubek 1936; Čepek 1938; Myslil 1958; Adam — Dlabač 1959; Seneš 1962). Zdá se, že nikoli hojné příčné zlomy se soustřeďují v místech mobilnějších příčných zon (Buday, 1962). Mezi ně patří podunajský úsek centrální části pánve.

Nejaktivněji se v Podunajské nížině projevují zlomy od počátku spodního pliocénu, zatím co do této doby byla oblast pánve, zvláště na jihu, značně konsolidovanou. Pohyby v centrálních kerných zonách pokračují až do kvartéru. I když se zvolna utlumují, můžeme jejich projevy pozorovat i dnes. Dokladem toho jsou dlouhodobá opakovaná nivelační měření pevných bodů v komárenské oblasti. (Kruis, 1957, 1959). Poněvadž v centrální depresní části pánve má mladý povrch asi charakter akumulační (nikoli erosivní), projevují se pak nejmladší poklesné pohyby v rozdílných mocnostech kvarterních, resp. levantských uloženin. Vlivy erosivní mají tu patrně jen význam lokální.

Rozdílné založení směrných karpatských poruch a poruch příčných, může podmiňovat v principu jejich rozdílnou funkci a chování se z hlediska recentní seismicity. Zlomy karpatské jsou prokazatelně alespoň v mladších sériích porucham synsedimentárními. Podobně jako ve vnitroalpské pánvi vídeňské, jsou směrnými stavebními prvky. Pohyby po příčných zlomech jsou rovněž dokázané v mladých údobích vývoje pánve. Jejich sudetský směr připouští, že aspoň některé z nich mohou být starého, předneogenního založení.

Karpatský styl stavby neogenních pánví a jejich poklesová tektonika samy o sobě vysvětlují větší uvolněnost a pohyblivost příčných tektonických linií. Poklesy podle směrných dislokací jsou naproti tomu značně brzděny sekundárními

radiálními tlaky, které vznikají při zapadání ker do hloubky. Tento teoretický výklad zdůvodňuje větší význam radiálních poruch při šíření se seismických vln než poruch směrných. Výklad je v souladu s pozorováním účinku zemětřesení za léta 1756—1956 (D v o ř á k, 1958). Tak na př. zemětřesení dne 12. I. 1956, které proniklo z Maďarska na JZ Slovensko, dokazuje názorně radiální šíření se seismických vln. Stejně tomu bylo i při zemětřesení v r. 1963.

Důležité zlomy v širší oblasti Dunaje patří *radiálním poruchám systému petržalského a ivanického.* Byly studované v oblasti JV od Bratislavy a v prostoru Štefánikovce—Čilišťov (M y s l i l, 1958). Podle Myslila projevují se téměř 100 m hlubokým příkopem v pelitickém pliocenním podkladu.

Jak již uvedeno, mohl tento zlomový systém přímo nebo nepřímo ovlivnit zhruba přímočarý tok Dunaje pod Bratislavou, a to aspoň k Šamorínu, kde není neogenní podklad příliš hluboko uložen. Z hlediska recentní seismicity má tento systém prvořadý význam. Jeho souvislost se šířením se seismických vln je dokumentačně prokázána. V r. 1963 se v tomto směru šířily záchvěvy přes Bratislavu až k Plzni. To může naznačovat dědičnost zlomu se starými sudetskými poruchami Českého masivu. Naproti tomu záchvěvy ve směru karpatském měly dosah vcelku malý.

Jinými příčnými zlomy jsou patrně *linie, ohraničující vysoké hrásťové kry* u Číčova, Kližské Nemé, Zlatné a dále k V, které přetínají karpatské zlomy systému komárenského. S výjimkou zkoumané oblasti mezi Komárnem a Štúrovem, jsou však tyto zlomy vedeny značně spekulativně, neboť zde byl vrtně zkoumán toliko úzký levobřežní pruh (M y s l i l — J a k u b e c + kol. 1956; S c h ü t z n e r 1964).

Vzhledem k detailní stavbě a blízkosti komárenského epicentra lze předpokládat, že v oblasti vysokých ker číčovských, na rozdíl od západních úseků, budou mít s hlediska recentní seismicity, určitou důležitost *nejen zlomy radiální, ale i poruchy karpatské.* V tomto směru je orientován i výzkum.

Ze s m ě r n ý c h karpatských zlomů je třeba ještě uvést *zlomy systému sládkovičovského a mojmírovského,* které jsou k Dunaji protaženy podle výsledků měření regionální seismiky. U Pálkovičova je interpretován zlom *hurbanovský,* jehož průběh je dále k SV totožný se zlomy *novozámeckými.* Známé jsou i směrné zlomy malokarpatské z oblasti města Bratislavy, které však do výzkumné oblasti nezasahují.

Rozborem řady provedených prací a studií a na podkladě současného stavu vědomostí o geologické stavbě Podunajské nížiny, můžeme připojit k h y d r o g r a f i i našeho toku Dunaje několik poznámek.

Při pohledu na mapu oblasti toku řeky na čsl. území zaujmou zajímavé skutečnosti. Je to předně pozoruhodně přímočarý úsek toku od Bratislavy až po Číčov, se značným spádem (26 m na 68 km), avšak současně silně členěným tokem. Tento směr odpovídá směru možných radiálních pánevních zlomů (SZ — JV).

Od Číčova, kde se Dunaj stáčí k východu, následuje pak úsek vcelku nečleněný, resp. ve srovnání s předchozím úsekem jen velmi málo členěným.

Krátký malokarpatský úsek je soutěskou zlomového založení. Ve vystupujícím předneogenním podkladu byla dislokační zóna nejpřirozenějším místem odtoku přes tento předěl. Bez tektonického výkladu vzniku dunajské soutěsky je obtížné nalézt důvod, proč Dunaj opustil původní jižní trasu svého toku, Karnuntskou branou. Ihned za Bratislavou se Dunaj ostře stáčí k J, resp. k ZJZ. Tento směr toku zachovává pouze v délce asi 2 km, načež až k Číčovu teče směrem k JV. Vzhledem k velmi malé hloubce neogenního podkladu i lokálnímu průběhu vrstevnic base kvartéru (souhlasných se směrem toku), je na tomto krátkém úseku pod Bratislavou směr Dunaje ovlivněn asi karpatskými zlomy. Vliv stáčení k jihu podle Baerova zákona*, měl zde patrně menší účinnost, než na př. ve Vídeňské pánvi u Vídně, kde radiální zlomy nebyly zjištěny. Lze se tak domnívat proto, že charakter a směr ohybu nebyl stabilní; často sa měnil, a to i k severu.

Ve své studii o vztahu povrchu Podunajské nížiny k mladé neogenní struktuře, analysuje Dlabač (1960) dosavadní názory a zjištění o geomorfologii a hydrografii oblasti a na podkladě interpretace nových vrtních prací dospívá k názoru, že tok Dunaje není předurčen mladou neogenní tektonikou, jak se většina předchozích autorů domnívá. Dunaj teče po přirozeném svahu SZ křídla pánve, který koresponduje s prvotním svahem předkvarterního povrchu i s mladou strukturou sedimentů pánevní výplně. Ze středu pánve, přibližně od Gabčíkova, pokračuje ve stejném směru a teče místem nejmírnějšího relativního stoupání povrchu base kvarteru, až k vysoké kře číčovské. Číčovská hrást stáčí tok k V, do kvarterní a předkvarterní prohlubně komárovské. Z analysy mocnosti svrchnopliocenních, pleistocenních a kvarterních štěrků a jejich plošného rozšíření vyplývá, že pohyby ve svrchním pliocénu a pleistocénu byly ještě intensivní, kdežto v holocénu dochází jen k uklonění prohlubně jako celku. Dalším důležitým poznatkem je zjištění o stěhování centra sekulárních poklesů od pleistocénu.

Uvedená pozorování jsou zajisté zajímavá. Zdá se však, že zde existují ještě další vztahy a zákonitosti, na jejichž možnost vlivů je třeba upozornit již proto, že jsou základním objektem šetření plánovaného tektonického výzkumu. Při tom je třeba předeslat, že při hledání vztahů směru toku řeky k povrchu a struktuře, je třeba vycházet od base kvartéru. Dnešní povrch nivy nemůže přinést žádných podstatných podkladů pro řešení úkolu. To proto, že povrch nivy po Číčov je silně akumulační a na formování jeho konečného sklonu má hlavní podíl vlastní činnost řeky. To ostatně potvrzuje nesouhlas úklonu povrchu base kvarteru a úklonu povrchu dunajské nivy na JV křídle pánve.

Vykreslená mapa povrchu base kvartéru (Dlabač 1960) je v regionálním pojetí v přímém vztahu s mladou strukturou pánevní výplně. Opačné tvrzení z přilehlého maďarského území (Rónai 1960), nepokládáme za přesvědčivé

* Podle Baerova zákona, působením přídavkového zrychlení vlivem rotace země, řeky na severní polokouli atakují vždy svůj pravý břeh, který intensivněji ustupuje a stává se strmější. U řek jižní polokoule je atakován břeh levý.

pro úvahy v naší části pánve. Na uvedené strukturní mapě base kvartéru se jeví nejvýrazněji SV — JZ směr (karpatský), t. j. směr pánevní osy. Velmi nápadným je však příčné protažení ve středu prohlubně, které zhruba souhlasí se směrem toku Dunaje až po Čičov. Příčné protažení prohlubně se jeví v nejzazším SZ a JV zakončení jako polokorytové deformace („zálivy"). Z výzkumné praxe v karpatských pánvích je známo, že vznik významných směrných i příčných „zálivů" je pravidelně předurčen existencí přikopových propadlin. Lze se domnívat, že nejinak je tomu i zde. Z tohoto zorného úhlu a v tomto smyslu je možno na úseku Dunaje k Šamorínu nevylučovat jeho usměrnění vlivem poklesů podle nejmladších příčných poruch (J a n á č e k 1964). Nasvědčuje tomu i skutečnost, že průběh dnešního koryta se zcela nekryje s průběhem příčné osy prohlubně i jejího centra na basi kvarteru, jak by tomu podle D l a b a č e (1960) mělo být. Těžko je rovněž s tímto výkladem uvést v soulad na př. nápadné vybočení toku Malého Dunaje z ústřední prohlubně směrem k SV. Jeho tok se nalézá strukturně značně vysoko na příčném SV úbočí pánve.

Druhou nápadnou skutečností v současné době je *nesoulad mezi vývojem řeky a jeho spádovou křivkou.* Je nesnadné si představit, že při tak značném spádu toku, přibližně až ke Gabčíkovu, jemuž odpovídá průtoková rychlost téměř 2 m/sec. může se řeka současně tak bohatě členit. Velký počet meandrů a vedlejších ramen nápadně připomíná klidný dolní úsek toku o nepatrném spádu. Lze se proto domnívat, že vytvoření meandrů a ramen se časově nekryje s vytvořením dnešního charakteru řečiště. Rozčlenění toku předcházelo a uskutečnilo se v době, kdy patrně relativně intensivněji vystupovaly hrásťové kry čičovské a tvořily mohutnější výškovou překážku protékající vodě než dnes. Za takového stavu mohly být vytvořeny příznivé podmínky rozvoje členitosti toku. Později došlo asi k intensivnějšímu celkovému úklonu žitného ostrova k JV, včetně vysokých ker čičovských. Tím se zrychlil tok vody a zdůraznil se spád hlavního řečiště. Tyto úvahy jsou v souladu se závěrem D l a b a č e (1960) o stěhování centra sekulárních poklesů v pánvi od pleistocénu.

Nápadný ohyb Dunaje do směru V — Z u Čičova je podmíněn značně příkrým svahem JV okraje pleistocenní prohlubně, jehož základem jsou vysoké kry hrástě. V dalším úseku, ke Komárnu, teče řeka po pleistocenním a holocenním svahu komárovské deprese. Konečně říční úsek po Štúrovo se pozvolna otáčí do karpatského směru, který se lokálně krátkými úseky projevuje velmi nápadně a typicky. S ohledem na mělkost neogenního podkladu kvartéru můžeme proto na usměrnění toku komárovsko-štúrovského úseku předpokládat jeho ovlivnění směrnou i příčnou tektonikou.

Charakteristickým znakem Dunaje od Čičova po Štúrovo je značný spád a chudá členitost toku, co je v souladu se strukturálně-morfologickými poměry této oblasti. Zatím co úsek Dunaje od Bratislavy po čičovský ohyb se vyznačoval snad ještě v ranné době historické maximální akumulací, na dalším východním

úseku, od levantu, v pleistocénu i v době recentní, vlivem strukturních poměrů podkladu a sekulárních pohybů byla akumulace brzděna.

*

Přítomné zlomy pánevní výplně se projevují (nebo mohou se projevovat) diferencemi v hloubce base kvartéru či levantu, t. j. v mocnostech kvartérních nebo levantských štěrků. To prokázala řada vrteb na svazích ústřední prohlubně. O tato zjištění a předpoklady se opírá systém a směr navrženého výzkumu. Výzkum hlubinnými vrtbami do neogenního podkladu, kterými by bylo možno hledané zlomy přímo zachytit nebo jednoznačně strukturně interpretovat, je v současné době neuskutečnitelný. Je dlouhodobý, velmi nákladný a časově nezvládnutelný. Navržený výzkum do base levantu, resp. kvartéru, za současného stavu je sice prakticky realisovatelný, zato však pracuje s určitými předpoklady.

Metodika a zaměření výzkumu staví na profilové sondáži napříč toku řeky vrtbami, které dosáhnou podloží kvartéru a levantu. Úkolem těchto vrteb, jejichž rozestup byl předběžně stanoven 1 km, je zachytit a sledovat příčné pánevní zlomy, jakožto prvky seismicky nejvýznamnější. V oblasti vysokých ker u Číčova bude však věnována pozornost i zlomům karpatským (důvody proto byly uvedeny). Výzkumné profily jsou navrženy tak, aby řešily společně obě možné varianty. Stejně tak časový rozvrh prací předpokládá preferenci těch profilů, které jsou společné pro oba úkoly. Jsou to rozšířené profily, původně navrženy pro výzkum přívodního kanálu derivace a hydrocentrály Gabčíkovo. Výzkumné profily vých. od Topolovce jsou již jednoúčelové (pro výzkum oblasti zdrže a hydrocentrály Číčov).

Tektonický výzkum pro obě uvažované varianty bude sice zahrnut do jediné akce, nicméně jejich zaměření a cíle jsou značně odlišné. U derivační varianty je v popředí zájmu přívodní kanál s hydrocentrálou. Seismickou citlivost kanálu podmiňuje vysoké vzdutí hladiny, jeho značná délka (18 km) a statické zatížení podkladu hmotou tělesa a vody. Těleso kanálu s vodní náplní a současný pokles hladiny ve starém korytě, naruší rovnovážný stav ve štěrkovém podkladu významně, což se ovšem nijakým destruktivním efektem neprojeví. Kritický stav může nastat teprve při otřesném impulsu z epicentra. Je proto potřebné zjistit, zda úsek trasy přívodního kanálu se nalézá v pásmu průchodu zlomů, či mimo ně. Výzkum bude proto zaměřen na vyšetření směru, sklonu a charakteru dislokací.

Z přístupných podkladů bude učiněn pokus o interpretaci jejich nejmladší, resp. současné tektonické aktivity ve vztahu k seismicitě oblasti. Tím se získají potřebná kritéria pro aplikaci účinných zabezpečovacích opatření. V každém případě je nutné, aby nejcitlivější objekty derivace byly situované na jediné tektonické kře, omezené příčnými zlomy; tak bude zabezpečena maximální ochrana těchto důležitých objektů před účinky seismických otřesů.

Naproti tomu charakter objektů říční varianty je odlišný a ovlivňuje též zamě-

ření a cíl výzkumu. Těleso hráze bude vybudované zvýšením starých povodňových hrází. Tím je dán jejich průběh a pozice zdrže, na níž nezmění nic ani zjištění výchozů zlomů. Ovlivní toliko provedení stavebně-technických zabezpečovacích opatření na tělese hráze. Ověření tektonické pozice klíčových objektů díla, t. j. obou hydrocentrál s plavebními komorami, zůstává však i zde stěžejním úkolem. Oblast hydrocentrály Čičov bude zkoumána podrobně.

Zjistí-li se na úseku derivace přítomnost zlomů a budou-li vyčleněna kerná pásma v oblasti důležitých objektů díla, případně zjistí-li se zóny zatížené nejistotou o průběhu nebezpečných zlomů, pak budou doporučena maximální zabezpečovací opatření, v krajním případě bude doporučena úprava situace staveniště. V druhém případě nemusí být žádné nepříznivé okolnosti zjištěny vůbec, což ovšem nemusí znamenat, že neexistují. Pak je při stavbě objektů třeba počítat s obecně známou seismicitou oblasti. Z toho vyplynou určitá zabezpečovací opatření proti následkům otřesů. Při určení jejich parametrů budou hlavními opěrnými body známé skutečnosti o seismicitě území, doplněné a upravené praktickými zkušenostmi v podobných případech v zahraničí.

Na úseku říční varianty se očekává: zjištění nebo předpoklad průběhu zlomů, důležitých s hlediska zemětřesných pohybů (SZ — JV), a to v celém příčném profilu obou zdrží. Zabezpečovací opatření se tu budou týkat toliko zvýšení hmoty hráze. Přeložení hráze zde nepadá v úvahu, neboť její průběh je dán dnešními povodňovými hrázemi. Z uvedeného je vidět, že těžiště tektonického výzkumu území pro říční variantu se týká bezprostředněji energetických děl, t. j. hydrocentrál Vojka a Čičov. Na úseku hydrocentrály Vojka lze očekávané výsledky definovat souhlasně s cílem výzkumu pro derivaci. V oblasti hydrocentrály Čičov, vzhledem k nehlubokému uložení pelitů miocenního podkladu, se očekává značná přesnost výsledků, takže zajištění objektů, resp. výběr staveniště může být optimální.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval dr. M. Dlabač.

LITERATURA

[1] Adam Z. — Dlabač M., 1959: Geologická interpretace reflexně-seismického měření v Malé dunajské nížině. Rukopis; Výzk. ústav ČND, Brno. — [2] Bárta R., 1965: Vodné dielo Dunaj — geofyzikálny prieskum (geoelektrika). Rukop. zpráva. G. P. Žilina, geofyzikálne stredisko, Bratislava. — [3] Brázda C., 1965: Zpráva o výsledku sondovacích prací na lokalitě Medveďov—Komárno. Rukopis; Závod stav. geologie, Brno. — [4] Buday T. — Cambel B. — Mahel M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Wien—Bratislava. Bratislava. — [5] Buday T. — Špička V., 1964: Geologická stavba a relief podloží Podunajské pánve. Rukopis; ÚÚG, Praha. — [6] Buroš J. + kol., 1964: Situačná zpráva úseku zdrže Hrušov ke dni 15. VII. 1964. Rukopis; G. P. Žilina, záv. Bratislava. — [7] Čepek L., 1938: Tektonika komárenské kotliny a vývoj čs. úseku Dunaje. Sbor.

SGÚ XII, Praha. — [8] Dlabač M., 1960: Poznámky ke vztahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajské nížiny. Geol. práce, Zoš. 59. Bratislava. — [9] Dvořák A., 1958: Mapa seismických oblastí a hlavních zemětřesení pozorovaných v ČSR v období 1756—1956. Úst. staveb. geologie, Praha. — [10] Janáček J., 1964: Projekt tektonického výzkumu oblasti přívodního kanálu vodního díla Dunaj. Rukopis; GÚDŠ, Bratislava. — [11] Janáček J., 1965: Doplňující projekt tektonického výzkumu oblasti vodního díla Dunaj. Rukopis; GÚDŠ, Bratislava. — [12] Kačník E. + kol., 1964: Hydrocentrála Gabčíkovo — výběr staveniště. Dielčia zpráva I. Rukopis; G. P. Žilina, záv. Bratislava. — [13] Karník V. — Tobiáš V. — Vaněk J., 1957: Experimenteller Nachweis äuserst schwacher Erdschütterungen im Gebiet von Komárno. Czechosl. Journ. Phys., 7, Praha. — [14] Koutek J. — Zoubek V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě, list Bratislava, 1:75 000. Knihovná SGÚ, Praha. — [15] Kruis B., 1957—1959: Výzkum svislých pohybů zemské kůry v seismicky aktivní oblasti komárenské, I, II, část. Výzk. úst. topograf. a kartograf., Praha. — [16] Matula M., 1957: Podrobný inženýrsko-geologický výzkum oblasti zdrže vodního díla na Dunaji pod Bratislavou (Vlčie Hrdlo). Archiv Univ. Komenského, Bratislava. [17] Myslil V., 1958: Nové poznatky o geologii a hydrogeologii bratislavského Podunají. Věst. ÚÚG 33, Praha. — [18] Myslil V. — Jakubec L. — Matula M., 1956: Geologický výzkum pro vodní dílo Dunaj (Karlova Ves—Vlčie Hrdlo). Rukopis; GÚDŠ, Bratislava. — [19] Rónai A., 1960: Hydrogeologia kvartérnych vrstev Malej maďarskej nížiny. Geol. práce, Zoš. 59, Bratislava. — [20] Seneš J., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. List Nové Zámky — L-34-I. Geofond, Bratislava. [21] Schützner J., 1964: Vodní dílo Dunaj — orientační projektová studie. Doplněk říční alternativy. Rukopis; Hydroprojekt, Praha. — [22] Sladký R. + kol., 1964: Derivační kanál hydrocentrály Gabčíkovo. Situačná zpráva k 15. VI. 1964. Archiv G. P. Žilina, záv. Bratislava.

JOSEF JANÁČEK

ZUM TEKTONISCHEN BAU DES GEBIETES DER DONAUTALSPERRE

Im Zusammenhang mit der geplanten Donautalsperre im tschechoslowakisch-ungarischen Grenzgebiet kommt in erster Reihe der strukturgeologischen Durchforschung des Gebietes grosse Bedeutung zu. Das Studium der Bruchtektonik in diesem Gebiete muss mit Rücksicht auf rezente tektonische Mobilität und seismische Aktivität des Raumes durchgeführt werden. Die tektonische Mobilität äussert sich auch in der Gegenwart durch sekuläre Bewegungen.

Das Strukturbild des Beckens ist vor allem durch die *Längsbrüche karpatischer Richtung* (SW—NE) vorausbestimmt. Entlang dieser Brüche kam es zu Senkungen; allerdings ändern manche dieser Brüche dem Beckenzentrum zu ihre Richtung. Zum zweiten System gehören die *Querbrüche*, welche ihre typische radiale Richtung (überwiegend NW—SE) auch ändern können.

Die grösste Aktivität verzeichnen die Brüche im Donaubecken vom Pliozän an. Bis dahin war das ganze Becken — mit Ausnahme der sog. Trnava-Vertiefung — ziemlich konsolidiert. Die Schollenbewegungen sind auch im Quartär und manche sogar auch noch heute tätig. Da das Donaubecken eigentlich ein Akkumulationsgebiet darstellt, machen sich die jüngsten Senkungen durch verschiedene Mächtigkeit der Quartär- (bzw. Levant-) Ablagerungen bemerkbar.

Grössere Beweglichkeit und Lockerung der Schollen ist entlang der Querstörungen zu verzeichnen. Deren sudetische Richtung deutet darauf, dass weningstens einige von ihnen vorneogenen Ursprungs sein können. Dagegen sind die Bewegungen entlang der Langsbrüche infolge der engen Bruchollen stark gebremst. Dies ist an den sekundäre Radialdruck beim Absinken der Schollen in die Tiefe zurückzuführen, wo der Raum beträchtlich beschränkt ist.

Im Zusammenhang mit der allmählichen Sinkung der Schollen, wie sie im Donaubecken bekannt und durch Messungen bestätigt wurde, kommt es zwangsläufig zur gewissen Spannung in der Schollenmozaik. Diese Spannung wird dann durch den Impuls aus dem seismisch aktiven Centrum gelockert. Die nähesten seismischen Zentren sind das kleinkarpatische Epizentrum (8. Grad der seismischen Skala) und bei Komárno (10. Grad); sie zählen zu den stärksten im unseren Land. Das Beben äussert sich progressiv offensichtlich dann, wenn durch andauernde Sinkungen und den Druck an die Schollen gewisse optimale Spannung zwischen einzelnen Schollenblöcken erreicht wird. Dieser Prozess kann auch regelmässige Rytmen aufweisen, die durch den für die Schaffung des labilen Zustandes notwendigen Zeitabschnitt gegeben sind.

Die oben ausgesprochene Charakteristik der karpatischen Brüche einerseits und der Querstörungen andererseits lässt vermuten, dass den Radialbrüchen bei der Verbreitung der seismischen Wellen grössere Bedeutung zukommt. Das bestätigen auch die in den Jahren 1756—1956 gemachten Beobachtungen der Erdbeben. In karpatischer Richtung waren die Erdbebenwellen beträchtlich schwächer.

Wie bereits gesagt, machen sich diese Brüche durch verschiedene Tiefe der Quartär-, bzw. Levant-Basis bemerkbar wach auch durch zahlreiche Bohrungen bestätigt wurde. Diese Feststelungen müssen bei den geplanten Sicherungsarbeiten berücksichtigt, werden.

MILOŠ SIBLÍK

RAMENONOŽCI KOSTELECKÉHO BRADLA

Předložená práce navazuje na článek M. Rakuse (1965), kde je zpracována stratigrafie a amonitová fauna bradla Kostelec u Považské Teplé. Způsob zachování nejhojnější složky kostelecké fauny — ramenonožců — není jednotný. Překrystalování téměř znemožnilo zjistit vnitřní stavbu dogerských ramenonožců a ztížilo její studium i u četných jedinců domérských (ze souvrství 3).

Z jednotlivých souvrství kosteleckého bradla jsem určil následující druhy ramenonožců:

1. (sinemur — pliensbach?). *Spiriferina alpina, Sp. obtusa, Dispiriferina davidsoni, Piarorhynchia juvenis, Rudirhynchia* cf. *calcicosta;*

2. (pliensbach?): *Zeilleria venusta, Spiriferina obtusa, Sp. haueri, Gibbirhynchia curviceps;*

3. (domér): *„Terebratula" beyrichi, Lobothyris punctata, Zeilleria darwini, Z. subnumismalis, Z. quadrifida, Z.* aff. *mariae, Aulacothyris resupinata, Spiriferina angulata, Sp. slovenica, Sp.* ex gr. *münsteri, „Rhynchonella" lacuna, Tetrarhynchia tetrahedra, T. subconcinna, Prionorhynchia quinqueplicata, Cirpa langi carpathica, Cuneirhynchia persinuata, Homoeorhynchia acuta, Pseudogibbirhynchia* aff. *moorei, Rhynchonelloidea* ? sp. n.;

4. (domér): *Spiriferina alpina, „Rhynchonella" lacuna, Prionorhynchia quinqueplicata, Homoeorhynchia acuta, Cuneirhynchia* aff. *desori, Cirpa langi* ssp. n.;

5. (bajok, bath): *„Terebratula"* aff. *decipiens, Linguithyris curviconcha, Zeilleria* aff. *cracoviensis, „Rhynchonella"* ex gr. *quadriplicata, Gnathorhynchia trigona, Striirhynchia? subechinata, Furcirhynchia* sp., *Septocrurella supinifrons.*

TEREBRATULIDAE GRAY, 1840

Terebratula Müller, 1776; s. l.

„Terebratula" beyrichi Oppel, 1861

1861 *Terebratula Beyrichi* Opp. *(Waldheimia?)* — A. Oppel: Ueber die Brachiopoden etc., p. 539, tab. 11, fig. 3.

1964 *„Terebratula" beyrichi* Oppel — M. Siblík: K nálezu lias. brachiopodů etc., p. 161, text. fig. 1, tab. 7, fig. 1.

1 poškozené jádro s rozměry: 14,0×12,0×7,9 mm. Jedinec zcela odpovídá popisu druhu, uvedenému již dříve (1964). Široký a nízký jazykovitý výběžek hřbetní misky je znakem všech dosavadních nálezů tohoto druhu v čs. Karpatech.

Stratigrafické rozpětí: spodní—střední lias.

Výskyt (pouze v ČSSR): Kostelec, 3. Další lokality byly již uvedeny v citované práci (1964).

„Terebratula" aff. *decipiens* Eud.-Deslongchamps, 1873

(tab. III, obr. 3)

7 jader. Rozměry nejlépe zachovaných jedinců: 25,4×20,6×13,5 mm (vyobrazen); 20,7×18,5×10,7 mm; 19,0×17,2×8,1 mm.

Oválné schránky rektimarginátní nebo slabě uniplikátní s poměrně plochou hřbetní miskou a dosti vyklenutou břišní miskou. Vrchol břišní misky vysoký, silný, značně zahnutý; stvolový otvor velký, kruhovitý. Na povrchu misek jsou výrazné přírůstkové valy.

Hlavní rozdíl od druhu *„Terebratula" decipiens* spočívá ve výrazném zploštění hřbetní misky a z toho plynoucím velkém rozdílu ve vyklenutí obou misek.

Stratigrafické rozpětí druhu *„Terebratula" decipiens:* spodní, střední doger.

Výskyt: Kostelec, 5.

Lobothyris Buckman, 1914

Lobothyris punctata (Sowerby, 1812)

(tab. I, obr. 1)

1964 *Lobothyris punctata* (Sowerby) — M. Siblík: K nálezu lias. brachiopodů etc., p. 160.

4 jádra a pravděpodobně i část většího počtu nedospělých jedinců v celkovém materiálu; vyobrazený jedinec má rozměry 22,9×19,7×12,4 mm.

Stratigrafické rozpětí: lias.

Výskyt: Kostelec, 3. Běžně na četných dalších lokalitách.

Linguithyris Buckman, 1914

Linguithyris curviconcha (Oppel, 1863)

(tab. IV, obr. 1)

1863 *Terebratula curviconcha* Opp. — A. Oppel: Ueber das Vorkommen von juras. Posidonomyen-Gest., p. 206, tab. 5, fig. 6.

1962 *Linguithyris curviconcha* (Oppel) — A. Ferrari: Brachiopodi giurassici etc., p. 142, textfig. 11, tab. 10, fig. 5.

6 jedinců částečně poškozených; vyobrazený kus má rozměry 14,6×15,3×9,0 milimetrů.

Hladká schránka s poměrně plochou miskou hřbetní a vyklenutou miskou břišní. Čelní vazba misek vybíhá hlubokým lalokem oproti břišní misce. Tomu odpovídá výrazná brázda trojbokého tvaru, resp. val, na miskách. Mohutný vrchol břišní misky je silně zatočen.

Naši jedinci se liší od holotypu přímějším průběhem zámkového okraje — boky hřbetní misky se sbíhají u vrcholu pod velmi tupým úhlem. U jedince, vyobrazeného A. Ferrarim, je jazykovitý výběžek hřbetní misky nápadně protáhlý. Podobný druh *L. nepos* (Canavari, 1882) se odlišuje od druhu *L. curviconcha* nízkým a širokým vrcholem břišní misky a ostrými vrcholovými hranami.

Stratigrafické rozpětí: střední a svrchní doger.

Výskyt: Kostelec, 5; Strážovská hornatina (Č. Lehota).

ZEILLERIIDAE Rollier, 1919

Zeilleria Bayle, 1878

Zeilleria darwini (Eudes-Deslongchamps, 1873)

(tab. III, obr. 2)

1873 *Terebratula (Waldheimia) Darwini* nova species — E. Eudes-Deslongchamps: Paléont. franç., Brachiopodes, p. 128, tab. 30, figs. 1—10.

1905 *Waldheimia Darwini* E. Desl. — K. Rau: Die Brachiopoden etc., p. 67, tab. 4, figs. 30—34.

60 jader se zbytky původních schránek. Rozměry: 14,3×11,7×7,4 mm; 13,7×10,5×6,2 mm (vyobr.); 13,0×10,2×6,0 mm; 12,1×10,0×5,4 mm; 12,0×9,1×6,3 mm; 9,4×7,8×5,2 mm.

Oválné, do délky protažené schránky malých rozměrů mají misky málo vyklenuté. Vazba misek je většinou rektimarginátní, jindy slabě uniplikátní. Vrchol břišní misky vysoký, zatočený, s nepříliš ostrými, avšak zřetelnými vrcholovými hranami. Přítomnost alespoň v přední polovině schránky výrazných přírůstkových linií je pro druh charakteristická. — Lištovité dorzální septum brzy mizí, zůstává zachováno jako nízká mediální přepážka až do poloviny délky hřbetní misky. Dorzálním směrem výrazně konvergující zubní lišty jsou velmi krátké.

Většina našich jedinců má nejblíže k originálním exemplářům, vyobrazeným

(Eudes-Deslongchamps, 1873) na obr. 8 a 9. Zatím nebylo bezpečně zjištěno, zda *Z. darwini* je samostatným druhem, či zda jde o nedospělé jedince jiných blízkých druhů, např. *Z. sarthacensis* (d'Orb.). Ve sběrech z domérské polohy na Kostelci nebyly nalezeny exempláře větších rozměrů, které by mohly být za dospělé jedince popisovaného druhu považovány. To svědčí spíše o samostatnosti druhu *Z. darwini*.

Stratigrafické rozpětí: podle E. E. Deslongchampse (1873) domér, zóna *Amaltheus margaritatus;* K. Rau (1905) uvádí větší jedince i z liasu γ.

Výskyt: Kostelec, 3.

Zeilleria quadrifida (Lamarck, 1819)

(tab. I, obr. 2)

1873 *Terebratula (Waldheimia) quadrifida* (Lamarck) — E. E. Deslongchamps: Paléontologie franç., Brachiopodes, p. 89, tab. 14, figs. 6—7; tab. 15, figs. 1—5; tab. 16, figs. 1—8 (cum syn.).

1964 *Zeilleria quadrifida* (Lamarck) — J. Pevný: Brachiopody etc., p. 162, tab. 5, fig. 2.

48 zčásti poškozených jader se zbytky misek. Rozměry nejlépe zachovaných jedinců: 20,0×18,8×11,4 mm; 18,4×18,2×11,7 mm (vyobr.); 16,4×14,6××10,4; 12,8×12,6×6,0 mm.

Schránky hladké, nápadně pětiboké (přední okraj a boky vybíhají ve 4 výrazné zaoblené rohy) s miskami stejnou měrou málo vyklenutými. Vrchol břišní misky je silný, zahnutý, s ostrými vrcholovými hranami, které někdy sahají až téměř do poloviční délky schránky. — Dorzální septum dosahuje do jedné třetiny délky schránky.

Popisovaný druh je v západní Anglii zcela neoddělitelný od druhu *Zeilleria cornuta* (Sow.), zatímco se směrem k jihu (např. v Normandii) jejich vzájemné odlišení stává snadným (D. V. Ager, 1956).

Stratigrafické rozpětí: domér.

Výskyt: Kostelec, 3; Malé Karpaty (Pristodolok).

Zeilleria subnumismalis (Davidson, 1852)

(tab. II, obr. 1)

1852 *Terebratula numismalis*, Lamarck. Var. *Subnumismalis*, Dav. — Th. Davidson: A Monograph of the British Foss. Brach., p. 36, 38, tab. 5, fig. 10.

32 jader částečně poškozených se zbytky schránek. Rozměry: 44,9×36,6×24,5 milimetrů; 38,9×34,2×22,0 mm (vyobr.); 37,2×31,2×21,0 mm; 35,0×27,3××20,6 mm.

Schránky větších rozměrů oválného nebo subpentagonálního obrysu s miskami stejně klenutými, bez valu a brázdy. Vrchol břišní misky je vysoký a silný, zahnutý, s malým stvolovým otvorem. Dobře vyvinuté vrcholové hrany jsou zřetelné v celé zadní polovině misky. Nečetné přírůstkové valy jsou patrné podél vnějšího

obvodu schránky. — Délka hřbetního septa odpovídá asi jedné třetině délky hřbetní misky.

Stratigrafické rozpětí: domér.

Výskyt: Kostelec, 3.

Zeilleria aff. *mariae* (d' Orbigny, 1849)

(tab. II, obr. 2)

2 jádra se zbytky misek; vyobrazený jedinec má rozměry 16,5×8,0×13,8 mm.

Schránky oválného obrysu, nápadně vysoké. Vrchol břišní misky je vysoký, slabě zatočený s ostrými vrcholovými hranami, které tvoří až vyniklou lištu. Povrch schránky má valovité přírůstkové linie. Druh *Z. mariae* se odlišuje od našich jedinců charakterem vrcholu břišní misky; ten je u něho silný, svinutý a bez lištovitých hran.

Stratigrafické rozpětí druhu *Z. mariae:* pliensbach-domér.

Výskyt: Kostelec, 3.

Zeilleria venusta (Uhlig, 1880)

1880 *Waldheimia venusta* n. f. — V. Uhlig: Über die liasische Brachiopodenfauna etc., p. 285, tab. 3, figs. 7—8.

1895 *Waldheimia venusta* Uhlig. — A. Fucini: Fauna dei calcari bianchi etc., p. 199, tab. 7, figs. 22—23.

2 jádra, lépe zachovaný jedinec s rozměry 16,5×12,7×11,3 mm.

Zaobleně trojboké hladké schránky jsou charakteristické mělkými planareami na bocích a rovným předním okrajem.

Stratigrafické rozpětí: spodní—střední lias.

Výskyt: Kostelec, 2.

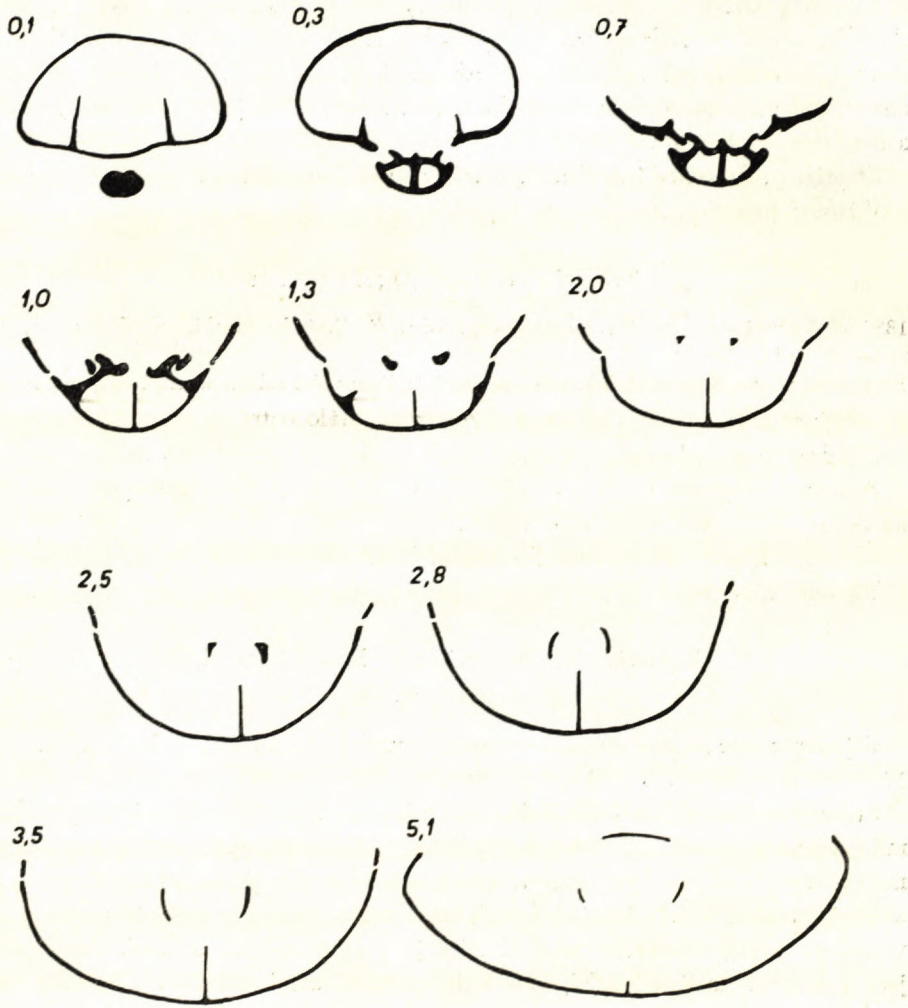
Zeilleria aff. *cracoviensis* Rollier, 1919

(text. obr. 1)

6 jader, z nichž lépe zachované mají rozměry: 17,1×17,4×9,0 mm; ? 14,5× ×14,5×7,1 mm; 11,8×11,6×5,5 mm.

Subpentagonální hladké schránky s miskami málo klenutými. Miska hřbetní má vyvinutý nízký, ale zřetelný plochý val, probíhající téměř až k vrcholu misky. Břišní miska bez brázdy. Čelní vazba misek je uniplikátní, prohnutí je zvláště výrazné u větších jedinců. Vrchol břišní misky široký a zahnutý, ostré vrcholové hrany krátké. — Zubní lišty jsou subparalelní, krátké. Protáhlé zuby jsou poměrně slabé a krátké, dentikula málo výrazná. Zámkové destičky vytváří nízké, široké septalium, jehož obvyklý tvar je porušen vystouplým středním septem (řez 0,3; 0,7 na text. obr. 1). Ramena sestupné části brachidia se na příčném řezu dorzálně sbíhají.

Druh *Z. cracoviensis* byl stanoven L. Rollierem (1919) pro jedince, uvedené L. Szajnochou (1879) na str. 214, tab. 4, obr. 18—20 jako *Waldheimia emarginata* Sowerby. Naše exempláře jsou velmi blízké jedinci, vyobrazenému ve zmíněné práci na obr. 18, ale odlišují se především větším prohnutím čelní vazby misek dorzálním směrem. Pro druh *Z. cracoviensis* se jen slabě uniplikátní průběh vazby misek považuje za charakteristický. — Vnitřní stavba našich jedinců se blíží stavbě rodu *Rugitella* Muir-Wood, 1936.



Text. obr. 1. *Zeilleria* aff. *cracoviensis* Roll. — Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Délka jedince 13,0 mm. Čísla řezů u této série označují vzdálenost od vrcholu hřbetní misky. — Measured from the dorsal umbo. x 6,5

u níž však zámkové lišty poněkud jiného tvaru než u našich exemplářů zůstávají dlouho ve vzájemném spojení, a obě ramena sestupného oblouku brachidia na příčném řezu dorzálním směrem divergují.

Stratigrafické rozpětí druhu *Z. cracoviensis:* stř. a svrch. doger.

Výskyt: Kostelec, 5.

Aulacothyris Douvillé, 1879

Aulacothyris resupinata (Sowerby, 1816)

(tab. II, obr. 3)

1816 *Terebratula resupinata* — J. Sowerby: Mineral Conchology, p. 116, tab. 50, figs. 3—4.
1909 *Waldheimia (Aulacothyris) resupinata* Sow. — Fr. Trauth: Die Grestener Schichten etc., p. 78, tab. 2, fig. 12 (cum syn.).

7 jader částečně poškozených. Rozměry: ? 17,0×13,9×9,9 mm (vyobraz.); 12,9×11,5×7,7 mm; 12,8×11,5×6,1 mm.

Hladké sulkátní schránky jsou protaženy do délky. Břišní miska značně vyklenutá, při bočním pohledu téměř zakrývá misku hřbetní. Hluboká brázda hřbetní misky se rychle změlčuje a projevuje se u vrcholu misky jako mediální zploštění. Čelní vazba misek vybíhá hlubokým lalokem proti břišní misce. Tento lalok a brázda hřbetní misky jsou u jedinců mladších vyvinuty menší měrou. Vrchol břišní misky je vysoký, zatočený a opatřený málo ostrými vrcholovými hranami.

Stratigrafické rozpětí: domér.

Výskyt: Kostelec, 3.

SPIRIFERINIDAE DAVIDSON, 1884

Spiriferina d'Orbigny, 1847

Spiriferina alpina Oppel, 1861

(tab. I, obr. 3)

1861 *Spiriferina alpina* Opp. — A. Oppel: Ueber die Brachiopoden, p. 541, tab. 11, fig. 5.
1964 *Spiriferina alpina* Oppel — M. Siblík: K nálezu liasových brachiopodů etc., p. 158, tab. 7, fig. 2 (cum syn.).

3 jedinci — jádra a pravděpodobně i další dvě jádra hřbetních misek. Rozměry: 27,3×30,9×21,1 mm (vyobr. jedinec); 25×29,2×17,5 mm.

Naši jedinci se odlišují od Oppelova originálního jedince i jedinců vyobrazených G. Geyerem (1889) poměrně kratším přímým zámkovým okrajem, což je však znakem převážné většiny exemplářů tohoto druhu, nalezených v ČSSR.

Stratigrafické rozpětí: sinemur až toark (?).

Výskyt: Kostelec, 1,4; další lokality byly uvedeny již dříve (M. Siblík, 1964).

Spiriferina obtusa Oppel, 1861

1861 *Spiriferina obtusa* Opp. — A. Oppel: Ueber die Brachiopoden, p. 549, tab. 11, fig. 8.
1964 *Spiriferina obtusa* Oppel — M. Siblík: K nálezu liasových brachiopodů etc., p. 159.

8 břišních a 2 hřbetní misky. Rozměry břišních misek: D-22,1 mm, Š-34,5 mm; D-19,2 mm, Š-27,9 mm; D-19 mm, Š-22,3 mm.

Hřbetní misky bez valu. Břišní misky s mělkou brázdou patrnou až k vrcholu. Ten je různou měrou zahnut, rovněž tak area, která nemá výrazného ohraničení.

Stratigrafické rozpětí: spodní a střední lias.

Výskyt: Kostelec, 1,2. Další lokality byly uvedeny již dříve (M. Siblík, 1964).

Spiriferina angulata Oppel, 1861

1861 *Spiriferina angulata* Opp. — A. Oppel: Ueber die Brachiopoden, p. 541, tab. 11, fig. 7.
1889 *Spiriferina angulata* Opp. — G. Geyer: Über die lias. Brachiopoden, p. 74, tab. 9, figs. 7—12.
1934 *Spiriferina angulata* Opp. — A. S. Mojsejev: Brachiopody jurskich otloženij etc., p. 26, tab. 1, figs. 23—25.

2 jádra břišních misek; lépe zachovaný jedinec má rozměry 31×20,4×21 mm.

Do šířky protažené misky s hlubokou brázdou výraznou až k vrcholu; ten je charakteristicky napřímený a ve své terminální části jen nepatrně zahnut. Vysoká area je zcela rovná a zřetelně ohraničená. Zaoblené přírůstkové vrásky jsou dobře znatelné při vnějším obvodu misek. Při srovnávání s jedincem vyobrazeným A. Oppelem (1861) jsou naše misky širší a mají brázdu poměrně užší než části postranní (u původního jedince je tento poměr opačný). Exemplář s břišní miskou obdobnou naším byl vyobrazen např. G. Geyerem (1889, tab. 9, fig. 7).

Stratigrafické rozpětí: spodní a střední lias.

Výskyt: Kostelec, 3; Nedzovské pohoří (Bzince), Strážovská hornatina (Košecké Rovné).

Spiriferina haueri (Suess, 1854)

1854 *Spirifer Haueri* Suess — E. Suess: Über die Brachiopoden der Köss. Sch., p. 52, tab. 2, fig. 6.
1886 *Spiriferina Haueri Suess* — A. Rothpletz: Geol.-paleont. Monographie etc., p. 162, tab. 13, figs. 1—5.
1927 *Spiriferina tumida* v. Buch sp., var. *Haueri* Suess — G. Corroy: Les Spiriférides etc., pp. 19—20, tab. 1, figs. 17—20.

4 jádra břišních misek, z nichž lépe zachované kusy mají rozměry: D-25 mm, Š-35,5 mm; D-?26,5 mm, Š-37,9 mm.

Do šířky protažená jádra mají odstávající silně vyvinutou vrcholovou část. Area vysoká, jen slabě zakřivená a nevýrazně omezená; delthyrium užší než jedna třetina šířky arey. Na povrchu jader (kromě brázd) jsou vyvinuta málo zřetelná

žebírka (15—20 na misce), patrná někdy jen při předním okraji jader. Ventrální septum dosahuje asi do poloviční délky břišní misky; přibližně do dvou třetin jeho délky sahají zubové lišty. — Naši jedinci mají vrcholové části misek užší a vyšší, než jedinci vyobrazení G. Corroyem (1927) a A. Rothpletzem (1886)

Stratigrafické rozpětí: podle G. Corroye (1927) svrchní lotaring až spodní toark.

Výskyt: Kostelec, 2; Malé Karpaty (Borinka, Pernek); Stráž. hornatina (Mojtín).

Spiriferina ex. gr. *münsteri* (Davidson, 1851); juv.

6 jader břišní a 1 jádro hřbetní misky. Rozměry: břišní misky: D-9,9 mm, Š-14,8 mm; D-7,0 mm, Š-11,5 mm; hřbetní miska: D-7,2 mm, Š-9,1 mm.

Malé, zřejmě nedospělé exempláře. Hřbetní miska bez valu s málo výraznými žebírky. Vrchol břišní misky rovný nebo jen velmi slabě zahnut. Area rovná, široká; deltyrium zabírá třetinu její šířky. Brázda břišní misky výrazná, po obou jejích stranách je po 5—7 zaoblených, avšak dobře zřetelných žebírkách.

Výskyt: Kostelec, 3.

Spiriferina slovenica Siblík, 1965

1965 Spiriferina slovenica sp. n. — M. Siblík: Some New Liassic Brachiopods. p. 78, tab. 5, fig. 4, textfig. 3.

1 celé jádro, 6 jader hřbetních misek a 12 břišních misek. Rozměry celého jedince: 11,6×16,6×14,4 mm.

Druh je charakterizován malými rozměry, poměrně značnou výškou schránky, jen slabě zahnutým vrcholem břišní misky a malým počtem tupých žeber.

Stratigrafické rozpětí: domér.

Výskyt: Kostelec, 3.

Dispiriferina Siblík, 1965

Dispiriferina davidsoni (E.-Deslongchamps, 1855)

1858 *Spiriferina Davidsoni* (E. Desl., 1955) — E. Desl. — E. E. — Deslongchamps: Mémoire sur la couche à Leptaena, p. 167, tab. 2, figs. 1—3.

7 jader celých jedinců, 35 jader břišních a 12 jader hřbetních misek se zbytky schránek. Rozměry 2 větších, celých jedinců v mm: délka schránky 15,6; 14,7; délka hřbetní misky 15,1; 14,2; šířka schránky 24,9; 20,8; výška schránky 16,6; 16,9.

Do šířky protažené výrazně uniplikátní schránky s poměrně plochou hřbetní miskou a vysokou břišní miskou, opatřenou hlubokou, výrazně ohraničenou brázdou. Vysoký, charakteristicky odstávající vrchol břišní misky je napřímený nebo jen velmi málo zahnutý. Interarea rovná, delthyrium užší než jedna třetina šířky interarey. Silná, někdy zaoblená žebra pokrývají celý povrch misek včetně valu

a brázdy — v počtu 9—20 na misce; z toho 1—4 (nejčastěji 3) na valu hřbetní misky. Nezřídka dochází k větvení žeber a to přibližně ve středu misek. — Vnitřní stavba je charakterizována dlouhým ventrálním septem i zubními lištami.

Stratigrafické rozpětí: lotaring — pliensbach.

Výskyt: Kostelec, 1.

RHYNCHONELLIDAE GRAY, 1848

Rhynchonella Fischer, 1809; s. l.

„Rhynchonella" lacuna Quenstedt, 1871

1871 *Rhynchonella lacuna* — F. A. Quenstedt: Die Brachiopoden, p. 42, tab. 37, figs. 30—31.
1905 *Rhynchonella lacuna* Qu. — K. Rau: Die Brachiopoden etc., p. 31, tab. 2, figs. 89—98.

8 jader; rozměry nejlépe zachovaných jedinců: 8,0×8,0×5,3 mm; 7,9×7,8×
×4,8 mm; 6,8×6,3×4,0 mm.

Schránky kruhového obrysu dosahují malých rozměrů. Nízký val hřbetní misky je vyvinut pouze při předním okraji schránky. Žebírka v počtu 5—8 na misce (z toho 2—3 na valu hřbetní misky) jsou zaoblená a zřetelná jen v přední polovině misek. Vrchol břišní misky napřímen. — Krátké zuby jsou uložené v mělkých jamkách. Zubní lišty subparalelní. Dorzální septum není vyvinuto. Krura raduliferního typu konvergují terminálně ke hřbetní misce.

Někteří naši jedinci svými vnějšími znaky připomínají druh *Piarorhynchia rostellata* (Quenstedt) z liasu γ, avšak mohou být od něj dobře odlišeni nepřítomností kýlového zvýšení břišní misky a zaoblenějšími žebírky.

Stratigrafické rozpětí: lias δ.

Výskyt: Kostelec, 3,4.

„Rhynchonella" ex gr. *quadriplicata* (Zieten, 1832)

18 jader. Rozměry dobře zachovaných jedinců: 19,3×24,0×16,4 mm; 19,0×
×23,1×14,2 mm; 18,0×22,5×16,6 mm; 12,3×13,3×7,8 mm.

Schránky s většinou zaobleně trojbokým, méně často pětibokým obrysem. Val hřbetní misky je nízký, plikace výrazná. Vrchol misky je silný a vysoký, málo zatočený. Mělké planarey jsou vyvinuty jen u některých jedinců. Žebra jsou u předního okraje někdy silná a výrazná (4—7 na valu hřbetní misky, další 3—4 na každé straně valu), jindy zaoblená a málo zřetelná; u většiny jedinců se v zadní části misek stávají nezřetelnými.

Nedostatečný popis a málo zřetelné původní vyobrazení Zietenovo (1832) způsobilo, že autoři k tomuto druhu řadí jedince různého charakteru; i s přihlédnutím na pravděpodobně značnou variabilitu je dosavadní pojímání tohoto druhu zjevně nejednotné.

Stratigrafické rozpětí: doger.

Výskyt: Kostelec, 5.

Piarorhynchia Buckman, 1914

Piarorhynchia juvenis (Quenstedt, 1852)

(tab. II, obr. 4, text. obr. 2—4)

1852 *Terebratula triplicata juvenis* — F. A. Quenstedt: Handbuch der Petrefactenkunde, p. 451, tab. 36, fig. 2.

1962 *Piarorhynchia juvenis* (Quenstedt) — D. V. Ager: A Monograph etc., p. 120, tab. 10, figs. 6—10, textfigs. 72—74 (cum syn.).

20 jader se zbytky schránky. Rozměry: 16,5×19,2×12,2 mm; 15,5×17,8×11,0 mm; 14,0×16,7×9,6 mm (vyobr.); 13,6×17,8×10,3 mm; 13,0×15,2×8,2 mm; 11,8×12,8×7,2 mm.

Schránky jsou trojboké nebo pětiboké, do šířky protáhlé s vyklenutou hřbetní miskou a plochou břišní miskou. Val hřbetní misky je široký a nízký, výrazný v přední polovině schránky. Vrchol břišní misky silný, napřímený nebo jen slabě zahnutý. Žebra (7—12 na misce, z toho 2—4, výjim. 5 na valu hřbetní misky) jsou při předním okraji schránky silná a ostrá, ale jejich výraznost končí asi v polovině délky misky, takže zadní poloviny misek jsou hladké.

Dorzální svalové pole je jen slabě znatelné. Jeho celkový tvar je téměř kruhový, málo rozčleněný; jeho obě části jsou těsně přimklé k dorzálnímu septu. Ventrální svalové pole je tvořeno dvojicí malých protáhle oválných vtisků adduktorů, obklopených podkovovitým, dopředu se rozšiřujícím vtiskem diduktorů. — Zubní lišty na řezu zprvu dorzálně konvergují, pak se stávají subparalelními. Vertikální zuby jsou silné, krenulátní; dentikula nízká. Stvolový prstenec nebyl zjištěn. Zámkové destičky jsou horizontální, silné. Septalium a lištovité dorzální septum poměrně krátké. Krura raduliferního typu se terminálně rozšiřují a prohýbají.

Naši jedinci se liší od většiny jedinců druhu Piarorhynchia juvenis schránkou protáhlejší do šířky, napřímenějším vrcholem a protažením konce krur dorzoventrálním směrem.

Stratigrafické rozpětí: D. V. Ager (1962) udává rozmezí sinemur až pliensbach.

Výskyt: Kostelec, 1.

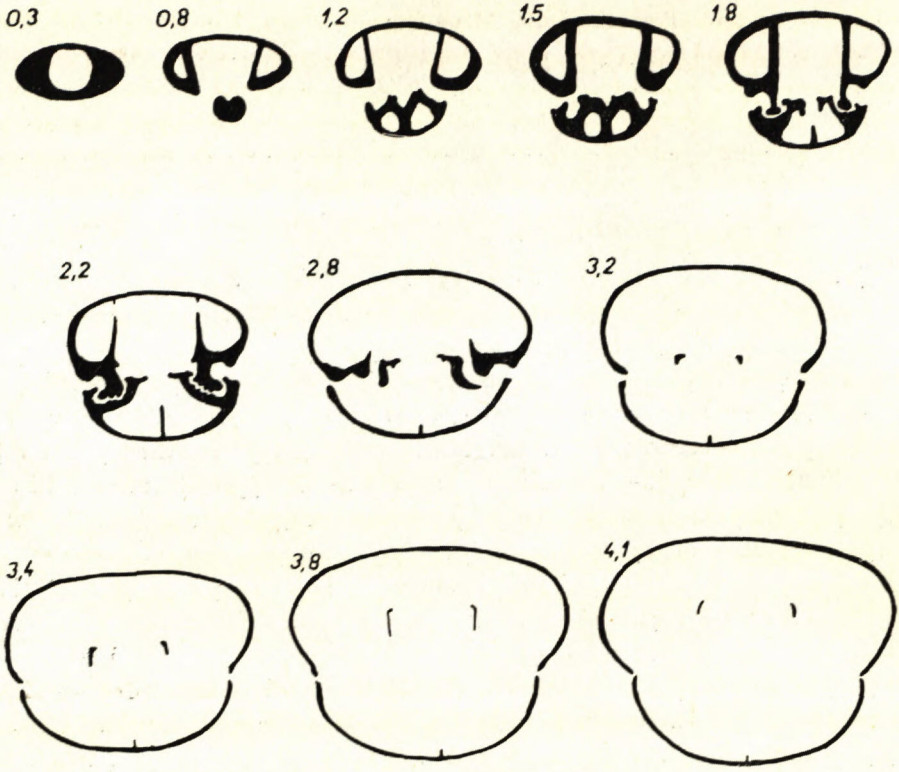
Rudirhynchia Buckman, 1918

Rudirhynchia cf. *calcicosta* (Quenstedt, 1852)

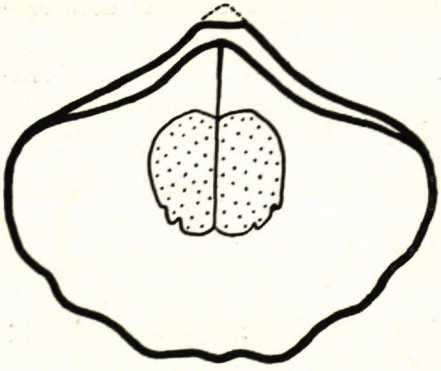
(text. obr. 5)

4 jádra částečně porušená. Rozměry: 13,7×15,4×9,4 mm; 12,5×?14,0×7,9 mm; 10,4×11,1×5,3 mm; ?9,8×11,0×5,9 mm.

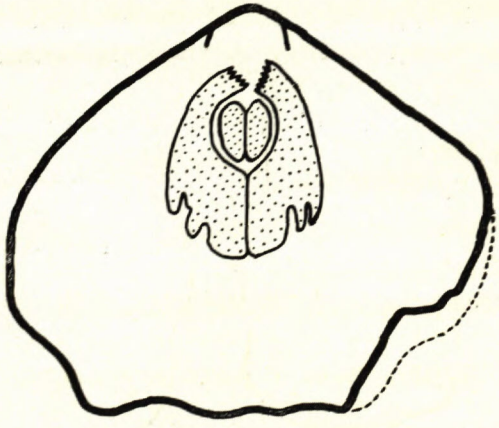
Schránky typu *„Rhynchonella variabilis"* zaobleně trojboké s nízkým valem hřbetní misky. Žebra (až 11 na misce, z toho 3—4 na valu hřbetní misky) jsou silná, výrazná až k vrcholům misek (kromě jednoho jedince, kde žebra přestávají být v zadní polovině misek zřetelná). — Delthyriální dutina je subkvadrátní



Text. obr. 2. Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu druhu *Piarorhynchia juvenis* (Quenst.). Délka jedince 13,0 mm. Dorzální septum vymizelo ve vzdálenosti 4,3 mm. x 4



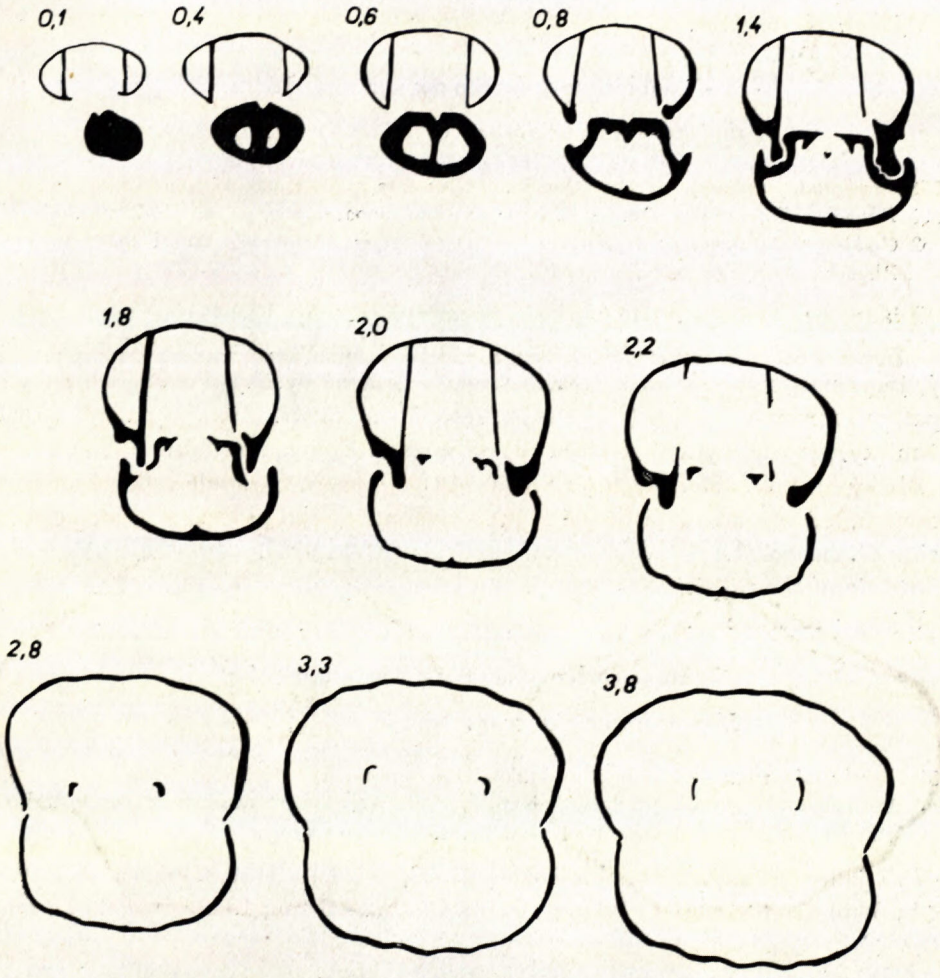
Text. obr. 3. *Piarorhynchia juvenis* (Quenst.). — Pohled na dorzální svalové pole. — Muscle scars, dorsal view. x 3



Text. obr. 4. *Piarorhynchia juvenis* (Quenst). — Svalové pole na břišní misce se vyznačuje širokými vtisky diduktorů, uzavírajícími protáhlé adduktory. — Muscle scars, ventral view. x 3

s paralelními, resp. slabě ventrálně sbíhavými dlouhými zubními lištami. Boční vrcholové dutiny polokruhovité. Zuby silné, přímé s nehlubokými zářezy na vnitřní straně. Dentikula nízká. Septalium je malé a krátké. Ke srůstu septaliových destiček s dorzálním septem dochází jen těsně při vrcholu schránky, septum pak zůstává patrné jen jako nízký mediální val. Zámkové destičky jsou rovné, nevýrazně oddělené od vnitřní stěny zubní jamky. Krurální báze jsou značně vyvinuty. Netypicky raduliferní krura se na svém konci dorzoventrálně protahují a napřimují.

Naši jedinci jsou pouze porovnáváni s druhem *R. calcicosta*, protože jejich



Text. obr. 5. *Rudirhynchia* cf. *calcicosta* (Quenst.). — Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Délka jedince 12,5 mm. Krura vymizí ve vzdálenosti 4,2 mm. Měřeno od vrcholu hřbetní misky. — Measured from the dorsal umbo. x 5

bezpečnému přiřazení k tomuto druhu brání porušení vrcholů našich jedinců a z toho plynoucí nemožnost stanovit charakter vrcholu a uspořádání stvolového otvoru u našeho materiálu (má být u *R. calcicosta* mesothyridní). Naši jedinci dosahují také větších rozměrů ve srovnání s běžnou velikostí jedinců *R. calcicosta*. Podrobnou charakteristiku rodu *Rudirhynchia* uveřejnil D. V. Ager (1958). Jí zcela odpovídají vlastnosti, zjištěné u našich exemplářů, s tím rozdílem, že pro porušení vrcholů nemohla být ověřena přítomnost stvolového prstence u našich jedinců. Typický druh *R. rudis* Buckman má lištovité dorzální septum delší, septalium je však stejně malých rozměrů jako u zde popisovaných jedinců.

Stratigrafické rozpětí druhu *R. calcicosta:* lias $\beta-\gamma$.

Výskyt: Kostelec, 1.

Gibbirhynchia Buckman, 1918

Gibbirhynchia curviceps (Quenstedt, 1858)

1858 *Terebratula curviceps* — F. A. Quenstedt: Der Jura, p. 138, tab. 17, figs. 13—15.
1905 *Rhynchonella curviceps* Qu. — K. Rau: Die Brachiopoden etc., p. 18, tab. 2, figs. 14—17.
1962 *Gibbirhynchia curviceps* (Quenstedt) — D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Lias. Rhynch., p. 96, tab. 8, fig. 4, textfig. 57 (cum syn.).

1 jádro bez vrcholu břišní misky, s rozměry: ? 15,5×17,1×16,0 mm.

Vysoká schránka se značně vyklenutou hřbetní miskou. Val hřbetní misky nízký, jazykovitý výběžek misky břišní široký a značně vysoký. Povrch schránky je opatřen zaoblenými žebry (v počtu 16, resp. 15 na misce, z toho 6 na valu hřbetní misky), jejichž výraznost klesá rychle směrem k vrcholům misek.

Blízký druh *G. amalthei* (Quenstedt) z doméru dosahuje celkově menších rozměrů, má obě misky přibližně stejně vyklenuté a jeho plikace je znatelně nižší než u *G. curviceps*.

Stratigrafické rozpětí: lias ? β, γ.

Výskyt: Kostelec, 2.

Homoeorhynchia Buckman, 1914

Homoeorhynchia acuta (Sowerby, 1816)

1816 *Terebratula acuta* — J. Sowerby: Mineral Conchology, p. 115, tab. 150, figs. 1—2.
1965 *Homoeorhynchia acuta* J. Sowerby — D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Lias. Rhynch., p. 29, tab. 3, figs. 1—4, text. fig. 17—19 (cum syn.).

190 jader se zbytky misek. Rozměry: 22,3×24,1×16,4 mm; 17,8×20,0×
×18,8 mm; 16,6×18,0×17,0 mm; 14,6×15,2×14,6 mm; 13,3×16,7×14,2 mm; 10,2×10,7×7,3 mm.

Zaobleně trojboké schránky charakteristické vysokou a ostrou plikací. Miska břišní je plochá, miska hřbetní vysoká a při bočním pohledu trojbokého tvaru. Vrchol břišní misky je malý a jen velmi málo zahnutý, má zřetelné vrcholové

hrany. Na misce je 5—7 otupených žebírek, patrných jen při předním okraji schránky; větší část povrchu misek je hladká. — Vnitřní stavba je charakterizována nasledujícími znaky: subparalelními zubními lištami, rovnými vertikálními zuby, silnými dentikuly, úzkým septaliem, horizontálními zámkovými destičkami a dlouhým lištovitým septem.

Popisovaný druh je veľmi charakteristický a prakticky nezaměnitelný za druh jiný. Vnitřní stavba, znázorněná D. V. Agerem (1956) na text. obr. 18, se liší od stavby našeho materiálu výrazně dorzálně rozbíhavými zubními lištami a celkovým druhotným zesílením schránky.

Stratigrafické rozpětí: domér, podle D. V. Agera (1956) je výskyt v Anglii vázán na zónu *Pleuroceras spinatum.*

Výskyt: Kostelec 3, 4 (3 jedinci).

Tetrarhynchia Buckman, 1914

Tetrarhynchia tetrahedra (Sowerby, 1812)

1812 *Terebratula tetraëdra* — J. Sowerby: Mineral Conchology, p. 191, tab. 83, fig. 4.
1956 *Tetrarhynchia tetrahedra* (J. Sowerby) — D. V. Ager: A Monograph of the British. Lias. Rhynch., p. 4, text. figs. 5—8, tab. 1, figs. 1—2 (cum syn.).

15 jader — většinou necelých — se zbytky schránky. Rozměry nejlépe zachovaných jedinců: 19,7×25,0×19,9 mm; 17,8×21,9×14,0 mm; 17,3×21,5×17,0 mm.

Subeliptické, do šířky protažené schránky se hřbetní miskou mnohem vyklenutější než miska břišní. Val hřbetní misky výrazný v přední polovině schránky, plikace vysoká, subangulární. Vrchol břišní misky je silný, široký a zatočený. Žebra v počtu 16—26 (z toho 6—8 na valu hřbetní misky) jsou ostrá, pouze malá část misek při jejich vrcholech zůstává hladká. Vnitřní stavba je charakterizována subparalelními zubními lištami, silnými zuby, horizontálními zámkovými destičkami, delším lištovým septem a raduliferními krury.

Naši jedinci odpovídají svým charakterem druhu *„Terebratula" media* Sow., který je považován za synonymický s druhem zde popisovaným (D. V. Ager, 1956). Od typických jedinců *T. tetrahedra* se totiž odlišují poněkud ostřejšími žebry a silnějším vrcholem.

Stratigrafické rozpětí: domér.

Výskyt: Kostelec, 3.

Tetrarhynchia subconcinna (Davidson, 1852)

1852 *Rhynchonella subconcinna,* Dav. — Th. Davidson: A Monograph etc., p. 90, tab. 17, fig. 17.
1956 *Tetrarhynchia subconcinna* (Davidson) — D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Lias. Rhynch., p. 10, tab. 1, figs. 5—7, textfig. 9 (cum syn.).

1 jádro; rozměry 14,2×14,5×7,6 mm.

Zaobleně trojboká schránka s málo klenutými miskami a nízkou plikací. Vrchol břišní misky je vysoký a charakteristicky napřímený. Povrch misek pokryt větším počtem (20—24 na misce) slabých zaoblených žebírek, při vrcholech misek již nezřetelných.

Stratigrafické rozpětí: domér.

Výskyt: Kostelec, 3.

Rhynchonelloidea Buckman, 1914

Rhynchonelloidea ? sp. n.

270 jader se zbytky původních misek; rozměry některých: 25,0×27,2×27,5 mm; 24,2×30,1×20,6 mm; 21,0×26,2×18,4 mm; 18,7×20,6×14,9 mm.

Výrazně uniplikátní schránky větších rozměrů s poměrně plochou břišní a vyklenutou hřbetní miskou. Val hřbetní misky je vysoký, patrný do poloviční délky misky. Vrchol břišní misky silný, u většiny jedinců vysoký a málo zatočený, méně často zatočený silně. Vrcholové hrany jsou krátké a ostré. Silná žebra (v počtu 5—7 na misce, z toho 2, méně často 3, na valu hřbetní misky) jsou patrna v přední polovině schránky, zadní části misek jsou hladké. — Vnitřní stavba je charakteristická subparalelními zubními lištami, dvojitými deltidiálními destičkami, hlubokým septaliem a dlouhým lištovitým septem.

Rod *Rhynchonelloidea* obsahuje druhy externě velmi blízké našim jedincům, avšak s odlišnou vnitřní stavbou.

Stratigrafické rozpětí a výskyt: Kostelec, 3.

Cuneirhynchia Buckman, 1914

Cuneirhynchia persinuata (Rau, 1905)

1905 *Rhynchonella persinuata* n. sp. —K. Rau: Die Brachiopoden etc., p. 36, tab. 2, figs. 62—69.

1964 *Cuneirhynchia? persinuata* (Rau) — M. Siblík: K nálezu lias. brachiopodů etc., p. 175, textfig. 6, tab. 8, fig. 2.

1 jádro s poškozeným vrcholem; rozměry cca 10,5×11,4×7,6 mm. Jedinec odpovídá popisu, uveřejněnému již dříve (1964) s tím rozdílem, že rýhy, oddělující střední část břišní misky od jejich boků, nejsou u kosteleckého jedince vyvinuty. Tím tento jedinec odpovídá exemplářům, vyobrazeným K. Rauem (1905) na obr. 67 a 69.

Stratigrafické rozpětí: domér.

Výskyt: Kostelec, 3; Veľká Fatra (Belanská dolina), Nedzovské pohoří (Bzince).

Cuneirhynchia aff. *desori* (Haas, 1884)

7 jader se zbytky misek, největší jedinec má rozměry 16,0×18,9×8,9 mm.

Subtrigonální schránky s nestejně vysokými miskami. Břišní miska je nízká,

plochá, jen ve vrcholové oblasti prohnutá; hřbetní miska vysoká, bez valu, na bocích s protáhlými planareami. Nízká plikace zabírá celý přední okraj schránky. Vrchol břišní misky je zahnutý s dlouhými vrcholovými hranami. Zaoblená žebra (4—7 na misce) nízká a zřetelná v přední polovině misek. Vnitřní stavba je charakterizována nepřítomností dobře vyvinutého septalia a lištovitého dorzálního septa.

Naši jedinci se odlišují nižší, značně méně vypuklou hřbetní miskou od původního Haasova vyobrazení, které však možná představuje jedince s abnormálně naduřelou miskou.

Stratigrafické rozpětí druhu *Cun. desori:* ? spodní, střední lias.

Výskyt: Kostelec, 4.

Pseudogibbirhynchia A g e r, 1962

Pseudogibbirhynchia aff. *moorei* (D a v i d s o n, 1852)

1962 *Pseudogibbirhynchia moorei* (D a v i d s o n) — D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Lias. Rhynch., p. 110, text. fig. 67, tab. 9, fig. 6, non figs. 2—5.

10 jedinců částečně poškozených se zbytky schránky. Rozměry dobře zachovaných jedinců: 15,5×17,9×14,1 mm; 13,7×18,1×13,3 mm; 13,5×15,0×11,2 mm.

Zavalité, někdy až kulovité schránky. Misky jsou buď stejně klenuty nebo miska hřbetní má vyklenutí značnější. Plikace je široká a dosti vysoká, val hřbetní misky však nevýrazný a pozorovatelný jen při předním okraji schránky. Vrchol břišní misky je u menších jedinců více vyniklý, u větších nízký a zatočený. Žebra v počtu 14—22 na misce (z toho 5—7 na valu hřbetní misky) jsou nízká a zaoblená. Směrem k vrcholům misek rychle ztrácejí na výraznosti, takže části misek těsně přilehlé k vrcholům jsou u většiny jedinců hladké. Vnitřní stavba je charakterizována silným stvolovým prsténcem, dvojitými deltidiálními destičkami, prakticky nepřítomností dorzálního septa a prefalciferními krury.

Naši jedinci se od originálního materiálu Th. Davidsona liší celkovou větší velikostí a větší poměrnou šířkou a výškou a odpovídají svým charakterem zavalitému jedinci, kterého vyobrazil D. V. A g e r (1962) na obr. 6.

Stratigrafické rozpětí: D. V. A g e r (1962) udává toark, pro zavalité větší jedince nejsvrchnější domér.

Výskyt: Kostelec, 3.

Prionorhynchia B u c k m a n, 1914

Prionorhynchia quinqueplicata (Z i e t e n, 1832)

1832 *Terebratula quinqueplicata* — C. H. Zieten: Les Pétrifications de Wurt., p. 55, tab. 12, fig. 2.

1956 *Prionorhynchia quinqueplicata* (Zieten) — D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Lias. Rhynch., p. 49, tab. 2, fig. 13, text. fig. 27.

11 jader částečně poškozených. Nejlépe zachované exempláře mají rozměry: 28,8×30,6×23,5 mm; 25,4×26,0×17,7 mm.

Schránky zaobleně pětiboké, větších rozměrů. Misky jsou většinou stejně klenuté, vzácněji je vyklenutější miska hřbetní. Široký val hřbetní misky je nepříliš vysoký, ale v přední polovině schránky vždy vyniklý. Přední vazba misek vytváří výraznou plikaci. Na bocích schránky jsou protáhlé a většinou dobře ohraničené planarey (pro rod *Prionorhynchia* charakteristické). Široký vrchol břišní misky je zahnut. Žebra velmi silná a ostrá v počtu 7—12 na misce (z toho 3—4, výjim. 7, na valu hřbetní misky).

Velmi blízký druh *P. serrata* (Sowerby) se dá odlišit nepřítomností výrazné plikace a valu hřbetní misky a větším počtem méně silných žeber.

Stratigrafické rozpětí: domér, v Anglii omezen na zónu *Pleuroceras spinatum* (podle D. V. Agera, 1956).

Výskyt: Kostelec 3, 4 (mladý jedinec).

Cirpa di Gregorio, 1930

Cirpa langi carpathica Siblík, 1965

1965 *Cirpa langi carpathica* ssp. n. — M. Siblík: Some New Liassic Brachiopods, p. 73, tab. 5, figs, 1—3, textfigs. 1—4.

770 jader, částečně s původními miskami. Rozměry holotypu: 14,4×17,0×11,8 mm.

Jedinci typu „*Rhynchonella variabilis*", odlišující se od druhu *C. langi* Ager, 1958 nižším procentem rektangulárních schránek, vyniklejším vrcholem břišní misky, nižší hřbetní miskou a menším počtem žeber.

Stratigrafické rozpětí: domér.

Výskyt: Kostelec, 3.

Cirpa langi ssp. n.

32 jader se zbytky misek. Rozměry: 22,8×30,5×19,5 mm; 18,6×23,4×15,2 mm; 15,0×18,3×10,8 mm.

Schránky větších rozměrů, zaobleně trojboké až pětiboké. Miska hřbetní je většinou více vyklenuta než miska břišní. Val hřbetní misky je nízký, široký a patrný v přední polovině schránky. Vrchol břišní misky široký, zatočený. Boky schránky mají mělké planarey nebo jim odpovídající zploštění. Žebra jsou silná a ostrá (8—14 na misce, z toho 4—7, výjim. 3 na valu hřbetní misky), směrem k vrcholům se otupují, jsou však zřetelná až k vrcholům misek. — Vnitřní stavba má charakteristické znaky rodu *Cirpa:* dvojité deltidiální destičky, zakrnělé septum, zámkové destičky při vrcholu schránky spojené a prefalciferní krura.

Vnější podobu s jedinci sem náležijícími je možno najít v literatuře u některých exemplářů, uváděných různými autory pod názvem *Rhynchonella triplicata*

Phillips, 1829, což je však synonymum druhu *Rhynchonelloidea lineata* (Young & Bird, 1828); podle D. V. Agera (1956, p. 40, 42).

Výskyt: Kostelec, 4.

Furcirhynchia Buckman, 1918

Furcirhynchia sp.

2 poškozená jádra; rozměry: 11,0×cca 12,0×7,1 mm; ?×13,0×7,4 mm.

Schránky s miskami stejně vyklenutými, bez valu a brázdy. Vrchol břišní misky je široký, málo zahnutý s krátkými vrcholovými hranami. Plika má 5, resp. 6 zaoblených žebírek, patrných jen těsně při předním okraji schránky. Zbývající povrch misek je kryt velkým počtem jemných radiálních vrásek (striae).

Druhové zařazení jedinců není možné. Z liasu je známo více druhů rodu *Furcirhynchia,* v dogeru jsou však podobné typy velmi vzácné a dosud stanovené druhy jsou odchylné.

Výskyt: Kostelec, 5.

Gnathorhynchia Buckman, 1914

Gnathorhynchia trigona (Quenstedt, 1852)

(tab. III, obr. 1)

1871 *Terebratula trigona* — F. A. Quenstedt: Die Brachiopoden, p. 145, tab. 40, figs. 70—74.

1886 *Rhynchonella trigona* Quenstedt — A. Rothpletz: Geolog.-paleont. Monogr. der Vilser Alpen, p. 153, tab. 12, figs. 11—12.

1964 *Gnathorhynchia trigona* (Quenstedt) — J. Pevný: Brachiopódy sev. časti M. Karpát, p. 169, tab. 6, fig. 2.

2 jádra; rozměry: 9,9×13,9×6,0 mm (vyobraz.); 9,6×12,6×6,6 mm.

Subtrigonální schránky menších rozměrů s přibližně stejně málo vyklenutými miskami jsou charakteristické seříznutým předním okrajem se zubovitě probíhající čelní vazbou misek a protáhlými hlubokými planareami. Zaoblená žebírka (8—10 na misce) jsou výrazná jen v přední části schránky.

Pro jedince „*Rhynchonella trigona*", uváděné A. Rothpletzem (1886) a podobné další formy stanovil A. S. Mojsejev (1934) nový rod *Caucasella* a odlišil jej od rodu *Gnathorhynchia* v podstatě jen nepřítomností dorzálního septa. Podrobnější studium vnitřní stavby druhů čítaných S. S. Buckmanem k rodu *Gnathorhynchia* ani forem, náležejících podle A. S. Mojsejeva rodu *Caucasella* však dosud nebylo provedeno; není blíže znám ani vývoj ani stálost dorzálního septa u zmíněných forem. Proto je zde Quenstedtův druh stále řazen k rodu Buckmanovu, který má prioritu.

Stratigrafické rozpětí: bajok, bath.

Výskyt: Kostelec, 5; Malé Karpaty (Pristodolok), bradlové pásmo (Podhorie).

Striirhynchia Buckman, 1914

Striirhynchia ? subechinata (Oppel, 1863)

(tab. IV, obr. 2)

1863 *Rhynchonella subechinata* Opp. — A. Oppel: Ueber das Vorkommen von juras. Posidonomyen — Gest., p. 211, tab. 6, figs. 8—10.

1928 *Rhynchonella subechinata* Opp. — C. Ruiz: I brachiopodi batoniani etc., p. 28, tab. 1, fig. 8.

1956 *Rhynchonella subechinata* Opp. — M. Książkiewicz; Jura i kreda Bachowic, p. 185, tab. 20, figs. 5,6.

4 jádra; rozměry 13,6×16,1×8,3 mm (vyobraz.); cca 11,0×10,2×5,2 mm; cca 10,5×10,4×5,3 mm.

Subtrigonální schránky se zaokrouhlenými anterolaterálními okraji bez valu a brázdy na miskách. Přední vazba misek uniplikátní, jazykovitý výběžek dorzálním směrem je široký a velmi nízký. Celý povrch schránky je pokryt velmi jemnými radiálními paprsky (striae). Jen při předním okraji schránky jsou patrné výraznější koncentrické (přírůstkové) linie.

Od jedince vyobrazeného A. Oppelem (1863) na tab. 6, obr. 8 se odlišuje největší náš exemplář zaobleně trojbokým tvarem do šířky protaženým a nižším vrcholem. Naši menší jedinci jsou stejnorozměrně trojbocí podobně jako nedospělý kus Oppelův (tab. 6, obr. 10).

Stratigrafické rozpětí: bath, svrchní doger.

Výskyt: Kostelec, 5.

Septocrurella Wiśniewska, 1932

Septocrurella supinifrons (Rothpletz, 1886)

(tab. IV, obr. 3)

1886 *Rhynchonella supinifrons* n. sp. — A. Rothpletz: Geologisch-palaeont. Monogr. der Vilser Alpen, p. 133, tab. 8, figs. 46—49; tab. 9, figs. 60—65, 69—71.

1962 *Septocrurella supinifrons* (Rothpletz) — A. Ferrari: Brachiopodi giurassici etc., p. 121, tab. 9, fig. 1.

1 jádro; rozměry 8,4×7,6×4,2 mm.

Schránka subpentagonální, hladká s intraplikátní čelní vazbou. Obě brázdy hřbetní misky jsou patrné v přední polovině schránky, mediální brázda misky břišní je delší a je patrná od předního okraje téměř až k vrcholu misky. Vrchol břišní misky je vysoký a jen nepatrně zahnutý.

Stratigrafické rozpětí: aalen — bath.

Výskyt: Kostelec, 5.

Geologický ústav ČSAV, Praha

LITERATURA

Pro rozsáhlost použité literatury jsou citovány jen práce neuvedené D. V. Agerem (1956, p. IX—XXII).

[1] Ager D. V., 1956, 1958, 1962: A Monograph of the British Liassic Rhynchonellidae, I, II, III. Palaeontographical Society, London. — [2] Corroy G., 1927: Les Spiriférides du Lias européen et principalement du Lias de Lorraine et d'Alsace. Ann. Paléont., 16. Paris. — [3] Ferrari A., 1962: Brachiopodi giurassici dei dintorni di Rovereto (Trentino). Giorn. di Geol. Annali Mus. geol. Bologna (2a), 29. Bologna. — [4] Fucini A., 1895: Fauna dei calcari bianchi ceroidi con Phylloceras cylindricum del Monte Pisano. Atti Soc. tosc. di sc. nat., Memorie. 14. Pisa. — [5] Książkiewicz M., 1956: Jura i kreda Bachowic. Rocznik pol. Towar. geol., 24. Kraków. — [6] Oppel A., 1863: Ueber das Vorkommen von jurasischen Posidonomyen-Gesteinen in den Alpen. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 15. Berlin. — [7] Pevný J., 1964: Brachiopódy severnej časti Malých Karpát. Geol. práce, Zprávy 33. Bratislava. — [8] Rakús M., 1965: Biostratigrafia jury kosteleckého bradla. Geol. práce, Zprávy 37, Bratislava. — [9] Ruiz C., 1928: I brachiopodi batoniani del Monte Inici (Trapani). Memoire Istit. geol. R. Univ. di Padova, 7. Padova. — [10] Siblík M., 1964: K nálezu liasových brachiopodů v horní části Belanské doliny. Geol. práce, Zprávy 31. — [11] Siblík M., 1965: Some New Liassic Brachiopods. Geol. sborník, 1. SAV, Bratislava. — [12] Trauth F., 1909: Die Grestener Schichten der Österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österr.-Ung., 22. Wien, Leipzig.

MILOŠ SIBLÍK

THE BRACHIOPODS OF THE KOSTELEC—KLIPPE

The first part of the paper on biostratigraphy of the Kostelec — Klippe dealt with stratigraphy and ammonites (M. Rakus, 1965). In the present part the brachiopods as the commonest members of the Kostelec-fauna are discussed. Owing to bad preservation of the Middle Jurassic- and partly the Lower Jurassic speciment caused by the recrystallisation the study of internal characters was nearly impossible.

The internal characters of the Middle Liassic rhynchonellids have not been figured in the present paper and will be dealt with in detail later.

MICHAL MAHEĽ

NIEKTORÉ HYDROGEOLOGICKÉ PROBLÉMY VO SVETLE NOVÝCH TEKTONICKÝCH POZNATKOV

Máloktorá disciplína aplikovanej geológie je tak citlivá na zmeny koncepcie geologickej stavby ako hydrogeológia. Pochopiteľne, dotýkajú sa jej predovšetkým časti súvisiace so zmenou názoru na priestorové rozloženie a vzájomné vzťahy, resp. uloženie jednotlivých horninových komplexov, teda so zmenou názoru na tektonické štruktúry a na tektonický štýl. V tomto príspevku chcem poukázať na niektoré hydrogeologické problémy, ktoré vyplynuli z nového pohľadu na tieto základné tektonické kategórie, a teda i na stavbu a na geologické profily.

1. V zmysle vžitej koncepcie za prvoradé štruktúrne formy sa považovali popaleogénne megaantiklinály a megasynklinály, resp. brachysynklinály, obmedzené zväčša pozdĺžnymi zlomami. Tieto vrásy veľkého polomeru zakrivenia vytvárali podklad pre termosifón so zostupnou vetvou, tvorenou spojením krídla megaantiklinály a megasynklinály. Výstupná vetva sa spája najčastejšie so zlomami. Rad profilov, znázorňujúcich pôvod našich minerálnych vôd má takýto spoločný základ. Cirkulácia vody sa pritom spája spravidla s vápencovo-dolomitickými komplexami triasu plocho nad sebou uložených subtatranských príkrovov a podložnej obalovej jednotky (Lúčky, Vyšné Ružbachy, Bojnice, Rajecké Teplice; Andrusov – Kuthan 1943; Maheľ 1952; Hynie 1963). Infiltračné oblasti sa hľadajú spravidla v blízkom okolí, kde takéto triasové súvrstvia vystupujú k povrchu. Výskyt viacerých žriedel s obdobným typom vody, viazaných na jednu zlomovú sústavu a predstava o vedúcej úlohe brachysynklinály v stavbe viedli k názoru o existencii súvislých podzemných vodných nádrží. Rozsiahle priestory, vyplnené termálnou vodou sa predpokladajú v liptovskej, zvolenskej, rajeckej i hornonitrianskej kotline (Franko 1964).

V poslednom desaťročí došlo však k zásadnej zmene názoru na základné štruktúrne jednotky, a to vyčlenením štruktúrnych foriem kriedových synklinórií a antiklinórií. Prvé majú synklinálny charakter (v pomere k štruktúram susedným)

a na ich stavbe sa podieľajú synklinály, oddelené zväčša úzkymi antiklinálami, najčastejšie tektonicky redukovanými. Druhé naopak majú ako celky antiklinálny charakter a pri ich stavbe väčší rozsah zaberajú antiklinály, oddelené tektonicky redukovanými synklinálami. Od juhu k severu rozlišujeme v centrálnych Karpatoch: strelnické (juhoslovenské) synklinórium, kohútsko-volovecké antiklinórium, hnilecké (severogemerské) synklinórium, severoveporské antiklinórium, hronské synklinórium, polyštruktúrne pásmo fatrotatranské a pribradlové antiklinórium (M a h e ľ 1964). V každej z týchto štruktúrnych jednotiek môžeme vyčleniť ešte jednotky čiastkové. Bývajú výrazne rozsegmentované hlavne u synklinórií s úsekmi rozšírenými, štruktúrne zložitejšími, oddelenými úzkymi hrdlami, často tektonicky úplne redukovanými. Pekný príklad toho je švermovské hrdlo, oddeľujúce široký segment (brachysynklinálneho charakteru) Stratenskej hornatiny od Muránskej plošiny.

Spomínané štruktúrne jednotky sa vytvorili počas kriedového vrásnenia, sčasti až po presune príkrovov. Na ich stavbe sa totiž podieľajú už tektojednotky príkrovového charakteru (chočská, besnícka), miestami prevrásnené (aspoň čiastočne) so svojím podložím. Mladšie popaleogénne štruktúrne formy (morfotektonické jednotky) megaantiklinály a megasynklinály sú na ne naložené a smerove s nimi divergujú. V južných častiach vnútorných Karpát sa spája viac kriedových štruktúrnych jednotiek do väčšieho celku, do morfotektonickej jednotky Slovenského rudohoria. V severnejších častiach, bližšie k flyšovému pásmu, dejisku intenzívnych popaleogénnych vrásnení, v pásme jadrových pohorí sú rozdrobené, s komplikovanou stavbou, vytvorenou kriedovým vrásnením. Z hydrogeologického hľadiska sú dôležité hlavne synklinóriá, lebo v nich sú predovšetkým rozložené pre hydrogeológiu najvýznačnejšie vápencovo-dolomitické komplexy. Pre cirkuláciu vody osobitný význam majú čiastkové synklinály. Rozloženie vodonosných vápencov v nich a sklon osi týchto čiastkových synklinál predstavujú vlastne najdôležitejšie činitele pre usmernenie podzemných vodných tokov. Základným smerom prúdenia sústredených podzemných vôd sa stáva smer pozdĺžny, zhruba súbežný s osou základných štruktúrnych jednotiek. Popaleogénne štruktúrne formy sa uplatňujú pri cirkulácii vody, hlavne bližšie k flyšovému pásmu.

Zvlášť veľký význam má poznanie rozloženia vodonosných mezozoických súvrství v synklinóriách v oblastiach vnútorných Karpát, kde staršie štruktúry sú prikryté mocnejšími treťohornými sedimentárnymi a vulkanogénnymi komplexami. Platí to hlavne o hnileckom (severogemerskom) a hronskom synklinóriu, ktorých záp. časť je pochovaná v hĺbke pod masou Slovenského stredohoria a pod Juhoslovenskou panvou a na východe pod paleogénom popradskej a hornádskej kotliny a Levočského pohoria. Synklinóriá a ich čiastkové synklinály vytvárajú podklady pre usmernenie vôd infiltrovaných v mezozoiku budovaných pohorí. Značná časť spodných vôd dostáva sa nimi pod treťohornú výplň kotlín, i pod mladovulkanické pohoria. Tieto synklinály tvoria i drenáž nadložným treťohor-

ným komplexom; svojím rozložením podmieňujú sústredenie vôd z neogénu a vulkanitov v podzemné toky. Tu vlastne je vysvetlenie početných výdatných prameňov a minerálnych vôd, v podstate sadrovcových, resp. sadrovcovo-zemitých, teda chemizmom geneticky viazaným na mezozoické súvrstvia a vyvierajúcich ďaleko od rozsiahlejších pohorí, budovaných vápencami prípadne dolomitmi. Malé ostrovy — hrasti — týchto starších útvarov, doprevádzané prameňami predstavujú iba okrajové časti synklinórií a geneticky súvisia s výstupom vôd k povrchu, nie však s ich tvorbou a infiltráciou (Sklené Teplice,Vyhne, Slatina, Malinovec, Kalinčiakovo). Často tieto hrasti ani k povrchu nevystupujú (Dudince, Štiavnica, Štúrovo, Sivá Brada).

Predpokladaný priebeh štruktúrnych jednotiek znázorňuje tektonická mapa (M a h e ľ 1965). Z nej je zrejmé, že minerálne vody pramenných oblastí Sliač—Kováčová—Sklené Teplice—Vyhne—Banská Štiavnica, sú viazané na hronské synklinórium, minerálne vody oblasti Malinovec—Kalinčiakovo na hnilecké synklinórium. Infiltračné oblasti týchto prameňov sa môžu nachádzať veľmi ďaleko od prameňov. U vôd miešaného pôvodu, tzv. metamorfovaných, podstatná časť môže pochádzať z neogénnych komplexov. Vápencová, resp. dolomitová drenáž — výplň hlboko uloženej synklinály doprevádzajúcej podzemný vodný tok, pričiňuje sa o vysoký podiel bikarbonátov sčasti i sulfátov (podložné werfenské vrstvy). Taký prípad je zjavný najmä u skupiny prameníšť Dudince, Slatina, Santovka, sčasti azda i u prameňov v Kalinčiakove a Malinovci (M a h e ľ 1952a).

Nová predstava o stavbe a rozložení mezozoika vynucuje si iný prístup k posudzovaniu infiltračných oblastí minerálnych, resp. termálnych vôd, vyvierajúcich uprostred, prípadne pri okraji jadrových pohorí (Trenčianske Teplice, Piešťany, Rajecké Teplice, Bojnice). Tieto vody spravidla nepochádzajú z blízkeho okolia; ich infiltračné oblasti treba hľadať v rozsahu toho segmentu synklinória, v ktorom vystupujú. Takto lepšie pochopíme aj novonavŕtané zdroje minerálnych vôd väčšej výdatnosti v podloží treťohornej výplne. Napr. vlažná zemitá (glauberovská) kyselka v Klčove má zrejme svoje infiltračné oblasti vo vernárskom pruhu hnileckého synklinória.

Nová koncepcia stavby s kriedovými štruktúrnymi jednotkami vrhá iné svetlo i na vzťahy zdrojov minerálnych vôd blízko seba ležiacich. Príkladom sú Sliač (33 °C) a Kováčová (48 °C), obidva s vodami v podstate rovnakého typu (sadrovcovo-zemitými), ale odlišnej teploty. Pri doterajšej predstave o stavbe poklesnutej synklinály, rozbitej zlomami v rad krýh a pri predpoklade viac-menej súvislej nádrže podzemných vôd, sa uvažovalo o ich vzájomnom vzťahu; v dôsledku toho sa predpokladal nepriaznivý vplyv zvýšenia výdatnosti v Kováčovej na žriedla Sliaču. Obidva pramene sú späté s hronským synklinóriom, ktoré sa však skladá z niekoľkých čiastkových súbežných synklinál. Je pravdepodobné, že každý prameň pochádza nielen z inej čiastkovej kryhy, ale i z inej synklinály a predstavuje výtok iného podzemného prúdu. S obdobným prípadom treba rátať napr.

áj v Bojniciach vo vzťahu k minerálnym vodám, zastihnutým technickými prácami v novácke panve. Hydraulická spätosť je v takých prípadoch podmienená vzájomným prepojením priepustnými zlomovými poruchami.

Význam štruktúrnych jednotiek regionálneho rázu sa zreteľne prejaví na hydrogeologickej mape. Bez ich vyjadrenia hydrogeologická mapa vystihuje pri starších útvaroch vlastne len oblasti vhodné pre infiltráciu na strane jednej (plochy vápencov a dolomitov) a výstupy vôd k povrchu na strane druhej (pramene, vodonosné vrty). Smer prúdenia spodnej vody z mapy nevyplýva, voda sa „stráca". Vyznačenie synklinórií a ich čiastkových štruktúrnych jednotiek umožňuje predpokladať rozloženie hlavných podzemných tokov a smer prúdenia vody, resp. pohyb vody z oblastí infiltračných k prameňom.

2. Správne objasnenie hydrogeologických pomerov umožňuje *geologický profil*, ktorý má vystihnúť aspoň základné črty stavby, dôležité pre cirkuláciu vôd. Pravda, geologický profil hydrogeológmi používaný k takým účelom sa často javí schematizovaný, a to už pre jeho autora, nespomínajúc toho, kto ho použije, nepoznajúc vypustené detaily, často hydrogeologicky významné. Väčšina profilov z vnútorných Karpát naznačuje predovšetkým superpozíciu jednotlivých príkrovových jednotiek bez vzájomného prevrásnenia, a zväčša i bez komplikácií vnútornej stavby týchto jednotiek. Takáto schematická predstava korení v náhľade na prvoradú úlohu príkrovového tektonického štýlu ako jediného, alebo aspoň určujúceho činiteľa. Nová tektonická koncepcia, i keď pripisuje významnú úlohu príkrovovému štýlu na stavbe štruktúrnych jednotiek (antiklinórií a synklinórií) vyzdvihuje rovnako i tektonické štýly ďalšie (ako je hlbinný, šupinovitý, šošovkovitý, štýl vrásových prešmykov atď.; Maheľ 1963). Každý z nich iným spôsobom ovplyvňuje sústreďovanie spodných vôd, možnosť ich zostupu do väčších hĺbok, tvorbu prameňov, či rozloženie výstupných ciest, ba i infiltráciu. Slovom tektonický štýl vplýva v značnej miere na hydrogeologický charakter oblasti.

Ako príklad uvediem tri typy tektonických štýlov v Malých Karpatoch. Azda najnázornejšie sa hydrogeologicky prejavuje šošovkovitý štýl vysockej série, budujúcej podstatnú časť krížňanskej jednotky. Spodné, pre hydrogeológiu najvýznamnejšie triasové členy tvoria v podstatnej mase homogénne celky, prudko monoklinálne uklonené v susedstve väčších i menších šošovkovitých štruktúr budovaných mladšími členmi. Vďaka tomu tieto oblasti majú osobitný hydrogeologický charakter s hojnými prameňmi; cez 15 významnejších prameníšk je tu v oblasti okolo 25 km^2.

U obalovej malokarpatskej jednotky, v priestoroch jej prevrásnenia s kryštalinikom (t. j. v priestoroch hlbinného tektonického štýlu) je zas zaujímavá veľká výdatnosť prameňov (v cajlanskej, limbašskej a pílanskej doline), neúmerná neveľkým infiltračným úsekom vápencovo-dolomitických komplexov, ktoré zrejme tvoria drenáž rozsiahlych oblastí, budovaných sčasti kryštalinikom, sčasti sú poprepájané poruchovými pásmami a šošovkami priepustných hornín (vápencov)

s inými infiltračnými oblasťami (prameň v limbašskej doline). S obdobnou situáciou sa stretávame aj v Inovci (pramene pri Selci; M a h e ľ 1954) a v synklinále Trangošky (v Nízkych Tatrách); v oboch prípadoch ide o hlbinný tektonický štýl.

Sústredené pramene väčšej výdatnosti, ale s veľkými výkyvmi, sú známe v chočskej jednotke. Väčšina z nich je rozložená pozdĺž okrajových zlomov, obmedzujúcich masy triasových vápencov a dolomitov, oproti flyšovej výplni bukovskej depresie. Sú však i také, čo vyvierajú v dolinách uprostred vápencovo-dolomitických, zdanlivo plocho uložených komplexov a budia dojem krasových prameňov. Bližšie poznanie stavby však ukazuje na ich genetickú spätosť s pozdĺžnymi poruchami, oddeľujúcimi čiastkové štruktúry chočskej jednotky (pri Plaveckom Mikuláši pramene Mokrá dolina, 3,4—60 l/s; v doline S od Krštenice pramene Bukoviny 1,6—30 l/s). Podobným prípadom sú aj „skryté" pramene v Modrovej, vyvierajúce na poruche, ktorú pri Hubine doprevádzajú šošovky pestrých bridlíc werfenu, zjavné západnejšie v lome.

Geologické profily v oblasti vnútorných Karpát sú spravidla zložitejšie než sa doteraz predpokladalo, a to vo všetkých jednotkách, nevynímajúc ani chočskú, besnícku a juhoslovensku. Tieto tri jednotky vytvárajú často podklad pre rozvinutie krasu; v dôsledku toho zaradenie prameňov z území nimi budovaných medzi krasové zdalo by sa samozrejmým. Domnievam sa však, že takéto krasové pramene sú zriedkavé. Vápencovo-dolomitické komplexy sú totiž tektonicky značne porušené, čím poskytujú možnosť skrasovatenia do veľkých hĺbok. Vodné toky, ak nemajú možnosti výstupu k povrchu, nastupujú hlbinnú cestu cirkulácie.

Rozmanitosť tektonických štýlov spestruje stavbu štruktúrnych jednotiek a ovplyvňuje významným spôsobom hydrogeologický charakter jednotlivých synklinórií. Pri riešení základných hydrogeologických problémov nutno teda brať do úvahy vedľa základného charakteru synklinórií a ich čiastkových štruktúr i tektonický štýl, a to aj pri štúdiu špecifického odtoku. Pestrá geologická stavba s viacerými tektonickými štýlmi vyžaduje si pri zisťovaní špecifického odtoku metodiku, opretú o poznanie tektonického štýlu povodí prameňov, ak sa majú získať reálne hodnoty pre bilanciu. V tom smere bude potrebné doplniť metodiku prác opretú zväčša o rozsah vápencovo-dolomitických komplexov (K u l l m a n 1964).

Súhrnom možno povedať: nová koncepcia stavby vnútorných Karpát, opretá o kriedové štruktúrne jednotky a pestrosť tektonických štýlov, si vynucuje zmenu nazierania na také základné hydrogeologické problémy, ako je otázka infiltračných oblastí, podzemných vodných tokov a smeru ich prúdenia, otázka nádrží a vzájomných vzťahov prameníšť, resp. otázka vodnej bilancie.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval inž. E. K u l l m a n.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D.-Kuthan M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina (4361/2). Práce ŠGU 10, Bratislava. — [2] Franko O., 1964: Problematika výskumu termálnych vôd Slovenska. Geologické práce, Zprávy 32, Bratislava. — [3] Hynie O., 1963: Hydrogeologie ČSSR II. Minerálne vody. Praha. — [4] Kullman E., 1964: Krasové vody Slovenska a ich hydrogeologický výskum. Geologické práce, Zprávy 32, Bratislava. — [5] Maheľ M., 1952a: Slané vody pri južnom okraji Krupinskej vrchoviny. Geologické práce, Zoš. 32, Bratislava. — [6] Maheľ M., 1952b: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce ŠGÚ 27, Bratislava. — [7] Maheľ M., 1954: Niektoré hydrogeologické poznatky zo západného Slovenska. Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava. — [8] Maheľ M., 1963: Several Tectonic Styles the Influence of Rock Properties and Orientation of Overturns in Central Carpathian Mesozoic. Geologické práce, Zprávy 28, Bratislava. — [9] Maheľ M., 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium. Časopis pro min. a geol., Praha.

JURAJ ORVAN — PAVEL TKÁČIK

DEŠTRUKCIA A OCHRANA REŽIMU MINERÁLNEJ VODY V SANTOVKE

V Santovke je známa minerálna voda už niekoľko desaťročí. Hlavným zdrojom do roku 1963 tu bola vŕtaná (pôvodne kopaná) studňa, hlboká 18 m. V blízkosti tohto zdroja (320 m) sú rekreačné kúpele, zásobované termálnou vodou, vytekajúcou z vrtu B-3 (hlboký 65,5 m). Dnešná výdatnosť vrtu je 9 l/s. Pokles výdatnosti i hladiny v studni Santovka i nedostatok minerálnej vody vyvolali potrebu hydrogeologického prieskumu v rokoch 1963 až 1965, ktorým sa mali nájsť nové zdroje stolnej minerálnej vody Santovka. Prieskumom sa získali cenné poznatky o minerálnych vodách v oblasti Santovky a býv. Malinovca, o vonkajších nepriaznivých zásahoch do ich režimu a nedostatočnej ochrane, resp. tým vyvolanej deštrukcii.

Pôvod minerálnych vôd

Santovsko-malinovecká žriedelná sústava je súčasťou žriedelnej línie, ktorá sa tiahne cez Kalinčiakovo, Santovku, Malinovec, Dudince, Slatinu na Túrovce a ktorú tektonicky podmienil chrbát kryštalických hornín s druhohornou obalovou sériou (M a h e ľ 1952). Na tejto línii vyviera termálna minerálna voda sírovodíková, slaná, zásaditá, zemitá, uhličitá (príp. i glauberovská) s niektorými obmenami (Kalinčiakovo). Takéto zloženie majú aj minerálne vody v oblasti kúpeľov Malinovec s vetvou prameňov na Budzgove pri Boroch. V žriedle Santovka naproti tomu ide o studenú zemitú (resp. zemitú zásaditú) uhličitú kyselku, ktorú Hynie považuje za okrajový zjav spojitej žriedelnej sústavy malinoveckosantovskej. Jej centrum je Malinovec s vodou termálnou. Santovka vzniká miešaním termálnej vody zložitého chemizmu typu Malinovec, pretlačovanej hydrostatickým pretlakom do jednotlivých vetví a premiešanej s obyčajnou podzemnou vodou. Pritom sa voda ochladzuje a znižuje sa obsah sírovodíka. Nižšia teplota podmieňuje tiež vyšší obsah CO_2 (H y n i e 1956).

Minerálne vody tejto žriedelnej sústavy cirkulujú najčastejšie cez terciérne andezitové tufity, tufitické ílovce a siltovce, tufitické zlepence, piesky a pieskovce, postihnuté zväčša rôznymi premenami, hlavne kalcifikáciou; vyznačujú sa pórovou a puklinovou priepustnosťou. Vyskytujú sa tu polohy primárnych organogénnych a i sekundárnych vápencov. Mezozoické vápence spomínané Hyniem z oblasti Santovského žriedla sme nezistili: ide tu najskôr o terciérne sekundárne vápence travertínového typu, prípadne terciérne travertíny v podloží tufitov.

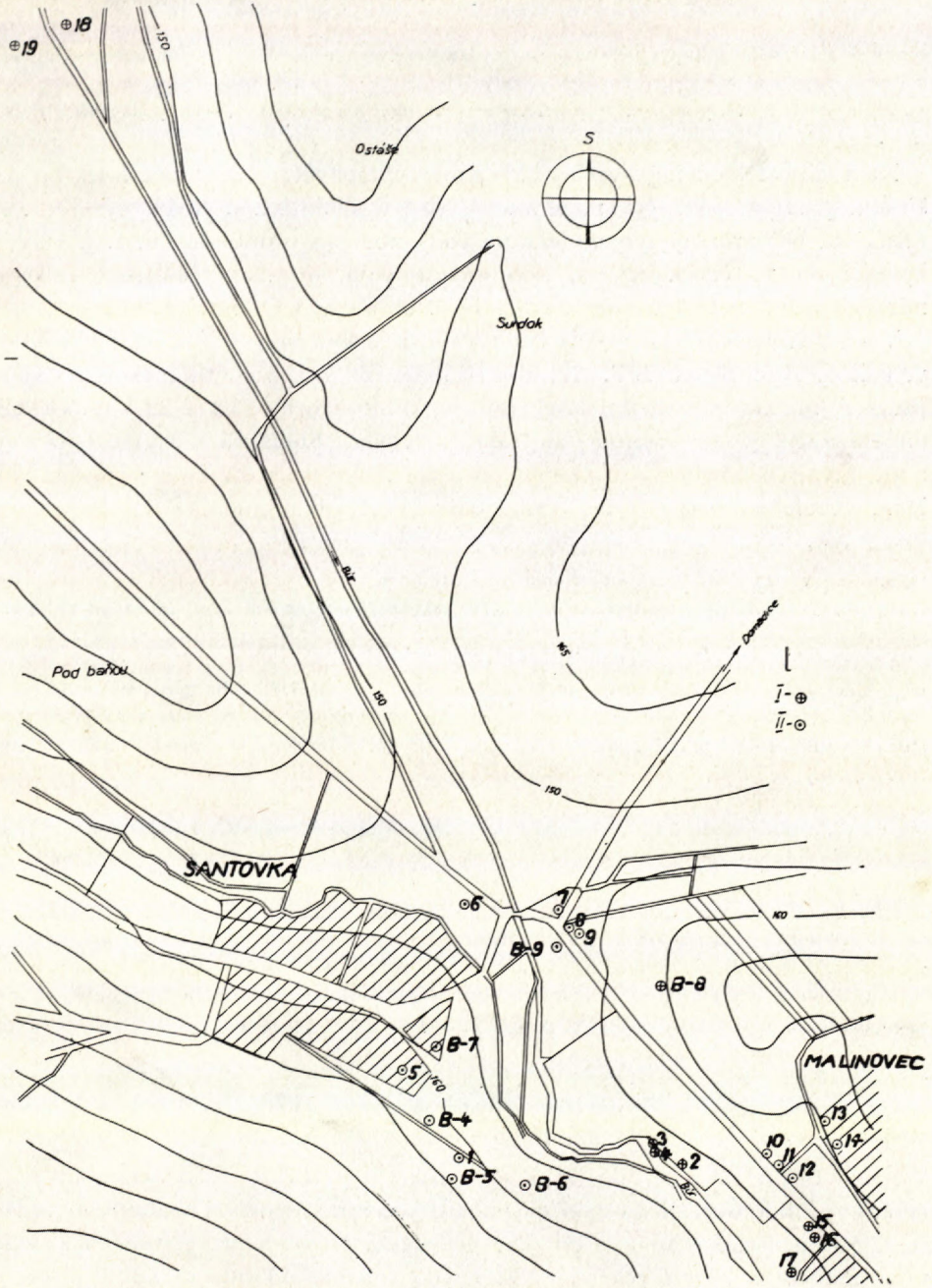
Rozmiestnenie zdrojov minerálnej vody (včítane domových studní) v oblasti Santovka — Malinovec je odrazom špecifičnosti žriedelnej štruktúry. Termálne a studené minerálne vody zložitého chemizmu a vysoko mineralizované vyvierajú v centre žriedelnej sústavy (vody typu malinoveckého), kým zemité, resp. zemito-zásadité kyselky sú rozptýlené na pomerne väčšej ploche v periférnych oblastiach (len v povrchových vrstvách; vody typu Santovka). Zemité, resp. zemito-zásadité kyselky sú známe z 3 oblastí: 1. v priestore santovského parku; 2. v blízkosti travertínovej kupy Biely Kameň; 3. v SV časti Malinovca.

Zo starších prác sú najdôležitejšie prieskumné vrty z roku 1956—1958, ktorými sa mala zabezpečiť voda pre kúpele v Malinovci. Vrty B-1 a B-2 (do hĺbky 15 a 25 m) skončili v terciérnych íloch a tufitoch s polohami pieskov a pieskovcov a zachytili termálnu vody malinoveckého typu. Už pri malej výdatnosti sa prejavila vzájomná spojitosť týchto vrtov so žriedlom Santovka. Pri čerpaní 0,85 l/sek. z vrtu B-1 poklesla teplota u žriedla Santovka za 3 hodiny zo 14 na 8,5 °C, za relatívneho poklesu obsahu CO_2 a zmeny chuti. Regenerácia nastala po skončení čerpania. Po zatampónovaní obidvoch vrtov sa pristúpilo k vrtu B-3 na dne býv. otvoreného bazénu. Po prevŕtaní vrstvy litotamniových vápencov v hĺbke 65,5 m nastala erupcia termálnej vody (50 l/sek.) do výšky 25 m; tento výtok trval vyše roka. Vplyv na prameň Santovka sa nepozoroval ani v čase, keď sa pristúpilo k zabudovaniu vrtu a k zníženiu odberu na 15—20 l/s.

Obr. 1. Náčrt rozloženia jednotlivých prameňov

1 — Santovka, žriedlo Santovka, zemitá uhličitá studená voda; 2 — Santovka, vrt B-3, slaná zásaditá sírna termálna; 3 — Santovka, Pavla I, zásaditá zemitá; termálna; 4 — Santovka, Pavla II, slaná zásaditá zemitá uhličitá sírna studená; 5 — Santovka, domáca studňa, zemitá uhličitá studená; 6 — Santovka, domáca studňa, zemitá studená; 7 — Malinovec, domáca studňa, zemitá studená; 8 — dtto, zemitá uhličitá studená; 9 — dtto, zásaditá zemitá uhličitá studená; 10 — dtto, zemitá uhličitá studená; 11 — dtto, zemitá uhličitá studená; 12 — dtto, zemitá uhličitá studená; 13 — dtto, zemitá uhličitá studená; 14 — dtto, zemitá uhličitá studená; 15 — dtto, zásaditá zemitá uhličitá sírna studená; 16 — dtto, zásaditá zemitá uhličitá sírna studená; 17 — dtto, slaná zásaditá zemitá uhličitá sírna studená; 18 — Santovka, prameň Budzgov I., glauberovsko-zemitá uhličitá studená; 19 — Santovka, prameň Budzgov II, slaná glauberovsko-zemitá uhličitá studená.

I — Minerálne vody z centra žriedelnej sústavy (malinovecký typ); II — Minerálne vody okrajového charakteru (santovský typ); B-6 Hydrogeologické vrty.


18
19
150
Ostáše
S
Surdok
BZ
Pod baňou
150
MS
Domašice
I - ⊕
II - ⊙
150
SANTOVKA
6
7
8
9
B-9
B-8
KO
B-7
5
KO
B-4
1
B-5
B-6
3
2
BZ
MALINOVEC
13
10
11
12
14
15
16
17

Túto skutočnosť vysvetľuje Hynie (1957) nasledovne: vrty B-1 a B-2 zachytávali termálnu vodu v miestnom režime hydraulicky spojitých puklín, ktorých okrajovým zjavom je žriedlo Santovka. Vrt B-3 narazil na jednu z hlavných zlomových obehových ciest celej žriedelnej línie. Obeh termy je tu natoľko voľný a veľký, že ani výdatný výron nie je schopný hydraulicky ochudobniť dodávku termálnej vody pre čiastkové účely. Hynie (1957) však nevylučoval možnosť vplyvu po dlhšej dobe. Novší prieskum priniesol viacero zaujímavých poznatkov, ktoré podávame v ďalšom texte.

Nové zdroje studenej kyselky sa začali vyhľadávať podľa topografického rozšírenia predtým zistených minerálnych vôd v studniach a iných výveroch. Za kritérium bol zvolený typ minerálnej vody podobný santovskému, t. j. studená kyselka zemitá (resp. zemitá, zásaditá) uhličitá, príp. aj s odlišnou celkovou mineralizáciou a teplotou do 14 °C, resp. obsahom CO_2 min 2000 mg/lit.

V oblasti pôvodného žriedla Santovky sa uskutočnili v rokoch 1963—1964 vrty B-4, B-5, B-6 a B-7. Vrt B-4 (hlboký 30 m) zachytil niekoľko slabých prítokov minerálnej vody zemitej uhličitej v hĺbkach 6,4, 15 a 22,5 m. Celková mineralizácia vody smerom do hĺbky stúpala. Sumárna výdatnosť obzorov s vhodným chemizmom bola začiatkom roku 1963 okolo 0,2 l/sek.; koncom roku 1964 nebolo už možné z nej trvalo odčerpávať ani minimálne množstvo vody.

Vrt B-5 je hlboký 29 m; tufitické súvrstvie je tu v 6 m vystriedané vápencami travertínového typu. Celý vrt zachytil iba 1 obzor minerálnej vody v hĺbke 14,2 m. Teplota vody bola okolo 14,7—14,9 °C, v hlbších častiach až 16 °C. Pri odbere priemerne 0,3 l/sek. od januára 1964 do januára 1965 poklesla hladina o 1,5—2 m.

Vrt B-6 (hlboký 42 m) zachytil iba terciérne, prevažne tufitické horniny s dvoma horizontmi minerálnej vody v hĺbkach 12,40 a 41,30 m. Pre odber boli zachytené oba horizonty, no z prvého iba úsek od hĺbky 27 m, kde mala voda vyhovujúci chemizmus; mineralizácia smerom do hĺbky stúpala (v hĺbke 41,3 m cca 2900 mg/l) a počas dlhodobého čerpania sa zvýšila až na 3500 mg/l. Teplota vody je 14 °C, obsah CO_2 2300 mg/l.

Vrt B-7 bol hĺbený v terciérnom tufitickom súvrství do hĺbky 40 m. Zachytil niekoľko slabých obzorov minerálnej vody v hĺbkach 7, 12,5, 24,6 30 a 36,6 m. Obsah CO_2 a celková mineralizácia smerom do hĺbky stúpala (v hĺbke 12,5 m bola 1700 mg/l, v hĺbke 36,6 m až 4000 mg/l). Pre malú výdatnosť a nevhodný chemizmus bol vrt likvidovaný.

Vrty B-8 a B-9 sú situované v 2. oblasti výskytu studených kyseliek typu Santovka a zachytili tiež iba terciérne tufitické súvrstvia, miestami s výskytom ílovcov, siltovcov a organogénnych vápencov. Vo vrte B-8 v hĺbke 28,6 m narazený výdatný obzor minerálnej vody malinoveckého typu („zásaditá zemitá, slaná uhličitá." s mineralizáciou 4700 mg/l), teplej 18 °C; obsah CO_2 2000 mg/l (vrt bol zlikvidovaný). Vo vrte B-9, hlbokom 18 m sa zistila zásaditá zemitá kyselka (mineralizácia okolo 3300 mg/l) už v hĺbke 6,6 m; teplota vody je 12,8 °C, obsah CO_2 2200 mg/l, výdatnosť okolo 0,2—0,3 l/sek.

Pre plnenie do fliaš sa začala využívať zemitá a zemito-zásaditá kyselka z vrtov B-5 a B-6 (sumárne 0,4 l/sek.); vrt B-9 sa uvažuje ako rezervný zdroj.

Prieskumom sa potvrdilo, že studené okrajové zemité a zemito-zásadité kyselky typu Santovka majú spoločný pôvod v centre žriedelnej sústavy vo vodách typu Malinovec. I v oblasti povrchových výskytov studených zemitých kyseliek typu Santovka u všetkých vrtov sa zistilo smerom do hĺbky (od 25—40 m) narastanie celkovej mineralizácie (hlavne Ca, Mg, alkálie, ďalej sírany, chloridy

a pod.) i zvyšovanie teploty, miestami i obsahu sírovodíka, až postupný prechod na typ malinovecký. K týmto zmenám však dochádza nepravidelne (miestami plynule, miestami stupňovite). Preto i minerálna voda nových zdrojov sa v detailoch líši chemizmom a teplotou, no zásadný charakter je totožný s pôvodným zdrojom. Ďalšie zvyšovanie mineralizácie, najmä pribúdanie zložiek charakteristických pre malinovský typ, sa pozorovalo aj počas dlhodobého odberu u viacerých zdrojov a neskôr v priebehu deštrukcie prírodného režimu.

Ďalším typickým znakom je nízky obsah voľného CO_2 na všetkých zdrojoch, pokiaľ sa z nich minerálna voda nečerpá (v priemere o 500—800 mg/l menej). Potrebný obsah CO_2 (t. j. okolo 2100—2300 mg/l) sa nadobudne jedine čerpaním. To svedčí o nedostatku CO_2 v oblasti okrajových studených kyseliek a o jeho prenikaní z centra žriedelnej sústavy. Je to tiež jeden z prejavov deštrukcie v režime žriedla. Základným spoločným znakom starých i nových zdrojov studených kyseliek je nestabilný režim a postupný pokles hladín.

Deštrukcia režimu studených kyseliek (znaky a rozbor príčin)

Príčiny deštrukcie systému prírodných a navŕtaných prameňov minerálnej vody typu zemitej a zemito-zásaditej kyselky v Santovke, pozorované posledných 10 rokov sú hlavné a vedľajšie. Sú to:

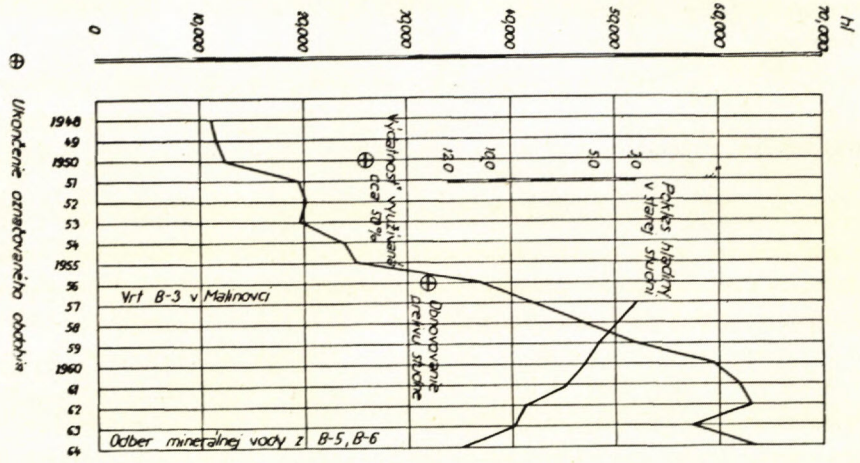
(1) Navŕtané vývery (vrt B-3) v Malinovci v apríli r. 1957 s enormnou výdatnosťou 50 l/sek., upravenou po 1 roku na 15—20 l/sek. a neskoršie na 9 l/sek. Možnosť vplyvu prírodných pomerov naznačuje už pomerne malá vzdialenosť medzi obidvoma zdrojmi (okolo 300 m). Následky navŕtania sondy B-3 môžeme rozdeliť na okamžité a pozvoľné.

Okamžite boli ovplyvnené niektoré vzdialenejšie, nevyužité vývery minerálnych vôd stratou prelivu alebo úplným zánikom (napr. prameň Biely Kameň; zo 7 prameňov na Budzgove pri Boroch zaniklo hneď 5, dva ďalšie, ktoré stratili preliv, zanikli v rokoch 1963—1964). Pramene mali priamy súvis s centrom žriedelnej sústavy v Malinovci. Podľa spojitosti vrtov B-1 a B-2 so starým zdrojom v Santovke je však zrejmý i súvis prameňov Malinovec — Santovka, ktorý H y n i e (1956) označuje ako vzťah chladnejšej vetvy k jednému kmeňu.

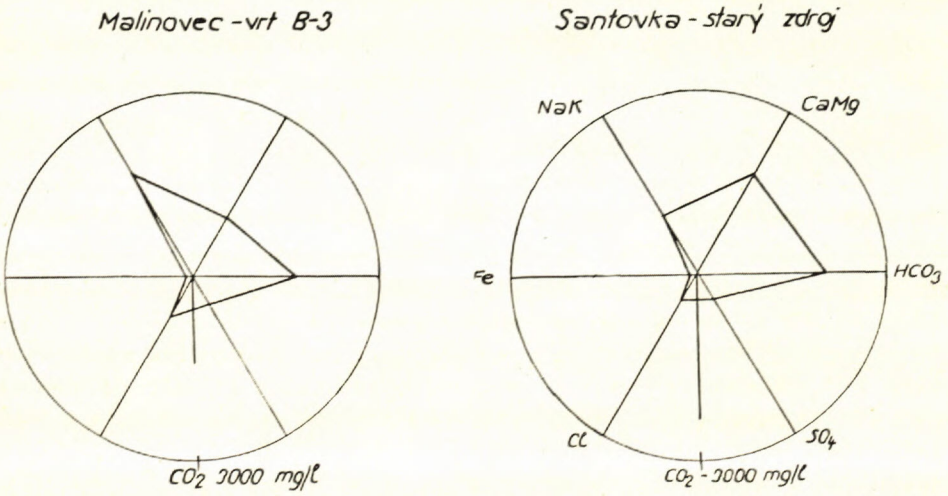
Postupná deštrukcia sa prejavuje tendenciou trvalého poklesu hladiny v studni Santovka a v nových zdrojoch. K poklesu dochádza jednak plynule, jednak s prestávkami. V podstate tu ide o pôvodné porušenie prírodného tlakového režimu, aké sa už predtým zistilo na vzdialenejších zdrojoch (ovšem s pôsobením i časového faktoru). Poznamenávame, že i podľa Hynieho dlhodobý nadmerný odber z vrtu B-3 by sa musel prejaviť vzájomnou spojitosťou oboch sústav pramennej skupiny v Santovke.

(2) Sústavne zvyšovaný odber minerálnej vody pre plniareň sa považoval za jedného z podstatných činiteľov pri deštrukcii žriedla hlavne preto, že od r. 1955 sa stále zvyšoval odber. Vyplývalo to z toho, že do r. 1954 mal pôvodný

zdroj Santovky nepretržitý preliv do manipulačnej šachty (pod terénom 1,5 m). V r. 1955 bol preliv len pri pracovných prestávkach, v r. 1956 už iba v ranných hodinách a neskoršie iba v nedeľu. V rokoch 1948—1954 odber minerálnej vody stúpal postupne z 1 na 2 milióny litrov ročne. Od r. 1955 sa začalo odberať až dvojnásobné množstvo (4 mil. l/roč. r. 1960 dokonca 6 mil. l/roč.). Dôležitý je však poznatok, že i napriek tomu do r. 1956 mal prameň vždy schopnosť regenerácie (obnovovala sa pôvodná hladina alebo preliv); tým sa prirodzene vplyv tohto faktora čiastočne redukuje (aspoň do r. 1956).



Obr. 2. Odber min. vody Santovka v rokoch 1948—64.



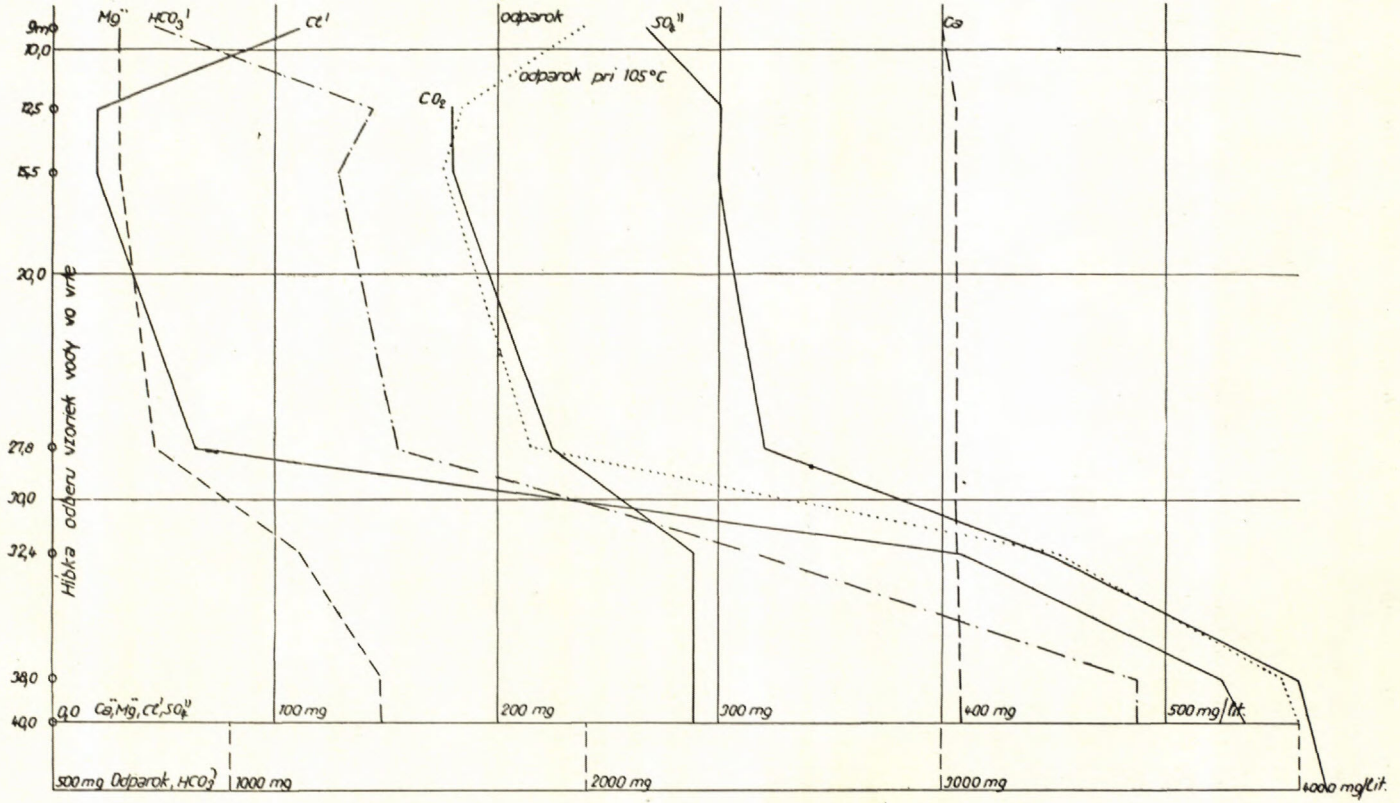
Obr. 3. Dva základné typy santovských kyseliek (Tickelov graf, doplnený o obsah CO_2).

V archíve Západoslovenských žriediel sa zistilo, že do r. 1950 (t. j. do elektrifikácie závodu) sa voda využívala na plnenie iba na 50—60 %; zbytok minerálnej vody sa používal na umývanie fliaš, alebo odtekal bez využitia. Tým bol kompenzovaný zvýšený odber v neskorších rokoch. Pri prepočte odberu v r. 1950—1957 na nepretržitú prevádzku sa zistilo, že nárazové odberané množstvo sa rovná množstvu okolo 0,1—0,15 l/sek. trvalého odberu. Z nedostatku správnych meraní sa nedalo určiť, či toto množstvo rovná sa kapacite zdroja, alebo táto bola v tom čase vyššia. V r. 1957 i pri relatívne vysokom odbere sa hladina starého zdroja ustaľovala v hĺbke 1,5 až 2 m. Po r. 1957, najmä po rekonštrukcii plniarenskej linky v r. 1959, začal odber minerálnej vody ďalej stúpať (detailné sledovanie výdatnosti nie je k dispozícii) asi na 0,3 l/sek. No, od r. 1957, t. j. od navŕtania termálnej vody vrtom B-3 v Malinovci, začala hladina minerálnej vody v studni rapídne klesať a schopnosť regenerácie v kľude sa zmenšovala, takže ani po niekoľkotýždňových pravidelných zimných prestávkach sa už neobnovovala pôvodná úroveň hladiny v studni. Do r. 1962 poklesla hladina na 6—7 m.

Po r. 1957 sa teda na deštrukcii režimu už v značnej miere podieľa aj zvýšený odber minerálnej vody; stanoviť jeho podiel nie je možné hlavne preto, že z tohto obdobia nie sú k dispozícii spoľahlivé podklady o výdatnosti zdroja. Roku 1963 neprekročil trvalý celodený odber 18 l/min. a v r. 1964 sa odoberala voda väčšinou len z nových studní v množstve 24—30 l/min. Hladina v starej studni však poklesla do konca r. 1963 na 9 m a dokonca r. 1964 na 11 m. Kvalita plnenej vody sa v podstate nemenila, ale so znižovaním hladiny bol zaznamenaný postupný pokles obsahu voľného CO_2 asi o 200—250 mg/lit.

Pokles hladín v studniach býva často vysvetľovaný aj odčerpávaním statických zásob minerálnej vody. V tejto súvislosti treba spomenúť, že voda má charakter zemitej, resp. zemito-zásaditej kyselky a statické zásoby minerálnej vody takéhoto typu sa v našich podmienkach nevyskytujú. Naviac minerálna voda dlhodobým odberom zvyšuje svoju mineralizáciu, a nie naopak, ako by sa čakalo pri čerpaní statických zásob. Voda sa odoberá už z nových studní, čím je vylúčený prípadný pokles hladiny priamou deštrukciou čerpacích (záchytných) objektov. Aj žriedelná štruktúra dokazuje vadózny pôvod minerálnej vody s dynamickými zásobami a so živým obehom minerálnej vody. Z praxe je napokon známe, že žriedla s vyšším obsahom CO_2 sú schopné sa regenerovať, ak sa upraví ich odber (pokiaľ nie je deštruovaný čerpací objekt).

(3) K takýmto hlavným faktorom sa pridružujú druhotné, menej významné, ako napr. veľký počet domových studní s minerálnou vodou typu Santovka a malinoveckého, z ktorého väčšina bola vybudovaná v posledných 10 rokoch; ďalej ťažba travertínu v priestore medzi vrtom B-3 a odbernou oblasťou Santovky. Oba tieto faktory podmienili nežiadúce zásahy do režimu CO_2 a odplyňovanie žriedelnej sústavy. Okrajové ochladené minerálne vody v žriedelnej sústave Santovka — Malinovec cirkulujú cez terciérne sedimenty a travertíny. Obehové cesty rôznych genetických typov minerálnych vôd sú hydraulicky späté, čo je podmienené aj spojitým systémom plynov. Jeho narušenie hlavne v centre žriedelnej sústavy sa môže prejaviť nepriaznivo v režime okrajových minerálnych vôd typu Santovka.



O b r. 4. Zmena chemizmu min. vody do hĺbky, vrt B-7.

V travertínovom lome v centre žriedelnej sústavy bola do roku 1961 povolená ťažba s tým, že sa nesmie dobývať pod úroveň eróznej bázy potoka Búr. Hoci ťažba bola už zastavená, došlo k značnému odplyneniu i nad úrovňou potoka Búr, v dôsledku otvorenia siete zatesnených obehových ciest minerálnych vôd v travertínoch.

U všetkých minerálnych vôd žriedelnej línie levicko-túrovskej sa predpokladá rovnaká genéza a spoločná hlbinná štruktúra (mezozoický chrbát, ktorý podmieňuje ich vznik spolu s mladými zlomami, pozdĺž ktorých v určitých miestach vystupujú minerálne vody na povrch). Sú to pramene v Dudinciach, Slatine, Santovke a Malinovci, Kalinčiakove, a preto F r a n k o (1959) vypracoval pre ne spoločný návrh na dočasné ochranné pásma.

Pre Santovku—Malinovec sa stanovilo užšie ochranné pásmo spoločne, pretože tieto lokality tvoria jednu žriedelnú sústavu. Sem je zahrnuté územie s výskytom travertínov i výverov minerálnych vôd, ktoré však po navŕtaní vrtu B-3 v r. 1957 a odberu vody pre rekreačné ciele zanikli. Spojitosť minerálnej vody v Santovke a Malinovci bola preukázaná počas hĺbenia vrtov B-1 a B-2 v oblasti Malinovca i novším hydrogeologickým prieskumom v r. 1963—1965. Súčasne sa ukázala potreba doplniť pôvodné vytýčenie (obmedzenie) užšieho ochranného pásma o ďalšie faktory (upraviť výdatnosť vrtu B-3 v Malinovci na 2 až 3 l/sek. v mimosezónnom období; využívať plnenie súčasne aspoň z 2 vrtov navzájom sa doplňujúcich; realizovať vodohospodársku nádrž na potoku Búr nad obcou Santovka, ktorá by zamedzila únik plynov a vytvorila protitlak vo vrstvách hlavného vodného zdroja; postupne likvidovať rozptýlené domové studne s minerálnou vodou a vybudovať obecný vodovod).

Ďalej sa doporučujú pravidelné prestávky v odbere Santovky v týždňových intervaloch aspoň na 24 hod. pri trvalom odbere množstva 24 l/min. Najdôležitejším poznatkom je, že nie je možné chrániť spoločne v jednom ochrannom užšom rajóne 2 zdroje, ktoré sa jednostranne ovplyvňujú, ale treba chrániť citlivejší zdroj studenej kyselky voči zdroju termálnej vody v Malinovci a súčasne upraviť režim hospodárenia zo studenou kyselkou Santovkou.

Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum, Žilina

Lektoroval pg. O. F r a n k o.

LITERATÚRA

[1] F r a n k o O., 1959: Návrh na dočasné ochranné pásma pre minerálne vody v Dudinciach, Slatine, Santovke, Malinovej a Kalinčiakove, Rukopis; Geofond Bratislava. — [2] H y n i e O., 1956: Návrh nového využití thermálních zřídel v Malinovci u Levic. Posudok pre ONV Levice. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [3] H y n i e O., 1956: Závěrečný hydrogeologický posudek o thermálních zřídlech v Malinovci u Levic s návrhem na jejich využití. Posudok pre ONV Levice. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [4] H y n i e O., 1957: Konečné hydrogeologické vyhodnocení

vrtní sondáže na minerální vodu v Malinovci u Levic. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [5] Hensel I. a kol., 1951: Balneografia Slovenska. SAV Bratislava. — [6] Kolárik J., KPÚ Nitra, 1961: Hydrogeologický posudok pre zdravotné stredisko Santovka. Rukopis; archív KPÚ, Nitra. — [7] Ivan Ľ., 1947: Geologické pomery v okolí Levíc. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [8] Ivan Ľ., Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. Geologické práce, Zošit 32, Bratislava. — [9] Ivan Ľ., 1943: Výskyty travertínov na Slovensku. Práce ŠGÚ, Bratislava. — [10] Maheľ M., 1956: Zpráva o možnosti získania úžitkovej vody v Santovke. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [11] Orvan J., 1962: Zpráva o možnosti získať nový zdroj minerálnej vody „Santovka". Rukopis; Geofond, Bratislava. — [12] Orvan J., 1965: Hydrogeologický prieskum minerálnych vôd v Santovke. Záverečná zpráva. Rukopis; Geofond Bratislava. — [13] Tkáčik P., 1964: Súčasný stav žriediel na Slovensku a možnosť ich ďalšieho rozšírenia. Referát na III. hydrogeologickej celoštátnej konferencii.

JURAJ ORVAN — PAVEL TKÁČIK

ÜBER DIE DESTRUKTION UND SCHÜTZMASSNAHMEN DES MINERALWASSER-REGIMES IN SANTOVKA

In der vorliegenden Arbeit sind Ergebnisse der neueren hydrogeologischen Forschungsarbeiten an den kalten Mineralwasser-Quellen von Santovka übermittelt. Das ganze Quellensystem erstreckt sich auf der Linie Kalinčiakovo—Santovka—Malinovec—Dudince—Slatina—Túrovce. In der letzten Zeit kam es zu verschiedenen Störungen des Mineralwasser-Regimes. Zu den wesentlichen Faktoren, die zur Destruktion dieses Regimes geführt haben, zählen wir vo allem einen zu hohen Verbrauch des Wassers aus der Bohrung B-3 in Malinovec, und besonders den immer wieder steigenden Verbrauch des Mineralwassers aus der Quelle Santovka bis zum Jahre 1961.

Nach eingehender Analyse der möglichen Ursachen (belegt durch verschiedene Diagramme — siehe im slowakischen Text) schlagen die Verfasser einige Schützmassnahmen vor und zwar in dem Sinne, dass nicht die zwei sich gegenseitig beeifliessenden Quellen im Schutzrayon, sondern die empfindlichere Quelle des kalten sauren Wassers vor dem Einfliuss des Thermalwassers in Malinovec geschütz werden soll. Gleichzeitig muss auch der Verbrauch des kalten Mineralwassers in Santovka reguliert werden.

TIBOR ĎURKOVIČ

CM DIAGRAMY R. PASSEGU Z KLASTICKÝCH FLYŠOVÝCH SEDIMENTOV

Výťah: Podľa metódy R. Passegu (1957, 1964), A. Rizziniho—R. Passegu (1964) boli zostrojené CM diagramy niektorých turbiditných flyšových súvrství Karpát. Získané obrazce v CM diagramoch sú zhodné s údajmi uvedených autorov.

Passega (1957) pri zisťovaní CM parametrov (C-maximálna veľkosť zŕn, M-median zrnitosti) vychádza z granulometrickej analýzy. Zo štatistických parametrov, ktoré charakterizujú zrnitosť sedimentu (Md-median, So-koeficient vytriedenia, Sk-symetria krivky, K-strmosť krivky), autor používa len medián zrnitosti. Pri voľbe zrnitostných parametrov sa snaží vystihnúť charakter depozície, pričom neanalyzuje podrobne zrnitostnú krivku. Passega vychádza zo zistení Doeglasa (1946), Tj. van Andela — Postmu (1954), že v riekach a prúdových systémoch podobných riekam (ktoré sú najdôležitejším transportačným činiteľom) obsah jemno a hrubozrnných sedimentov nie je v žiadnom vzťahu; ináč povedané, štruktúra sedimentu, tvoreného jemnejšou a hrubšou frakciou je výsledkom dvoch alebo viacerých nezávislých faktorov. Preto parametre ako So a Sk, ktoré charakterizujú vlastnosti celého sedimentu (t. j. kombináciu hrubšej a jemnejšej frakcie), sú funkciou nezávislých variácií a nemôžu byť využité k zisteniu charakteru sedimentácie.

Príklady z mnohých sedimentačných prostredí ukazujú, že hrubšia frakcia (vo všeobecnosti nevariabilná) oveľa lepšie charakterizuje depozičného činiteľa ako frakcia jemnozrnná.

Jediný parameter z celkového zrnitostného zloženia sedimentu, ktorý Passega používa, je median zrnitosti (M). Hrubozrnnejšiu časť sedimentu definuje maximálna veľkosť zŕn (C), presnejšie prvý percentil (obr. 1). Táto hodnota udáva transportačnú schopnosť prúdu.

Sedimenty z určitého prostredia sú zobrazené v diagrame Passegu (1957) na základe hodnôt C, M, (obr. 2). Rozmery zrnitostných parametrov sú udávané v mikrónoch. Limitná línia, kam môžu padať projekčné body hodnôt C a M, je línia C=M. Body na tejto línii predstavujú vzorky, u ktorých hodnota medianu (M) sa približne rovná hodnotám najhrubšej frakcie sedimentov (C). Takéto

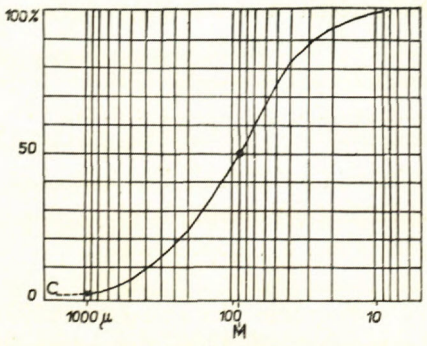
podmienky sú v sedimentoch, kde hrubozrnnejšia časť sedimentu (časť kumulatívnej krivky od medianu smerom k hrubšej frakcie) je extrémne dobre vytriedená.

Základné obrazce CM diagramov. P a s s e g a (l. c.) rozdeľuje sedimenty na hrubozrnnejšie a jemnozrnnejšie podľa toho, či Md je vyšší, alebo nižší ako 125 μ (obr. 2).

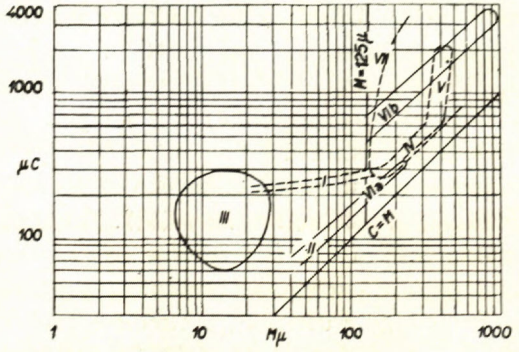
1. *Jemnozrnné sedimenty* (obr. 2). Usporiadanie projekčných bodov (I) a takto vytvorený obrazec v CM diagrame je typický pre riečne sedimenty a sedimenty usadené z trakčných prúdov malých rýchlostí. Usporiadanie projekčných bodov do obrazca (II) je typické pre sedimenty turbiditných prúdov, usporiadanie (III) pre sedimenty usadené v kľudnej vode. Obrazec je okrúhly a body v ňom sú rozptýlené. Také podmienky sedimentácie, kde sa uplatňujú viaceré spôsoby transportu a sedimentácie, dávajú zložité obrazce.

2. *Hrubozrnné sedimenty* (obr. 2). Usporiadanie bodov do obrazca (IV) je typické pre sedimenty trakčných prúdov. Usporiadanie bodov je rovnobežné s líniou C=M. Ak rieky, alebo trakčné prúdy prenášajú piesčitý materiál, ktorý nie je schopný udržať sa v suspenzii, usporiadanie bodov vytvára obrazec (V), tvoriaci malý uhol s ordinátou diagramu. Hodnota C sa mení, pričom zmeny medianu M sú minimálne; maximum hodnoty C je mierou nosnej schopnosti prúdu. Sedimenty turbiditných prúdov vytvárajú usporiadanie projekčných bodov hodnôt C, M do obrazca (VI); obrazec je rovnobežný s líniou C=M. U jemnozrnnejších sedimentov je kontinuitný s usporiadaním (II), obrazec (VII) je charakteristický pre pobrežné sedimenty.

Na základe podaných kritérií (Passega l. c.) vo všeobecnosti možno odlíšiť sedimenty turbiditných prúdov od sedimentov usadených z trakčných prúdov.



Obr. 1. Kumulatívna krivka s vyznačením hodnôt M (median), C (prvý percentil).

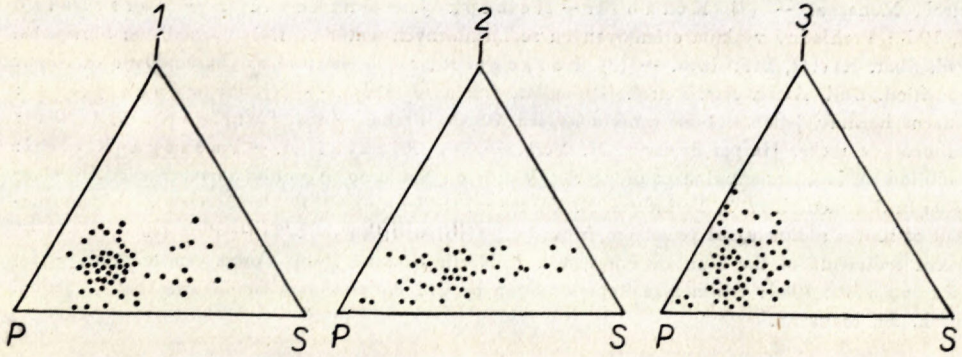


Obr. 2. Základný CM diagram R. Passegu (1957). I, IV, V, rieky a trakčné prúdy, II, VI, turbiditné prúdy, III, sedimenty usadené v kľudnej vode, VII, pobrežné sedimenty.

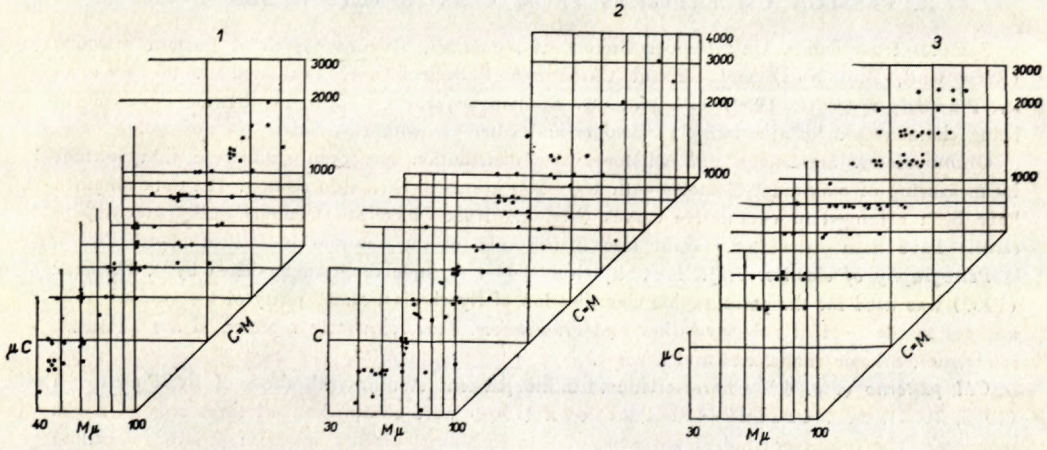
Vyhodnotenie študovaných sedimentov

Do CM diagramov sme vyhodnotili vzorky z dukelskej jednotky (vrchnokriedové súvrstvie), z magurského flyša (zlínske vrstvy račanskej jednotky na východnom Slovensku) a z centrálnokarpatského paleogénu. Študované súvrstvia sú v rytmickom vývoji, v ktorom sa striedajú pieskovce a siltovce s ílovcami. Zrnitosť pieskovcov a siltovcov sme študovali vo výbrusoch zisťovaním najväčších priemerov 100—200 zŕn z každého výbrusu. Z týchto údajov boli zostrojené kumulatívne krivky (obr. 1), z ktorých boli vypočítané hodnoty M (median zrnitosti) a C (prvý percentil). Zrnitostná distribúcia vzoriek je na obr. 3.

Pri petrografickej analýze pieskovcov sme použili klasifikáciu P e t t i j o h n a (1949; v úprave P e t r á n k a 1963). Väčšina študovaných klastík spadá do poľa drobových pieskovcov a drôb; zriedkavejšie sú kremenné pieskovce, arkózové pieskovce a arkózy.



O b r. 3. Granulometria študovaných sedimentov; P — piesok, S — silt, I — íl.



O b r. 4. CM diagramy študovaných súvrství: 1. vrchnokriedové súvrstvie dukelskej jednotky; 2. zlínské vrstvy račanskej jednotky magurského flyša; 3. centrálno-karpatský paleogén.

CM diagramy (obr. 4). Vo všetkých troch študovaných flyšových súvrstviach boli zistené na základe hodnôt C, M charakteristické obrazce turbiditných prúdov, zhodné s obrazcami Passegu (1957) a Rizziniho — Passegu (1964). Vznik študovaných sedimentov činnosťou turbiditných prúdov bol preukázaný na základe štúdia sedimentačných textúr a petrografického zloženia klastík (Koráb a ost. 1962). Závislosti zistené v CM diagramoch potvrdzujú tento záver. Všeobecná platnosť CM diagramu pre sedimenty trakčných prúdov nebola zatiaľ z Karpát preukázaná. Pri petrografickom výskume bude nutné štatisticky preveriť aj charakteristiky CM diagramov z rozličných sedimentačných prostredí.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Doeglas D. J., 1946: Interpretation of the results of mechanical analyses. J. Sedim. Petrol., Menasha. — [2] Koráb T. — Nemčok J. — Ďurkovič T. — Marschalko R., 1962: Prehľadný výskum orientovaných sedimentárnych textúr vo flyši východného Slovenska. Geol. Sbor. XIII/2, Bratislava. — [3] Passega R., 1957: Texture as characteristic of clastic deposition. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists, vol. 41/9, Tulsa. — [4] Petránek J., 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. ČSAV, Praha. — [5] Pettijohn F. J., 1949: Sedimentary rocks. Harper-Brothers, N. York. — [6] Rizzini A. — Passega R., 1964: Évolution de la sédimentation et orogenèse, Vallée du Santerno, Apennin Septentrional. Developments in Sedimentology, 3, Turbidites, N. York. — [7] Trask P. D., 1932: Origin and environment of source sediments of petroleum, Houston. — [8] van Andel Tj. — Postma H., 1954: Recent sediments of the Gulf of Paria, vol. I. North Holland Publ. Comp. Amsterdam. — [9] Passega R., 1964: Grain Size Representation by CM Patterns as a Geological Tool. J. Sedim. Petrol., 34, Menasha.

TIBOR ĎURKOVIČ

R. PASSEGA CM PATTERNS FROM CLASTIC FLYSCH SEDIMENTS

Samples from Dukla Unit (Upper Cretaceous sequence), Magura Flysch of Eastern Slovakia (Rača Unit, Zlín beds) and Central Carpathian Paleogene were evaluated in the sense of R. Passega (1957, 1964) CM patterns. Studied sequences appear in rhytmic development being characterized by alternating sandstones and siltstones with claystones.

Granulometry. Sandstones and siltstones size distribution has been studied in thin sections by measuring of maximum diameter with 100—200 grains of each thin section. The data obtained have been arranged in cumulative curves (Fig. 1.) from which M (median) and C (first percentil) have been calculated. Grain size distribution of the samples is indicating in Fig. 3.

Petrography of clastics. F. J. Pettijohn (1949) triangle diagram modified by J. Petránek (1963) was used for the petrographic classification of flysch clastics. Majority of the studied rocks appears in the field of subgraywackes and graywackes. Less frequently represented are quartzose sandstones, arkosic sandstones and arkoses.

CM patterns (Fig. 4.). Characteristic turbidite patterns similar with those of R. Passega (1957, 1964), A. Rizzini — R. Passega (1964) were obtained in all three studied flysch sequences. The origin of studied sediments due to turbidity currents has been prooved according to the study of sedimentary structures and petrography composition of clastics (T. Koráb et conns. 1962). This conclusions were prooved also by presented CM patterns.

V. ANGABE ZUR KENNTNIS DER TRIASKORALLEN UND DER BEGLEITENDEN FAUNA DER ČSSR

Im Jahre 1965 erhielt ich von Prof. Dr. M. Maheľ aus Bratislava weiteres schönes und interessantes Material von Triaskorallen-Kalksteinen, welche folgende Überreste besassen:

Spongiarien

Amblysiphonella cf. *lörentheyi* Vinassa de Regny

Röhren-Stückchen von einem Durchmesser von 3,5 cm; Wand 3—4 mm dick. Stark verkalkte Objekte in Fragmenten samt anderen Spongienüberresten mit kleineren Dimensionen. Die Art ist hauptsächlich obertriassisch, doch ist ihr Vorkommen in den Wettersteinkalken nicht ausgeschlossen.

Fundort: Strážov-Gebirge, Wettersteinkalke, SW der K. 477,2, bei Dolná Poruba, leg. M. Maheľ (1964).

Hydrozoen

Spongiomorpha ramosa Frech

Die Funde entsprechen dem Photo von E. Flügel und wahrscheinlich handelt es sich um harte Hydrozoenkalke der oberen Trias, d. h. Rhät.

Fundort: Slowakisches Paradies; hell- und dunkelgraue Kalke des Nor-Rhäts. — Wiesen Gerawy bei Dedinky, leg. M. Maheľ (1964); obere Trias.

Lithophora sp. indet.

Kolonie konzentrisch aufgebaut, schlecht erhalten.

Fundort: Strážov-Gebirge, Kalke von Wetterstein-Typus N von Čierna Lehota in Richtung zum Kamme des Berges Tratavska; Mitteltrias, leg. M. Maheľ (1964).

Lamellata sp. indet.

Gut sichtbare schichtige Kolonie-Fragmente im Kalke eingebettet.

Fundort: Slowakisches Paradies, an der Grenze zwischen den dunklen und hellen Kalken am Wege von der K. 1103,4 zur K. 1197,2, Obere Trias, leg. M. Maheľ (1964).

Myriophyllia cf. *münsteri* V o l z

Stöckchen mit 3 Polypen in bunten Kalken eingebettet. Polypendurchmessern: 5—6—8 mm; Septencyclus drei, Anzahl der Septen 48. Kelchzentrum tief, Wand dick. Die Variabilität scheint ziemlich breit zu sein. Epithek dick, mehr oder minder glatt, bezw. gerunzelt, Septen dick und starr; Kelchbild ähnlich wie bei *Myriophyllia jekeliusi* K ü h n.

Art	Höhe in mm	Durchm. mm	Septen	Epithek	Hauptsep-ten	Cyclus
M. jekeliusi	5—8	1 . 5—3	?	stark	6	?
M. münsteri	4—7	5—9 . 5	86	dick	?	3
M. pygmaea	6—23	2—7	?	?	10	?
M. smolenicae	?	11 × 11	34	dick	2	3

F u n d o r t : Mesozoische Insel von Levice, Steinbruch bei der Kalkbrennerei bei Kalinčiakovo, leg. A. Biely (1964); der obere Teil der Veternik-Kalke, N vom Schlosse Smolenice in Kleinen Karpaten, leg. M. Maheľ (1964), mittlere Trias.

Myriophyllia smolenicae n. sp.

Taf. VII, Fig. 1.

Polypendurchmesser kreisrund, Epithek dick, Septen ebenfalls und starr. Zwei Protosepten teilen den Raum des Kelches bilateralweise. Die übrigen Septen sind schwächer; auch die übrigen Protosepten sind mehr oder minder ungleich entwickelt. Septenzyclus 3; die Anordnung der Septen im allgemeinen ungleich. Kelchdurchmesser 11 mm; die Anzahl der Septen 34. Wand 3—4 mm dick. Eine vergleichende Tabelle mit den von mir auch bekannten Schwesterarten ist beigeschlossen.

F u n d o r t : Kleine Karpaten, oberhalb der Burg von Smolenice inmitten des Veternik Berges; mittlere Trias, leg. M. Maheľ (1964).

Hexastraea sp. indet.

Ein Klumpen von Kolonie-Fragmenten verkalkt; die Polypröhren halbkugelartig, auserodiert und ausstehend aus der Oberfläche des Gesteins. Polypendurchmesser 5×7 mm. Epithek stark ausgebildet und nur quergerunzelt, bzw. quergestreift.

F u n d o r t : Helle Kalke inmitten der Dolomite; Nordhang des Drinová Hora Berges in den Kleinen Karpaten bei Plavecký Mikuláš, mittlere Trias, leg. M. Maheľ (1964).

Stylophyllopsis montis drinovae-horae n. sp.

Taf. VII, Fig. 2.

Polypendurchmesser 11×13 mm. Eine Rumpfhöhe ist in 25 mm zu messen. Septenanzahl cca 80. Eine Zusammenstellung der vergleichenden Angaben mitteltriassischer Arten dieses Genus ist wie folgt:

Arten	Septenanzahl	Asymmetrie	Epithek Kelch-	Durchm. mm	Septen der II. Ordn.
S. zitteli	?	dorsoventral	?	?	?
S. polyactis	100	radial	dünn	18×20	verschmelzend
S. romerloana	gering	peripherisch	stark	?	?
S. m. drinovae horae	80	dorsonventral	dünn	11×13	?
S. sp. indet. (ČSSR)	26	bilateral	stark	oval	nicht immer ausgebildet

Vorkommen: Kleinere Aufschlüsse heller Kalke am Nordhang des Drinová Hora Berges bei Plavecký Mikuláš in den Kleinen Karpaten, leg. M. Maheľ (1964); mittlere Trias.

Montlivaltia obliqua Münster

Gemeine und variable Art. Polypendurchmesser 10—50 mm; Septencyclus cca 5. Epithek dünn, Polypenhöhe 14—30 mm. Eine protoseptale Bilateralität ist wahrzunehmen, in der Richtung des grösseren Durchmessers des Kelches. Maximale Anzahl der Septen über 120.

Vorkommen: Hellgraue Kalke der Jablonica-Serie im Steinbruch bei Hradište pod Vrátnom; helle Kalke am W Anhang des Žihlavník von Seite vom V. Žuky ins Strážov-Gebirge; kleinere Aufschlüsse am Nordhange des Drinová Hora Berges bei Plavecký Mikuláš in den Kleinen Karpaten; helle Kalke mit organischen Reste in grossen Linsen inmitten der Dolomite, Nordhang des Drinová Hora Berges in den Kleinen Karpaten bei Plavecký Mikuláš; helle organogene Kalke NW der Veterlin-Kalke oberhalb der weissen Choč-Serie in den Kleinen Karpaten (Mitteltrias fraglich?); oberer Teil der Veterník-Kalke N vom Schlosse Smolenice in den Kleinen Karpaten — mittlere Trias; leg. M. Maheľ (1964).

Montlivaltia cipitensis Volz

Bilateralität durch zwei Protosepten ausgebildet in der Richtung des kleineren Durchmessers des Kelches (bilateralia brevilinearis). Übrigens sind alle 6 Protosepten gut entwickelt. Die Anzahl der Septen etwa 100 oder auch mehr. Kelchdurchmesser 9×10, 14×17, 17×19 mm. Endothek sehr fein und dicht ausgebildet. Septenzyclus 3—4.

Vorkommen: Helle Kalke inmitten der Dolomite, Nordhang des Berges Drinová Hora bei Plavecký Mikuláš in den Kleinen Karpaten und ebenda in kleineren Aufschlüssen der hellen Kalke, leg. M. Maheľ (1964). — Strážov-Gebirge, Nordhang des Žihlavník, N. der K. 952,6, untere Lagen der Wettersteinkalke bei Omšenie — mittlere Trias, leg. M. Maheľ (1964).

„*Montlivaltia norica* Frech"

Nicht identisch mit „*Montlivaltia norica* Frech — Sieber", sondern mit *M. norica* Frech — Squires. Folgende Tabelle gibt eine vergleichende Übersicht der Formen an:

Angaben	Unsere Funde	Squires-Angaben	Sieber (Kühn) Ang.
Form	variabel	variabel	variabel
Zentrum	monozentrisch	mono-di-und poly-zentrisch	?
Septen	zahlreich	zahlreich	100
Auf 5 mm	14—15 Septen	10—13 Septen	weniger
Septen I. Ord.	lang und dick	erreichen die Kolumelle	?
Septen II. Ord.	dünner	dünner	?
Septen III. Ord.	am dünnsten	am dünnsten	?
Septenoberfläche	granuliert	granuliert	?
Kolumelle	klein	klein	?
Endothek	peripherisch	tief und peripherisch	?
Druchmesser	12—15 mm	variabel	40—30 mm!
Pilzartige Polypen	vorhanden	vorhanden	?

Daraus folgt, dass es sich da um eine *Montlivaltia norica* Frech — Squires — Kolosváry — Form handeln muss und nicht um *Montlivaltia norica* Frech — Sieber — Kühn.

Vorkommen: Slowakisches Paradies, an der Grenze zwischen den dunklen und hellen Kalken, am Wege von der K. 1103,4 zur K. 1197,2; leg. M. Maheľ (1964); Obere Trias. — Kleine Karpaten, graue Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš; leg. M. Maheľ (1964), obere Trias.

Thecosmilia sublaevis Münster

Zwei Polypen nebeneinander in 3 mm Distanz, der eine mit Knospe; Kelchdurchmesser 9×12 mm; Septenanzahl 86. Nach Kühn ist der Diameter des Kelches 4—6 mm und die Septenanzahl mehr als 86! Die stärksten Septen sind die der I. Ordnung. Die Aussenseite der Polypen längsgestreift.

Vorkommen: Kleine Karpaten, helle Kalke oberhalb der Dolomite am Nordhange der Havranica; leg. M. Maheľ (1964); mittlere Trias.

Thecosmilia subdichotoma Münster

Gemeine Art. Endothek ist wohl entwickelt, hauptsächlich ein zentrales Endothekal-Ring ist zu beobachten zwischen den zentralen Septenenden der I. und II. Ordnung. Polypröhrendurchmesser zwischen 3—5 mm schwankend. Polyprröhren stehen zwischeneinander parallel und haben recht schön erhaltene äussere Längsrippungen, die gleich entwickelt erscheinen. Die Art ähnelt den Arten *spizzensis, sublaevis, ladinica* (s. unten).

Vorkommen: Abhang von V. Žuky im Strážov-Gebirge, mittlere Trias; leg. M. Maheľ (1964).

Thecosmilia ladinica Kühn (Syn.: *Thecosmilia norica* Frech)

Ein mehr oder minder gut erhaltenes Exemplar im Kalke eingebettet. Die originelle (d. h. erodierte) Grösse der Funde 5×11 mm, nach der Schliffung 7× ×9,5 mm. Rumpflänge 25 mm. Gestalt cylindrisch und massiv; Septenanzahl 78. Die Septen der I. Ordnung stark entwickelt.

Vorkommen: Strážov-Gebirge, Kalke von Wettersteintypus, N von Čierna Lehota in Richtung zum Kamme des Tretavska Berges, leg. M. Maheľ (1964); mittlere Trias. — Hellgraue Kalke oberhalb der Dolomite am Nordhange der Havranica in Kleinen Karpaten; leg. M. Maheľ (1964); mittlere Trias.

Thecosmilia clathrata Emmrich

Polypenröhrendurchmesser 5—8 mm. Polypenröhren stehen bischen locker nebeneinander. Eine Ähnlichkeit mit *T. defilippi* und *T. fenestrata* ist festzustellen. Die letztere ist aber in der Beschriebung von Frech eine *Hymenophyllia* Kühn und die richtige *Thecosmilia fenestrata* ist eine *Calamophyllia!*

Vorkommen: Gelbliche Kalke des Rhät in Čierna Lehota beim Friedhof im Strážov-Gebirge, leg. M. Maheľ (1964); obere Trias.

Margarosmilia asymmetrica n. sp.

Taf. VII, Fig. 3.

Ein Stöckchen mit einem grösseren Mutter- und mit einem kleineren Tochterpolypen. Kelchdurchmesser des Mutterpolypes 10×13 mm. Kelchkontur unregelmässig und asymmetrisch ausgebildet. Septencyclus cca 3—5. Die spindelförmige Verdickung der mittleren Teile der Septen beweist, dass es sich hier um eine *Margarosmilia* handelt. Septenanzahl cca 84. Eine Vergleichende Tabelle der bekannten und von mir auch erkannten mitteltriassischen Arten nach Kühns Angaben ergänzend ist wie folgt:

Art	Durchm. mm	Höhe mm	Septen-anzahl	Septen System	Epithek	Septen Spindel	Poly-parien
M. confluens	8—9	16	52—56	?	basal	deutlich	mehrere
M. richthofeni	10—12	17—20	?	oval	kräftig	vorhand.	mehrere
M. septanectens	5—6	?	96	trabekulär	?	vorhand.	3—4
M. asymmetr.	10—13	?	84	hyperbolisch	dünn	vorhand.	2

Vorkommen: Kleinere Aufschlüsse heller Kalke am Nordabhange des Berges Drinová hora in Kleinen Karpaten bei Plavecký Mikuláš; leg. M. Maheľ (1964); mittlere Trias.

Margarosmilia cf. confluens (Münster)

Polyzentrische gruppenbildende Koralle. Der Fund eingebettet im Kalke samt Spongienüberresten. Vor der Schliffung war der Rand des Kelches steil, scharf aufstehend und das Zentrum des Kelches sehr tief. Septen der III. Ordnung rudimentär ausgebildet.

Vorkommen: Kleine Karpaten, helle Kalke oberhalb der Dolomite am Nordhange des Havranica-Berges, leg. M. Maheľ (1964); mittlere Trias.

Elysastraea cf. profunda (Reuss)

Koloniefragment im Kalke eingebettet. Kalchdurchmesser 2—2,5 mm; Wand cca 1 mm, kammartig, aufragend; Zentrum tief, Pseudotheka vorhanden. Anzahl der Septen 18—22; Septen starr und dick, grob. Ich nehme an, dass hier eine junge Kolonie vorliegt, die nicht ganz dem Typus entspricht.

Vorkommen: Slowakisches Paradies, an der Grenze zwischen den dunklen und hellen Kalken, am Wege von der K. 1103,4 zur K. 1197,2; leg. M. Maheľ (1964); obere Trias.

Craspedophyllia jablonicae n. sp.

Taf. VIII, Fig. 4, 5, 6.

Ein recht schöner und klar sichtbarer Schliff eines einzigen Polypes scheint im Durchmesser der Art *Craspedophyllia maheli* Kolosváry nahe zu stehen. Im wesentlichen unterscheidet sich unser neuer Fund von dieser Art durch geringere Anzahl der Septen. Durch die rudimentäre Kolumelle ähnelt sie auch der Art *Craspedophyllia gracilis.*

Septen, die die Mitte des Kelchzentrums erreichen, sind sehr dick und haben einen gut sichtbaren Ursepten in der Mitte. Septencyclus 4; Kelchdurchmesser

6—9 mm. Septen ungleich entwickelt. Endothek fein und dicht, Kolumelle klein und lamellär, Wand dick. Anzahl der Septen 48.

Eine Vergleichstabelle ist wie folgt:

Arten	Wand	Durchmesser mm	Endothek	Septenanzahl	Kolumelle	Septen
C. cristata	dünn	5—6	dicht	45—50	klein	normal
C. jablonicae	dick	4—5	dicht	26—48	klein	dick
C. maheli	dick	7—9	dicht	82	dünn	var.

Graue Kalke im Tale bei Hradište pod Vratnom, Jablonica Prašník-Gebirge; leg. M. Maheľ (1964). Fraglich, ob es sich hier um Mitteltrias handelt. — Strážov-Gebirge, Wettersteinkalke am Nordhange des Žihlavník, oberhalb der alten Quellen von Omšenie, leg. M. Maheľ (1964); mittlere Trias.

Craspedophyllia alpina (Loretz)

Die grosse d. h. riesige Kolumelle ist ein ausreichendes Merkmal bei der Identifizierung dieser Art.

Vorkommen: Helle Kalke mit organischen Resten in grossen Linsen inmitten der Dolomite; Nordhang des Berges Drinová hora in den Kleinen Karpaten bei Plavecký Mikuláš; leg. M. Maheľ (1964); mittlere Trias. — Kleinere Aufschlüsse heller Kalke am Nordhange des Berges Drinová hora bei Plavecký Mikuláš in den Kleinen Karpaten, leg. M. Maheľ (1964); mittlere Trias.

Craspedophyllia cristata Volz

Zwei Polypen im Kalke eingebettet. Polypendurchmesser 5—6 mm, Kelchkontur lobulär, Endothek dicht. Anzahl der Septen 38—44. Kolumelle klein, lamellär, Kelchraum bilateral symmetrisch.

Vorkommen: Strážov-Gebirge, Kalke von Wetterstein-Typus bei Čierna Lehota in Richtung zum Kamme des Berges Tretavska; leg. M. Maheľ (1964); mittlere Trias.

Oppelismilia dedinkyensis n. sp.

Taf. VIII, Fig. 7.

Im Spongiomorpha-Hydrozoa-Kalke zwischen kleinen Spongienüberresten eingebettete und oberflächlich erodierte Funde. — Durchmesser der Objekte 5×6 mm, die Anzahl der Septen 34. Die Septen sind dick, vielleicht sekundär stereoplasmatisch verkalkt, und so verdickt geworden; die Kolumelle ist vorhanden. Epithek auch ausgebildet aber grösstenteils abradiert. Eine vergleichende Tabelle der bekannten obertriassischen Oppelismilien ist wie folgt:

Art	Durchmess. mm	Höhe mm	Polyp	Epithek	Septenzahl	Kolumelle
O. zitteli	15—20	10—15	konisch	basal-talon	24—29	gross
O. dedinkyensis	5—6	?	cylindr.	?	34	klein

Septencyclus bei beiden Arten 3; das Endothekalsystem bei beiden Arten ebenfalls tief eingesunken. Septen der I. Ordnung sowie der II. und III. Ordnung gleich entwickelt. Es sind stellenweise Septen im konfluenten Stadium zu beobachten. Das Kelch ist oval, Endothek hauptsächlich peripherisch ausgebildet.

Vorkommen: Slowakisches Paradies, hell- und dunkelgraue Kalke auf den Wiesen Geravy bei Dedinky; Nor-Rhät, leg. M. Mahel' (1964); obere Trias.

Zusammenfassung

Eine Zusammenstellung der stratigraphischen Angaben unseres Materials ist wie folgt:

Mitteltrias: *Lithophora* sp., *Myriophyllia münsteri* und *M. smolenicae*, *Hexastraea* sp., *Stylophyllopsis montis drinovae-horae*, *Montlivaltia obliqua* und *M. cipitensis*, *Thecosmilia sublaevis*, *subdichotoma* und *badiotica*, *Margarosmilia asymmetrica* und *M. confluens*, *Craspedophyllia jablonicae*, *C. alpina* und *cristata*.

Mitteltrias (fraglich): *Amblysiphonella lörentheyi*.

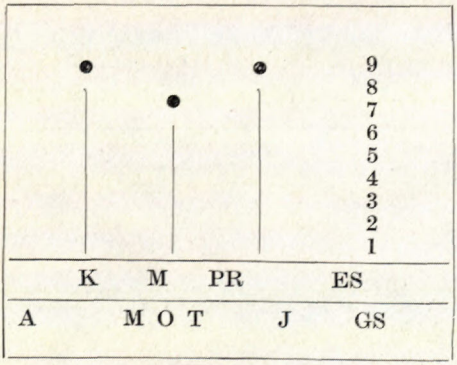
Arten mit konservativen Eigenschaften	Arten mit breit mobilisierten Eigenschaften	Arten mit Entwicklungseigenschaften	
		Progressiv	Regressiv
Hexastraea sp. (primitiv)	*Myriophyllia münsteri* (var.)	*Montlivaltia norica* (dominant)	*Thecosmilia sublaevis* (red.)
Craspedophyllia cristata (bilateral)	*Thecosmilia subdichotoma* (diff.)	*Craspedophyllia alpina* (riesige Kolumelle)	*Margarosmilia asymmetrica* (parakmisch)
Elysastraea profunda (epistatisch)	*Thecosmilia badiotica* (var.)		*Thecosmilia clathrata* (locker)
Montlivaltia cipitensis (bilateral)	*Margarosmilia confluens* (var.)		*Craspedophyllia jablonicae* (red.)
Montlivaltia obliqua (bilateral)	*Thecosmilia ladinica* (var.)		*Oppelismilia dedinkyensis* (red.)
Myriophyllia smolenicae (bilateral)			
Stylophyllopsis m. drinovaehor. (bilateral)			
7 Arten	5 Arten	2 Arten	5 Arten

Obere Trias: *Spongiomorpha ramosa, Lamellata sp., Montlivaltia norica, Thecosmilia clathrata, Elysastrea profunda* und *Oppelismilia dedinkyensis.*

Statistisch könnte man die neuen Funde folgend zusammenfassen: Aus der Mitteltrias wurden insgesammt 15, aus der Obertrias 6 Arten aufgesammelt und determiniert. Stratigraphische Stellung einer Spongie ist unsicher. Es wurden 4 *neue Arten* daraus beschrieben, und zwar 3 aus der Mittel- und 1 aus der Obertrias. Am häufigsten kommt in unserem Material in der Mitteltrias *Montlivaltia obliqua* (5 Fundstellen) und *Montlivaltia norica* (obere Trias; aus 2 Fundstellen) vor. Das reichste Genus war *Thecosmilia* und *Craspedophyllia.* Es ist interessant, dass die solo auftretenden Montlivaltien dominieren; im grossen und ganzen aber sind die Kolonie- und Bankbildenden Arten in unserem Material vorherrschend.

Eine relativ grosse Anzahl der Bilateralformen (7 Arten) ist mit der Anfangszeit der Hexacorallen in der Trias überhaupt zu verstehen. Die geringere Anzahl der progressiven Arten ist dadurch zu erklären, dass über die Generalprogression der Hexacorallen in der Triaszeit überhaupt noch nicht die Rede sein kann. Mehrere Arten parakmisieren sich schon in der Mittel- und Obertrias, da sie ein kurzes Lebensdauer gehabt hatten; deswegen haben sie mit Recht einen hohen stratigraphischen Wert. Der Umstand, dass der Variationsmittelwert (M) niedriger ist als die zwei Extremen (K und PR) beweist, dass im allgemeinen die Madreporarien in der Mittel- und Obertrias einen Grenzwert (stratigraphisch gesehen) zwischen den anisischen und jurassischen Madreporarien überhaupt besitzen (siehe auch die beigefügte Tabelle und Graphikon).

Eine graphische Darstellung ist wie folgt.



1—9: Artenanzahl in unserem Material; K: konservative Arten; M: adaptive Arten — mit grösserer Variationsschwindigkeit; PR: Einheit der Progression und Regression in den Entwicklungen; ES: Eigenschaftsserie; GS: Geologische Zeit; A: Anisische; MOT: Mittel-und Obertriassische Zeiten; J: Jurazeit.

Syst. Zoolog. Institut der Universität, Szeged, Ungarn

LITERATUR:

[1] Balogh K., 1957: Répáshuta környékének földtani viszonyai. Földt. Int. Évk., Budapest. — [2] Flügel E., 1960: Oassianostroma n. gen. N. JB. Geol. Paleont. Mh. 2. — [3] Flügel E., 1964: Mikroproblematik aus den rhätischen Riffkorallen der Nordalpen. Pal. Zeit. 38. — [4] Flügel E. & Eberhardt S., 1959: Die Hydrozoen der Trias. N. JB. Geol. Paleont. Abh. 109. — [5] Heritsch H. & Kühn O., 1936: Geschiebe von Triaskorallen vom Plabutsch bei Graz. Mitt. Nat. Wiss. Ver. Steiermark. 73. — [6] Kolosváry G., 1957: Triassische Korallen aus der Stratenská Hornatina in der Tschechoslovakei. Geol. Práce, Zprávy 10, Bratislava. — [7] Kolosváry G., 1958: Über die Triasfauna aus ČSR. Geol. Práce, Zprávy 13, Bratislava. — [8] Kolosváry G., 1958: Triaskorallen aus Kleinen Karpaten in der ČSR. Geol. práce, Zprávy 13, Bratislava. — [9] Kolosváry G., 1963: Triassische Korallen aus der ČSSR. Geol. práce, Zprávy 30, Bratislava. — [10] Kühn O., 1960: Zur Kenntnis des Rhät von Vorarlberg. Alp. Geol. Ver. Mitt. 33. — [11] Kühn O., 1932: Die Anthozoen, Hydrozoen, Tabulaten und Bryozoen der Trias von Brasov (Hermannstadt). An. Inst. Geol. Rom. 17. — [12] Kühn O., 1949: Schreyeralmkalk als Beigabe in einem Grab der Laténe Zeit. Sitzber. Öst. Akad. Wiss. Math. Natw. Kl. 15. — [13] Mahel M., 1958: Geologie des Gebirges Stratenská Hornatina. Geol. práce, Zošit 48, Bratislava. — [14] Papp K., 1900: Bakonyi triász korállok. Balaton tud. tan. eredm. 1. 1. Paleont. Függ. — [15] Squires D. F., 1956: A new triassic coral fauna from Idaho. Ann. Mus. Novitates. Hist. Nat. No. 1797.

Je handlovská uhľonosná séria tortónskeho veku?

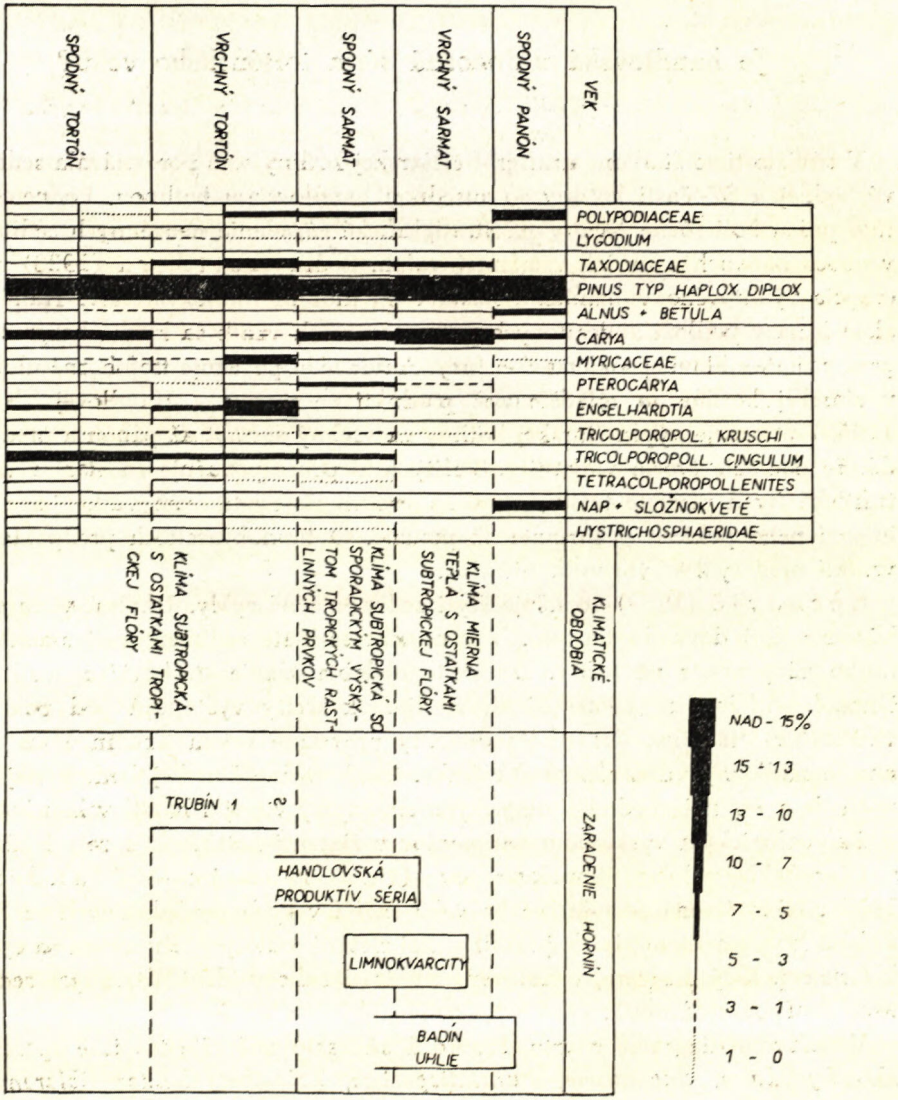
V súvislosti so štúdiom stratigrafie žiarskej kotliny som porovnávala sedimenty východnej a SZ časti kotliny so susednou handlovskou kotlinou. Podnetom pre túto prácu boli rôzne názory na stratigrafické zaradenie neogénnych sedimentov v oboch panvách a na ich vzájomný vzťah. Podľa Kettnera (1928) hlavná erupcia ryolitového vulkanizmu nastala po uložení limnokvarcitov. Handlovské sloje ležia v podloží andezitových príkrovov a ich vznik sa kladie bezprostredne pred začiatok hlavnej andezitickej fázy. Autor teda považuje treťohorné uloženiny v žiarskej kotline za mladšie než produktívne vrstvy v Handlovej. Seneš (1955) považuje výplň žiarskej kotliny za vrchný sarmat až panón a predpokladá, že podložie tvoria vulkanity. Tufity a zlepence považuje za staršie ako íly, tufitické íly a piesčité tufity, ktoré sa usadili po ryolitovom vulkanizme počas intenzívneho poklesu v sarmate až ponóne. O limnokvarcitoch predpokladá, že vznikli pred ryolitovým vulkanizmom.

Čechovič (1959) rozlišuje štyri sedimentačné cykly. Uhoľnú sériu s nadložnými ílmi dáva do tortónu. V spodnom sarmate sedimentovali sladkovodné hrubo až jemnozrnné tufity. Do tohto obdobia kladie Čechovič aj vulkanickú činnosť. Slávik (1960) zistil, že limnokvarcity vystupujú pod pokrývkou vulkanitov Vtáčnika. Pelitické sedimenty prevŕtané vrtom Trubín 1 sú staršie ako je nadložný vulkanizmus Vtáčnika. Časť výplne žiarskej kotliny najmä na východe a SV má zhodný litologický a tektonický vývoj s handlovskou kotlinou.

Palynologickým výskumom sedimentov v žiarskej kotline sa spresnil názor na stratigrafickú polohu limnokvarcitov (viď Ciesarik — Planderová 1965). Nevyriešená zostala otázka veku handlovských produktívnych vrstiev vo vzťahu k sedimentom žiarskej kotliny. Pri riešení tohto problému som sa opierala hlavne o peľový diagram, vyhotovený zo stratigraficky identifikovaných sedimentov (podľa mikrofauny).

V peľovom diagrame z vrtu Trubín 1 sú zastúpené ešte tropické sporomorfy ako *Lygodium, Sapotaceae, Punctatisporites, Tricolpopollenites liblarensis* R.

P o t., *Tetracolporopollenites (Sapotaceae)* a *Hystrichosphaerideae*. Hojné sú aj subtropiské rastlinné prvky, takže celkový charakter peľového spektra je ešte rázu strednomiocénneho. Klíma bola chladnejšia subtropická s ostatkami flóry tropickej, čiže najpravdepodobnejšie tortónska. V limnokvarcitoch a sprievodných ílovitých sedimentoch sa už tropické rastlinné prvky nevyskytli. Usúdili sme preto (i vzhľadom na celkový charakter peľového spektra), že ide o sedimenty mladšie než vrchný tortón.



V handlovskej uhľonosnej oblasti bol palynologicky vyhodnotený II. sloj. Niektoré vzorky sú vyhodnotené len kvalitatívne, ostatné (dosť hojné na sporomorfy) aj kvantitatívne. V samotnom uhlí boli sporomorfy dosť korodované (buď preto, že pri sedimentácii boli vystavené dosť dlho zvetrávaniu, alebo účinku tlaku). Uhlie obsahovalo podstatne menej sporomorf než íly, alebo uhoľné ílové vložky. V peľovom diagrame prevládajú sporomorfy ochudobnené o tropické prvky, ktoré sa vyskytujú napr. ešte vo vrte Trubín 1. Peľové spoločenstvo je zložené hlavne z týchto čeľadí a rodov: *Polypodiaceae, Taxodiaceae, Pinus typ Haploxylon,* z listnatých *Ulmus, Zelkova, Alnus, Juglans* a dosť hojne aj *Engelhardtia* a *Myricaceae.*

Z hľadiska ekologických podmienok možno uvažovať o dobre vyvinutom taxodiovom močiari so širokým pásmom vlhkomilného močiarneho porastu, rodov *Carya, Myricaceae,* ojedinele *Salix* a *Alnus.* Za močiarnym pásmom na svahoch rástla asi *Engelhardtia.* Subtropické rastlinné prvky sú zastúpené dosť hojne, ale už s prevahou arktoterciérnych rastlín. Pre toto obdobie predpokladáme klímu s ročným kolísaním teploty. Z hľadiska stratigrafického presunuli sme klimatický prechod na koniec spodného sarmatu, na základe úbytku až úplného vyhynutia tropických rastlinných typov. Medzníkom pre výskyt tropických rastlín ostáva spodný sarmat. Miestami však mohlo aj skôr dôjsť k zániku tropickej flóry; nemožno tu preto predpokladať náhlu zmenu klímy, ale štádium postupného ochladzovania zhruba od spodného sarmatu do konca stredného sarmatu (možno začalo už v najvrchnejšom tortóne, alebo na báze spodného sarmatu). Preto nemožno vylúčiť vznik handlovských produktívnych vrstiev v priebehu spodného sarmatu. Aj porovnaním s diagramom zo vzoriek južného, západného a východného Slovenska sa ukazuje mladší vek handlovských produktívnych vrstiev, ako sa doteraz predpokladalo.

Němejc (1958) určil z uhľonosnej série makroflóru, v ktorej vystupujú hlavne typy arktoterciérne, ale aj mediteránne *(Laurus)* a považuje handlovské produktívne vrstvy za vrchnomiocénne so záverom, že ide o flóru najvýš vrchnotortónsku. Rodove sa nálezy makroflóry temer zhodujú s palynologickými výsledkami, až na subtropické rody *Laurus* a *Persea,* ktorých výskyt je však bežný aj v sarmate (Andreánszky G. 1955).

Záverom zhrňujeme naše novšie poznatky: (1) zistilo sa, že sedimenty vrtu Trubín 1 sú staršie než limnokvarcity v žiarskej kotline;

(2) porovnávaním handlovskej produktívnej série s ložiskom limnokvarcitov sa zistilo, že v uhoľnej sérii sú hojnejšie zastúpené subtropické rastlinné prvky, a preto ju považujeme za staršiu;

(3) na základe porovnania peľového diagramu z handlovskej produktívnej série so štandardným diagramom možno produktívne vrstvy radiť až na koniec obdobia subtropickej klímy a začiatok obdobia miernej klímy, t. j. do obdobia sarmatu (príp, aj najvrchnejšieho tortónu);

(4) čo do vlhkosti klímy sa zdá, že u nás bola vlhšia perióda v sarmate a suchšia vo vrchnom tortóne, na čo poukazuje aj tvorba soli na východnom Slovensku. Tento problém si však vyžaduje dôkladnejšie regionálne spracovanie, hlavne sarmatských sedimentov.

Eva Planderová,
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

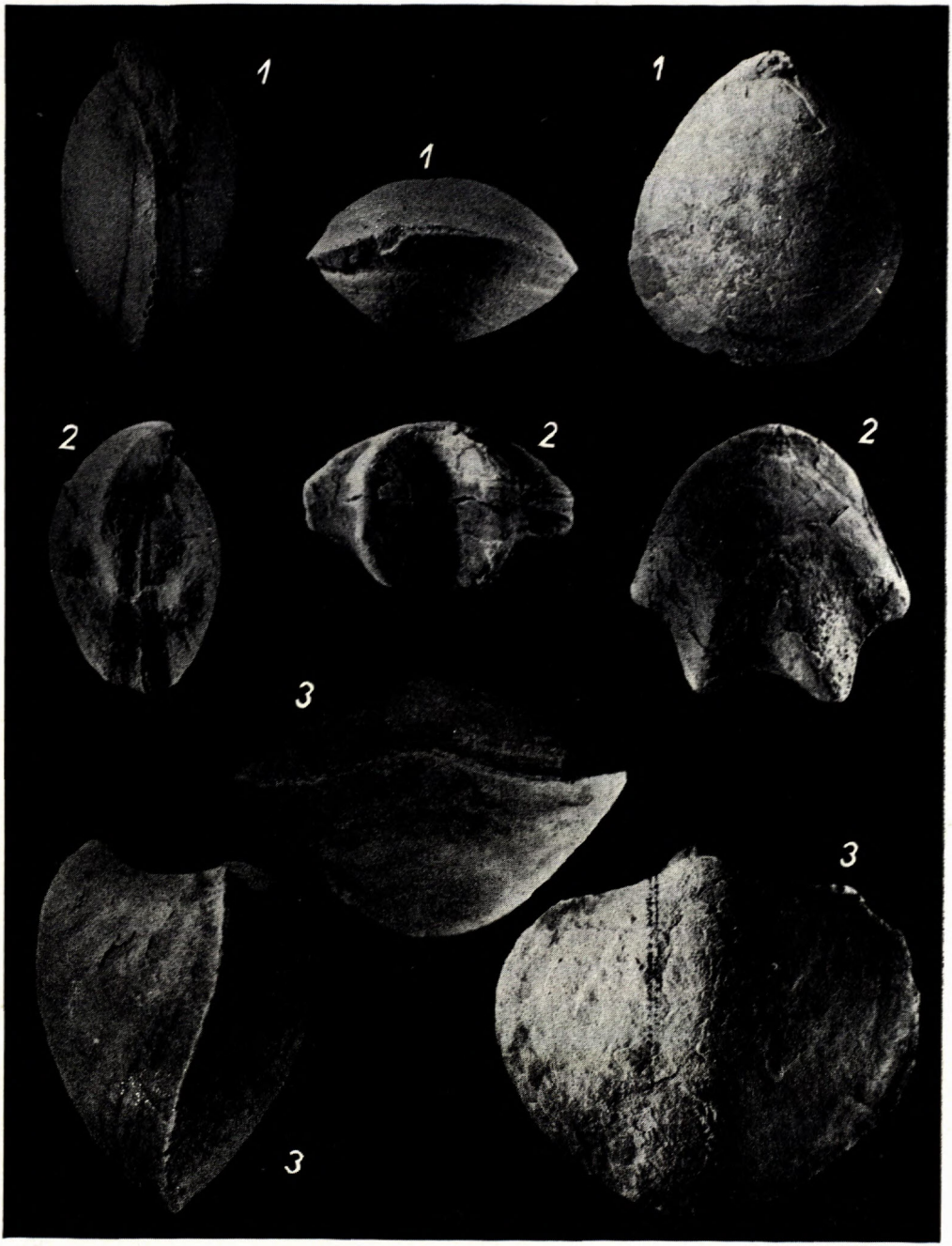
[1] Ciesarik M. — Planderová E., 1965: Geologická pozícia limnokvarcitov ložiska Stará Kremnička. Geologické práce, Zprávy 35, Bratislava. — [2] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [3] Kettner R., 1928: Příspěvek k poznání geologických poměrů hronské kotliny svatokřížské. Rozpravy České akademie XXXVII/9. — [4] Němejc F., 1958: Zpráva o stratigrafickém hodnocení fosilných květen handlovské a kremnicko-štiavnické oblasti. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1957, Praha. — [5] Pacltová B., 1958: Palynologický výskum tercieru v oblasti Handlové na Slovensku. Časopis pro mineralogii a geologii III, Praha. — [6] Seneš J., 1955: Záverečná zpráva o základnom výskume stredného a južného Slovenska. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Slávik J., 1960: Príspevok k riešeniu vzájomných vzťahov v geologickej stavbe hornonitrianskej a žiarskej kotliny. Geologický sborník XI, Bratislava.

GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 38

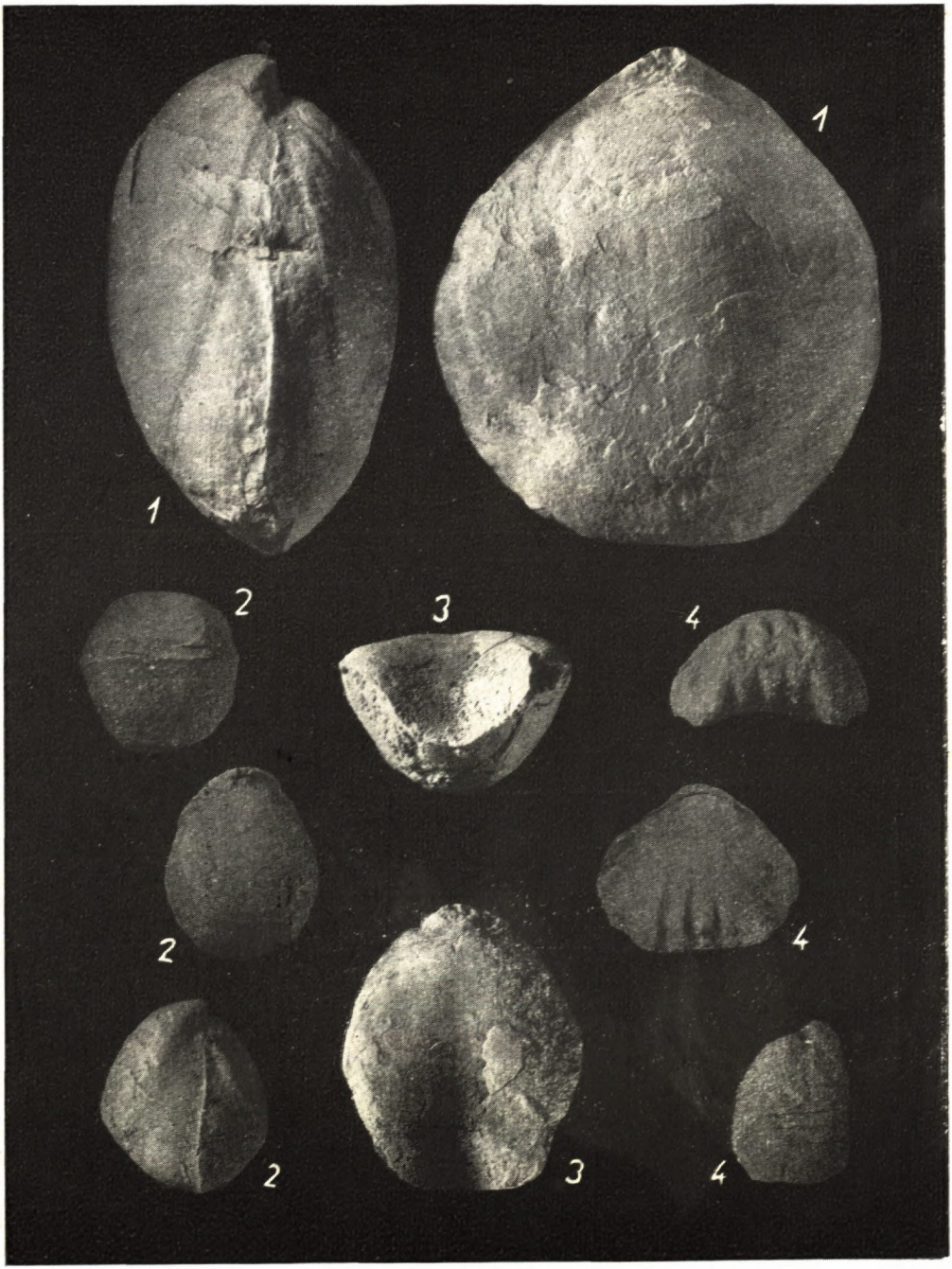
Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1965

Vedecký redaktor: Pg. Ondrej Samuel, CSc.
Pov. 1268/I-65. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave, písmom garmond Kolektív.
AH 15,76, VH 16,12 — K-09*61070

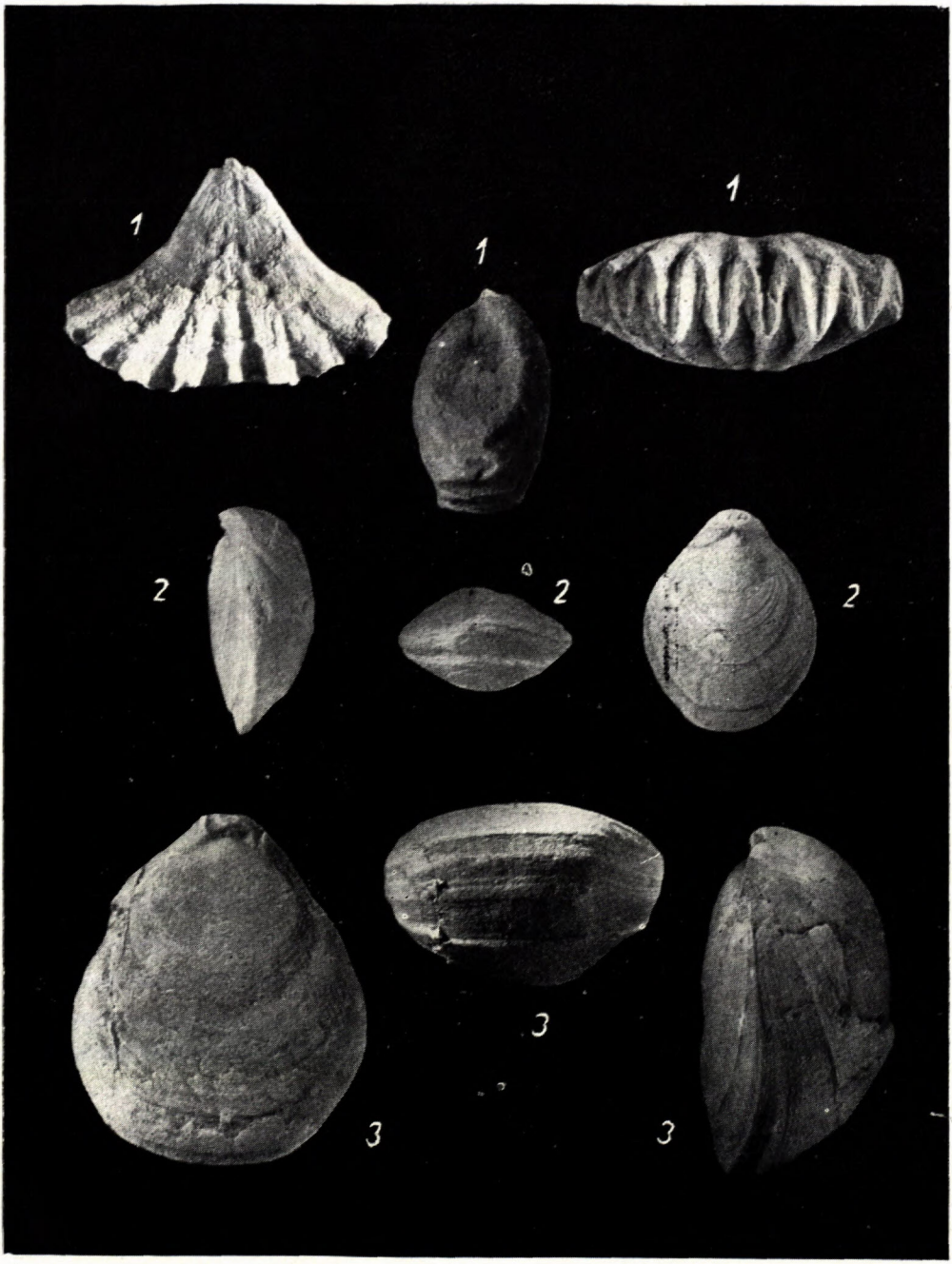
Cena brož. Kčs 20,—
65/III-3



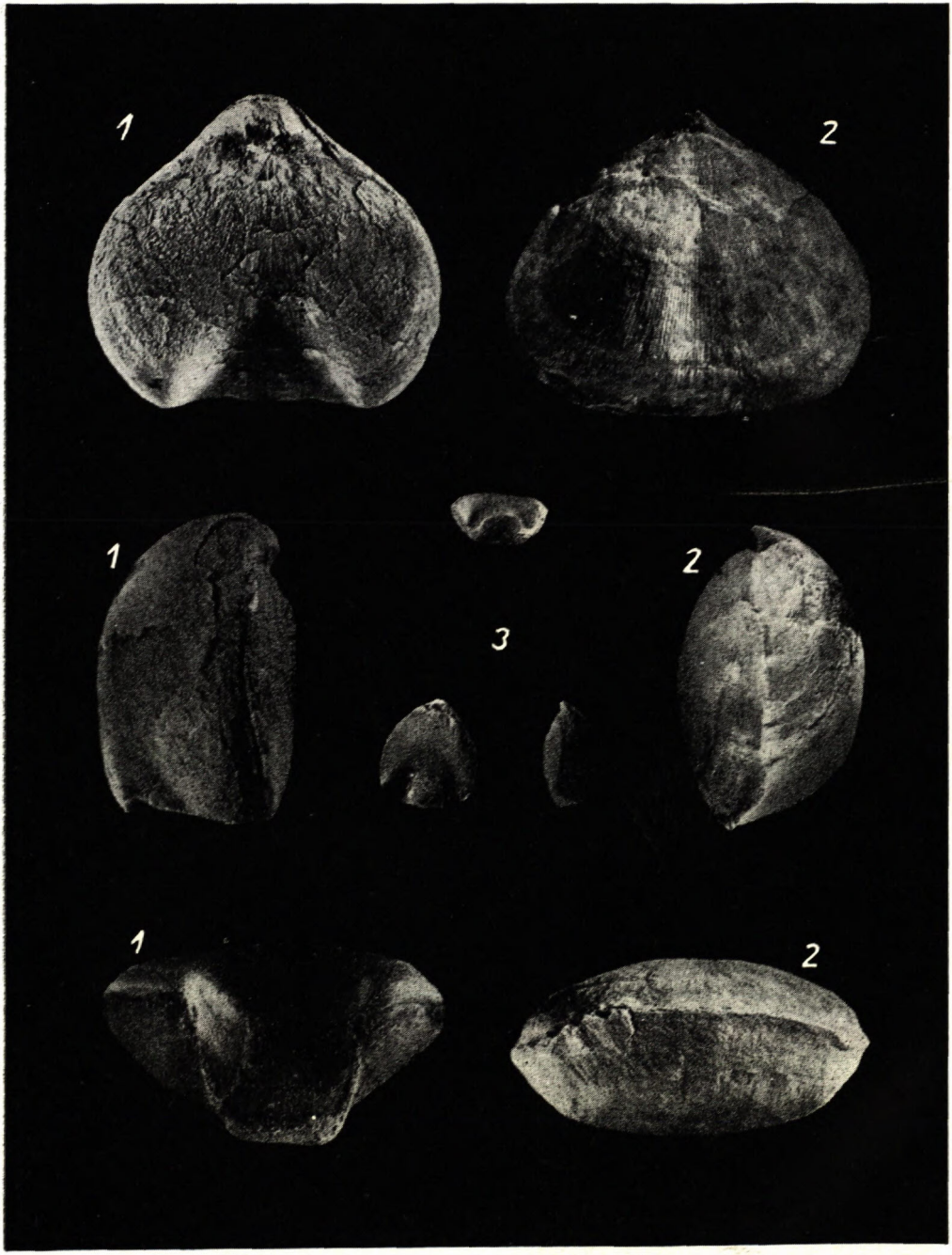
Obr. 1. *Lobothyris punctata* (Sow.); x 2. — Obr. 2. *Zeilleria quadrifida* (Lam.); x 2.
Obr. 3. *Spiriferina alpina* Oppel. x 1,9.



Obr. 1. *Zeilleria subnumismalis* (Dav.) (široký jedinec — large specimen). x 1,7. — Obr. 2. *Zeilleria* aff. *mariae* (Orb.). x 2. — Obr. 3. *Aulacothyris resupinata* (Sow.). x 2,4 — Obr. 4. *Piarorhynchia juvenis* (Quenst.), x 1.7.



Obr. 1. *Gnathorhynchia triqona* (Quenst.). x 3,3. — Obr. 2. *Zeilleria darwini* (E.-Desl.). x 2,4. — Obr. 3. *„Terebratula"* aff. *decipiens* (E.-Desl.). x 1,9.



Obr. 1. *Linguithyris curviconcha* (Oppel). x 3,3. — Obr. 2. *Striirhynchia ? subechinata* (Oppel). x 3,3. — Obr. 3. *Septocrurella supinifrons* (Rothpl.). x 1,9.
Všechny snímky L. Záporožcová. Vyobrazení jedinci jsou uloženi v Geol. ústavu ČSAV, Praha.



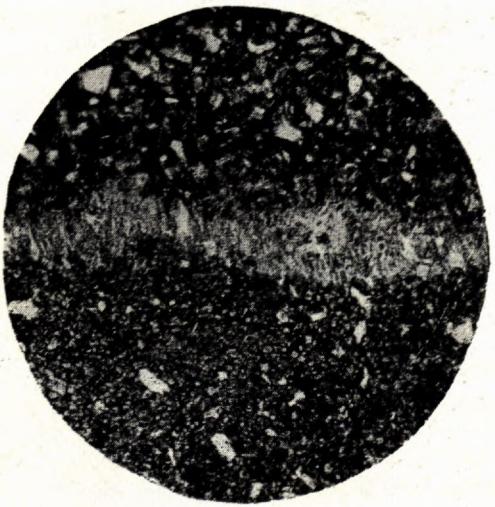
Obr. 1



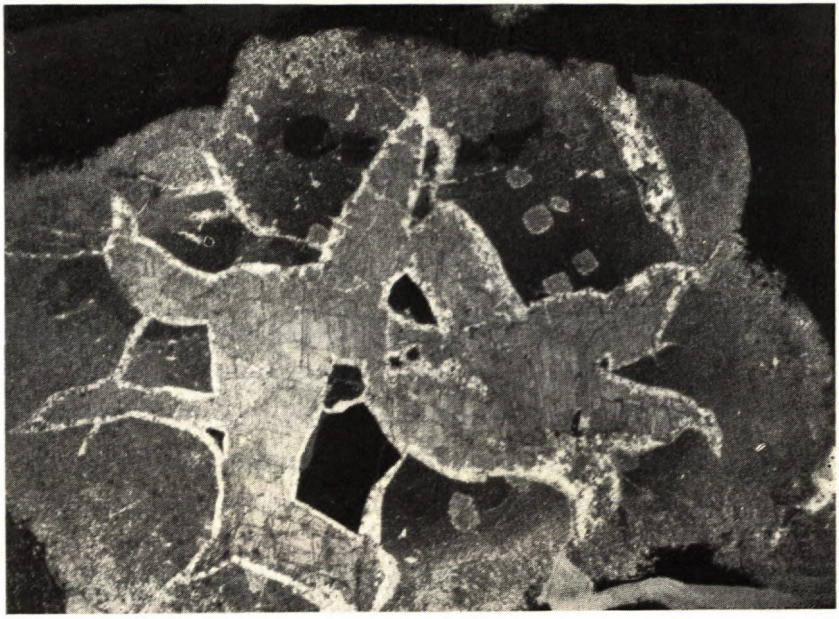
Obr. 2



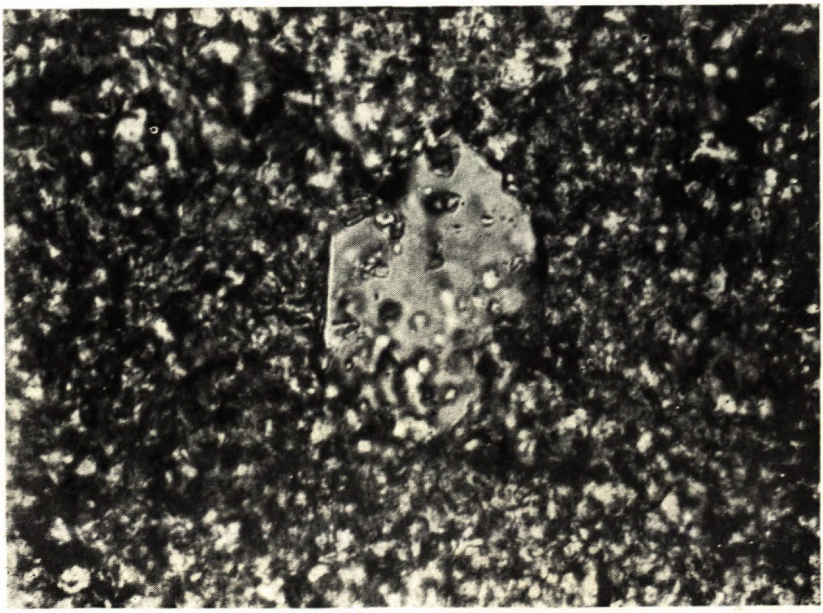
Obr. 3



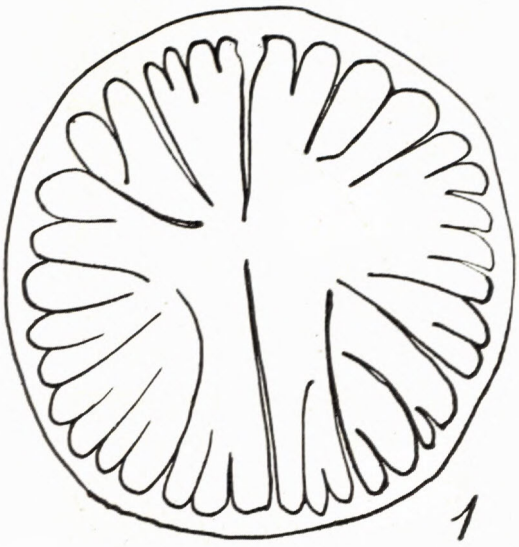
Obr. 4

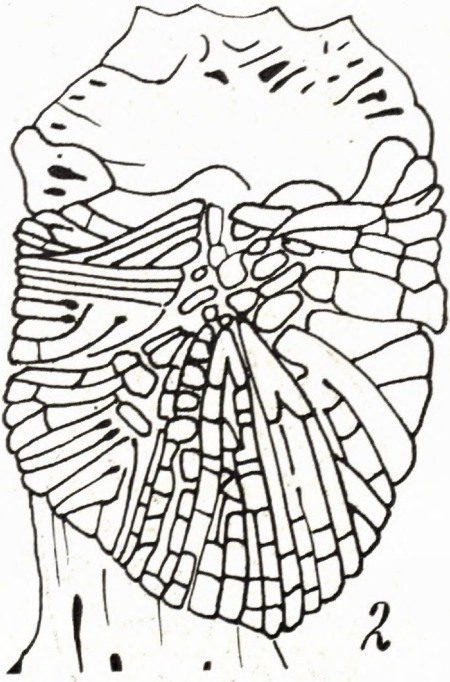


Obr. 1



Obr. 2





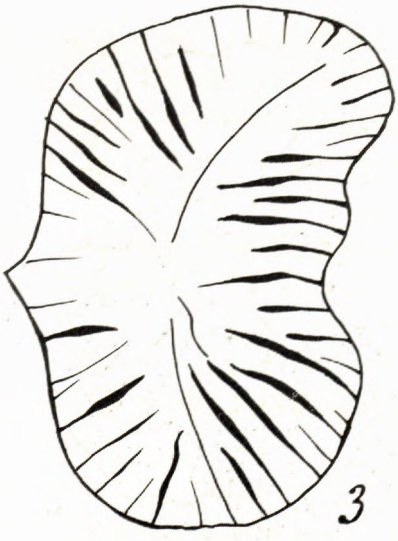
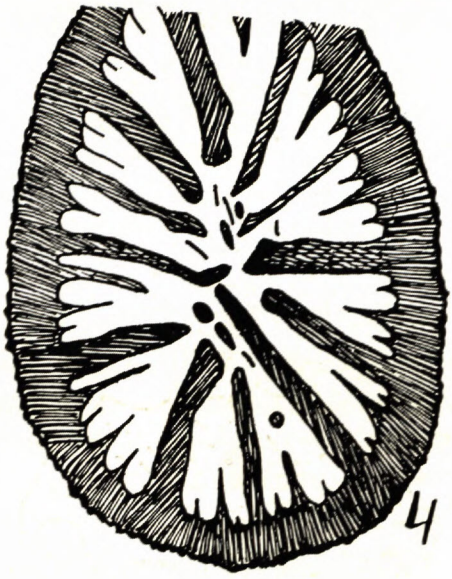
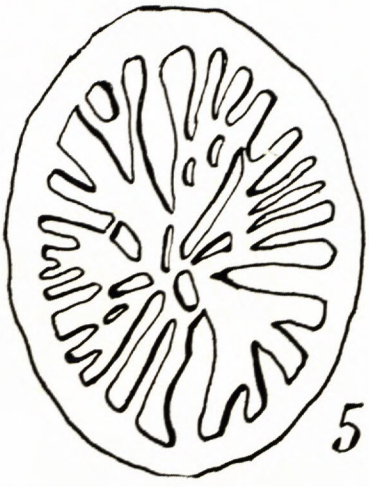
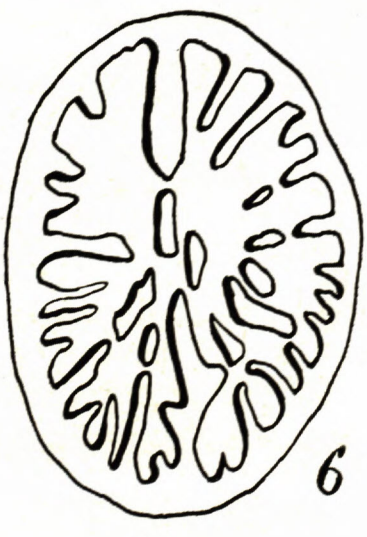


Abb. 1: *Myriophyllia smolenicae* — Kelchbild. — Abb. 2: *Stylophyllopsis montis drinovaehorae* — Kelchbild und Teil der äusseren Teile des Polyps. — Abb. 3: *Margarosmilia asymmetrica* — Kelchbild.







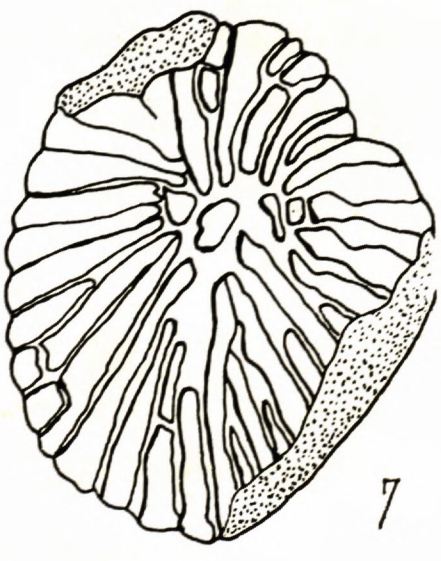


Abb. 4; 5; und 6: *Craspedophyllia jablonicae* — Kelchbilder. — Abb. 7: *Oppelismilia dedinkyensis* — Kelchbild; Originalzeichnungen des Verfassers.