4259 I (24)

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 40

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1966

REDAKČNÁ RADA:

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

VEDECKÝ REDAKTOR:

Pg. Ondrej Samuel CSc.

1319c

Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave
Kalžnalon

20 - Kč

15/1967

© Geologický ústav D. Štúra 1966

OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Bílek K.: Burdigalská fauna chropovských slepenců. — Die Faunenfunde im Burdigal der Chropov-Konglomerate (Tab. I—V) 5
2. Lehotayová R. — Ondrejíčková A.: Spodnotortónska fauna v JV časti Podunajskej nížiny. — The Uppertortonian Fauna of SE Part of the Podunajská nížina bassin (Pl. VI—VIII) 39
3. Köhler E.: Stratigrafia paleogénu Rajeckej a Turčianskej kotliny na základe veľkých foraminifer. — Stratigraphie des Paleogen im Rajec und Turiec-Kessel auf Grund der Grossforaminiferen 55
4. Marková M. — Vass D.: Poznámky k spodnej hranici tortónu na južnom Slovensku a v severnom Maďarsku. — Bemerkungen zur unteren Grenze des Torton in der Südslowakei und Nordungarn 65
5. Pagáč I.: Poznámky k vzniku akumulácií neuhlovodíkových plynov v Podunajskej panve 71
6. Lešku B. — Slávik J.: New Occurence of Cinnabar in the Magura Flysch of Easternmost Slovakia. — Geológia a Hg-zrudnenie bystrickej jednotky S od Vihorlatu 79
7. Vozár J.: Melafýrové pyroklastiká Malých Karpát. — Melaphyr-Pyroklastika in den Kleinen Karpaten (Tab. XV) 87
8. Borza K.: Litologicko-petrografické štúdium meliatskej série. — Lithologisch-petrographische Studien der Meliata-Serie (Tab. IX—X) 93
9. Konečný V. — Mihaliková A.: K problému subakválneho vulkanizmu v oblasti pohoria Javorie. — On the Problem of Subaquaceous Volcanism in the Javorie Mts. (Pl. XI—XII) 99
10. Konečný V.: O mechanizme transportu pyroklastických hornín v subakválnych podmienkach. — On Mechanism of Transport of the Pyroclastic Rocks in Subaquaceous Conditions (Pl. XIII—XIV) 111
11. Mihaliková A.: K nomenklatúre tzv. dacitov v oblasti štiavnického rudného obvodu na základe petrografického štúdia. — On Nomenclature of the so-called Dacites in Banská Štiavnica Ore District on the Ground of Petrographic Investigations 127

12. Priechodská Z.: O výskytoch sedimentárnych Mn rúd v JZ časti Levočského pohoria. — Zu den Vorkommen der Mn-Erze im SW Teil des Gebirges Levočské pohorie 133
13. Šutor A.: Přehled hustotních poměrů v oblasti Podunajské nížiny 145
14. Pospíšil P.: K otázke obsahu Fe a Mn v podzemných vodách Východoslovenskej nížiny 161
15. Zprávy — Diskusia: O náleze valúnov turmalinických hornín v ľubietovskom perme (A. Vozárová). — Poznámky k výskytu manínskej série Z od Trenčína (A. Began, K. Borza, J. Salaj). — K problému hranice gemerík a chočského príkrovu (A. Biely). — K problematike vrchnokriedových uložení na Horehroní (A. Biely — J. Salaj). — K práci F. I. Žukova: Paleostratigrafičeskije osobennosti razvitija Spišsko-gemerskogo rudogoria v verchnepermskij period (P. Adámek) 165

KAMIL BÍLEK

BURDIGALSKÁ FAUNA CHROPOVSKÝCH SLEPENCŮ

Úvod

Výchozy spodnomiocenních slepenců na severovýchodním okraji Vídeňské pánve v prostoru obcí Chropova, Koválovce a Lopašova obsahují bohatou faunu, většinou špatně zachovalou, neboť schránky měkkýšů jsou rozpadavé a neschopné preparace. Zpravidla se nalézají kamenná jádra se zbytky zkřidovatělých schránek. Poněkud lépe jsou zachovány schránky čeledí *Pectinidae*, *Anomiidae* a *Ostreidae*. Jen v málo případech jsou přístupny vnitřní části schránek, které jsou většinou pevně přitmeleny ke slepenci. Stav zachování zkamenělin v mnoha případech nedovoluje přesné druhové určení, které se ve většině případů opírá o vnější morfologii schránek a jejich povrchové skulptury, pokud je alespoň z části zachována. Následkem nedostatku determinujících znaků, zejména zámkových částí, mohly býti určeny některé druhy pouze přibližně. Některé nálezy pro špatné zachování zůstaly neurčeny.

Většina z popsaných zkamenělin byla nalezena v písčitých slepencích prvního odkryvu při severovýchodním okraji obce Chropova. Několik málo druhů bylo zjištěno v hrubých slepencích u obce Lopašova a v písčitých slepencích ve vinohradech Staré Hory u Koválovce.

Výchozy slepenců byly zmapovány T. Budayem (Buday—Březina—Cicha 1955) a ve všeobecné části jest popsáno jejich rozšíření ve Vídeňské pánvi. Podrobnější popis výchozů jest uveden u lokality chropovské.

První mapování sv. částí vnitroalpské pánve a neogénu Považí bylo provedeno v polovině minulého století geology Říšského geologického ústavu ve Vídni (G. A. Kornhuber 1856; D. Štúr 1860; H. Wolf 1863, 1864 a ďalší).

Slepence a pískovce u Podbranče a pískovce se slíny u Bukovce považoval D. Štúr (1860) za eocén; o nálezech makrofauny u Chropova a Bukovce se zmiňuje H. Wolf (1863, 1864). Zkameněliny t. zv. hornských vrstev ve slepencích v Považí u Vaďovců a Lubiny zjistil G. A. Kornhuber (1856) a D. Štúr (1860), který uvádí z okolí Vaďovců druhy *Ostrea longirostris auct.*, *Cerithium plicatum* Lam. a *Cerithium zelebori* Hörnes.

Další mapování tohoto území bylo prováděno až v našem století. Slepence na okraji vnitroalpské pánve do spodního miocénu — prvního mediteránu řadí L. Lóczy (1914) a S. Vitális (1915). L. Lóczy zařazuje do spodního mediteránu slepence u Hradiště p. Vrátnom a ze slepenců u Čachtic uvádí faunu *Pecten praescabriusculus* Font., *Pecten beudanti* Bast. a *Lucina* sp. Další faunu uvádí u osady Bašnáry a Belansáci u Podbranče.

Další poznatky o geologických poměrech sv. části vnitroalpské pánve a Považí přinášejí A. Matějka—O. Kodym (1923, 1937), L. Sommermeier (1930, 1938), A. Matějka—D. Andrusov (1931) a D. Andrusov (1932, 1933). D. Andrusov (1938) podal novou koncepci vzniku vnitroalpské pánve a rozšíření burdigalu. Zpracoval faunu slepenců považských lokalit Vaďovce, Horovce a Sverepec—Somariát a tím podal další důkazy o burdigalském stáří slepenců. Dalšími pracemi různých autorů jest po válce až do r. 1955 rozšiřováno poznání neogénu Považí, avšak zásadně nové názory tyto práce nepřinášejí.

Nejnovější mapování sv. části Dolnomoravského úvalu provedl T. Buday (T. Buday—J. Březina—I. Cicha 1955; T. Buday 1955; 1956a b; T. Buday—I. Cicha 1956a, b). Makrofaunu považských lokalit Vaďovce, Horovce, Podkylava a dalších podrobně zpracoval P. Čtyroký (1959, 1960).

Geologické poměry území

Výchozy slepenců se táhnou podél sv. okraje pánve od Hradiště p. Vrátnom po Židovský vrch a dále ve v.—z. směru až po osadu Majeričky u Sobotiště. Slepence pak pokračují v souvislém pruhu, místy isolovanými ostrovy od Majeriček přes Lopašov, Chropov až po Staré Hory severně obce Koválovec. Můžeme v nich rozlišiti dva typy, a to *slepence karbonátické* (D. Andrusov 1933) a *chropovské* (T. Buday—J. Březina—I. Cicha 1955). První typ jest rozšířen od Hradiště p. Vrátnom až po Majeričky, kde karbonátické slepence přecházejí ve slepence chropovské. Tyto se pak táhnou až po Staré Hory u Koválovce.

Slepence se od sebe liší petrografickým složením klastického materiálu. Materiál *karbonátických slepenců* tvoří valouny a zrna světlých karpatských *vápenců* a *dolomitů;* podřadně jsou zastoupena zrna *křemene*. Místy se v hrubších basálních polohách objevují i valouny *žuly* a spodnotriasových *křemenců*. V klastickém materiálu *chropovských slepenců* převládají paleogenní *pískovce* a *břidlice*. Valouny jsou většinou podlouhlé, což souvisí s tenkou vrstevnatostí a břidličnatostí flyšových hornin. Podřadně se vyskytují *vápence* a *křemen*.

Rozšíření *karbonátických* a *chropovských slepenců* je v genetické souvislosti s podložím. Tam, kde jsou v podloží a na okraji pánve *vápence* a *dolomity,* jsou rozšířeny *karbonátické slepence*. Na flyšovém podloží pak leží *slepence chropovské,* místy přecházející v *pískovce*.

Pískovce a slepence jsou mírně slídnaté, tmel je silně vápnitý, takže pískovce ojediněle přecházejí do písčitých *vápenců*. Barva slepenců je šedá a světle žlutošedá, vápnité pískovce jsou místy modravěšedé. Rovněž *chropovské slepence* jsou v čerstvém stavu modrošedé a větráním nabývají barvy světlejší, špinavě žlutošedé.

Jemnozrnné slepence jsou velmi pevné. Hrubší polohy jsou často rozpadavé. Místy jest rozpadavost slepenců druhotně vyvolána vyluhováním karbonátického tmele.

Časté jsou zpevněné lavice nebo konkrecionérně zpevněné partie. Zpevnění pískovců a slepenců je někdy v souvislosti s petrografickým složením podloží. Na podloží vápnitém jsou pískovce a slepence velmi pevné, kdežto na méně vápnitém nebo nevápnitém podloží leží pískovce a slepence méně pevné.

Pískovce, písčité vápence a slepence se nepravidelně střídají a do sebe laterálně přecházejí. Hrubší polohy jsou zpravidla vázány na basi. Vrstevnatost je nedokonalá a většinou převládá hrubě lavicovité a masivní uložení. Pelitické vložky jsou vzácné a přechody slepenců do šlírů nebo šlírovitých slinitých jílů nebyly nikde zjištěny. Lavicovité a masivní slepence jsou místy rozpukány v bloky a po trhlinách posunuty spolu s podložím. Trhliny a posuny slepencových bloků svědčí o tektonických pohybech, jimiž byly slepence po jejich sedimentaci rozpukány a zvrásněny do vrás s plochými amplitudami.

Slepence obsahují místy hojnou faunu. Hrubší slepence mají málo fauny a hlavní složky tvoří formy z čeledi *Pectinidae* a *Ostreidae*. Hojnější je fauna v některých polohách písčitých slepenců. Kalcitové schránky měkkýšů jsou však z valné části vylouženy, takže se nalézají ponejvíce otisky a kamenná jádra se zbytky zkřídovatělých schránek. Lépe jsou zachovány misky čeledí *Pectinidae* a *Ostreidae*.

Nejzajímavější lokality s faunou jsou odkryvy slepenců u Chropova, Kovalovce a Lopašova. Další lokality uvádí T. Buday (l. c.) u Bukovce, na úbočí Židovského vrchu u osady Ravci, u osady Belansáci a u osady Slezáci. Z těchto lokalit uvádí formy z okruhu *Ammusiopecten gigas, Pecten (Aequipecten) praescabriusculus, Chlamys gloriamaris,* rody *Pholadomya, Anomia, Thracia, Cardium, Turritella* a formy z čeledi *Veneridae*. Tato fauna potvrzuje již L. Lóczym (1914) a D. Andrusovem (1938a, b) vyslovený názor o burdigalském stáří slepenců.

Chropovské slepence, jejichž rozšíření vidíme na přiložené mapce, jsou nejlépe odkryty u obce Chropova. Menšího rozsahu jsou odkryvy ve vinohradech Staré Hory u Kovalovce a u obce Lopašova. V chropovské lokalitě byla nalezena většina popsaných zkamenělin.

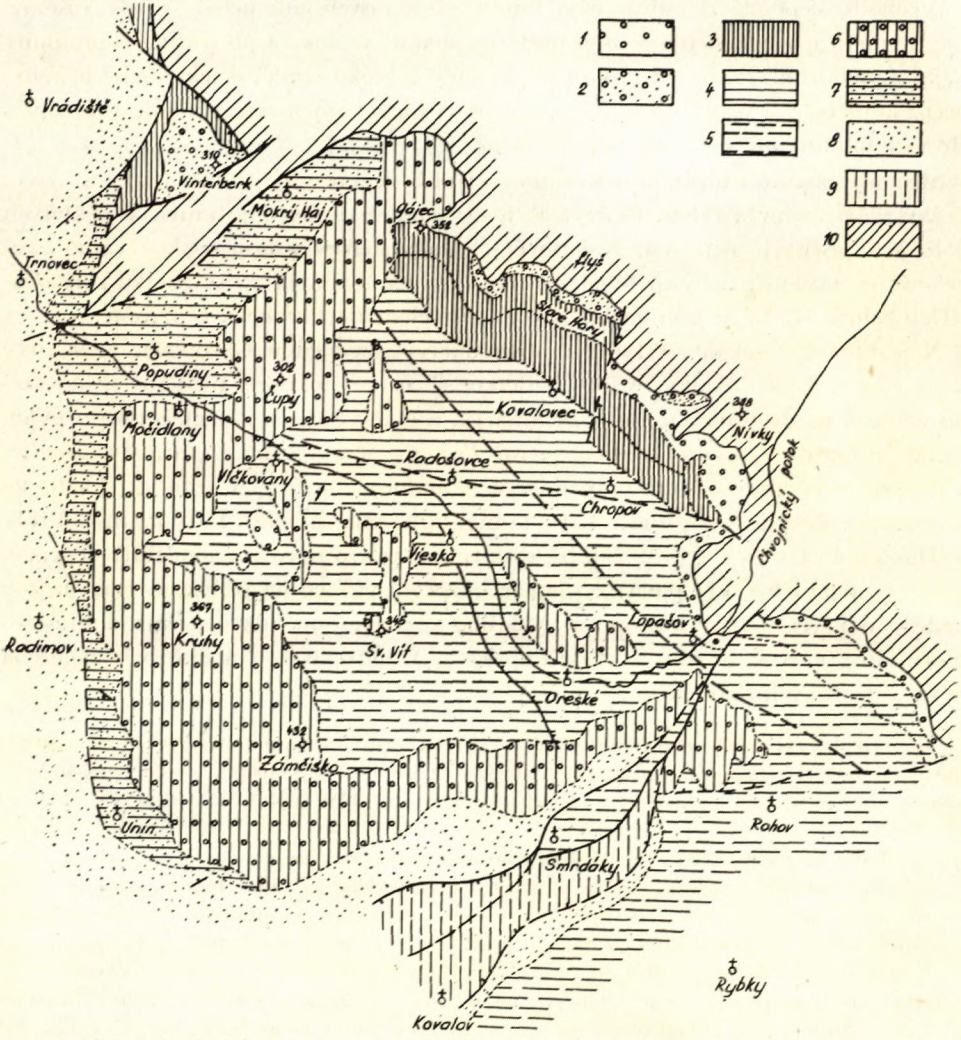
V erosivním zářezu chropovského potůčku při sv. okraji Chropova (cca 1000 m od kostela) jest řada odkryvů slepenců; místy jsou odkryty až po flyšový podklad. Podle petrografické analysy J. Březiny (T. Buday — J. Březina — I. Cicha 1955) slepence obsahují *glaukonitické slinité břidlice, pyritové pískovce, pyriticko-muskovitické pískovce* a *pískovce biotitické*. Ve slepencích se vyskytují i běžnější horniny a minerály jako *jílovito-sericitické břidlice* a *pískovce, rohovce, vápence,* zřídka *sericitisovaný orthoklas* a *biotit*. Tmel konglomerátů je tvořen jílovitým karbonátem. Klastický materiál je nevytříděný kvalitativně i co do velikosti. Velikost valounů slepenců běžného typu je průměrně 1—3 mm, maximálně až 12 mm.

V zadní části údolí největší z odkryvů má výšku stěny cca 8 mm. Spodní část stěny tvoří velmi pevné typické slepence na flyšových pískovcích, rozpukané a posunuté spolu s flyšovým podložím. Slepence jsou modrošedé barvy a větrají do žlutorezava. Fauna je zde řídká, jen ojediněle se objevují schránky měkkýšů pevně stmelené s konglomerátem. Svrchní část stěny tvoří výrazně diskordantně uložený hrubý netříděný, slabě stmelený až nestmelený slepenec. Tento konglomerát se zásadně odlišuje od chropovských slepenců petrografickým složením, menším zpevněním a větší nevytříděností materiálu.

Slepenec je tvořen valouny až balvany dobře opracovaných flyšových *pískovců*, podřadněji valouny *vápenců* a málo opracovanými úlomky až balvany *chropovských slepenců*. Materiál je naprosto netříděný. Písčité vložky se nepravidelně střídají s valouny a balvany a hnízdy šedožlutého, jemnozrnného písku a závalky slinitých jílů. Balvany dosahují ojediněle průměru

Geologická mapa sv. okraje vnitroalpské pánve vídeňské s výchozy burdigalských slepenců u Chropova, Kovalovce a Lopašova

Upravil K. Bílek podle práce Buday—Březina—Cicha (1955)



1 — spodní burdigal, chropovské slepence; 2 — svrchní burdigal, lužické slepence; 3 — svrchní burdigal, jíly a jílové břidlice; 5 — karpat (2.—3. pásmo); 6 — svrchní torton, štěrky a písčité jíly; 7 — svrchní torton, slínité jíly a písky; 8 — sarmat, slínité jíly a písky; 9 — pannon; 10 — flyš.

až půl metru. Slepenec je málo zpevněn vápnito-jílovitým tmelem a místy po vyluhování karbonátického tmele je rozpadavý.

Slepenec leží diskordantně na chropovských slepencích a není tektonicky porušen. Z jejich geologické posice, uložení a petrografického obsahu je zřejmé, že *tyto slepence jsou mladší než slepence chropovské*. V ojedinělých slinitých vložkách byla nalezena mikrofauna lužických vrstev. Tatáž mikrofauna byla zjištěna ve šlírovitých jílech, ležících, diskordantně na chropovských slepencích (T. Buday — I. Cicha 1956). Slepence mají charakter ssuťových slepenců svrchního burdigalu. Vrtně byly zjištěny uvnitř pánve v prostorech Lužice, Hodonín, Týnec, kde tvoří basi svrchnoburdigalských šlírů (V. Špička — I. Zapletalová 1956).

V dalším odkryvu střední části údolí jsou slepence odkryty až po flyšový podklad a blokový pevný konglomerát jest tektonicky porušen i s podložím. Bloky flyšových pískovců nesou stopy činnosti spodnoburdigalského moře. Mořským příbojem jsou ohlazeny a vodorovné rýhy na nich ukazují na úroveň tehdejší mořské hladiny. Flyšové bloky jsou navrtány vrtavými mlži rodu *Lithophaga*.

Makrofauna byla nalezena hlavně v prvním chropovském odkryvu přibližně při vchodu do údolí. Slepence tu leží diskordantně na flyšových *pískovcích* a na rozpadavých šedých jílovitých *břidlicích*. Flyšové *pískovce* nesou opět stopy působení mořského příboje a stopy po činnosti vrtavých mlžů. Slepence mají drobnější zrno, jsou silně písčité a jejich polohy se střídají s lavicemi kompaktních slepenců, tektonicky porušených. Střídání slepenců s polohami písčitějšími a kompaktními lavicemi dodává celému souvrství charakter hrubé vrstevnatosti. Celé souvrství je ukloněno směrem do pánve. Makrofauna byla vykořistěna především ze silně písčitě rozpadavé slepencové polohy ve spodní části celého souvrství.

Další odkryvy slepenců s faunou jsou u obce Lopašov a Kovalovce. Na svahu flyšových kopců, těsně u v. okraje obce Lopašov, je několik odkryvů a slepence jsou zde lámány k stavebním účelům. Polohy hrubých slepenců jsou zde odkryty až po flyšové podloží. Slepence jsou silně zpevněné a polohy písčité a drobně zrnité tu chybí. Fauny je poměrně málo a vyskytují se především z mlžů rody čeledí *Pectinidae, Ostreidae, z ramenonožců* rod *Terebratula* a ze *svijonožců* rod *Balanus*.

U Kovalovce vycházejí slepence na povrch ve vinohradech Staré Hory (cca 1500 m sv. od kostela). Jsou zde polohy drobně zrnité a pískovcové, lavicovitě zpevněné, a místy i polohy silně písčité. Ve fauně opět převládají z *mlžů* některé druhy čeledi *Pectinidae*, které tvoří ojedinělé lavice. Dále zde byly nalezeny druhy rodů *Nucula, Chlamys, Cardita, Cardium, Laevicardium* a j. *Břichonožců (Gastropoda)* je zde poměrně málo.

Přehled nalezené fauny

Ve fauně jsou nejpočetněji zastoupeni především měkkýši, a to *mlži (Bivalvia)* 75 rodů a *břichonožci (Gastropoda)* 27 rodů. Po jednom druhu jsou zastoupeny *kelnatky (Scaphopoda)* a *hlavonožci (Cephalopoda)*. Z ostatních skupin živočišných byl zjištěn 1 druh *korálu (Anthozoa)*, 2 druhy *mechovek (Bryzoa)*, 3 druhy *ramenonožců (Brachiopoda)*, 2 druhy *ježovek (Echinoidea)* a po jednom druhu *svijonožců (Cirripedia)* a *ryb (Pisces)*.

Z celkového počtu 114 určených rodů jest druhově neurčeno 27 rodů. V několika případech jest i rodové určení nejisté.

Tab. 1

Seznam určené makrofauny:	Počet ex.:	Naleziště
Flabellum sp.	3	Ch
Ascosoecia crassa Kühn 1925	5	Ch, K
Holoporella cf. polythele (Reuss 1847)	fr.	Ch, K,
Terebratula hoernesi Suess 1866	6	Ch, K,
Terebratula sp.	1	Ch
Hemithiris cf. acuta Meznerics 1944	2	Ch
Emarginula (E.) *aff. clathrataeformis* Eichwald 1830	2	Ch
Diodora (Diodora) cf. apertura (Montague 1803)	1+fr.	Ch
Patella sp.	1	L
Oxystele aff. amedei (Brongniart 1823)	7	Ch
Gibbula (Colliculus) cf. biangulata (Eichwald 1830)	2	Ch
Calliostoma (Calliostoma) ottnangensis (R. Hörnes 1875)	1	Ch
Cyclostrema cf. *woodi* (M. Hörnes 1856)	1	Ch
Turritella (H.) cf. *vermicularis tricincta* Schaffer 1912	15+fr.	Ch
Turritella cf. *terebralis* Lamarck 1799	2+fr.	Ch
Turritella sp.	2+fr.	Ch
Protoma cf. *cathedralis* (Brongniart 1823)	2+fr.	Ch
Ampullina auriculata (Grateloup 1840)	1	Ch
Natica (Nassa) cf. *millepunctata* Lamarck 1822	4+fr.	Ch
Calyptraea (Calyptraea) aff. *chinensis* (Linnaeus 1758)	20	Ch, K
Calyptraea sp.	1	Ch
Trivia cf. *pisolina* (Lamarck 1810)	1	Ch
Cassis sp.	1+fr.	Ch
Ficus (Ficus) conditus (Brongniart 1823)	3	Ch
Ficus (Fulguroficus) aff. *burdigalensis* (Sowerby 1824)	3	Ch
Tritonalia (Ocinebrina) cf. *crassilabiata* (Hilber 1879)	1	Ch
Nassa sp.	1	Ch
Dorsanum (Dorsanum) sp.	2	Ch
Arcularia (Arcularia) aff. *dujardini* (Deshayes 1844)	2	Ch
Columbella sp.	2+fr.	Ch
Genota sp.	1	Ch
Conus (Dendroconus) sp.	1	Ch
Cepaea cf. *eversa* (Deshayes 1835)	1	Ch
Dentalium (Dentalium) cf. *sexangulum* (Schröter 1784)	9+fr.	Ch, K
Nucula (Nucula) nucleus (Linnaeus 1758)	8	Ch, K
Leda (Sacella) fragilis (Chemnitz 1784)	8	Ch, K
Arca (Arca) cf. *noae* Linnaeus 1758	1	Ch
Arca (Anadara) sp.	2	Ch
Barbatia (Barbatia) barbata (Linnaeus 1758)	6	Ch
Barbatia (Acar) cf. *bohemica* (Reuss 1860)	1	Ch
Bathyarca sp.	2	Ch

Tab. 1 — pokračování

Seznam určené makrofauny	Počet ex.:	Naleziště
Glycymeris (Glycymeris) sp.	15	Ch
Pinna (Atrina) pectinata brocchi (Orbigny 1852)	12 + fr.	Ch
Pecten (Pecten) hornensis Depéret-Roman 1902	24	Ch
Pecten (Amussiopecten) burdigalensis Lamarck 1806	1	K
Chlamys holgeri (Geinitz 1846)	2	Ch, L
Chlamys cf. *gigas* (Schlotheim 1813)	fr.	K
Chlamys cf. *justiana* (Fontannes 1878)	1	Ch
Chlamys (Aequipecten) praescabriuscula (Font. 1878)	27 + fr.	Ch, K, L
Chlamys (Aequipecten) seniensis (Lamarck 1819)	5 + fr.	Ch, K
Chlamys (Aequipecten) cf. *northamptoni* (Michelotti 1839)	fr.	K
Chlamys (Chlamys) multistriata (Poli 1795)	fr.	Ch, L
Chlamys (Chlamys) jakloweciana (Kittl 1887)	2	Ch
Chlamys (Hinnites) brussonii (Serres 1829)	1 + fr.	L
Lima (Radula) lima (Linnaeus 1758)	7	Ch, L
Lima (Mantellum) inflata (Chemnitz 1784)	1	Ch
Lima sp.	1	Ch
Anomia (Anomia) rugosa Schaffer 1910	3 + fr.	Ch
Pycnodonta cochlear (Poli 1791)	25	Ch, L
Ostrea (Ostrea) edulis lamellosa Brocchi 1814	1	Ch
Ostrea (Cubiostrea) producta (Raul.-Delbos 1853)	2 + fr.	Ch
Crassatella (Crassatina) concentrica (Dujardin 1837)	30	Ch
Cardita (Pteromeris) cf. *unidentata* (Basterot 1825)	5	Ch
Cardita (Cardiocardita) zelebori percostata Schff. 1910	6	Ch
Beguina (Arcinella) aff. *elongata* (Bronn 1831)	8	Ch
Beguina (Arcinella) sp. A	2	Ch
Beguina (Arcinella) sp. B	1	Ch
Beguina (Arcinella) sp. C	2	Ch
Beguina (Glans) sp.	2	Ch
Beguina (Carditamera) sp.	1	Ch
Isocardia (Isocardia) subtransversa Orbigny 1851	2 + 3 fr	Ch
Anisodonta (Basterotia) cf. *corbuloides* (Mayer 1859)	4	Ch
Taras (Taras) rotundatus (Montague 1803)	2	Ch, K
Loripes dujardini (Deshayes 1850)	3	Ch
Divaricella (Lucinella) ornata (Agassiz 1845)	3	Ch
Erycina (Erycina) cf. *backlundi* Kautsky 1939	1	Ch
Bornia (Bornia) cf. *hörnesi* Cossmann-Peyrot 1912	2	Ch
Solecardia (Spaniorinus) cf. *bobiesi* (Kautsky 1939)	1	Ch
Montacuta (Aligena) ovoides Kautsky 1939	20	Ch
Laevicardium (L.) biali Cossmann-Peyrot 1912	120	Ch, K
Laevicardium sp.	1	K
Laevicardium (T.) multicostatum miorotundatum (Sacco 1899)	6	Ch
Cardium (Cerastoderma) cf. *edule* Linnaeus 1758	1	Ch
Cardium (Parvicardium) cf. *papillosum* Poli 1791	9	Ch, K
Cardium (Parvicardium) cf. *kochi* Semper		Ch

Tab. 1 — pokračování

Seznam určené makrofauny	Počet ex.:	Naleziště
Dosinia (Orbiculus) exoleta (Linnaeus 1758)	3	Ch
Dosinia (Orb.) lupinus aff. *miolincta* Schaffer 1910	1	Ch
Pitaria (Paradione) chropovensis n. sp.	80	Ch
Pitaria (Paradione) lilacinoides (Schaffer 1910)	3 + 20 fr.	Ch
Pitaria (Paradione) cf. *taurorugosa* (Sacco 1899)	1	Ch
Pitaria (Paradione) sp.	1	Ch
Pitaria (Cordiopsis) aff. *benoisti* (Cossmann-Peyrot 1912)	4	Ch
Venus (Venus) cf. *verrucosa* Linnaeus 1758	2	Ch
Venus (Ventricosa) multilamella (Lamarck 1818)	9 + fr.	Ch
Venus (Circomphalus) plicata oblonga Schaffer 1910	24	Ch
Venus (Circomphalus) cf. *haidingeri* M. Hörnes 1861	5	Ch
Paphia (Paphia) benoisti praecedens Kautsky 1936	2	Ch
Lutraria (Lutraria) sp.	1	Ch
Solecurtus (Zozia) antiquatus (Pulteney 1799)	2 + 3 fr.	Ch, K
Tellina (Moerella) donacina Linnaeus 1758	11	Ch
Tellina sp.	2	Ch
Gastrana fragilis fragilis (Linnaeus 1758)	1	Ch
Gastrana fragilis aff. *gracilis* Schaffer 1910	1	Ch
Corbula (Corbula) basteroti (M. Hörnes 1865)	1	Ch, K
Corbula (Varicorbula) gibba (Olivi 1792)	3	Ch
Thracia (Thracia) ventricosa Phillipi 1844	4	Ch
Thracia (Cyathodonta) pubescens (Pulteney 1799)	4	Ch
Clavagella (Stirpulina) bacillum (Brocchi 1814)	1	Ch
Teredo (Phylloteredo) sp.	fr.	Ch
Aturia aturi (Basterot 1825)	2	Ch, L
Balanus concavus concavus Bronn 1831	1 + fr.	CH
Clypeaster sp.	1	Ch
Spatangus sp.	1	Ch
Oxyrhina cf. *hastalis* Agassiz 1844	1	Ch

Zkratky: Ch = Chropov, K = Kovalovec, L = Lopašov.

Faunistické společenstvo chropovských slepenců je zajímavé výskytem řady rodů a druhů, v karpatských pánvích nebo v burdigalu dosud nezjištěných. Jejich výčet je uveden v biostratigrafickém zhodnocení fauny. Chropovská lokalita je charakteristická hromadným výskytem druhů *Laevicardium biali* a *Pitaria chropovensis*.

Poznámky k přehledu fauny

Systematická část jest výtahem z práce Fauna chropovských slepenců (K. Bílek 1963). K systematickému členění byly použity práce J. A. Korobkova (1954, 1955), R. Siebera (1955, 1958), J. Tieleho (1929—1935) a Z. Špinara (1960). Fosilie byly určeny především z monografií M. Cossmann-A. Peyrot (1909—1928), Ch. Depéret-F. Roman (1902, 1910, 1928), V. Hilber (1879, 1882), M. Hörnes (1856, 1859—1870),

R. Hörnes (1875), R. Hörnes-M. Auinger (1879—1881), G. F. Dollfus-Ph. Dautzenberg (1902—1920), J. Seneš (1951, 1952, 1958), F. X. Schaffer (1910, 1912, 1925), F. Sacco (1872—1904), J. Roger (1939). Dále bylo přihlédnuto k celé řadě dalších prací, uvedených v literatuře. Jsou to zejména práce D. Andrusova (1938 a), I. Cs. Meznerics (1951, 1953, 1959), P. Čtyrokého (1959, 1960, 1961), F. Kautského (1925, 1928, 1936, 1939) a dalších autorů.

POPIS NĚKTERÝCH DRUHŮ:

BRACHIOPODA

RHYNCHONELLIDAE

Hemithiris d'Orbigny 1847

Hemithiris cf. *acuta* Meznerics 1944

Tab. I, obr. 6

1944 *Hemithiris acuta;* I. Meznerics: Die Brachiopoden des ung. Tertiärs, str. 22, tab. 3, obr. 7—10.

Chropov: 2 schránky 9—10 mm dlouhé, 11—12 mm vysoké a 6 mm široké. Dvoustranně souměrné, dorzibikonvexní schránky zaobleného, prodlouženě pentagonálního tvaru. Břišní miska s ostrým, ohnutým vrcholem. K přednímu okraji je rozšířena vkleslina, takže vazba misek je uniplikátní. Hřbetní miska je vypuklejší než břišní. Povrch schránek je hladký.

Druh byl popsán z písků u Csömör v Maďarsku (I. Meznerics 1944). Nálezy rodu *Hemithiris* ve Vídeňské pánvi nejsou dosud známé.

MOLLUSCA — GASTROPODA

FISSURELLIDAE

Emarginula Lamarck 1801

Tab. I, obr. 11

Emarginula (Emarginula) aff. *clathrataeformis* Eichwald 1830

1856 *Emarginula clathrataeformis* Eichwald; M. Hörnes: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien, str. 645, tab. 50, obr. 25

1958 *Emarginula clathrataeformis* Eichwald; R. Sieber: Systematische Übersicht, str. 125.

Chropov: 2 kamenná jádra se zbytky zkřídovatělých schránek, délka základny 10 mm, šířka 6 mm, výška ulity 5 mm.

Nestočená, kuželovitá ulita o elipsovité základně. Obloukovitě ohnutý, ostrý vrchol je posunut nazad. Na povrchu ulity je zřetelná radiální skulptura.

K rodovému zařazení jest dostačující tvar jádra. Nezřetelnost povrchové skulptury však nedovoluje jisté určení druhu.

Ve Vídeňské pánvi se tento druh nachází velmi řídce. M. Hörnes (1856) jej uvádí v Rakousku na lokalitě Pötzleindorf. V burdigalu karpatských pánví nebyl dosud znám, avšak je rozšířen v akvitánu a burdigalu akvitánské pánve (M. Cossmann-A. Peyrot 1916). Podobné druhy jsou zjištěny v miocénu italském, loirské pánve, z. Ukrajiny a ve Středozemním moři, kde dodnes žijí v litorální zóně.

Diodora Gray 1821

Diodora (Diodora) cf. *apertura* (Montague 1803)

Tab. I, obr. 9—10

1856 *Fissurella graeca* Montague; M. Hörnes: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien, str. 642, tab. 50, obr. 27

1958 *Diodora (Diodora) apertura* Montague; R. Sieber: Systematische Übersicht, str. 125.

Chropov: 1 kamenné jádro a fragmenty se zbytky povrchové skulptury; základna 11 mm dlouhá, 7 mm široká, výška ulity 6 mm.

Nestočená, široce kuželovitá schránka s oválnou základnou, s mírně decentrálně umístěným vrcholem a s malým, oválným otvorem. Na povrchu je tenká paprsčitá skulptura.

Malý počet nálezů a nezřetelnost povrchové skulptury nedovoluje přesnější určení.

Ve Vídeňské pánvi je tento druh uváděn M. Hörnesem (1856) z písků u Pötzleindorfu. Podobné druhy jsou nalezeny v miocénu pánve loirské a v burdigalu pánve akvitánské. V burdigalu Vídeňské pánve je tento druh nalezen poprvé. Druh dodnes žije v litorální zóně Atlantického oceánu a Středozemního moře.

TROCHIDAE

Gibbula Leach in Risso 1826 — **Colliculus** Monterosato 1888

Gibbula (Colliculus) cf. *biangulata* (Eichwald 1830)

Tab. I., obr. 17—18

1856 *Trochus biangulatus* Eichwald; M. Hörnes: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens, str. 460, tab. 45, obr. 15

1919 *Gibbula (Colliculus) biangulata* Eichwald; M. Cossmann-A. Peyrot: Conchologie néog. de l'Aquitaine, str. 124, tab. 4, obr. 20—22.

Chropov: 2 kamenná jádra se zbytky zkřídovatělé ulity, průměr tělesného závitu 8 mm, výška ulity 10 mm.

Kuželovitá ulita s extrakónickým kotoučem, tvořená pěti až šesti oblými, stupňovitými závity s náznaky dvou spirálních žeber. Nezřetelnost povrchové skulptury nedovoluje přesnější určení.

Druh je rozšířen v akvitánu až helvetu akvitánské pánve (M. Cossmann-A. Peyrot 1919). Varieta *Gibbula biangulata porella* (R. Sieber 1958) je uváděna

ojediněle v miocénu lokalit Steinabrunn, Rousínov (M. Hörnes 1856) a v tortonu polském (W. Friedberg 1911). V burdigalu Vídeňské pánve je druh nalezen poprvé.

Calliostoma Swainson 1840

Calliostoma (Calliostoma) ottnangensis (R. Hörnes 1875)

Tab. I, obr. 21—22

1875 *Trochus ottnangensis;* R. Hörnes: Die Fauna von Ottnang, str. 360, tab. 10, obr. 11, 19.

Chropov: 1 kamenné jádro se zbytky zkřídovatělé ulity, průměr tělesného závitu 8 mm, výška ulity 7 mm.

Kuželovitá ulita s kruhovou základnou a plochými až mírně dovnitř prohnutými čtyřmi až šesti závity. Na povrchu závitů náznaky spirálních rýžek. Embryonální závity schází.

Náš nález se shoduje s druhem, jež R. Hörnes (1875) nalezl ve šlíru u Ottnang. Podobné druhy z burdigalu akvitánské pánve *Calliostoma Audebardi* (M. Cossmann — A. Peyrot, str. 145, tab. 4, obr. 65—67; C. Xavieri, str. 146, tab. 4, obr. 68—70; C. Tournoueri, str. 147, tab. 4, obr. 71—72) se liší hlavně povrchovou skulpturou. V burdigalu Vídeňské pánve je tento druh nalezen poprvé.

CARDIIDAE

Laevicardium Swainson 1840

Laevicardium (Laevicardium) biali Cossmann-Peyrot 1912

Tab. II, obr. 13—16

1912 *Cardium (Laevicardium) biali;* M. Cossmann-Peyrot Conchologie néog. de l'Aquitaine, str. 522, tab. 22, obr. 35—37

Chropov, Kovalovec: Velké množství (přes 120) jader se zkřídovatělými zbytky misek; jádra různé velikosti, největší misky 22 mm dlouhé, 21 mm vysoké a cca 7 mm široké, nejmenší 7 mm dlouhé, 6 mm vysoké a cca 2,5 mm široké.

Mírně klenuté, skoro souměrné misky kruhového obrysu, s vystouplým a zahnutým vrcholem. Povrch misek je hladký, četná slabounká radiální žebírka jsou viditelná pouze při postranních okrajích misky.

Druh se jednoznačně shoduje s formou, definovanou M. Cossmannem a A. Peyrotem (1912). Nejbližší druh z miocénu Vídeňské pánve *Laevicardium cyprium* Brocchi (M. Hörnes, str. 178, tab. 30, obr. 6 a-c) se shoduje s naší formou vnějším obrysem a povrchovou skulpturou, avšak jest větší a vypuklejší.

Laevicardium biali je burdigalský druh akvitánské pánve. V burdigalu Vídeňské pánve i v dalších karpatských pánvích nebyl dosud zjištěn, přestože v chropovské lokalitě je nejčetnější zkamenělinou.

MERETRICIDAE

Pitaria Römer 1857 — Paradione Dall 1901

Pitaria (Paradione) chropovensis n. sp.
Tab. II, obr. 9—12

Holotyp: ve sbírce geologického oddělení závodu ČND Gbely; vyobrazen na tab. II, obr. 10.

Stratum typicum: spodní burdigal Vídeňské pánve — chropovské slepence.

Locus typicus: písčito-slepencové souvrství prvního chropovského odkryvu.

Derivatio nominis: podle obce Chropova.

Materiál: cca 80 kamenných jader se zbytky zkřídovatělých pravých a levých misek.

Charakteristika. Malé, mírně klenuté misky, oválného až zaobleně trojúhelníkového obrysu, s prosogyrním vpřed posunutým a ohnutým vrcholem.

Popis: Misky mají prodlouženě oválný až zaobleně trojúhelníkový obrys; vpředu mírně zúžené, vzadu elipticky zaoblené; přední horní okraj mírně prohnutý, zadní obloukovitě klenutý. Prosogyrní vrchol jest posunut a ohnut vpřed. Povrch misek jest hladký, místy jsou slabě znatelné koncentrické přírůstkové linie. Vnitřní plocha misek není viditelná.

Rozměry. Misky jsou 7—16 mm dlouhé, 6—12 mm vysoké, 2—5 mm široké. Holotyp (levá miska) jest 12 mm dlouhý, 10 mm vysoký a cca 3 mm široký.

Poznámky a vztahy. Stav zachování nálezů nedovoluje popis zámku. Jako hlavní diagnostický znak zůstává obrys, tvar, velikost misky a povrchová skulptura. Z velkého počtu kamenných jáder jest viděti, že tvar misek kolísá od oválně eliptického tvaru k tvaru zaobleně trojúhelníkovému.

Naše forma jest nejbližší akvitánskému druhu z akvitánské pánve *Meretrix (Tivelina) noaillanensis* (M. Cossmann-A. Peyrot 1912, str. 403, tab. 16, obr. 7—8; tab. 18, obr. 17, 22), od kterého se liší tvarem a podstatněji však velikostí. Většina misek jest podlouhlejšího tvaru a průměrně dvakrát větší. Z ostatních podobných druhů jest možno uvésti eocenní druh *Pitaria (Callista sectio Chionella) ovalina* Desh. (M. Cossmann-G. Pissaro 1904—1913, tab. 11, obr. 5—18), *Meretrix (Pitaria) rudis* (Poli) z helvetu až tortonu akvitánské pánve (M. Cossmann-A. Peyrot 1912, str. 383, tab. 15, obr. 7—8, 15—16) a *Cytherea rudis* (Poli) ze štýrského miocénu (V. Hilber 1879, tab. 6, obr. 5—6). Všechny uvedené druhy nelze bez srovnávacího materiálu podrobněji posoudit, avšak z vyobrazení jest patrná jejich tvarová odlišnost.

Rozšíření. *Pitaria chropovensis* jest typický burdigalský druh písčitých fácií chropovských slepenců.

Nejbližší druh *Pitaria noaillanensis* se nachází v akvitánu akvitánské pánve (M. Cossmann-A. Peyrot 1912), v Bavorsku na lokalitě Thalberg (H.

Hagn—O. Hölz 1952), na lokalitě Eger v Maďarsku (J. Noszky 1936) a u Kováčova na jižním Slovensku (J. Seneš 1958). Další podobné neogenní druhy *Meretrix (Pitaria) rudis* (Poli) se uvádějí v tortonu a v helvetu akvitánské pánve a pod názvem *Cytherea rudis* (Poli) ve štýrském miocénu.

Cordiopsis Cossmann 1909

Pitaria (Cordiopsis) aff. *benoisti* (Cossmann-Peyrot 1912)

Tab. II, obr. 5

1912 *Meretrix (Pitaria) Benoisti;* M. Cossmann-A. Peyrot; Conchologie néog. de l'Aquitaine, str. 390, tab. 15, obr. 9—10

Chropov: 4 jádra se zbytky zkřídovatělých misek; délka misky 33—37 mm, výška 30—32 mm, šířka cca 8 mm.

Okrouhlé až zaobleně obdélníkové misky s prosogyrním vpřed posunutým vrcholem. Povrch misek hladký.

Misky se tvarem zcela shodují s určeným druhem, přesto však nelze považovati určení za jednoznačné vzhledem ke stavu zachování jader.

Tento druh je uváděn v karpatských pánvích poprvé. V burdigalu Vídeňské pánve se uvádějí velikostí a tvarem poněkud odlišné druhy *Pitaria (Cordiopsis) islandicoides* (F. X. Schaffer 1910) a *Pitaria (Cordiopsis) Schafferi* (F. Kautsky 1936), který je rozšířen na lokalitách Eggenburg a Vilshofen v Rakousku (F. Kautsky 1936), na Slovensku na lokalitách Vaďovce (P. Čtyroký 1959), Čausa (H. Janásová 1953) a Sverepec (J. Seneš 1960, P. Čtyroký 1960). V akvitánu se vyskytuje na lokalitě Thalberg v Bavorsku (H. Hagn-O. Hölzl 1952) a u Kováčova na Slovensku (J. Seneš 1958).

CLAVAGELLIDAE

Clavagella Lamarck 1818 — **Stirpulina** Stoliczka 1870

Clavagella (Stirpulina) bacillum (Brocchi 1814)

Tab. V, obr. 4

1859 *Clavagella bacillaris* Desh.; M. Hörnes: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien, str. 2, tab. 1, obr. 1 a-b

1906 *Brechites miocaenicus;* E. Vadász: Über die obermediterrane Fauna von Budapest-Rakos, str. 337

Chropov: Tlakem porušené jádro válcovitého tvaru (tubus) s otisky obou misek; délka tubusu 4 cm, průměr 1 cm; délka větší misky 15 mm, výška 12 mm; délka menší misky 12 mm, výška 10 mm. Nestejně velké misky elipsovitého tvaru s výraznými otisky koncentrické skulptury.

Tělo měkkýše, vězící v sakovitém plášti vylučuje vápnitou rourku-tubus. Vpředu mezi miskami vysunuje měkkýš červovitou nohu, pomocí níž chemickými výměšky

rozrušuje horninu a tak se zavrtává do skal, korálových útesů nebo i do masy schránek ústřic a balanidů.

Clavagella bacillum je ztotožňována s druhem *Brechites miocaenicus* (E. Vadász 1906; R. Sieber 1955). Náš nález odpovídá charakteristice rodu *Clavagella* (I. A. Korobkov 1954).

Nálezy fosilních zbytků rodu *Clavagella* jsou velmi vzácné. M. Hörnes (1859) uvádí po jednom nálezu z lok. Steinabrunn, Děvínská Nová Ves a Grund. V burdigalu jest *Clavagella* nalezena poprvé. Další výskyty jsou z miocénu u Budapešti (E. Vadász 1906), z miocénu štýrského, švýcarského (G. B. Brocchi 1814), italského (F. Sacco 1897) a z miocénu severoafrického (G. Tavani 1938). *Clavagella* se objevila již v křídě a nyní žije 6 druhů a z nich dva druhy ve Středozemním moři.

ECHINOIDEA

CLYPEASTRIDAE

Clypeaster Lamarck 1801

Clypeaster sp.

Tab. V, obr. 1

Chropov: Tlakem poškozený exemplář ve slepenci s viditelnou svrchní stranou 105 mm dlouhý, 110 mm vysoký a cca 20 mm široký.

Zdvižené petaloidy v ambulakrální části, z nichž čelní je nejdelší, pravý zadní poněkud rozšířen. Pórové zóny snížené a interambulakra dosahují téměř výše ambulaker. Počet tuberkulí v pórových zónách a madreporová deska nejsou rozpoznatelné. Okrajový lem dosti široký.

Stav nálezu nedovoluje druhové určení. Vzhled svrchní strany upomíná na rod *Stolonoclypus* A. Agassiz 1863 emend. Checchia-Rispoli 1920 (V. Kalabis 1949). Nelze však vyloučit možnost, že se jedná o druh *Clypeaster latirostris* Agassiz 1840 = *Clypeaster latirostris vindobonensis* Lamber (1906, 1912, 1913), který byl nalezen v burdigalu hornské pánve v Rakousku (F. X. Schaffer 1910). Nálezy ježovek v burdigalu jsou vzácné.

EKOLOGICKÉ ZHODNOCENÍ FAUNY

Popsaná thanatocenosa mlžů, břichonožců a ostatních druhů patří k faunám, které žily v litorální až mělkoneritické zoně spodnoburdigalského moře. Litorální až mělkoneritická zóna dnešních moří a oceánů sahá do hloubky maximálně 100 m. Obdobné hloubky se počítají i pro spodní burdigal. Z geografického rozšíření spodnoburdigalských slepenců na okraji i uvnitř pánve je zřejmé, že se jednalo o otevřené moře s členitým pobřežím a mnoha zálivy. Složení biocenosy moře u pobřeží je odvislé (jak bylo zjištěno studiem ekologie recentních měkkýšů) od hloubky dna, od jeho

litologického charakteru a v menší míře od výkyvů fysikálně chemických podmínek pobřežní zóny (R. Hesse — W. Allee — K. Schmidt 1937). K těmto podmínkám patří kolísání teploty během dne i roku, kolísání salinity, světla, rychlé odpařování, vlivy mořských proudů a vlnobití.

Závislost složení fauny na substratu platí především o mlžích, kteří žijí z části zahrabáni v sedimentu dna a jejich pohyb je omezen na nejmenší míru. Tato závislost platí už méně o čeledi *Pectinidae,* kteří tvoří podstatnou část thanatocenosy. Proti ostatním mlžům jsou schopni, zejména zástupci podrodu *Aequipecten* aktivního pohybu, který je činí nezávislými od litologie mořského dna. Na substratu je silně závislá většina druhů čeledi *Ostreidae.* Jejich hromadný výskyt je odvislý od skalnatého podkladu v mělké proudící vodě. Rovněž existence některých *ramenonožců* (na př. *Terebratula*) a *svijonožců* (na př. *Balanus*) je vázána na pobřežní pásma, kde žijí připevněni nebo „přirostlí" ke skále. Recentní druhy z nalezené makrofauny žijí v různých hloubkách a často v různých fysikálních a chemických podmínkách biotopu.

Na biotop lokalit můžeme usuzovati z ekologie druhů, které žijí recentně. Z nalezené fauny cca 50 % druhů nebo druhů blízce příbuzných žije dodnes ve Středozemním moři a v Atlantiku. Pro posouzení biotopu jsou rozhodující převládající druhy ve fauně.

Vlastnosti biotopu, t. j. hloubku, salinitu, teplotu, proudění a aeraci vody v životním prostředí fauny zjistíme podle těchto recentně žijících druhů:

Pinna pectinata brocchi a jí blízce příbuzné druhy žijí recentně v Atlantiku od Anglie až po Portugalsko. Jejich životním prostředím je laminární až mělkoneritické pásmo v hl. 7—91 m (J. Walther 1893) s písčitým podkladem. Snáší menší výkyvy teploty a salinity.

Tellina donacina byla podle J. Walthera (1893) nalezena v Severním moři do hl. 149 m, v Atlantiku do hl. 120 m a ve Středozemním moři do hl. 58 m. Je citlivá na výkyvy salinity, žije na písčitém dně, ale i na jílovitém podkladu a v kalné stojaté vodě.

Nucula nucleus recentní v Severním moři, v Atlantiku v jeho arktické, boreální, keltské a lusitánské provincii od Grónska a Nové Země po Azory a ve Středozemním moři obývá pásma v hl. 3—2100 m (J. Walther 1893), t. j. od zosterového do abyssálního pásma. Ve Středozemním moři byla nalezena v hl. 3—500 m (M. Paulus — P. Mars 1942). Snáší dobře velké rozdíly hloubkové, teplotní, slabé provzdušnění, kalnou vodu, ale jenom minimální snížení salinity, podle H. Jaeckela (1952) 25—28 ‰ v Severním a v Baltické moři. Optimální podklad mořského dna je slinito-jílovitý, ale najde se i v prostředí písčitém a vápnitém. Podobnou ekologii má i *Leda fragilis.*

Lima lima a *Lima inflata* jsou recentní druhy ze Středozemního moře a Atlantického oceánu. Obývají litorální a laminární pásmo subtropického až mírného moře s dobře větranou vodou normální salinity.

Solecurtus antiquatus žije ve Středozemním moři a v Atlantickém oceáně od Nórska až po Madeiru. Obývá litorální pásmo a snáší mírné snížení salinity. Jeho rozšíření od subtropického moře až do severnějších poloh mírného pásma Atlantiku ukazuje, že druh se přizpůsobuje i výkyvům teploty.

Gastrana fragilis je široko rozšířený druh. Žije ve Středozemním, Kaspickém, Černém moři a v Atlantiku od Grónska a Nórska až k portugalskému pobřeží. Obývá litorální, laminární i mělkoneritické pásmo s jílovito-písčitým dnem. Snáší nižší teplotu i podstatně sníženou salinitu.

Chlamys multistriata žijící v Severním moři, v Atlantickém oceáně a ve Středozemním moři obývá laminární pásmo, mělké i hlubší neritikum. Optimální životní podmínky nalézá na písčitém dně s čistou větranou proudící vodou o minimální salinitě 18—20 ‰.

Corbula gibba, žijící v Severním moři, v Atlantiku a ve Středozemním moři, má velké bathymetrické rozšíření. Byla nalezena od hl. 5 m až do hl. 2698 m (J. Walther 1893), 5—2000 m (R. L. Merklin—L. A. Nevesskaja 1955), nejčastěji však do hl. 200 m, kde obyčejně vytváří kolonie. Její masový výskyt závisí též od mořských proudů, přínosu detritu, proto hloubkové údaje jsou odlišné. Má v oblibě jílovitý a jílovito-písčitý podklad (R. L. Merklin 1950) a větranou vodu. Ve větším množství se proto nachází jen v menších hloubkách v laminárním a v mělko-neritickém pásmu. Velké adaptační schopnosti jí dovolují existenci i v kalné vodě, za snížené teploty a salinity snížené až na 22—24 ‰.

Mořské proudy neovlivňují její výskyt. Optimální prostředí je dobře aerované, s normálním obsahem kyslíku. *C. basteroti* má podobnou ekologii a chybí v brak. vodách se salinitou pod 25 ‰.

Venus multilamella a *Venus verrucosa* žije ve Středozemním moři. M. Paulus a P. Mars (1942) udávají jejich výskyt do hl. 500—700 m. Podle analysy fosilních asociací (L. Strausz 1928) žily tyto druhy od pásma laminárního až do abyssálního. V podobných podmínkách žily asi ostatní druhy rodu Venus.

Barbatia barbata jest obyvatelem hlavně subtropických moří. Obývá litorální a laminární zónu s písčitým, písčito-jílovitým i vápnitým podkladem. Snáší nepatrné snížení salinity.

Recentní druhy rodu *Anomia* žijí v litorální až abyssální zóně (M. Paulus—P. Mars 1912; J. Walther 1893). V biocenose s rodem *Ostrea* tvoří lavice v litorální a laminární zóně nebo žijí v koloniích na skalách, na miskách větších měkkýšů, na písčitém jílu, na hrubozrnném podkladě, ale našla se také na mořských rostlinách.

Zástupci rodu *Arca* žijí v litorální a laminární zóně. Výjimku tvoří *Bathyarca pectunculoides,* která žije ve Středozemním moři od litorálu až do abyssálu. Rod *Arca* (na př. *Arca noae*) žije v subtropických a mírných mořích, optimálně za teploty 10—20 °C. Masově vystupuje ve vodě se salinitou nad 30 ‰, jednotlivě při salinitě 25—30 ‰.

Rod *Ostrea* žije zpravidla v malých hloubkách především v litorální až mělkoneritické zoně. Často tvoří kolonie s rodem *Anomia* na místech, kde proudění vody přináší dostatek potravy. Snáší roční změny teploty a úbytek salinity.

Recentní typ druhu *Pycnodonta cochlear* žije v Atlantickém oceáně a ve Středozemním moři převážně na okraji kontinentálního prahu. M. Paulus a P. Mars (1942) uvádějí jeho výskyt ve Středozemním moři jižně Marseille do hl. 555 m. J. Walther (1893) jej uvádí v Atlantickém oceáně v hloubkách od pobřeží až do hl. 1828 m. Jeho výskyt v mělkovodních sedimentech evropského miocénu nasvědčuje tomu, že tento druh žil pravděpodobně i v litorální, laminární a mělkoneritické zoně. Žije i ve špatně větrané vodě na pelitických sedimentech. Snáší i snížení salinity.

Na ekologii většiny nalezených fosilních druhů rodů *Pecten* a *Chlamys* můžeme souditi podle ekologie recentního druhu *Chlamys opercularis,* který žije ve Středozemním moři v hloubkách od pobřeží až do hlubšího neritika a v Atlantickém oceáně i v pásmu bathyálním; snáší snížení teploty a mírné snížení salinity.

Jednotlivé druhy a poddruhy rodu *Cardium* mají rozdílné vlastnosti, pokud se týká jejich bathymetrického rozšíření a salinity. Většina z nich dává přednost písčitému nebo písčito-jílovitému dnu. Recentní formy podrodu *Parvicardium* žijí v Atlantickém oceáně a ve Středozemním moři. Recentní *Cardium papillosum* žije v optimálním prostředí na skalnatém vápencovém nebo písčitém dně, ve Středozemním moři v litorální až mělkoneritické zóně, ale v Atlantickém oceáně i v bathyální a abyssální zóně. Je to stenohalinní druh, který nesnáší pokles slanosti pod 28—30 ‰.

Nejlépe je známa ekologie druhu *Cardium edule.* Tento druh má velké bathymetrické rozšíření, snáší velké výkyvy v teplotě, v salinitě i škodlivé chemické a fysikální vlivy. Obývá arktické, boreální a subtropické zóny evropských moří a severozápadní Afriky. Snáší změny teploty, velmi slanou vodu i vodu silně vyslazenou. Jeho bathymetrické rozšíření je od zony litorální až do abyssální. V příznivých podmínkách vytváří i kolonie.

Zástupci podrodu *Acanthocardia* představují stenohalinné formy, které nežijí ve vodě nižší salinity než 26 ‰. (R. L. Merklin 1950). Recentní *Cardium (Acanthocardia) aculeatum* žije ve Středozemním moři v neritickém pásmu na písčitém až jemně písčito-jílovitém podkladě. Rovněž zástupci podrodu *Trachycardium* představují stenohalinní skupinu, žijící na obdobném podkladě nejčastěji v mělkém neritiku.

Nejčetnější fosilní druh chropovské lokality *Laevicardium biali* podle svého výskytu v silně písčité facii byl asi vázán na písčitý podklad litorální a laminární zóny.

Recentní druhy rodu *Thracia* žijí ve Středozemním moři v hlubším neritiku. J. Walther (1893) uvádí jejich rozšíření i v zóně litorální a laminární. Druhy rodu *Glycymeris* žijí na jílovitém písčitém nebo na vápnitém podkladu nejčastěji od litorálu do mělkého neritika.

Z kelnatek *(Scaphopoda)* hladké formy rodu *Dentalium* žijí v hlubších bathy-

metrických pásmech. Žebrované druhy, k nimž patří i *Dentalium sexangulum,* jsou rozšířeny však i v pásmech mělčích.

Většina břichonožců *(Gastropoda)* žije v zóně laminární a mělké neritické, na př. příslušníci rodu *Nassa* žijí v litorální a laminární zóně s písčitým i jílovitým podkladem. Rod *Natica* má však velký bathymetrický rozsah a ekologické podmínky různých druhů jsou odlišné.

Natica millepunctata žije ve Středozemním moři a na portugalském pobřeží Atlantiku (O. Buchner 1913) převážně na písčitém dobře větraném dně od sublitorálu až do mělkého neritika. J. Walther (1893) udává hloubkový rozsah 3—91 m. *Natica* mění často místo a byla pozorována i na jílovitém podkladě (M. Paulus — P. Mars 1942). Snáší i pokles salinity a přizpůsobuje se kolísání salinity, na př. v mexickém zálivu v rozmezí 20—30 ‰ (R. H. Parker 1955). Podobný způsob života vedou i ostatní druhy čeledi *Naticidae.*

Recentní zástupci rodu *Nassa* žijí v Atlantickém oceáně a ve Středozemním moři. Obývají především sublitorální zónu a areál jejich rozšíření sahá až po spodní hranici lamináru. Jsou draví, neboť přepadávají a převrtávají tenkostěnné schránky mlžů. Jeden z euryklimatických druhů *Nassa reticulata* L. žije v Atlantickém oceáně od norského pobřeží po Gibraltar a Kanárské ostrovy, ve Středozemním, Černém a Azovském moři. Snáší vyslazení až na 10—15 ‰ a obývá oblasti porostlá zosterami na písčito-jílovitém i skalnatém dně nejčastěji v sublitorální zóně.

Některé druhy, z *břichonožců* na př. *Calyptraea chinensis* a další, z *ramenonožců (Brachiopoda)* rod *Terebratula,* z *mlžů (Lamellibranchiata)* příslušníci rodů *Pecten, Chlamys, Hinnites, Ostrea, Anomia* j., *mechovky,* ze *svijonožců (Cirripedia)* rod *Balanus* atd., svým způsobem života v určitém stadiu vývoje jsou vázány na pevnější poklad litorálního a laminárního pásma, kde jsou různým způsobem upevněny k podkladu (sesilní benthos).

Ve fauně silně převládají *mlži* nad *břichonožci.* Ostatní živočišné skupiny jsou zastoupeny podřadně. Tento zjev je nutno považovati za primární, neboť ve společenstvu recentních měkkýšů bývá převaha mlžů na kontinentálních plážích Středozemního moře obvyklá (M. Paulus — P. Mars 1942).

Obdobné složení fauny jak co do druhů tak co do kvantitativního poměru *mlžů* a *břichonožců* je známo z řady burdigalských lokalit.

V chropovských odkryvech můžeme rozlišiti dva litologicky rozdílné biotopy a to polohy hrubých slepenců a polohy silně písčitých drobných slepenců až písků. Slepencové nepísčité polohy se vyznačují překotnou netříděnou sedimentací klastického materiálu a poměrně chudou faunou. V thanatocenose se řídce objevují rody *Pecten, Chlamys, Lima, Ostrea, Terebratula* a *Balanus.* Písčité, slabě zpevnělé však obsahují bohatou faunu. Některé popsané druhy se tu objevují ve velkém množství.

Faunisticky chudé jsou slepence lokality Lopašov a zpevnělé slepence většiny chropovských odkryvů. Vyskytují se tu hlavně druhy obývající příbojové pobřežní pásmo. Z cca sta určených druhů pouze 10 bylo nalezeno v lopašovském odkryvu.

Poněkud bohatší jsou málo odkryté písčité slepence až písky kovalovecké. Bylo zde nalezeno cca osmnáct druhů.

Bohaté faunistické společenstvo obsahuje poloha slabě zpevnělých, silně písčitých slepenců až písků prvního chropovského odkryvu. Fauna zde tvoří místy až lumachelly, v nichž zkřídovatělé schránky jsou prosakující povrchovou vodou silně vyloužený. Z celkového počtu více než 100 určených druhů bylo v tomto odkryvu nalezeno celkem přes 90 druhů. Nejčastěji se vyskytující druhy jsou uvedeny v následující tabulce č. 2.

Ze 32 v tabulce uvedených druhů žije dosud 15 druhů ve Středozemním moři a v Atlantickém oceáně. Pro ekologické posouzení biotopu jsou uvedeni především *mlži* (26 druhů), kteří svojí četností charakterisují biotop.

Nejpočetněji zastoupené fosilie *Laevicardium biali, Pitaria chropovensis, Venus plicata oblonga, Glycymeris* sp., *Pecten hornensis, Chlamys praescabriuscula, Crassatella concentrica* a j. v dnešních mořích již nežijí. Na jejich ekologii usuzujeme z doprovodné recentní fauny, jejichž životní podmínky jsou známé.

Velká většina popsaných druhů obývá litorální, laminární až mělkoneritické pásmo. Ve fauně se vyskytují v nevelkém množství druhy, které sice mohou žíti v uvedených pásmech, avšak zasahují i do bathymetricky hlubších zon. Jsou to *Corbula gibba, Aturia aturi, Pycnodonta cochlear* a j. U těchto druhů mohlo dojíti i k přemístění z bathymetricky hlubších zón v postmortálním stavu mořskými proudy a příbojem. Většina fosilií bohatých písčitých poloh chropovského odkryvu se pravděpodobně nachází nedaleko míst, kde žila. Na toto lze souditi podle nároků většiny fauny na písčité dno. U ostatních druhů, které svým způsobem života jsou vázány připevněním na skalnaté dno (*Balanus, Ostrea* a j.) nebo jejichž optimální prostředí je jílovité dno, musíme předpokládati, že tato fauna byla přemístěna. O přesunu fauny v postmortálním stadiu nás přesvědčuje vznik lumachel z druhů nestejné ekologie a jejich neorientované překotné uložení.

Uvažujeme-li o hloubce biotopu, bereme v úvahu geologickou posici odkryvů, facii sedimentů a hloubkový diapazon recentních druhů. Odkryvy se nacházejí v těsné blízkosti břehů spodnoburdigalského moře, které transgredovalo v prostoru na flyš bělokarpatské jednotky. Pobřežní čáru nám ukazuje styk slepenců a písků s flyšem. Břeh je budován flyšovými slinito-jílovitými pískovci, které jsou v chropovských odkryvech navrtány vrtavými *mlži* rodu *Lithophaga*. V příbojovém pásmu a na basi transgredoval hrubý slepenec a v laminární až mělkoneritické zóně sedimentovaly písky doplňované písčitými sedimenty z hlubších poloh a drobnějším slepencem z příbojového pásma. Ježto i recentní doprovodná fauna žije především v mělkých zonách, soudíme, že fauna slepencových poloh v Lopašově a většiny chropovských odkryvů žila v litorálním až sublitorálním pásmu a fauna písků v litorálním až mělkém neritickém moři. Že se jednalo o moře mělké, dokazuje přibližně stejný faciální vývoj burdigalských sedimentů ve velké části sedimentační pánve. Dno moře bylo převážně písčité a skalnaté.

Ekologie recentních a některých fosilních druhů na chropovské lokalitě *Tab. 2*

Druh	počet	recent	bathymetrická pásma			salinita			teplota		
	kusů	fosil.	litorál až sublitorál	mělké a hluboké neritikum	bathyál	pod 25 ‰	pod 30 ‰	normální	boreal stud.	celtlus. mírná	mediteran subtrop.
Calyptraea chinensis	20	r.	----	—	—		+	+		+	+
Turritella cf. *vermicularis*	15	f.	----	—	—		+	+		+	+
tric.											
Natica cf. *millepunctata*	3	f.		—	—	----	+	+		+	+
Ficus conditus	3	r.	----	—			+	+		?	+
Arcularia aff. *dujardini*	2	f.	—	—			+	+		+	+
Laevicardium biali	120	f.	—	—	—	+	+	+		+	+
Pitaria chropovensis	80	f.	----	----	----		+	+		+	+
Montacuta ovoides	20	f.	----	----	----		+	+		+	+
Cardium papillosum	9	r.		—	—	----	+	+		+	+
Venus multilamella	9	r.		----	----	—	+	+		+	+
Venus plicata oblonga	24	f.		----	----	—	+	+		+	+
Taras rotundatus	2	r.		—	----	----	+	+		+	+
Dosinia exoleta	3	f.	----	—	—		+	+		+	+
Solecurtus antiquatus	2	r.	—	—	—	----	+	+		+	+
Tellina donacina	11	r.	—	—	—	—	+	+	+	+	+
Nucula nucleus	4	r.		—	—	—	+	+	+	+	+
Leda fragilis	8	r.		—	—	----	+	+		+	+
Barbatia barbata	6	r.	----	—	—		+	+		+	+

Tab. 2 — pokračování

Druh	počet	recent	bathymetrická pásma			salinita			teplota		
	kusů	fosil.	litorál až sublitorál	mělké a hluboké neritikum	batyál	pod 25 ‰	pod 30 ‰	normální	boreal stud.	celtlus. mírná	mediteran subtrop.
Glycymeris sp.	15	f.	----	—	—		+	+		+	+
Pina pectinata brocchi	12	r.		—	—		+	+		+	+
Pecten hornensis	24	f.		—	—		?	+		+	+
Chlamys praescabriuscula	27	f.	----	—	—		+	+		+	+
Lima lima	7	r.	—	—			+	+		+	+
Anomia rugosa	3	f.	—	—	—	----	----	+	+	+	+	+
Pycnodonta cochlear	25	r.	----	----	----	—	—	+	+	+	+	+
Crassatella concentrica	30	f.						+	+		?	+
Cardita unidentata	5	f.		—	—			+	+		+	+
Beguina aff. *elongata*	8	f.		—	—			+	+		?	+
Gastrana fragilis fragilis	1	r.	—	—	—		+	+	+	?	+	+
Corbula gibba	3	r.		—	—	—	----	+	+	+	+	+	+
Thracia ventricosa	4	f.		----	—	—			+	+		+	+
Terebratula hoernesi	5	f.		—	—	—			+	+		?	+

Většina uvedené recentní fauny žije dnes v mořích s normální salinitou 30—35 ‰ solí. Skoro všechny druhy však, jak ukazuje tabulka, snášejí snížení salinity pod 30 ‰. Některé druhy rodů *Anomia, Pycnodonta, Cardium, Gastrana, Corbula* jsou schopné života ve vodě se salinitou pod 25 ‰. Přítomnost stenohalinních druhů čeledi *Pectinidae* však nepřipouští podstatné snížení salinity.

Chceme-li odpovědět na otázku teploty spodnoburdigalského moře, je nutno si všimnouti rozšíření dnes žijících druhů. Všechny naše recentní druhy žijí dnes ve Středozemním moři a v teplejších pásmech Atlantického oceánu. Pouze některé,

na př. *Tellina donacina, Nucula nucleus* atd., se vyskytují i v boreálním pásmu. Na základě těchto údajů je nejpravděpodobnější, že teplota spodnoburdigalského moře odpovídala přibližně teplotě dnešního Středozemního moře.

Shrneme-li všechny uvažované ekologické faktory, zjišťujeme, že spodnoburdigalská fauna našich lokalit žila u pobřeží mělkého subtropického moře s mírně sníženou salinitou. Moře bylo bohaté na organismy.

Biostratigrafické zhodnocení

Makrofauna chropovských odkryvů jest co do věkového rozšíření velmi rozmanitá a skládá se převážně z druhů, které jsou známé v evropských neogenních pánvích v celém miocénu a z části i v pliocénu. Značná část fauny (cca 18 %) žije dodnes v Atlantickém oceáně a ve Středozemním moři.

Podle stratigrafického rozšíření můžeme rozděliti faunu do několika skupin. Především je tu početná asociace faunistická, jejíž rozšíření je omezeno pouze na burdigal nebo na akvitán a burdigal. Jsou to druhy *Oxystele amedei, Turritella vermicularis tricincta, Turritella terebralis, Trivia pisolina, Ficus burdigalensis, Dentalium sexangulum, Pecten hornensis, Pecten burdigalensis, Chlamys holgeri, Chlamys gigas, Chlamys justiana, Chlamys praescabriuscula, Chlamys northamptoni, Anomia rugosa, Ostrea producta, Cardita zelebori percostata, Isocardia subtransversa, Laevicardium biali, Dosinia lupinus miolincta, Pitaria lilacinoides, Pitaria chropovensis, Pitaria benoisti, Venus plicata oblonga* a *Paphia benoisti praecedens.* Tato skupina je pro stratigrafické zhodnocení celé thanatocenosy nejzávažnější.

Dále jest tu menší skupina fauny, jejíž výskyt v burdigalu nebyl dosud znám. Z akvitánu jsou známé druhy *Ampullina auriculata, Cardita unidentata* a v mladších stratigrafických stupních se objevují druhy: *Diodora apertura, Calliostoma ottnangensis, Cyclostrema woodi, Erycina backlundi, Pitaria taurorugosa, Solecardia bobiesi, Montacuta ovoides, Gastrana fragilis fragilis* a *Clavagella bacillum.* Do této skupiny patří i nový druh *Pitaria chropovensis.*

Zbývající část fauny má širší stratigrafické rozšíření a některé druhy žijí dodnes ve Středozemním moři a v Atlantickém oceánu. Z této skupiny mají pro stratigrafii burdigalu Vídeňské pánve význam druhy *Terebratula hoernesi, Calliostoma ottnangensis, Thracia pubescens* a *Venus haidingeri.* Jsou uváděny též v helvetu nebo v tortonu *(Venus haidingeri),* avšak charakteristické jsou především pro burdigal.

Zvláštní skupinu tvoří formy, které nejsou uváděny ve stratigrafické tabulce. Jsou to jednak nálezy, které nebylo možno určit druhově, jednak druhy, jejichž stratigrafické rozšíření je málo známé. Druhově neurčeny jsou *Flabellum* sp., *Terebratula* sp., *Patella* sp., *Turritella* sp., *Nassa* sp., *Cassis* sp., *Dorsanum* sp., *Columbella* sp., *Genota* sp., *Conus* sp., *Bathyarca* sp., *Glycymeris* sp., *Beguina (Arcinella)* sp. A, B, C, *Beguina (Glans)* sp., *Beguina (Carditamera)* sp., *Laevicardium* sp., *Pitaria* sp., *Venus* sp., *Lutraria* sp., *Tellina* sp., *Teredo* sp., *Clypeaster* sp. a *Spatangus* sp.

K druhům, jejichž stratigrafická hodnota není dostatečně známá, patří *mechovky Ascosoecia crassa, Holoporella* cf. *polythele, ramenonožec Hemithiris* cf. *acuta, břichonožec Cepaea* cf. *eversa* a *ryba Oxyrhina* cf. *hastalis.* Bez významu pro stratigrafické hodnocení jsou rodově nejisté formy *Nassa* sp., *Calyptraea* sp. a *Conus* sp.

Je zřejmé, že pro stratigrafické zařazení biotopu je rozhodující skupina první (přes 20 druhů), mezi něž patří především vůdčí druhy z čeledi *Pectinidae.*

V burdigalu Vídeňské pánve nebyly dosud známé burdigalské druhy *Trivia pisolina, Dentalium sexangulum, Laevicardium biali* a *Pitaria chropovensis. Trivia pisolina* je rozšířená v akvitánu a burdigalu akvitánské pánve, *kelnatka (Scaphopoda) Dentalium sexangulum* je známa z akvitánu a burdigalu akvitánské pánve (M. Cossmann—A. Peyrot 1915), z burdigalu Považí (P. Čtyroký 1959), na lokalitě Romháň (J. Seneš 1952), v burdigalu bavorském (H. Hagn—O. Hölzl 1952) a v miocénu italském (F. Sacco 1897). Nejčetnější fosilie chropovské lokality *Laevicardium biali* se nachází v burdigalu akvitánské pánve a výskyt tohoto druhu ve Vídeňské pánvi nebyl dosud znám. Rovněž poprve byl nalezen druh *Pitaria chropovensis* ve velkém množství. Lze jej též hodnotiti jako čistě burdigalský druh.

Uvedené burdigalské druhy první skupiny jest třeba považovati za vůdčí burdigalské formy prvního řádu. Tyto druhy mají při úzkém vertikálním rozsahu značné rozšíření geografické.

Z vůdčích forem jsou pro stratigrafické zonování zvláště vhodné některé druhy čeledi *Pectinidae.* Jejich stratigrafický význam je shodně potvrzován řadou autorů (Ch. Depéret—F. Roman 1902; F. Kautsky 1928; J. Roger 1939; F. Horusitzky 1939). Tento význam je v souvislosti s jejich ontogenetickým vývojem. Larvy *hřebenatek (Pectinidae)* v době pelagického způsobu života jsou velmi mobilní a mohou plavat na velké vzdálenosti a tím pronikat do mořského prostoru (G. Thorson 1946), (J. Roger 1939). Tyto dispersní schopnosti je předurčují jako vhodné vůdčí fosilie.

V druhé skupině jsou jednak druhy známé doposud pouze z akvitánu, jednak z mladších stratigrafických stupňů. Z oligocénu a akvitánu je známa *Ampullina auriculata,* podobná některým druhům rodu *Ampullina* z francouzského akvitánu a burdigalu. *Cardita unidentata* jest rovněž formou z akvitánu akvitánské pánve. Oba druhy je možno považovati za reliktní akvitánské formy. Nový druh *Pitaria chropovensis* jest patrně vývojová burdigalská forma, lišící se především velikostí od akvitánského druhu *P. noillanensis.* Nález druhů, známých pouze z mladších stratigrafických stupňů, je nutno přičísti nedostatečné prozkoumanosti burdigalských lokalit Vídeňské a karpatských pánví.

Srovnáme-li chropovskou faunistickou asociaci s burdigalskými faunami pánve hornské v Rakousku, pánve akvitánské ve Francii, pánve salgotarjanské v Maďarsku, pánve handlovské na Slovensku a s faunami lokalit Prešov, Jaklovec, Romháň, Rapovce a lokalit v Považí na Slovensku, dostáváme tyto výsledky:

Fauna lokalit Chropov, Lopašov, Kovalovec	pánve			lokality				
	horn-ská	akvi-tánská	salgo-tar-jans.	po-vážské	Rom-háň Ra-povce	hand-lovské	Pre-šov	Jaklo-vec
	1	2	3	4	5	6	7	8
Flabellum sp.			+					
Ascosoecia crassa	+							
Holoporella cf. *polythele*	+							
Terebratula hoernesi	+							
Emarginula aff. *clathra-taeformis*		+						
Diodora cf. *apertura*		○						
Patella sp.	+							
Oxystele aff. *amedei*	+	+		+				+
Gibbula cf. *biangulata*		+		○				
Calliostoma ottnangensis		○						
Cyclostrema cf. *woodi*		○						
Turritella cf. *vermicularis tricincta*	+			+	○			+
Turritella cf. *terebralis*	+			+	+			+
Turritella sp.	○			+				
Protoma cf. *cathedralis*	+	+		+		+		
Ampullina auriculata		○						
Natica cf. *millepunctata*	+	○	○	+			+	
Calyptraea aff. *chinensis*	+	+		+	+			
Trivia cf. *pisolina*	+	+						
Ficus conditus	+	+		+	+	+	+	+
Ficus aff. *burdigalensis*		+		+	+			
Tritonalia cf. *crassilabiata*	+			+?				
Nassa sp.			○	○				
Dorsanum sp.	+							
Arcularia aff. *dujardini*		+	○					
Columbella sp.		○		+				
Genota sp.				○		+		
Cepaea cf. *eversa*	+							
Dentalium cf. *sexangulum*		+		+	+	○		
Nucula nucleus		○			+	+		
Leda fragilis		+		○	+			
Arca cf. *noae*	+	+						
Arca sp.			○	+		+		
Barbatia barbata	+	+		○				
Barbatia cf. *bohemica*		+						

Fauna lokalit Chropov, Lopašov, Kovalovec	pánve			lokality				
	horn-ská	akvi-tánská	salgo-tar-jans.	po-vážské	Rom-háň Ra-povce	hand-lovské	Pre-šov	Jaklo-vec
	1	2	3	4	5	6	7	8
Glycymeris sp.			○	+				
Pinna pectinata brocchi		+	+	+				
Pecten hornensis	+		+	+		+		+
Pecten burdigalensis		+	+	+	+		+	
Chlamys holgeri	+		+	+	+			
Chlamys cf. *gigas*	+		+	+	+			+
Chlamys cf. *justiana*	+							
Chlamys praescabriuscula	+							
Chlamys seniensis	+	+	+	+		+		
Chlamys cf. *northamptoni*				+				
Chlamys multistriata	+	+	+			+		+
Chlamys jakloweciana		+						+
Chlamys brussonii	○	+				+		+
Lima lima		+		○				+
Lima inflata	+			○				
Anomia rugosa	+		○	○		○		○
Pycnodonta cochlear	+							
Ostrea edulis lamellosa	+	+	+	+	+	○		+
Ostrea producta		+	+		+			
Crassatella concentrica		+	○	○				
Cardita cf. *unidentata*				○				
Cardita zelebori percostata	+		+	+	+			
Beguina aff. *elongata*		+	+					
Beguina (a.) sp. A	○	○						
Beguina (g) sp.		+						
Isocardia subtransversa	+		+	+				
Anisodonta cf. *corbuloides*		+		+				
Taras rotundatus	+	+						
Loripes dujardini		+	+					
Divaricella ornata	+	+						
Erycina cf. *backlundi*		○						
Bornia cf. *hoernesi*		+						
Solecardia cf. *bobiesi*		○						
Montacuta ovoides		○						
Laevicardium biali		+						
Laevicardium sp.	○		○	○				
Laevicardium mult. miorot.	+	+		+				
Cardium cf. *edule*	+	+				+		
Cardium cf. *papillosum*		+						
Dosinia exoleta	+	+		+				

Fauna lokalit Chropov, Lopašov, Kovalovec	pánve			lokality				
	horn-ská	akvi-tánská	salgo-tar-jans.	po-vážské	Rom-háň Ra-povce	hand-lovské	Pre-šov	Jaklo-vec
	1	2	3	4	5	6	7	8
Dosinia lupinus aff. *miolincta*	+			+		○		
Pitaria chropovensis								
Pitaria lilacinoides	+		+	+	+	+	+	
Pitaria aff. *benoisti*								
Venus cf. *verrucosa*		+						
Venus multilamella	+			+		+	+	
Venus plicata oblonga	+							
Venus cf. *haidingeri*	+	+					+	+
Venus sp.	○			+		○	○	
Paphia benoisti praecedens	+		+	+		+	+	
Lutraria sp.	○		○	+		○	○	
Solecurtus antiquatus	+			+		+	○	
Tellina donacina		+			+			
Gastrana fragilis fragilis		○		+		+		
Gastrana fragilis aff. *gracilis*	+	○		+	+			
Corbula basteroti		+				+		
Corbula gibba		○	○	+		+		
Thracia ventricosa	○	○						
Thracia pubescens	+	○		+		○	○	
Clavagella bacillum								
Teredo sp.	○			○		○	○	
Aturia aturi	+	+		○				+
Balanus concavus concavus	+			+		○		○
Clypeaster sp.	○							
Spatangus sp.								○
Oxyrhina cf. *hastalis*					+			

Poznámka. Rozšíření stejného druhu je označeno +, blízce příbuzného ○. V seznamu fauny jsou vynechány některé druhy s nejistým rodovým (na př. *Conus*) nebo druhovým (na př. *Tellina* sp.) určením. Dále nejsou uvedeny druhy, které nebyly na uvedených lokalitách a v pánvích nalezeny (na př. *Hemithiris* cf. *acuta* a j.). Faunu hornské pánve (1) uvádí F. X. Schaffer (1910, 1912), G. Alessandri (1910) a O. Kühn (1925). Fauna akvitánské pánve (2) je popsána v pracích M. Cossmann—A. Peyrota (1902—1920) a faunu lokalit salgotarjanské pánve (3) uvádějí I. Cs. Meznerics (1953, 1959), I. Gaál (1938), pánve řeky Ipel I. Ferenczi (1940), F. Horusitzky (1939) a j. Lokality považské (Vaďovce, Podkylava, Sverepec, Považská Bystrica j.) zpracovali P. Čtyroký (1957—1960), J. Seneš (1960), lokality Romháň J. Seneš (1952), Rapovce V. Hano—J. Seneš (1952), lokality handlovské (Velká a Malá Čausa, Klačno a j.) H. Janásová (1953), V. Čechovič (1950), J. Seneš (1959), M. Váňová (1959), lokalitu Prešov J. Švagrovský (1953) a Jaklovec O. Ganss (1936), P. Čtyroký (1958).

Největší podobnost nalezneme s faunou hornské pánve. Celkem 45 druhů jest společných a mimoto 10 druhů jest blízce příbuzných. Podobnou shodu můžeme najíti při srovnání s burdigalskou faunou akvitánské pánve. Je tu společných 42 druhů a 15 forem velmi blízkých. Ve fauně považských lokalit jest 40 druhů shodných a 14 většinou druhově neurčených velmi blízkých. Rovněž ve fauně salgotarjanské pánve je řada společných forem, a to 16 shodných druhů a 10 blízkých. Na lokalitách Romháň a Rapovce se nachází 17 našich druhů a 1 forma značně blízká. Na lokalitách handlovské pánve bylo nalezeno 17 druhů shodných a 10 druhů blízkých. Menší shody jsou s faunami burdigalu v Prešově a v Jaklovci.

Faunistické rozdíly mezi chropovskou lokalitou a ostatními lokalitami karpatských pánví a pánve hornské spočívají z velké části v rozdílnosti facií. Zatím co většina uvedených lokalit je vyvinuta ve slepencové facii, chropovská fauna je nalezena ve facii převážně písčité. Z toho důvodu se tu vyskytuje řada druhů, jejichž rozvoj je vázán na tuto facii. Nasvědčuje tomu masový výskyt druhů *Laevicardium biali, Pitaria chropovensis, Venus plicata oblonga, Crassatella concentrica* a dalších.

Z hodnocení thanatocenosy chropovských slepenců vyplývá, že fauna je jednoznačně burdigalského stáří; podporuje to i přítomnost vůdčích burdigalských fosilií.

Názor na burdigalské stáří fauny podporují též nálezy *mechovek Ascosoecia crassa, Holoporella* cf. *polythele, ramenonožce Terebratula hoernesi,* známé z hornské pánve (O. Kühn in F. X. Schaffer 1925) a nález ježovky *Clypeaster* sp., velmi blízke druhu *Clypeaster latirostris* Ag. z hornské pánve (Schaffer 1910).

Kromě geologické posice, jak jest uvedeno v popisu výchozů chropovských slepenců, též obsah mikrofauny v pelitických vložkách ve slepencích dokazuje burdigalské stáří slepenců (T. Buday—J. Březina—I. Cicha 1955). Souhrnně je možno thanatocenosu měkkýšů chropovských slepenců označiti za typicky burdigalskou a lze ji dobře paralelisovat s faunou akvitánské a alpsko-karpatských pánví.

Čs. naftové doly, n. p.
Gbely

Lektoroval dr. J. Seneš.

LITERATURA

[1] Alessandri C., 1910: Die Cirripedier des Miocäns von Eggenburg. Abhandlungen d. k. .k. geol. Reichsanstalt XXII 1. Wien. — [2] Andrusov D., 1932: Kritika rozdělení neogénu Dolnomoravského úvalu. Věstník StGÚ VIII, Praha. — [3] Andrusov D., 1933: Poznámky o geologii Považí. Věstník StÚG IX, Praha. — [4] Andrusov D., 1938 a: Faune du Burdigalien et de l'Helvetien de la Slovaquie occidentale. Bull. de l'Assoc. russe á Prague, Praha. — [5] Andrusov D., 1938 b: Karpathen Miocän und Wiener Becken. Petroleum, XXXIV, Berlin—Wien. — [6] Bílek K., 1963: Fauna chropovských slepenců. Rukopis; Archiv ČND, Gbely. — [7] Buday T., 1955: Zpráva o přehledném mapování neogénu pro gen. mapu ČSR na listech Hodonín, Trenčín a Bratislava. Rukopis; Geofond, Praha. — [8] Buday T.—Březina J.—Cicha I., 1955: Zpráva o geologickém mapování sv. části Dolnomoravského úvalu. Rukopis; Geofond, Praha. — [9] Buday

T., 1956 a: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu Považí. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1955. Geofond, Praha. — [10] Buday T., 1956 b: Zpráva o geologickém mapování v sv. části Dolnomoravského úvalu. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1955. Geofond, Praha — [11] Buday T. — Cicha I., 1956 a: Zpráva o výzkumech v neogénu Dolnomoravského úvalu za rok 1955. Zpráva ÚÚG, Praha. — [12] Buday T. — Cicha I., 1956 b: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu dolnomoravského úvalu a Považí. Geologické práce, Zošit 43, str. 1—56, Bratislava. — [13] Buchner O., 1913: Einführung in die europäische Meeresmollusken-Fauna. Stuttgart. — [14] Cossmann M. — Pissaro G., 1904—1913: Iconographie compléte des coquilles fossiles de l'Eocéne des environs de Paris. — [15] Cossmann M. — Peyrot A., 1909—1912: Conchologie néogenique de l'Aquitaine. Tom 1, Pélécypodes (Clava-gellidae á lucinidae). Actes de la société Linnéenne de Bordeaux. — [16] Cossmann M. — Peyrot A., 1912—1914: Conchologie néogenique de l'Aquitaine. Tom 2, Pélécypodes. Actes de la Société Linéenne de Bordeaux. — [17] Cossmann M. — Peyrot A., 1916—1919: Conchologie néogenique de l'Aquitaine. Tom 3, Scaphopodes et Gastropodes. Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux. — [18] Cossmann M. — Peyrot A., 1922—1924: Conchologie néogénique de l'Aquitaine. Tom 4, Gastropodes. Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux. — [19] Cossmann M. — Peyrot A., 1927—1928: Conchologie néogénique de l'Aquitaine. Tom 5, Gastropodes. Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux. — [20] Csepreghy Meznerics I., 1951: Die Fauna des Schliers und Pectensandsteine in der Umgebung von Salgótarjan. Földtani Közlöny, Budapest. — [21] Csepreghy Meznerics I., 1953: A salgótarjani köszenfekvö rétegek faunaja és kora. Földtani Közlöny, Budapest. — [22] Csepreghy Meznerics I., 1959: Die Burdigalfauna in den Liegendschichten des Braunkohlenflözes von Egercsehi — Ózd. Annales Hist.-naturales Musei nationalis hungarici, Budapest. — [23] Čechovič V., 1950: O geologickom vývine podkarpatského miocénu na Slovensku. Geologický sborník 2—4, Bratislava. — [24] Čtyroký P., 1958: Předběžná zpráva o revisním paleontologickém výzkumu na Jaklovci v Ostravě. Věstník ÚÚG XXXIII/1, Praha. — [25] Čtyroký P., 1959: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu v Považí. Geologické práce, Zošit 51, Bratislava. — [26] Čtyroký P., 1960: Fauna litorálních sedimentů spodního burdigalu z okolí Považské Bystrice. Geologické práce, Zprávy 18, Bratislava. — [27] Čtyroký P., 1961: Fauna spodnoburdigalských slepenců z okolí Chropova. Geologický průzkum, Praha. — [28] Depéret Ch.—Roman F., 1902: Monographie des Pectinides Néogenes de l'Europe et des regions voisines. Genre Pecten. Mémoires Soc. géol. France, Paris. — [29] Depéret Ch. — Roman F., 1910: Monographie des Pectinides Néogénes de l'Europe et des regions voisines. Genre Flabellipecten. Mémoires Soc. géol. France, Paris. — [30] Depéret Ch. — Roman F., 1928: Monographie des Pectinides Néogénes de l'Europe et des regions voisines. Genre Amussium. Mémoires Soc. géol. France, Paris. — [31] Dollfus G. F. — Dautzenberg Ph., 1902—1920: Conchyliologie du Miocéne moyen du Bassin de la Loire. Mémoires de la Soc. géol. de France, Paris. — [32] Ferenczi I., 1940: Beiträge zur Geologie des Ipoly-Beckentheiles in der Umgebung von Sóshartyan — Karancsag und Ballassa-gyarmat. Abhandl. aus d. min. geol. Inst. Kossuth L. Univ. in Debrecen. — [33] Gaál I., 1938: Über die mit der Egerer gleichaltrige tertiären Molluskenfauna von Ballassagyarmat und das Oligozän-Problem. Ann. Mus. Nat. Hist. Hungarici, Budapest. — [34] Ganss O., 1936: Das Miocän des Jaklovec bei Mähr. Ostrau und dessen Bedeutung für die Stratigraphie des schlesischen Miocäns. Firgenwald, Liberec. — [35] Hagn H. — Hölzl O., 1952: Geologisch-paleontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur etc. II. Teil, Paleontologie. Geologica Bavarica, München. — [36] Hano V. — Seneš J., 1952: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach. Geol. sborník II 1—2, Bratislava. — [37]

Hesse R. — Allee W. — Schmidt K., 1937: Ecologica anima Geography. New York. — [38] Hilber V., 1879: Neue Conchylien aus den mittelsteierischen Mediteranschichten. Sitzungsberichte d. k. Akademie der Wissenschaften, Wien. — [39] Hilber V., 1882: Neue und wenig bekannte Conchylien aus dem ostgalicischen Miocän. Abhandlungen d. k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien. — [40] Horusitsky F., 1939: Oberoligozäne und untermiozäne Faunen aus dem Ipoly-Becken. Földtani Intézet, Évi Jelentése, Budapest. — [41] Hörnes M., 1856: Die fossilen Mollusken des Tertiaerbeckens von Wien, 1. Univalven. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien. — [42] Hörnes M., 1859—1870: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien, 2. Bivalven. Abhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien. — [43] Hörnes R., 1875: Die Faune von Ottnang. Jahrbuch d. geologischen Reichsanstalt, Wien. — [44] Hörnes R. — Auinger M., 1879—1891: Die Gastropoden der Meeres-Ablagerungen der ersten und zweiten miocänen Mediterranstufe in der Österreichisch-ungarischen Monarchie. Abhandlungen d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien. — [45] Jaeckel H., 1952: Die Muscheln und Schnecken der deutschen Meeresküsten. Akad. Verl., Leipzig. — [46] Janásová H., 1953: Burdigalská fauna z okolí Velké a Malé Čausy v Handlovské uhelné pánvi. Dipl. práce, Geofond, Bratislava. — [47] Kalabis V., 1959: Monografie Clypeastrů z československého miocénu. Rozpravy StGÚ, Praha. — [48] Kautsky F., 1925: Das Miozän von Hemmor und Basbeck-Osten. Abhandlungen d. Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin. — [49] Kautsky F., 1928: Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden des niederösterreichischen Miozäns. Annalen d. Naturhist. Mus. in Wien, Wien. — [50] Kautsky F., 1932: Die Bivalven des niederösterreichischen Miozäns. Verhandl. d. geol. Bundesanstalt, Wien. — [51] Kautsky F., 1936: Die Veneriden und Petricoliden des niederösterreichischen Miozäns. Bohrtech. Zeitung, Wien. — [52] Kautsky F., 1939: Die Erycinen des niederösterreichischen Miozäns. Annalen d. Naturhist. Museums in Wien. — [53] Korobkov J. A., 1954: Spravočnik i methodičeskoje rukovodstvo po tretičnym molljuskam. I. díl. Plastinčatožabernyje. Leningrad. — [54] Korobkov J. A., 1955: Spravočnik i methodičeskoje rukovodstvo po tretičnym molljuskom. II. díl, Brjuchonogie. Leningrad. — [55] Kornhuber G. A., 1856: Tertiärpetrafacten von Lubina. Verhandl. d. Vereins f. Naturkunde zu Pressburg. I. Sitzungsberichte. Bratislava. — [56] Kühn O., 1925: Die Bryozoen des Miozäns von Eggenburg, in F. X. Schaffer, Das Miocän von Eggenburg, Wien. — [57] Lóczy J., 1914: Az Eszaknyugati Kárpátok Vágujhely-Ószomblat-Jablánz között fekvő vidékeinek geologiai viszonyai. Mag. kir. Földtani Intézet, Évi Jelentése, Budapest. — [58] Matějka A. — Kodym O., 1923: Zpráva o geologii flyše v jihozápadním konci Bílých Karpat. Sborník StGÚ, Praha. — [59] Matějka A. — Andrusov D., 1931: Apercu de la Géologie des Carpathes Occidentales de la Slovaquie Central et des régions avoisiantes. Knihovna StGÚ XIII/1, Praha. — [60] Matějka A. — Kodym O., 1937: Zpráva o výsledcích geologických výzkumů v neogénu při sz. okraji Malých Karpat mezi Lozornem, Jablonicou a Šaštínem. Zpráva StGÚ, Praha. — [61] Merklin R. I., 1950: Plastinčatožabernyje spiralisových glin, ich sreda a žizň. Trudy paleont. Instituta, Moskva-Leningrad. — [62] Merklin R. — Nevesskaja L. A., 1955: Opredělitěl dvuchstvorčatych molljuskov miocena Turkmenii a Zapadnogo Kazachstana. Trudy paleont. Instituta Akad. nauk SSSR, Moskva. — [63] Mezneríčs I., 1944: Die Brachiopoden des ungarischen Tertiärs. Annales hist.-nat. Musei nat. hungarici, Budapest. — [64] Noszky J., 1936: Die Molluskenfauna des oberen Chattiens von Eger. Ann. Mus. Hist. Nat. Hungarici, Budapest. — [65] Parker R. H., 1955: Change in the invertebrate faune, apperenthy attributable to salinity change in the bays of central Texas. Journ. Paleont. 29, Tulsa Oklahoma. — [66] Paulus M. — Mars P., 1942: Guide malacologique des environs de Marseille, 1941—1942, Bull, Mus. Hist. Nat. Marseille. — [67] Reuss A. E., 1871: Die fossilen Korallen des öster.-unga-

rischen Miozäns, Wien. — [68] Roger J., 1939: Le genre Chlamys dans les formations néogénes de l'Europe. Mémoires de la Soc. Géol. France, Paris. — [69] Sacco F., 1872—1904: I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Ligurria. Torino. — [70] Seneš J., 1951: Geologické pomery územia medzi obcami Rapovce a Čakanovce. Geol. sborník II/1, Bratislava. — [71] Seneš J., 1952: Štúdium o akvitánskom stupni. Geologické práce, Zošit 31, Bratislava. — [72] Seneš J., 1958: Monogr. 1: Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov. Geologické práce, monografia 1, Bratislava. — [73] Seneš J., 1959: Biotop a podmienky vzniku spodnoburdigalských usadenín horného Ponitria. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [74] Seneš J., 1960: Burdigalská fauna v slienitých sedimentoch Považia. Geologické práce, Zprávy 17, Bratislava. — [75] Schaffer F. X., 1910: Das Miocän von Eggenburg. Die Fauna der ersten Mediterranstufe des Wiener Beckens und geologischen Verhältnisse der Umgebung des Manhartsberges in Niederösterreich. Abhandlungen d. k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien. — [76] Schaffer F. X., 1912: Das Miocän von Eggenburg. Die Gastropoden der Miocänbildungen von Eggenburg. Mit einem Anhang über Cephalopoden, Crinoiden, Echiniden und Brachiopoden. Abhandlungen d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien. — [77] Schaffer F. X., 1925: Das Miocän von Eggenburg. — [78] Sieber R., 1955: Systematische Übersicht der Jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. Ann. d. Nat. Mus. in Wien. — [79] Sieber R., 1956: Die mittelmiozänen Carditidae und Cardiidae des Wiener Beckens. Mitteil. der Geol. Gesellschaft in Wien. — [80] Sieber R., 1958: Systematische Übersicht der Jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens. Annalen d. naturhist. Museums in Wien. — [81] Sommermeier L., 1930: Erdölgeologie der Tschechoslowakei. In Engler Höfer: Das Erdöl. — [82] Sommermeier L., 1938: Die tektonischen und stratigraphischen Grundlagen der Erdöllagerstätten im Neogen von Südmähren und der Slowakei. Petroleum XXXIV/4, Berlin. — [83] Strausz L., 1928: Geologische Fazieskunde Mitteilungen a. d. Jahrbuch Ungar. geol. Anstalt., Budapest. — [84] Špička V. — Zapletalová I., 1956: Příspěvek k poznání spodního a středního miocénu v severovýchodní části Vídeňské pánve. Práce ústavu pro naftový výzkum, publ. No 23—25, Brno. — [85] Špinar Z., 1950): Základy paleontologie. Praha. — [86] Štúr D., 1960: Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme der Wassergebiete der Waag und Neutra. Jahrbuch k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien. — [87] Švagrovský J., 1953: Geologické pomery a fauna severnej časti Košickej kotliny. Geol. sborník III/3—4, Bratislava. — [88] Tejkal J., 1956: Mlži tortonských písků z Kinberku u Mikulova. Sborník ÚÚG XXII, Praha. — [89] Thiele J., 1929—1935: Handbuch der systematischen Weichtierkunde. Jena. — [90] Thorson G., 1946: Reproduction and Larval Development of Danisch Marine Bottom Invertebrates. Madd. Komm. Danmark. Fisk. Hav. — [91] Váňová M., 1959: Burdigalská fauna z okolia Kľačna. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [92] Váňová M., 1959: Spodnomiocénna fauna z bazálnych zlepencov zo širšieho okolia Šafárikova na južnom Slovensku. Geologické práce, Zošit 51, Bratislava. — [93] Vitális S., 1915: A nyitravármegyei Büdöskö környékének földtani viszonyai. Bányászati és kohászati lapok., Budapest. — [94] Walther J., 1893: Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 2, Lebensweise der Meeresthiere. Jena. — [95] Wolf H., 1863: Aufnahmsbericht. Verhandlungen d. Geol. Reichsanstalt, Wien. — [96] Wolf H., 1864: Miozän im Ober-Neutraer Comitate. Verhandlungen d. Geol. Reichsanstalt, Wien.

KAMIL BÍLEK

DIE FAUNA DES BURDIGAL IN DEN CHROPOV-KONGLOMERATEN

In den zutage tretenden untermiozänen Konglomeraten bei Chropov, Kovalov und Lopašov am NE Rande des Wiener Beckens hat man eine reiche Makrofauna gefunden. Die Konglomerat-Schichten verlaufen entlang des Beckenrandes von Kovalovec über Chropov, Lopašov bis zu Hradište pod Vrátnom und weiter bis ins Waagtal (siehe die beigeschlossene geologische Karte; T. Buday—J. Březina—I. Cicha 1955). Zum Burdigal stellte sie zum erstenmal L. Lóczy (1914), später auch D. Andrusov (1938) und neustens T. Buday (1955); ihr Alter wurde durch Makrofaunenfunde belegt.

Auf dem Flyschliegenden des Beckens in den Gemeinden Kovalovce, Chropov und Lopašov liegen die *Chropov-Konglomerate,* in welchen paleogene Sandsteine und Schiefer dominieren; auf dem mesozoischen Liegenden etwas östlicher sind es karbonatische Konglomerate mit überwiegendem Kalk- und Dolomitmaterial. Der überwiegende Teil der in dieser Arbeit erwähnten Makrofauna haben wir in den Aufschlüssen der sandigen, nicht sehr festen Konglomerate bei Chropov gesammelt.

Aus einer reichen, schlecht erhaltenen Fauna konnten im ganzen 114 Exemplare gattungsmässig und 87 davon auch artenmässig identifiziert werden. Am zahlreichsten sind Vertreter von *Bivalvien* (75) und *Gastropoden* (27) anwesend; ihnen folgen dann *Scaphopoda* (1), *Cephalopoda* (1), *Anthozoa* (1), *Bryozoa* (2), *Brachiopoda* (3), *Echinoidea* (2), *Cirripedia* (1) und *Pisces* (1).

Diese Thanatocoenose lebte in der litoralen bis flachneritischen Zone des unterburdigalischen Meeres und postmortal wurde sie auf ihre jetzigen Fundorte transportiert. Nur einige wenigen Vertreter durften auch in tieferen Zonen gelebt haben (*Corbula, Aturia, Pycnodonta* u. ä.).

Die meisten Arten (besonders *Pectinidae*) lebten bei der normalen Salinität (30—35 ‰) und bei Temperatur, die etwa dem heutigen Mittelmeer entspricht. Daraus folgt, dass unsere Fauna am Strande des flachen subtropischen Meeres mit mässig reduzierter Salinität leben konnte.

Das Burdigal-Alter wird durch folgende Arten bestätigt: *Oxystelle* aff. *amedei* (Brongniart), *Turritella (Haustator)* cf. *vermicularis tricincta* Schaffer, *Turritella (T.)* cf. *terebralis* Lamarck, *Trivia* cf. *pisolina* (Lamarck), *Ficus (Fulguroficus)* aff. *burdigalensis* (Sowerby), *Dentalium (Dentalium) sexangulum* Schröter, *Pecten (Pecten) hornensis* Dép. & Rom., *Pecten (Amussiopecten) burdigalensis* Lamarck, *Chlamys holgeri* (Geinitz), *Chlamys* cf. *gigas* (Schlotheim), *Chlamys* cf. *justiniana* (Fontannes), *Chlamys (Aequipecten) praescabriuscula* (Fontannes), *Chlamys (Aequipecten)* cf. *northamptoni* (Michelotti), *Anomia (Anomia) rugosa* Schaffer, *Ostrea (Cubiostrea) producta* (Raulin & Delbos), *Cardita (Cardiocardita) zelebori percostata* Schaffer, *Isocardia (Isocardia) subtransversa* Orbigny, *Laevicardium (Laevicardium) biali* Cossmann & Peyrot, *Dosinia (Orbiculus) lupinus* aff. *miolincta* Schaffer, *Pitaria (Paradione) chropovensis* n. sp., *Pitaria (Paradione) lilacinoides* (Schaffer), *Pitaria (Cordiopsis)* aff. *benoisti* (Cossmann & Peyrot), *Venus (Circomphalus) plicata oblonga* Schaffer und *Paphia (Paphia) benoisti praecedens* Kautsky.

Die Vertikalverbreitung der übrigen vorgefundenen Arten reicht über die Grenzen des Burdigal. Überwiegend zum Burdigal des Wiener Beckens gehören die Arten: *Terebratula hoernesi, Calliostoma ottnangensis, Thracia pubescens und Venus haidingeri.* Im Burdigal des Wiener Beckens wurden die Arten *Ampullina auriculata, Cardita unidentata, Diodora apertura, Calliostoma ottnangensis, Cyclostrema woodi, Erycina backlundi, Pitaria taurorugosa, Solecardia bobiesi, Montacuta ovoides, Gastrana fragilis fragilis, Clavagella bacillum* und die neue Art *Pitaria chropovensis* bisher noch nicht bekannt. Zum ersten mal hat man da auch *Trivia*

pisolina, Dentalium sexangulum und die massenhaft am Fundorte von Chropov auftretende *Cardium biali* gefunden.

Im nachfolgenden wollen wir die Beschreibung der neu aufgestellten Art übermitteln.

Pitaria (Paradione) chropovensis n. sp.

Taf. II, Fig. 9—12

Holotypus: in den Sammlungen der geologischen Abteilung der Tschechoslowakischen Erdölbetriebe, Gbely, abgebildet auf der Tafel II, Fig. 9—12.

Stratum typicum: Unterburdigal des Wiener Beckens — die Chropov-Konglomerate

Locus Typicus: Sandstein—Konglomerat-Schichten des ersten Aufschlusses in Chropov

Derivatio nominis: nach dem Fundort Chropov

Material: cca 80 Fossilkerne der rechten und linken Schalen

Charakteristik: Kleine, mässig gebogene Schalen, von ovaler oder abgerundeten dreieckigen Form, hinten elliptisch. Der fordere obere Rand mässig gebogen, der hintere bogenförmig aufgewölbt. Prosogyrum-Spitze verschoben, nach forne gebogen. Oberfläche der Schale glatt, stellenweise nur wenig deutliche konzentrische Zuwachslinien; Innenfläche nicht sichtbar.

Dimensionen: 7—16 mm lang, 6—12 mm hoch und 2—5 mm breit.

Bemerkungen und Beziehungen. Der Erhaltungszustand erlaubt uns nicht den Schlossapparat zu beschreiben. Als wesentliches diagnostisches Merkmal bleibt daher der Umriss, die Form, Dimensionen und die Oberflächenskulptur der Schale. Bei vielen Fossilkernen sieht man den Übergang von der ovalen elliptischen bis zur abgerundeten dreieckigen Form der Schale.

Unsere Art steht der Aquitan-Art aus dem Aquitan-Becken *Meretrix (Tivelina) noaillanensis* (Cossmann & Peyrot 1912, S. 403, Taf. 16, Fig. 7—8, Taf. 18, Fig. 17, 22) am nächsten; von der letzteren unterscheidet sie sich durch die Form, aber vor allem durch die Dimensionen des Gehäuses. Die meisten Schalen sind mehr verlängert und durchschnittlich auch zweimal so gross. Gewisse Ähnlichkeit besteht auch mit der eozänen Art *Pitaria (Callista) sectio, Chionella ovalina* Desh. (Cossmann & Pissaro 1904, 1913, Taf. 11, Fig. 5—18), mit *Meretrix (Pitaria) rudis* (Poli) aus dem Helvet bis Torton des Aquitan-Beckens (Cossmann—Peyrot 1912, S. 383, Taf. 15, Fig. 7—8, 15—16) und mit *Cythere rudis* (Poli) aus dem steirischen Helvet (Hilber 1879, Taf. 6, Fig. 5—6). Da uns kein genügendes Vergleichsmaterial zur Verfügung steht, ist etwaige nähere Betrachtung der Ähnlichkeit, bzw. Verschiedenheit mit jenen Formen unmöglich. Aber aus Abbildungen ist ihre Verschiedenheit in der Form offenbar.

Verbreitung: *Pitaria chropovensis* halten wir für eine typische Burdigal-Form der sandigen Fazies von Chropov-Konglomeratschichten.

Die ihr nahe stehende Form *Pitaria noaillanensis* tritt im Aquitan des Aquitan-Beckens in Frankreich (Cossmann—Peyrot 1912), bei Thalberg in Bayern (Hagn—Hölzl 1952), bei Eger in Ungarn (Noszky 1936) und bei Kováčov in der Südslowakei (Seneš 1958) auf. Weitere ähnliche Art *Meretrix (Pitaria) rudis* (Poli) wird aus dem Torton und Helvet des Aquitan-Beckens und unter der Name *Cytherea rudis* (Poli) aus dem steirischen Helvet angeführt.

Abschliessend kann man sagen, dass die Faunenvergesellschaftungen der Chropov-Konglomeratschichten eindeutig das Burdigal-Alter bestätigen, besonders die burdigalischen Leitfossilien. Man kann sie mit der Fauna aus dem Aquitan-Becken und mit Burdigal-Assoziationen der alpin-karpatischen Becken gut parallelisieren.

Tschechoslowakische Erdölbetriebe,
Gbely

Vysvětlivky k tabulím — Erklärungen zu den Tafeln I—V

Zkameněliny jsou uloženy na geologickém oddělení ČND Gbely
(Foto: B. Běhal—J. Okénka—Š. Písecký)

Tabule I.

Obr. 1—3. *Terebratula hoernesi* Suess, břišní misky — 1,2×. — Obr. 4—5. *Terebratula* sp. — 1×. — Obr. 6. *Hemithiris* cf. *acuta* Meznerics, břišní miska — 1,8×. — Obr. 7. *Flabellum* sp. — 1×. — Obr. 8. *Ascosoecia crassa* Kühn — 1×. — Obr. 9—10. *Diodora (Diodora)* cf. *apertura (Montague)* — 1,4×. — Obr. 11. *Emarginula (Emarginula)* aff. *clathrataeformis* (Linnaeus) — 1,6×. — Obr. 12—14. *Calyptraea (Calyptraea)* aff. *chinensis* (Linnaeus) — 1×. — Obr. 15. *Turritella (Haustator)* cf. *vermicularis tricincta* Schaffer — 1×. — Obr. 16. *Cepaea* cf. *eversa* (Deshayes) — 1×. — Obr. 17—18. *Gibbula (Colliculus)* cf. *biangulata* (Eichwald) — 1×. — Obr. 19. *Ficus (Ficus) conditus* (Brongniart) — 1,2×. — Obr. 20. *Dorsanum (Dorsanum)* sp. — 1×. — Obr. 21—22. *Calliostoma (Calliostoma) ottnangensis* (R. Hörnes) (obr. 21 — 2,4×, obr. 22 — 1×). — Obr. 23. *Arcularia (Arcularia)* aff. *dujardini* (Deshayes) — 2×. — Obr. 24. *Ficus (Fulguroficus)* aff. *burdigalensis* (Sowerby) — 1×. — Obr. 25—28. *Oxystela* aff. *amedei* (Brongniart) — obr. 25 — 1×; obr. 26—28 — 1,2×.

Tabule II.

Obr. 1—2. *Pitaria (Paradione) lilacinoides* (Schaffer) — obr. 1 — 1,2×, obr. 2 — 1×. — Obr. 3. *Barbatia (Barbatia) barbata* (Linnaeus) — 1,5×. — Obr. 4. *Arca (Anadara)* sp. — 1,2×. — Obr. 5. *Pitaria (Cardiopsis)* aff. *benoisti* (Cossmann—Peyrot) — 1,2×. — Obr. 6. *Glycymeris (Glycymeris)* sp. — 1,2×. — Obr. 7. *Crassatella (Crassatina) concentrica* Dujardin — 2×. — Obr. 8. *Tellina (Moerella) donacina* Linnaeus — 1×. — Obr. 9—12. *Pitaria (Paradione) chropovensis* — obr. 9—11 1×, obr. 12 1,5×. — Obr. 13—16. *Laevicardium (Laevicardium) biali* Cossmann—Peyrot — 1×. Obr. 17. *Gastrana fragilis fragilis* (Linnaeus) — 1×. — Obr. 18. *Venus (Ventricola) multilamella* (Lamarck) — 1,3×. — Obr. 19. *Venus (Circomphalus)* cf. *haidingeri* Hörnes — 1,2×. — Obr. 20—21. *Venus (Circomphalus) plicata oblonga* Schaffer — obr. 20 1,2×, obr. 21 1×. — Obr. 22. *Nucula (Nucula) nucleus* (Linnaeus) — 1×. Obr. 23. *Anisodonta (Basterotia) corbuloides* (Mayer) — 1×. — Obr. 24. *Bathyarca* sp. — 2×.

Tabule III.

Obr. 1. *Ostrea (Ostrea) edulis lamellosa* Brocchi — 1×. — Obr. 2—3. *Pycnodonta cochlear* (Poli) — 1×. — Obr. 4. *Paphia (Paphia) benoisti praecedens* Kautsky — 1×. — Obr. 5. *Aturia aturi* (Basterot) — 1×. — Obr. 6—7. *Isocardia (Isocardia) subtransversa* Orbigny — 1×. — Obr. 8. *Beguina (Arcinella)* aff. *elongata* (Bronn) — 2×. — Obr. 9. *Cardita (Cardiocardita) zelebori percostata* Schaffer — 1×. — Obr. 10. *Laevicardium (Trachycardium) multicostatum miorotundatum* (Sacco) — 1×. — Obr. 11. *Pinna (Atrina) pectinata brocchi* (Orbigny) — 0,6×. — Obr. 12. *Thracia (Cyathodonta) ventricosa* Philippi — 1×. — Obr. 13. *Thracia (Cyathodonta) pubescens* (Pulteney) — 1×.

Tabule IV.

Obr. 1. *Chlamys holgeri* (Geinitz) — 1,2×. — Obr. 2—4. *Pecten (Pecten) hornensis* Depéret—Roman — 1×. — Obr. 5. *Chlamys (Aequipecten) praescabriuscula* (Fontannes) — 1×. — Obr. 6. *Chlamys (Aequipecten) seniensis* (Lamarck) — 1×. — Obr. 7. *Lima (Radula) lima* (Linnaeus) — 1×. — Obr. 8. *Anomia (Anomia) rugosa* Schaffer — 1×. — Obr. 9. *Pitaria (Paradione)* sp. — 1×.

Tabule V.

Obr. 1. *Clypeaster* sp. — 1×. — Obr. 2—3. *Balanus concavus concavus* Bronn — 1×. — Obr. 4. *Clavagella (Stirpulina) bacillum* (Brocchi) — 1×.

RUŽENA LEHOTAYOVÁ—ANNA ONDREJÍČKOVÁ

FAUNA LANZENDORFSKEJ SÉRIE OD BAJTAVY (JV ČASŤ PODUNAJSKEJ NÍŽINY)

V práci je podaný popis a stratigrafické vyhodnotenie fauny foraminifer a mäkkýšov z psefiticko-pelitických sedimentov od Bajtavy, v JV časti Podunajskej nížiny. Bohaté nálezy fauny foraminifer nepochybne spodnotortónskeho veku (= lanzendorfská séria; v zmysle I. Cichu — J. Tejkala 1965) sú doplnené hlbokovodnou faunou mäkkýšov. Makro- i mikrofauna pochádza zo svetlých, zelenkavosivých, silne sľudnatých, viac alebo menej piesčitých tufitických ílovitých aleuritov, z odkryvov ležiacich asi 750—1000 m S od obce Bajtava a asi 300 m SZ od kóty 168,4.

Vzorky boli odobraté z rôznych obzorov; litologicky a mikropaleontologicky sú však zhodné. Makrofosílie sú pomerne chudobné, sčasti aj preto, že tenké schránky sa pri vyberaní z horniny a mechanickej preparácii znehodnocujú. Naproti tomu výskyt mikrofosílií je druhove i početne veľmi bohatý. Určili sme celkom 103 druhov foraminifer, z ktorých uvádzame len najdôležitejšie (podľa systému *Treatise On Invertebrate of Paleontology,* 1964).

Bigenerina nodosaria Orbigny, 1826
Karreriella brady (Cushman, 1914)
Martinottiella karreri (Cushman, 1826)
Amphicorina scalaris (Batsch, 1791)
Dentalina communis Orbigny, 1846
Dentalina inornata Orbigny, 1846
Dimorphina pedum (Orbigny, 1846)
Lenticulina austriaca (Orbigny, 1846)
L. arcuatostriata (Hantken, 1875)
L. calcar (Linnaeus, 1758)
L. clericii carinata (Marks, 1951)
L. cultrata (Montfort, 1808)
L. depauperata (Reuss, 1851)
L. echinata (Orbigny, 1846)
L. intermedia (Orbigny, 1846)
L. serpens (Seguenza, 1826)
Marginulinopsis fragaria (Gümbel, 1868)
Vaginulina legumen (Linné, 1758)
Plectofrondicularia advena (Cushman, 1923)
Amhimorphina hauerina Neugeboren, 1850
Polymorphina ovata Orbigny, 1846
Guttulina austriaca Orbigny, 1846
Fissurina bradyii Silvestri, 1902
Sphaeroidina bulloides Orbigny, 1826
Bolivina antiqua Orbigny, 1846
Bolivina hebes Macfadyen, 1930
Stilostomella elegans (Orbigny, 1846)

Stilostomella globifera (Reuss, 1856)
Hopkinsina bononiensis compressa (Cushman, 1925)
Uvigerina uniseriata Jedlitschka, 1932
Valvulineria complanata (Orbigny, 1846)
Elphidium macellum (Fichtel & Moll, 1798)
Globorotalia fohsi barisanensis Le Roy, 1950
Turborotalia mayeri (Cushman & Ellisor, 1939)
Globigerina apertura Cushman, 1914
Globigerina bulloides Orbigny, 1826
Globigerina praebulloides Blow, 1959
Globigerinoides immaturus Le Roy, 1939
Globigerinoides trilobus (Reuss, 1850)
Globoquadrina quadraria (Cushman, 1939)
Planulina wuellerstorfi (Schwager, 1866)
Coryphostoma digitalis (Orbigny, 1846)
Alabamina wolterstorfi (Franke, 1925)
Cibicidoides limbatus (Seguenza, 1880)
Cibicidoides ungerianus (Orbigny, 1846)
Úlomky ostní echinoidei

Pre systém makrofosílií sme sa pridržiavali prác: R. Bellini (1909), J. Thiele (1934), I. A. Korobkov (1954, 1955), R. Sieber (1955).

BIVALVIA

Nucula (Nucula) mayeri Hoernes, 1865
N. (N.) nucleus (Linnaeus, 1758)
N. (N.) nitida Sowerby, 1833
Nucula sp.
Nuculana (Nuculana) hoernesi (Bellardi, 1875)
N. (Sacella) fragilis (Chemnitz, 1784)
N. (Jupiteria) pygmea (Münster, 1835)
Nuculana sp.
Yoldia (Yoldia) cf. *longa* Bellardi, 1875
Yoldia sp.
Malletia cf. *degrangei* Cossmann & Peyrot, 1909
Solemya (Solemya) cf. *doderleini* Mayer, 1861
Arcopsis lactea (Linnaeus, 1758)
Pinna sp.
Pseudamussium denudatum (Reuss, 1867)
Lima (Limea) strigilata (Brocchi, 1814)
Lucina wolfi lamellosa Seneš, 1951
neurčiteľné fragmenty lamelibranchiát

SCAPHOPODA

Dentalium (Dentalium) michelotti Hoernes, 1856
D. (Entalis) badense Hoernes, 1856
D. (Entalis) cf. *dollfusi* Koenen, 1883
D. (Antale) vitreum Schröter, 1784
Fustiaria jani (Hoernes, 1856)

GASTROPODA

Pyramidella plicosa Bronn, 1838
Euspira catena helicina (Brocchi, 1814)
Cassidaria echinophora Lamarck, 1822
Cassidaria sp.
Buccinum sp.
Gibbula sp.
Oliva sp.
Hinia (Uzita) badensis (Partsch, 1842)
Fusus lamelosus Borson, 1821
Turris sp. ind.
Bathytoma cataphracta (Brocchi, 1814)
Surcula (Surcula) serrata, Hoernes
S. (Surcula) subserrata Boetger, 1906
Ringicula (Ringicula) auriculata cf. *buccinaea* (Brocchi, 1814)
Roxania utriculus (Brocchi, 1814)

INÉ SKUPINY

Echinodermata
Hexacorala
rybie otolity

Zistená mikro- a makrofauna poukazuje na to, že študované sedimenty *sú mladšie ako karpat.* Mikrofauna odpovedá *lanzendorfskej sérii* (v zmysle členenia I. Cicha—J. Tejkal 1965); hojne sú v nej zastúpené formy ako *Uvigerina uniseriata* Jedlitschka (prechádza sem z karpatu), lagenidy, hlavne *Lenticulina calcar* (Linaeus), *L. echinata* (Orbigny) a ďalšie ako *Vaginulina legumen* (Linné), *Planulina wuellerstorfi* (Schwager), *Bolivina hebes* Macfayden, *Dimorphina pedum* (Orbigny) a i. Z planktonických druhov je hojná *Turborotalia mayeri* (Cushman & Ellisor), u nás známa hlavne z vrstiev tortónu s. s.

Že ide o vrchnú časť lanzendorfskej série poukazuje chýbanie radu prvkov, charakterizujúcich spodnú lagenidovú zónu (napr. *Planularia auris, P. dentata, Palmula jonesi)* a naopak veľký rozvoj planktonických prvkov typických pre vrchnú časť *(Globorotalia fohsi barisanensis, Turborotalia mayeri)* a ekvivalentných Grillovej zóne s *Robulus cultratus* (I. Cicha—J. Tejkal, 1965).

Uzávery urobené na základe štúdia planktonných prvkov z lokality Bajtava, sú v súlade s I. Cichovým (1965) členením tortónskeho planktonu v Západných Karpatoch, ktorý rozlišuje tieto zóny:

[1] s *Orbulina suturalis* a *Globorotalia mayeri* (ekvivalent spodnej lagenidovej zóny v Grillovom ponímaní; spodná časť spodného tortónu);

[2] s *Globorotalia fohsi barisanensis* (ekvivalent zóny s *Robulus cultratus;* vrchná časť spodného tortónu);

[3] s *Globigerina praebulloides, Globigerina occlusa* a *Globigerina nepenthes* (spiroplektamínová a bulimínobolivínová zóna vrchného tortónu).

V študovanom materiáli sme nenašli ani *Globigerina occlusa* ani *Globigerina nepenthes,* ktorý je známy z tortónskych sedimentov z nadložia zóny s *Globorotalia fohsi barisanensis* (vrchná časť lanzendorfskej série); M. B. Cita & I. P. Silva (1964) ju z langiana a elveziana neuvádzajú. Ide o vedúcu mikrofosíliu tortónu s. s. so širokým regionálnym rozšírením (I. Cicha—J. Tejkal, 1965).

Okrem typických bentonických a planktonických foraminifer našli sme vo vzorkách i druhy, ktoré sa priebežne vyskytujú v spodnom i vrchnom tortóne, alebo v morských sedimentoch celého miocénu.

V rámci lokálnej korelácie študované sedimenty môžeme na základe mikrofosílií paralelizovať s vrstvami vo vrte K—V Salka (úsek 299—300 m) a K—I Kamenica nad Hronom (v hĺbke asi 70 m).

Kvalitatívne i kvantitatívne skromný výskyt makrofosílií je príznačný pre hlbokovodné obzory. Makrofauna má tzv. šlírový charakter. Pseudosesilný, vagilný bentos a zriedkavý sesilný bentos obsahuje hojné prvky, z ktorými sa stretávame v „šlírových" asociáciách starších i mladších ako spodný tortón. Sú to predovšetkým zástupci triedy *Bivalvia,* z ktorých napr. všetky druhy nachádzame aj v karpate Ipeľskej kotliny. Rozdiely oproti faunám karpatu vidíme však u skafopódov a gastropódov. Z 15 druhov čeľade skafopódov a gastropódov je 12 druhov známych v trans-

európskej bioprovincii len z lanzendorfskej série a tortónu s. s. Pre určenie hranice proti vrchnému tortónu (tortón s. s.) nemáme zatiaľ hlavne u hlbokovodnej („šlírovej") fauny dostatočné kritériá.

Z hľadiska ekologického mikro- a makrofaunistické asociácie reprezentujú autochtónne paleocenózy, ktoré indikujú morské prostredie s normálnou salinitou, s hojným obsahom $CaCO_3$ a s dostatočným prívodom kyslíku.

Po období silnej spodnotortónskej vulkanickej činnosti prebiehala kľudná sedimentácia vrstiev v hlbšom neritickom, prípadne plytšom batyalnom prostredí.

Systematická časť makrofauny

BIVALVIA

NUCULIDAE ORBIGNY 1844

Nucula Lamarck, 1799 — **Nucula (Nucula)** Lamarck, 1799

Nucula (Nucula) mayeri Hoernes, 1865

1865 *Nucula mayeri* Hörn. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 296, tab. 38, fig. 1a—e.

1958 *Nucula mayeri* Hörn. — J. Seneš: Pectunculus-Sande etc., p. 27 (cum syn.)

Materiál: jedna miska.

Poznámky: Miska je oproti jedincom uvádzaným inými autormi, podstatne menšia (dĺžka = 0,5 cm, výška = 0,4 cm).

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: akvitán až tortón (napr. lokality: Eger, Lipovany, Porstendorf, Grund etc.).

Nucula (Nucula) nucleus (Linnaeus, 1758)

1758 *Arca nucleus* C. Linnaeus: Systema naturae, p. 695.

1865 *Nucula nucleus* Linn. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 297—298, tab. 38, fig. 2a—g.

1960 *Nucula (Nucula) nucleus* (Linnaeus). — J. Švagrovský: Biostratigrafia a fauna etc., p. 32—34, tab. 1, fig. 1, 2 (cum syn.).

Materiál: 2 dvojlastúry a 2 misky z rôznych jedincov.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: akvitán až tortón.

Poznámky: Tento druh má značné geografické rozšírenie v miocéne Európy (podrobne viď J. Seneš 1958). Recentne sa vyskytuje v Atlantickom oceáne a v Stredozemnom mori.

Nucula (Nucula) nitida Sowerby, 1833

1833 *Nucula nitida* nov. sp. — Sowerby: Conchol. III. etc., p. 5, no. 29, fig. 20 (non vidi; fide T. Sorgenfrei, 1958).

1958 *Nucula* cf. *nitida* Sowerby. — T. Sorgenfrei: Molluscan Assemblages etc., p. 46—48, tab. 1, fig. 4a—b.

Materiál: 1 pravá miska s poškodeným vrcholom.

Poznámky: *N. nitida* sa líši od *N. nucleus* tým, že je nižšia a dlhšia. Spodný okraj má poloelipsovitý, predný mierne vykrojený, zadný horný dlhší a rovný. Prírastkové ryhy sú dobre viditeľné, nepravidelné, smerom od predného okraja hrubšie a výraznejšie.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: Tento druh sa zatiaľ našiel len v šlírových sedimentoch karpatu juž. Slovenska (lok. Ďurkovce). V mediteránnej bioprovincii sa vyskytuje v piacenziane astiane, v severskej v Dánsku v Aarnum formation. Dnes žije na západnom pobreží Európy.

NUCULANIDAE LINK, 1807

Nuculana Link, 1807 (= **Leda** Schumacher, 1817) — **Nuculana (Nuculana)** Link, 1807

Nuculana (Nuculana) hoernesi (Bellardi, 1875)

1875 *Leda hoernesi* Bell. nov. sp. — L. Bellardi: Monogr. d. Nuculidi terz. etc., p. 14, tab. 8 (non vidi; fide M. Hoernes, 1856).

Materiál: jedna ľavá lastúra, malých rozmerov (dĺžka = 0,9 cm; výška = = 0,32 cm).

Poznámky: zadná strana misky predĺžená v charakteristické rostrum jednoznačne určuje príslušnosť k tomuto druhu.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: helvét až tortón s. l. (napr. lokality: Ottnang, Dolné Príbelce, Baden).

Nuculana (Lembulus) Risso, 1826

Nuculana (Sacella) fragilis (Chemnitz, 1784)

1874 *Arca fragilis* H. Chemnitz: Neues System. Conch. etc., p. 199, tab. 55, fig. 546 (non vidi; fide M. Hoernes, 1870).

1870 *Leda fragilis* Chemn. — M. Hörnes: Die fossilen Mollusken etc., p. 307, tab. 38, fig. 8 abc.

Materiál: Šesť čiastočne poškodených misiek.

Poznámky: Naše exempláre sú pomerne malých rozmerov s jemne ryhovanou skulptúrnou ozdobou; kýl v zadnej časti schránky je len nepatrný, umiestnený vysoko v hornej zadnej časti. Podobné exempláre nachádzajú sa na južnom Slovensku aj v šlírových sedimentoch karpatu.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: burdigal až tortón s. l. (lokalita: Lipovany; Niederleis, Slup, Dolné Príbelce, Baden, Soos, Vöslau etc.; podrobné geografické a stratigrafické rozšírenie viď J. Seneš 1958).

Nuculana (Jupiteria) Bellardi, 1875

Nuculana (Jupiteria) pygmaea (Münster, 1835)

1835 *Nucula pygmaea* Münster: Bemerkungen etc., p. 448, (non vidi; fide J. Heering 1942).

1942 *Leda (Jupiteria) pygmaea* (Münster). — J. Heering: Die oligocänen Taxodonten etc., p. 17, tab. 3, fig. 6—7.

Materiál: 2 pravé misky; rozmery: dĺžka = 11 mm, výška = 0,65 mm.

Poznámky: Misky sú pomerne malé, zadná časť len o niečo viac pretiahnutá ako predná. Skulptúrnu ozdobu tvoria veľmi jemné a husté prírastkové čiary.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: zatiaľ sa tento druh našiel ojedinele v šlírových sedimentoch karpatu na južnom Slovensku. Je hojne rozšírený v oligocéne a miocéne severskej bioprovincie: Nemecko (vierlandský st.), Hemmoor, Reinbeck — oligocén; Dánsko: klintinghovedské íly — arnum a gram formation, oligocén; Holandsko: miocén, oligocén; Belgicko: horizont houthaelen anversien; Anglicko: pliocén Coralline Crag; recent: Atlantický oceán pri Anglicku a Stredozemné more.

Yoldia Möller, 1842 — **Yoldia (Yoldia)** Möller, 1842

Yoldia (Yoldia) cf. longa Bellardi, 1875

1875 *Yoldia longa* Bell. nov. sp. — L. Bellardi: Monogr. d. Nuculidi. terz. etc., p. 22, tab. 1, fig. 17 (non vidi; fide Cossmann—Peyrot, 1909—12).

1909—12 *Yoldia longa* Bellardi. — M. Cossmann—P. Peyrot: Conchologie néogénique etc., p. 118, tab. 5, fig. 82—84.

Materiál: jedna ľavá, fragmentárne zachovaná miska.

Poznámky: Spôsob zachovania nedovoľuje druh presne identifikovať.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: ? oligocén, helvét až lanzendorfská séria (napr. lok.: Ottnang, Dolné Príbelce, Dubovce etc.). V atlantickej bioprovincii je známy z burdigalu a helvétu (Cossman-Peyrot, 1909 až 1912), v mediteránnej z elveziana, tortoniana a piacenziana (F. Sacco, 1898).

MALLETIIDAE BELLARDI, 1875

Malletia Moulins, 1832

Malletia cf. *degrangei* Cossmann-Peyrot, 1913

1913 *Malletia degrangei* nov. sp.; M. Cossmann—P. Peyrot: Conchologie néogénique etc., t. 66, p. 122—123, tab. 5, fig. 88—91.

Materiál: 2 misky a viac fragmentov, ktoré snáď tiež patria k tomuto druhu.

Poznámky: Tento druh je z literatúry málo známy; popísali ho Cossmann-Peyrot z atlantickej bioprovincie (lokalita St.-Etiénne-d'Orth).

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: zatiaľ len v šlírových sedimentoch karpatu na južnom Slovensku (lok. Dolné Príbelce).

SOLEMYIDAE GRAY, 1840

Solemya Lamarck, 1818 — **Solemya (Solemya)** Lamarck, 1818

Solemya (Solemya) cf. *doderleini* Mayer, 1861

1861 *Solenomya doderleini;* Ch. Mayer: Descript. des Coq. foss. etc., p. 358 (non vidi; fide M. Hoernes, 1870).

1870 *Solenomya Doderleini* Mayer. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 257, tab. 34, fig. 10a, b.

1934 *Solenomya Doderleini* May. — W. Friedberg: Mieczaki miocenskie etc., p. 13, tab. 2, fig. 4.

Materiál: 1 ľavá miska so skriedovatenou schránkou.

Poznámky: Miska má čiastočne porušenú skulptúru a preto sa charakteristické diagonálne rebrovanie zadnej časti nezachovalo. Určenie je preto problematické.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: oligocén, akvitán až tortón s. l. Z mediterránnej bioprovincie sa uvádza z langhiana a elveziana; recentne žije v Stredozemnom mori.

ARCIDAE GRAY, 1840

Arcopsis Koenen, 1885

Arcopsis lactea (Linnaeus, 1758)

1758 *Arca lactea* Linnaeus: Systema Naturae (ed. 12, 1766) p. 1141, (non vidi; fide M. Hoernes, 1870).

1870 *Arca lactea* Linn. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 336, tab. 44, fig. 6a—e.

1936 *Arca (Fossularca) lactea* Lin. — W. Friedberg: Mieczaki miocenskie etc., p. 176, tab. 29, fig. 7—10.

Materiál: 1 lastúra.

Poznámky: Náš exemplár je len malých rozmerov oproti citáciám z literatúry, ale so všetkými charakteristickými znakmi druhu.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: karpat a tortón s. l. (napr. lok.: Grund, Laa, Niederleis, Möllersdorf, Steinabrunn, Mikulov, Wielicska ap.). V mediterránnej bioprovincii sa vyskytuje od elveziana po astiano, v atlantickej v burdigale; recentne žije v Stredozemnom mori a v Atlantickom oceáne.

PECTINIDAE

CHLAMYSINAE KOROBKOV, 1960

Pseudamussium Mörch, 1853

Pseudamussium denudatum (Reuss, 1867)

1867 *Pecten denudatus* Reuss: Die fossile Fauna etc., p. 55, tab. 7, fig. 1. (non vidi; fide R. Hoernes 1875).

1875 *Pecten denudatus* Reus. — R. Hoernes: Die Fauna des Schliers etc., p. 383, tab. 14, fig. 21, 22.

Materiál: 2 fragmentárne misky.

Poznámky: Napriek fragmentárnemu zachovaniu majú úlomky všetky charakteristické znaky druhu.

Stratigrafické rozšírenie v Paratetýde: oligocén, akvitán až tortón s. l.

LIMIDAE ORBIGNY, 1847

Lima Bruguière, 1797 — **Lima (Limea)** Bronn, 1831

Lima (Limea) strigilata (Brocchi, 1814)

1814 *Ostrea strigilata* Brocchi: Conchologia fossile etc., p. 571 (non vidi; fide M. Hoernes, 1856).

1856 *Limea strigilata* Brocc. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 392, tab. 54, fig. 7.

1958 *Lima (Limea) strigilata* (Brocchi); — T. Sorgenfrei: Molluscan assemblages etc., p. 79, tab. 6, fig. 26a—c.

Materiál: 1 miska malých rozmerov.

Poznámky: Charakteristická skulptúra a tvar misky jednoznačne určujú tento druh.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: karpat a tortón s. l. (napr. lokality: Niederleis, Gainfahren, Möllersdorf, Baden, Steinabrunn).

LUCINIDAE FLEMING, 1828

Lucina Bruguière, 1797 (= **Phacoides** Blainville, 1824)

Lucina wolfi lamellosa Seneš 1951

1951 *Lucina wolfi* R. Hörn. nov. var. *lamellosa* Seneš. — J. Seneš: Helvétska šlírová fauna etc., p. 115, tab. 11, fig. 2.

Materiál: 1 mierne stlačená pravá miska.

Poznámky: Náš exemplár má všetky charakteristické znaky, uvádzané autorom druhu (Seneš 1951, str. 115).

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: Poddruh je známy zatiaľ len z karpatu južného Slovenska, lok. Pôtor. Druh *L. wolfi* R. Hoernes je známy z helvétu s. s. a karpatu Paratetýdy.

SCAPHOPODA

DENTALIIDAE ROEMER, 1836

Dentalium Linnaeus, 1758 — **Dentalium (Dentalium)** Linnaeus, 1758

Dentalium (Dentalium) michelotti Hoernes, 1856

1856 *Dentalium Michelotti* Hörn. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 654—655, tab. 50, fig. 33.

1960 *Dentalium (Dentalium) michelotti* Hoernes. — E. Koljumdžijeva—B. Strašimirov: Fosilite na Bolgarija, p. 224, tab. 52, fig. 15, 16.

Materiál: 1 fragment zadnej časti schránky.

Poznámky: Charakteristická skulptúrna ozdoba jednoznačne určuje druh.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: tortón s. l. (napr. lokality: Baden, Korytnica). V mediteránnej bioprovincii je známy tento druh v tortóne a pliocéne.

Dentalium (Entalis) Gray, 1840

Dentalium (Entalis) badense Hoernes, 1856

1856 *Dentalium Badense* Partsch. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 652, tab. 50, fig. 30.
1954 *Dentalium badense* Partsch. — W. Friedberg: Mieczaki mioceńskie etc., p. 567, tab. 36, fig. 17—19.
1960 *Dentalium badense* Partsch. — T. Báldi: Tortonische Molluskenfauna etc., p. 51, tab. 1, fig. 5.

Materiál: Viac fragmentov z rôznych exemplárov.

Poznámky: Podľa šírky schránky dá sa predpokladať značná veľkosť týchto exemplárov. Skulptúrna ozdoba pozostávajúca z pozdĺžnych rebierok (hrubších i tenších), je dosť variabilná a na zaujatie stanoviska k rozlíšeniu poddruhov, ktoré uvádza F. Kautsky (1925), nemala som dosť vhodne zachovaného materiálu.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: tortón s. l. (Viedenská panva, extrakarpatská depresia, panónska panva); iné európske výskyty: akvitán až tortón — atlantická bioprovincia; akvitaniano, langhiano, elveziano, piazentiano — mediteránna bioprovincia, hemmornské vrstvy a arnum formation severskej bioprovincie.

Dentalium (Entalis) cf. *dollfusi* Koenen, 1883

1883 *Dentalium Dollfusi* Koenen. — Koenen: Gastropoda, Holostomata etc., p. 326, (non vidi; fide F. Kautsky, 1925).
1907 *Dentalium Dollfusi* V. Koenen. — P. J. Ravn: Molluskfaunen i Jyllands etc., p. 288.
1925 *Dentalium (Entalis) Dollfusi* V. Koenen. — F. Kautsky: Das Miozän etc., p. 54, tab. 5, fig. 13.

Materiál: 1 neúplný exemplár.

Poznámky: Podobá sa druhu *D. badense,* avšak pozdĺžne, nepravidelne sa striedajúce hrubšie a tenšie rebrá, sú ostrejšie; priečny rez schránkou je zúbkovaný, nie vrúbkovaný ako u druhu *D. badense.* Medzirebrové priestory sú širšie a prírastkové čiary jemnejšie.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: Nikde v literatúre som nenašla zmienku o výskyte tohto druhu v transeurópskej bioprovincii, kým v severskej bioprovincii je dosť bežný v hemmornských vrstvách Nemecka, v strednom miocéne Dánska a v anversiene Belgicka.

Dentalium (Antale) Aldrovandi, 1618
Dentalium (Antale) vitreum Schröter, 1784

1784 *Dentalium vitreum* Schröter: Vollständ. Einleit. in die Kenntnis etc., p. 531, No 11 (non vidi; fide F. Sacco, 1897).
1856 *Dentalium entalis* Linn. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 658—659, tab. 50, fig. 38.
1954 *Dentalium vitreum* Schröt. (?) — W. Friedberg: Mieczaki miocenskie etc., p. 570—571, tab. 36, fig. 26—27.

Materiál: 1 exemplár mierne porušený a neúplný.

Poznámky: Bežne sa tento druh popisuje ako silne lesklý a hladký; na našom exemplári sú však veľmi jemné, asi 10 mm od seba vzdialené prehĺbené prstence v hrubšej časti schránky.

Stratigrafické rozšírenie v Paratetýde: tortón s. l. (napr. lokality: Baden, Holubica, Jasianov, Korytnica, Lapugy). Druh je známy z atlantickej (Leognan, Merinac, St. Jean de Marsac) a z mediteránnej bioprovincie (Colli Torinesi, St. Agata, Astigiana etc.). Recentne žije v Atlantickom oceáne a v Stredozemnom mori.

Fustaria Stolicska, 1868
Fustaria jani (Hoernes, 1856)

1856 *Dentalium jani* Hörn. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 657—653.
1954 *Fustiaria jani* Hoern. — W. Friedberg: Mieczaki miocenskie etc., p. 571, tab. 36, fig. 28—29 (II. vyd.).

Materiál: 1 fragment asi strednej časti schránky.

Poznámky: Charakteristická prstencovitá ozdoba povrchu schránky dáva možnosť zaradiť fragment k tomuto druhu.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: akvitán, tortón s. l. [lokality: Eger (Noszky 1936), Baden, Steinabrunn, Korytnica, Budapest, Devecser].

GASTROPODA

PYRAMELLIDAE GRABAY, 1847

Pyramidella Lamarck, 1799
Pyramidella plicosa Bronn, 1838

1838 *Pyramidella plicosa* Bronn: Lethaea geogn. etc., p. 1026, tab. 90, fig. 24 (non vidi; fide T. Sorgenfrei 1956).
1856 *Pyramidella plicosa* Bronn. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., 492, tab. 46, fig. 20.
1956 *Pyramidella plicosa* Bronn. — T. Sorgenfrei: Molluscan Assemblages etc., p. 332, tab. 72, fig. 247.

Materiál: 1 ulita malých rozmerov (výška = 5,9 mm, šírka = 2,2 mm) s trošku poškodeným obústím.

Stratigrafické rozšírenie v Paratetýde: tortón s. l. (napr. lokality: Steinabrunn, Nikolsburg). V antlantickej bioprovincii je tento druh rozšírený v burdigale a helvéte; v mediteránnej: elveziano, tortoniano, piacenziano, astiano; v severskej: klintinghoved clay, arnum formation, gram formation (Dánsko), anversien (Belgicko); hemmoornské vrstvy (Nemecko).

NATICIDAE FORBES, 1838

Euspira Agassiz in Sowerby, 1830

Euspira catena helicina (Brocchi, 1814)

1814 *Natica helicina* Brocchi: Conchiologia fossile etc., p. 297, tab. 1, fig. 10 (non vidi; fide M. Hoernes).

1856 *Natica helicina* Brocc. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 525—527, tab. 47, fig. 6.

Materiál: 10 ulít s mierne poškodeným vonkajším pyskom.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: ? akvitán, karpat, tortón s. l. (napr. lokality: Eger, Törökbálint, Ďurkovce, Grund, Vöslau, Baden, Steinabrunn, Szob). Ďalej je tento druh rozšírený v miocéne severskej, atlantickej a mediteránnej bioprovincie a v pliocéne mediteránu (Maroko, južné Francúzsko, Taliansko).

CASSIDIDAE HERRMANNSEN, 1845

Cassidaria Lamarck, 1812 — **Cassidaria (Cassidaria)** Lamarck, 1812

Cassidaria (Cassidaria) echinophora Lamarck, 1822

1822 *Cassidaria echinophora* Lamarck: Histoire natur. etc., p. 215 (non vidi; fide M. Hoernes, 1856).

1856 *Cassidaria echinophora* Lamarck. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 183, tab. 16, fig. 4, 5, 6.

Materiál: 1 ulita s porušeným vnútorným pyskom.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: tortón s. l. (napr. lokality: Grund, Baden, Vöslau, Möllersdorf, Grinzing); dnes žije v Stredozemnom mori.

NASSIDAE

Hinia Leach, 1847 — **Hinia (Uzita)** Adams, 1853

Hinia (Uzita) badensis (Partsch, 1842)

1842 *Buccinum badense* Partsch: Neue Aufstellung etc., (non vidi; fide M. Hoernes, 1856).

1856 *Buccinum badense* Partsch. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 143, tab. 12, fig. 8 a, b.

Materiál: 6 celých ulít a 2 fragmenty.

Poznámky: Druh je tvarom, spôsobom vinutia i skulptúrnou ozdobou najmladšieho závitu veľmi podobný druhu *H. (U.) hoernesi* Mayer. Líši sa len skulptúrnou ozdobou najstarších závitov, kde u *H. (U.) hoernesi* sú okrem spirálnych línií aj radiálne jemné rebrá, čím vzniká nepravidelná retikulárna ozdoba. Naproti tomu u druhu *H. (U.) badensis* sú na všetkých závitoch len spirálne línie a jemné prírastkové čiary.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: tortón s. l. (napr. lokality Szob, Letkes, Baden, Vöslau ap.).

FUSIDAE ORBIGNY, 1843

Fusus Bruguière, 1789

Fusus lamellosus Borson, 1821

1821 *Fusus lamellosus*, Borson: Sagg. di Oritt, etc., p. 317, tab. 1, fig. 14 (non vidi; fide M. Hoernes, (1856).

1856 *Fusus lamellosus* Borson. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 289, tab. 31, fig. 16.

Materiál: 1 ulita.

Poznámky: Náš exemplár má všetky znaky druhu.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: tortón s. l. (napr. lokality: Steinabrunn, Niekolsburg, Baden). V mediteránnej bioprovincii vyskytuje sa v pliocéne (R. Malaroda 1955).

PLEUROTOMIDAE SWAINSON, 1840 (= TURRIDAE niektorých autorov)

Bathytoma Harris & Burrows, 1891

Bathytoma cataphracta (Brocchi, 1814)

1814 *Murex cataphractus.* Brocchi: Conchiologia fossile etc., p. 427, tab. 8, fig. 16 (non vidi; fide T. Sorgenfrei, 1958).

1879 *Pleurotoma (Dolichotoma) cataphracta* Brocchi. — R. Hoernes—M. Auinger: Die Gasteropoden etc., p. 379, tab. 1, fig. 15, 17, 18—24.

1958 *Bathytoma cataphracta* (Brocchi). — T. Sorgenfrei: Molluscan Assemblages etc., p. 960, tab. 54, fig. 179 cum. syn.

Materiál: 1 polámaná ulita s dobre zachovanou charakteristickou skulptúrou, podľa ktorej sa dá druh presne identifikovať.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: helvét až tortón s. l. (napr. lokality: Ottnang, Grund, Vöslau, Baden, Lapugy, Steinabrunn, Möllersdorf). V mediteránnej bioprovincii je tento druh známy aj z pliocénu (Fontannes 1879). V atlantickej bioprovincii sa spomína z lokality Saucats.

Surcula Adams, 1853 — **Surcula (Surcula)** Adams, 1853

Surcula (Surcula) serrata (Hoernes, 1856)

1856 *Pleurotoma subterebralis* Bell. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 356, tab. 39, fig. 16.

Materiál: 3 fragmentárne zachované ulity.

Stratigrafické rozšírenie v Paratetýde: ? karpat, tortón s. l. (napr. lokality: Grund, Lapugy, Kostej).

Surcula (Surcula) subserrata Boetger, 1906

1906 *Surcula subserrata* n. sp.; O. Boetger: Zur Kenntnis der Fauna etc., p. 54.

1934 *Clavatula (Surcula) subserrata* (Boetger). — A. Zilch: Zur Fauna des Mittel-Miozäns etc., p. 261, tab. 17, fig. 26a—b.

Materiál: 1 porušená ulita.

Poznámky: Druh *S. subserrata* sa od *S. serrata* líši väčším vrcholovým uhlom, ostrejšími kýlmi na závitoch, menším počtom hrbolčekov a výraznou rebrovou líniou na báze závitu pod kýlom, vo výške ústia.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: tortón s. l. (prvýkrát popísaný z lokality Kostej).

RINGICULIDAE MECK, 1864

Ringicula Deshayes, 1838 — **Ringicula (Ringicula)** Deshayes, 1838

Ringicula (Ringicula) auriculata cf. *buccinea* (Brocchi, 1814).

1814 *Voluta buccinea* Brocchi: Conch. foss. subsp. etc., p. 93, tab. 4, fig. 9. (non vidi; fide W. Berger, 1954).

1954 *Ringicula (Ringicula) auriculata buccinea* (Brocchi). — W. Berger: Die Ringiculiden etc., p. 126, tab. 10.

Materiál: 1 poškodená ulita.

Poznámky: Nedokonalé zachovanie schránky neumožňuje materiál presne určiť. Podľa stavby posledného (telesného) závitu a obústia možno predpokladať, že ide o poddruh *R. buccinea*.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: karpat, tortón s. l. (napr. lokality: Soos. Vöslau, Szob, Letkes, Hidas). Z mediteránnej bioprovincii je tento druh známy od elveziana po astiano, z atlantickej bioprovincie z helvétu (lok.: Salies de Béarn, Mios, Partebosq).

SCAPHANDRIDAE

Roxania Leach, 1847

Roxania utriculus (Brocchi, 1814)

1814 *Bulla utricula* Brocchi: Conchologia fossile etc., p. 633, tab. 1, fig. 6.

1856 *Bulla utricula* Brocchi. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 618, tab. 50, fig. 2a—b.

Materiál: 1 ulita s porušeným obústím.

Poznámky: Napriek nedokonalému zachovaniu má exemplár charakteristický tvar a ozdobu predmetného druhu.

Stratigrafické rozpätie v Paratetýde: tortón s. l. (napr. lok.: Steinabrunn, Baden, Vöslau). Druh je známy v severskej bioprovincii už v oligocéne; v recente žije v severskej časti Atlantického oceánu a v Stredozemnom mori.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektorovala dr. E. Brestenská.

LITERATÚRA

[1] Báldi T., 1960: Tortonische Molluskenfauna von „Badener Tegelfazies" aus Szokolya, Nordungarn. Ann. hist.-natur. Mus. Nat. Hung., Budapest. — [2] Bellardi L. & Sacco F., 1904: I moluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Torino. — [3] Bellini R., 1909: Revisione delle Dentaliidae dei terreni terziari e quaternari d'Italia. Pal. Ital. 15. — [4] Berger W., 1953: Die Bullaceen aus dem Tertiär des Wiener Beckens. Arch. f. Molluskenkunde, 82. — [5] Berger W., 1954: Die Ringuculiden aus dem Tertiär des Wiener Beckens. Arch. f. Molluskenkunde, 83. — [6] Boettger O., 1896—1906: Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiozänen Schichten von Kostej in Krassó—Szörényer Komitat. Verhandl. u. Mitteil. d. Siebenbürg. Vereins f. Naturwissenschaften zu Hermannstadt. — [7] Buday T. — Cicha I., 1956: Neue Ansichten über die Stratigraphie des unteren und mittleren Miozäns des innenalpinen Wiener Beckens und des Waagtales. Geol. práce, Zošit 43, Bratislava. — [8] Cicha I. — Tejkal J., 1965: Zum Problem des sog. Torton in den Westkarpatischen Becken (Mittelmiozän). Geol. práce, Zprávy 36, Bratislava. — [9] Cita M. B. — Silva I. P., 1960: Pelagic Foraminifera from the type Langian. Inter. Geol. Congr. Report of the 21st Session, Part 22, Copenhagen. — [10] Cossmann M. & Peyrot A., 1909—1912: Conchologie néogénique de l'Aquitaine. Act. Soc. Linn. Bordeaux. — [11] Csepreghy Meznerics I., 1950: A hidasi tortonai fauna. Földt. Int. Évkönyve 31, Budapest. — [12] Cs Meznerics I., 1956: A szobi és letkési puhatestü fauna. Földt. Int. Évkönyve, Budapest. — [13] Fontannes A., 1879: Les invertebres du Bassin Tertiare du SE de la France. Les Mollusques pliocénne. Paris. — [14] Friedberg W., 1934—36: Mieczaki mioceńskie ziem Polskich Cr II. — Malže, Krakow. — [15] Friedberg, W., 1951—54: Mieczaki miocenskie ziem Polskich i krajov pryleglych I. — Šlimaki. Krakow. — [16] Grill R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofauna im Wiener Becken und in den benachbarten Molassenteilen. Oel und Kohle, Berlin. — [17] Grill R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitt. d. Reichsamt. f. Bodenforsch., Wien. — [18] Heering J., 1942: Die oligocänen Taxodonten Bivalven aus dem Peelgebiete. Meded. Geol. Sticht. Maastricht. — [19] Hoernes R., 1875: Die Fauna des Schliers von Ottnang. Jahrbuch. d. kais. kön. geol. Reichsanstalt, Wien. — [20] Hoernes R. & Auinger M., 1879: Gastropoden der Meeresablagerungen der I. und II. miocänen Mediterranstufe in der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Abh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien. — [21] Hörnes M., 1856—1870: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Abh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien. — [22] Kautsky F., 1925: Das Miozän von Hemmoor und Basbeck-Osten. Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. Folge H. 97. Berlin. — [23] Koljumdžieva E. — Strašimirov 1960: Les Fossiles de Bulgarie. — VII Torton. Sofia. — [24] Korobkov I. A., 1955:

Spravočnik i metodičeskoe rukovodstvo po tretičnym molljuskam. Brjuchonogie, Leningrad. — [25] Loeblich A. R. — Tappan H., 1964: Protista 2 in Treatise on Invertebrate. B., Paleontology, New York. — [26] Loeblich A. R. — Tappan H., 1957: Studies in Foraminifera. Unites States National Museum Bulletin 215, Washington. — [27] Papp A., 1963: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. Mitt. d. geol. Ges. in Wien. — [28] Ravn P. J., 1907: Molluskfaunen i Jyllands Tertiaeraflejringer D. Kgl. Danske Vid. Selsk. Srk. 7. R. nat. og. math. Afd. Kobenhavn. — [29] Seneš J., 1951: Nouvelle trouvaille de faune helvétienne en Slovaquie du Sud. Geol. sborník II/1, Bratislava. — [30] Seneš J., 1958: Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. Geol. Práce, Monogr. ser. 1, Bratislava. — [31] Sieber R., 1955: Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. Ann. d. Nat. Mus. in Wien. — [32] Sorgenfrei Th., 1958: Molluscan Assemblages from the Marine Middle Miocene of South Jutland and their Environments. Danm. Geol. Undersgelse Ser. II. 79. Kobenhavn. — [33] Švagrovský J., 1960: Biostratigrafia a fauna mäkkýšov vrch. tortonu vých. úpätia Slanských hôr. Geologické práce, Zoš. 57, Bratislava. — [34] Thiele J., 1931: Handbuch der systematischen Weichtierkunde I—II. Jena. — [35] Zilch A., 1934: Zur Fauna des Mittel-Miocäns von Kostej (Banat), Senckenbergiana 16. Frankfurt/Main.

Vysvetlivky k tab. VI—VIII

Tab. VI

Obr. 1. Vyseparovaná planktonická mikrofauna s *Turborotalia mayeri* (Cushman & Ellisor) z odkryvov od Bajtavy.

Tab. VII

Obr. 1. Asociácia bentonickej mikrofauny od Bajtavy. — Obr. 2. Bohatá lagenidová asociácia od Bajtavy.

Tab. VIII

Asociácia makrofauny z odkryvov od Bajtavy. 1 — *Nucula (Nucula) nucleus* Lin., zväčš. 1:1,2. — (2) — *N. (N.) nitida* Sow., zväčš. 1:1,2. — (3) — *Lucina wolfi lamellosa* Seneš. — (4—5) *Dentalium (Entalis) badense* Hoernes. — (6) — *Dentalium (E.)* cf. *dolffusi* Koenen, zväčš. 1:1,5. — (7) — *Fustiaria jani* (Hoernes), zväčš. 1:1,1. — (8—9) *Cassidaria echinophora* Lamarck, zväčš. 1:1,5. — (10) — *Surcula (Surcula) serrata* Hoernes, zväčš. 1:1,4. — (11) — *Euspira catena helicina* (Brocci), zväčš. 1:1,8. — (12) — *Pyramidella plicosa* Bronn., zväčš. 1:3. — (13—14) *Hinia (Uzita) badensis* (Partsch), zväčš. 1:1,5.

Všetko foto Vrbovský

RUŽENA LEHOTAYOVÁ – ANNA ONDREJÍČKOVÁ

FAUNA OF THE LANZENDORF SERIES FROM BAJTAVA (SE PART OF PODUNAJSKÁ NÍŽINA LOWLANDS)

The present paper is to contribute to the biostratigraphy of pelitic-psefitic sediments from Bajtava in the SE part of the Podunajská nížina lowlands. In wider vicinity of Bajtava the sandy tuffitic aleurites are rich in microfauna and macrofauna of the Lanzendorf series (in I. Cicha — J. Tejkal's 1965 sense).

The Lanzendorf series is indicated by extensive development of lagenids (*Lenticulina calcar, L. echinata, Vaginulina legumen* etc.) as well as the species *Planulina wuellerstorfi, Bolivina hebes.* From among planctonic forms *Turborotalia mayeri* is rather frequent. Whole row of important representatives of the lower part of the Lanzendorf series (*Planularia auris, P. dentata, Palmula jonesi)* are absent, while those of its upper part *(Globorotalia fohsi barisanensis, Globigerina praebulloides)* are increasing in amount. On the other hand, the forms typical for the Tortonian s. s. *(Globigerina occlusa, G. nepenthes)* do not occur. Therefore it may be supposed that the beds under study *correspond with the top part of the Lanzendorf series.*

Macrofauna of molluscs shows the deep-sea, so-called „schlieren" character. It contains species that use to be met with in „schlieren" associations younger and older, than Lower-tortonian, especially as far as the species of the *Bivalvia* class are concerned. The majority of the species from the *Scaphopoda* and *Gastropoda* classes is, however, of Tortonian (the Tortonian s. l.) age. Till the present we have not got sufficient criterii in the deep-sea fauna to distinguish the faunas of the Lanzendorf series and of the Tortonian s. s.

Sedimentation of beds took place in deep neritic or in the shallow bathyal.

Explanation to Plates VI—VIII

Plate VI

Fig. 1. Planctonic Mikrofauna with *Turborotalia mayeri* (Cushman & Ellisor).

Plate VII

Fig. 1. Association of benthonic Mikrofauna. — Fig. 2. Lagenida association from Bajtava.

Plate VIII

The makrofauna association from Bajtava: (1) — *Nucula (Nucula) nucleus* Lin. — (2) *N. (N.) nitida* Sow. — (3) *Lucina wolfi lamellosa* Seneš. — (4—5) *Dentalium (Entalis) badense* Hoernes. — (6) *D. (E.)* cf. *dolffusi* Koenen. — (7) *Fustiaria jani* (Hoernes). — (8—9) *Cassidaria echinophora* Lamarck. — (10) *Surcula (Surcula) serrata* Hoernes. — (11) *Euspira catena helicina* (Brocci). — (12) *Pyramidella plicosa* Bronn. — (13—14) *Hinia (Uzita) badensis* (Partsch).

EDUARD KÖHLER

STRATIGRAFIA PALEOGÉNU RAJECKEJ A TURČIANSKEJ KOTLINY NA ZÁKLADE VEĽKÝCH FORAMINIFER

Abstrakt. V práci sú podané výsledky stratigrafického štúdia paleogénnych sedimentov Rajeckej a Turčianskej kotliny. Na základe spoločenstiev veľkých foraminifer boli stanovené 4 zóny, patriace do stredného a vrchného eocénu.

Väčšina doterajších stratigrafických poznatkov o paleogéne Rajeckej a Turčianskej kotliny sa opiera o štúdium petrografického charakteru vrstiev, pričom paleontologické poznatky sú veľmi zriedkavé a nepresné. Prvé zmienky o paleogéne Turčianskej kotliny nachádzame u D. Štúra (1860), ktorý spomína výskyty eocénnych zlepencov a slieňov pri obci Turany, ako aj pruh pieskovcov a slieňov medzi obcami Krpeľany, Nolčovo, Turčianska Štiavnička a medzi Sklabiňou a Turčianskou Belou. V ďalšej práci (1868) odlišuje: a) bazálne numulitové pieskovce a zlepence (Krpeľany, Podhradie); b) amphysilové bridlice (Ratkov, Turčianska Belá); c) najmladšie pieskovce a bridlice (od Krpelian po Turč. Belú).

Hantken (1877) študoval paleogénne sedimenty v okolí obcí Blatnica a Mošovce a vyhodnotil z nich aj veľké foraminifery. V paleogéne Turčianskej kotliny vymedzil 3 oddiely: spodný s *Nummulites sismondai,* stredný s *N. granulosa, N. mamillata* a *N. explanata* a vrchný s *N. striata* a *Orbitoides papyracea.*

Matějka (1924) uvádza, že bazálne paleogénne vrstvy sú vyvinuté vo fácii zlepencovej a vápencovej s veľkými foraminiferami (Krpeľany, Podhradie), alebo vo fácii hrubozrnných až zlepencovitých pieskovcov s numulitmi a diskocyklinami. Predpokladá, že bazálne vrstvy sú stredno až vrchnoeocénne. Súvrstvie pieskovcov a bridlíc v nadloží bazálnych vrstiev je spodnooligocénneho veku; nad ním sa nachádza petrograficky zhodné súvrstvie vrchnooligocénne.

V juhovýchodnej časti kotliny Ilavský—Červeňová (1952) odlíšili bazálne zlepence a vápence, v ich nadloží flyšové súvrstvie a nakoniec piesčité bridlice až rozpadavé pieskovce, ktoré by mohli byť oligocénneho veku.

Pícha (1964) podáva petrografickú charakteristiku paleogénu centrálnych Karpát a odlišuje 4 základné súvrstvia: a) bazálne; b) ílovcové (= zakopianské); c) pieskovcovo-ílovcové (= chocholowske); d) pieskovcové (= ostrzyské). Autor neudáva stratigrafické rozpätie jednotlivých súvrství.

Andrusov (1965) v tzv. stredoslovenskom vývine paleogénu odlíšil 3 hlavné súvrstvia: 1. bazálne zlepence, pieskovce, vápence a ílovce (neflyšový vývin = suľovské súvrstvie); vek: lutét, ypres-lutét, priabon; 2. súvrstvie typicky flyšové s prevládajúcimi pelitmi (zakopianské súvrstvie); vek: vrchný lutét—vrchný eocén; 3. súvrstvie prevažne pieskovcovo-zlepencové s netypicky flyšovým vývojom (bielopotocké súvrstvie); vek: vrchný eocén—spodný oligocén. V stati o Turčianskej kotline uvádza, že bazálne súvrstvie patrí biarritzu a flyš strednému až vrchnému eocénu.

Paleogénu Rajeckej kotliny (užíva sa aj označenie rajecký výbežok Žilinskej kotliny) bola venovaná väčšia pozornosť až pri zostavovaní geologických máp 1:25 000 list Žilina a Rajec (autori D. Andrusov a M. Kuthan). Vo Vysvetlivkách k listu Žilina Andrusov—Kuthan (1944) odlíšili bazálne súvrstvia (zlepence) lutétu a nadložný flyš (vrchný lutét až vrchný eocén, pričom nevylučovali ani oligocénny vek týchto vrstiev).

Andrusov (1965) odlíšil v Rajeckej kotline súľovské vrstvy (biarritz), nad nimi priabonské flyšové súvrstvie s vložkami ílovcov typu menilitových bridlíc, menilitových rohovcov a globigerinových slieňov. V nadloží sa nachádza súvrstvie rozpadavých pieskovcov (= pieskovce od Konskej; Andrusov—Köhler 1963). Poznatky o paleogéne oboch kotlín sú zhrnuté aj vo Vysvetlivkách k prehľadnej geol. mape ČSSR 1:200 000 list Žilina a Banská Bystrica (autor statí o paleogéne A. Matějka).

Vymedzenie zón v študovanom území

Podkladom pre vymedzenie zón a ich charakteristických spoločenstiev bola podrobná paleontologická analýza 24 lokalít, obsahujúcich veľké foraminifery. Boli stanovené nasledovné zóny (tab. 1):

[1] Zóna *Nummulites perforatus* obsahuje charakteristické spoločenstvo veľkých foraminifer: *Nummulites perforatus sismondai* d'Archiac & Haime, *N. millecaput millecaput* Boubée, *N. millecaput minor* Heim, *N. distans heimi* Rozlozsnik, *N. gallensis* Heim, *N. rotularius* Deshayes, *N. variolarius* (Lamarck), *N. striatus minor* d'Archiac & Haime, *N. atacicus* Leymerie, *Discocyclina roberti* Douvillé, *D. archiaci* (Schlumberger), *D. ranikotensis* Davies, *D. scalaris* (Schlumberger), *Assilina spira planospira* (Boubée), *Ass. exponens* (Sowerby) a *Alveolina elongata* d'Orbigny. Zóna neobsahuje typické vrchnoeocénne druhy (napr. *N. chavannesi* de la Harpe, *N. pulchellus* de la Harpe, *N. problematicus* Tellini, rod *Operculinoides*) a je nepochybne strednoeocénneho veku.

Typickou lokalitou tejto zóny je lom pri východnom okraji obce Podhradie (Turčianska kotlina), v ktorom sú odkryté bazálne hrubozrnné zlepence a piesčité vápence s bohatou faunou veľkých foraminifer: *Nummulites perforatus sismondai* d'Arch. & Haime, f. A, B, *N. millecaput millecaput* Boubée, f. A, B, *N. millecaput minor* Heim, f. A, *N. distans heimi* Rozlozsnik, f. A, B, *N. atacicus* Leymerie, f. A, *N. rotularius* Deshayes, f. A, *N. variolarius* (Lamarck), f. A, *Operculina* sp., *Assilina spira planospira* (Boubée), f. A, *Assilina exponens* (Sowerby), f. A, *Discocyclina roberti* Douvillé, f. A, *D. multiplicata* (Gümbel), f. A, *D. archiaci* (Schlumberger), f. A, *D. ranikotensis* Davies, f. A, *D. umbo* (Schafhäutl), f. A, *Alveolina elongata* d'Orbigny, f. A, *Sphaerogypsina globulus* (Reuss).

[2] Zóna s miešaným spoločenstvom je charakterizovaná týmito druhmi: *Nummulites perforatus sismondai* d'Archiac & Haime, *N. millecaput millecaput* Boubée, *N. chavannesi* de la Harpe, *Assilina exponens* (Sowerby), *Operculinoides nassauensis* Cole, *O. vaughani* (Cushman), *Operculina alpina* Douvillé, *Discocyclina nummulitica* (Gümbel) a *D. varians* (Kaufmann). V tejto zóne sa nachádza miešaná asociácia typicky strednoeocénnych druhov [napr. *N. perforatus sismondai* d'Arch. & Haime, *Ass. exponens* (Sow.)] s druhmi typickými pre vrchný eocén (napr. *N. chavannesi* de la Harpe, rod *Operculinoides*). Toto miešané spoločenstvo nemožno vysvetliť redepozíciou staršej asociácie na mladšiu, pretože takáto miešaná asociácia je známa z desiatok geograficky vzdialených lokalít (napr. z Poľska, Arménska) a stav zachovania schránok tiež vylučuje takéto vysvetlenie. Je nutné pripustiť, že strednoeocénne druhy nevymierajú náhle, ale pozvoľne v spodnej, príp. i strednej časti vrchného eocénu. Zónu zaraďujem do spodnej časti vrchného eocénu.

Typickou lokalitou tejto zóny je východ polohy jemnozrnných organogénnych zlepencov (v bezprostrednom nadloží rífových vápencov) pri k. 623,6 sv. od obce Horné Jaseno (Turčianska kotlina). Zlepence obsahujú toto spoločenstvo: *Nummulites perforatus sismondai* d'Arch. & Haime, f. A, B, *N. millecaput millecaput* Boubée, f. A, *N. rotularius* Deshayes, f. A, *N. variolarius* (Lamarck), f. A, *N. chavannesi* de la Harpe, f. A, *N. anomalus* de la Harpe, f. A, *Operculina alpina* Douvillé, f. A, B, *Assilina exponens* (Sow.), f. A, B, *Operculinoides nassauensis* Cole, f. A, *Operculinoides vaughani* (Cushman), f. A, B, *Discocyclina nummulitica* (Gümbel), f. A, B, *D. varians* (Kaufmann), f. A, *D. pratti* (Michelin), f. A, B, *D. umbo* (Schafhautl), f. *A, Asterocyclina stella* Gümbel, f. A, *A. stellaris* Brunner, f. A, B, *Sphaerogypsina globulus* (Reuss).

[3] Zóna *N. chavannesi* je charakterizovaná masovým rozvojom druhu *Nummulites chavannesi* de la Harpe, *Operculinoides nassauensis* Cole, *O. vaughani* (Cushman), *Discocyclina nummulitica* (Gümbel) a *D. varians* (Kaufmann). Strednoeocénne druhy (napr. *N. perforatus sismondai* d'Arch. & Haime) sú na lokalitách veľkou vzácnosťou. Schránky zástupcov rodu *Discocyclina* a *Operculinoides* tvoria 70—80 % počtu všetkých schránok veľkých foraminifer. Je zaujímavé, že v tejto zóne sa nenašiel typicky vrchnoeocénny druh *Nummulites fabianii* Prever, ktorého úlohu v študovanej oblasti preberá druh *N. chavannesi* de la Harpe. Zónu *N. chavannesi* zaraďujem do strednej časti vrchného eocénu.

Typickou lokalitou tejto zóny je odkryv polohy organogénneho hrubozrnného pieskovca v poľnej ceste vedúcej od obce Poluvsie na JV k Medzihorskému potoku (Rajecká kotlina). Pieskovec obsahuje tieto veľké foraminifery: *Nummulites millecaput millecaput* Boubée, f. A (veľmi vzácny), *N. variolarius* (Lamarck), f. A, *N. chavannesi* de la Harpe, f. A, *N. anomalus* de la Harpe, f. A, *Operculina alpina* Douvillé, f. A, *Operculinoides nassauensis* Cole, f. A, B, *O. vaughani* (Cushman), f. A, *Discocyclina nummulitica* (Gümbel), f. A, *D. varians* (Kaufmann), f. A, *Asterocyclina stella* Gümbel, f. A, *A. stellata* (d'Archiac), f. A, *A. cuvillieri* (Neumann), f. A, *Sphaerogypsina globulus* (Reuss).

Spoločenstvá vymedzených zón Tabuľka 1

Zóna	Charakteristické druhy	Chýbajúce druhy
Zóna *N. problematicus*	*N. problematicus* *N. pulchellus* *N. incrassatus* *Grzyb. multifida*	*N. perforatus sismondai* *N. millecaput* *N. variolarius* *N. gallensis* *N. distans heimi* *D. roberti, D. scalaris* *D. archiaci, D. ranikotensis*
Zóna *N. chavannesi*	*N. chavannesi* *O. nassauensis* *O. vaughani* *D. nummulitica* *D. varians*	*N. problematicus* *N. pulchellus* *N. incrassatus* *N. gallensis* *D. roberti, D. scalaris,* *D. archiaci, D. ranikotensis*
Zóna s mieš. spoloč.	*N. perforatus sismondai* *N. millecaput* *Ass. exponens* *N. chavannesi* *O. nassauensis* *O. vaughani* *D. nummulitica*	*N. problematicus* *N. pulchellus* *N. incrassatus* *N. gallensis* *N. distans heimi* *Grzyb. multifida* *D. roberti*
Zóna *N. perforatus*	*N. perforatus sismondai* *N. millecaput* *N. rotularius* *N. variolarius* *N. gallensis* *N. distans heimi* *Ass. exponens* *Ass. spira planospira* *D. roberti* *D. archiaci* *D. ranikotensis* *Alv. elongata*	*N. problematicus* *N. pulchellus* *N. incrassatus* *N. chavannesi* *Op. alpina* *O. nassauensis* *O. vaughani* *Grzyb. multifida* *D. varians*

[4] Zónu *Nummulites problematicus* charakterizuje prítomnosť druhov *Nummulites problematicus* Tellini, *N. pulchellus* de la Harpe, *N. incrassatus* de la Harpe, *Grzybowskia multifida* Bieda. Zástupcovia rodov *Discocyclina* a *Operculinoides* sú v tejto zóne zriedkaví, strednoeocénne druhy sa nevyskytujú. Zóna *N. problematicus* patrí do najvyššej časti vrchného eocénu. Nakoľko sa v nej

nenašli typické oligocénne druhy, nemožno pripustiť oligocénny vek vrstiev s veľkými foraminiferami zóny *N. problematicus.*

Typickou lokalitou zóny je odkryv rozpadavých hrubozrnných pieskovcov na severnom úpätí k. 464,1 (Hradisko) pri obci Nolčovo (Turčianska kotlina). Pieskovce obsahujú spoločenstvo *Nummulites problematicus* Tellini, f. A, *N. incrassatus* de la Harpe, f. A, B, *N. pulchellus* de la Harpe, *Operculinoides nassauensis* Cole, f. A, *Grzybowskia multifida* Bieda, f. A, *Discocyclina varians* (Kaufmann), f. A, *D. daguini* Neumann, f. A, *D. umbo* (Schafhautl), f. A, *Asterocyclina stella* Gümbel, f. A.

Porovnanie zón s inými stratigrafickými členeniami

Porovnanie zón s väčšinou užívaných stupňov nebolo možné, lebo v súčasnej dobe sa takmer všetky stupne ponímajú rôzne a v literatúre vládne chaos, hlavne vtedy, keď nie je známe, ako autor chápe rozsah toho-ktorého stupňa.

Ako typický príklad spomenieme stupeň bartonien*. V súčasnej literatúre možno nájsť 3 rôzne interpretácie tohto stupňa: a) bartonien sa považuje za vrchnú časť vrchného eocénu (ekvivalent stupňov wemmelien a ludien; napr. Leriche 1925); b) za spodnú a strednú časť vrchného eocénu (napr. L. Morellet — J. Morellet 1948); alebo c) za ekvivalent celého vrchného eocénu (napr. Pomerol 1964).

Podobne rôzne sa interpretujú aj ďalšie stupne, napr. biarritz, priabon, lédien ap.

Porovnanie niektorých známejších členení s vytvorenými zónami možno nájsť na tab. 2. Zaujímavá je pomerne veľká zhoda s delením paleogénu v južných častiach SSSR (Nemkov 1964).

Čo sa týka doterajších delení stredného a vrchného eocénu Západných Karpát (tab. 3), predložené 3 vrchnoeocénne zóny predstavujú doteraz najdetailnejšie rozdelenie vrchného eocénu na základe veľkých foraminifer.

V úvodnej časti som uviedol, že Hantken (1877) vymedzil v paleogéne Turčianskej kotliny 3 oddiely. Toto delenie vychádzalo len zo zbežného výskumu niekoľkých náhodných lokalít, nie zo sústavného štúdia územia. Podľa dnešných vedomostí prvé 2 oddiely Hantkena treba spojiť [*N. perforatus sismondai* D'Archiac & Haime a *Ass. exponens* (Sow.) sa vyskytujú vždy spolu a odpovedajú zóne *N. perforatus*]. Tretí oddiel s *N. striatus* by mal odpovedať zóne *N. chavannesi.* Je zaujímavé, že v študovanom území sa našiel len poddruh *N. striatus minor* d'Arch. & Haime, aj to len zriedka v bazálnych vrstvách. Je pravdepodobné, že starší autori si tento druh mýlili s inými podobnými druhmi.

* Bartonien (1857 Mayer — Eymar) bol odlíšený vo Veľkej Británii, kde v oblasti Hampshire sa nachádza mocné súvrstvie ílovcov, obsahujúce schránky druhu *Nummulites prestwichianus* Rupert & Jones. V jeho podloží sú vrstvy s *N. variolarius* (Lamarck).

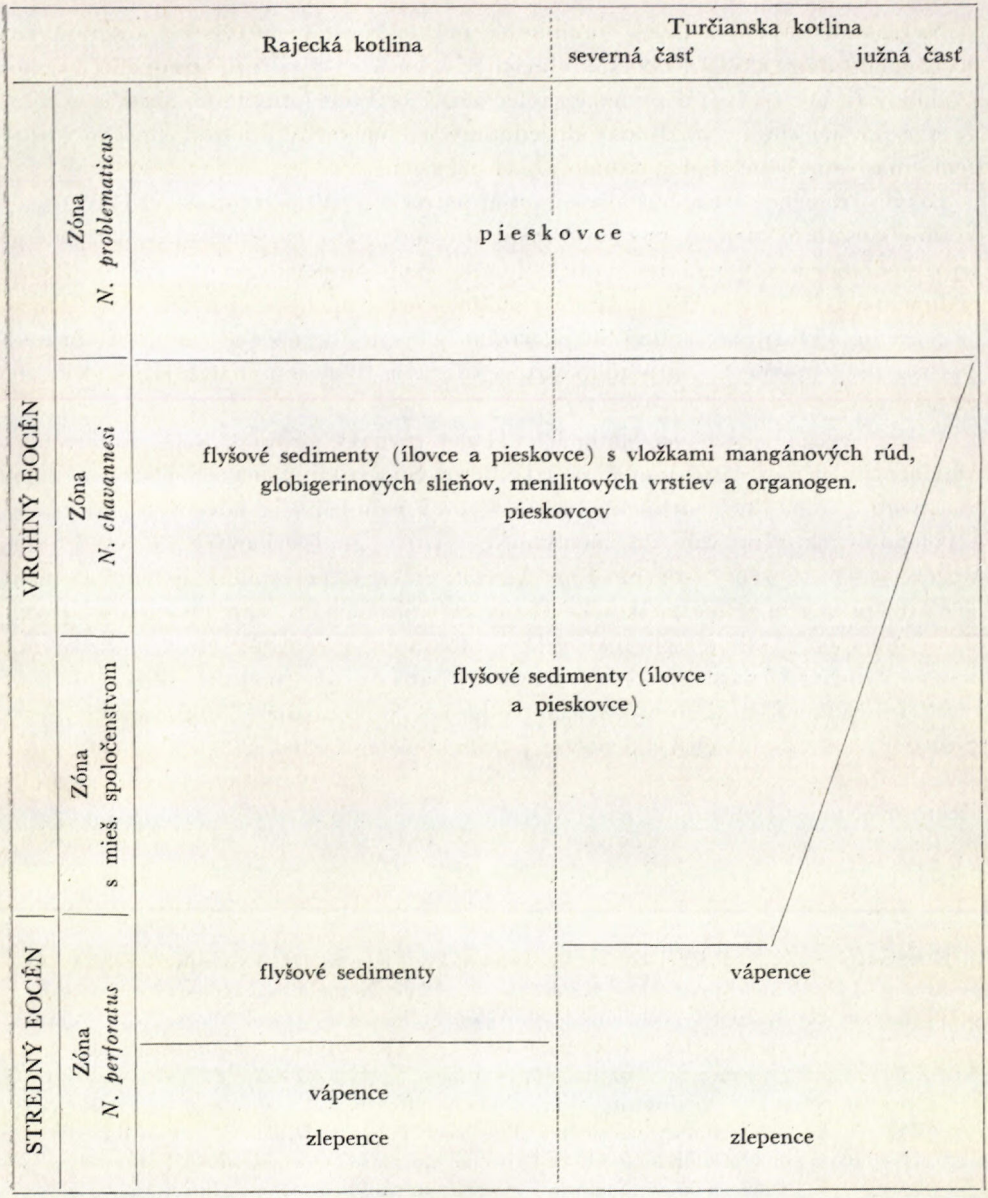
Porovnanie rôznych stratigrafických členení Tabuľka 2

	H. Schaub 1964 Švajčiarsko	G. Bombita 1963 Rumunsko	C. Pomerol 1964 Paríž. panva	G. I. Nemkov 1964 južná časť SSSR	E. Köhler 1965 Rajecká a Turč. kotl.
VRCHNÝ EOCÉN	Priabonien	Priabonien	Ludien	Zóna *N. fabianii retiatus (= N. problematicus)*	Zóna *N. problematicus*
		Napocien	Marinésien	Zóna *N. fabianii*	Zóna *N. chavannesi*
	Biarritzien	Auversien (= lédien = biarritzien)	Auversien	Zóna *N. millecaput*	Zóna s miešaným spoločenstvom
STREDNÝ EOCÉN			Vrchný lutétien	Zóna *N. perforatus*	Zóna *N. perforatus*
	Lutétien	Lutétien	Spodný lutétien	Zóna *N. laevigatus*	—

Stratigrafické členenia v Západných Karpatoch Tabuľka 3

	F. Bieda 1946 Západné Karpaty	F. Bieda 1963 Tatranský eocén	D. Andrusov, E. Köhler 1963 Západné Karpaty	E. Köhler 1965 Rajecká a Turč. kotl.
VRCHNÝ EOCÉN	6. horizont	IV. horizont	8. nivó *N. fabianii, N. chavannesi, N. pulchellus* bez stredndoeocénnych druhov	Zóna *N. problematicus*
			7. nivó *N. fabianii, N. chavannesi, N. pulchellus* so stredneeocénn. druhmi *N. perforatus, N. millecaput*	Zóna *N. chavannesi*
	5. horizont	III. horizont II. horizont I. horizont		Zóna s miešaným spoločenstvom
STREDNÝ EOCÉN			6. nivó *N. millecaput* 5. nivó *N. perforatus* 4. nivó *N. brongniarti*	Zóna *N. perforatus*
	4. horizont		3. nivó *N. laevigatus*	—

Hlavné fácie a zóny študovaných území Tabuľka 4



Záver

Na základe štúdia veľkých foraminifer možno konštatovať, že k transgresii paleogénneho mora došlo v oboch kotlinách súčasne vo vyššej časti stredného eocénu. Podobný faciálny vývoj a rovnaké spoločenstvá veľkých foraminifer svedčia o tom, že obe dnešné kotliny predstavovali jednotný sedimentačný priestor, ktorého rozdelenie masívom Malej Fatry nastalo až po paleogéne.

Bazálne zlepence a vápence oboch kotlín patria zóne *N. perforatus*. V Turčianskej kotline dosahujú značnú mocnosť, miestami sa v tejto bazálnej fácii nachádzajú aj rífové vápence. V severnej časti kotliny koncom stredného eocénu začína flyšová sedimentácia, v južnej časti pokračuje sedimentácia vápencov aj počiatkom vrchného eocénu. V Rajeckej kotline majú bazálne zlepence a vápence malú hrúbku a už počas stredného eocénu sa usadilo mocné súvrstvie flyšového charakteru s vložkami zlepencov.

Vrchný eocén je v oboch kotlinách takmer rovnaký (výnimkou je sedimentácia vápencov v južnej časti Turčianskej kotliny). Spočiatku (zóna s miešaným spoločenstvom a zóna *N. chavannesi*) je tu flyšová sedimentácia ílovcov a pieskovcov s polohami mangánových rúd, menilitových vrstiev, globigerinových slieňov a organogénnych pieskovcov. Koncom zóny *N. chavannesi* sa postupne sedimentácia mení a usadzujú sa rozpadavé pieskovce so zriedkavými polohami silne piesčitých ílovcov. Toto súvrstvie obsahuje schránky veľkých foraminifer zóny *N. problematicus*; nemožno vylúčiť, že najvyššie polohy súvrstvia patria aj do spodného oligocénu (neobsahujú veľké foraminifery). Fácia pieskovcov predstavuje v študovanom území posledný (regresívny) člen paleogénnej sedimentácie.

Geologický ústav SAV, Bratislava

Lektoroval pg. O. Samuel.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1965: Geológia československých Karpát III. Vydavateľstvo SAV, Bratislava. — [2] Andrusov D., Köhler E., 1963: Nummulites, facies et dévelopement prétectonique des Karpates occidentales centrales au Paléogéne. Geol. sborn. 14/1, Bratislava. — [3] Andrusov D. — Kuthan M., 1944: Vysvetlivky ku geol. mape Slovenska. List Žilina (4361/2). Práce Št. geol. úst. 10, Bratislava. — [4] Bieda F., 1946: Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. Roczn. Pol. Tow. geol. 16, Kraków. — [5] Bieda F., 1951: Starszy trzeciorzed. Reg. geol. Polski 1, Kraków. — [6] Bieda F., 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. Geol. sborn. 8/1, Bratislava. — [7] Bieda F., 1963: Fauny numulitowe eocenu tatrzańskiego. Prace Inst. Geol. 37, Warszawa. — [8] Bombita G., 1963: Pozitia Ilerdianului si a Biarritzianului in Rominia. Observatii si propuneri cu privite la nous impartin e Eocenului. Congresul al V-les Asociatia geologica Carpato-Balcanica (1961), Bucurest. — [9] Bombita G., 1964: Observations et propositions concernant la nouvelle division de l'Éocène. Mém. du Bureau de Recherches Géol. et Minières 28, Paris. — [10] Hantken M., 1877: Adalékok a Kárpátok földtani

ismeretéhez. Budapest. — [11] Ilavský J. — Červeňová Ž., 1952: Geologické štúdiá na západnom svahu Veľkej Fatry. Geol. práce, Zošit 30, Bratislava. — [12] Köhler E., 1965: Veľké foraminifery a stratigrafia paleogénu Rajeckej a Turčianskej kotliny. Archív Geol. ústavu SAV, Bratislava (rukopis). — [13] Kopek G. — Kecskeméti T., 1961: La classification des assises eocènes de la Montagne de Bakony (Transdanubien) d'après les grands-Foraminifères. Ann. hist.-nat. mus. nat. Hung. 53, Budapest. — [14] Leriche M., 1925: Sur la nécessité de maintenir les étages Lédien (= Auversien) et Bartonien dans la classification de l'Éocène du bassin anglo-franco-belge. Bull. Soc. géol. France (4), 25, Paris. — [15] Matějka A., 1924: Příspěvky k poznání paleogénu a mesosoika v kotlinách turčanské a handlovské na Slovensku. Sborn. SGÚ 4, Praha. — [16] Morellet L. — Morellet J., 1948: Le Bartonien du Basin de Paris. Mém à l'expl. Carte Géol., Paris. — [17] Nemkov G. I., 1964: Distribution zonale des assises eocènes de U. R. S. S. d'aprés des Nummulitides. Mém. du Bureau de Recherches Géol. et Min. 28, Paris. — [18] Pícha F., 1964: Výsledky sedimentologického výzkumu v paleogénu centrálních Karpat. SGV — Západné Karpaty, zv. 2, Bratislava. — [19] Pomerol Ch., 1964: Le Bartonien du Bassin de Paris. Interprétation stratigraphique et essai de corrélation avec les bassins de Belgique et du Hampshire. Mém. du Bureau de Recherches Géol. et Min. 28, Paris. — [20] Schaub H., 1964: Les bassins paléogènes suisses. Mém. du Bureau de Recherches Géol. et Min. 28, Paris. — [21] Štúr D., 1860: Bericht über die geologische Übersicht-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. geol. Reichsanst., Wien. — [22] Štúr D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jahrb. geol. Reichsanst., Wien. — [23] *Vysvetlivky ku prehľadnej geol. mape ČSSR* 1:200 000 — List Žilina, 1962. — [24] *Vysvetlivky ku prehľadnej geol. mape ČSSR* 1:200 000 — List Banská Bystrica, 1964, Bratislava.

MAGDA MARKOVÁ—DIONÝZ VASS

POZNÁMKY K SPODNEJ HRANICI TORTÓNU* NA JUŽNOM SLOVENSKU A V SEVERNOM MAĎARSKU

Tortón predstavuje významný úsek vo vývine miocénu na vnútornej strane západokarpatského oblúka. V tomto období sa začína dvíhať maďarské Stredohorie a ustáva subsidencia juhoslovensko-severomaďarskej depresie. Naproti tomu kryštalický blok Podunajskej nížiny, ktorý bol v spodnom miocéne stabilný, začína v tortóne poklesávať (Körössy 1958; Buday 1961). V súvislosti s pohybmi pozdĺž zlomov dochádza na okrajoch juhoslovenského spodnotortonského sedimentačného priestoru k intenzívnej vulkanickej činnosti. Za pomerne krátke obdobie (v geologickom zmysle) vytvorili sa na pevnine a v plytkých príbrežných častiach mora ohromné masy vulkanicko-sedimentárnych hornín. V depresných častiach vzdialených od vulkanických centier sa usadili len tenké polohy tufov, prípadne iba vrstvičky a laminky, ktorých počet býva znásobený eolickými tufmi, pochádzajúcimi zo vzdialených i veľmi vzdialených erupčných centier.

Z naznačenej schémy vidieť, že vývoj tortónu bol zložitý, a preto sa nemôžme diviť, že rozsah tortónu, ale najmä určenie jeho spodnej hranice sa u čs. a maďarských geológov neponíma jednotne. Situáciu sťažuje ešte to, že nie všetky fácie tortónu obsahujú fosílie vhodné pre biostratigrafické účely.

V dôsledku rôzneho tektonického vývoja Podunajskej nížiny a Ipeľskej kotliny sú v podloží tortónu v oboch oblastiach horniny rôzneho veku; v JV časti Podunajskej nížiny, ktorá od burdigalu po karpat bola pripojená k vyzdvihnutému bloku dnešnej centrálnej časti, transgredovalo tortónske more na chat-akvitán a paleogén, alebo na suchozemské sedimenty neistého veku. Morské transgresívne vrstvy tortónu v JV cípe Podunajskej nížiny (okolie Štúrova) obsahujú morskú faunu z biostrati-

* Pod pojmom tortón rozumieme v tejto práci tortón s. l., t. j. lanzendorfskú sériu + tortón s. s.

grafického hľadiska netypickú. V ich nadloží sú andezitové vulkanicko-sedimentárne horniny, s morskou faunou tortónu: *Pecten besseri* Andrz., *Conus fuscicingulatus* Bronn., *Ancillaria canalifera* Lamk., *Turritella pytaragorica* Hille, *Lucina basterotina* Bronn. a i. (Seneš, 1949); tieto horniny postupne prechádzajú do sedimentov s typickými spoločenstvami lagenidovej zóny (v zmysle Grilla), resp. lanzendorfskej série (v zmysle Cichu—Tejkala 1965). V miestach s panvovým vývojom spodného tortónu andezitové tufy vystupujú uprostred morských vrstiev (vrt Nová Vieska 1; Krystek 1964). Domnievame sa preto, že aktivita andezitového vulkanizmu začala na južnom Slovensku v spodnom tortóne.

V Ipeľskej kotline, ktorá subsidovala pred tortónom, tortónske more transgredovalo prevažne na usadeniny karpatu, t. j. na šlírové vrstvy, alebo na tzv. mangánové piesky, analogické tzv. vrchným chlamysovým pieskom šalgótariánskej uhoľnej panvy (porovnaj Cs. Mezneries—Seneš 1957). Šlírové vrstvy karpatu — slienité íly až aleurity s piesčitou laminációu — obsahujú vrstvičky kyslých eolických tufov doprevádzaných spongodiatomovými ílmi. Podobné tufy v analogickej pozícii sú v rokline Szakadás na severnom úpätí pohoria Börzsöny pri obci Hont (Maďarsko). Majer (1915) ich dával do súvisu s andezitovým vulkanizmom, produktom ktorého sú masy pyroklastík v nadloží šlíru. Tým podopieral svoj názor o príslušnosti šlírových vrstiev k druhému mediteránu. Hoci Majerove stratigrafické závery boli správne [rovnako ako ním zdôrazňovaná podobnosť fauny šlíru pri Honte (dnešný karpat) a pri Szobe (dnešný spodný tortón s. l.); napr. Seneš 1959 na základe faunistickej príbuznosti spája karpat a spodný tortón do jednej širšej jednotky — stredný miocén], predsa názor o andezitovom charaktere tufov nemožno akceptovať.

Charakter tufov uprostred karpatského šlíru sme podrobne študovali v Ipeľskej kotline a na porovnanie sme vyhodnotili vzorku z analogických tufov v rokline Szakadás pri Honte. Analýzy ukázali, že ide o typické kyslé eolické sklovité tufy (index lomu vulk. skla 1,498—1,500) s nízkym obsahom ťažkých minerálov, zastúpených hlavne idiomorfnými lupienkami biotitu. Podobné tufy sa našli uprostred karpatu vo Viedenskej panve (Březina 1957); na južnom Slovensku sa podobné eolické tufy vyskytujú v sedimentoch spodného a vrchného burdigalu, helvétu s. s. i karpatu.

Lenže nielen v hlbokovodných, ale ani v plytších piesčitých fáciách vo vrchnej časti šlíru v okolí Vinice nestretávame sa s prejavmi andezitového vulkanizmu.

Naproti tomu vrstvy, ktoré sa na základe skamenelín v Ipeľskej kotline, resp. na úpätí Krupinskej vrchoviny zaraďujú k tortónu (Buday 1938; Noszky 1940; Čechovič—Seneš 1950; Čechovič 1952 a iní) a podľa fauny foraminifer sa korelujú so spodným tortónom s. l. (Kantorová in Čechovič—Vass 1962), sú zložené temer výlučne z andezitových amfibol-pyroxenických pyroklastík (stredný priemer vulkanogénnych ťažkých minerálov vo vzorkách je: 60 % hypersténu, 12 % amfibolu, 0,2 % augitu).

Medzi biostratigraficky preukázaným spodným tortónom a karpatom ležia nesúvislé polohy pieskov so štrkmi, poťažne piesčitých štrkov až zlepencov. Miestami obsa-

hujú morskú, stratigraficky netypickú faunu; miestami sú faunisticky sterilné. Ich stratigrafická pozícia bola rôzne interpretovaná. Napríklad Noszky (1940) ich označuje ako „terestrické štrkovo-piesčité vrstvy pod andezitovými pokrovmi" Krupinskej vrchoviny a považuje ich za vrchný helvét; Čechovič—Seneš (1950) a neskorší autori ich zaraďujú do tortónu. Petrografické analýzy vzoriek z týchto vrstiev ukázali, že popri denudačných produktoch z podložných hornín karpatu a helvétu obsahujú aj materiál andezitových pyroklastík, najmä živce a amfibol (stredný obsah v analyzovaných vzorkách 25 % ťažkej frakcie).

Pre porovnanie sme analyzovali aj vzorky z analogických vrstiev v rokline Szakadás pri Honte, t. j. kremité štrky, zlepence a piesky s *Perna maxillata* (Mayer 1915) na okraji börzsönyského vulkanického masívu. Obsahujú 45 % amfibolu a 19 % pyroxénu v ťažkej frakcii; okrem toho pyroxenicko-amfibolický andezit má 35 %-ný podiel piesčitej a štrkovej zložky sedimentu. Sú to teda rovnaké vulkanogénne komponenty ako u spodných častí vulkanogénno-sedimentárneho súvrstvia spodného tortónu v Podunajskej nížine.

Tento nebiostratigrafický dôkaz o príslušnosti uvedených vrstiev k spodnému tortónu nie je jednoznačný. Mohlo by sa namietať, že vulkanizmus amfibolických andezitov v uvedenej oblasti mohol začať už koncom karpatu a že nesúvislé polohy amfibolových pieskov a štrkov predstavujú (tak, ako sa domnieval Noszky 1940) regresívnu fáciu šlírových vrstiev. Proti tomu hovorí iný (síce tiež nie biostratigrafický, ale iste závažný) dôkaz, a to tektonická pozícia amfibolových pieskov a štrkov v Ipeľskej kotline. Zásluhou dostatočne hustej siete vrtov bolo dokázané, že predmetné vrstvy sú síce vyvinuté nesúvisle (čo by sa dalo chápať ako príznak erózie pred tortónom), ale ich rozmiestnenie v priestore zákonite súvisí s tektonickými štruktúrami tortónskymi (ktoré vznikali v tortóne a vyvíjali sa aj pozdejšie) a ignoruje štruktúry predtortónske. Prejavuje sa to tak, že amfibolové piesky a štrky ležia na predtortónskej a pokarpatskej hrasti (teda tam, kde by práve mali chýbať, ak by patrili karpatu), a to transgresívne a diskordantne na rôznych vrstvách karpatu, poťažne priamo na helvéte. A práve z helvétu bola denudovaná pokrývka karpatu počas prechodného výzdvihu a denudácie v období medzi tortónom a karpatom (Vass 1964).

Na základe horeuvedeného môžeme urobiť tento záver:

[1] V Ipeľskej kotline a v priľahlých častiach Krupinskej vrchoviny, resp. Börzsönyu, treba viesť hranicu medzi karpatom a tortónom nad šlírovými vrstvami a pod amfibolovými pieskami a štrkmi; tam, kde piesky a štrky chýbajú, určuje ju litologická hranica medzi šlírovými vrstvami a andezitovými pyroklastikami.

[2] Na južnom Slovensku sa nám nepodarilo zistiť žiadne prejavy andezitového vulkanizmu v karpate, len v tortóne. Na druhej strane v karpate bol aktívny explozívny vulkanizmus ryolitového, prípadne ryodacitového charakteru.

Nemáme dostatok materiálu pre to, aby sme mohli aplikovať tieto naše závery v širšom regionálnom meradle. Poznamenávame len, že isté náznaky podobnej si-

tuácie, aká je na hranici tortón—karpat v Ipeľskej kotline, Podunajskej nížine a v severnom Börzsönyi, sú aj na južnom úpätí Börzsönyu. Tamojšiu geologickú situáciu dokumentuje Báldiho (1961) profil z okolia obce Szokolya, v ktorom od hora dolu vystupujú: a) piesčité sliene s dentaliami a pteropodami; b) íly s *Nassa* a *Pleurotoma;* c) silicifikované íly; d) diatomity; e) aglomeráty biotit-amfibolických andezitov s granátmi. Pri Kissmarosi je odkryté tiež podložie aglomerátov. Sú to tufy, ktoré obsahujú morskú faunu a pod nimi glaukonitové piesky s chlamysmi.

Báldi (1961) vo svojej práci vedie hranicu medzi spodným tortónom a vrchným helvétom (karpat) uprostred silicifikovaných ílov (c); ich spodnú časť (a všetko čo je v profile pod nimi) považuje za vrchný helvét, lebo sa tam našli planktonické foraminifery *Globigerinoides trilobus* a *Globigerinoides bisphaericus,* ktoré Drooger—Papp & Socin (1957) považujú za helvét. Vo vyššej časti silicifikovaných ílov sa našla *Orbulina suturalis,* ktorá sa podľa citovaných autorov objavuje v spodnom tortóne. Pozdejšie sa však ukázalo, že zmienené globigerinoidy sú síce typické pre vrchný helvét (karpat), ale pomerne hojne sa objavujú aj v spodnom tortóne (porov. Papp 1963; Cicha—Zapletalová 1960; *Globigerinoides bisphaericus* našla Lehotayová v spodnom tortóne vo vrte K—V pri Salke v Podunajskej nížine — osobné oznámenie). Z toho vyplýva, že spodná hranica tortónu nemusí byť tam, kde ju v profile pri Szokolya vedie Báldi, ale môže byť nižšie.

Keby sme aplikovali naše nebiostratigrafické kritériá z Ipeľskej kotliny a Podunajskej nížiny na južné úpätie Börzsönyu, potom by sme hranicu spodného tortónu posunuli nižšie pod biotit-amfibolické andezitové aglomeráty a pri Kissmarosi pod tufy s morskou faunou, ktoré, ako sme analýzou porovnávacej vzorky zistili, sú tvorené tiež materiálom amfibolických andezitov. Piesky s chlamysmi už obsahujú len kyslý vulkanogénny materiál. Preto Báldiho paralelizáciu týchto pieskov s chlamysovým helvétom [poťažne v zmysle, Cichu—Tejkala (1959) s karpatom], považujeme za správnu.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektorovala dr. E. Brestenská.

LITERATÚRA

[1] Buday T., 1938: Geologické poměry okolí Šah na jižním Slovensku. Rozpr. II. tř. Čes. ak. 47, Praha. — [2] Buday T., 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken u. s. w. Geolog. práce, Zoš. 60, Bratislava. — [3] Čechovič V., 1952: Geológia juhoslovenskej panvy. Geol. práce. Zoš. 33, Bratislava. — [4] Čechovič V.—Seneš J., 1950: Torton okolia Modrého Kameňa. Geol. sbor. I/2—4, Bratislava. — [5] Čechovič V.—Vass D., 1962: K otázke stratigrafického členenia tortonských vrstiev okolia M. Kameňa. Geol. práce, Zprávy 25, Bratislava. — [6] Cicha I.—Tejkal J., 1959: Zum Problem des sog. Oberhelvets in den karpatischen Becken. Věstník ÚÚG XXXIV, Praha. — [7] Cicha I.—Tejkal J., 1965: Zum Problem des sog. Torton in den westkarpatischen Becken. Geol. práce, Zprávy 36, Bratislava. — [8] Cicha I.—Zapletalová I., 1960: Strati-

graphisch-paläontologische Erkenntnisse über einige Vertreter der Gattung Cibicides aus dem Neogen... Sborník ÚÚG 25, Praha. — [9] Csepreghy—Meznerics I.—Seneš J., 1957: Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordungarn. N. Jahrbuch f. Geolog. u. Paläont. No. 1, Stuttgart. — [10] Körössy L., 1958: Adatok Kisalföld melyföldtanához. Földtani Közlöny, Budapest. — [11] Krystek I., 1964: Sedimentárně-petrografické zpracování jader opěr. vrtby Nová Vieska — 1. Práce výsk. úst. ČND XXII, Praha. — [12] Majer I., 1915: A Börszönyi-hegység északi részének üledékes képződményei. Földtani Közlöny 45/1—3, Budapest. — [13] Noszky E., 1940: Das Cserhátgebirge. Geologische Beschreibung ungarischer Landschaften. Budapest. — [14] Papp A., 1963: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. Mitt. Geol. Ges. in Wien. — [15] Seneš J., 1949: Geologické štúdiá terciéru južného Slovenska. Práce ŠGÚ 23, Bratislava. — [16] Seneš J., 1959: Biotop a podmienky vzniku spodnoburdigalských usadenín Horného Ponitria. Geol. práce, Zoš. 53, Bratislava. — [17] Vass D., 1964: Záverečná zpráva o geol. výskumoch spojených s edíciou geologických máp 1 : 50 000 list Vinica. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [18] Báldi A., 1961: Geology of the Middle Miocene Fauna from Szokolya. Ann. Univ., Sect. Geology, vol. IV, Budapest. — [19] Březina J.—Buday T., 1957: Ryolitové tufy a tufity ve svrchním helvetu a sarmatu Dolnomoravského úvalu. Věstník ÚÚG r. 32, Praha.

IVAN PAGÁČ

POZNÁMKY K VZNIKU AKUMULÁCIÍ NEUHLOVODÍKOVÝCH PLYNOV V PODUNAJSKEJ PANVE

Úvod

Problémom ropo- a plynonádejnosti jednotlivých stupňov neogénu v Podunajskej panve sa zaoberá Dlabač (1961). Jeho závery sa opierajú o štúdium štruktúrnych paleogeografických a tektonických pomerov, charakteru horniny (litológie, sfarbenia a biofaciálneho vývoja), organickej hmoty (pozri V. Šimánek 1964) a konečne aj o porovnanie s pomermi vo Viedenskej panve. Podľa toho považuje sa zóna aglutinancií tortónu za najvhodnejšie materské horniny v neogéne karpatských panví vôbec, a teda i v Podunajskej panve. Objavenie ložísk živíc v tomto súvrství podľa Dlabača (1961) závisí len od zistenia vhodných akumulačných štruktúr. Podobne hodnotí aj bolivino-buliminovú zónu. Podľa neho aj lanzendorfská séria v JV časti panvy, sarmat a spodný panon spĺňajú požiadavky kladené na ropomaterské horniny. Dlabač vychádza pritom z ich farby a obsahu organickej hmoty. Šimánek (1965) hodnotí sedimenty lanzendorfskej série, sarmatu a spodnej časti panónu ako zberné vrstvy, výrazne obohatené hlavne o migrované bitumeny.

Vzhľadom na zložitý vývoj sedimentačných priestorov jednotlivých stratigrafických stupňov neogénu v Podunajskej panve, nemajú jej jednotlivé časti z hľadiska perspektívy živíc rovnakú hodnotu. Najpriaznivejšie pomery očakávame v severných častiach — v zálivoch, kde je vrchný tortón zvlášť priaznivo vyvinutý a dostatočne hrubý.

Najlepšie sú známe geologické pomery v trnavskom zálive, kde sa uskutočnili početné hlboké vrty a geochemické štúdie vôd a hornín (Šimánek 1964; Michalíček 1960). Pre túto časť Podunajskej panvy platí analógia s Viedenskou panvou úplne. Mikrofaunistické asociácie vo vrchnom tortóne sú podľa Molčíkovej (1959, 1960) v oboch panvách temer totožné. Zhodný je aj litologický vývoj. Celková hrúbka tortónu je v trnavskom zálive väčšia ako vo Viedenskej panve (v strede depresie až 3000 m). To je z hľadiska prospekcie ropy dokonca priaznivejšie. Množstvá živíc sú podľa geochemickej bilancie zásob (Šimánek 1965) dostatočné pre to, aby v tortóne mohlo dôjsť k významným akumuláciám živíc.

Južnejšie časti panvy majú menej priaznivé podmienky; tortón tu vykliňuje a hlavnú časť výplne panvy predstavuje panón a pont. Porovnaním s výsledkami prieskumu v Maďarsku sme došli k názoru, že aj panón Podunajskej panvy možno označiť za roponádejné súvrstvia (P a g á č 1963).

Pôvod neuhlovodíkových plynov

Napriek priaznivým teoretickým záverom sú doterajšie výsledky prieskumu neuspokojivé, dokonca aj v trnavskom zálive, kde ovšem má hlavný negatívny vplyv nedostatok vhodných nádržných hornín v tortóne. Inde k tomu pristupuje aj výskyt CO_2 a N. Po staršom náleze dusíka na štruktúre Cífer sa zistil vysoký obsah CO_2 v oblasti Abrahám na južnom svahu majcichovskej elevácie a CO_2 s N v oblasti Serede na JV svahu.

Pôvod neuhlovodíkových plynov v Podunajskej panve nie je zatiaľ jednoznačne objasnený. Z doterajších hypotéz sa zdá byť v prípade dusíka najpravdepodobnejší názor o jeho biogénnom pôvode (P a g á č 1959; D l a b a č — M i c h a l í č e k 1964; D l a b a č 1961). Vychádza sa z predpokladaného vzťahu medzi uhlovodíkmi a síranovými vodami, keď vplyvom aneróbnych organizmov môže dochádzať k degenerácii uhlovodíkov. Za materské súvrstvie neuhlovodíkových plynov, hlavne N, považuje Michalíček v oblasti Cífera bazálne tortónske konglomeráty. Pre biogénny pôvod tohto plynu tu svedčí aj pomer dusíka k argónu. Touto hypotézou sa dá vysvetliť hlbinná akumulácia dusíka; jeho výskyt je všade doprevádzaný zvýšenými obsahmi síranov vo vodách. Zistili sa na štruktúre Cífer (až 4000 mg/l). V stratigraficky zhruba rovnakej pozícii sú sírany vo vodách z vrtov Bernolákovo-1 (1000 mg/l) a Senec-1 (490 mg/l). Aj tu je dusík podstatnou zložkou plynu rozpusteného vo vode a jeho obsah sa pohybuje od 50 do 90 %. Na Seredi je jeho obsah menší, avšak tiež anomálny (500 mg/l; množstvo dusíka okolo 15 %). V oblastiach Špačince, Báhoň a N. Vieska je dusík podradnou zložkou zemného plynu a obsah síranov nedosahuje hodnoty 60 mg/l. Možno predpokladať, že rovnako ako síranové vody, ktoré iste súvisia so sedimentáciou evaporitov, aj anomália dusíka v Podunajskej panve zaberá pomerne obmedzenú plochu; možno ju lokalizovať azda na územie západného svahu majcichovskej elevácie. Podľa doterajších výsledkov a teoretických úvah citovaných autorov možno predpokladať obmedzenie možnosti výskytu väčšieho množstva dusíka v tortóne severne od čiary Trnava—Báhoň, t. j. v hlbších severných častiach trnavského zálivu.

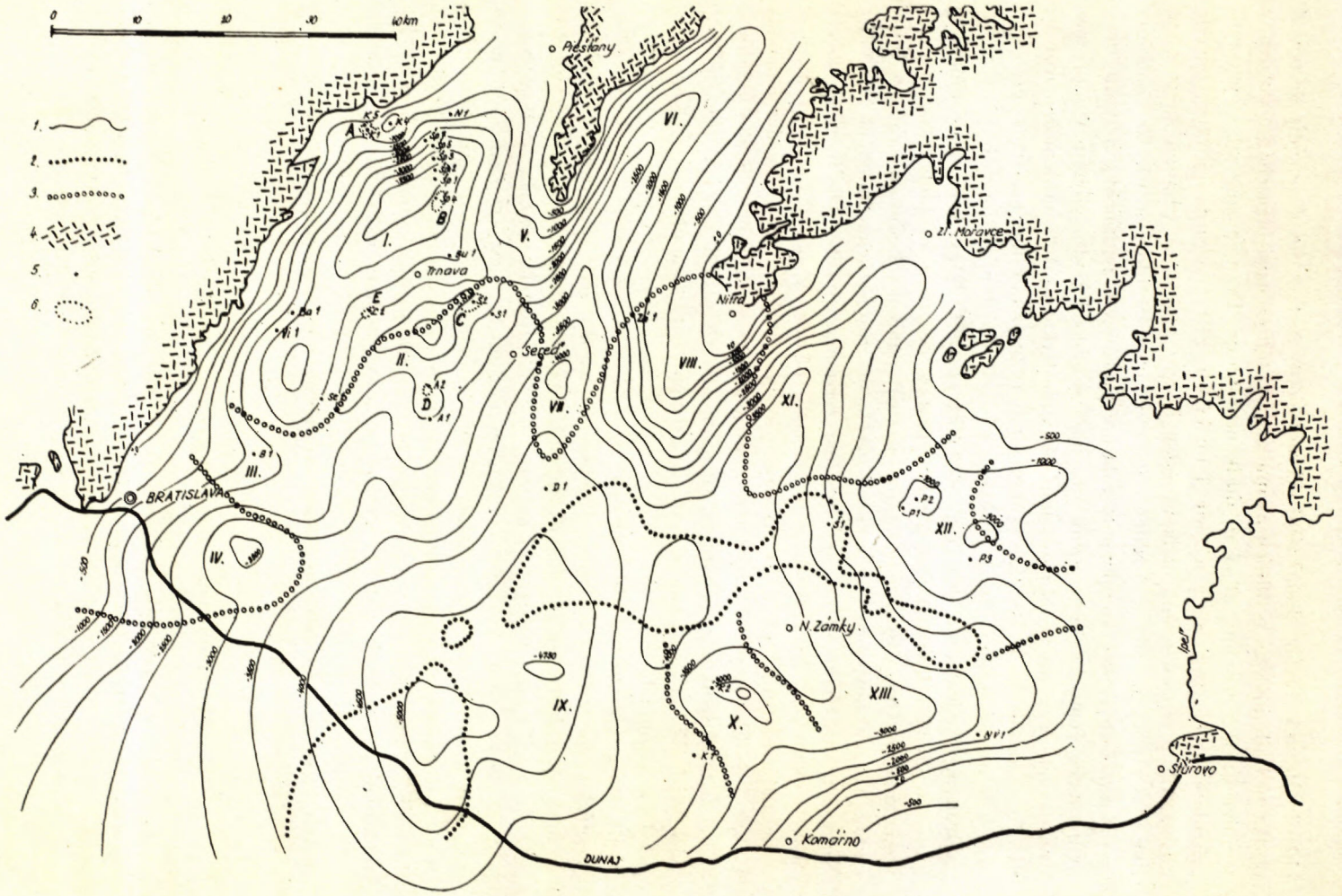
Okrem hlbinných akumulácií dusíkatých plynov (t. j. v hĺbkach cez 500 m) poznáme v Podunajskej panve aj niekoľko výskytov plynu s dusíkom rozpusteným vo vode, ktorý sa zistil v plytkých vrtoch. Takéto výskyty uvádza J e l í n e k (1955) vo východnej časti panvy z oblasti Tekovské Lužany, M o ř k o v s k ý (1958) z okolia Trnavy. Výron podobného plynu sme novšie zaznamenali z polohy pliocénnych štrkov na vrte pri D. Krupej. Hlavne tento posledný výskyt, ktorý spadá do stredu

oblasti, kde sa v tortóne dosiaľ zistil výhradne čistý metan, dovoľuje súdiť, že pôvod dusíka tu bude iný ako u hlbších akumulácií. V tejto oblasti neprichádza do úvahy premigrovanie z tortónu, ktorý tu dusík neobsahuje. Domnievame sa, že v tomto prípade sa treba prikloniť k názoru Janáčka (1959) o atmosférickom pôvode dusíka. Ide o obzory sýtené sladkou vodou často s artézskym režimom, ktoré majú styk s povrchovými vodami. Vzduch rozpustený vo vode odovzdáva kyslík okolitému prostrediu a zbývajúce komponenty môžu v priaznivých podmienkach tvoriť malé akumulácie. Tento proces je možný len v malých hĺbkach pod povrchom, t. j. pri malých tlakoch. Vzdušný dusík rozpustený pri atmosférickom tlaku sa nemôže z roztoku vylúčiť v podmienkach, kde tlak za danej teploty presahuje tlak nasýtenia; preto hypotéza o atmosférickom pôvode dusíka u hlbinných akumulácií nemôže platiť.

Druhým problémom je *pôvod a anomálny obsah* CO_2. Aj keď určité množstvo tohto plynu môže unikať pri biogénnom procese degenerácie uhlovodíkov, nepredpokladáme, že CO_2 (aspoň jeho podstatná časť) vznikol v Podunajskej panve touto cestou. Vychádzame pritom hlavne z rozdielneho rozmiestnenia anomálií N a CO_2. Keby zdrojom týchto plynov boli rovnaké biogénne procesy, museli by sa obidva plyny vyskytovať v ložiskových akumuláciách súčasne. V skutočnosti však sa zistil napr. na štruktúre Cífer N s CH_4, prakticky bez CO_2, v oblasti Abrahám naopak CO_2 bez dusíka. Len v oblasti Sereď je plyn zmiešaný, čo je podmienené zvláštnou polohou tejto štruktúry, priaznivou pre migráciu CO_2 (viď ďalej) i pre vznik N. Aj v Maďarsku sa zistili značné rozdiely v rozmiestnení akumulácií N a CO_2; výskytov CO_2 je omnoho viac ako dusíka; miestne sa veľmi často značne rozchádzajú. Keby boli vznikli pri rovnakom procese, dalo by sa takéto rozdelenie ťažko vysvetliť. V otázke genézy CO_2 sa preto prikláňam k názoru o jeho súvislosti s vulkanickou činnosťou. Takýto výklad pripúšťajú tiež Dlabač—Michalíček (1964) a Michalíček (1960). Mocný tortónsky vulkanizmus, pokračujúci do sarmatu a snáď i vyššie, môže hlavne vo svojich postvulkanických fázach produkovať dostatok CO_2. Okrem toho je tu aj možnosť jeho vzniku ako produktu metamorfózy na styku karbonátových komplexov a neovulkanitov, prípadne karbonátov vo veľkých hĺbkach. V prospech týchto názorov svedčia aj pomery v susedných oblastiach Podunajskej panvy. Vody s CO_2 vyvierajú pri jej východnom okraji. Erupcie suchého CO_2 sú známe z juhoslovenskej uhoľnej panvy (Hanzel 1964). Jeho hlbinný postvulkanický pôvod je tu nesporný (ostatne ide o plyn, ktorý považujeme v širšom zmysle za postvulkanický).

Rozmiestnenie akumulácií kysličníka uhličitého a dusíka

Ak vyjdeme z predpokladu postvulkanického pôvodu CO_2, môžeme načrtnúť možné plochy ložiskových akumulácií tohto plynu. Takto sa dajú vyčleniť v Podunajskej panve oblasti s malým nebezpečím prítomnosti tejto jalovej zložky, teda aj oblasti perspektívne pre objavenie ložísk kvalitného živičného zemného plynu.


0 10 20 30 40km
1.
2.
3.
4.
5.
6.
Piešťany
Trnava
Nitra
Zl. Moravce
Šaľa
BRATISLAVA
N. Zámky
Komárno
Štúrovo
DUNAJ
I.
II.
III.
IV.
V.
VI.
VII.
VIII.
IX.
X.
XI.
XII.
XIII.

Predpokladáme, že CO_2 sa do poréznych vrstiev neogénu dostáva v oblasti neovulkanického pruhu, ktorý je v južnej časti panvy indikovaný výraznými kladnými magnetickými anomáliami. Vrty pri Šuranoch a v Maďarsku (v oblasti Szány) zistili v mieste týchto anomálií hrubé masy andezitov, ich tufov a tufitov. Výlevy sú viazané na staré tektonické línie v podloží neogénu, ktoré sa v tortóne pri obnovení pohybov v Karpatoch uvoľnili a podmienili vznik kanálov mladých erupcií. Podľa vrtu Šurany-1 sú asi predvrchnotortónske a ležia priamo na kryštalickom podloží.

Vymedzenie oblastí, kde je nebezpečie výskytu CO_2, sa kryje s riešením otázky, kam až mohla zasiahnuť papršlekovitá migrácia plynu so stredom v oblasti vulkanických centier. Náčrt podávam v štruktúrnej mape povrchu podložia neogénu. Mapa je v bezzlomovej alternatíve, čo síce zjednodušuje skutočnosť, avšak pre daný účel úplne vyhovuje. Štruktúrne tvary sú tu ostrejšie ako v mapách na rozhrania v neogéne. Hranice migračných prúdov sa preto javia výraznejšie, dosť ostro ohraničené. Pri aplikácii na pomery v neogéne ich treba chápať ako stredné, zjednodušené hranice. Vplyvom detailnej tektoniky a faciálneho vývoja poréznych vrstiev môže dôjsť miestami k odchylkám (napr. Senec-1), avšak v hrubých rysoch sa hranice dosť dobre zhodujú s hranicami odvodenými z mapy povrchu podložia.

Pod priamym vplyvom migrácie CO_2 sú tie elevácie, ktoré voči centrálnej depresii neizolujú žiadne depresné zóny. Je to *priečny chrbát,* oddeľujúci v západnej časti panvy trnavskú depresiu od centrálnej. CO_2 sa tu zistil rozpustený na vrte *Bernolákovo-1.* Vo vzťahu k migračnému prúdu, ktorý sem privádza CO_2, by mohli byť aj minerálne vody v Jure.

Druhou oblasťou je *JV svah majcichovskej elevácie,* predstavujúci pre CO_2 širokú zbernú oblasť, kde tento plyn zrejme vypĺňuje všetky vhodné pasce. Potvrdzujú to zistenia v oblasti Sereď a Abrahám. Pod účinok migrácie CO_2 spadá prakticky aj celá oblasť nitrianskej hrádze, ktorá má voči produkčnej oblasti tohto plynu ideálnu polohu. Nálezy z vrtov tu zatiaľ nemáme, môžeme ich však očakávať.

Poslednou oblasťou, ktorá je na vonkajšej — severnej strane neovulkanického pásma pod vplyvom CO_2, je *levická kryha.* Na JZ tesne susedí s andezitovými výlevmi, ktoré sa navŕtali pri Šuranoch. CO_2 rozpustený vo vode z mezozoika sa tu zistil na vrtoch pri Pozbe; zamorenie však v tejto oblasti nemusí byť rovnomerné.

Mapa predpokladaného rozšírenia akumulácií CO_2 v Podunajskej panve

1 — štruktúrne línie povrchu podložia neogénu; 2 — ohraničenie magnetických anomálií; 3 — hranice dosahu migrácie kysličníka uhličitého; 4 — okraj panvy; 5 — hlbinné vrty; 6 — ložiská plynu. — A — Krupá (98 % CH_4); B — Špačince (98 % CH_4); C — Sereď (7 % CH_4, 13 % N_2, 80 % CO_2); D — Abrahám (94 % CO_2); E — Cífer (23 % CH_4, 77 % N_2). — I. trnavský záliv; II. JV svah majcichovskej elevácie; III. priečny chrbát obmedzujúci na JZ trnavskú depresiu; IV. západný výbežok centrálnej depresie; V. hlohovská hrádza; VI. topoľčiansky záliv; VII. južné pokračovanie topoľčianskeho zálivu; VIII. nitrianska hrádza; IX. centrálna depresia panvy; X. kolárovský chrbát; XI. komjatická depresia; XII. levická kryha; XIII. dubnická depresia.

Hlavne JV časť, t. j. svah privrátený k dubnickej depresii, môže mať pre živice priaznivejšie podmienky, hlavne ak by tu bol vývoj neovulkanitov menší (tomu nasvedčuje vyznievanie magnetickej anomálie).

Na južnej strane vulkanického pásma pripadá pre migráciu CO_2 v úvahu oblasť priečneho *kolárovského elevačného pruhu,* ktorá na severe dosť úzko susedí s magnetickou anomáliou. Nie je však vylúčené, že určitým izolačným prvkom pre migrovanie tu môže byť prepojenie centrálnej depresie panvy a dubnickej depresie medzi N. Zámkami a Zemným. To by mohlo priaznivo ovplyvniť pomery aspoň v najspodnejších vrstvách neogénu.

Na druhej strane možno určiť oblasti, *kam migrácia CO_2 z vulkanických centier nemohla zasiahnuť;* sú to: 1. svahy elevačných pruhov, odvrátené od vulkanického pásma; 2. oblasti depresií; 3. tie časti panvy, ktoré sú týmito elevačnými a depresnými pruhmi voči vulkanickým centrám zatienené.

Do prvej skupiny patrí SZ svah majcichovskej elevácie; tu sa skutočné hranice dosahu CO_2 v jednotlivých neogénnych horizontoch môžu od stanovenej hranice dosť odlišovať. Uplatnia sa tu rozdiely v stavbe neogénu v porovnaní s povrchom podložia, detailná tektonika a faciálne zmeny.

Synklinálne oblasti v susedstve vulkanických centier sú tiež málo ohrozené CO_2. Hlavné migračné prúdy budú smerovať na ich krídla. Takéto postavenie majú: záp. časť centrálnej depresie, južné výbežky topoľčianskeho zálivu, komjatickej depresie a dubnická depresia. Tieto oblasti sú zväčša tiež miestami značného nahromadenia sedimentov tortónu v ropomaterskom vývoji. Akumulačné pasce tu teda môžu byť sýtené uhlovodíkmi. Podobné postavenie má východná časť centrálnej depresie panvy medzi vulkanickým pruhom a kolárovským chrbtom. V dôsledku veľmi mierneho úklonu vrstiev smerom k vulkanitom tu tiež očakávame znížený vplyv CO_2.

Ostatné časti Podunajskej panvy, t. j. prakticky celý trnavský záliv a severné časti topoľčianskeho zálivu a komjatickej depresie sú od vulkanických centier dobre izolované; podľa našich predpokladov tu nebezpečie CO_2 nehrozí.

Nie celkom jednoznačné sú pomery na hlohovskej hrádzi. Predpokladáme, že izoláciu tu sprostredkuje priečna depresná zóna, ktorá ju oddeľuje od majcichovskej elevácie. Je ale otázkou, či stavba tejto depresie je v tektonickom zmysle dosť výrazná na to, aby zabezpečila úplnú izoláciu. V opačnom prípade by východný svah hrádze ostal pod čiastočným vplyvom migrácie CO_2. Podobne neisté postavenie má aj východná časť levickej kryhy. Tu sa vzhľadom na monoklinálnu stavbu oblasti nedá vylúčiť väčší vplyv CO_2 ako to v mape predpokladám.

Pri určovaní oblastí s možnosťou výskytu akumulácií d u s í k a je otázka zložitejšia. Poznanie podrobností paleogeografického vývoja tortónu nie je zatiaľ také, aby sa (s výnimkou cíferskej oblasti) dali vopred predpokladať miesta s výskytom tohto plynu. Predpokladáme však, že to budú oblasti plošne pomerne malé. Nedá sa vylúčiť, že výskyty na západnom svahu majcichovskej elevácie budú v Podunajskej panve jediné.

Závery pre prospekciu živíc

Ak sa potvrdí hypotéza o vzniku akumulácií CO_2 v Podunajskej panve ako dôsledku postvulkanickej činnosti, nemožno prítomnosť tohoto plynu brať pri prieskume živíc v celopanvovom meradle ako negatívny znak. Už Dlabač—Michalíček (1964) uviedli, že znehodnocujúcou zložkou je len lokálne, a to tým, že naplňuje pasce a vytláča z nich CH_4. Rozbor podmienok migrácie umožnil konkrétnejšie vyčleniť oblasti s malým nebezpečím výskytu tohto plynu. Ako vyplýva z mapy, tieto oblasti zaberajú asi tretinu celej plochy panvy, t. j. asi 2500 km^2. Treba však poznamenať, že CO_2 môže mať znehodnocujúci vplyv len na ložiská metanu. Môže z pascí vytláčať CH_4, nemusí však vytláčať ropu. To môže platiť hlavne pre ložiská ropy, uložené dostatočne hlboko, t. j. v podmienkach, kde hydrostatický tlak nie je omnoho nižší, príp. aj prevyšuje tlak nasýtenia kysličníka uhličitého. V súhlase s tým sú v širšej oblasti Maďarskej nížiny známe mnohé ložiská ropy s vysokým obsahom CO_2 v plynovej čiapke (Dank 1962). U nás sú v tomto zmysle zaujímavé pomery na ložisku plynu pri Seredi, kde zmes obsahuje kondenzát; pomer kondenzátu ku zmiešanému plynu je zhruba rovnaký ako u metanových ložísk Viedenskej panvy k čistému CH_4. Dá sa usúdiť, že metan bol z pasce z väčšej časti vytlačený, avšak ťažšie uhlovodíky ostali. Obsah kondenzátu je oproti zbývajúcemu metanu veľmi veľký. Domnievam sa, že v tomto prípade ide o zachovanie ťažších frakcií uhlovodíkov pri litologickej hranici ložiska, v miestach dostatočne vzdialených od okrajovej vody. V oblastiach, ktoré sme označili ako ovplyvnené migráciou CO_2, nevylučujeme teda objavenie ložísk ropy (tento záver by sa stal aktuálny po objavení ropy v Podunajskej panve). Zatiaľ tu poznáme prakticky len príznaky a ložiská plynných živíc. Preto bude správne prieskumné práce v oblastiach, ktoré sú pod priamym vplyvom migrácie CO_2, predbežne obmedziť.

Pokiaľ ide o dusík, sú naše závery neúplné. Okrem pomerne úzkej oblasti západného svahu majcichovskej elevácie, kde sa dnes už prieskum prakticky nerobí, nemôžeme nikde vysloviť predpoklad jeho výskytu.

Čs. naftové doly,
Hodonín

Lektoroval dr. M. Dlabač.

LITERATÚRA

[1] Dank V., 1962: Az új magyar földgázelőfordulások földtani alkata. Bányászati lapok, Budapest. — [2] Dlabač M.—Michalíček M., 1964: Příspěvek k hydrogeologii Podunajské nížiny. Zprávy VÚN, sv. XXI, Brno. — [3] Dlabač M., 1964: Některé základní poznatky geologie nafty a zemního plynu Podunajské nížiny. Zprávy VÚN, sv. XXI, Brno. — [4] Hanzel Vl., 1964: K problémom kysličníka uhličitého v Juhoslovenskej uhoľnej panve. Geologické práce, Zprávy 32, Bratislava. — [5] Janáček J., 1959: Příspěvek hlubinného průzkumu k poznání hydrogeologie spodních vod v MDN s ohledem na poměry

nejvyšších zvodnělých obzorů. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [6] Jelínek Fr., 1955: Výroční zpráva z východní části MDN (Strukturní průzkum Tekovské Lužany). Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Michalíček M., 1960: Geochemie vod a sedimentů. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [8] Molčíková V., 1959: Ekologické zhodnocení neogenních asociací MDN — zóna aglutinancií. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [9] Molčíková V., 1960: Ekologická studie tortonu čs. Karpat. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [10] Mořkovský M., 1958: Zpráva o výronech dusíku v MDN s poznámkami o zjištěných geologických poměrech. Věstník ÚÚG XXXIII, Praha. — [11] Pagáč I., 1959: Geologická zpráva o hlbinnom prieskume štruktúry Cífer v r. 1955—1958. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [12] Pagáč I., 1963: Problémy akumulácie živíc v panone Podunajskej panvy. Geol. průzkum č. 12, Praha. — [13] Šimánek V., 1964: Příspěvek geochemie k identifikaci matečných a sběrných hornin pro ropu v Podunajské nížině. Zprávy VÚN, sv. XXI, Brno. — [14] Šimánek V., 1965: Příspěvek k určení ropomatečných a sběrných hornin v západní části Podunajské nížiny. Geol. práce, Zprávy 34, Bratislava.

IVAN PAGÁČ

ZUM PROBLEM DER STICKSTOFF- UND CO_2-AKKUMULATIONEN IM DONAUBECKEN

Trotz günstigen paläogeographischen, strukturgeologischen, tektonischen und lithologischen Bedingungen sind im Donaubecken auch solche Faktoren vorhanden, welche die Perspektiven der Erdölführung in diesem Raume negativ beeinflussen. Zu solchen zählen vor allem die Stickstoff- und Kohlendioxyd-Akkumulationen auf mehreren Strukturen. In der vorliegenden Arbeit beschäftigt sich der Verfasser mit Gesetzmässigkeiten der Verbreitung diese Gase.

Beim Stickstoff wird der biogene Ursprung als wahrscheinlichster angenommen, wobei man seine Beziehung zu den Schwefelwässern festsgestellt hatte. Man vermutet, dass die flächenmässige Ausdehnung dieses Gases auf vereinzelte kleinere Räume beschränkt ist.

Beim CO_2 nimmt man den postvulkanischen Ursprung mit seiner Beziehung zum tortonischen Vulkanismus an. Seine Anwesenheit wurde durch geomagnetische Messungen und Tiefbohrungen festgestellt. Kennt man die Lage der vulkanischen Zentren, dann kann man auch Gebiete mit wahrscheinlichen CO_2-Akkumulationen ziemlich gut lokalisieren. Dabei geht man aus dem strahlenförmigen Vorgreifen (Migration) dieses Gases von seiner Quelle in Richtung zu anliegenden Elevationen aus. Auf Grund dieser Annahme hat man solche Gebiete bestimmen können, welche von der Quelle dieses durch geeignete Strukturen genügend isoliert, bzw. geschützt sind. Allerdings wollen wir noch bemerken, dass unter bestimmten Bedinungen die Erdölvorräte auch in solchen Gebieten möglich wären, wo CO_2 vorhanden ist, besonders bei günstigen Druckverhältnissen, bzw. bei geeigneter Isolierung der Erdölbecken.

BARTOLOMEJ LEŠKO—JÁN SLÁVIK

NEW OCCURENCE OF CINNABAR IN THE MAGURA FLYSCH OF EASTERNMOST SLOVAKIA

Regional Geology

A b s t r a c t. On the north-eastern foot of the Vihorlat Mts. the cinnabarbearing sandstones were found in the Bystrica zone of the Magura flysch. This mercury occurence is first completely new one found in Czechoslovakia for over 50 years. It was discovered by means of heavy panning prospecting in 1958. Mineralised area is situated some 6 km from the Czechoslovak — USSR limitation. There occur seldom andesite bodies related to the particular tectonic structures of given flysch territory. Thick sandstone layer that makes important of Paleogene Bystrica zone was attacked by hydrotermal solutions at the end of Pliocene magmatic activity.

An asymmetric fold outcrops in the Magura flysch to north and northeast of the Vihorlat Mts. between Ladomírov and Michajlov (Mikhailov) villages (Fig. 1). This fold differs in structure and lithology from its surroundings. We regard it as the Bystrica zone of the Magura flysch due to its facial similarity with the Bystrica zone according to definition given by M a t ě j k a and R o t h (1956). As opposed to concept of these authors we suppose that partial zones of the Magura flysch, the Bystrica zone inclusively, have well defined tectonic position but their lithology and paleogeography is rather simillar.

S t r a t i g r a p h y

The *Bystrica zone* in territory under discussion (fold of Kosmatec 581,3) consists essentially of following members. The oldest layers of the zone are *Beloveža layers* developed along the northern edge of unit. They are exposed in Michajlov anticlinal zone. They may be traced on the north-eastern slopes of Ostrá (429,4) and Polom (464,2) hills where maximal axial elevation exists.

Basal parts of Beloveža layers are formed by red, violet, grey bluish, rarely black argillites with seldom quarz-calcareous fine-grained, finely laminated sand and siltstones. Their thickness ranges from 3 to 8 cm. The red argillites totally disappear in higher horizons. But there appear here micaceous marly argillites of greyish — green colour. They contain beds of sandstone thick 5 to 25 cm.

O. Samuel (1960) found in this complex but outside limitations of disscused area: *Hormosina ovolum* (Grzyb), *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Haplophragmoides walteri* (Grzyb), *Trochamminoides irregularis* White etc. This association corfirms Paleocene to Lover Eocene age of the Beloveža layers.

The Lacko layers start with *sandstone* developes gradually from Beloveža argillites. Frequent sandstone beds contained in upper parts of the Beloveža argillites gradually transit into nearly compact sandstone mass. Its total thickness reaches 200 m. Single beds of sandstone mass are about 40—120 cm thick. In its lower parts sandstone contains thin intercalations of greyish-green and greyish-blue micaceous argillites with polygonal disintegration. In upper parts of it greyish-brown and greyish-blue compact argillitic marls with distinct conchoidal disintegration are present form irregular poor defined lenses. Their position is generally at bases of some sedimentation rhytms. Pebbles are formed by quartz with subordinate cristalline schists.

The sandstone builts expressive hills as Runzák (379,5) and Ostrá (429,4). There are not paleontological remnants for its exact dating. According to superposition its age may be regarded as Lower Middle Eocene.

The *Lacko marls* are the youngest rocks of Bystrica zone of studied territory. They develope from sandstone rather abruptly. The Lacko layers are built from greyish, brownish often bluish marly argillites and marls with above mentioned conchoidal fracture. They contain seldom beds of sandstones and glauconitic sandstones. In this series found O. Samuel (1961) faunas with *Cyclammina amplectens* (Grzyb.) which prooved its Middle Eocene age. Total thickness of Lacko Layers varies from 150 to 800 m.

Uppereocene and Oligocene rocks are not present in discussed territory.

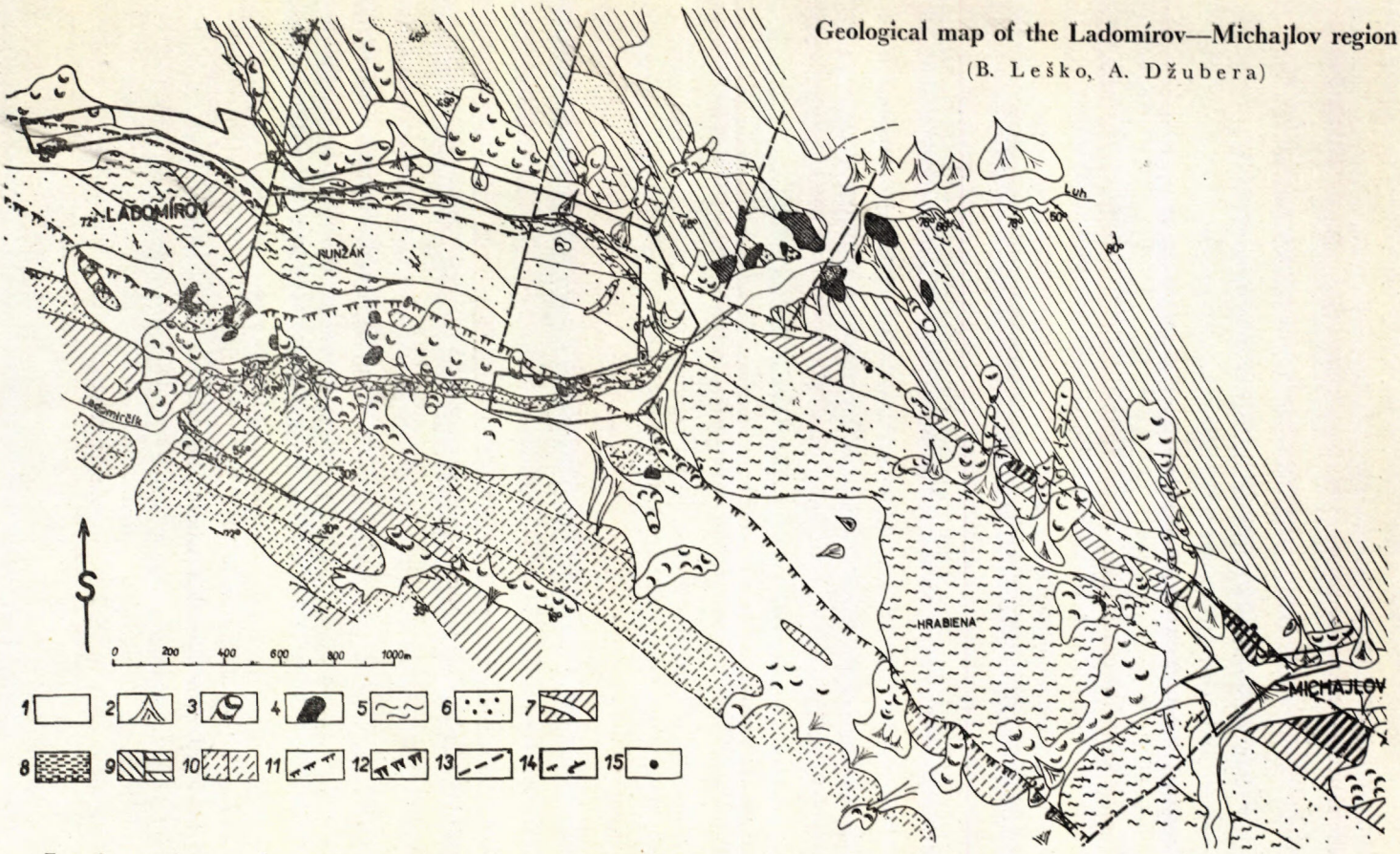
Neogene rocks present shallow intrusives formation of andesite composition. They are believed to be of Upper Pliocene age. They will be discussed in following lines due to their close association with hydrothermal activity.

Tectonics

The *Bystrica zone* takes part in all important structural phenomena of Magura flysch. It emerges from below the Kochanovce zone NW from the Vihorlat Mts. Then the Bystrica zone participates in big transverse Carpathian discontinuity — sygmoidal bend — north from the Vihorlat Mts. The Bystrica zone elevates and broadens out from 400 m to 2 km to SE from sygmoidal bend. The maximum wide it reaches approximately 1 km SE from mineralized area nearly to the Slovak—USSR limitation. Further to SE the Bystrica zone is tectonically reduced and completely submerges below broad northern anticlinal margin of Kochanovce zone between Zariečie and Dubrinič villages. Zlín layers with Lacko marls described by Calij (1964) from Turica River Valley have particular facial developement. According to our opinion these series belong to the Menilite and the Papín strata of southern syncline of the Dukla zone.

Geological map of the Ladomírov—Michajlov region

(B. Leško, A. Džubera)



Explanations: 1 — scree, alluvium, diluvium; 2 — joung alluvial cones; 3 — sliding area; 4 — andesite veins. *The Bystrica partial tectonic unit:* 5 — the Laskov beds; 6 — sandstone strata (Ladomírov); 7 — the Beloveža beds with variegated claystones. *The Rača unit:* 8 — the Maľcov beds; 9 — the Zlín beds with sandstone strata. *The Kochanovce tectonic unit:* 10 — the Beloveža beds and the intermediate Beloveža beds. *Tectonic dislocations:* 11 — the overthrust line of the Bystrica unit; 12 — the tectonic line of the Kochanovce unit; 13 — tectonic fault line; 14 — direction and dip of beds; 15 — prospektion works.

The *Magura nappe* is represented in this part of the Soviet Union (about 20 km E from the slovak — soviet boundary) only by narrow fold of the Kochanovce zone overthrusted directly upon the Dukla zone.

The *fold of Kosmatec* — that represents typical structure of Bystrica zone dips steeply (60°—80°) to southwest. Along the strike of structure (NW) the fold gradually erects and overturns to SW.

It causes that the overthrust plane between the Kochanovce and Bystrica zone is generally very steep or overturned to the south (Fig. 2). The drilling Ladomírov 3 situated at the distance some 80 m from the north margin of Kochanovce zone reached the overthrust plane at the depth 450 m. In this case Beloveža layers of Kochanovce zone overlie Lacko marls of the Bystrica zone.

The *Bystrica zone* is cut by a few transverse faults that shift east blocks to the north.

Let us now emphasize some features concerning the Magura nappe of already mentioned area as a whole.

First of all there exists here a considerable weakening of facial contrasts among various partial zones of the Magura nappe when compared with typical Westcarpatian developement. This similarity of facial developement within partial zones of the Magura nappe may be ascribed both to primary conditions of sedimentary environment and partly to lesser tectonic upheaval of single zones. Further, there exist here some discrepancy and diagonality between tectonic structures and lithotypes e. g. some charakteristic lithotypes pass from one zone to another one. This fact may be explained by diagonality of tectonic framework to the original position of sedimentary space of the Magura flysch nappe.

Mineralization and its structural position

The mercury occurence lies just in the areas of Ladomírov and Michajlov villages. After defining of cinnabar anomaly in alluvial placers in 1958 it was established that cinnabar had descended from two principal sources: a) from the intrusive magmatic rocks of andesite composition; b) from the sandstone of Lacko layers.

The other types of country rocks were established as barren with respect to cinnabar. The mercury mineralization in the sandstone of the Bystrica zone of the Magura flysch is rather anomalous phenomenon all over the West Carpatians. It depends on spatial proximity of volcanic formation of the Vihorlat Mts. with deeply rooted, folded structures of the Magura nappe. The Vihorlat Mts. is the only territory all over Slovakia where the Innercarpatian Volcanic Area comes in contact with the Magura flysch structures. This contiguity caused mineralization in structures as yet regarded barren.

Recently discovered mineralization shows clear coherence with shallow intrusive magmatism of intermediate composition that is disclosed along planes of overthrust-

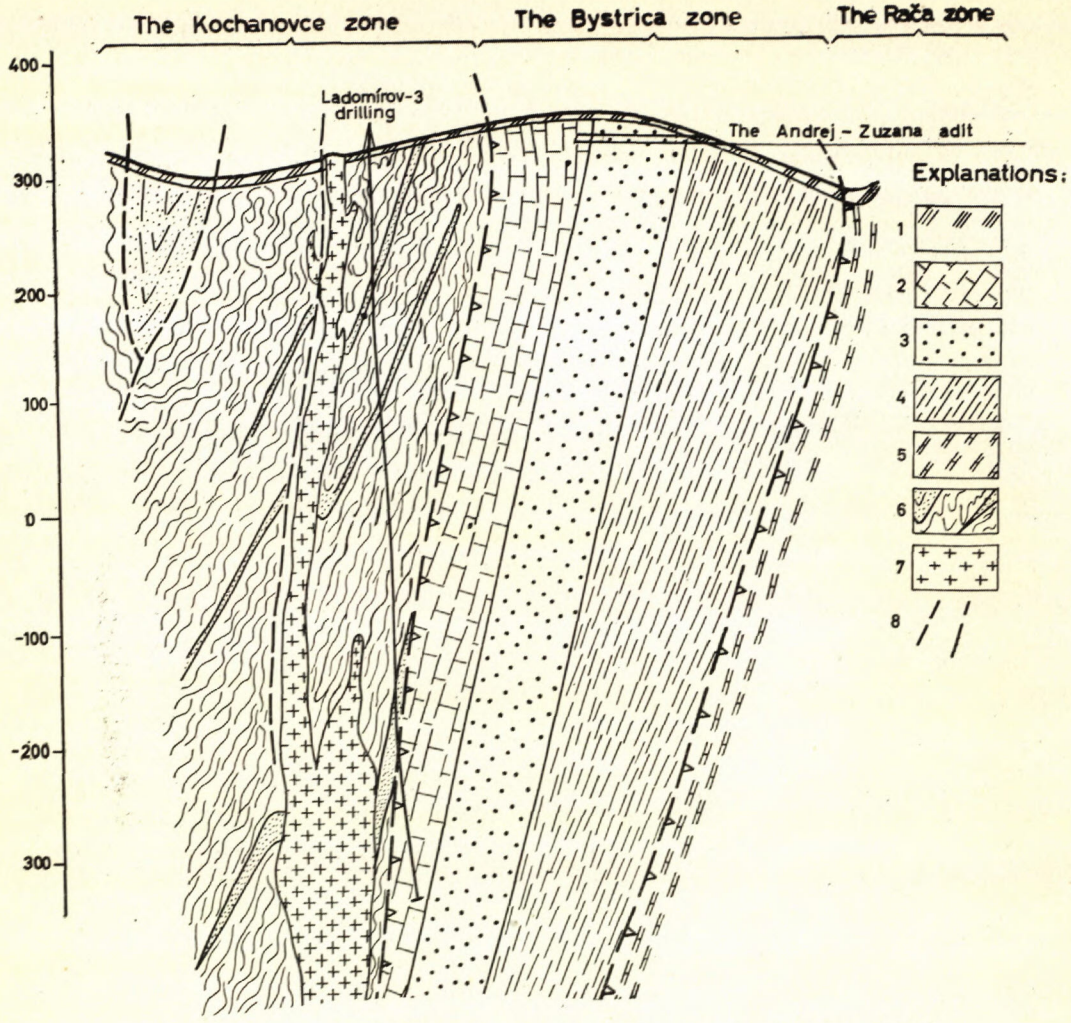
ing of partial zones of the Magura nappe. The south plane of overthrust — upheavel of Kochanovce zone upon Bystrica zone — is accompanied by swarm of andesitic bodies with linear arrangement. The north plane of overthrust — upheaval of the Bystrica zone upon Rača zone is intruded by magmatic bodies concentrated into elipsoidal plane about 0,5 km in diameter.

Morphogenetic classification of magmatic bodies is rather uncertain. Most of them resembles shallow intrusions of cool intrusions type. There are lacking traces of their thermic influence on wall rocks. So is the case with northern group. Their dimensions are about 30×250 m. The bodies of southern groups have necklike forms with negligible dimensions. Their diameter does not exceed 10 m. It may be noticed that all magmatic bodies contain scarce cinnabar grains. It was proved by arctificial heavy panning concentrates. Little proportions of these magmatic caused that we have not concentrate our attention on them. But during heavy panning prospecting we got informations about cinnabar mineralization in the sandstone.

The mineralized part of the sandstone is about 3 km in lenght. Total thickness of sandstone layer in this territory varies from 100 to 200 m. The strike of structures is NW—SE and the sandstone dips 50°—80° to SW. The underlain and overlain series — Beloveža layers and Lacko marls respectively are rather impermeable complexes. Hydrothermal solutions that caused the mercury mineralization migrated from depth through crushed zones of the magmatic bodies penetrating the overthrust plane between the Kochanovce and Bystrica zones. The solutions have not the other migration system available until they reached the Ladomírov sandstone (comp. fig. 2). Then solutions penetrated the Ladomírov sandstones due to limited circulating possibilities in neglible necklike magmatic bodies and their impermeable surroundins. It is clear that the most convenient circulating system was transverse faults system which according to present dates controls distribution of mercury. As the contact of the Ladomírov sandstones with the plane of overthrusting lies at the depth about 800—1000 m it may be supposed that most important mineralisation is hidden in deeper parts of the structure.

Since beginning of 1965 short adit have been driven where following features of mineralisation were established. The cinnabar mineralisation is rather uniform and it appears in various forms as: a) cinnabarite coatings on joint planes of the sandstone; b) poor cinnabarite impregnations in sandstone namely in and around crushed zones; c) seldom irregular veinlets.

The said occurence till yet is characterized by a small amount of minerals. Of the mercury minerals there appear cinnabarite and scarce metacinnabarite. Besides these also appear sulphides of iron namely pyrite. Kaolinite is also present in form of thin coatings of joint planes of rock. Often it is covered by dusty coating of cinnabar. Economic value of the occurence is not yet known. We found ourselves at the starting point of necessary verifications. But the structure seems to be rather promising.



Cross-section trough Mineralized Part of the Bystrica Zone (after J. Slávik)

Explanations: 1 — alluvial and eluvial placers; 2 — the Lacko marls; 3 — Ladomírov sandstones; 4 — Beloveža layers of the Bystrica zone (2—4 Bystrica zone); 5 — Rača zone; 6 — Beloveža layers of the Kochanovce unit; 7 — andezites (diorit porphyrites); 8 — overthrust, planes, fault planes.

REFERENCES

[1] Čalij B. M., 1964: Do pitannja pro pošírennja bystrickoji pidzoni v Radjanskich Karpatach. Akad. Nauk URSR, Kijiv. — [2] Samuel O., 1960: Mikrobiostratigrafia flyša z okolia Smilna a Beloveže. Manuscript; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Samuel O., 1961: Some remarks in the Paleogene of the Klippen Zone and stratigraphico-biofacial Pozition on the „Maľcov" and Šariš beds in the East Slovakia. Geologické práce, Zoš. 60, Bratislava.

BARTOLOMEJ LEŠKO – JÁN SLÁVIK

NOVÝ VÝSKYT RUMELKY V MAGURSKOM FLYŠI VÝCHODNÉHO SLOVENSKA

Geologický ráz bystrickej jednotky

Severne od vulkanických centier Vihorlatu v magurskom flyšovom pásme vystupujú na povrch ojedinelé andezitové žily, ktoré javia určité vzťahy k štruktúrno-tektonickému vývoju flyšového pásma. Postvulkanická hydrotermálna Hg mineralizácia atakovala flyšové pieskovcové vrstvy bystrického pásma magurského flyša a spôsobila ich zrudnenie.

Severovýchodne od Vihorlatu medzi Ladomírovom a Ubľou v magurskom flyšovom pásme sa litologicky a tektonicky vyníma úzky pruh asymetrickej vrásy. Litologickým zložením vrstiev paleogénu a tektonickou individualitou sa vrása zreteľne líši od susedných, severných a južných flyšových štruktúr. Považujeme ju za čiastkovú jednotku magurského flyšového pásma. Na jej stavbe sa podieľajú:

Belovežské vrstvy pri severnom okraji jednotky — v antiklinálnom pásme michajlovskom, kde v dôsledku tektonickej redukcie vystupujú na povrch v rôznych hrúbkach. V širšom pruhu sa na povrchu objavujú v úseku maxima osovej elevácie jednotky na svahoch Ostrej (429,4 m) a Poloma (464,2 m). V spodnej časti súvrstvia sú polohy červených, zelených a sivomodrých, zriedka až čiernych, pomerne mäkkých ílovcov s podradným zastúpením kremito-vápnitých, jemnozrnných, sivomodrých, jemne laminovaných pieskovcov (3—8 cm). Vo vyšších polohách sú červené ílovce zriedkavé; častejšie sa však objavujú sivozelené, jemne sľudnaté, málo vápnité ílovce a pieskovce v laviciach (hrubých 10—25 cm). V súvrství sa našla paleocénna a spodnoeocénna mikrofauna.

L a c k o v s k é s ú v r s t v i e. Belovežské vrstvy do nadložia pozvoľne nadobúdajú strednorytmický flyšový charakter, až nakoniec prechádzajú do pieskovcových súvrství, zložených zo stredno- až hrubozrnných vápnito-kremitých pieskovcov a drobnozrnných zlepencov (0,40—1,50 cm). V stredných polohách sa pieskovce striedajú (bez ílovcovej vložky) s rôzne hrubou vložkou siltovcov. Zlepence so zrnom kremeňa a metamorfovaných hridlíc tvoria buď šošovkovité a šmuhovité partie, obyčajne na báze sedimentačného rytmu alebo niekoľko m hrubé polohy. Ílovce v spodnej časti súvrstvia sú málo vápnité, sivomodré, sivozelené, jemne sľudnaté, vo vrchnejších polohách sivohnedé, hnedomodré vápnité a s lastúrnatým rozpadom. Hrúbka súvrstvia pieskovcov, ktoré tvorí v reliéfe chrbty Runzák (379,5 m) a Ostrú (429,4 m) je 100—200 m. Na základe vrstveného sledu ich považujeme za spodnú časť stredného eocénu.

V ladomírovskom pásme pieskovce do nadložia rýchlo ubúdajú a začínajú prevládať polohy vápnitých aj nevápnitých sivomodrých, hnedomodrých, zelenkavohnedých ílovcov a slieňovcov. V pieskovcoch prevláda vápnito-kremitá glaukonitická zložka (20—60 cm). V tomto súvrství už mimo nášho územia S a m u e l (1961) zistil strednoeocénne spoločenstvo s *Cyclammina amplectens* G r z y b. Hrúbku lackovských vrstiev na našom území odhadujeme na 150 až 800 m. Vrchnoeocénne a oligocénne vrstvy sa na našom území v bystrickej jednotke nevyskytujú.

Bystrická jednotka sa vynára spod kochanovskej jednotky západne od Vihorlatu a zúčastňuje sa na priečnom ulomení Karpát — sygmoidálnom stakčínskom ohybe. Smerom na JV od ohybu sa bystrická jednotka dvíha, takže zo 400 m širokého pásu sa rozrastá na 2 km. Maximum tektonického postihnutia zaznamenáva jednotka na povrchu pri čs.-sovietskej hranici, odkiaľ už na území SSSR sa tektonicky redukuje. Medzi Dubriničiami a Zariečím v SSSR celkom mizne z magurského príkrovu. Belovežské vrstvy tam už patria z väčšej časti okrajovému antiklinálnemu pásmu kochanovskej jednotky. Zlínske vrstvy so slieňmi od Lacka, ktoré uvádza z doliny Turice B. M. Č a l i j (1965), majú osobitný vývoj a podľa nášho názoru patria k menilitovým a papínskym vrstvám južnej synklinály dukelskej jednotky. Magurský príkrov

v tomto úseku sovietskych flyšových Karpát zastupuje iba úzka vrása kochanovskej jednotky, nasunutá tam na jednotku dukelskú.

Vrása Kosmatca je v úseku medzi Ladomírovom a Michajlovom príkro (60—80°) uklonená k JZ a niekoľkokrát tektonicky priečne porušená. Na tektonických líniách, ktoré nie vždy zasahujú aj susedné magurské jednotky, sa obyčajne východnejšia kryha posúva vonkajším, severným smerom. V magurskom flyšovom pásme vôbec pred jeho tektonickým vymiznutím z karpatského oblúka pozorujeme, že faciálne kontrasty medzi jednotlivými čiastkovými jednotkami sa oslabujú. Tento zjav pripisujeme jednak podmienkam počas vyznievania sedimentácie, jednak menšiemu tektonickému zbliženiu čiastkových jednotiek v magurskom príkrove. Ďalšou črtou magurského flyšového pásma v tomto úseku je nesúhlas a diagonálnosť tektonických štruktúr s priebehom fácií. Pri vyznievaní niektorej tektonickej jednotky sú isté litologické komplexy čiastočne tektonicky inkorporované do nasledujúcich, vnútornejších štruktúr magurského príkrovu.

Zrudnenie a jeho štruktúrna pozícia

Hg-zrudnenie bystrickej jednotky je anomálnym zjavom v celom západokarpatskom oblúku a je podmienené priestorovou blízkosťou vulkanických centier pohoria Vihorlat. Na území Slovenska práve Vihorlat predstavuje oblasť, kde sa neogénne vulkanogénne formácie priamo stýkajú s flyšovým pásmom. Magmatizmus podmienil mineralizáciu v prostredí, ktoré sa doposiaľ považovalo za neperspektívne. Podľa súčasných poznatkov je zrudnenie úzko späté s plytkointruzívnym magmatizmom, ktorý sa prejavil hlavne v tektonicky disponovaných úsekoch paleogénnych štruktúr, t. j. v zónach, kde došlo k vzájomnému nasúvaniu jednotlivých jednotiek magurského flyšového pásma. Pozdĺž nasunových plôch prenikal roj andezitových telies k povrchu. O väčšine magmatických telies nevieme, či predstavujú plytkointruzívnu, alebo subvulkanickú formáciu po eróznom zreze. So zreteľom na pozíciu môžeme niektoré telesá však charakterizovať ako formáciu malých plytkých intruzív s nezreteľnými stopami po termickom pôsobení na okolité flyšové prostredie. Magmatické telesá, ktoré prenikli na povrch pozdĺž línie nasunutia kochanovskej jednotky na jednotku bystrickú, sú lineárne rozložené vo forme trubicovitého tvaru. Magmatické telesá pozdĺž línie nasunutia bystrickej jednotky na račanskú vytvárajú kulisovitý roj telies a reprezentujú skôr plytkointruzívne dajky než pňovité telesá. Ich rozmery sú až 30 × 250 m, pričom však na flyšové prostredie nemajú mineralizačný vplyv.

Lineárne rozložené drobné telesá v blízkosti plochy nasunutia kochanovskej jednotky na bystrickú sú len slabo zrudnené. Rumelka sa nachádza v ladomirovských pieskovcoch lackovského súvrstvia. Zrudnené pásmo sleduje rozšírenie pieskovcových vrstiev v dĺžke asi 3 km. Rozptyl rumelky je nepravidelný vertikálnym i laterálnym smerom. Zákonitosť mineralizácie v smere vertikálnom sa nám zatiaľ nepodarilo zistiť, zato však laterálne sa mineralizácia sústreďuje do zón priečnej, blokovej tektoniky. Ako vidieť z priloženého profilu, ladomírovské pieskovcové súvrstvie v nadloží aj v podloží sa stýka so slienito-pelitickým súvrstvím, ktoré vytvorilo nepriepustnú clonu pre hydrotermy a usmerňovalo ich do pieskovcových polôh. Hydrotermy využili takto vhodnú štruktúru ladomírovského pieskovca (jeho úklon je 50—70° k juhu) ako prostredie pre cirkuláciu. Z tejto úvahy vyplýva, že bohatšie zrudnenie môžeme očakávať predovšetkým v hlbších častiach štruktúry lackovského pieskovcového súvrstvia.

Podľa výsledkov z prieskumnej štôlne hlavný podiel zrudnenia pripadá na rumelku v sprievode epigenetických minerálov: pyritu a kaolinitu. Metacinabarit sme zistili len v jednom šlichu a v jednej žilkovitej impregnácii. Maximum zrudnenia je v blízkosti priečnej poruchy, pričom najviac rumelky sa uložilo v menších pozdĺžnych a diagonálnych poruchách, vybiehajúcich z priečnej dislokácie.

Geologický prieskum,
stredisko Bratislava a Košice

Lektoroval pg. O. Samuel.

JOZEF VOZÁR

MELAFÝROVÉ PYROKLASTIKÁ MALÝCH KARPÁT

Abstrakt: Pyroklastické sedimenty geneticky spojené s melafýrovým vulkanizmom v Malých Karpatoch ako prvý spomína Čechovič (1948), neskôr ďalší autori, ktorí študovali geológiu chočskej jednotky ako celok, alebo len jej bazálne časti (Maheľ 1962; Ľuptovčiak 1962; Peržel 1964; Zuberec 1965). V rokoch 1963—65 študoval som melafýrový vulkanizmus v Malých Karpatoch a osobitne pyroklastiká, ktoré sú predmetom tejto práce.

Melafýrové horniny a ich pyroklastiká sa v študovanom území Malých Karpát viažu výlučne na sedimenty tzv. melafýrovej série, s ktorými sú v úzkom genetickom vzťahu. Tvoria tu jeden mohutný pruh (SV—JZ) vulkanických hornín o celkovej dĺžke cca 15 km a šírke 300—2000 m. Geograficky možno vulkanity, a zväčša i „melafýrovú sériu", obmedziť na JZ južným okolím Sološnice a na SV širším okolím Škarbáku pri Smoleniciach. Z juhu i zo severu sú vulkanické horniny ohraničené sedimentmi „série".

Pyroklastiká sa vyskytujú predovšetkým v okrajových partiách hlavného vulkanického telesa a doprevádzajúcich ho konkordantných šošovkách; lokálne sa zistili šošovky tufov i uprostred efuzív. Pyroklastiká okrajových partií tvoria pretiahnuté šošovkovité telesá malej hrúbky; ich časté vykliňovanie, resp. úplná neprítomnosť v niektorých profiloch súvisí nielen s odlišnými podmienkami vývinu v období vulkanizmu, ale aj s intenzívnou tektonickou redukciou, ktorá sa uplatnila hlavne v oblasti severnej a SZ hranice melafýrov. Na styku dvoch, vnútornou stavbou a genézou odlišných typov hornín (vulkanitov a sedimentov) sa uplatnila redukcia tak intenzívne, že postihla nielen sedimenty, ale i značnú časť relatívne kompaktnejšieho vulkanického telesa.

Hoci sa pyroklastiká „melafýrovej série" Malých Karpát v poslednom období častejšie spomínali, dosiaľ nebola urobená ich podrobnejšia klasifikácia. Zväčša sa uvádzajú iba tufy a tufity, bez bližšej petrografickej charakteristiky. V skutočnosti tu ide o pestrú škálu pyroklastických sedimentov, svojou povahou závislých od charakteru a podmienok vulkanizmu.

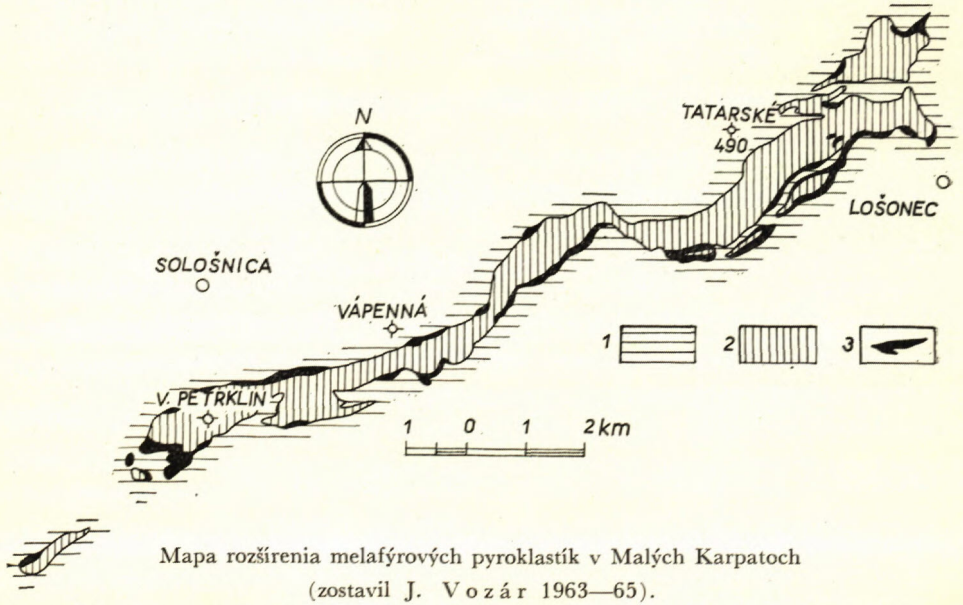
Počas štúdia pyroklastík sa ukázalo, že ich klasifikáciu možno urobiť len za použitia kritérií viacerých klasif. systémov (Wolf 1914; Švecov 1957; Karolusová 1958).

Podľa toho možno pyroklastiká „melafýrovej série" Malých Karpát rozdeliť do týchto skupín:

1. *melafýrové tufy:* a) vitro-kryštaloklastické; b) kryštaloklastické; c) kryštalo-litoklastické;
2. *melafýrové tufity:* a) vitro-kryštaloklastické; b) kryštalo-litoklastické; c) litoklastické;
3. *tufitické sedimenty:* a) ílovce (kryštaloklastické); b) pieskovce (kryštalo-litoklastické);
4. *sedimenty s pyroklastickou prímesou:* a) ílovce; b) pieskovce (polymiktné a kremité).

Predložená klasifikácia reprezentuje výlučne melafýrové pyroklastiká z Malých Karpát a iba čiastočne sa stotožňuje so škálou obdobných typov hornín „melafýrovej série" v Nízkych Tatrách. Paralelizácia oboch pohorí poukazuje na relatívne pestrejší vývin pyroklastických sedimentov na severných svahoch N. Tatier.

Z hľadiska genetického vzťahu melafýrov a ich pyroklastík, určili sme na základe kontaktno-metamorfných javov tieto skupiny; a) pyroklastiká postihnuté kontaktnou metamorfózou melafýrov a účinkami ich hydrotermálnej fázy (žilky a koncentrácie kalcitu, barytu, chalcedónu, chloritu); b) pyroklastiká kontaktne nemetamorfované. Prvá skupina je odrazom vývinu počiatočného štádia vulkanizmu v jeho bezprostred-



Mapa rozšírenia melafýrových pyroklastík v Malých Karpatoch (zostavil J. Vozár 1963—65).

1 — sedimenty „melafýrovej série"; 2 — melafýr vcelku; 3 — melafýrové pyroklastiká.

nej blízkosti (zväčša tufy a tufity). Druhá skupina reprezentuje sedimentáciu pyroklastík vo vzdialenejšej oblasti, mimo dotyku s efuzívami (tufity, tufit. sedimenty a sed. s pyroklast. prímesou), alebo je odrazom záverečného štádia vývinu vulkanizmu.

Osobitnú skupinu tvoria sedimenty s alochtónnym vulkanickým materiálom.

Petrografická charakteristika

M e l a f ý r o v é t u f y. Sem patria pyroklastické sedimenty so zjavnou prevahou vulkanického materiálu (90—100 %) nad terigénnou prímesou (0—10 %). Sú pomerne slabo zastúpené, najčastejšie pozdĺž južného a JV ohraničenia vulkanického telesa (južné úpätie V. Petrklína; S od Horných a Dolných Žliabkov; S od Lošonca).* Tvoria často tenké polohy, smerom od efuzívneho telesa rýchlo vystriedané tufitmi a tufitickými sedimentmi.

Sú prevažne šedej až šedozelenej farby, často jemne laminovanej textúry. Jemnozrnné variety sú povahy vitro-kryštaloklastickej až kryštaloklastickej. Zrnitosťou odpovedajú pelit-psamitovým až psamitovým sedimentom. Základnú hmotu reprezentuje väčšinou sklo, alebo jemnozrnný popolovitý agregát, ktorý tmelí úlomky živcov, ilmenitu, magnetitu a chloritizovaného olivínu. Okrem toho boli pozorované: augit, kremeň, zirkón, apatit, sericit, chlorit a limonit. V sklovitej hmote bola konštatovaná prítomnosť Fe pigmentu, — v iných prípadoch príznaky devitrifikácie.

Hrubší vývin tufov (psamity—psefity) patrí variete kryštalo-litoklastickej. Skladajú sa z úlomkov vyššie uvedených minerálov, litoklastov melafýrov (zväčša pôrovitej povahy) i resedimentovaných tufov a popolovitej matrix. Vo všetkých varietách tufov sú kryštaloklasty max. 2,5 mm, litoklasty max. 8 mm veľké. Ojedinele S od Dolných Žliabkov sa našli izometrické guľaté lapily (max. 3 cm veľké), tmelené jemnozrnným vitro-kryštaloklastickým tufom. Ich nález dokumentuje explozívny charakter určitého štádia vulkanizmu.

Vlastné lapily sú červenohnedé, tvorené jemnopórovitou mandľovcovou varietou melafýrov. Póry sú oválne i elipsovité, alebo často splývajú v nepravidelný lalokovitý útvar s výplňou kalcit-chalcedónovou, pri okrajoch mandlí jemnejšou, ako v ich centre. Základná hmota lapíl je prevažne sklovitá s vitrofýrickou štruktúrou. Sklovitá matrix je bohatá na Fe pigment; zistili sa v nej kryštality. Rovnomerne guľovitá forma lapíl je odrazom spôsobu „letu" pri vyvrhnutí.

M e l a f ý r o v é t u f i t y predstavujú najrozšírenejšiu skupinu pyroklastík, geneticky spätých s vulkanizmom. Zahrňujeme sem pyroklastiká s 50—90 %-ným obsahom vulkanického materiálu a 10—50 %-nou terigénnou prímesou. Vyznačujú sa variabilným percentuálnym zastúpením oboch základných zložiek.

---

* Viď Záverečnú zprávu: Petrograficko-geochemický výskum melafýrových hornín v Malých Karpatoch.

Tufity sú prevažne šedé, menej šedozelené, ojedinele hnedočervené (s vyšším obsahom pigmentu Fe). Zväčša sú to jemné pelit-psamitové sedimenty (vitro-kryštaloklastickej povahy), s lokálnou páskovatou textúrou (laminy často až mm tenké). Z minerálov sú zastúpené kryštaloklasty živcov a olivínu, hematit, chalkopyrit, magnetit, apatit, zirkón a vulkanické sklo v základnej hmote. Terigénnu prímes tvorí hlavne kremeň a klastické živce, menej sericit, chlorit a limonit. U laminovaných tufitov svetlú frakciu predstavujú koncentrácie kalcitu, kremeňa, menej živcov. Tmavé súčiastky tvorí sklo, rudné komponenty a niektoré iné minerály vulkanického pôvodu.

Hrubší vývin psamit-psefitový patrí prevažne kryštalo-litoklastickým tufitom so známkami gradačného zvrstvenia, menej litoklastickým, prevažne nevrstevnatým tufitom. Sem patria i tufitové brekcie a konglomeráty s oválnymi a nepravidelne ostrohrannými fragmentmi melafýrov, ich tufov a tufitov, max. 8 cm veľkých; tmelené sú základnou tufitovou až tufitickou hmotou, prevažne vitro-kryštaloklastickej povahy, analogického minerálneho zloženia ako predošlé.

Kryštalo-litoklastické tufity sa mineralogicky zväčša nelíšia od jemnejšej vitro-kryštaloklastickej variety, s výnimkou temer absolútnej neprítomnosti vulkanického skla. Litoklasty predstavujú fragmenty pórovitých melafýrov, tufov a zriedka tufitov, 0,5 mm až 1 cm veľké. Sú oválne, elipsovité i ostrohranne úlomkovité. Vzájomný pomer kryštaloklastov a litoklastov sa pohybuje zväčša medzi 3:1 až 1:3.

Tufitické sedimenty sú známe na všetkých mapovaných výskytoch. Budujú predovšetkým odľahlú časť šošoviek lemujúcich melafýrové teleso. Lokálne vystupujú aj uprostred iných sedimentov „série" vo forme drobných konkordantných šošoviek, ktoré kartograficky nemožno zachytiť. Do tejto skupiny patria pyroklastiká s 50—90 %-ným obsahom terigénnej prímesi a 10—50 %-ným obsahom vulkanického materiálu; prevládajú však variety s vyšším obsahom terigénnej prímesi (80 až 90 %). Tento jav potvrdzuje, že vplyv vulkanickej zložky pri lokálnych podmienkach sedimentácie slabnul. Z hľadiska zrnitosti sa zistili *jemnejšie pelitové-tufitické ílovce* a *hrubšie psamitové-tufitické pieskovce.*

U prvých boli pozorované kryštaloklasty živcov, olivínu, magnetit, pyrit, v malom obsahu vulkanické sklo a jemnozrnný popolovitý agregát. Okrem toho sa zistili produkty sericitizácie, chloritizácie a limonitizácie. Druhá skupina, t. j. *tufitické pieskovce* sú hrubozrnnejšie a obsahujú aj drobné litoklasty (pórovité melafýry, ich tufy a tufity). Terigénna prímes u oboch typov je zložená z klastického kremeňa, klastických sľúd, živcov a chloritu; k nim pristupuje kremeň a živce autigénneho pôvodu.

Tufitické ílovce sú prevažne šedé a na ich stavbe sa v značnej miere podieľa aj grafitický, menej železitý pigment. *Tufitické pieskovce* sú svetlé, červenohnedé, v dôsledku bohatého zastúpenia svetlých minerálov a Fe-pigmentu. Základná hmota u prvých je chlorit-sericit-živcová, u druhého typu kremeň-muskovit-sericit-živcová.

Geneticky sú tufitické sedimenty viazané na oblasť, kde sa vulkanizmus bezprostredne neuplatnil. Na ich stavbe sa teda podieľa predovšetkým terigénna zložka;

relatívne slabšie sú zastúpené vyvrženiny popolovitého charakteru (vrátane drobných úlomkov minerálov), menej materiál alochtónny.

Za sedimenty s pyroklastickou prímesou sa v „melafýrovej sérii" považujú všetky typy pieskovcov (kremité a polymiktné), piesčitých bridlíc a tmavošedých ílovcov, v ktorých terigénna zložka predstavuje viac ako 90 % a vulkanický materiál menej ako 10 % celkovej hmoty. Vymapovanie týchto sedimentov nebolo prakticky možné; tvoria rad konkordantných šošoviek malých rozmerov, so znakmi pozvoľného prechodu do sedimentov bez pyroklastickej prímesi. Zistili sa často len výlučne mikroskopickým štúdiom materiálu z jednotlivých profilov.

Petrograficky sa v podstate nelíšia od ostatných sedimentov s výnimkou nízkeho percenta vulkanického materiálu. Sem možno zaradiť lokálne slabé koncentrácie jemného popolovitého agregátu a menej kryštaloklastov. Litoklasty primárneho pôvodu tvoria výnimku.

V stratigraficky vyšších horizontoch (súvrstvie kremencov — sp. trias?) povulkanického štádia vývinu „série" (v zmysle autorovho delenia z r. 1965), sa lokálne našli ostrohranné úlomky i valúniky melafýrov alochtónneho pôvodu.

Záver

Poznanie petrografického charakteru, genézy i rozšírenia melafýrových pyroklastík v perme chočskej jednotky, je dôležité pre vytvorenie obrazu o charaktere melafýrového vulkanizmu v Západných Karpatoch. Z toho dôvodu podávame v predloženej práci výsledky štúdia melafýrových pyroklastík v Malých Karpatoch. Pre pochopenie rozšírenia pyroklastických sedimentov prikladáme mapu, zostavenú na základe podrobného mapovania v mierke 1 : 10 000.

Záverom poznamenávam, že ide o prvú podrobnejšiu klasifikáciu melafýrových pyroklastík Západných Karpát a charakteristiku jednotlivých variet, pri ktorej sme vymedzili niektoré z melafýrovej série dosiaľ neuvádzané typy pyroklastík. Tie spolu s gradačným zvrstvením tufitov a jemne laminovanou stavbou tufov doplňujú obraz o povahe vulkanizmu a o podmienkach vzniku pyroklastických sedimentov, ktoré ho doprevádzali.

Kritériá členenia melafýrovej série Nízkych Tatier, (Vozár 1965) platia i pre Malé Karpaty. V oboch pohoriach sa zistili tri vývinové štádiá: a) predvulkanické, b) vulkanické, c) povulkanické; v Malých Karpatoch patrí prevažná časť pyroklastík (tufy, tufity, čiastočne i pyroklastické sedimenty a temer vôbec sedimenty s pyroklastickou prímesou) do druhého štádia.

Štúdium uloženia pyroklastík a čiastočne i ostatných sedimentov „série" potvrdzuje správnosť doterajšieho ponímania ich genézy v subakválnom prostredí.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval dr. L. Kamenický.

LITERATÚRA

[1] Čechovič V., 1948: Výskyty barytu na okolí Smoleníc a Neštichu v Malých Karpatoch. Práce ŠGÚ, Zoš. 17, Bratislava. — [2] Karolusová—Kočiščáková E., 1958: Príspevok k problematike pyroklastík. Geol. práce, Zoš. 49, Bratislava. — [3] Karolusová E., 1960: Klasifikácia a terminológia pyroklastických hornín. Geol. práce, Zprávy 23, Bratislava. — [4] Krystek I., 1961: Návrh klasifikace tufů a tufitů. Geol. práce, Zprávy 23, Bratislava. — [5] Ľuptovčiak L., 1962: Chočská jednotka v Bielom pohorí Malých Karpát. Diplom. práca; Geofond, Bratislava. — [6] Maheľ M. (in Buday T.—Cambel B.—Maheľ M. a kol.) 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1:200 000, list Bratislava—Wien. Bratislava. — [7] Peržel M., 1964: Geológia chočskej jednotky Bieleho pohoria Malých Karpát. Diplom. práca; Geofond, Bratislava. — [8] Polovinkina J. J. s kol. autorov, 1948: Struktury gornych porod. Moskva. — [9] Rittmann A., 1964: Vulkany a ich dejateľnosť (preklad II. vydania). Moskva. — [10] Švecov M. S., 1948: Petrografija osadočnych porod. 2. vyd. Moskva. — [11] Vozár J., 1964: Predbežná zpráva o výskume melafýrov v Malých Karpatoch. Zprávy o výskumoch v r. 1963/2, Bratislava. — [12] Vozár J., 1965: Petrografický výskum melafýrových hornín vo vých. časti Nízkych Tatier. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Vozár J., 1965: Petrograficko-geochemický výskum melafýrových hornín v Malých Karpatoch; Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Wolf F. V., 1914: Der Vulkanismus I. Stuttgart. — [15] Zuberec J., 1965: Štúdium melafýrov a ich doprevádzajúcich hornín v chočskej jednotke Malých Karpát. Diplom. práca, Kat. ner. sur. PF—UK, Bratislava.

Vysvetlivky k tab. XV

Obr. 1. Mikroskopický detail jemne laminovanej stavby tufov; zväčš. 28×. — Obr. 2. Gradačné zvrstvenie kryštálo-litoklastických tufitov. — Obr. 3. Vypreparované lapily zo súvrstvia lapilových tufov.

KAROL BORZA

LITOLOGICKO-PETROGRAFICKÉ ŠTÚDIUM MELIATSKEJ SÉRIE

Názov meliatska séria zaviedla Čekalová (1954, s. 49) pre súvrstvie pestrých radiolaritov a tmavých bridlíc na ľavom brehu rieky Muráň, S od obce Meliata; považuje ho za osobitný vývin vrchného seisu. Bystrický (1954) a Maheľ (1954) zistili tento vývin aj v okolí Držkoviec a zahrňujú k nemu aj svetlé až biele hrubokryštalické vápence, čo do vývinu a pozície zhodné s bielymi hrubokryštalickými vápencami, vystupujúcimi pri Meliate v podloží meliatskej série. Takto sa pojem meliatskej série rozšíril aj na vápence, ktoré sa pri Meliate pokladali za karbón (Čekalová 1954; Homola 1951).

Stratigrafické hodnotenie tejto série, resp. jednotlivých členov bolo veľmi odlišné. Bystrický (1964, s. 23—24) jej časť pričleňuje k permu, časť k spodnému triasu. Ilavská (1965) predpokladá na základe asociácie peľov a spór z vrtov VB-1 až VB-20, že komplex tmavých bridlíc meliatskej série patrí vrchnému permu. Otázka hornej hranice meliatskej série zostala nevyriešená.

Jednotlivé členy meliatskej série podľa Bystrického (1964) vystupujú v tomto poradí (odspodu hore): a) biele hrubokryštalické vápence; b) pestré radiolarity a silicity; c) tmavé a zelenkasté bridlice s polohami radiolaritov, vápencov a evaporitov. Tento vrstevný sled možno pozorovať len v malých izolovaných odkryvoch; nemôže sa preto považovať za všeobecne platný. Osobitný charakter majú sedimentárne, resp. sedimentárno-efuzívne výskyty hematitu, ktorých petrografická i chemická charakteristika sa z ložiska na ložisko mení (Bystrický 1964).

Litologicko-petrografická charakteristika študovaných hornín sa opiera o výsledky štúdia profilu na ľavom brehu rieky Muráň, S od obce Meliata a vrtov VB-5, VB-9, VB-13 — Meliata, VB-4 — Strelnice, VB-5 — Bretka.

Svetlé vápence

Vápence sme študovali S od obce Meliata; sú masívne, miestami hrubolavicovité, hrubozrnné, svetlosivé, kryštalické. Obsahujú šmuhy, príp. malé šošovky ílovité, niekedy piesčité. Vo výbruse sú stredno a jemnozrnné. Zrná sú alotriomorfne obme-

dzené, často usmernené (majú pretiahnutý tvar) v dôsledku tlakov. Väčšie zrná sú dvojčatne lamelované. Niekedy obsahujú prímes hematitu. Z klastickej prímesi sa zistili zrná kremeňa, čiastočne korodované, v jemnozrnnej časti vápencov úlomky juvenílnych schránok lamelibranchiátov. Vo vrchnej časti vápence nadobúdajú ružové, červené a červenohnedé sfarbenie.

Ružové vápence na prechode medzi svetlými a červenohnedými sú jemnozrnné, čiastočne mikrozrnné, vo výbruse nerovnomerne zrnité; štruktúru majú granoblastickú, zrná alotriomorfne obmedzené. Červené a červenohnedé vápence sú celistvé, prevažne mikrokryštalické; veľkosť zŕn sa pohybuje od 0,01—0,06 mm (prevahu majú zrná veľkosti 0,03 mm). Niekedy sú jemnozrnné, väčšie zrná dvojčatne lamelované. Zrná sú čiastočne usmernené; usmernenie je zvýraznené hematitovým pigmentom a prítomnosťou hydrosľúd. Z klastickej prímesi sa vo vápencoch vyskytujú zrná kremeňa (pod 1 % o veľkosti 0,03—0,06 mm), ojedinele živcov, lupienky muskovitu, chloritu, zirkón a turmalín. Ďalej obsahujú nepatrnú pelitickú prímes. Z autigénnych minerálov sa zistili kryštálčeky kremeňa, živcov — albit (veľkosti 0,02 až 0,05 mm) a chlorit, ktorý sa viaže na šmuhy s limonitovým pigmentom. Z organických zvyškov obsahujú radiolárie, tvorené prevažne rekryštalizovaným kalcitom (čiastočne sú kremité), ďalej úlomky juvenílnych schránok lamelibranchiátov, články krinoidov a v jednom prípade sa našla aj *Globochaete alpina* Lombard (tab. IX, obr. 1). Ide o prvé organické zvyšky zistené v týchto vápencoch.

Pestré radiolarity

v typickom vývine sa vyskytujú vo vyššie uvedenom profile, kde vyvolávajú predstavu doger-malmských radiolaritov krížňanskej série. V spodnej časti sú červené, vyššie ružové a vo vrchnej časti zelenkasté. Červené radiolarity sú obohatené hematitom, rovnako ako bridlice, ktoré tvoria preplástky v radiolaritoch.

Červené radiolarity majú štruktúru organogénnu; tvorené sú kryptokryštalickým, mikrozrnným a krátkovláknitým chalcedónom. Obsahujú radiolárie (tab. IX, obr. 2) a ihlice húb. Radiolárie sú tvorené chalcedónom, niektoré sú kalcifikované. V základnej mase pozorovať jemnú prímes hydrosľúd, autigénne klenčeky uhličitanov, mikrolity rutilu a turmalín. Obdobné zloženie majú červené radiolarity SZ od Držkoviec, v ktorých sa vyskytuje ešte navyše siltová prímes klastického kremeňa. Mikroskopickú charakteristiku radiolaritov z hrebeňa Guba a z Hámora podáva Mišík (in Bystrický 1964).

V radiolaritoch S od Meliaty sa v spodnej časti profilu vyskytujú tenké polohy *červenohnedých celistvých vápencov,* ktoré sú vo výbruse mikrokryštalické. Vápence obsahujú aleuritickú prímes klastického kremeňa (1 %), ojedinele lupienky muskovitu a prímes hydrosľúd. Z organických zvyškov sa v nich našli úlomky schránok lamelibranchiátov, čiastočne prekremenené. Ďalej sa tu vyskytujú tenké polohy šedozelenkastých ílovitých bridlíc, ktoré majú kryštalickú štruktúru; tvorené sú hydrosľudami, paralelne usporiadanými. Bridlice obsahujú prímes klastického kremeňa

(3—5 %; veľkosť 0,01—0,05 mm), ojedinele jemné lupienky muskovitu, biotitu, chloritu, zirkónu, rutilu a turmalínu.

Červené radiolarity prechádzajú do *zelených doskovitých radiolaritov* s polohami šedozelených ílovitých bridlíc. Zelené radiolarity sú tvorené tiež mikrozrnným a krátkovláknitým chalcedónom. Z organických zvyškov sú hojne zastúpené radiolárie, ojedinele aj ihlice húb. Radiolarity majú pelitomorfnú prímes uhličitanov.

V nadloží radiolaritov vystupujú tmavosivé vápence a sivé doskovité vápence s nejasnou hľuznatosťou, naznačenou kalovou prímesou. Vo výbruse sú vápence mikrokryštalické až jemnozrnné. Obsahujú nepatrnú prímes klastického kremeňa, ktorý miestami tvorí menšie hniezda. Kremeň býva korodovaný vápencom. Z autigénnych minerálov vápence obsahujú kremeň, živce — albit a pyrit vo forme globúl, alebo jemných šmúh.

Bridličnatý komplex

rozdeľuje Bystrický (in Bystrický—Oravcová 1962) na niekoľko litologických súvrství: 1. tmavošedé až čierne bridlice, miestami s vložkami vápencov, radiolaritov, sadrovcov a anhydritov; 2. zelenkasté bridlice s preplástkami vápencov; 3. červené, fialovkasté a zelené pelitické bridlice.

Tmavošedé až čierne bridlice sú faciálne dosť premenlivé. Ide o komplex pelitických bridlíc všeobecne tmavých farieb; nepravidelne sa v ňom prelínajú polohy zelených ílovitých bridlíc (Strelnice, vrt G-26), červených ílovitých bridlíc (Meliata, vrt VB-9), prípadne vložky tmavých silicitov a radiolaritov, s polohami svetlých a tmavosivých, niekedy dolomitických vápencov. Tmavé bridlice sú jemne zvrstvené, často pyritizované a v prípade tektonického prehnetenia majú vzhľad grafitických bridlíc. Pripomínajú grafitické bridlice paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. V profile severne od Meliaty sú najlepšie odkryté bazálne časti. V nadloží sivých doskovitých vápencov s nejasnou hľuznatosťou vystupujú sivozelenkasté ílovité bridlice, tvorené hydrosľudami s nepatrnou prímesou sericitu. Drobné pelitické lupienky sú usporiadané subparalelne. Bridlice majú prímes klastického kremeňa (1—2 % o veľkosti 0,02 mm). Ojedinele sa vyskytujú lupienky muskovitu, biotitu a rutil. Z autigénnych minerálov obsahujú turmalín, rutil a chlorit.

Vyššie nasledujú *tmavosivé až čierne ílovité bridlice,* miestami škvrnité. Základnú masu tvorí pelitový materiál, tmavo sfarbený organickým pigmentom. Výraznejšie je pigment, koncentrovaný v tmavých škvrnách (tab. X, obr. 1). V závilosti od hustoty sfarbenia, základná hmota argilitov miestami nie je priesvitná, alebo len slabo reaguje na polarizované svetlo. Miestami sú bridlice natoľko sfarbené organickou hmotou, že v prechádzajúcom svetle možno pozorovať len zrná terigénneho materiálu. V miestach, kde pelitomorfná ílovitá masa je priesvitná a reaguje na polarizované svetlo, možno pozorovať, že na zložení argilitov sa podieľajú jemné lupienky (0,002 mm) ílovitých minerálov s nízkou interferenčnou farbou. V čiernych argilitoch sa zistili „výrastlice" ílovitých minerálov (tab. X, obr. 1). Na základe

difraktogramu (určil Martíny) bol v čiernych bridliciach stanovený ilit a kaolinit. Podľa toho „výrastlice" patria kaolinitu.

Z terigénnych minerálov sa vyskytujú zrná kremeňa (do 2 %, veľkosť 0,02 mm), muskovit, biotit, chlorit, ojedinele zrná rutilu. Zrná kremeňa sú rozptýlené po celej hornine, niekedy tvoria menšie hniezda; zriedkavo sú na okrajoch korodované. Okolo korodovaných zŕn kremeňa vzniká pelitomorfná masa. Z autigénnych minerálov sa v bridliciach nachádza roztrúsený pyrit vo forme kryštálčekov a turmalín.

Súvrstvie *tmavošedých bridlíc* obdobného zloženia je známe aj na severnom svahu Plešiveckej planiny — južne od obce Honce. Bridlice sú miestami hnedasté, tvorené subparalelne usporiadanými hydrosľudami, medzi ktorými sa nachádzajú opäť „výrastlice" kaolinitu.

V súvrství *sivozelených, sivých a tmavosivých bridlíc* sa vyskytujú tenké lavice šedých jemnozrnných vápencov, tmavošedých dolomitických vápencov a polohy radiolaritov a drôb.

Sivé jemnozrnné vápence vo výbruse sú mikrokryštalické až jemnozrnné; zrná majú pretiahnutý tvar (rekryštalizácia v dôsledku tlakov). U menších zŕn je pomer šírky a dĺžky 1:1, u väčších zŕn 1:5. V klastickej prímesi sa vyskytuje kremeň (0,02 mm—0,04 mm veľké zrnká, niekedy až do 4 %), z autigénnych minerálov pyrit.

Tmavošedý dolomitický vápenec vo výbruse je mikrokryštalický. Obsahuje prímes klastického kremeňa a lupienky muskovitu. Z organických zvyškov obsahuje radiolárie tvorené mikrozrnným a krátkovláknitým chalcedónom. Z autigénnych minerálov sa bežne vyskytujú klenčeky dolomitu a ojedinele kryštálčeky pyritu.

Tmavosivá droba je tvorená z úlomkov vápencov, piesčitých vápencov, ílovitých bridlíc a úlomkov vyvrelých hornín. Tmel je vápnitý; z autigénnych minerálov obsahuje pyrit.

Sivé a sivozelené radiolarity sú tenkovrstevnaté, vrstvičky mocné 3—6 cm. Vo výbruse pozorovať, že sú tvorené mikrozrnným a sférolitickým chalcedónom. Z fosílií sa hojne vyskytujú radiolárie. Radiolarity obsahujú jemné lupienky ílovitých minerálov a klenčeky uhličitanov.

Súvrstvie čiernych ílovitých bridlíc s preplástkami vápencov bolo študované z vrtu VB-14 — Bretka. Bridlice majú jemne zvrásnenú textúru (tab. X, obr. 2). Svojím zložením odpovedajú vyššie popísaným ílovitým bridliciam s tým rozdielom, že sa v nich nezistili „výrastlice" kaolinitu. Vápence sú sivé, vo výbruse mikrokryštalické, niekedy jemnozrnné. Obsahujú prímes ílovitých minerálov a sú čiastočne bituminózne. Z autigénnych minerálov sa zistili drobné kryštálčeky kremeňa.

V tomto vrte v hĺbke 101,50 m sa zistil aj sadrovec, jemnozrnný, svetlosivý; obsahuje úlomky ílovitých bridlíc. Vo výbruse má štruktúru heteroblastickú, tabuľkovitú, zriedkavo vláknitú. Veľkosť zŕn sa pohybuje od 0,05 do 0,4 mm. Obsahuje prímes karbonátov, ktorých časť je syngenetická, časť diagenetická. Z autigén. minerálov okrem karbonátov sa zistili drobné kryštálčeky apatitu, turmalín, kremeň, živce, rutil a pyrit.

Sivé, sivozelené a zelené ílovité bridlice sa striedajú v rôznom pomere s preplástkami vápencov. Svojím vývinom, najmä obsahom vápencov pripomínajú niektoré vrstvy kampilu centrálnej a severnej časti Slovenského krasu. Toto súvrstvie je na povrchu veľmi zle odkryté, jeho litologická povaha je známa hlavne z vrtov: VB-4 — Strelnice, VB-5 — Meliata a VB-13 — Meliata.

Vápence sú svetlosivé, ružovkasté, zriedkavo tmavosivé, prestúpené žilkami druhotného kalcitu, niekedy sú prekremenené. Vo výbruse sú vápence pelitomorfné a mikrokryštalické. Prekremenené časti sú tvorené mikrozrnným a jemnozrnným kremeňom, rozptýleným po celej hornine, prípadne vytvárajúcim drobné agregáty, resp. hniezda. Vápence bežne obsahujú prímes ílovitých minerálov, zriedkavejšie zrná klastického kremeňa. Z autigénnych minerálov boli zistené kryštálčeky kremeňa, živcov, turmalín a pyrit.

Preplástky zelených ílovitých bridlíc sú čiastočne slienité. Štruktúru majú kryštalickú, niekedy sú pelitomorfné, zriedkavo prekremenené obdobne ako vápence. Tvorené sú hydrosľudami, subparalelne usporiadanými. Obsahujú nepatrnú prímes klastického kremeňa, jemné lupienky muskovitu a chloritu a ojedinele zrná živcov. Z autigénnych minerálov obsahujú chlorit, kremeň, turmalín a rutil.

Červené a zelené ílovité bridlice pripomínajú svojím sfarbením pestré súvrstvie seisu. Nie sú však natoľko sľudnaté a netvoria samostatný horizont. Vyskytujú sa v rôznej stratigrafickej výške ako laterálny ekvivalent tmavosivých a tmavých bridlíc, resp. spolu s pestrými radiolaritmi. Zistili sa vo vrte VB-9 — Meliata.

Červené ílovité bridlice majú bridličnatú textúru. Miestami obsahujú slienité hľuzy. Štruktúru majú pelitickú. Tvorené sú hydrosľudami, ktoré nemajú jasné usporiadanie. Obsahujú prímes klastického kremeňa (2 %), lupienky muskovitu a chloritu. Z autigénnych minerálov obsahujú kremeň, chlorit, živce, turmalín a pyrit. Zelené ílovité bridlice majú obdobné zloženie, neobsahujú však hematitový pigment.

Poznámky ku genéze študovaných hornín

Ako uvádza Bystrický (1959), biele hrubokryštalické vápence neobsahujú skameneliny. Vo vrchnej časti, menej rekryštalizovanej (ružové a červenkasté vápence), sa však vyskytujú úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidové články, radiolárie a globochety, na základe čoho možno predpokladať, že sú čiastočne organogenného pôvodu. Nedostatok fosílií môžeme vysvetliť tým, že pri rekryštalizácii vápencov sa nezachovali organické zvyšky.

Výskyty silicitov a lokálne obohatenie hematitom (Držkovce, Bradlo, Meliata) podľa Bystrického—Fusana (1961) geneticky súvisia s bázickým vulkanizmom, ktorého produkty — diabázy a ich tufy — sa v meliatskej sérii vyskytujú. Vylučovanie väčšieho množstva SiO_2 je charakteristické pre iniciálny vulkanizmus geosynklinálnych oblastí.

Kremité horniny v meliatskej sérii prevažne všade obsahujú hojne schránky radiolárií; preto sa označujú ako radiolarity. Výskyt radiolárií je tu celkom prirodzený, keďže morská voda bola v tomto období bohatá na SiO_2 a radiolárie tu našli priaznivé životné podmienky.

Vznik čiernych bridlíc sa objasňuje sedimentáciou v polouzavretých alebo úplne uzavretých vodných panvách s nedostatočnou cirkuláciou vody. Za takýchto podmienok sa ukladajú tmavé pelity, bohaté na organickú hmotu a sírniky Fe. Podľa Kellera (1953) k pigmentácii čiernych ílovitých bridlíc stačí malé množstvo

organických látok. Podobné poznatky získal aj Kukal (1959) pri štúdiu šedých až čiernych ílovitých vrstiev klabavských barrandienského ordoviku. Výskyt anhydritov v tomto súvrství je výsledkom nerovnomernej sedimentácie, ktorá viedla k lokálnemu splytčeniu a vzniku čiastkových bazénov s lagunárnou sedimentáciou.

Červené a zelené ílovité bridlice sedimentovali v otvorenej časti mora. Červené sfarbenie sedimentov bolo podmienené oxydačnými procesmi a chemickými zmenami, ku ktorým došlo pri sedimentácii alebo po nej v aridnych, alebo semiaridnych podmienkach. Podľa Grima (1951) a Kellera (1953) zelená farba ílovitých hornín je charakteristická pre sericitické a ilitické ílovité horniny. Prímes klastického kremeňa poukazuje na plytkovodný charakter sedimentov.

Záverom možno konštatovať, že

[1] vo vrchných partiách kryštalických (ružovkastých a červených) vápencov sa našli prvý raz fosílie;

[2] radiolarity sú často obohatené hematitom (Držkovce, Meliata, Dalenkút);

[3] červené ílovité bridlice sú bohatšie siltovým materiálom a oproti čiernym predstavujú rýchlejší splav z pevniny. Organická prímes a Fe pigment brzdí rekryštalizačné pochody bridlíc.

Geologický ústav SAV,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Bystrický J., 1954: Geologické pomery južne od Jelšavy. Geol. sbor. V/1—4, Bratislava. — [2] Bystrický J., 1959: Príspevok k stratigrafii Slovenského krasu. (O veku meliatskej série). Geol. práce, Zprávy 15, Bratislava. — [3] Bystrický J., 1964: Slovenský kras. ÚÚG, redakcia Bratislava. — [4] Bystrický J. — Fusán O., 1961: O sádrovcovo-anhydritových ložiskách Slovenského krasu. Geologický průzkum III/8, Praha. — [5] Bystrický J. — Oravcová V., 1962: Záverečná zpráva a výpočet zásob Strelnice—Bohúňovo. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Čekalová V., 1954: Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [7] Grim R. E., 1951: The Depositional Environment of Red and Green Shales. Jour. Sed. Petrology 21, Menasha. — [8] Gruss H., 1958: Exhalativ-sedimentären Mangan-Karbonatlagerstätten. N. Jb. Min. Abh. 92. — [9] Homola V., 1951: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. Sborník ÚÚG, 18, Praha. — [10] Hummel K., 1923: Über die Manganerze im Kulm des Kellerwaldes. Z. prakt. Geol. 31, Berlin. — [11] Ilavská Ž., 1965: K otázke veku meliatskej série. Zprávy o geol. výsk. v roku 1964/2, Bratislava. — [12] Keller W. D., 1953: Illite and Montmorilonite in Green Sedimentary Rocks. Jour. Sed. Petrology 23/1, Menasha. — [13] Kukal Z., 1959: Petrografický výzkum barrandienskych ordovických jílovitých hornin. Acta Univ. Carol., Geologica I/2, Praha. — [14] Maheľ M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery západných gemerid. Geologický sborník V/1—4, Bratislava. — [15] Schwan W., 1952: Geologisches Auftreten und Entstehung der Kieselschiefer (Lydite). Geologica 11. — [16] Strachov M. N., 1948: O vlijanii podvodnogo vulkanisma na osadkoobrazovanije v morskich vodojemach. Osnov. istor. geologii, Moskva — [17] Wenk W., 1949: Die Assoziation von Radiolarienhornsteine und ophiolitischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. Experantia 5, Basel.

VLASTIMIL KONEČNÝ—ANNA MIHALIKOVÁ

K PROBLÉMOM SUBAKVÁLNEHO VULKANIZMU V OBLASTI POHORIA JAVORIE

Orografický celok pohoria Javorie tvorí východný okraj stredoslovenskej neovulkanickej oblasti. Južne prechádza do rozsiahleho plateau Krupinskej vrchoviny, budovanej redeponovaným vulkanickým materiálom. Vrchné časti pohoria považujú starší autori za produkt explozívneho vulkanizmu, kombinovaného s efúziami andezitových prúdov. Kettner (1939) považuje pohorie Javorie za stratovulkán; na južných svahoch rozlišuje: a) andezitové prúdy pyroxenických andezitov (bázickejší typ), ktoré budujú spodnejšie časti pohoria; b) andezitové prúdy pyroxenických andezitov s amfibolom, ktoré tvoria vrcholové časti pohoria.

Kuthan (1963) zahrňuje efuzívne a pyroklastické produkty vrchných častí pohoria do II. andezitovej fázy. Podrobným štúdiom vývoja základných hmôt rôznych častí telies andezitových prúdov na južných svahoch pohoria (zárez cesty Oremov Laz—Stará Huta) a ich chemizmom sa zaoberá A. Mihaliková (1958). K. Karolus (1961) podľa chemizmu priraďuje uvedený typ andezitu k bazaltoidným andezitom úvodnej fázy finálneho vulkanizmu. E. Karolusová (1965) na základe úlomkov s hnedým sklom v základnej hmote v súvrstviach piesčitých tufitov JV periférie stredoslovenských neovulkanitov a korelácie s prúdmi bázickejších pyroxenických andezitov (zárez hradskej Oremov Laz—Stará Huta) na južných svahoch pohoria Javorie ich považuje za produkt stratovulkánu Javoria. Vlastný mechanizmus vzniku pyroklastických produktov južnej periférie neovulkanitov spojuje s erupciou typu Katmai pádom zo žeravého mračna do vodného prostredia.

Novým výskumom na južných svahoch pohoria (zárez hradskej Oremov Laz—Stará Huta) sa zistil mocný komplex, v ktorom sa striedajú lávové prúdy a polohy hyaloklastitov. Komplex sa považuje za produkt neexplozívneho vulkanizmu v subakválnom prostredí v zmysle Rittmana (1960). Hyaloklastity ako produkty

dezintegrácie láv bazaltoidných andezitov pri efúzii do vodného prostredia sú distribuované v nadloží lávových prúdov. Boli vlečené a uzatvárané lávovými prúdmi, pričom drobné dajky prenikali do nesúdržného hyaloklastického materiálu v zhode s mechanizmom, o ktorom sa zmieňuje Rittman (1960), Cucuzza Silvestri (1963).

Úlomky hnedého skla v heterogénnej hyaloklastitovej mase sú palagonitizované; palagonitové lemy sú na okrajoch a vo vnútri vesikulárnych dutiniek. Palagonitizáciu doprevádzal vznik sekundárnych minerálov (chloritu, ojedinele kalcitu).

Okrem nestratifikovaných hyaloklastitov bezprostredne v nadloží lávových prúdov a spojených s nimi postupným prechodom sú prítomné aj polohy hrubostratifikovaných resedimentovaných hyaloklastitov. Ide o rad typov, ktoré možno pararelizovať s navrhovanou genetickou klasifikáciou Cucuzza Silvestri (1963).

Vzhľadom na to, že horniny tohto typu a genéza procesov vedúcich k ich produkcii nebola doposiaľ z oblasti slovenských neovulkanitov známa, načrtneme v krátkosti genézu týchto hornín a jej interpretáciu.

S. Waltershausen (1846) zisťuje novú substanciu v tufovej hmote vulkanických hornín od Acicastella (Sicilia). Spolu s Bunsenom (1846) študujú horniny podobného typu na Islande. U formácie Moberg, známej aj ako *palagonite formation*, nachádzajú značnú litologickú zhodu s tufom od Acicastella. Novo rozlišenú substanciu Waltershausen nazýva *palagonitom* (podľa klasickej lokality z Val di nota, Palagonia — Sicília) v predpoklade, že ide o samostatný, doposiaľ neznámy minerál a uvádza jeho konštanty. Z Bunsenových chemických analýz (1850) však vyplýva, že palagonit má zhodné zloženie s bazaltovou magmou (až na premenlivé množstvo vody). Aj Rosenbuschove analýzy (1908) odpovedajú zloženiu bazaltového skla spolu s produktami jeho premien.

Peacock, ktorý študoval pomery na Islande (Palagonite Formation), uvádza (1926a, 1926b, 1926c), že palagonitové tufy vznikli palagonitizáciou bazaltových skiel. Palagonit považuje za produkt hydratácie bazaltového skla, nestabilný, a preto rekryštalizujúci v rad sekundárnych minerálov (chlorit, kalcit, zeolit).

Na vlastný proces vzniku palagonitových tufov vládli často úplne protichodné názory. Platania (1902, 1903, 1938) predpokladá ich submarínny pôvod; Gemmelaro (1829, 1833, 1865) ich naproti tomu považoval za produkty explozívnych výbuchov niektorých vulkánov.

Na totožnosť fragmentov budujúcich *palagonite formation* so sklovitými kôrami *pillow* poukázal Ponte (1908, 1910, 1916). Na základe štúdia tej istej formácie Kjartanson (1943) dochádza k záveru, že vznik palagonitových tufov bol podmienený extrúziou bazaltovej magmy do vodných bazénov pod ľadovcami.

Ako palagonitový tuf sa na Islande označovali všetky klastické formácie, vzniklé fragmentáciou bazaltových láv, i sedimenty ľadovcových morén, produkty soliflukcie, vulkanické strusky, tufy, ba aj eluviálne uloženiny.

Peacock & Fuller (1928) pri štúdiu bazaltového komplexu Columbia River, považujú palagonity za dôsledok prudkého ochladenia bazaltových prúdov vnikajúcich do jazier. Pri rapídnom ochladení došlo k fragmentácii a hydratácia žeravého bazaltového skla podmienila vznik palagonitu. Podobný pôvod palagonitových tufov predpokladá aj Mackin (1961), Walters (1960), Snavely—Wagner (1962). Rittman (1960) ich považuje za produkty neexplozívnych procesov, ktoré prebiehajú pri fragmentácii submarinných lávových bazaltových prúdov na styku s morskou vodou, a zavádza nové označenie — hyaloklastit.

Vlastný proces vzniku hyaloklastitov sa v súčasnej dobe chápe nasledovne: Pri podmorských erupciách magmy bazaltového zloženia, ktoré majú prevažne charakter puklinových erupcií, nastáva pri styku s morskou vodou prudké ochladenie, vyvolávajúce rapídnu dezintegráciu lávy na pevné fragmenty. Produkty dezintegrácie (hyaloklastitový materiál) sa akumulujú v blízkosti prívodných trhlín nad vytekajúcou lávou, ktorá sa ďalej triešti a drví vlastným pohybom. Vodný stĺp zabraňuje speneniu magmy a redukuje tak jej explozivitu na minimum. Eruptovaná magma chránená vrstvou hyaloklastitového materiálu od bezprostredného styku s morskou vodou sa pohybuje po morskom dne v podobe rozsiahlych kontinuitných prúdov (Rittman 1960; Cucuzza Silvestri 1963). Unášaná kôra hyaloklastitov v dôsledku nepravidelného pohybu lávového prúdu je ďalej drobená a vznikajú trhliny, prenikané *lávovými dajkami* (*lava dikes;* Cucuzza Silvestri 1963; Carmello Sturialle 1963 a ďalší). Z čela a bokov prúdu sa odvaľujú *sferoidálne formy* (*pillow;* Rittman 1960) a v ďalšom procese premiestňovania hyaloklastitov sú drvené a zmiešované s ostatným hyaloklastitovým materiálom.

Subparalelné usmernenie v hyaloklastitoch je podmienené nepretržitým prúdom lávy v ich podloží. Morské prúdy vznikajúce v dôsledku silného tepelného spádu (hlavne pri okrajoch lávových prúdov), spôsobujú ďalšiu redepozíciu a triedenie hyaloklastitového materiálu (Cucuzza Silvestri 1963).

Hyaloklastitová masa nasiaknutá vodou v spodnej časti pri kontakte so žeravým lávovým prúdom podlieha účinkom uvoľnených hydrotermálnych roztokov hydrotermálnym premenám (hydratácia, oxydácia a v poslednom štádiu vznikajú karbonáty, chlority a zeolity). Hydratáciou bazaltového skla (sideromelanu) vzniká pri intenzívnej absorpcii vody (až 30 %) palagonit. Hydratácia je doprevádzaná oxydáciou Fe, Mn; oxydy sú uvoľnené jednak v koloidálnej forme alebo v pravých roztokoch a vyzrážajú sa z palagonitu. Nestabilný palagonit kryštalizuje pri strate vody na chlority, zeolity a karbonáty (Peacock 1926b, 1926c).

Genetický vzťah palagonitu a sekundárnych minerálov (kalcit, chlorit, zeolit, Mn minerály) je určovaný pH a Eh podmienkami. Vznik tejto asociácie je podmienený vyššou alkalitou prostredia (pH viacej ako 9; Nayudu 1964).

Na južných svahoch pohoria Javorie bol v podloží prúdov pyroxenických andezitov II. andezitovej fázy, budujúcich vrcholové časti (kóty 1043,3; 922,3; 933,4), rozlišený mohutný komplex hyaloklastitov, často sa striedajúcich s lávovými prúdami. Komplex je na niekoľkých miestach dobre odkrytý zárezom hradskej St. Huta—Lešť. Pre detailné štúdium bol zvolený úsek cesty cca 6 km JZ od St. Huty (pri horárni Blýskavica). Zárez cesty odkrýva v dĺžke 130 m a výške steny 14 m (stredná časť) striedanie lávových prúdov a polôh hyaloklastitov niekoľkých litologických variet (viď profil 1).

Najnižší odkrytý člen (v pásme A) tvoria *hyaloklastity nevytriedené,* vcelku s chaotickou orientáciou klastického materiálu. Fragmenty značne variabilných rozmerov (prevláda frakcia 5—10 cm) predstavujú hlavnú masu hyaloklastitov; sú subangulárne, zriedka angulárne, s napenenou textúrou. Drobné úlomky (pod 2 cm) sú ostrohranné, často so sklovitým povrchom. Cementujúca hmota pestrých farebných odtieňov (žltá, zelená, hnedá) je detritickej povahy, s rozlíšiteľnými drobnými úlomkami fragmentov a veľkými kryštaloklastami augitu (až 1 cm). Bezprostredne pod bázou prúdu (B_1) je postupný prechod do materiálu usporiadaného v subparalelných polohách s konštantným úklonom 23—25° k JZ (zhodným s úklonom bázy prúdu). Tmel

v podloží prúdu nadobúda červenkastý odtieň, ktorý slabne so vzdialenosťou od bázy prúdu. V úzkom pásme jasne stratifikovaného materiálu je niekoľko pillow s odlučnosťou pozdĺž nepravidelných (zhruba radiálne, podradne koncentricky usporiadaných) trhlín. Úlomky sa pri okrajoch rozptyľujú do hyaloklastitovej masy (viď tab. XI, obr. 1).

Mikroskopicky majú hyaloklastity pásma A (vzorka č. H 11c) lito-kryštaloklastickú štruktúru s vitroklastickým tmelom. Fragmenty majú spravidla ostré, konkávne zakrivené kontúry, zálivovite prerušované; sú rôzne veľké.

Podľa vývoja základnej hmoty rozlišujeme nasledujúce typy:

1. *fragmenty s hyalitickým vývojom základnej hmoty,* tvorenej sklom, v nepatrnej miere mikrolitmi plagioklasov, zrniečok olivínu, augitu a magnetitu;
2. *fragmenty s mikroliticko-skrytokryštalickým vývojom základnej hmoty.* Okrem sporadických mikrolitov plagioklasu sú v sklovitej základnej hmote rozptýlené aj skrytokryštalické kryštalizačné centrá (zárodky);
3. *fragmenty so sideronitovým vývojom základnej hmoty.* Sklovitá základná hmota je od uvoľnených oxydov Fe sfarbená do tmavohneda až je nepriehľadná (rudný pigment). Porfyrické výrastlice tvorí andezín (Ab_{54-45} An_{46-55}) olivín, augit a titanoaugit.

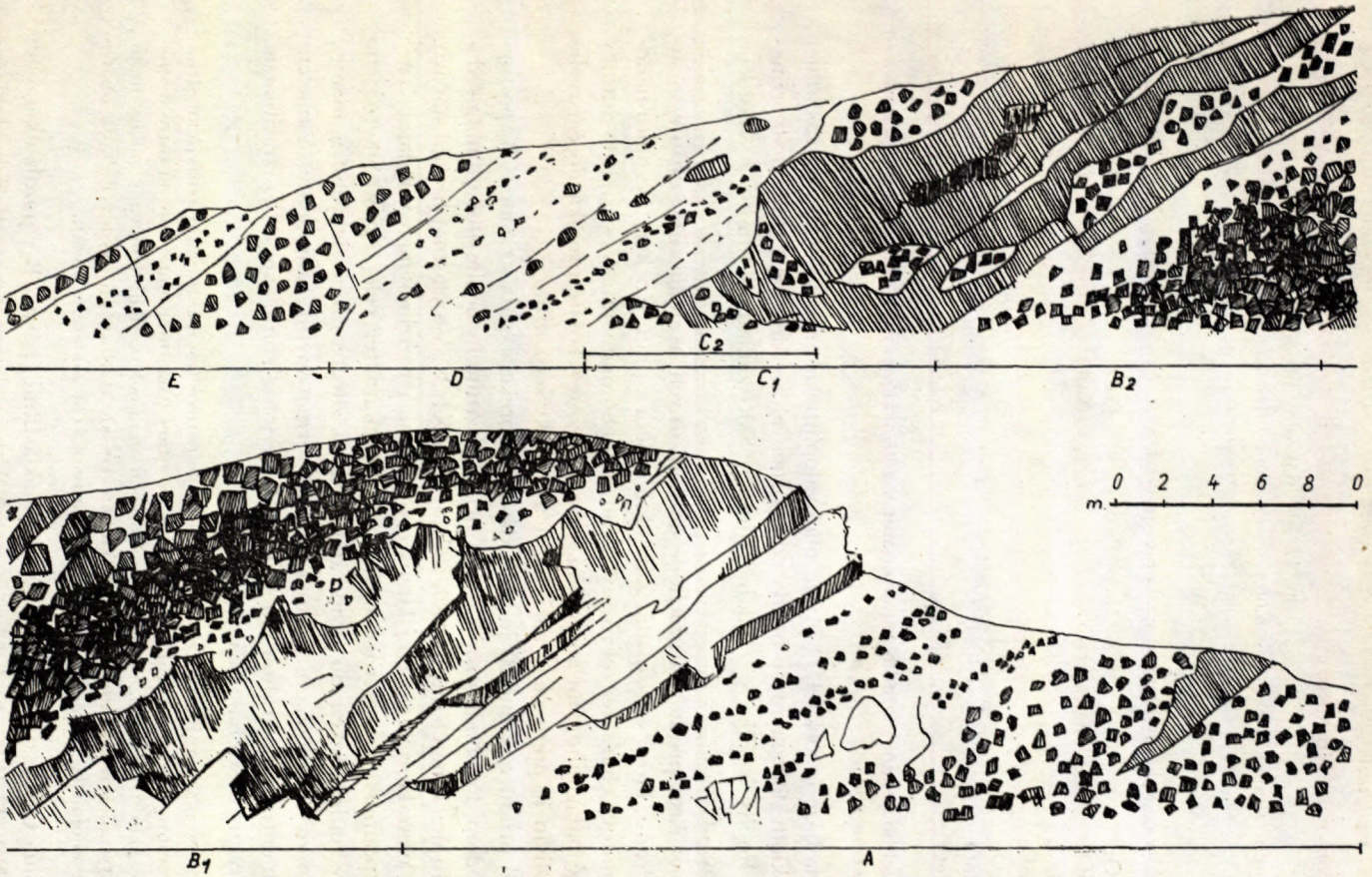
Tmeliacou hmotou medzi fragmentmi sú úlomky bázického skla s ostrými zakrivenými kontúrami. Sklo gaštanovo-hnedej farby preniká sieť najčastejšie radiálne orientovaných trhlín. Od okrajov a vo vnútorných okrajoch vesikul sú lemy bezfarebného až olivovozeleného palagonitu s reliktami koloidálnych štruktúr (trhliny, ktoré vznikli v dôsledku vysýchania koloidov). Rekryštalizované časti palagonitov nadobúdajú sferolitické textúry s prejavmi dvojlomu (fibropalagonit). Vesikulárne dutinky sú voľné, zriedkavo vyplnené kalcitom. V tmeliacej hmote sú prítomné aj kryštaloklasty augitu, olivínu a plagioklasu.

V podloží prúdu (vzorka H 12) je sklo základnej hmoty fragmentov intenzívne sfarbené do žltočervena až hneda od uvoľnených Fe oxydov. Olivín je úplne premenený v serpentín a idingsit.

Andezitový prúd (pásmo B_1) leží na hyaloklastitoch pásma (A) s uklonenou bázou 25° k SW. Priebeh laminačných plôch (325 NW/25 SW) je súhlasný s úklonom bázy prúdu. Podľa plôch 210—245 SW/75—90 SE, 110—135 SE/70 EN a zhruba subparalelných s priebehom laminácie je odlučnosť prizmatická. Styk bázy prúdu s podložnými hyaloklastitmi je vcelku rovný, lokálne je báza zbrekciovatená (v polohe cca 5—10 cm hrubej; tab. XI, obr. 2). Povrch prúdu je silne členitý, spojený neostrým rozhraním s hyaloklastitmi v nadloží (pásma B_2).

Hornina je šedočierna, s hrubozrnitou — faneritickou textúrou. Výrastlice pyroxénov sú až 1 cm veľké. Mikroskopicky má hornina porfyrickú štruktúru s pilotaxiticko-mikrodoleritickým vývojom základnej hmoty, tvorenej mikrolitmi plagioklasov, augitu, premeneného olivínu, zrniečkami magnetitu a bazickým sklom.

Ako porfyrické výrastlice vystupujú: augit $2V = +60°$, $n\gamma - n\alpha = 0{,}029$, $c/\gamma = 45°$, titanoaugit $2V = +48°$, $n\gamma - n\alpha = 0{,}021$, $c/\gamma = 52°$. Olivín má $2V = +83°$, $n\gamma - n\alpha = 0{,}033$. Zastúpenie forsteritovej zložky činí Mg_2SiO_4 80 %, fayalitovej Fe_2SiO_4 25 %. Je čiastočne premenený v idingsit. Živce sú zastúpené plagioklasom — andezínom Ab_{45} — An_{55}, $2V = +80°$ zdvojčatené prevažne podľa karlovarského zákona ($n\gamma - n\alpha = 0{,}08$).



A — hyaloklastity (hrubo zvrstvené), ojedinele pillows; B_1 — prúd bazaltoidného andezitu; B_2 — hyaloklastitová brekcia; C_1 — prúd bazaltoidného andezitu (v spodnej časti sa uzatvára hyaloklast. materiál); C_2 — hyaloklastitová brekcia; D — resedimentované hyaloklastity; E — hyaloklastity nezvrstvené.

Planimetrická analýza:

porfyrické výrastlice:		základná hmota:	
plagioklasy	— 43,30 %	mikrolity plagioklasov, pyro-	
pyroxény (augit, titanoaugit)	— 6,60	xénov, bázické sklo	— 44,70 %
olivín	— 1,20	magnetit	— 4,20
	51,10 %		48,90 %

Chemická analýza, (vyhotovil Šatura v laboratóriu GÚDŠ):

SiO_2	=	47,89 %	CaO	=	9,85 %
TiO_2	=	1,25 „	Na_2O	=	2,35 „
Al_2O_3	=	20,06 „	K_2O	=	0,80 „
Fe_2O_3	=	7,88 „	P_2O_5	=	0,17 „
FeO	=	3,16 „	strata suš.	=	1,51 „
MnO	=	0,31 „	„ žih.	=	1,12 „
MgO	=	3,87 „	spolu		100,22 %

Podľa Niggliho hodnôt možno horninu zaradiť k *dioritickej magme,* a to *normálne dioriticko-gabrodioritickému typu.*

Andezit na báze (vzorka 4/1) prúdu má hyalopiliticko-mikrolitický vývoj základnej hmoty, so sklom sfarbeným do hneda od uvoľnených oxydov Fe^{+3}; limonit tvorí nepravidelné šmuhy a žilky v základnej hmote. Sklo základnej hmoty je čiastočne palagonitizované.

Vo vrchnej časti prúdu, na prechode do nadložných hyaloklastitov znižuje sa súdržnosť andezitu, ktorý sa rozpadá. Základná hmota s pilotaxitickým vývojom nadobúda sideronitový charakter od rozptýleného rudného pigmentu. Vesikulárne dutinky sú lemované palagonitovými aureolami, palagonit ostrovkovite preniká do čerstvého andezitu. Olivín je premenený na idingsit a šupinky serpentinu.

V nadloží prúdu v pásme B_2 je hyaloklastitová brekcia spätá s prúdom B_1 postupným prechodom. Prechodnú zónu (cca 1 m) tvorí zrnitá hyaloklastitová hmota šedomodrá, sledujúca silne členitý povrch prúdu (tab. XI/2). Vo vlastnej brekcii sú časti, ktoré majú charakter *napenenej lávy* s otvorenými a roztrhanými vesikulami. Táto skutočnosť podmieňuje heterogénny brekciovitý charakter celej masy. Smerom do nadložia prechádza brekcia do pásma angulárnych, zhruba izometrických fragmentov s ostrými lomovými plochami, často konkávne formovanými. Fragmenty sú tmelené šedomodrou detritickou zrnitou hmotou. Uloženie tohto komplexu je bez stratifikácie, orientácia fragmentov chaotická.

Mikroskopicky má hornina brekciovitú textúru, jednotlivé fragmenty majú porfyrickú štruktúru so sideronitovým vývojom základnej hmoty. Kontúry základnej hmoty nie sú ostré a splývajú. Bázické sklo (sideromelan) je na vnútorných okrajoch vesikul lemované palagonitom. Pri rýchlej kryštalizácii základnej hmoty sa vulkanické sklo sfarbuje od oxydov Fe^{+3} do tmavohneda až červenohneda. Tento rudný pigment zastiera celú základnú hmotu.

Prúd pásma C_1 sa stýka s podložnými hyaloklastitmi (pásma B_2) pozdĺž uklonenej bázy (305 NW/22 WS). Styk bázy je rovný. V bezprostrednom podloží hyaloklasti-

tová hmota nadobúda svetlošedé odtiene (v pásme cca 30 cm). Vrchná časť prúdu je silne členitá a predstavuje postupný prechod do hyaloklastitov v nadloží (pásma C_2). Hyaloklastity pásma C_2 sú prerážané drobnými lávovými dajkami o hrúbke 30 cm. Dajky sú rozpukané pozdĺž plôch kolmých na ich priebeh (tab. XII/4). Komplex C_1—C_2 je s nadložnými resedimentovanými hyaloklastitmi pásma D v tektonickom styku pozdĺž plochy posunu (210 S/70 SE), ktorá utína pokračovanie drobných dajok. V spodnej časti prúdu sú uzatvárané a vlečené izolované časti hyaloklastitov. Petrograficky je bazaltoidný andezitový prúd totožný s prúdom, opísaným v komplexe B_1. Na prechode do hyaloklastitov pásma C_2 (vz. č. H 15) makroskopicky hornina nadobúda granulárny charakter rozpadu. Mikroskopicky má štruktúru porfyrickú, miestami s brekciovitou textúrou. Fragmenty majú skrytokryštalický vývoj základnej hmoty a sú lemované palagonitom. V základnej hmote pozorujeme hojnejšie zastúpený sideromelan, preniknutý sieťou radiálne orientovaných trhlín. Petrografický rozbor dajok potvrdzuje ich petrografickú totožnosť s prúdom C_2 (vz. č. H 16, H 19).

V pásme D v nadloží prúdu je poloha resedimentovaných hyaloklastitov s výrazne stratifikovaným materiálom ukladaným v subparalelných pruhoch s generálnym úklonom 22—24° k SW. Pelitické polohy (2 cm hrubé, sledovateľné v dĺžke 5—6 m; často v celej odkrytej časti) sú gradačne zvrstvené so striedaním hrubodetritických a aleurit-pelitických polôh. Mikroskopicky má sediment obvykle štruktúru litokryštaloklastickú, psefopsamitickú, miestami aleuriticko-pelitickú (prúžky jemného sedimentu). Tmel má povahu vitroklastického detritu, tvoreného hlavne úlomkami hnedého skla (zriedka palagonitizovaného). Detritický materiál je dosť opracovaný, tvorený len vulkanickým materiálom. Valúny majú to isté petrografické zloženie.

Základná hmota u jednotlivých valúnov má rovnaké štruktúry ako v komplexe hyaloklastických prúdov (hyalitický, mikroliticko-skrytokryštalický a siderolitový).

Hyaloklastity uvedených pásem sa vyznačujú popri podobných petrografických črtách značnou litologickou variabilnosťou, spôsobenou jednak mechanizmom ich vzniku a nasledujúcich procesov. Významným činiteľom pri redistribúcii hyaloklastitov a ich novej depozícii sú morské prúdy (Cucuzza Silvestri 1963).

Pri rešpektovaní uvedených hľadísk možno jednotlivým litologickým varietám prisúdiť *genetický význam*. Hyaloklastitová brekcia pásma B_2 (v nadloží prúdu B_1) a hyaloklastity pásma C_2 v podloží pásma C_1 sú späté postupným prechodom s členitým povrchom prúdu. U vrchných častí prúdu, ktoré nadobúdajú granulárny charakter rozpadu so zachovaním makrotexturálnych znakov prúdu, je sklovitá základná hmota palagonitizovaná. Palagonitové lemy ostrovkovite obkľučujú fragmenty (granuly) a vnikajú do čerstvých častí horniny.

Hyaloklastity v nadloží prúdu (C_1) sú prerážané drobnými lávovými dajkami, ktoré (na základe petrografického charakteru) sú spojované s prúdom (C_1). Uvedené skutočnosti možno uspokojivo vysvetliť podľa Rittmanovej interpretácie (1960) mechanizmu vzniku hyaloklastitov.

Hyaloklastitová brekcia v nadloží lávových prúdov a spätá s nimi postupným pre-

chodom (B_1, B_2) sa považuje za produkt dezintegrácie lávových prúdov v subakválnom prostredí. Brekcia bola ďalej distribuovaná pohybom lávových prúdov a prenikaná po trhlinách drobnými lávovými dajkami.

Hyaloklastity pásma D sa výrazne líšia od predchádzajúcich typov. Hyaloklastitový materiál je ukladaný v pruhoch subparalelného priebehu od jemného (pelit aleuritického) až do hrubšieho (psefopsamitického) materiálu, s polohami opracovaných fragmentov. Nevulkanický materiál sa nezistil. Zvrstvené hyaloklastity sa považujú za produkt redepozície transportným účinkom vodných prúdov.

Cucuzza Silvestri (1963) vyčleňuje celkom 5 skupín hyaloklastitov. Na základe uvedených litologických charakteristík môžeme niektoré naše pásma paralelizovať s navrhovanou klasifikáciou Cucuzza Silvestri (1963). Tak hyaloklastitovú brekciu pásma B_2 (v nadloží prúdu B_1) a v nadloží prúdu C_1 možno porovnať so skupinou 2 — hyaloklastitová brekcia. Resedimentované hyaloklastity pásma D s gradačným zvrstvením a textúrami sedimentovaných hornín odpovedajú skupine 4 — stratifikované hyaloklastity. Paralelizácia ostatných litologických variet nie je v rozmeroch študovaného odkryvu jednoznačná.

Otázka všeobecného úklonu lávových prúdov a hyaloklastitových polôh nie je v rámci študovaného územia doriešená. Pri geologickom mapovaní sa zistil rad zlomov, ktoré rozčleňujú územie na segmenty o rôznych poklesoch (zlom SZ—JV v smere osady Blýskavica). Domnievame sa na základe niektorých litologických textúr (pravidelný priebeh drobných pelitických vrstvičiek o rovnakej hrúbke, pri 22 až 24° úklone k SW, nedostatok krížového zvrstvenia) a zistených povulkanických tektonických porúch, že pozorovaný úklon nie je totožný s primárnym, ktorého problém bude riešený na základe širších geologických súvislostí a po zhodnotení celkového tektonického plánu územia.

Petrografické a genetické uzávery zo štúdia hyaloklastitového komplexu

Z petrografických rozborov vyplýva, že hyaloklastitový komplex je bohatý na úlomky bázického vulkanického skla (sideromelan), ktoré je zväčša palagonitizované. Tieto a ďalšie drobné fragmenty minerálov stmeľujú jednotlivé väčšie fragmenty, majúce „napenenú stavbu" s množstvom uzavretých a na okrajoch i otvorených vesikul. Sideromelan má gaštanovohnedú farbu (rovnobežné nikoly) a je prenikaný radiálne orientovanými trhlinkami. Od okrajov pozorovať hydratáciu bázického skla (sideromelanu) za vzniku palagonitových lemov (spôsobom, ktorý opisujú Peacock—Fuller 1928). Olivovozelený palagonit vytvára pri okraji sideromelanu aureoly s koloidnými a sferolitickými štruktúrami. Rekryštalizované časti palagonitov majú sferolitické štruktúry s prejavmi dvojlomu — *fibropalagonit.* V literatúre sa spomína aj štádium, keď pri strate vody dochádza k rekryštalizácii na chlorit, zeolity a karbonáty (Peacock 1926).

Vznik karbonátu bol pozorovaný v podradnom množstve; olivín sa premenil na

idingsit a chlorit. Na rapídne schladnutie bázickej lávy pri styku so subakválnym prostredím poukazuje nielen prítomnosť palagonitu, ale aj vývoj základnej hmoty jednotlivých fragmentov. Ako sme už spomenuli, rozlišujeme tri hlavné typy vývoja základných hmôt: 1. hyalitický: prevahu má bázické vulkanické sklo, podradnejšie sú prítomné mikrolity plagioklasov, zrniečka pyroxénov, olivínu a magnetitu; 2. u skrytokryštalického vývoja v dôsledku rýchlej kryštalizácie časť základnej hmoty utuhla v skrytokryštalické kryštalizačné centrá (zárodky); 3. sideronitový vývoj je podmienený oxydáciou Fe^{+3} pri účinku uvoľnených hydrotermálnych roztokov, keď dochádza k hydratácii a oxydácii. Základná hmota u sideronitového vývoja je tmavohnedá až nepriehľadná.

Pri porovnaní študovaného komplexu hyaloklastitov z oblasti Javoria s materiálom zo Sicílie od Acicastella potvrdila sa hore naznačená genéza vzniku hyaloklastitového komplexu. Rozdiely sú v petrografickom zložení horniny. Kým hyaloklastity z oblasti Javoria patria k bazaltoidným andezitom (podľa Niggliho klasifikácie k dioritovej magme, a to ku gabrodioritovému typu), hyaloklastity od Acicastella patria k bazaltom s analcimom. Rozdielnosť magmy a pravdepodobne aj prostredia (t. j. pH a Eh podmienok; ako upozorňuje Nayudu 1964) sa prejavuje v rozdielnej asociácii sekundárnych minerálov, zastúpených v našich horninách len podradne kalcitom, chloritom a premenou olivínu v idingsit. Otázka subakválneho prostredia nebola zatiaľ definitívne doriešená. Na charakter prostredia nie sú zatiaľ jednotné názory. Okrem Rittmana (1960) a Cucuzza Silvestri (1963), ktorí uvádzajú submarinné prostredie pre vznik hyaloklastitov, ďalší autori im pripisujú sublakustrinný pôvod (Denayer 1963). Palagonitové formácie na Islande sa považujú za produkt efúzií bázických magiem do subglaciálnych vodných bazénov (Kjartanson 1963).

Vulkanizmus v oblasti pohoria Javoria má charakter opakovaných efúzií bazaltoidných andezitov do vodného prostredia. Hyaloklastity, vznikajúce ako produkt dezintegrácie bázických láv pri styku s vodným prostredím boli pri pohybe prúdov ďalej distribuované. V ďalšom došlo často k ich redepozícii; táto skutočnosť podmienila ich značnú litologickú variabilnosť. Objasnenie povahy vodného bazénu a ďalšieho transportu hyaloklastitového materiálu do južných častí južnej periférie stredoslovenských neovulkanitov budú predmetom ďalšieho výskumu.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval prof. dr. M. Kuthan.

LITERATÚRA

[1] Bunsen R., 1851: Über die Processe der vulkanischen Gesteinbildung. Islands, Poggendorf Ann. d. Physik u. Chemie. — [2] Cucuzza Silvestri S., 1963: Proposal for a gluetic Classification of hyaloclastites Bull. volc., tome XXV. — [3] Denayer M. E., 1963: Les hyaloclastites de la rive nord du Lac Kivu (Congo). Bull. volc., tome XXV. —

[4] Gemmellaro C., 1829—1865: Sopra i vul. estinti del Val di Noto Mem I, II. e III. Atti Acad. Gioenia Sc. Nat Ser. I. — [5] Gemmellaro C., 1859—1860: La vulc. dell Etna-Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Ser. II, Catania. — [6] Karolus K., 1961: Referát na II. celoslovenskej geologickej konferencii. Rukopis; Archív GÚDŠ Bratislava. — [7] Karolusová E., 1965: Zdroj a genetické podmienky vzniku hrušovských tufov. Geol. práce, Zprávy 34, Bratislava. — [8] Kettner R., 1940: Poznámky o geológii krajiny medzi Pliešovci a Modrým Kameňom na Slovensku. Rozpr. II. tř. Čsl. akad. XLIX, Praha. — [9] Kjartsson G., 1943: Arhesinga Saga. Reykjavik. — [10] Kuthan M. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXXII, Zvolen, ÚÚG, red. Bratislava. — [11] Mackin J. Hoover 1961: A stratigraphic section in the Yakima basalt and the Ellensburgh Formation in south-central, Washington. Div. Mines and Geology, Rept. No. 19. — [12] Mihálíková A., 1958: Sledovanie vývoja základnej hmoty u niektorých neovulkanitov Slovenska. Geol. práce, Zošit 49. — [13] R. Nayndu, 1964: Palagonite tuffs (hyaloclastites) and the products of posteruptive processes. Bull. volc. XXVII. — [14] Peacock M. A., 1926: The vol.-glacial Palagonite Form. of Iceland Geol. Mag., London. — [15] Peacock M. A., 1926: The geol. of Videy Sw Iceland. A record of ign. act. in glacial t. Trans. Edinburgh. — [16] Platania, 1902—1903: Acicastello-Riserche geol. e vulc.-Mem. Class. Sc. Acc. Zelanti Ser. 3. Acireale. — [17] Ponte G., 1908: Su uno speciale tipo di basalte-Atti Acad. Gioenia Sc. Nat. Ser. V, Catania. — [18] Ponte G., 1910: I bas. glob. ed i tufi palagonitici in Val di Noto-Atti Acad. Gioenia Sc. Nat. Ser. V, Catania. — [19] Ponte G., 1916: La form. vul. sottomarina di Capo Passero — Atti Accad. Gioenia Sc. Nat., Ser. V, Catania. — [20] Rittman A., 1960: Vulkane und ihre Tätigkeit — F. Enke Verlag. Stuttgart. — [21] Rosenbusch H., 1896: Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine v. 2, 3d ed: Stuttgart, E. Schweizerbartsche Verlagshandlung. — [22] Sartorius von Waltershausen W., 1846: Über die submarinen vulkanischen Ausbrüche in der Tertiär-Formation des Val di Noto-Göttinger Studien 1845. Göttingen. — [23] Snavely, Parke D., Jr. and H. C. Wagner.: Tertiary Geologic History of Western Oregon and Washington. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v. 46. — [24] Sturiale C., 1963: Pillows and hyaloclast. on the Island of Ustica. Bull. Vol. XXV., Napoli. — [25] Walters A. C., 1960: Determining direction of flow in basalts. Am. Jouer. Sci., v. 258A. —

VLASTIMIL KONEČNÝ – ANNA MIHALIKOVÁ

ON THE PROBLEM OF SUBAQUACEOUS VOLCANISM IN THE JAVORIE MTS.

In the eastern part of the Central-Slovakian neovolcanic area, in the orographic unit of the Javorja Mts. built of volcanic rocks of Tertiary (Tortonian) volcanism, a vast complex of volcanic rocks determined as a product of subaquaceous volcanism, has been defined.

The top parts of the mountain-range were considered as relicts of a stratovolcano built of pyroclastic rocks of explosive volcanism and by effusions of lava flows, by the older authors.

On the basis of the latest investigations on southern slopes of the above mountain-range (elevation point 1064,2), a complex formed by manifold alternation of basaltoid andesite lava flows and hyaloclastite stratas, has been determined. It is considered as a product of non-explosive volcanism in the subaquaceous environment in Rittman's (1960) sense. Hyaloclastite material originating in the basaltoid andesite lavas effusion into the water basin, was further distributed in the overlier of the moving lava flows. Then further disruption and

resorption of the material in the lava flows, and penetration of minor lava dikes into cohesionless hyaloclastite material took place. Directly in the lava flow overlier the hyaloclastite material shows breccia-like character. In upper parts of hyaloclastite units, the hyaloclastite material has been resedimented and deposited in subparallel coarse-bedded stratas characterized by local graded bedding. Some of the lithological varieties have been parallelized with the suggested Cucuzzo Silvestri's (1963) classification.

Hyaloclastite material has been composed of fragments with remarkably variable size and vesicular porous structure. In some places there are pillows with desintegration along radial and roughly concentric fissures. The cementing mass is characterized by varied colouring (yellowgreen, brownyellow, grey), being detritic with minor fragments of basaltoandesites, fragments of pillows, fragments of crystalloclasts (augite). Hyaloclastite material is rich in minor fragments of sideromelane. Near margins and in the inside of vesicles the sideromelan is rimmed with aureolas of olive-green palagonite with colloidal and spherolitic textures. Recrystallized parts of palagonite rims show birefringence (fibropalagonite). From the association of secondary minerals, chlorite, here and there calcite, and iddingsite (metamorphosis of olivine) are present there. According to matrix development fragments 1. with hyalitic matrix development; 2. with microlitic-cryptocrystalline matrix development (with cryptocrystalline crystallization centres — germs), have been distinguished, as well as 3. fragments with the sideronite development of matrix coloured brown to brownblack by released Fe_3 oxydes. The matrix developments show besides palagonitization of sideromelane rapid cooling at the contact with water environment.

The rock of basaltoid andesite flows is greyblack, coarsegrained, phaneric. As to microscopy — it has porphyric texture with pilotaxitic-microdoleritic matrix development. The matrix consists of microlites of plagioclase, augite, olivine, magnetite grains and brown glass. Near the flow margins the matrix acquires hyalopillitic-microlitic, pilotaxitic and sideronite developments. Augite, titanaugite, olivine and andesine (Ab_{67}—AN_{33}; 2V 80) form phenocrysts. On the basis of chemical analyses the rock has been arranged to the diorite magma to the dioritic-gabbrodioritic type according to the Niggli's values.

The volcanism in the Javorja Mts. area in the above complex, shows the nature of basaltoid andesite lava repeated effusions into water environment. The hyaloclastite material arising at desintegration of lava flows on the contact of water environment represented protective crust on the surface of lava flows. This crust protected the lava flows from further desintegration. Hyaloclastite material in agreement with Rittman's (1960) mechanism was further carried on by the lava flow. There it was closed and resorped. Hyaloclastite strata were immediately after their arise redeposited and extensively transported into southern parts of the Central-Slovakian neovolcanites. The problem of water basin has not yet been solved with definitive validity.

VLASTIMIL KONEČNÝ

O MECHANIZME TRANSPORTU PYROKLASTICKÝCH HORNÍN V SUBAKVÁLNYCH PODMIENKACH

Jedným z procesov, podieľajúcich sa významne na redepozícii nesúdržných pyroklastických hornín na svahoch vulkanických komplexov, sú bahnité prúdy vulkanického materiálu *(volcanic mudflow* v širšom slova zmysle) známe tiež ako *lahary* Pri výskume južných okrajov Štiavnického pohoria, budovaných reliktami II. andezitovej fázy s črtami stratovulkanickej stavby (K u t h a n 1963) v príbrežných zónach tortónskeho mora sa zistili niektoré špecifické znaky distribúcie pyroklastických hornín v subakválnom prostredí.

V S—J profile (obr. 1) v smere údolia riečky Štiavnice na priľahlých svahoch k. 407,9 Žarnosek, k. 425,3 Havran — obec Hontianske Nemce, k. 255,3 a v paralelnom smere údolia riečky Krupinice na svahoch Pirovského vrchu (k. 305,7) a Pajty (k. 331,4) našli sa početné vulkanoklastické telesá (budované z materiálu pyroklastickej povahy) o priemernej hrúbke 15—25 m a max. dĺžke 8,5 km. Styk bázy s podložnými tufitickými a tufovými sedimentmi je ostrý, lokálne došlo k erodovaniu podkladu. Depozícia vulkanického materiálu je chaotická, bez zreteľnej stratifikácie. Tieto telesá sa považujú za produkt mohutných bahnitých prúdov vulkanického materiálu, mobilizovaného na svahoch vulkanických komplexov spôsobom, ktorý uvádza C u r t i s (1955), A n d e r s o n (1933) a B e m m e l e n (1949).

Vzhľadom na diskusiu o genéze týchto prúdov, uvádzam v krátkosti prehľad názorov na pôvod prúdov tohto typu.

Bahnité prúdy vulkanického materiálu, ktoré vznikajú na svahoch vulkanických kónusov a distribujú nespevnený sopečný materiál na značné vzdialenosti, sa označujú ako *lahary* (označenie pochádza z Indonézie).

Podľa G. H. C u r t i s a (1955 p. 458) je to: ... „vulkanická brekcia s tufovou základnou hmotou, ktorá vznikla ako jednoduchá jednotka mobilizovaná vodou a gravitáciou ako motivujúcou silou". Význačným rysom laharu je angulárnosť fragmentov a nedostatok vytriedenosti materiálu a zvrstvenia. Tieto skutočnosti sa zdôvodňujú jednotným pohybom celej masy o vysokej špecifickej váhe (A n d e r s o n 1933; B l a c k w e l d e r 1928).

K vlastnému mechanizmu pohyblivosti laharových prúdov Curtis (1955) poznamenáva: „Každý fragment podobne ako elementy „valivých ložísk" znižuje trenie a napomáha mobilizácii celej masy. Bahnitá hmota (mud), ktorá predstavuje mazadlo, redukuje podstatne abraziu fragmentov (aj keď nie úplne); preto bývajú fragmenty aj nepatrne zaoblené pri značnej dĺžke transportu".

Z genetického hľadiska bolo rozlíšených niekoľko typov bahnitých prúdov (mudflow). Bemmelen (1949) (v striktnom slova zmysle nevulkanického pôvodu, t. j. vznikajúce bez vlastného zásahu vulkanickej aktivity) rozlišuje tzv. *normálne lahary (cold mudflow* — studené bahnité prúdy), ktoré vznikajú na svahoch kónusov vodou nasiaknutých nekonsolidovaných pyroklastických vyvrženín pri výdatných tropických dažďoch. V oblasti vulkanického areálu Východoindického súostrovia sa označujú aj ako *rain lahar.*

Na rozhodujúcu úlohu *tropických dažďov* pri vzniku laharov poukazuje Williams (1941). Dažďové zrážky potrebné pre vznik mohutných sklzov (sliding) nekonsolidovaného materiálu môžu mať pôvod tiež v kondenzácii vodných pár pri vulkanických erupciách. Typ *rain lahar* študoval Schmidt (1933) a stanovil typický profil vulkanických kónusov tropických pásiem, ktorých svahy sú budované kombináciou voľných sopečných vyvrženín, laharov a riečnych sedimentov.

Významným činiteľom je aj *zemetrasenie vulkanického pôvodu* (Benkulen 1933; Bemmelen 1949). Lahary podmienené spoločným účinkom dažďových zrážok a zemetrasenia označuje Bemmelen (1949) ako *secondary rain lahars.* Lahary vulkanického pôvodu (v striktnom slova zmysle *hot mudflows) podľa* Bemmelena vznikli náhlym vyprázdnením kráterových jazier. Escher (1931, 1937) rozlišuje dva typy: a) *hot lahar,* ktoré vznikajú v dôsledku dvíhania komulodómov v kráterových jazerách, b) *lahar de rupture* pri náhlom vyprázdnení kráterových jazier, pri kolapsovaní, alebo prelomení kráterových stien iným spôsobom.

Zvláštnu skupinu predstavujú lahary, vznikajúce účinkom vody pri roztopení snehu a ľadu pri vulkanických erupciách. Známe sú z Islandu a z erupcie Cotopaxi (Ecuador) (Geike 1903; Wolf 1914).

Po oboch stranách údolia riečky Štiavnice a pararelného údolia riečky Krupinice v úseku dlhom cca 10 km (od obce H. Nemce — Dol. Rykynčice) sme zistili vulkanogénne telesá, budované hlavne pyroklastickým materiálom. V podloží týchto telies je komplex krížovo zvrstvených tufitických sedimentov v najnižších častiach údolia v záreze hradskej (Medovarce—H. Rykynčice). Ide o strednozrnné až hrubozrnné piesčité tufitické sedimenty s výrazným krížovým zvrstvením a s prevládajúcim úklonom 290—320 NW/2-8 WS. Rytmické striedanie hrubozrnného a jemnozrnného materiálu prerušujú dosť často polohy štrkovo-zlepencového andezitového materiálu. Lokálne sú v tufitických pieskoch erozívne výmoly zaplňované drobným zlepencovým materiálom (tab. XIII, foto 1). V nižších polohách (bližšie k obci H. Rykynčice) sú v záreze cesty dve polohy (0,7 a 1,5 m) pelitického kalového sedimentu s nezreteľne zachovanými časťami schránok, odtlačkov jadier morskej fauny, listov a drevitých častí.

Faunu (priaznivejšie zachovaná vo vrtnom jadre vrtu Gk-3, hĺbka 62—83 m) tortónskeho veku reprezentujú rody *Arca, Pectunculus, Turritella,* veľké formy *pekténov* a *chlamysov.* Fauna poukazuje na morské slané prostredie sublitorálneho pásma (Ondrejíčková 1966). Petrografickým rozborom boli rozlíšené fragmenty: 1. s mikroliticko-pilotaxitickou základnou

hmotou (výrastlice: augit, plagioklas); 2. s vitrofýricko-mikrolitickou základnou hmotou (výrastlice: plagioklas, zelený amfibol); 3. mikroliticko-hyalinnou základnou hmotou (výrastlice: opacitizovaný hnedý amfibol); 4. so sideronitovou základnou hmotou (výrastlice opacitizované); 5. s mikrodoleritickou základnou hmotou s hnedým sklom (výrastlice: augit, hyperstén, plagioklas); 6. s mikrodoleritickou základnou hmotou (výrastlice: hyperstén, augit, olivín, plagioklas); 7. s hyalopiliticko-mikrolitickou základnou hmotou (výrastlice: plagioklas-diopsid, hyperstén). Z nevulkanických hornín sú prítomné úlomky kryštalických bridlíc a kremencov. Fragmenty sú všeobecne zaoblené až dokonale zaoblené s limonitovými obrubami na okrajoch. Tmel je kontaktný až povlakový, limonitový, s hrudkami glaukonitu. Tufitický komplex predstavuje rozsiahle redeponovaný a resedimentovaný vulkanický materiál.

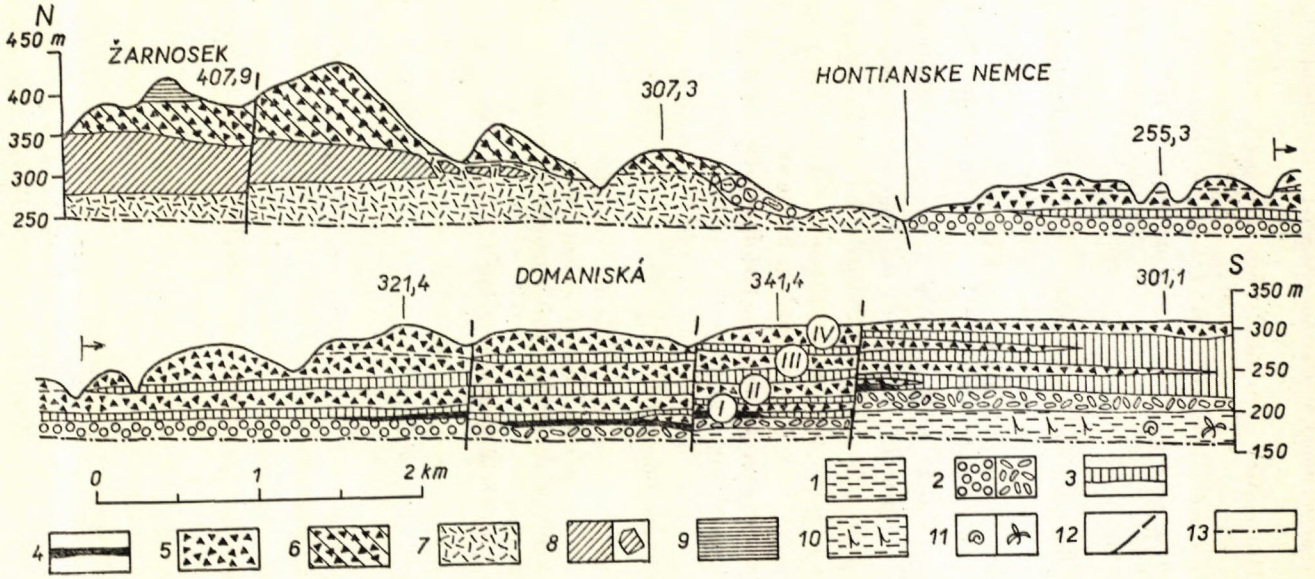
V nadloží tufitických sedimentov je hrubozlepencový horizont, ktorý smerom k okraju sedimentačného priestoru prechádza do typického hrubobalvanovitého hrubozlepencového sedimentu litorálu. Klasické odkryvy sú v zárezе trate Hon. Nemce—Domaniky a v zárezе hradskej pri Domanikách (tab. XIII, foto 2). Pri Hontianskych Nemcoch (na svahu k. 306,9 Pri kríži) akumulácia mohutných opracovaných balvanov a blokov (o priemere až 6,5 m) má charakter príbojového pásma. Výplň medzi balvanmi tvorí zílovatená tufitická bahnitá hmota s limonitovými škvrnami. Hrubobalvanovitá poloha v tejto oblasti prechádza do nadložných okrajových častí aglomeratických pyroklastík (typu augit-hyperstenický a diopsid-hyperstenický andezit) v subakválnom vývoji. Južne (t. j. do hlbších častí sedimentačného priestoru) je pri ubúdaní mocnosti prechod do polôh s drobným štrkovo-valúnovým andezitovým materiálom. Na miestach styku s podložnými tufitickými sedimentmi sú často erozívne zárezy vyplňované zlepencami.

Petrografickou analýzou sa zistili fragmenty; a) augit-hyperstenický andezit s hyalopilitickým vývojom základnej hmoty; b) diopsid-hyperstenický andezit s hyalopiliticko-mikrolitickým vývojom základnej hmoty; c) augit-hyperstenický andezit s resorbovaným hnedým amfibolom a mikrodolerickým vývojom základnej hmoty; d) hyperstenický andezit s vitrofýricko-hyalinným vývojom základnej hmoty (sporadické výrastlice augitu).

Hrubozlepencový horizont sa formoval v období deštrukcie vulkanogénnych telies (pyroxenického andezitu) redepozíciou ich materiálu v pribrežných zónach mora.

Smerom hore nasleduje poloha tufitického sedimentu, ktorého hrúbka sa k okrajom sedimentačného priestoru zmenšuje až úplne vykliňuje. Tufitická piesčitá poloha podmienila vznik rozsiahleho plochého a zarovnaného reliéfu, ktorý tvoril priamy podklad pohybujúcich sa bahnitých prúdov pyroklastického materiálu (prúd I, II). Lokálne sa vo vrchných častiach tufitického sedimentu vyskytujú reliktné polohy pemzových tufov až tufitov (svah Benciná co 305,7) hlavne (svah co 306,9) pri Hont. Nemcoch. Fragmenty sú často až cez 3 cm veľké; tmel je pelitickej povahy s rozlíšiteľnými kryštálmi amfibolu a pyroxénov.

Mikroskopicky je štruktúra lito-vitroklastická, psamit-aleuritická, pemzové fragmenty sú tmelené jemným detritom pelit-aleuritickej povahy. Podľa vývoja základnej hmoty rozlišujeme: 1. fragmenty s perlitickým vývojom základnej hmoty; 2. fragmenty s hyalinným vývojom



Obr. 1. Geologický profil juž. častí Štiavnického pohoria v úseku litorálneho pásma tortónskeho mora. 1 — tufitické piesčité križovo zvrstvené sedimenty s redeponovaným materiálom kryštalických bridlíc a mezozoika; 2 — hrubobalvanovité a hrubozlepencové sedimenty litorálneho pásma; 3 — hrubopiesčité litoidné tufy a tufity; 4 — pemzové tufy amfibol-hyperst. andezitu; 5 — subakválne bahnité prúdy I—IV (subaqueous mudflows) s vulkanickým materiálom amfibol-hyperst. andezitu; 6 — aglomeratické pyroklastiká diopsid-hyperst. a hypestenického andezitu v subakválnom vývine; 7 — aglomeratické pyroklastiká amf.-hyperstenického andezitu; 8 — andezitový prúd diops.-hyperstenického andezitu; 9 — andezitový prúd amf.-hyperstenického andezitu; 10 — krížové zvrstvenie; 11 — morská fauna, flóra (úlomky vetiev, odtlačky listov); 12 — tektonické línie; 13 — spodná hranica.

základnej hmoty s výraznou fluidalitou. Porfyrické výrastlice tvorí andezín, zelený amfibol a hyperstén; tmel je tvorený detritom z úlomkov vulkanického skla, pemz, kryštaloklastov zeleného amfibolu a hypersténu. V nepodstatnej miere sú prítomné úlomky kryštalických bridlíc (chloriticko-sericitických fylitov a svorov) a pelitických sedimentov, tvorených vytriedenými zrnkami kremeňa a minerálov kryštalických bridlíc. Ojedinele bývajú úlomky kryštalických bridlíc obklopené a uzatvárané v pemzových fragmentoch.

Sedimentácia pemzových tufov je produktom explozívnej aktivity vulkanizmu pyroxenického andezitu (typ amfibol-hyperstenický andezit).

Prúd č. 1 v nadloží tvorí teleso s ostrým stykom bázy s podložným tufitickým sedimentom (tab. XIV/3), až 8—10 m hrubé (svah Pajty co 341,4) a 1,8 km dlhé; nejde tu o najväčšie rozšírenie telesa, ktoré do S—J profilu zasahuje len časťou. Teleso prúdu tvoria fragmenty andezitu, hlavne pyroklastickej povahy (podradne sú zastúpené valúny nevulkanických hornín) a tufitický tmel (cca 60—65 % celkového objemu), s drobnými ostrohrannými úlomkami andezitových fragmentov.

Fragmenty (8—10 cm, zriedkavo i väčšie) sú subangulárne až angulárne, ich depozícia je chaotická, bez náznakov zvrstvenia. Prevažujú fragmenty typu hyperstén-amfibolického andezitu (65,20 %), podradne ostatné typy pyroxenických andezitov (21,49 %), známych v podložnom tufitickom a hrubozlepencovom horizonte, a sporadicky valúny kryštalických bridlíc veporských paleozoických hornín a mezozoika (13,23 %). Tufitický tmel tvorí hlavne pelit-aleuritická frakcia, s drobnými, prevažne angulárnymi úlomkami andezitových hornín a podradne s valúnmi nevulkanických hornín; je výrazne polymiktného charakteru. Nápadná je prítomnosť úlomkov driev a častí flóry.

Štruktúra tmelu je litokryštaloklastická, psefo-psamitická, s aleurit-pelitickým tmelom detritickej povahy. Hlavný obsah tvoria fragmenty hyperstén-amfibolického andezitu s hyalopilitickо-mikrolitickým vývojom základnej hmoty a výrastlicami andezínu, zeleného amfibolu a hypersténu (sporadicky augit).

Podľa vývoja základnej hmoty rozlišujeme variety: 1. s pilotaxiticko-mikrolitickou základnou hmotou; 2. s mikrolitickou základnou hmotou; 3. vitrofýricko-hyalinnou a 4. s perlitickou základnou hmotou. Percentuálne zastúpenie svetlých a tmavých výrastlíc značne kolíše. Podradne sú zastúpené fragmenty typu augit-hyperstenický andezit, augit-hyperstenický andezit ± hnedý resorbovaný amfibol a úlomky kryštalických bridlíc. Tmel tvoria úlomky skla, fragmenty (nad 0,2 mm) kryštaloklastov, (pod 0,2 mm) amfibolu, hypersténu, plagioklasov.

Prúd č. 2 v nadloží predstavuje najdlhšie teleso (8,5 km; v úseku Hon. Nemce—Dol. Rykynčice). Priemerná hrúbka tohto telesa je 20 m (v stredných častiach 25—30 m), oblasti vyklinenia 5—8 m. V severnej časti územia (J od Hon. Nemiec) leží na hrubozlepencovom litorálnom sedimente, južne báza prúdu prechádza do nadložnej polohy tufitického sedimentu. Na odkrytom styku s podložným tufitickým sedimentom je zreteľné erodovanie podkladu pri pohybe prúdu (svah k. 341,4 Pajty). Distribúcia fragmentov v tufitickom tmele je náhodilá, bez prednostnej orientácie a bez zvrstvenia.

Hlavný obsah predstavujú fragmenty hyperstén-amfibolického andezitu (75,81 %) a iných typov pyroxenického andezitu (19,45 %), valúny nevulkanických hornín (4,74 %). Fragmenty na hranách otĺkané, zriedka angulárne, sú vo frakcii prevažne 5—15 cm (u menších pod 5 cm je angularita výraznejšia). Tufitický tmel je detritickej povahy; ojedinele sú v ňom úlomky driev.

Petrografickým rozborom okrem fragmentov podobných ako u prúdu I, sú rozlíšené: 1. fragmenty s doleritickým vývojom základnej hmoty, s hnedým sklom a výrastlicami plagioklasov, hypersténu a zeleného amfibolu; 2. fragmenty so sideronitovým vývojom základnej hmoty od uvoľnených Fe^{+3} oxydov. Po uložení vrchné časti prúdu podľahli deštrukcii a redepozícii materiálu, ktorý zaplňoval depresie erozívneho pôvodu na jeho povrchu (co 341,4 Pajty).

V nadloží prúdu sa uložili tufitické vrstvy (15—10 m) s rytmickým striedaním tufitických piesčitých polôh s polohami zlepencov a dokonale opracovaných balvanov andezitu. Na zarovnanom reliéfe leží prúd č. 3, sledovaný cca 2,5 km J od Hon. Nemiec až po južné ukončenie na svahu Pirovský vrch (k. 306,2) v celkovej dĺžke 5,7 km a priemernej hrúbke 20—25 m. Báza prúdu má miestami ostrý styk s podložným tufitickým sedimentom s výrazným limonitizovaným pruhom na stykovej ploche; v iných častiach je prechod neostrý v dôsledku zvírenia jemného podložného tufitického sedimentu (svah Domaniská, kóta 304,3). Tufová hmota, často pestrých farebných odtieňov (zelená, šedá, červenkastá), je spevnená hlavne v bazálnych častiach v kompaktnú masu. Fragmenty vcelku malých rozmerov (priem. veľ. 8—10 cm) koncentrované hlavne vo vyšších častiach telesa sú chaoticky uložené.

Fragmenty amfibol-hyperstenického andezitu tvoria až 96,88 %, fragmenty iných typov andezitového materiálu 2,08 %, valúny nevulkanických hornín 1,04 %. Mikroskopicky sú rozlíšené fragmenty hyperstén-amfibolického andezitu, hypersténického andezitu s mikrolitickým vývojom základnej hmoty a resorbovaným amfibolom. Kontúry fragmentov sú voči detritickému tmelu vitrokryštálovej povahy neostré.

Najvyšším členom profilu je prúd č. 4, rozšírený od k. 321,4 až do oblasti Dol. Rykynčic v dĺžke 5 km. Terajšiu hrúbku telesa nemožno považovať za úplnú; vrchná časť prúdu a jeho nadložie je odstránené deštrukciou. Prúd tvorí vrcholovú časť plochého plateau a je odkrytý v súvislých pásmach na svahu Pirovského vrchu (kóta 306,2). Styk bázy prúdu s podložným tufitickým sedimentom býva ostrý a svedčí o erodovaní podkladu v priebehu jeho transportu. Analogicky je prúd tvorený nestratifikovaným vulkanickým materiálom.

Fragmenty (15—20 cm) sú na hranách otĺkané, menej angulárne. Ojedinele sa v chaotickom materiáli nájdu mohutné bloky andezitu o rozmeroch 1,7 m, 1,2 m (svah k. 304,3 Domaniska). Orientácia blokov je náhodilá, u najmohutnejších je zreteľná tendencia uloženia v smere ich dlhšej osi.

V južných častiach telesa (pod k. 301,1) pri H. Rykynčiciach sú ojedinelé bloky andezitu až 1,9 m × 1,1 m, 1m × 0,5 m veľké. V tufovom piesčitom tmele s valúnikmi s drobnými angulárnymi úlomkami andezitových fragmentov sú úlomky driev a nezreteľne zachované odtlačky listov. Lokálne je tufový tmel červenkastý, veľmi kompaktný a pevný. Fragmenty hyperstén-amfibolického andezitu tvoria 93,70 %, iných typov andezitov 6,3 %.

Mikroskopicky bolo rozlíšených niekoľko variét fragmentov typu amfibol-hyperstenického andezitu, diopsid-hyperstenického andezitu s hyalopiliticko-mikrodoleritickým vývojom základnej hmoty a hnedým sklom, fragmenty hyperstenického andezitu s mikroliticko-skrytokryštalickou základnou hmotou s hnedým sklom.

Terénnym výskumom bolo stanovené južné ohraničenie vulkanoklastických telies, rozšírených od pobrežného pásma do hlbších častí sedimentačného priestoru (sublitorálu). Za zdrojovú oblasť sa považuje severné pásmo reliktov vulkanických aparátov, budovaných pyroklastickými horninami a andezitovými prúdmi. Z tohto aspektu sme sa pokusili načrtnúť aj stavbu okrajových častí uvedeného pásma (pozri severnú časť profilu).

Severne od Hon. Nemiec (svahy Žarnosek 409,3, Havran k. 425,3) možno vyčleniť dva komplexy vulkanických hornín. Spodný komplex diopsid-hyperstenického andezitu tvoria v spodnej časti aglomeratické pyroklastiká so znakmi uloženia v subakválnom prostredí a s andezitovým prúdom v nadloží (otvoreným lomom na svahu k. 407,9 Žarnosek). Andezit je na lome čerstvý, tmavý, má porfyrickú hemiholokryštalickú štruktúru s mikropoikilitickým vývojom základnej hmoty. Výrastlice tvorí plagioklas An 50—60, hypersten a diopsid (Šímová 1966).

Vrchný (nadložný) komplex budujú masy aglomeratických pyroklastík voľne uložených mimo dosah sedimentačného priestoru vodného bazénu. Vo vrcholových častiach (okolie k. 407,9 Žarnosek) je relikt rozpadnutého andezitového prúdu amfibol-hyperstenického andezitu s pilotaxiticko-hyalopilitickým vývojom základnej hmoty; výrastlice tvorí andezín (An30—40), hyperstén, zelený amfibol.

Petrografické rozbory potvrdzujú totožnosť vulkanického materiálu vrchného komplexu s materiálom vulkanoklastických telies, prúdov J od Hont. Nemiec. Vulkanický materiál spodného komplexu (hyperstén-diopsid. andezitu) sa zistil v hrubozlepencovom litorálnom sedimente (v podloží vulkanoklastických telies); pochádza z vulkanických telies (uvedeného typu andezitu), ktoré podľahli rozsiahlej deštrukcii v príbrežných zónach mora.

Vulkanoklastické telesá J od Hont. Nemiec sa považujú za produkty mohutných bahnitých prúdov vulkanického materiálu laharového typu, mobilizované na svahoch vulkanických aparátov v príbrežných zónach tortónskeho mora.

Situovanie zdrojového pásma prúdov na kontinentálnych svahoch vynorených vulkanických aparátov, budovaných nesúdržným pyroklastickým materiálom, potvrdzuje geologická stavba územia a petrografické rozbory vulkanického materiálu prúdov a autochtonných zdrojových oblastí, t. j. reliktov vulkanických aparátov. Hojné úlomky driev a stromových častí tiež svedčia pre pôvod prúdov na vulkanických svahoch pokrytých vegetáciou, oblastí mimo dosah morského sedimentačného priestoru. Pravdepodobnosť vzniku bahnitých prúdov typu lahar v príbrežných pásmach tortónskeho mora pripúšťa Kuthan (1963).

Prúdy laharového typu, ktoré prekračovali okraj morského bazénu, sa pohybovali po dne ako mohutné bahnité kalové prúdy o vysokej špecifickej váhe (pri pohybe prúdov bol podklad erodovaný). Podľa genézy možno študované prúdy zaradiť do skupiny *mudflow* a *laharových prúdov* v zmysle Bemmelena (1949), Curtisa (1955) a Andersona (1933). Ich špecifičnosť je v charaktere subakválneho prostredia pohybujúcich sa prúdov. Carozzi (1960) používa termín *subaqueous*

mudflow pre bazaltový pyroklastický materiál transportovaný vo forme bahnitých prúdov pri plytkovodných erupciách. Domnievame sa, že termín *subaqueous mudflow* je pre popisované prúdy plne advekátny.

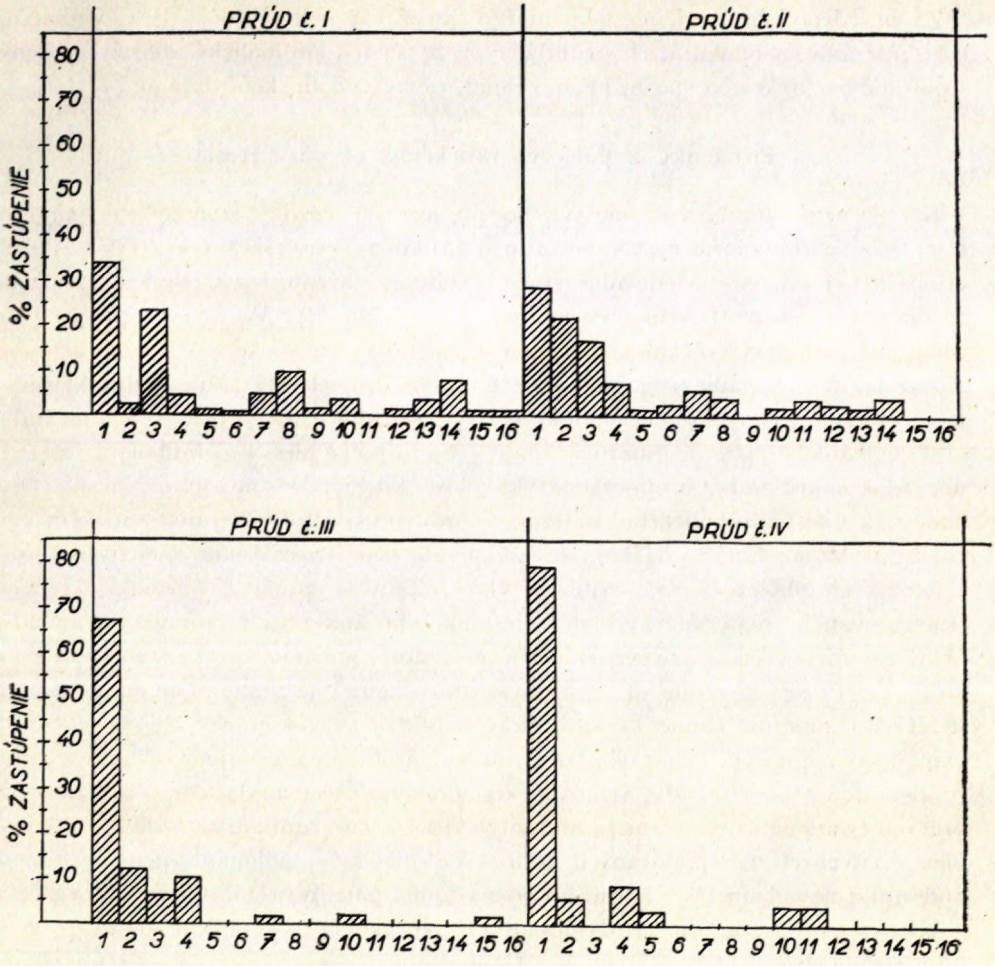
Študované prúdy sa zásadne líšia od *subakválnych pyroklastických prúdov (subaqueous pyroclastic flow)* v poňatí Fiske (1963), ktorý tento termín používa pre prúdy pyroklastického materiálu na svahoch podmorských vulkánov Ohanapecopsh Formation (Washington). *Pyroklastické prúdy* (pyroclastic flow) sa spájajú s erupciami pelejského typu v súhlase s chápaním Williamsa (1941), Smitha (1961), Aramaki (1957), Murai (1963), v staršom poňatí *nues ardentes* (Lacroix 1904). Adjektivom *subaqueous* vyjadruje Fiske (1963) charakter prostredia.

U prúdov študovanej oblasti sa nezistili znaky typické pre pyroklastické prúdy (aglutinovanie vulkanického materiálu, kontaktné pôsobenie na podložie, atď.). Aj polymiktnosť materiálu a prítomnosť valúnov nevulkanických hornín svedčí proti začleneniu do skupiny pyroklastických prúdov. Získané dáta naopak potvrdzujú, že vulkanický materiál nebol mobilizovaný v žeravom stave; preto zaraďujeme prúdy do skupiny prúdov *mudflow,* k typu *cold mudflow — studených bahnitých prúdov* v zmysle Bemmelena (1949).

Na *povahu podložia prúdov* možno usudzovať na základe rozšírenia litologicky výrazného hrubozlepencového sedimentu. Jeho rozsah a poloha tufitického sedimentu v jeho nadloží v južnejšom pásme naznačuje existenciu rozsiahleho plochého reliéfu, mierne sa zvažujúceho k juhu, t. j. do hlbších častí sublitorálneho pásma. Priame meranie primárneho úklonu nie je hodnoverné, lebo územie je rozčlenené systémom zlomov SZ—JV a SV—JZ smeru na rad rôzne poklesnutých segmentov. Na mierny úklon reliéfu k juhu poukazuje aj postupné narastanie hrúbky tufitických sedimentov, resp. ich vykliňovanie smerom na sever, t. j. k okraju sedimentačného priestoru. Primárny úklon reliéfu sa odrazil pravdepodobne v maximálnom rozšírení prúdov v S—J smere.

Na *pohybovú energiu prúdov* možno usudzovať na základe transportovaných blokov andezitu. Za predpokladu, že autochtónne oblasti sa nachádzajú v pásme S od Hont. Nemiec (svahy Žarnosek k. 407,8 a Havran k. 425,3) celková dĺžka transportu blokov (o veľkosti 1,9×1,1 m o váhe 4,9 ton) je asi 12 km.

Zaujímavý obraz poskytuje *percentuálne zastúpenie jednotlivých typov* andezitov vo fragmentovom materiáli a valúnov nevulkanických hornín (obr. 2). U prúdov I a II pozorovať výraznú polymiktnosť vulkanického materiálu pri prevládaní typu amfibol-hyperstenický andezit. Podradne je prítomný vulkanický materiál overený v nižších častiach spodného komplexu severného pásma a u nižších členov v celkovej sukcesii vulkanických hornín (viď profil vrtu Gk-3). Výrazné je zastúpenie valúnov nevulkanických hornín. Prúdy III—IV javia tendenciu prechodu k monomiktnému materiálu typu amfibol-hyperstenický andezit za podstatnej redukcie vulkanického materiálu iných typov pyroxenického andezitu a nevulkanickej zložky.



Obr. 2. Distribúcia andezitových fragmentov a valúnov neovulkanických hornín v subakválnych bahnitých prúdoch (I—IV). 1 — andezit s afanit. základnou hmotou svetlošedou (výrastlice pyroxénov a amfibolu); 2 — andezit s afanit. zákl. hmotou šedočierny (výrastlice pyroxénov, amfibolu); 3 — andezit s napenenou zákl. hmotou (ihličkovité výrastlice amfibolu); 4 — andezit so sklovitou zákl. hmotou svetlošedý (drobné výrast. amfibolu); 5 — andezit s faneritic. zákl. hmotou (výrastlice amfibolu až 1 cm); 6 — valúny andezitu s afanit. zákl. hmotou (výrastlice pyroxénu, amfibolu); 7 — andezit s napenenou zákl. hmotou limonitozovanou (tmavé minerály nerozlíšiteľné); 8 — andezit s afanit. zákl. hmotou šedočierny (veľké výrastlice pyroxénov); 9 — andezit s napenenou zákl. hmotou limonitizovanou (výrastlice pyroxénov); 10 — andezit s faneritic. zákl. hmotou (výrastlice pyroxénov); 11 — andezit s napenenou zákl. hmotou šedočiernou (drobné výrastlice pyroxénov); 12 — andezit so šedočiernou napenenou zák. hmotou (tmavé výrastlice nerozlišiteľné); 13 — valúny kryštalických bridlíc (svory, ruly); 14 — valúny kremencov; 15 — valúny biotitických žúl; 16 — úlomky aleurit. pelitického sedimentu.

Za pravdepodobnú príčinu toho možno považovať pokračujúci rozvoj vulkanických aparátov, produkujúcich materiál typu hypersten-amfibolický andezit, spojený s postupným prekrytím staršej heterogénnej stavby vulkanického terénu.

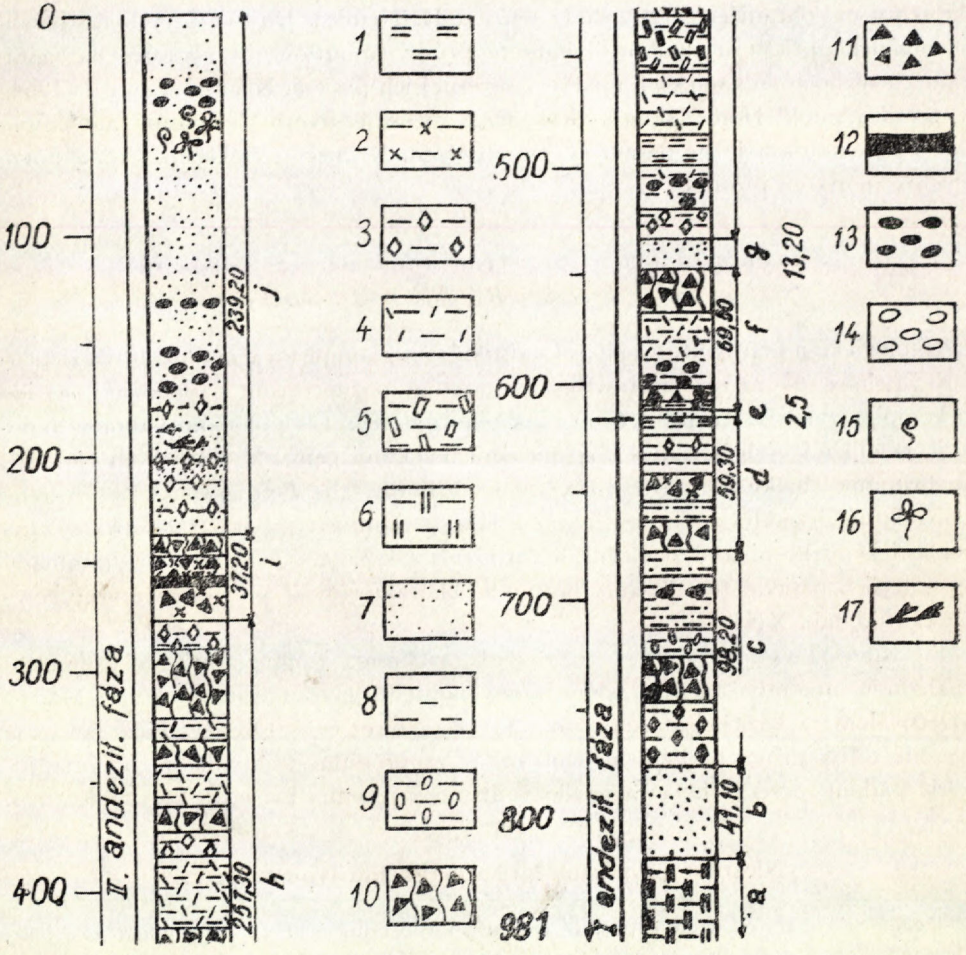
Poznámky k paleogeografickému vývoju územia

K objasneniu stavby vulkanických hornín južných okrajov Štiavnického pohoria a ich hlbokého podložia významne prispeli štruktúrne vrty Gk-3, Gk-2, Gk-1. Profil vrtu Gk-3 J od obce Medovarce sme použili pri načrtnutí sekcesie vulkanických hornín a paleogeografického vývoja územia (viď obr. 3). Vo vrtnom profile boli vyčlenené komplexy vulkanických hornín rôzneho petrografického významu a ohraničené podstatné etapy paleogeografického vývoja: Úsek: a) pelit-aleuritický sediment s redeponovaným materiálom kryštalických bridlíc a mezozoika. V jemnej frakcii je vulkanický materiál (amfibol, biotit); b) tufitické piesky s amfibolom (80 %) podradne biotit, granát a minerály kryštalických bridlíc; c) komplex pyroklastického materiálu biotit-amfibolického andezitu ± granát, s vitrofýricko-mikrolitickým vývojom základnej hmoty; d) komplex aglomeratických pyroklastík, piesčitých tufov a pemzových polôh hyperstén-amfibolického andezitu ± granát; e) tufitický sediment redeponovaného materiálu hyperstén-amfibolického andezitu; f) komplex aglomeratických pyroklastík augit-hyperstenického andezitu s polohou vitrokryštalického tufu na báze; g) tufitický sediment s redepovaným vulkanickým materiálom augit- hyperstenického andezitu (minerály kryštalických bridlíc); h) komplex aglomeratických pyroklastík augit-hyperstenického andezitu, s mikrolitickým vývojom základnej hmoty, pemzové a piesčité tufy; i) chaotické aglomeratické pyroklastiká s andezitovým prúdom typu augit-hyperstenický andezit ± rezorbovaný amfibol a ± olivín; j) komplex zvrstvených redeponovaných tufitických pieskov s polohami pemz, valúnov andezitu a nevulkanických hornín; najdená fauna patrí tortónu (Ondrejičková).

Hlboké podložie nebolo vrtom dosiahnuté; vrt skončil v komplexe aleurit-pelitických sedimentov v hĺbke 981 m. Vrt Gk-1 situovaný severnejšie (S od obce Hont. Nemce) preniká mezozoickým podkladom v úseku 621—722 m (Karolusová 1965). Je zrejmé, že podložný, silne členitý reliéf upadá J od Hont. Nemiec do väčších hĺbok.

Vrstevný sled začína (a) pelit-aleuritickým sedimentom s redeponovaným materiálom kryštalických bridlíc a mezozoika, pochádzajúcich z hlboko denudovaných oblastí predvulkanických terénov. Sporadický výskyt vulkanických produktov v jemnej frakcii môže byť dôsledkom redepozície, ale môže svedčiť aj o vzdialenej vulkanickej aktivite. V nadloží tufitických pieskov (b) sú polohy aglomeratických pyroklastík I. andezitovej fázy (c, d), sedimentovaných v rámci jednotného sedimentačného cyklu. Za výrazné rozhranie (618 m) sa považuje tufitická poloha (e) (s redeponovaným podložným vulkanickým materiálom a materiálom nevulkanických hornín), ležiaca na tmavom pelitickom sedimente s hojnou rastlinnou sečkou. Flóra spodného celku (618—981 m) je typická pre stredný miocén. V hĺbke 618 m sú sedimenty ochudobnené o tropické prvky, oproti spodným sedimentom sú bohatšie zastúpené prvky vrchnomiocénne (E. Planderová 1965).

Sedimentáciu vyššieho komplexu aglomeratických pyroklastík augit-hyperstenického andezitu (f, h) prerušuje poloha tufitických pieskov (g) s hojným redeponovaným materiálom kryštalických bridlíc a mezozoika. Poloha reprezentuje etapu denudácie v období dočasného vulkanického kľudu. V závere vývoja aglomeratických chaotických a netriedených pyroklastík (i) vrt preniká zbrekciovaným andezitovým prúdom. Vrchný komplex (j) tvoria tufitické sedimenty s redeponovaným vulkanickým materiálom polymiktnej povahy. V spodných častiach sú



Obr. 3. Litologický profil vrtu GK-3. 1 — jemnozrnný pelitický tuf; 2 — vitrokryštalický tuf; 3 — pemzový tuf; 4 — strednozrnný tuf (brokový); 5 — hrubozrnný tuf (lapilový); 6 — pelitický tufitický sediment; 7 — piesčitý tufitický sediment; 8 — strednozrnný litoidný tuf (redeponovaný); 9 — hrubozrnný litoidný tuf (redeponovaný); 10 — triedené aglomeratické pyroklastiká; 11 — netriedené chaotické aglomeratické pyroklastiká; 12 — lávový prúd; 13 — andezitové valúny; 14 — valúny nevulkanických hornín; 15 — morská fauna; 16 — flóra; 17 — zuhoľnatené drevo.

hojné valúny podložných pyroklastík (augit-hyperstenický andezit); vo vrchných častiach je materiál hyperstenického a diopsid-hyperstenického andezitu. V mikrofaunistickej asociácii (hĺbka 59—79 m) prevládajú prvky *Globigerinoides, Disphaericus* Todd, známe z karpatu a lanzendorfskej série; ďalej sú prítomné foraminifery, amfisteginy, noniony, charakterizujúce plytkovodné pobrežné pásmo (Lehotayová 1966).

V období vulkanizmu uvedeného typu a v počiatočných etapách vulkanizmu typu amfibol-hyperstenického andezitu sa sformovalo litorálne pásmo tortónskeho mora, ktorého sev. ohraničenie prebiehalo sev. od H. Nemiec. Do okrajových častí sedimentačného priestoru zasahovali bahnité prúdy (mudflow), vznikajúce na nestabilných svahoch vulkanických aparátov severnejších pásiem. Karolusová (1964) v profile Antol—Hont. Nemce—Rykynčice rozlišuje severnejšie pásmo autochtonných pyroklastík a južné pásmo (južne od Hont. Nemiec) pyroklastík sedimentovaných v morskom prostredí.

Poznámky ku genéze tufitického sedimentárneho komplexu v zárezе hradskej Rykynčice—Domaníky

Litologickú a petrografickú charakteristiku tohto komplexu v podloží hrubozlepencovej polohy sme už rozobrali vyššie. Poznatky je možno zhrnúť nasledovne: (a) ide o komplex zvrstveného tufitického piesčitého sedimentu, s polohami valúnov andezitu, nevulkanických hornín a s rytmickými polohami pemz. V pelitických vložkách sú prítomné zbytky flóry a schránky morskej fauny. (b) Petrograficky bol overený polymiktný charakter andezitového materiálu; jednotlivé typy sú paralelizované s pyroklastickými horninami podložných častí (vrt Gk-3) a s vulkanickými horninami severnejších pásiem. (c) Textúry hornín sú charakteristické pre sedimentárne komplexy (viď tab. XIII, obr. 1).

E. Karolusová (1965) na základe rozšírenia fragmentov s mikrolitickou základnou hmotou s hnedým sklom, ktoré paralelizuje s andezitom vo vrte MV-14 (Dačov lom) a bázickejším andezitom Javoria (zárez cesty Oremov Laz) považuje piesčité tufity južnej periférie neovulkanitov za produkt stratovulkánu pohoria Javoria pádom zo žeravého mračna do vodného prostredia pri erupcii typu Katmai.

Niekoľko poznámok ku katmajskému typu erupcií

Fenner (1937) označuje katmajské ryolitové tufy z erupcie (1912) za produkt *sand flow*, alebo *ash flow*, t. j. za prúdy tvorené zmesou žeravých plynov a častíc žeravej dezintegrovanej ryolitovej magmy, ktoré súc značne mobilné sa pohybovali po svahoch a sledovali nerovnosti terénu. Tento typ erupcií označuje Fenner (1937) ako katmajský na rozdiel od pôvodne predpokladaného mechanizmu „nués ardentes", t. j. žeravých mračien peleejského typu (1923). Katmajský typ erupcie sa prijíma pre pôvod ignimbritov v zmysle Marshalla (1932, 1935), ďalej Westervelda (1942) Stearnsa (1938), Zavarického (1947). Bemmelen (1949) zdôrazňuje, že uloženiny typu Katmai nie sú distribuované vzduchom, ale prostredníctvom *tuff flows — tufových prúdov*, ktoré sledujú topografický reliéf.

V študovanom komplexe zvrstvených tufitických sedimentov sa nezistili textúry charakterizujúce ignimbritoidné horniny; ani petrografickou analýzou sa nenašli fragmenty ignimbritoidných hornín splavených z vynorených častí pevniny.

V oblasti pohoria Javoria (zárez cesty Oremov Láz) sa zistil mohutný komplex hyaloklastitov, striedajúcich sa s lávovými prúdmi, považuje sa za produkt neexplozívneho subakválneho vulkanizmu (v zmysle Rittmana 1960; Cucuzza Silvestri 1963; Konečný, Miháliková 1966).

Na základe uvedených poznatkov považujeme komplex tufitických sedimentov za produkt kombinovaných vulkannogénno-sedimentárnych procesov. Tufitický materiál pochádza zo široko deštruovaných pyroklastických hornín (overených vrtom Gk-3) a vulkanogénnych telies v príbrežných zónach mora a bol opätovne redeponovaný v pásme sublitorálu. Denudácia zasiahla aj hlboké podložie a vývoj tufitického komplexu pokračuje pri znose materiálu z nevulkanických terénov. Rytmické polohy pemz svedčia o periodickom striedaní vulkanickej aktivity popolovo-pemzového typu s obdobiami vulkanického kľudu. Vulkanosedimentárne textúry, polymiktnosť vulkanického materiálu, prítomnosť valúnov nevulkanických hornín morskej fauny a peľov v jemných pelitických polohách svedčia o formovaní komplexu v podstatne dlhšom časovom období, než aké predpokladá náhle masové uloženie vulkanického materiálu pri erupciách katmajského typu.

Zatiaľ nie je plne objasnená otázka fragmentov s hnedým sklom. Pri štúdiu hyaloklastitového komplexu pohoria Javoria sa našli polohy resedimentovaného hyaloklastitového materiálu s fragmentmi s mikroloticko-skrytokryštalickým vývojom základnej hmoty, hnedým sklom a s výrastlicami: augit, titan-augit, olivín, plagioklas (Konečný, Mihaliková 1966). Bude potrebné riešiť otázku ďalšieho transportu materiálu tohoto typu do južných častí periférie neovulkanitov. Fragmenty s hnedým sklom (ako dôsledok rapídneho chladnutia žeravého vulkanického materiálu pri styku s vodným prostredím) sú bežné aj u produktov iných typov submarinných erupcií (napr. submarinná erupcia Surtsey (Westman Island) — Island v r. 1963; Thorarinsson, Th. Einarsson a ďalší 1964).

Riešenie tejto otázky v oblasti južnej periférie neovulkanitov si vyžaduje ďalšie štúdium.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval prof. dr. M. Kuthan.

LITERATÚRA

[1] Anderson, Tempest & Flett J. S., 1902: Preliminary report on the recent eruption of the Soufriére in St. Vincent and of a visit to Montagne Peleé, in Martinique. Part I: Royal Soc. (London) Philos. — [2] Anderson C. A., 1933: The Tuscan formation of northern California with a discussion concerning the origin of volcanic breccias. Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. — [3] S. Aramaki & Yamasaki: Pyroclastic flows in Japan. Bull. volc. — [4] Bemmelen R. W. van.: The geology of Indonesia, v. 1.

The Hague, Governement Printing Office. — [5] Blackwelder, Elit, 1928: Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains. Bull. Geol. Soc. Amer. — [6] Carozzi A. V., 1960: Microskopic sedimentary petrography: New York, John Wiley and Son. — [7] Cucuzza Silvestri S., 1963: Proposal for a gluetic Classification of hyaloclastites. Bull. volc. — [8] Curtis G. H., 1955: Mode of origin of pyroclastic debris in the Mehrten formation of the Sierra Nevada. California Univ. Pub. Dept Geol. Sci. Bull. — [9] Escher B., 1931: Gloedwolken en Lahars. Tropisch Nederland. — [10] Fenner C. N., 1923: The Origin and Mode of Emplacement of the Great Tuff Deposit of the Valley of the Thousand Smokes. Nat. Geogr. Soc. Amer., Con. Technical Papers, Katmai Series. — [11] Fenner C. N., 1937: Tuffs and other volcanic deposits of Katmai and Yelovstone Park: Am. Geophys. Union Trans. — [12] Fiske R. S., 1963: Subaqueous pyroclastic flows in the Obanapecock Formation, Washington. Bull. Geol. Soc. of Amerika. — [13] Geikie A., 1930: Textbook of Geology, 4th. ed., Vol. 1. London, The Macmillan Company. — [14] Kantorová V. (in Kuthan, Konečný), 1965: Výskum hlbokého podložia megaštruktúr neovulkanitov stredného Slovenska. Zprávy o geologických výskumoch v r. 1964, Bratislava — [15] Karolusová E., 1964: Klasifikácia a terminológia pyroklastických hornín. Geol. práce, Zprávy 31. Bratislava. — [16] Karolusová E., 1965: Zdroj a genetické podmienky vzniku hrušovských tufov. Geol. práce, Zprávy 34, Bratislava. — [17] Karolusová E., 1966: Záverečná zpráva o vrte GK-1 (Hont. Nemce). Rukopis; archív GÚDŠ. — [18] Konečný V., 1965: Zpráva o výskume v oblasti južnej periférie stredoslovenských neovulkanitov. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1964, Bratislava. — [19] Konečný V. — Mihaliková A., 1966: K problému subakválneho vulkanizmu v oblasti pohoria Javora. Geol. práce, Zprávy 40, Bratislava. — [20] Kuthan M. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M—34—XXXII — Zvolen. ÚÚG, red., Bratislava. — [21] Kuthan M. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. M—34—XXXI — Nitra. Geol. ústav, Bratislava. — [22] Lacroix Alfred, 1904: La Montagne Peleé et ses éruptions: Paris, Masson et Cie. — [23] Lehotayová V., 1966: Mikrobiostratigrafia vrtu GK-3 (Rykynčice). Rukopis; archív GÚDŠ Bratislava. — [24] Marschall Patrick, 1935: Acid rocks of Taupo-Rotorua volcanic district. Royal Soc. New Zealand Trans. — [25] Murai J., 1963: Pyroclastic flow deposits on various volcanoes in Japan. Bull. volc. tome XXVI. — [26] Ondrejičková A., 1966: Záverečná zpráva vrtu GK-3. (Medovarce—Rykynčice) — príloha. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [27] Planderová E., 1965: Predbežná zpráva o spracovávanom vrte (Medovarce—Rykynčice). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [28] Rittman A., 1960: Vulkane und ihre Tätigkeit. F. Enke Verlag, Stuttgart. — [29] Ross C. S. — Smith R. L., 1961: Ash — Flow tuffs: Their Origin, Geologic Relation and Identification. Geol. Surv., Proff. Paper 366. — [30] Schmidt K. G., 1934: Die Schuttströme am Merapi auf Java nach dem Ausbruch von 1930. Die Ingenieure in Ned. Indie. — [31] Stearns H. T., Crandal, Lynn an Steward W. G., 1938: Geology and ground-water resources of the Snake River Plain in southeastern Idaho: U. S. Geol. Survay Water Supply Paper 774. — [32] Šimová M.: Sprievodca k XXIII. medzinárodnému kongresu (v tlači). — [32] Thonarinsson S. — Einarsson Th. — Sigvaldsson G. & Elisson G., 1964: The submarine Eruption of the Vestman Island 1963—64. A preliminary report. Bull. volc., tome XXVII. — [33] Zavaritsky A. N., 1947: The ignimbrites of Armenia. Akad. Nauk SSSR Izv., Ser. Geol., (In Russian with English summary). — [34] Westerveld J., 1942: Welded rhyolitic tuffs or „ignimbrites" in the Pasoemach region, West Palembang, South Sumatra. Leidsche Geol. mededeel. — [35] Williams H., 1941: Volcanology. Geol. Soc. America 50th Anniv. Volume. — [36] Wolff F. von, 1914, 23, 29, 31: Der Vulkanismus. Stuttgart. Von Ferd. Enke.

VLASTIMIL KONEČNÝ

ON MECHANISM OF TRANSPORT OF THE PYROCLASTIC ROCKS IN SUBAQUACEOUS CONDITIONS

Simultaneously to the investigation of southern parts of the Central-Slovakian neovolcanic area built of products of the Tertiary (Tortonian) volcanism, in the littoral areas of subaerial volcanic apparates the chacters of the transport of volcanic rocks in marginal zones of the Tortonian sea basin, was being studied.

In the NS profile (parallel to the Štiavnica r. and Krupnica r. valleys) spacially extensive continuous volcanogenic bodies with the average thickness of 25—30 m and with the maximum followed length of 8,5 km, were determined.

The volcanogenic bodies have been built by volcanic material of prevalently pyroclastic nature deposited with distinctly insufficient sorting and stratification. (Orientation of fragments in the tuffitic cement mass is merely casual). Volcanogenic bodies show the character of simple units deposited in the littoral to sublittoral zone of the Tortonian sea. The fragments show low roundness, being angular to subangular even in spite of remarkable length of transport. Sporadically blocks with the weight of 4,9 t use to be transported. Contact of the base of volcanogenic bodies with the underlying sediments is sharp, discordant; the latter having been eroded here and there. On the ground of the above facts, the volcanogenic bodies are considered as the products of immense mudflows of the lahar type.

Northern relicts of deeply destructed volcanic apparates of stratovolcanic type built of pyroclastic products of the explosive volcanism combined with effusions of andesitic flows (K u t h a n 1963), are considered as the autochthonous source zone. Supposed situation in the zone N of Hontianske Nemce has been proved by the geological structure of the territory. In the S of Hontianske Nemce there is a littoral zone with the surf coarse-boulder sediments. In the S the littoral zone is passing into the sublittoral zone with extensively redeposited cross-bedded tuffitic sediments with preserved relicts of marine fauna represented by the genera *Arca, Pectunculus, Turritella* (O n d r e j í č k o v á 1966). In the microfaunistic association the forms *Globigerinoides, Disphaericus* T o d d of the Lanzendorphian series (the Lower Tortonian; L e h o t a y o v á 1966) are predominating. The northern zone in the N of Hontianske Nemce was situated out of the proper sedimentation area of the Tortonian sea. Regularly present fragments of woods and floral parts in the bodies of lahar flows prove the origin of the latter in the emerged volcanic slopes covered with vegetation, too.

Identity of the volcanic material of volcanic apparates relicts with that of the flows has been proved by means of petrographic analysis. The volcanic material is of the amphibol, hypersthenic andesite type; with just inferior amount of material of other types of pyroxenic andesite, hypersthenic andesite, diopside hypersthenic andesite and augite hypersthenic andesite, i. e. types identified in the bottom parts of the volcanic region structure in larger territory.

Flows of lahar type were mobilised on the slopes of volcanic apparates in the Tortonian sea littoral zones built of cohesionless volcanic material of pyroclastic character. Parts of flows, surpassing the margins of the sea basin, were moving further along the bottom as immense mudflows with high specific gravity. Contemporaneously with the flow movements the erosion of underlying tuffitic sediments took place.

On the ground of the above facts, the flows have been arranged into the group of *mudflows* to the type of *cold mudflows* in the B e m m e l e n's (1949) sense. With respect to the specificity of subaquaceous environment the term *subaquaceous mudflows* is considered as adequate.

ANNA MIHALIKOVÁ

K NOMENKLATÚRE TZV. DACITOV Z OBLASTI BANSKOŠTIAVNICKÉHO RUDNÉHO OBVODU

V rámci výskumu podložia stredoslovenských vulkanitov som začala petrograficky študovať tzv. dacitovú dajku v oblasti banskoštiavnického rudného obvodu. Hoci ide o teleso niekoľko 100 m mocné (miestami až 300 m; Štohl 1964), označovali ho najmä starší autori (názov sa zochoval aj v novších prácach) za dacit. Petrografickým štúdiom sa zistilo, že hoci ide o neovulkanickú horninu, patriacu k III. andezitovej fáze subsekventného vulkanizmu (Kuthan 1948, 1963), nemôže sa označovať tak ako efuzívne horniny, teda dacit. Ide totiž o horninu, ktorá má štruktúry hypoabysálnych hornín žilného charakteru. Zistila som niekoľko variet štruktúr základnej hmoty v závislosti na mocnosti a hĺbke telesa. Na základe chemizmu, petrografického zloženia, resp. vývoja štruktúr základnej hmoty, teda faktorov závislých na geologickom tvare a pozícii, nenavrhujem túto horninu označovať ako dacit, ale v zmysle U. S. Geological Survey (komitét pre nomenklatúru vyvrelých hornín) ako *kremenno-dioritový porfýr*.

Prvé zmienky o dacitových horninách z oblasti Banskej Štiavnice uvádza Lipold (1867), ktorý vyčlenil samostatnú skupinu hornín: grünsteintrachyt s kremeňom a priradil ich k Stacheovmu dacitu. Dacity popisuje ako žilné telesá v syenite.

Szabó (1891) zahrnul túto horninu ako samostatný typ do veľkej skupiny: biotit, ortoklas, trachyt, ktorú rozdeľuje na dve podskupiny: 1. syenit-biotit-ortoklas-trachyt a 2. porfyrický biotit-ortoklas-trachyt. V každej z nich rozlišuje 3 modifikácie, a to normálny stav, modifikovaný, ktorého podstatou je hydratácia tmavých minerálov (zelenokamenný — zöldkő) a 3. sklovitú, ktorú označuje (podľa Richthofena) ako ryolit. Študované horniny zahrnul do skupiny porfyrický biotit, ortoklas, trachyt zöldkő (propylit — Richthofen). Lokalizuje ich do okolia Kalvárie smerom k Banskej Belej a v štôlni Ferdinand.

Böckh (1901) považuje podskupiny porfyrický ortoklas-trachyt a biotit-labrador-andezit-trachyt za jednu horninu, ktorú nazýva biotiticko-amfibolicko-hyperstenický andezit (ktorá miestami obsahuje kremeň). Böckh teda túto horninu osobitne neodlíšil.

Fiala (1937) odlišuje z XII. obzoru šachty Zikmund veľmi správne túto horninu, petro-

graficky ju presne popisuje a tvrdí, že odpovedá hodrušským dacitom, uvedeným ešte Lipoldom (1867). Kým podľa neho v Hodruši prevláda zo živcov plagioklas, v štiavnickom obvode prevláda ortoklas; v dôsledku toho nazýva horninu trachytický dacit. Pozoruhodné v jeho práci je, že uvádza odlišné štruktúry v strede žily ako pri okraji telesa.

Roku 1954 Šalát uvádza z oblasti Hodruše amfibolicko-biotitický dacit, u ktorého identifikuje nasledujúce minerály: premenený biotit, amfibol a kremeň. Z akcesorických minerálov uvádza magnetit, apatit a zirkón. O hornine sa zmieňuje, že je postihnutá propylitizáciou, predstavujúcou v zmysle Lazarevičа (1913) prechodný typ medzi zeolitickou a pyritickou propylitizáciou.

Petrografická charakteristika horniny

Makroskopicky má hornina šedozelenú farbu, faneriticko-rovnomerne zrnitú textúru.

Mikroskopický popis: štruktúra horniny porfyrická. Porfyrické výrastlice tvorí primárny kremeň, ktorého kvantitatívne zastúpenie nie je variabilné. Výrastlice sú silne korodované, niektoré až akoby „obtekané". Plagioklasy, zastúpené andezinom (Ab_{56} An_{44}) sú postihnuté K-metasomatózou, najmä v blízkosti rudných žíl (Forgáč 1966). Na úkor plagioklasu vznikol adulár. U niektorých pozorovať sericitizáciu, karbonatizáciu, menej kaolinizáciu. Porfyrické výrastlice plagioklasu vo vrchnejších častiach dajkového telesa sú cca 2,70 × 1,12 mm — 1,70 × 0,96 mm veľké; v hlbších častiach študovaného telesa sa zmenšujú. Okrem niekoľkých zŕn (aj 1,44 × 0,64 mm) väčšina výrastlíc plagioklasov je cca 0,80 × 0,32 mm veľká. Femické minerály sú obyčajne úplne premenené. Môžeme pozorovať len pseudomorfózy po amfibole a biotite. Amfibol sa premenil zväčša na chlorit, epidot, kalcit a ojedinele aj v uralit; biotit na chlorit, epidot, sericit, muskovit a kalcit.

U niektorých vzoriek, najmä v blízkosti rudných žíl, pozorovať ako sekundárne minerály prenikajú vo forme žiliek horninou. Sú to najmä epidot, adulár a hydrotermálny kremeň a kalcit.

Z akcesorických minerálov bol pozorovaný apatit a zirkón, z rudných najmä pyrit.

Mikroskopicky bolo zistené, že hornina telesa má iné štruktúry základnej hmoty ako výlevné horniny; odpovedajú hypoabysálnym horninám žilného charakteru.

Boli pozorované nasledujúce štruktúry:

1. Štruktúra ortofýrová; v hornine môžeme pozorovať veľmi jemnozrnné alotriomorfné tvary kremeňa, živcov, tmavých minerálov premenených na chlorit, šupiniek sericitu a kalcitu. Zrnká jednotlivých minerálov u tejto štruktúry sú len cca 0,016 mm × 0,016 mm veľké. Štruktúra je výsledkom rýchleho tuhnutia horniny a býva vyvinutá práve pri okraji telesa (styku).

2. V smere od okraja do stredných častí dajkového telesa sa zrnká zväčšujú a základná hmota *má mikroaplitickú štruktúru,* pre ktorú je charakteristický plnokryštalický vývoj. Skladá sa z minerálov alotriomorfných tvarov, z kremeňa, živcov, v podradnejšom množstve z premenených tmavých minerálov, šupiniek sericitu, chloritu a kalcitu. Zrnká u tejto štruktúry sú cca 0,032—0,048 mm × 0,032—0,048 mm veľké.

3. Ďalšia je *mikroaplitická-aplitická štruktúra,* (prechodná štruktúra medzi mikroaplitickou až aplitickou). U niektorých vzoriek môžeme pozorovať *mikropoikilitickú štruktúru.* Skladá sa

z alotriomorfných políčok, zložených z jemnozrnnej živcovej a kremennej masy, ktoré šmuhovito prechádzajú do seba. Uzatvárajú šupinky sericitu a chloritu (mikropoikilitická). Alotriomorfné políčka sú 0,16 × 0,16 mm veľké. Pozorujeme tu šupinky sekundárnych minerálov — sericitu a kalcitu.

4. Pre zvýraznenie stupňa zrnitosti štruktúry základnej hmoty som použila názov *aplitická štruktúra,* ktorú môžeme charakterizovať v prevahe alotriomorfnými tvarmi minerálov (živcov, kremeňa), ktoré sa vzájomne dotýkajú a svoje obmedzenie vzájomne prispôsobujú. Vývoj základnej hmoty je hrubozrnný (zrnká sú cca 0,16 × 0,16 mm až 0,24 × 0,24 mm veľké). Pozorovať tu aj idiomorfné obmedzenie živcov, ktoré tvoria prechodné tvary medzi porfyrickými výrastlicami a základnou hmotou. Miestami práve u tejto štruktúry pozorovať mikropegmatitické prerastanie kremeňa a živcov; na základe toho bol vyčlenený ďalší typ štruktúry, a to

5. *mikropegmatitický.* Tieto štruktúry boli pozorované najmä z hlbších častí študovaného telesa (vrt EBV-9/90°, 10/90°). Najmä v hlbších častiach sa zistila aj štruktúra

6. *nevadická (polyfýrová),* charakteristickým znakom ktorej je prevažné zastúpenie porfyrických výrastlíc živcov, kremeňa a reliktov po tmavých mineráloch a nepatrné množstvo základnej hmoty, vyplňujúcej len priestory medzi výrastlicami a majúcej mikroaplitický ráz. Porfyrické výrastlice takmer splývajú so základnou hmotou.

Chemická a petrochemická charakteristika

Chemické zloženie horniny udáva chemická analýza (prevzatá z práce F o r g á č a 1966), vyhotovená v laboratóriu GP-Brno (chem. Schröderová).

Vzorka odobratá 8 m od rudnej žily:

SiO_2	=	57,83 %	V_2O_5	=	0,01 %
TiO_2	=	0,64 %	S	=	0,04 %
Al_2O_3	=	17,15 %	CO_2	=	2,08 %
Fe_2O_3	=	1,52 %	Pb	=	—
FeO	=	2,76 %	Zn	=	—
MnO	=	0,24 %	Cu	=	—
MgO	=	1,77 %	SO_3	=	—
CaO	=	5,73 %	H_2O^+	=	2,34 %
Na_2O	=	2,69 %	H_2O^-	=	2,26 %
K_2O	=	5,12 %	Spolu	=	100,33 %
P_2O_5	=	0,13 %			

Horninu možno charakterizovať ako slabo presýtenú SiO_2, chudobnú na alkálie (podľa Zavarického). Pri prepočte na Niggliho systém, horninu môžeme zaradiť ku kremenno-dioritovej magme a to k norm. kremenno-dioritovému typu.

Prepočtom na CIPW systém sa zistili nasledujúce normatívne minerály:

ap	=	0,34 %	hy	=	7,70 %
il	=	1,22 %	an	=	14,18 %
or	=	30,02 %	co	=	2,04 %
ab	=	23,06 %	Q	=	12,18 %
mt	=	2,09 %	cc	=	4,80 %

Petrografické a petrochemické závery

Pri štúdiu dajkového telesa vidíme, že štruktúra základnej hmoty je variabilná, podmienená dvoma hlavnými činiteľmi: chemizmom magmy a fyzikálnymi podmienkami tuhnutia horniny. Pod druhým pojmom rozumieme týchto hlavných činiteľov: geologická pozícia telesa, s ktorým súvisia rôzne pt. podmienky, veľkosť, tvar telesa a prostredie, a doba tuhnutia. Formovanie štruktúry základnej hmoty je posledným procesom pred utuhnutím horniny. Odráža prostredie v ktorom hornina vznikla; preto pri okraji telesa, kde dochádzalo k rýchlemu utuhnutiu, sú štruktúry jemnozrnné, smerom do stredu (hĺbky) sú štruktúry hrubozrnnejšie. Aj vo smere vertikálnom sa štruktúra mení, t. j. hornina je viac vykryštalizovaná a základná hmota tvorí len nepatrnú časť množstva celkového objemu horniny. Štúdium dajkového telesa nás presvedčilo, že aj pri klasifikácii vulkanických hornín dôležitú úlohu zohráva základná hmota. Na základe chemizmu horniny, vývoja základnej hmoty a geologickej pozície navrhujem študovanú horninu označiť ako kremenno-dioritový porfýr.

V krátkosti ešte zdôvodním označenie porfýr. V našej literatúre sa používa termín porfýr v zmysle starších autorov, najmä podľa Zirkla a Rosenbuscha. Zirkel (1866) označuje ako porfýr porfyrické horniny granit-syenitovej skupiny, t. j. tie, u ktorých prevláda ortoklas, porfyrit pre horniny z dioritovej skupiny. Jeho názory preberá Rosenbusch (1877), ktorý rozlišuje ešte diabáz-porfyrit, pod ktorý zahrňuje všetky bezolivinické predterciérne masívne horniny plagioklas-augitické. Hovorí, že porfyrity sú vo vzťahu k andezitom ako liparit-kremenný porfýr, dacit-kremenný porfyrit. Andezity sú neovulkanické, porfyrity paleovulkanické. Rosenbuschovu nomenklatúru nemôžeme prevziať, pretože označuje aj vekové zaradenie horniny; preberáme názory U. S. Geological Survey (komitét pre nomenklatúru vyvrelých hornín — opublikované v máji 1897 a 1898; Johannsen 1937), ktoré hovoria, že porfýr je termín štruktúrny a že termín porfyrit je nadbytočný. Ako štruktúrny termín môže sa teda spájať s horninami, nie s názvom minerálov. V tomto zmysle sa používa pre normálne aschistné dajkové horniny, a nie pre staršie ekvivalenty extruzív; nie je teda vôbec synonymom Rosenbuschovho porfýru, vzťahujúceho sa aj na extruzíva. Názov horniny presne určí, o ktorú horninu ide.

Pri JV okraji Vihorlat-gutinského vulkanického pohoria vystupujú intruzívne vulkanické horniny, ktoré Sidorenko (1957) označuje ako granodioritový porfýr. Z petrografickej charakteristiky, ktorú sovietski autori, pracujúci na Zakarpatskej Ukrajine (Sobolev a kol.) uvádzajú, sa dá usudzovať, že sú to veľmi podobné horniny. Ich nomenklatúra hornín nevychádza z charakteru živcov, aká sa používa u nás (Hejtman 1956); preto túto horninu označujú ako granodioritový porfýr.

Charakter živcov a chemické zloženie nami študovanej horniny potvrdzujú, že ide o kremenno-dioritový porfýr. V ďalšej práci bude detailne študovaná štruktúrno-geologická pozícia intruzívneho dajkového telesa — kremenného dioritového porfýru v spolupráci s J. Štohlom.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval prof. dr. M. Kuthan.

LITERATÚRA

[1] Böckh J., 1901: Vorläufiger Bericht über das Altersverhältnis der in der Umgebung von Selmeczbánya vorkommenden Eruptivgesteine. F. K., Budapest. — [2] Fiala F., 1937: Výskyt třetihorních hlubinných vyvřelín v severním poli XII. obzoru šachty. Sborník ŠBMI. — [3] Forgáč J., 1966: Petrografia a geochémia premenených hornín v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. SGV — Záp. Karpaty zv. 5, Bratislava. — [4] Hejtman B., 1956: Všeobecná petrografie vyvřelých hornín. Praha. — [5] Hejtman B., 1957: Systematická petrografie vyvřelých hornín. Praha. — [6] Johannsen A., 1952 (1937): A Descriptive petrography of the igneous rocks. — [7] Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanické štúdia v severnej časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ 17, Bratislava. — [8] Kuthan M., 1963: Výskum hlbokého podložia neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov stredného Slovenska. Zp. o geol. výsk. z r. 1963/2, Bratislava. — [9] Lipold M. V., 1867: Der Bergbau von Schemnitz in Ungarn. Jahrbuch XVII, Budapest. — [10] Polovinkina J. I. — Egorova E. H. — Anikeeva H. F. — Komarova E. A.: Struktury gornych porod I. Moskva. — [11] Rosenbusch H., 1877: Mikroskopische Physiographie II. — [12] Sidorenko E. F.: Okoložiľnyje izmenenija v granodioritporfirach i diorit-porfiritach Zakarpatja Mineral. sborn. Ľvov geol. ob. va No 6, Ľvov. — [13] Sobolev B. S. — Kostjuk B. P. — Bobrievič O. H. — Gorbacevskaja — Spitkovskaja S. M. — Fiškin M. J., 1955: Petrografija neogenovych vulkaničeskich a gipabissaľnych porod Sovetskich Karpat. Kiew. — [14] Szabó J., 1891: Selmecs környekének geologiai leirása. Budapest. — [15] Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša—Vyhne. Geolog. práce, Zošit 39, Bratislava. — [16] Štohl J.: Štruktúrne pomery banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu. — Geol. práce, Zprávy 25—26, Bratislava. — [17] Zirkel F., 1866: Lehrbuch der Petrographie. Leipzig.

ANNA MIHALIKOVÁ

ON NOMENCLATURE OF THE SO-CALLED „DACITES" IN BANSKÁ ŠTIAVNICA ORE DISTRICT ON THE GROUND OF PETROGRAPHIC INVESTIGATIONS

Within the investigation of Central Slovakian volcanites underlier, petrographic studies on the so-called „dacite" dike in the Banská Štiavnica ore district area started. Although the question is in a dike body thick several 100 m (in some places even 300 m; Štohl 1962), the rock would be indicated as dacite by many authors, especially by the older ones (the term has been preserved in later works, too).

Petrographic study has shown that although it is a neovolcanic rock belonging to the III[rd] andesite phase of subsequent volcanism (Kuthan 1948, 1963), yet it cannot be indicated by the name of an effusive rock i. e. „dacite". It has been proved by petrographic investigation that this rock is characterized by textures of hypoabyssal rocks of dike character. Several varieties of the matrix textures in dependence upon the thickness and depth of the studied body, have been determined. On the basis of chemism of petrographical composition, development of matrix textures, factors depending upon the geological shape and position, the author suggests the rock not to be indicated as dacite but as *quartz-diorite porphyry* (Johannsen A. 1952) which is petrographically right term in the sense of the US Geological Survey (Committee for the nomenclature of igneous rocks).

Petrographic characteristics

As to macroscopy, the rock is grey-green, with pheneritic, equigranular structure.

Microscopical description: The rock shows porphyric texture. Porphyric phenocrysts are represented by primary quartz. Plagioclases — by andesiten *ab* 56, *an* 44. They have been affected by metamorphism, i. e. by kalimetasomatism, particularly in the nearness of ore veins (F o r g á č 1966). To the detriment of plagioclase adularia has originated there. In some of the plagioclases sericitization, carbonatization or inferior caolinization may be observed. Femic minerals use to be completely metamorphosed. Just pseudomorphoses after amphibole and biotite may be observed. Amphibole has been metamorphosed predominantly into chlorite, epidote, calcite and isolatedly into uralite, too. Biotite has been altered into chlorite, epidote, sericite, muscovite and calcite.

From among accessoric minerals, apatite and zircone have been observed, from among ore minerals — mainly pyrite.

In microscopical study of the dike body it has been found that the body is characterized by different matrix textures than volcanic rocks use to be. The matrix textures correspond with those of hypoabyssal rocks of the dike nature. The following textures have been observed: orthophyre, microaplitic, microaplitic-aplitic, aplitic, micropegmatitic and nevadic (polyphyre) ones.

The authoress gives yet a brief explanation of why the rocks is indicated as porphyry. In our literature the term porphyry is being used in the sense of older authors, especially in that of Zirkel and Rosenbusch. Z i r k e l (1866) would use the term „porphyry" for the porphyric rocks of the granite-syenite group, i. e. for those in which orthoclase is predominating, while the term „porphyrite" for the rocks of the diorite group. Rosenbusch's nomenclature for porphyry and porphyrite cannot be assumed, since it is indicating also the age determinations of rocks. Therefore the opinions of the U. S. Geological Survey (Committee for the nomenclature of igneous rocks, published in May 1897 and 1898; J o h a n n s e n 1952) about the term porphyry being a textural name and the term porphyrite being superfluous expression, have been assumed.

In the role of textural term it can be connected then only with rocks and not with names of minerals. In this sense the term is used for normal aschistose dike rocks, and not for older equivalents of extrusives. Consequently it is no synonym to the Rosenbusch's porphyry which is used also in connection with extrusives. The name of a rock gives precise determination of which rock the question is in.

ZORA PRIECHODSKÁ

O VÝSKYTOCH SEDIMENTÁRNYCH Mn RÚD V JUHOZÁPADNEJ ČASTI LEVOČSKÉHO POHORIA A V SPIŠSKEJ KOTLINE

Úvod

V r. 1951—1957 sa uskutočnil rozsiahly prieskum širšej oblasti mangánorudných ložísk Kišovce a Švábovce, zameraný na zistenie rozlohy, množstva a kvality sedimentárnych Mn rúd; išlo o územie v priestore obcí: 1. Hranovnica—Hrabušice—Spišský Štvrtok; 2. Gánovce—Hozelec—Prímovce—Jánovce—Vrbov—Veľká Lomnica—Tatranská Lomnica; 3. Holumnica.

Územie ložísk Kišovce a Švábovce bolo geologicky dosť preskúmané; preto sa o ňom zmieňujem len stručne a venujem pozornosť menším výskytom Mn rúd v bližšom i ďalšom okolí ložísk.

Zo starších autorov sa týmto územím zaoberali hlavne Quiring (1920), Munk (1932), Munk—Ulrich (1936), F. Slavík (1939), Čechovič (1942). Z rokov 1943—1944 existuje niekoľko správ so stručným vyhodnotením prieskumných prác (Martini, Haberfelner, Kölbel). V novšej dobe sa geologickými pomerami územia, litológiou a genézou sedimentárnych Mn rúd v okolí Švábovíec zaoberal Ilavský (1950). Mineralogické zloženie Mn rúd študoval Konta (1951); biostratigrafické pomery podhôľneho flyša v okolí Švábovíec a Kišovíec študovala Kantorová (1955); SZ časť Levočského pohoria pri Holumnici geologicky spracovali Ilavský—Priechodská (1955—1956). Tektoniku a petrograficko-litologický popis flyšových útvarov v Spišskej kotline podali Ilavský—Pecho—Priechodská (1956), z okolia Hozelca Priechodská (1956). Genézou Mn-rúd v priestore Kišovce—Švábovce sa zaoberali Pták (1956), Marschalko (1959) a Pícha (1964).

Mezozoikum (spodný a stredný trias) vystupuje v južnej časti študovaného územia.

Spodný trias (Bystrický 1963) zastupujú pestré pieskovce, až kremence a bridlice. Pieskovce a kremence tvoria lavice svetlých farieb (najčastejšie biele a červen-

kasté). Pieskovce, sfarbené hojným hydroxydom Fe a Mn sú obyčajne tmavšie, hnedé, až hnedočierne. Bridlice sú jemné, sľudnaté, väčšinou zelené, zelenosivé, hnedé a sýtočervené. Na toto súvrstvie sa viaže výskyt efuzívnych bázických hornín, označovaných všeobecne ako melafýry. Možno ich sledovať od Malužinej k Popradu a odtiaľ na východ k Prímovciam a Hôrke.

Stredný trias tvorí dolomiticko-vápencový komplex Slov. raja. V študovanom území boli dolomity a vápence zastihnuté v niekoľkých vrtoch (na lokalitách v Prímovciach a Jánovciach), hĺbených do podložia mangánového sloja a v banských chodbách, razených zo švábovskej bane smerom na sever.

P a l e o g é n v študovanej oblasti zastupujú vrstvy stredného až vrchného eocénu.

Stredný — vrchný eocén predstavuje bazálne súvrstvie zlepencov a pieskovcov, odkryté JV a JZ od Hranovnice smerom k Spišskej Novej Vsi. Vrtmi boli zastihnuté v Prímovciach, Jánovciach a v Poprade. Zlepence ležia na mezozoiku diskordantne a transgresívne. Zloženie valúnov je: melafýry, vápence, bridlice a pieskovce. Valúny sú dobre opracované, 1—20 cm veľké. Smerom do nadložia prechádzajú do masívnych lavíc drobnozrnných zlepencov a jemno- až hrubozrnných pieskovcov. Vyskytujú sa pri Spiš. Tomašovciach, Letanovciach (vo vrte Le-2), ďalej JV a V od Gánoviec v nadloží zlepencov a na sev. svahu vikartovského chrbta. Pieskovce a zlepence sú sivej, modrosivej a zelenosivej farby, zvetrávajú do hrdzavohneda. Smerom do nadložia mení sa náhle pieskovcová a zlepencová fácia v ílovcovú.

Vrchný eocén. Flyšové útvary vrchného eocénu charakterizujú ílovce a pieskovce dvoch fácií (F. C h m e l í k, 1963).

(a) *v ílovcovom súvrství* (ílovce v prevahe nad pieskovcami) prevládajú sivé, sivomodré, jemne piesčité a sľudnaté, bridličnaté, vápnité i nevápnité ílovce; sú v nich lavice krivolupenatých i masívnych pieskovcov (0,10—0,40 m, maxim. 1,0 m mocných), jemne, až stredne zrnitých, sivomodrej farby, vápnitých. Vyskytujú sa hlavne vo vrchných polohách súvrstvia. V piesčitých polohách sú časté laminy Mn oxydov. Toto súvrstvie je rozšírené hlavne v okolí mangánorudnej oblasti Kišovce—Švábovce; jeho hrúbku odhadujeme na 80—120 m, pri Poprade až okolo 300 m (zistené vrtom Po — 1; P r i e c h o d s k á 1956). Južne, medzi Hrabušicami a Letanovcami sa vo vrtoch zistili polohy pieskovcov aj v ílovcovom súvrství (I l a v s k ý — P e c h o — P r i e c h o d s k á, 1956).

Oxydicko-karbonátové mangánové rudy sú v priestore Kišoviec—Švábovieč—Gánoviec—Hozelca—Jánoviec vyvinuté v ílovcovom súvrství, ktoré K a n t o r o v á (1955) považuje za vyšší stredný, až vrchný eocén.

(b) *pieskovcové súvrstvie* (pieskovce v prevahe nad ílovcami) je rozšírené v oblasti Vrbov—Žákovce—Ľubica—Holumnica. Pieskovce prevládajú nad ílovcami (2:1 až 3:1); sú jemno až strednozrnné, vzácne hrubozrnné, až drobnozlepencové, rôzne vápnité, sivej farby; zvetrávajú do žltohneda; sú masívne, s lavicovitou až doskovitou odlučnosťou. Smerom hore prechádzajú do modrosivých, sivozelených

piesčitých ílovcov, slabo vápnitých. Obsahujú jemne rozptýlenú rastlinnú drvinu, ojedinele aj preplástky čierneho uhlia.

Piesčité ílovce, niekedy aj pieskovce sú preniknuté Mn oxydmi; často sa v pieskovcoch a ílovcoch vyskytujú aj vrstvičky oxydických Mn rúd (0,5—0,25 m; lokalita Holumnica).

Celková hrúbka tohto súvrstvia kolíše od niekoľko desiatok metrov do 1000 m.

K v a r t é r zastupujú pokryvné útvary, hliny a sutiny, v širokých údoliach a na miernych svahoch 2—5 m, na strmších svahoch 1—2 m hrubé. V SZ časti územia vyskytujú sa nánosy fluvioglaciálnych štrkov a hlín (v priestore od Veľkej Lomnice k Tatranskej Lomnici). Sem patria aj travertíny, ktoré sa tiahnu od Gánoviec smerom na východ k Hôrke a Sv. Ondreju. Viažu sa na priečne zlomy a na minerálne pramene s obsahom CO_2 a malým percentom H_2S.

Popis výskytov Mn rúd, ich rozloha a chemizmus

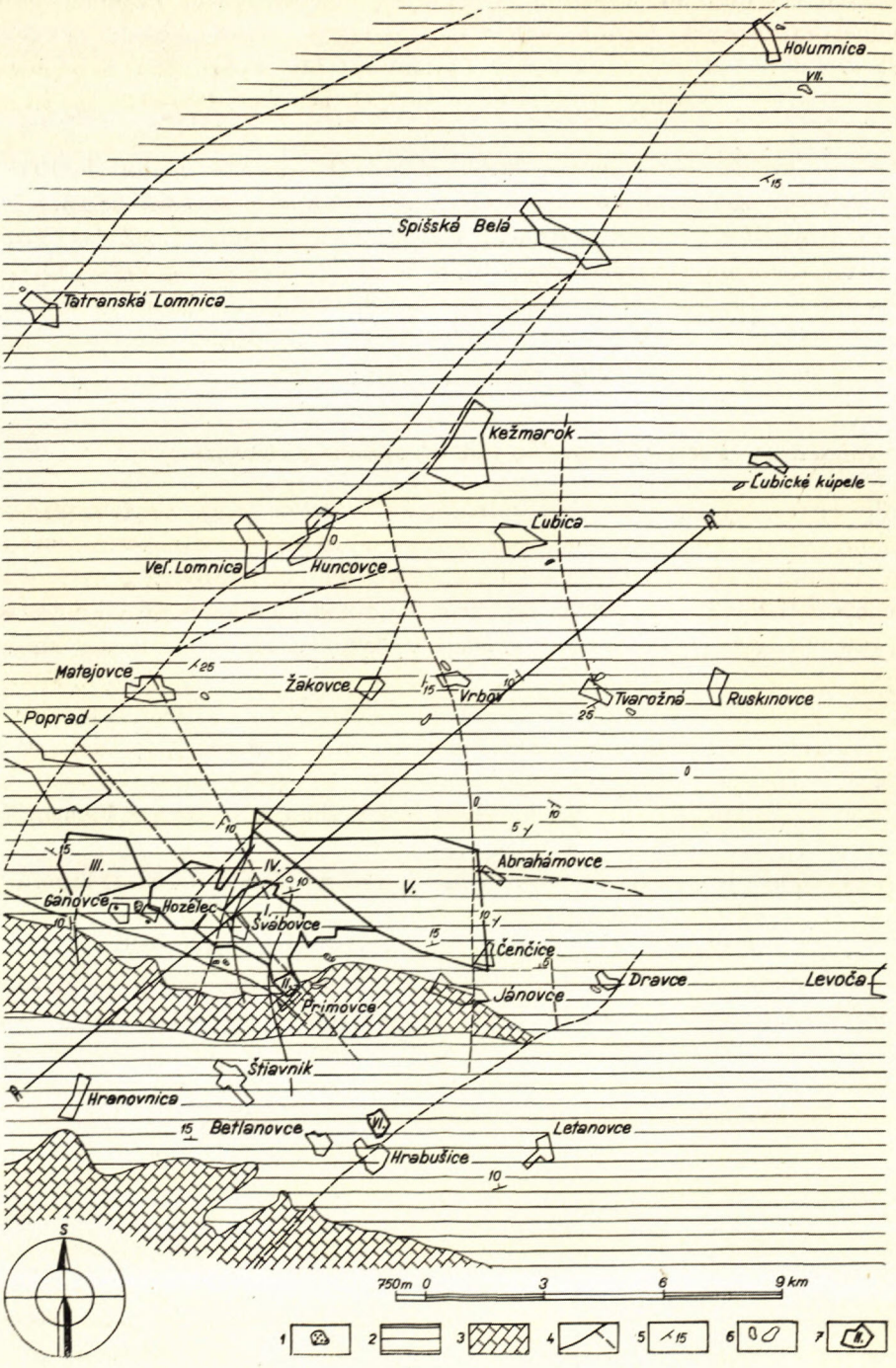
Mangánové ložiská rudnej oblasti Kišovce—Švábovce tvoria oxydicko-karbonátové mangánové sedimenty, konkordantne uložené vo vrchnoeocénnom súvrství a sú usporiadané do niekoľkých slojov: 1. tzv. hlavný sloj, dobývateľný; 2. vrchný sloj, nedobývateľný, leží asi 40—80 m nad hlavným slojom; 3. spodný sloj, nedobývateľný, zistený vrtným prieskumom len lokálne. Vyskytuje sa asi 40—50 m pod hlavným slojom (P r i e c h o d s k á, 1952—1956). Okrem týchto slojov (Švábovce, Kišovce, Hozelec a Gánovce) vyskytujú sa často tenšie polohy Mn rudy (dosť nepravidelne) v súvrství ílovcov i pieskovcov. Ložisko Mn rúd na južnom okraji vychádza na povrch a možno ho sledovať od Gánoviec smerom na východ až k Dravcom, teda v dĺžke asi 12 km. Západne od Gánoviec sloj vykliňuje; vrtom pri Poprade boli prevŕtané len tenké mangánové polohy v ílovcoch.

Hĺbka ložiska je v okolí Gánoviec asi 40—150 m, na Hozelci asi 50—250 m, v Jánovciach 90—340 m, v Prímovciach 22—60 m a v Hrabušiciach okolo 160 m.

L o ž i s k o P r í m o v c e je východným pokračovaním ložiska Švábovce. Hlavný mangánový sloj sa tu vyskytuje v hĺbke 22—60 m; vrchný sloj je vyvinutý len miestami, nepravidelne. Ložisko v Prímovciach vystupuje na južnom okraji na povrch v pruhu od obce Miklušovce smerom na západ. Západná časť ložiska je ohraničená banským poľom Švábovce, východná tektonickou líniou Ondrejského potoka. Na severe končí ložisko tiež na dislokácii.

Hrúbka dobývateľných Mn rúd (hlavného sloja) pohybuje sa medzi 0,30 a 1,60 m (priemer 0,83 m); priemerný obsah Mn je 14,80 %. Najkvalitnejšie rudy sú v centrálnej časti (18—21 % Mn), smerom SV a SZ sa kvalita zhoršuje (10—12 % Mn).

Štruktúra sloja v Prímovciach sa líši od ložísk Kišovce, Švábovce, Gánovce a Hozelec. Faciálne zmeny možno pozorovať už čiastočne vo východnej časti švábovskej bane. Kým sloj v priestore uvedených ložísk obsahuje spravidla len jednu ílovcovú polohu (tzv. medzikameň s obsahom 7—12 % Mn), v oblasti Prímoviec je viac


Holumnica
VII.
Spišská Belá
Tatranská Lomnica
Kežmarok
Ľubické kúpele
Ľubica
Veľ. Lomnica
Huncovce
Matejovce
Žakovce
Vrbov
Tvarožná
Ruskinovce
Poprad
Abrahámovce
III.
IV.
V.
Ganovce
Hozelec
Švábovce
Čenčice
Dravce
Levoča
Jánovce
Primovce
Štiavnik
Hranovnica
Betlanovce
Letanovce
Hrabušice
VI.
S
750m 0 3 6 9 km
1 2 3 4 5 6 7

ílovcových vrstvičiek. Mangánové vrstvičky (16—22 % Mn) sa nepravidelne striedajú s ílovcami (obr. č. 2 a 3), ktoré svojím priemerným 3—7 % obsahom Mn značne znižujú kvalitu suroviny.

Kompletný chemický rozbor Mn rudy na ložisku Prímovce (vyhotovilo Chem. laboratórium VSRP v Spiš. Novej Vsi):

SiO_2	15,84 %	V	stopy
FeO_2	6,50	P_2O_5	0,22
MnO	19,04	Cu	0,04
Al_2O_3	8,64	Bi	0,005
CaO	15,14	Zn	0,033
MgO	3,36	S	0,15
TiO_2	0,40	strata žíhaním	27,16

Spektrálnou analýzou boli stanovené nasledovné prvky:

I. hlavné súčiastky (v podstatnom množstve, nad 1 %): Mn, Fe, Al, Ca, Si, Mg. Sú charakteristickými prvkami na ložisku;

II. podradné, až nepatrné množstvo (0,1—1 %): Ba, Cu, Ti.

III. nepatrné množstvo, až stopy (do 0,1 % a stopy): Cr, Ni, Na, Sr, V.

Vrtným a banským prieskumom sa na ložisku Prímovce zistili bilančné zásoby v kategórii B, C a C_2.

V ý s k y t y : *Gánovce—Hozelec—Jánovce—Vrbov—Veľká Lomnica—Tatranská Lomnica.* Mangánové rudy v okolí Gánoviec, Hozelca a v širšom priestore Jánoviec, Vrbova a Veľkej Lomnice sú západným, severným a SV pokračovaním Mn ložiska kišovecko-švábovského. V okolí Gánoviec, Hozelca a miestami aj v Jánovciach sú vyvinuté obidva sloje: vrchný a hlavný (obr. 4). Hlavný sloj sa vyskytuje dosť pravidelne v ílovcových súvrstviach.

V tejto oblasti sa zistila poloha Mn rúd o hrúbke 0,10—0,80 m (priemerne 0,37 m), zložená z vrstvičiek rôznej kvality a hrúbky. Uprostred sloja sa dosť pravidelne vyskytuje ílovcová vložka, tzv. medzikameň (s 7—12 % Mn), ktorý sa ťaží spolu s Mn rudou. Obsah Mn v rudách sa pohybuje od 7—21 %.

Analýzami bolo zistené toto chemické zloženie rudy (priemerné):

Mn	13,22 %	Fe	3,90
CaO	13,27	P	0,23
MgO	4,55	S	0,25
SiO_2	17,21		

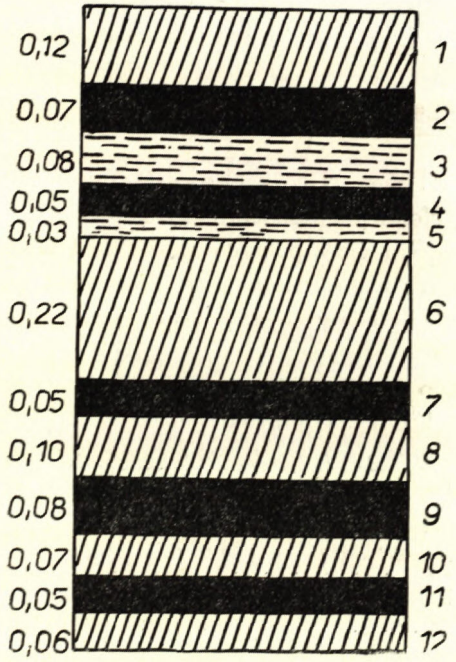
◁

O b r. 1. Geologická skica výskytov Mn rúd v širšom okolí Šváboviec. (Zostavené z podkladov J. Bystrického, J. Ilavského, J. Pechu a Z. Priechodskej; tekt. pomery podľa geol. mapy Vysoké Tatry — J. Bystrický, O. Fusán, A. Matějka 1962.) 1 — kvartér (travertíny); 2 — centrálnokarpatský paleogén (vrchný a stredný eocén); 3 — mezozoikum (stredný a spodný trias); 4 — významnejšie tektonické poruchy; 5 — smer a úklon vrstiev; 6 — menšie výskyty Mn rúd; 7 — ložiská Mn rúd: I — Švábovce—Kišovce; II — Prímovce; III — Gánovce; IV — Hozelec; V — Jánovce; VI — Hranovnica—Hrabušice; VII — Holumnica; A—A' — priečny profil ložiskom.

Kompletné analýzy vzorky Mn rudy z priestoru Gánoviec, Hozelca a Jánoviec podávajú tento výsledok (vyhotovil Ústav pre výskum rúd v Kutnej Hore):

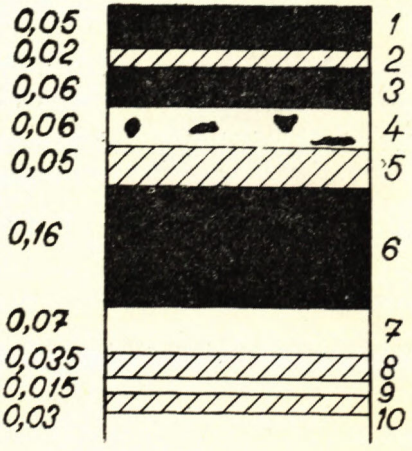
SiO_2	23,14 %	Na_2O	1,15 %
TiO	0,58	P_2O_5	0,30
B_2O_3	0,03	V_2O_5	0,02
Al_2O_3	10,44	Cu	0,02
Cr_2O_3	0,07	Zn	0,02
FeO	3,85	Ni	0,02
MnO	15,66	As	0,02
MgO	1,64	Fe sulfid	0,29
CaO	13,81	S	0,34
K_2O	1,62	CO_2	22,98
		H_2O	2,23

Prieskumom sa na ložiskách Gánovce—Hozelec—Jánovce zistili dobývateľné zásoby kategórie C_1 a C_2.



Obr. 3. Profil vrtom v Prímovciach. 1 — rohovcový mangán; 2 — ílovec; 3 — rohovcový mangán (priem. 18,94 % Mn; 1 až 3); 4 — úlomky Mn; 5 — ílovec s obsahom Mn; 6 — mangánová poloha (22,73 % Mn); 7 — ílovec (5,24 % Mn); 8 — ílovec s mangánom (15,57 % Mn); 9 — ílovec (5,47 % Mn); 10 — ílovec sfarbený Mn (8,80 % Mn).

Obr. 2. Profil prieskumnou šachticou v Prímovciach: 1 — ílovce (3,5 %); 2 — „rohovcový" mangán (14,34 %); 3 — „drobivý" mangán (12,51 %); 4 — „rohovcový mangán" (19,58 %); 5 — „drobivý mangán" (6,71 %); 6 — ílovce (2,49 % Mn); 7 — „rohovcový mangán" (5,57 %); 8 — ílovce (1,90 %); 9 — „rohovcový mangán" (5,99 %); 10 — ílovec (4,83 %); 11 — „rohovcový mangán" (12,96 %); 12 — ílovec (4,26 % Mn).



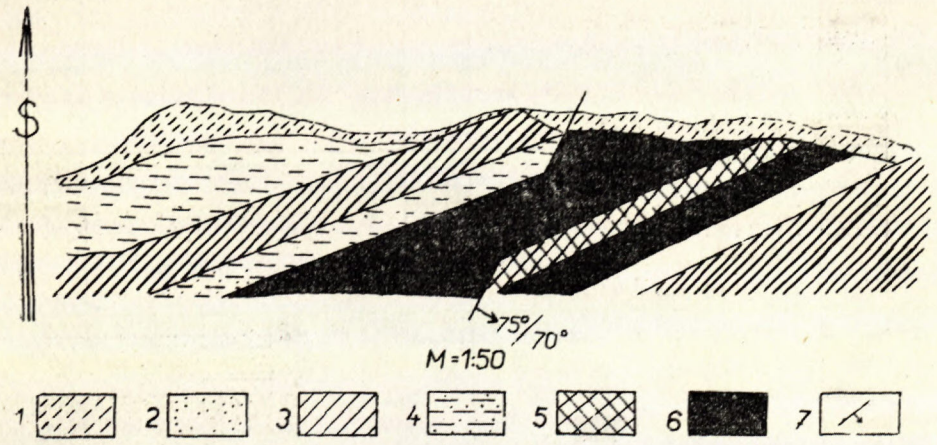
Od Gánoviec pokračuje ložisko cez Hozelec smerom severným a SV, o čom svedčia východy mangánových rúd v údolí rieky Poprad pri Matejovciach, Veľ. Lomnici a Huncovciach, Z od Veľkej Lomnice (medzi Skalnatým a Slavkovským potokom), v Tatranskej Lomnici a pri Starej Lesnej. Hrúbka zrudnenej polohy v tejto časti je max. 12 až 15 cm (Tatranská Lomnica, Huncovce); sú veľmi nekvalitné (4,92—8,63 % Mn).

Ďalšie odkryvy Mn rúd možno sledovať JV od Veľkej Lomnice, v okolí Žakoviec, Vrbova, Tvarožnej a Ľubice. Ide prevažne o tenučké vrstvičky Mn rúd v ílovcoch (0,10—0,85 m vrátane ílovcových polôh) a s obsahom Mn 3—9 %.

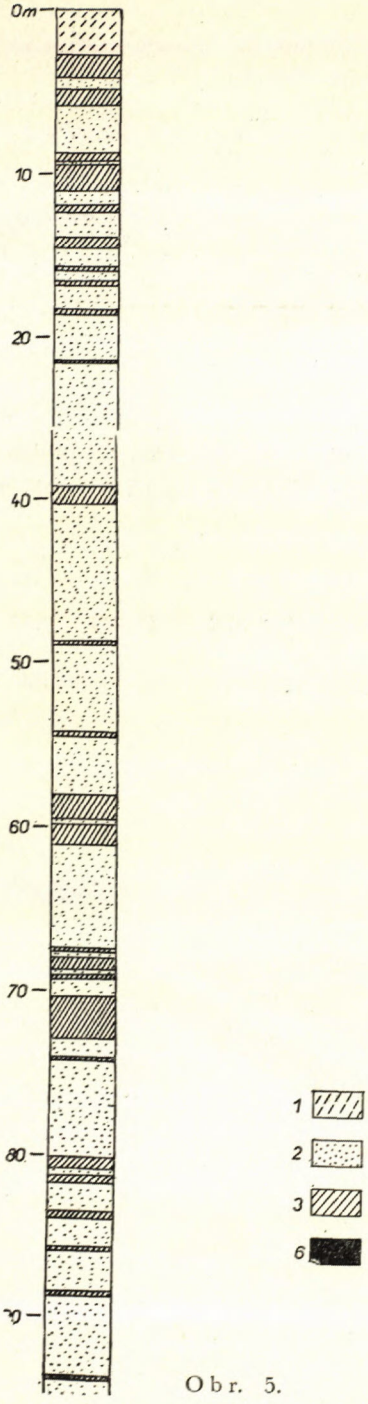
Pozoruhodnejší je výskyt vo Vrbove (na sev. okraji obce), kde hrúbka sloja činí 1,55 m (vrátane ílovcových vložiek a polohy pieskovca uprostred sloja); priemerný obsah Mn je 10,6 %, bez stredného pieskovca 12 % Mn.

Podľa geologických predpokladov vývoj dobývateľného mangánového sloja do oblasti Ľubických kúpeľov, Ruskinoviec a údolia Tvarožnianskeho potoka nesiaha. SV od Hozelca a Jánoviec pokračuje ložisko Mn rúd k Čenčiciam a Dravciam, kde je sloj 0,10—0,40 m hrubý s premenlivým obsahom Mn: 4—15 %.

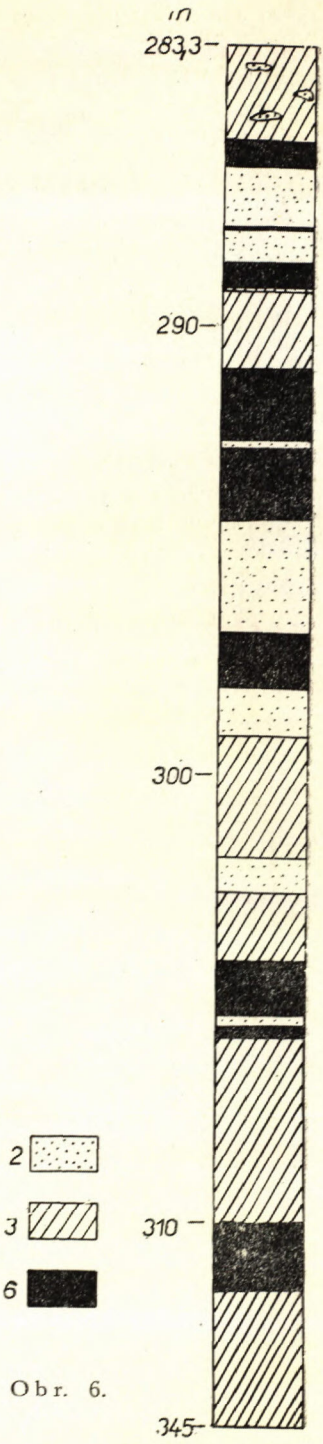
Výskyt Holumnica. Mangánové sedimenty v okolí Holumnice vyskytujú sa v pieskovcovom flyši a líšia sa od predošlých oblastí charakterom, stratigrafickým postavením a mineralogickým zložením. V okolí Holumnice sa nevyskytujú len v ílovcovom vývoji flyša, ale aj v piesčitých ílovcoch a pieskovcoch. Kým v oblasti Švábovic a Kišoviec sú mangánové rudy zložené z vrstvičiek oxydických a oxydicko-karbonátových, v okolí Holumnice sú zastúpené len oxydické rudy.



Ob. 4. Profil zrudnenou polohou na lokalite Vrbov. 1 — hlina, sutina (kvartér); 2 — ílovce (vrchný eocén); 3 — pieskovce (vrchný eocén); 4 —ílovce s malým obsahom Mn (vrchný eocén); 5 — pieskovce s obsahom Mn (vrchný eocén); 6 — mangánová ruda (vrchný eocén); 7 — porucha.


0m
10
20
40
50
60
70
80
90
100
110
120
130
140
160
170
180
190
1
2
3
6

Obr. 5.


m
283,3
290
300
310
345
2
3
6

Obr. 6.

Východy Mn rúd sa zistili SZ od k. 727, V a JV od k. 695, v okolí kóty 692, na Mahlbergu pri k. 958 a 805 a v okolí Šteinbergu. Mocnejšia poloha je odkrytá v ceste Holumnica—Jurské, asi 0,5 km JV od obce Holumnica.

Ide o polohu piesčitých ílovcov a pieskovcov, ktoré sa striedajú s vrstvičkami Mn oxydických rúd (5—10 cm mocných). Celková hrúbka zrudneného pásma je 0,60 m. Celková priemerná hrúbka zrudnených vrstiev sa pohybuje okolo 0,20—2,0 m, s priemerným obsahom Mn 3—17 %.

Vrtom Hl-2 bolo prevŕtané zrudnené pásmo (vrstvičky Mn v ílovcoch, piesčitých ílovcoch a pieskovcoch) o celkovej hrúbke 1,25 m a obsahu Mn 6,23 %, vrtom Hl-3 o hrúbke 2,58 m, s nízkym obsahom kovu (3,63 % Mn). Výskyt Mn rúd v okolí Holumnice je nebilančný.

V ý s k y t y : *Hranovnica—Hrabušice—Spišský Štvrtok.* Dosiaľ známe výskyty Mn rudy sa nachádzajú SZ od obce Hrabušice pod k. 626, v údolí Vydrnického potoka, S od žel. stanice Vydrník pod k. 614 a 579 a v zárezе železničnej trate pri Vydrníku, resp. SZ od Tomášoviec pod k. 565 a pri Letanovciach. Ide väčšinou o tenké vrstvičky oxydických Mn rúd (0,05—0,15 m) v ílovcoch a v piesčitých ílovcoch, s obsahom 3—14 % Mn.

Pri Hrabušiciach boli vrtom zistené dve polohy: 0,30 m a 0,40 m hrubé, nasledujúceho chemického zloženia:

	Mn	Fe	SiO_2	CaO	P	S
I. poloha	11,43 %	2,98 %	13,90 %	21,39 %	0,23 %	0,22 %
II. poloha	11,59	3,03	16,38	16,82	0,32	0,75

Vrt pri Betlanovciach prevŕtal vrstvičky Mn oxydkarbonátov, ktoré sa striedajú s tmavosivými ílovcami. Celková hrúbka zrudneného pásma je 1,06 m; obsah Mn veľmi nízky (4,92 %). Chemizmus hornín z popisovaných lokalít je na tab. 1.

Záver

Väčšina študovaných mangánorudných výskytov nemá väčší praktický význam. Zrudnené polohy sa svojou kvalitou a hrúbkou pohybujú väčšinou pod hranicou bilančnosti. V Gánovciach je ložisko celkove nebilančné, v okolí Hozelca na hranici bilančnosti; výskyty na lokalitách: Jánovce, Hranovnica—Hrabušice a Holumnica sú nebilančné. Ložisko v Prímovciach je z nich najkvalitnejšie.

Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Lektoroval inž. R. M a r s c h a l k o.

O b r. 5. Profil vrtom lok. Hozelec. 1 — hlina, sutina, kvartér; 2 — ílovce; 3 — pieskovce; 6 — mangánová ruda (2—6 vrchný eocén).

O b r. 6. Profil zrudnenou vrstvou vo vrte Holumnica. 2 — ílovce (vrchný eocén); 3 — pieskovce (vrchný eocén); 6 — mangánová ruda (vrchný eocén).

Chemizmus sedimentárnych mangánových rúd Tab. 1

Lokalita	Mn	Fe	SiO_2	CaO	MgO	P	S
Prímovce	15,61	3,62	15,31	15,19	5,59	0,25	0,19
Gánovce	12,46	3,73	18,84	13,78	1,86	0,17	—
Hozelec	14,12	3,87	16,13	13,56	3,68	0,34	0,27
Jánovce	12,78	3,91	19,13	13,53	4,46	0,19	0,33
Huncovce	8,63	4,62	40,07	1,0 z	—	0,09	—
Vrbov	10,60	3,58	39,74	6,54	—	—	0,71
Stará Lesná	6,52	5,64	40,44	1,45	—	0,14	—
Tatr. Lomnica	4,92	5,03	41,58	0,62	—	0,11	—
Žákovce	13,30	4,64	35,97	2,02	—	—	—
Čenčice	8,57	4,56	34,75	4,36	—	0,21	—
Dravce	3,32	6,70	46,02	8,40	—	0,29	—
Holumnica, Hl_2	6,23	3,29	16,76	7,02	—	—	—
Holumnica, Hl_3	3,63	3,63	50,67	6,80	2,65	—	—
Hrabušice I.	11,43	2,98	13,90	21,39	—	0,23	0,22
Hrabušice II.	11,59	3,03	16,38	16,82	—	0,32	0,75
Letanovce	14,10	4,05	25,37	8,82	—	0,19	—
Betlanovce	1,37	3,93	45,45	10,44	3,29	—	—

Spektrálne analýzy mangánových slojov z vrtov

Lokalita	Obsah prvkov		
	nad 1 %	0,1—1 %	pod 0, 1 %
Hozelec	Si, Fe, Mg, Al, Ca	Mn, Cu, Na	Ba, P, Sb, Pb, As, Cr, Ni, Ti, V, Ag, Zn, Mo, K, Li, Co
Gánovce	Al, Ca, Fe, Mg, Mn, Si	Ba, Na, Ti	Cr, Cu, Ni, Co, V, Sn
Jánovce	Al, Ca, Fe, Mg, Mn, Si	Cu, Na, Ti	Ba, Cr, V,
Vrbov	Al, Ca, Fe, Mg, Mn, Si	Cu, Na, Ti	Cr, Ni, V
Prímovce	Mn, Fe, Al, Ca, Si, Mg	Ba, Cu, Ti	Cr, Ni, Na, Sr, V

LITERATÚRA

[1] Čechovič V., 1942: Ložiská mangánových rúd Slovenska I, Práce ŠGÚ, Zoš. 6, Bratislava. — [2] Ilavský J., 1950: Geologické pomery okolia Šváboviec. Geol. sbor. 1, Bratislava. — [3] Ilavský J. — Pecho J. — Priechodská Z., 1956: Príspevok ku geológii a tektonike flyša v Spišskej kotline. Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava. — [4] Kan-

torová V., 1955: Mikrostratigrafia podtatranského paleogénu. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [5] Konta J., 1951: Thermické studium sedimentární manganové horniny od Švábovců. Sborník ÚÚG XVIII, Praha. — [6] Marschalko R., 1959: Príspevok k poznaniu genézy Mn oxydkarbonátového ložiska Švábovce v již. časti Levočského pohoria. Acta geol. geogr. Univ. Com. 2, Bratislava. — [7] Munk R., 1932: Ložisko mangánové rudy u Kišovců na Slovensku a jeho geneze. Praha. — [8] Pícha F., 1964: Manganové rudy paleogénu centrálních Karpat a jejich geneze. Věstník ÚÚG, XXXIX, Praha. — [9] Priechodská Z., 1956: Predbežná zpráva o geol. pomeroch širšej oblasti Hozelca. Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava. — [10] Priechodská Z. — Kotras J., 1956: Záverečná zpráva a výpočet zásob z ložiska Prímovce — Mn. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [11] Priechodská Z. — Kotras J., 1957: Záverečná zpráva a výpočet zásob z oblasti Levočské pohorie — Mn. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [12] Pták J., 1956: Výskyt mangánových rúd v triasových kvarcitoch Čiernej hory medzi Margecanmi a Kluknavou a názory na vznik ložísk sedim. Mn rúd v Popradskej kotline. Geol. práce, Zprávy 9, Bratislava. — [13] *Vysvetlivky k prehľadnej geol.* mape ČSSR 1 : 200 000, Vysoké Tatry. Zostavil O. Fusán a kol., Bratislava.

AUGUSTIN ŠUTOR

PŘEHLED HUSTOTNÍCH POMĚRŮ V OBLASTI PODUNAJSKÉ NÍŽINY

Úvod

Předložená práce se zabývá jak stanovením objemových vah ρ_o, mineralogických hustot ρ_m a porosit p v prostoru Podunajské nížiny, tak i sledováním změn uvedených parametrů s hloubkou. Parametry a jejich závislosti na hloubce byly stanoveny pro horniny podložního útvaru, převážně předtercierního stáří a pro různě zpevněné horniny sedimentární výplně terciérního stáří. Pro větší tektonické celky jsou stanoveny závislosti střední hustoty sedimentární výplně na hloubce a to jak maximální (za předpokladu 100 % nasycení), tak i minimální (na základě vysušených vzorků). Veškeré poznatky a závěry jsou získány na základě rozborů vrtních jader z třiceti hlubinných vrteb uvedených v obr. 1. Práce navazuje na řadu zpráv J. Uhmanna (ÚGF Brno z let 1955—63).

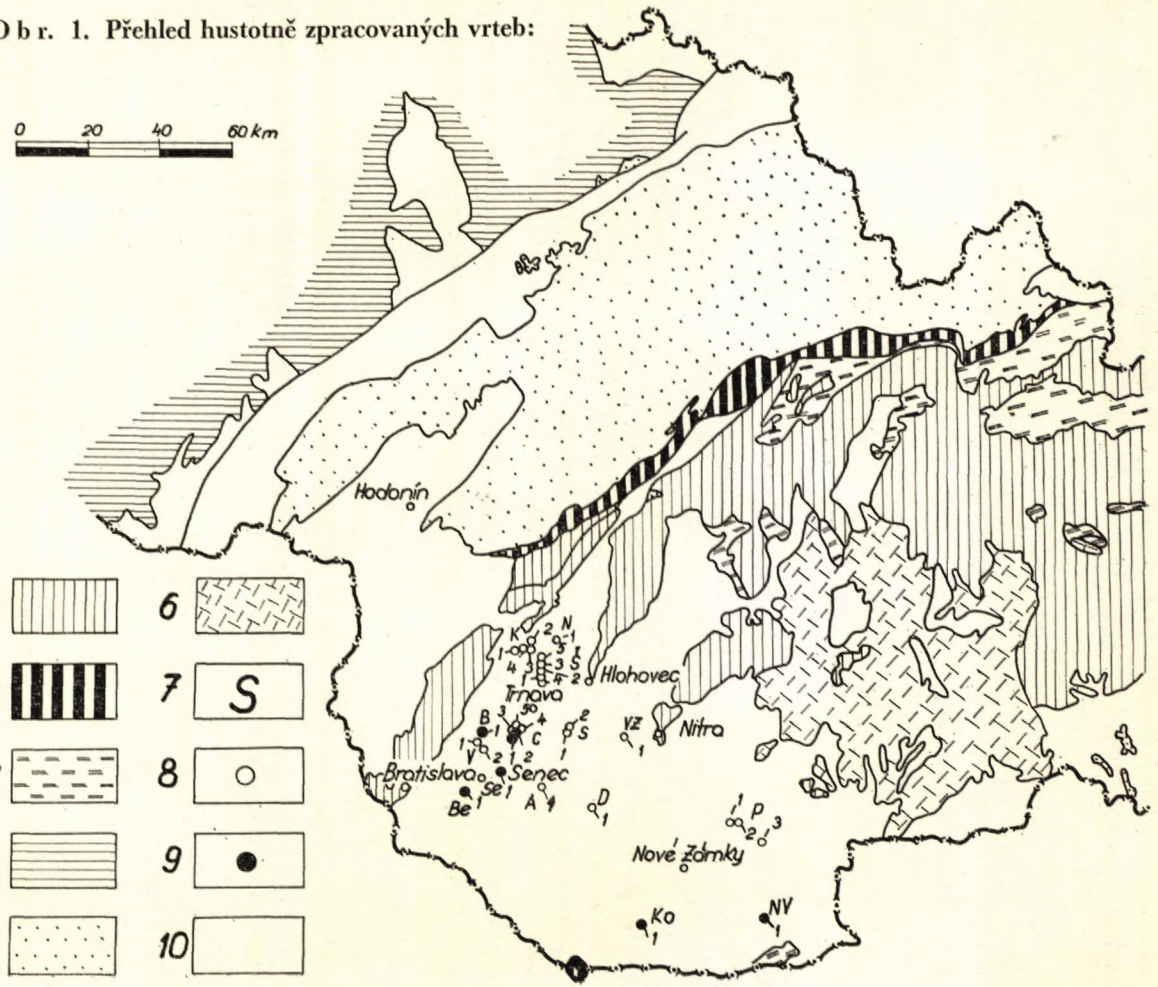
Problematika související s hustotní charakteristikou Podunajské nížiny je zde v hrubých rysech rozčleněna na dvě části: a) ve vztahu s fysikální charakteristikou výplně uvažovaného sedimentačního prostoru a b) na problematiku související s charakteristikou podložního útvaru předtercierního stáří. Zdůvodnění uvedeného členění vychází především z jejich odlišného lithologického a stratigrafického vývoje.

Pro jednotlivé sledované parametry bylo užito následujícího označení: ρ_o ... objemová váha ($g \cdot cm^{-3}$); ρ_m ... objemová hustota ($g \cdot cm^{-3}$); p_n ... porosita na hloubce H (%); ρ_s ... střední hustota na hloubce H stanovená statistickým způsobem pro určitý tektonický celek ($g \cdot cm^{-3}$); $\rho\varnothing$ ... střední hustota komplexu od nulové hladiny do hloubky H ($g \cdot cm^{-3}$); $\rho\varnothing_{max}$ ... střední hustota komplexu od nulové hladiny do uvažované hloubky H pro případ 100 % nasycení vzorků kapalinou o $\gamma = 1{,}00$ ($g \cdot cm^{-3}$); $\rho\varnothing_{min}$ ... střední hustota komplexu od nulové hladiny do hlouky H stanovená na základě vysušených vzorků ($g \cdot cm^{-3}$); $\Delta\rho$ ... diferenční hustota ($g \cdot cm^{-3}$).

Přehled hustotních poměrů podložního útvaru

Podložní útvar v prostoru Podunajské nížiny, jak vyplývá z geologicko-geofysikálních průzkumných prací, je velmi různorodý. Za nejstarší horniny lze považovat horniny paleozoika a horniny metamorfované. Jinde je pánevní výplň uložena na

Obr. 1. Přehled hustotně zpracovaných vrteb:



1 — krystalinikum, paleozoikum a mesozoikum centrálních Karpat; 2 — vnitřní bradlové pásmo; 3 — centrálněkarpatský paleogén; 4 — Český masiv; 5 — vnější flyšové pásmo; 6 — neogenní vulkanity; 7 — hlubinné vrtby: Š — (Špačince), K — (Krupá), B — (Báhoň), A — (Abrahám), Be — (Bernolákovo), C — (Cífer), Se — (Senec); S — (Sereď), D — (Diákovce), VZ — (Velké Zálužie), Ko — (Kolárovo), P — (Pozba), NV — (Nová Vieska), N — (Nižná); 8 — hlubinná vrtba zpracovaná hustotně ČND — geofysika, Brno; 9 — hlubinná vrtba zpracované ÚGF Brno (Uhmann).

horninách mesozoického stáří. V hrubých rysech lze akceptovat názor o jejich rozšíření v jednotlivých částech pánve, který podává I. Pagáč (1963); podle toho v západní části, s výjimkou piešťanského zálivu (severně od Trnavy) jsou na stavbě podložního útvaru zastoupeny uvedené starší formace (paleozoikum, krystalinikum), zatím co ve východní části podloží tvoří mesozoické vápence a dolomity. Hranici mezi těmito oběma celky klade I. Pagáč do oblasti výrazného, tektonicky předisponovaného pruhu, probíhajícího po linii Želiezovce, Nové Zámky, Kolárovo a dále ve směru jižním na Györ. Předpoklad — kromě výsledků vrtního průzkumu — potvrzuje i přítomnost anomálního geomagnetického pruhu na uvedené linii, který je ve vztahu s vulkanickým masivem (Šurany-1, Szány-1), zalehajícím bezprostředně na předsvrchnotortonském podložním útvaru. Jeho vznik je jistě v přímé souvislosti s tektonicky labilním pásmem v podloží. Uvedený předpoklad na východní straně potvrzují částečně vrtby Pozba-1, 2, 3, na straně západní Šurany-1.

Z tektonického hlediska se vyznačuje stavba pánve převahou vertikálních pohybů a dilatačních poklesů, souvisejících nejpravděpodobněji se zmenšováním objemu sedimentů dehydratací a stlačováním (Adam — Dlabač 1961) a s pohyby přímo v podloží pánve. Nejvýraznějším tektonickým směrem je karpatský (JZ—SV), který odpovídá průběhu karpatských jednotek v podloží. Místy přechází do směru JJZ — SSV, resp. JZZ — SVV a uplatňuje se ve všech neogenních stupních. Na okraji pánve a částečně i ve stavbě miocenních a tortonských sedimentačních pánví lze pozorovat směr příčný SZ — JV. Souvisí patrně se starými tektonickými liniemi sudetskými, které byly oživeny v Karpatech ve středním miocénu. S přihlédnutím k výsledkům všech geofysikálních disciplin, k strukturnímu a hlubinnému vrtnímu průzkumu, bylo v práci (1) provedeno nové tektonické členění pánve, které dává částečný přehled o možnostech korelací získaných výsledků mezi sebou.

Vzhledem k malému počtu vrteb zasahujících v jednotlivých částech pánve až do podloží a různému lithologickému charakteru podložního útvaru na jednotlivých lokalitách byly z jednotlivých horninových typů získány pouze vzorky a parametry, uvedené v tabulce 1. Malé množství parametrů vedlo také k pokusu s doplněním získaného souboru o hodnoty z povrchového odběru, jejichž stanovení bylo provedeno v průběhu dřívějších let J. Uhmannem (1956—1962). Jde o horniny odebrané z okrajových pohoří, zejména Malých Karpat, Považského Inovce a Tribče, tvořených soubory žul, metamorfovaných hornin, vápenců, dolomitů, křemenců, břidlic (karbon, perm, trias) a pod. Možnost jejich použití pro interpretační účely doposud opodstatňovala pouze domněnka J. Uhmanna (5), že u hornin uvedeného typu lze parametry zjištěné na povrchu považovat za poměrně neměnné s hloubkou. Ověření uvedené domněnky je patrné z tabulky 2 a obr. 2.

Na základě provedených rozborů a porovnání s výsledky Uhmanna (1962) lze vyčlenit v prostoru Podunajské nížiny v rámci střední chyby $\pm 0{,}05$ g.cm^{-3} hustotní komplexy uvedené v tabulce 3. Uvedené členění bylo provedeno za účelem

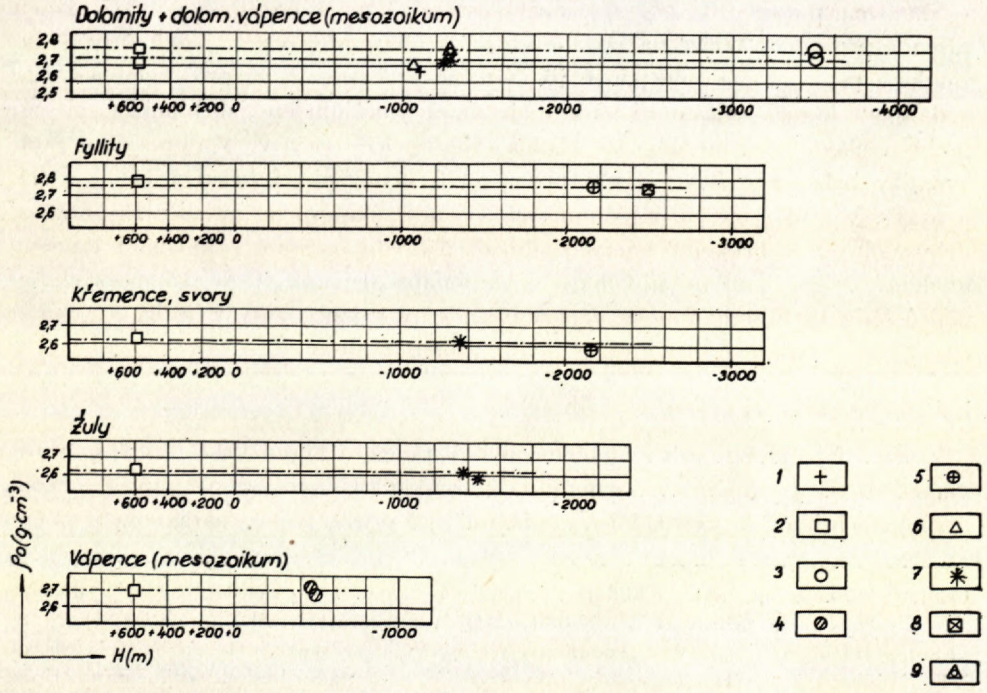
Tabulka 1.

Hlubinná vrtba:	Hloubkový interval:	Petrografický typ:	ρ_o	ρ_m	p
Abrahám-1	2247—2248	ser. fyllit	2,73	2,76	1,20
Krupá-1	1064—1069	dol. vápenec	2,70	2,71	0,40
Krupá-3	943— 948	dolomit	2,81	2,82	0,30
Krupá-3	1100—1105	dol. vápenec	2,67	2,74	2,60
Krupá-4	464— 466	vápenec	2,73	2,76	0,90
Krupá-4	464— 466	vápenec	2,52	2,72	7,70
Krupá-4	482— 485	vápenec	2,67	2,70	1,00
Pozba-1	1160—1162	dolomit	2,80	2,84	1,50
Pozba-2	1245—1246	písčitý dolomit	2,72	2,83	3,70
Pozba-2	1282—1283	písčitý dolomit	2,70	2,75	1,80
Pozba-2	1360—1361	křemenec	2,62	2,65	1,10
Pozba-2	1393—1396	milonitisovaná žula	2,61	2,69	3,20
Pozba-2	1393—1396	přeplavená žula s vlož. křemence	2,42	2,66	9,00
Pozba-2	1479—1481	milonitisovaná žula	2,58	2,67	3,50
Pozba-2	1555—1596	pískovcový křemenec	2,67	2,71	1,60
Pozba-3	1500—1564	křemitý diorit	2,84	2,84	0,10
Sered-2	2155—2159	fylit	2,76	3,04	9,50
Sered-2	2155—2159	muskovit. svor	2,55	2,62	3,50
Špačince-2	3460—3463	dol. vápenec	2,77	2,79	0,80
Špačince-5	3476—3479	dolomit	2,81	2,78	1,10
Vištuk-1	2396—2398	žula	2,71	2,72	0,20
Vištuk-1	2497—2602	slepenec	2,65	2,59	1,00
Vištuk-2	2056—2058	diorit	2,67	2,69	0,80
Vištuk-2	2099—2102	křemitý diorit	2,65	2,67	0,60
Vištuk-2	2144—2147	křemitý diorit	2,65	2,67	0,60
V. Zalužie-1	2154—2158	žula — rula?	2,48	2,73	9,40

posouzení, do jaké míry a kdy může lithologická variabilita podložního útvaru vyvolat v dané oblasti hustotní variabilitu a mít podstatnější vliv na správnost prováděných interpretací tíhových měření. Navíc za předpokladu, že na stavbě mesozoického komplexu hornin jsou zastoupeny z 50 % vápence, z 30 % dolomity a z 20 % křemence, lze předpokládat střední hustotu mesozoického obalu $\rho o_{me} \doteq 2{,}72$ g . cm^{-3}. Jak je patrno z porovnání tohoto poznatku s hodnotou ρ_{sI}, lze hodnotu ρo_{me} považovat za typickou i pro tento komplex a hodnotu ρ_{sII} za charakteristickou převážně pro metamorfika a horniny výlevné.

Tabulka 2.

Petrografický typ:	ÚGF — Brno povrch. odběr:		ČND — Brno vrtní jádra:	
	počet vzorků:	stř. hod. par. ρ_o	počet vzorků:	stř. hod. par. ρ_o
žuly	38	2,66	3	2,63
pegmatity	12	2,64	—	—
ruly, magmatity, svory, fyllity	36	2,79	2	2,74
amfibolity	9	2,80	—	—
karbonské břidlice	6	2,75	—	—
trias. břidlice	28	2,69	—	—
diorit	—	—	3	2,66
vápence	99	2,70	3	2,68
dolomity	51	2,82	2	2,80
dol. vápence	26	2,79	2	2,74
zvětr. dol. a dol. váp.	12	2,72	5	2,71
křemence	49	2,64	1	2,62



Obr. 2. Závislost $\rho_o(H)$ pro horninové typy zúčastněné na stavbě podložního útvaru v prostoru Podunajské nížiny. Hlubinná vrtba: 1 — Krupá(3); 2 — Uhmann J. (povrchový odběr); 3 — Špačince(5); 4 — Krupá(4); 5 — Sereď(2); 6 — Krupá(1); 7 — Pozba (2); 8 — Abrahám(1); 9 — Pozba(1).

Tabulka 3.

Petrografický typ:	ρ_o	ρ_s
vápence (mesoz.)	2,68 — 2,71	
písč. dolomity (mesoz.)	2,71	
paleogenní pískovce	2,66	
křemence	2,64	$\rho_{sI} \doteq 2,7$
permské břidlice	2,69	
pegmatity	2,64	
žuly	2,66	
karbonské břidlice	2,75	
krystalické břidlice	2,78	
ruly, svory, fyllity, amfibolity	2,76—2,79	$\rho_{sII} \doteq 2,8$
melafýr	2,87	

Hustotní poměry neogenní výplně

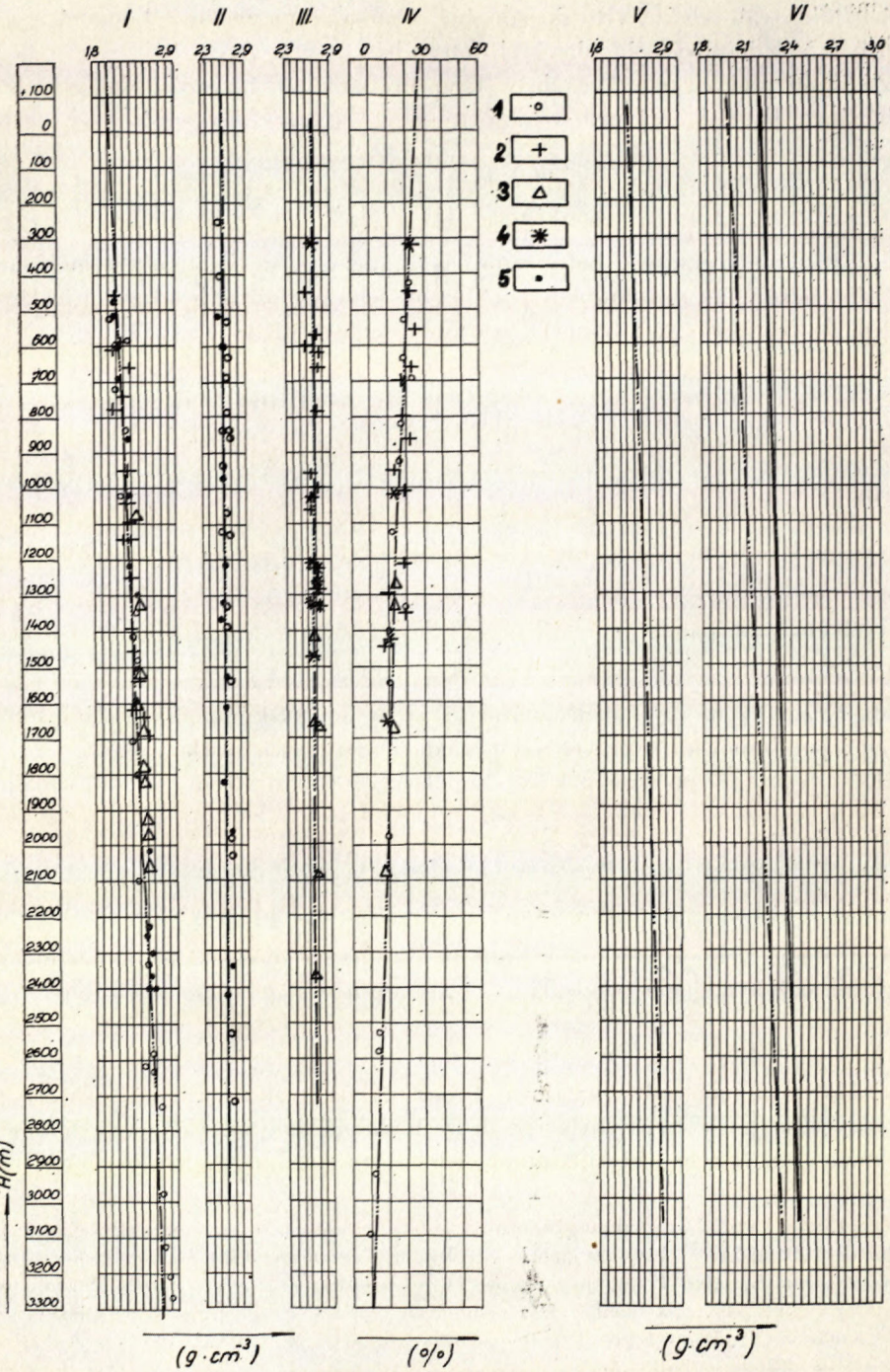
Stanovení parametrů ρ_o, ρ_m a p i závislostí jejich změn na hloubce bylo v daném případě provedeno pouze na základě vzorků z hlubinných vrteb, neboť dřívější poznatky z prostoru uvedené pánve již částečně prokazovaly, že pro objemové váhy a další mechanické vlastnosti bude i zde důležitým činitelem jak hloubka zaléhání pod povrchem ,tak i lithologická skladba výše ležících souvrství. V rámci dané problematiky byla věnována zvláštní pozornost i sledování závislostí $\rho_o(H)$, $\rho_m(H)$ a p(H). Výsledky měření z jednotlivých vrteb v závislosti na hloubce H jsou uvedeny v obr. 3, 4. Při zpracování šlo zejména o středně vápnité, břidličnaté, lupenité, uhelnaté, zelené a pestré jíly; jílovce; karbonátní slepence; facii jabloneckých slepenců; štěrky; lithothamniové vápence; andesity s jejich tufy a tufity (východní část pánve); ryolitové tufy a tufity; xylity a křemité písky.

Závislost $\rho_o(H)$

Změna objemových vah s hloubkou byla v prostoru Podunajské nížiny konstatována poprvé J. Uhmannem (1955), kdy autor uvedl ve své práci i několik orientačních hodnot „vertikálních gradientů", jež v jeho pojetí charakterisují změnu

▷

Obr. 3. Oblast blatenské prohlubně a trnavského zálivu. I — závislost $\rho_s(H)$ v prostoru jz. části Podunajské nížiny; II — závislost $\rho_m(H)$ v prostoru blatenské prohlubně; IV — závislost p(H) v prostoru jz. části Podunajské nížiny; V — závislost $\rho_s(H)$ po 100 % nasycení; VI — závislost $\rho_{min}(H)$ pro suché vzorky ——. . .—— (střední hustota sedimentární výplně na hloubce H na základě vysušených jader); $\rho_{max}(H)$ ———— (střední hustota sedimentární výplně pánve na hloubce H pro případ 100 % nasycení). Hlub. vrtby: 1 — Špačince (1—4—5); 2 — Cífer (1—2—4); 3 — Senec(1); 4 — těžiště dílčích souborů; 5 — Sereď (1—2); 6 — Vištuk(1—2); III — závislost $\rho_m(H)$ v prostoru trnavské prohlubně.


I
II
III
IV
V
VI
1,8
2,9
2,3
2,9
2,3
2,9
0
30
60
1,8
2,9
1,8
2,1
2,4
2,7
3,0
1
2
3
4
5
H(m)
-100
0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
1100
1200
1300
1400
1500
1600
1700
1800
1900
2000
2100
2200
2300
2400
2500
2600
2700
2800
2900
3000
3100
3200
3300
(g·cm⁻³)
(%)
(g·cm⁻³)

objemových vah od ústí vrtu do konečné hloubky, resp. změny v hodnotách parametrů ρ_o v jednotlivých hloubkových intervalech.

Závislosti $\rho_o(H)$ (obr. 3, 4) byly stanoveny samostatně pro západní a východní část pánve, pomocí lineárních vztahů

(1) $$\rho_s(\text{záp.}) = 1{,}99 + 0{,}218 \,.\, H,$$

(2) $$\rho_s(\text{vých.}) = 2{,}00 + 0{,}233 \,.\, H,$$

kde jednotlivé koeficienty byly stanoveny graficky. Pro kvantitativní interpretaci určitého hustotního rozhraní, kdy považujeme jeho nadloží za homogenní, zavádíme pojem $\rho\varnothing$. Stanovení této hodnoty bylo provedeno za předpokladu, že

(3) $$\rho\varnothing = \frac{1}{(H - H_0)} \int_{H_0}^{H} (a + b \,.\, H)\, dH$$

a tedy (4) $$\rho\varnothing = a + \frac{b}{2} \,.\, (H - H_o).$$

Pro numerické hodnoty z rovnic (1), (2) a pro $H_o = O$ platí v západní části pánve

(5) $$\rho\varnothing_{(\text{záp.})} = 1{,}99 + 0{,}109 \,.\, H_{(\text{km})},$$

ve východní části pánve

(6) $$\rho\varnothing_{(\text{vých.})} = 2{,}00 + 0{,}117 \,.\, H_{(\text{km})}.$$

Hodnoty $\rho\varnothing$ získané na základě vztahů (5) a (6) jsou však hodnotami minimálními, neboť jejich stanovení je provedeno na základě vysušených vzorků.

Hodnoty $\rho\varnothing_{max}$ vypočteme pak za předpokladu 100 % nasycení (s) pórů kapalinou o specifické váze $\gamma = 1{,}0$ g . cm^{-3}, kdy

(7) $$\rho_{smax(\text{záp.})} = 2{,}23 + 0{,}131 \,.\, H,$$

(8) $$\rho_{smax(\text{záp.})} = 2{,}23 + 0{,}0655 \,.\, H.$$

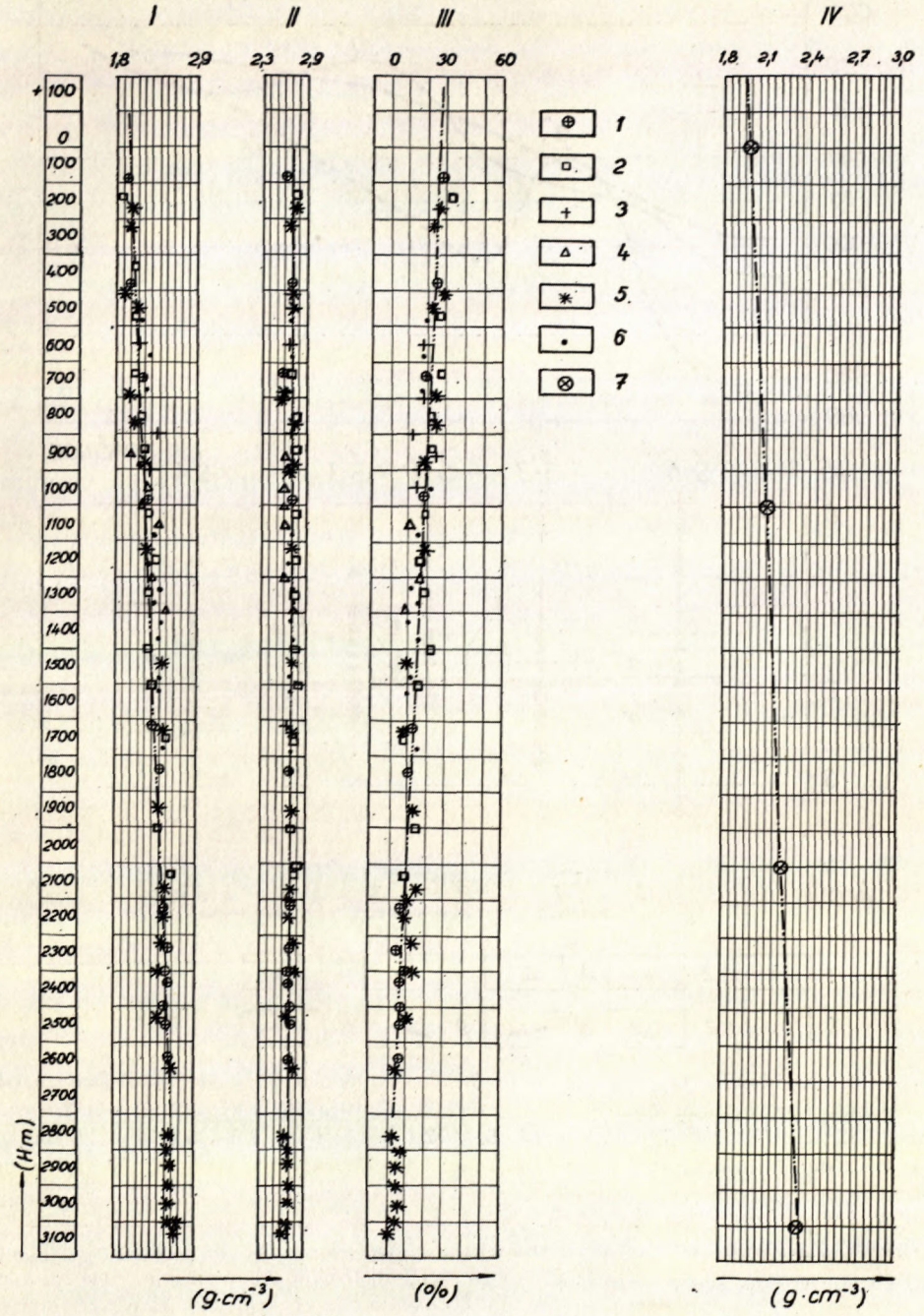
Nejreálnější hodnoty získáme v prostoru Podunajské nížiny za předpokladu 75 % nasycení, což je hodnota odpovídající oblasti s plným kapilárním zvodněním.

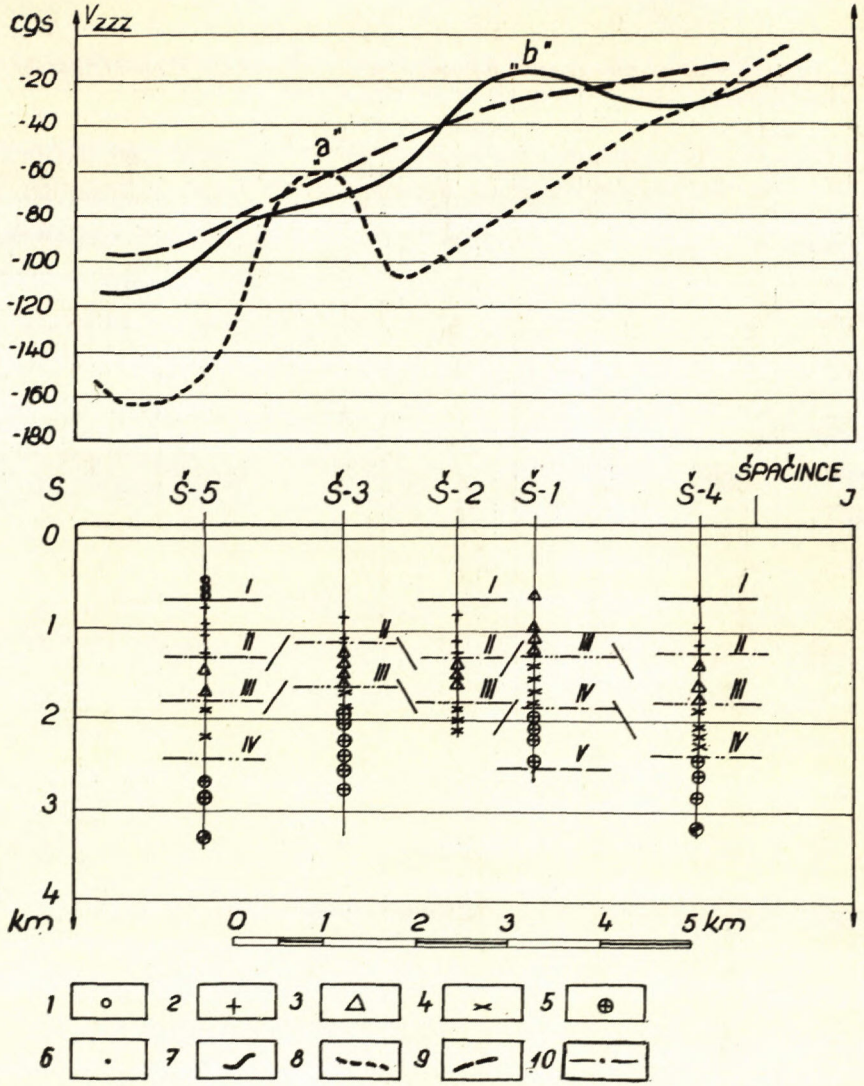
Závislost $\rho_s(H)$

V daném případě ji lze považovat za určitou regionální normalitu, platnou pro danou oblast. Jakékoliv odchylky od ní lze hodnotit jako anomální jevy, související s tektonickými, lithologickými či lithofacielními změnami na dílčích lokalitách. Uve-

▷

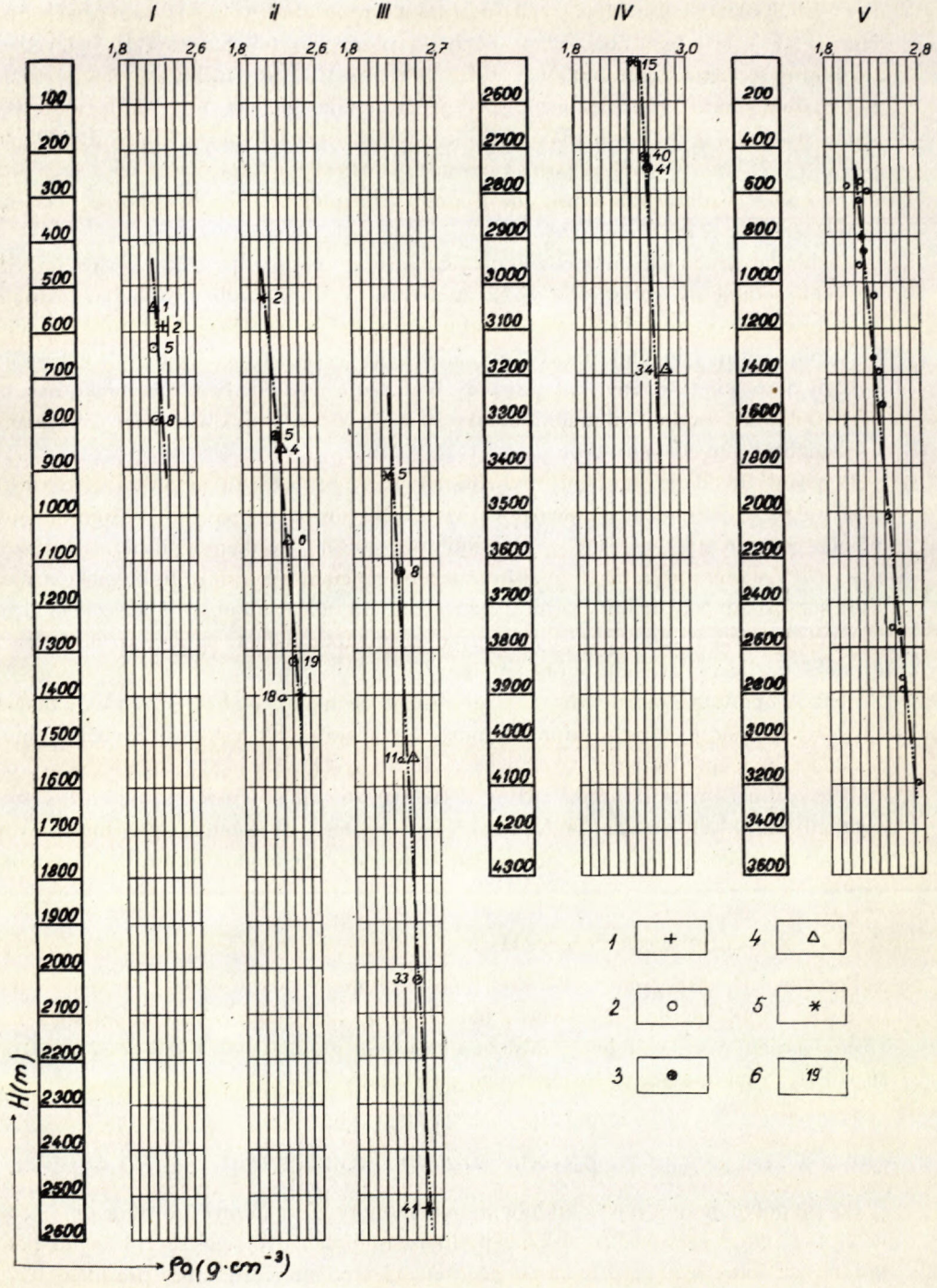
Obr. 4. Východní část Podunajské nížiny. I — závislost $\rho_s(H)$ v prostoru východní části Podunajské nížiny; II — závislost $\rho_m(H)$ ve východní části Podunajské nížiny; III — závislost p(H) ve východní části Podunajské nížiny; IV — závislost $\rho_{min}(H)$ (střední hustota sedimentární výplně pánve na hloubce H z vysušených vzorků). Hlub. vrtby: 1 — Diákovce(1); 2 — Kolárovo(1); 3 — Pozba(1); 4 — Pozba(3); 5 — N. Vieska(1); 6 — Zálužie(1); 7 — těžiště dílčích souborů.


I
II
III
IV
1,8
2,9
2,3
2,9
0
30
60
1,8
2,1
2,4
2,7
3,0
+100
0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
1100
1200
1300
1400
1500
1600
1700
1800
1900
2000
2100
2200
2300
2400
2500
2600
2700
2800
2900
3000
3100
(Hm)
1
2
3
4
5
6
7
(g·cm⁻³)
(%)
(g·cm⁻³)



Obr. 5. Závislost $\rho_o(H)$ pro konstantní úseky ρ_o v mezích 0,1 g.cm^{-3} v oblasti trnavské prohlubně. 1 — hustotní komplex v rozmezí 2,00 ÷ 2,10 g.cm^{-3}; 2 — v rozmezí 2,1 ÷ 2,2 g.cm^{-3}; 3 — 2,2 ÷ 2,3; 4 — 2,3 ÷ 2,4; 5 — 2,4 ÷ 2,5; 6 — 2,5 ÷ 2,6; 7 — Elkins pro s = 0,75 km; 8 — Rosenbach pro s = 0,75 km; 9 — Elkins pro s = 1,5 km; 10 — hustotní rozhraní mezi vyčleněnými komplexy.

Obr. 6. Závislost $\rho_o(H)$ pro oblast trnavské prohlubně. I — závislost $\rho_o(H)$ pro vrch zóny s Rotalia baccarii; II — závislost $\rho_o(H)$ pro vrch bolivino-buliminové zóny; III. závislost $\rho_o(H)$ pro vrch zóny spiroplectaminové; IV — závislost $\rho_o(H)$ pro vrch karpatské formace; V — souborná závislost $\rho_o(H)$. Jádra z hlubinných vrteb: 1 — Špačince (1); 2 — Špačince(2); 3 — Špačince(3); 4 — Špačince(4); 5 — Špačince(5); 6 — číslo jádra.


I
II
III
IV
V
1,8
2,6
2,7
3,0
2,8
H(m)
ρ₀(g·cm⁻³)
1
2
3
4
5
6
19

dený předpoklad byl ověřen v oblasti trnavské prohlubně (obr. 6) na vrtbách Špačince-1 až 5, kdy byly pozorovány odchylky pouze u vrteb Špačince-1, 3. Uvedené anomality se velmi dobře odráží v profilech křivek V_{zzz}, kdy mělký stupňovitý pokles podél zlomu mezi vrty Špačince-3 až 5 se projevuje v křivce V_{zzz} dle formule Rosenbacha pro s = 0,75 km maximem „a" a mírným zvlněním v křivce dle Elkinse pro s = 0,75 km. Rovněž je patrná elevace v tortonské výplni pánve mezi vrty Špačince-2 až 4. V derivační křivce dle Elkinsovy formule pro s = 0,75 km je odchylka charakterisována maximem „b".

Za hlavní příčinu lokálních anomálních jevů v tomto případě lze považovat více zpevnělé sedimenty, jež se dostaly do strukturně vyšších poloh v důsledku tektonických procesů a které vzhledem k okolním sedimentům vyvolávají hustotní anomalitu ve výplni a tím i lokální tíhové anomálie, které jsou zvýrazněny teprve v mapách vyšších derivací. Uvedený materiál tedy poukazuje na fakt, že v tektonicky narušených oblastech budou anomální účinky nad vyzvednutými krami ještě zvýrazněny i anomalitami uvedeného typu.

Poněvadž uvedené gradienty byly stanovovány bez ohledu na lithologii i stratigrafii a představují hrubě linearisovaný průběh hustot v závislosti na hloubce, byl učiněn pokus o stanovení tzv. „vertikálního hustotního gradientu pro stratigrafickou vrstvu". V daném případě šlo o zjištění změny objemových vah u lithologicky a stratigraficky shodných druhů hornin, v závislosti na různé hloubce jejich zaléhání na různých lokalitách. Stanovení bylo provedeno v západní části pánve pro dílčí stratigrafické horizonty uvedené v obr. 7.

Jelikož hodnota koeficientů „a" i pro různé redukční hladiny je u všech dílčích závislostí poměrně konstantní a hodnoty koeficientů „b" vykazují rovněž stejnou vlastnost, byly opět sestrojeny souborné závislosti $\rho_s(H)$. Na jejich základě lze v prostoru západní části Podunajské nížiny definovat změnu objemových vah pro vrstvu vztahem $\rho_s = 1{,}99 + 0{,}22 \,.\, H$. V mezích možné přesnosti je tento vztah totožný s již obecně stanoveným vztahem (1) a jen dotvrzuje uvedenou hustotní homogenitu výplně.

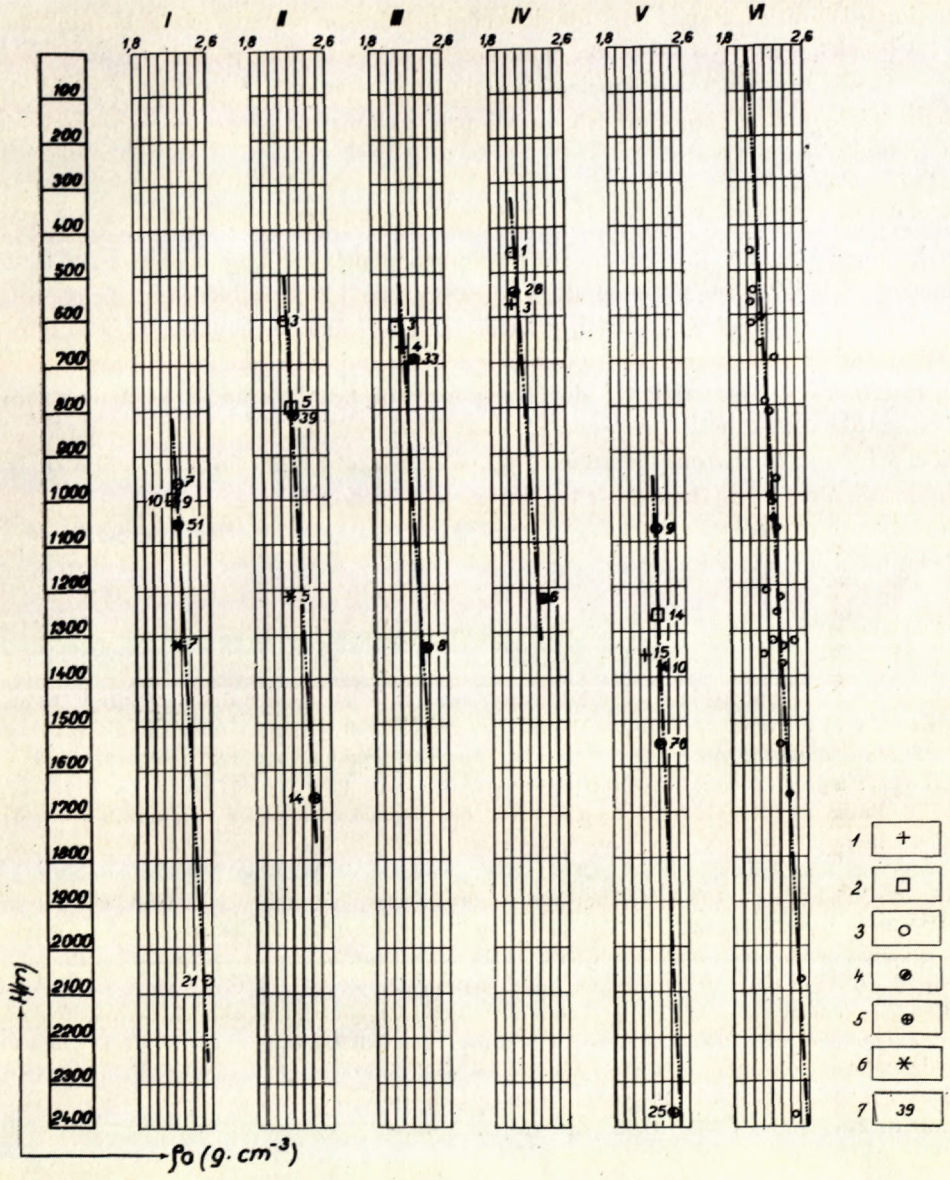
Závislost parametru p(H)

Porosita byla vypočtena z dvojího měření objemové váhy vzorku suchého a nasyceného toluenem. Jak je patrno z obr. 3, 4, dochází pak v uvedené oblasti k narůstání objemových vah jen v důsledku působení gravitačních tlaků. Změnu parametru p v závislosti na H lze definovat pak vztahy

$$p_n(\text{záp.}) = 24{,}50 - 7{,}65 \,.\, H, \tag{9}$$

$$p_n(\text{vých.}) = 26{,}00 - 8{,}67 \,.\, H. \tag{10}$$

Po přepočtu jednotlivých hodnot ρ_s na hodnoty ρ_s o nulové porositě pro $\rho_m = 2{,}65$ g . cm^{-3} zjistíme, že získané hodnoty jsou skoro totožné se zjištěnými hodnotami ρ_m (obr. 3, 4), což dokazuje, že narůstání objemových vah v prostoru



Obr. 7. Závislost $\rho_o(H)$ v prostoru blatenské prohlubně. I — závislost $\rho_o(H)$ pro vrch rotaliové zóny; II — závislost $\rho_o(H)$ pro vrch zóny vel. Elph.; III — závislost $\rho_o(H)$ pro spodní část zóny s Nonion granosum; IV — závislost $\rho_o(H)$ pro spodní část spodního pannonu; V — závislost $\rho_o(H)$ pro vrch bolivino-buliminové zóny; VI — souborná závislost $\rho_o(H)$. Jádra z hlubinných vrteb: 1 — Cífer(1); 2 — Cífer(2); 3 — Cífer(4); 4 — Báhoň (1); 5 — Senec(1); 6 — Sereď(1); 7 — číslo jadra.

Podunajské nížiny nalézá své opodstatnění především ve stlačování hornin tíhou výše ležících souvrství, kdy tlaky nadložních hornin snadno překračují meze pružnosti, resp. pevnosti málo stmelených sedimentů a způsobují posouvání částic, při čemž při poměrně konstantních hodnotách parametrů ρ_m se zmenšuje porosita a vzrůstá objemová váha.

Změna parametrů $\rho_m(H)$

V rámci komplexního zpracování hustotních poměrů v daném prostoru byla sledována i závislost změny mineralogické hustoty na hloubce. Sledování bylo provedeno v obou vyčleněných dílčích celcích. Na jeho základě měly být vyčleněny případné změny objemových vah související se změnami mineralogické hustoty.

Interpretovaný materiál však dovoluje pouze konstatovat (obr. 3, 4), že v prostoru Podunajské nížiny nelze uvedenou závislost pozorovat skoro v žádném případě a že dochází pouze k narůstání parametrů ρ_m ve směru od krajů pánve do jejího centra, tj. od západu k východu a to od hodnot $\rho_m = 2{,}55$ do 2,70.

Ústav geofyziky, Brno

Lektoroval inž. J. Plančár.

LITERATURA

[1] Z. Adam, M. Dlabač, 1961: Nové poznatky o tektonice Podunajské nížiny. Věstník ÚÚG XXXVI, Praha. — [2] V. Homola a kol., 1958: Opěrná vrtba Báhoň-1 v západní části Malé dunajské nížiny. Práce ústavu pro naft. výzkum, sv. 12, publ. 43, 1958. — [3] I. Pagáč, 1963: Nové směry a perspektiva živic Podunajskej panvy. Geol. průzkum č. 10, Praha. — [4] O. A. Švank, 1947: Plotnosti gornych porod v rajonach Samarskoj luky i Buguruslava. Prikl. geof. No 3, Moskva. — [5] J. Uhman, 1955: Výzkum hustot hornin naftonadějných oblastí ČSR. Záv. zpráva VÚN Brno (nepublikováno). — [6] J. Uhmann, 1956: Výzkum hustot hornin naftonadějných oblastí ČSR. Záv. zpráva VÚN Brno (nepublikováno). — [7] J. Uhmann, 1956: Závislost hustot hornin na hloubce v některých neogenních oblastech ČSSR. Práce ústavu pro naft. výzkum, publ. 31, Praha. — [8] J. Uhmann, 1957: Výzkum hustot naftonadějných oblastí ČSR. Záv. zpráva VÚN Brno (nepublikováno). — [9] J. Uhman, 1958: Zhodnocení fysikálních vlastností hornin Malé dunajské nížiny. Záv. zpráva VÚN Brno (nepublikováno). — [10] J. Uhmann, 1962: Výzkum hustot hornin ČSSR. Záv. zpráva ÚGF Brno (nepublikováno). — [11] A. Šutor — J. Mach, 1963: Přehled hustotních poměrů v oblasti Podunajské nížiny a Čelní hlubiny. Záv. zpráva ČND — geofysika (nepublikováno).

RESUMÉ

This paper deals with volume weights, mineralogical densities and porosities of individual types of rocks and with the changes in the parameters here mentioned with a depth.

The parameters ρ_o, ρ_m and p are determined individually both for the rocks of sub-layer formation (Paleozoic, Mesozoic, Cristallin schist) and for the basin filling. It has been rendered possible by their different lithological development projecting even to their physical properties.

On the basis of analysis of density conditions of the basement the parameters of most important types of rocks, taking part on its formation, are introdused. When following the changes of the above mentioned parameters with a depth any further reintorcement at the rocks of dolomity-type, limestone-type and vulcanic rocks has not been proved. The values of their parameters obtained on the basis of surface sampling (5—10), from the flonk areas of Danubian basin, are valid even for these rocks when underlying the surface.

The volume weight homogenity of the rocks of sedimentary filling (mostly of Neogenic origin) has been justified. From the relations $\rho_o(H)$, $p(H)$ it is too evident that the reinforcement of the Neogene sediments is affected only by the influence of the gravitational pressure, when the pressure of above lying rocks surpass the elastic limit of the originally lesser cemented sediments and cause displacing of elements. The values of mineralogical densities remain practically fixed with the depth changes. The porosity decrease due to the fact that the volume weight increase. There is possible to express the above mentioned changes by means of a simple relations as $A = a + b \,.\, H$.

For the purposes of quantitative interpretation of gravity measuremets the dependence of the maximal and minimal density of basin filling (supposing 100 % saturation with water and on the basis of dried samples) on the depth was carried out. The determination of these relations rendres possible to delimitate the narrow interval of differential densities for individual tectonic complexes. In the Danubian basin this interval does not excede $\pm$ 0,15 g.cm^{-3}. (For example H_p = 2000 m, ρ_{op} = 2,74 g.cm^{-3}, $\triangle\rho_{max}$ = 0,51 g.cm^{-3}, $\triangle\rho_{min}$ = 0,39 g.cm^{-3}.)

The most probable difference density lies within this interval and depends on the natural humidity factor.

PAVOL POSPIŠIL

K OTÁZKE OBSAHU ŽELEZA A MANGÁNU V PODZEMNÝCH VODÁCH VÝCHODOSLOVENSKEJ NÍŽINY

Podzemné vody kvartérnych sedimentov značne znehodnocuje pomerne vysoký obsah zlúčenín železa a mangánu. Preto sa obsahu oboch prvkov venovala pri výskume značná pozornosť. V období júl—august 1962 sme odobrali z celého územia Východoslovenskej nížiny (okrem alúvia Roňvy) vzorky vody (s pridaním H_2SO_4 na udržanie Fe a Mn v roztoku) z vŕtaných, prípadne kopaných studní JRD, ktoré sú prakticky priebežne odčerpávané. Okrem toho sa brali do úvahy aj výsledky rozborov z dlhodobých (3—4 týždenných) čerpacích pokusov na vrtoch GÚDŠ, resp. rozbory vzoriek z prirodzených vývervov. Určitým nedostatkom je, že sa porovnávali vzorky, pochádzajúce z rozličných hĺbok podľa hĺbky zdroja. Pri zostrojovaní izochém som sa však snažil použiť v prvom rade rozbory vzoriek z hydrogeologických vrtov a len pri ich nedostatku aj z kopaných studní (analýzy robil M. Služanič).

Podzemné vody pri svojom pohybe filtračným prostredím sa obohacujú o minerálne látky, množstvo ktorých závisí hlavne od rozpúšťacích schopností vody, resp. od mineralogického zloženia hornín, v ktorých sa voda pohybuje. Určité množstvo látok obsahujú už aj povrchové vody; získavajú ich stykom s horninami, po ktorých tečú. Pri hľadaní zdroja a príčin množstva Fe a Mn v podzemných vodách je preto potrebné v prvom rade všímať si vodu a horninové prostredie samostatne.

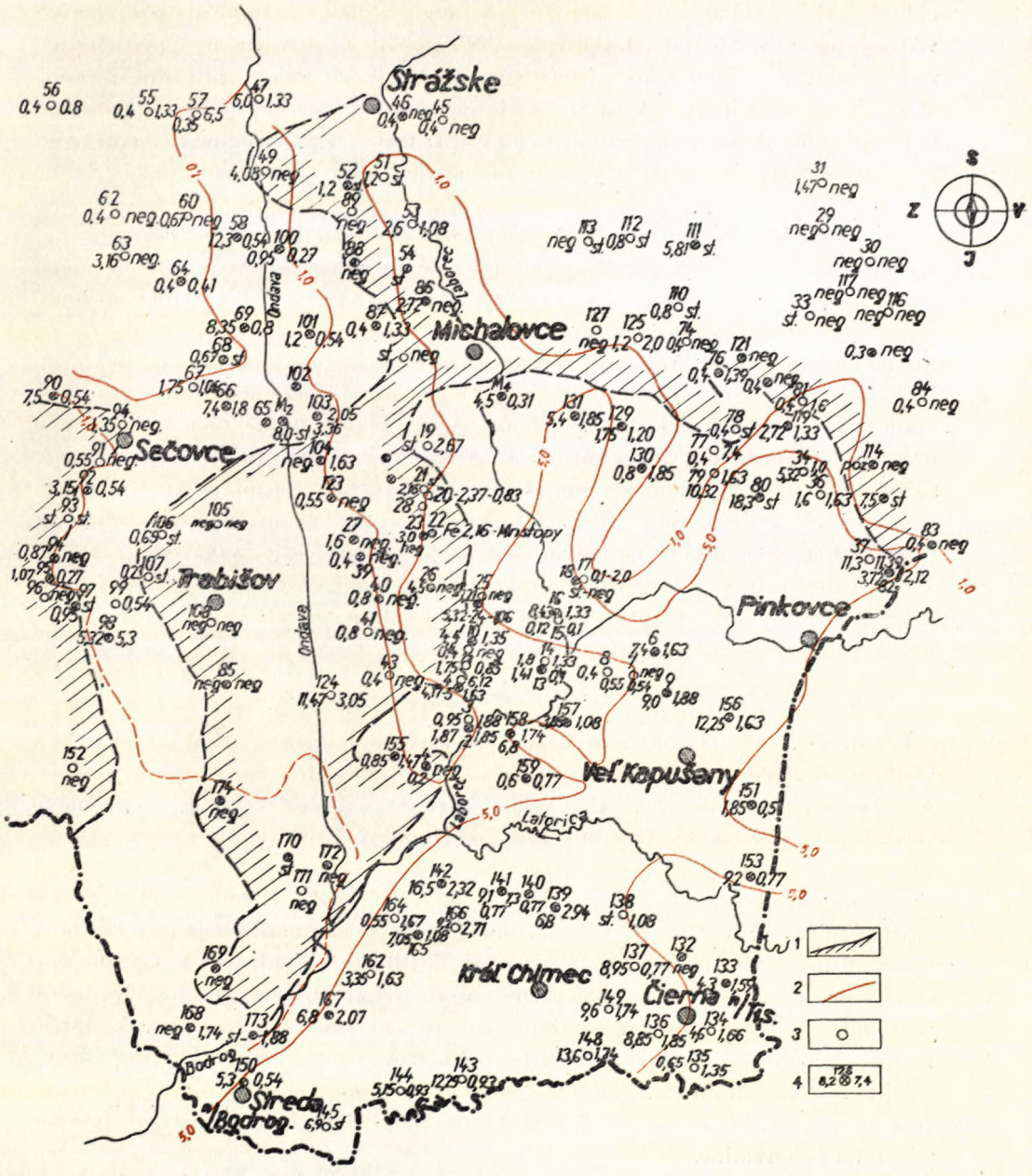
Pre orientačné zistenie obsahu Fe a Mn vo vodách povrchových tokov boli odobrané vzorky vody z Laborca v okolí Strážskeho a J od Michaloviec, z Uhu v Pinkovciach. Vo vodách Laborca činí obsah Fe 0,32 mg/l; vo vzorke z Michaloviec 0,30 mg/l. Mangán sa v týchto vzorkách nezistil. Vo vode z Uhu sa zistilo Fe v množstve 1,07 mg/l, Mn v stopovom množstve. Vzhľadom na tieto výsledky môžeme vodu povrchových tokov ako primárny zdroj Fe a Mn v podzemnej vode vylúčiť. Hoci sa vzorky nebrali zo všetkých tokov, možno tento predpoklad urobiť preto, že ďalšie toky (Ondava a Topľa) majú zbernú oblasť podobne ako Laborec

v horninách flyšového pásma a Uh podobne ako Latorica má časť prítokov aj z neovulkanitov. Z týchto výsledkov vyplýva, že hlavným zdrojom Fe a Mn pre podzemné vody je horninové prostredie, v ktorom sa voda pohybuje.

Ako je všeobecne známe (Hynie), podzemná voda získava Fe a Mn z filtračného prostredia hlavne vtedy, keď hladina kolíše vo vertikálnom smere, pričom pomerne dlhú časť roka je časť sedimentov obnažená a podlieha oxydácii. Po zvýšení hladiny sa voda obohatí o produkty oxydácie, teda aj o Fe, ktoré sa týmto spôsobom uvoľnilo zo sedimentov. V severnej časti Východoslovenskej nížiny (alúvium Laborca) nemožno uvažovať tento prípad, lebo (ako sa zistilo vrtnými prácami) podzemná voda je tu napätá, s negatívnym pretlakom a kolísanie hladiny sa prejavuje prevažne len výkyvmi hladiny v rámci nepriepustného hlinitého nadložia štrkov. Tento prípad je možný v časti alúvia Ondavy. Vrtmi sa však zistilo, že v okolí Michaloviec sa v štrkoch vyskytuje poloha železitých zlepencov. Ich tmel obsahuje až 74,8 % Fe a 0,37 % Mn. Keďže rozborom podzemných vôd z tohto územia bolo zistené, že obsahujú CO_2 agresívny na Fe, je pravdepodobné, že hlavným zdrojom Fe v podzemných vodách alúvia Laborca sú tieto železité štrky.

Ako vidieť z mapy izochém (hoci sa odobralo značné množstvo vzoriek, vyše 170) nepodarilo sa územie rozčleniť na určité celky podľa narastania obsahu Fe a Mn. Pre orientáciu sme vyčlenili iba územie s obsahom Fe menším ako 1,0 mg/l, ďalej s obsahom 1—5 mg/l a s obsahom Fe väčším ako 5 mg/l. Ďalej bolo oddelené územie s maximálne stopovým množstvom Mn od územia, v ktorom je jeho obsah v podzemných vodách vyšší. Ako vidieť z mapy, najvyšší obsah týchto prvkov je v najjužnejších územiach nížiny, tvorených kvartérnymi jemnozrnnými náplavmi riek a viatymi pieskami (JV od Kráľovského Chlmca až okolo 70 m). Porovnaním režimu podzemných vôd s mapou chemizmu sa tu dá zistiť vzájomný súvis medzi smerom prúdenia podzemných vôd a stúpajúcim obsahom najmä Fe (aj keď miestami možno zistiť odchýlky). Takúto závislosť možno pozorovať v alúviu Laborca, kde bolo zistené generálne prúdenie podzemných vôd od S na J (s lokálnymi odchýlkami; Pospišil 1965), J od Veľkých Kapušian a v medziriečí Latorice a Tisy. V medziriečí Latorice a Tisy má podzemná voda spád (hoci malý) v smere V—Z; týmto smerom stúpa aj obsah Fe. Značný obsah tohto katiónu v južnej časti nížiny, hlavne v blízkosti hraníc s Maďarskom by sa dal vysvetliť tým, že podzemnú vodu len málo ovplyvňuje prúdenie; spád hladiny je minimálny a pri značných vertikálnych sezónnych výkyvoch má voda možnosť obohatiť sa o produkty oxydácie, najmä o Fe.

Ako z uvedeného vyplýva, existuje úzka súvislosť medzi dĺžkou pobytu vody v hornine a obsahom Fe. U mangánu už takú jasnú závislosť ťažko pozorovať; jeho množstvo v podzemných vodách značne kolíše, pričom je oproti obsahu Fe značne nižšie. Celkove z pozorovaní vyplýva, že takmer bez Fe a Mn je len okrajová časť nížiny a oblasť Hrabovecko-trhovišťskej pahorkatiny, ktorá je infiltračnou oblasťou pre časť podzemných vôd okolia Michaloviec. Pás územia, ktoré k tejto



Izochémy železa a mangánu vo východoslovenskej nížine. 1. Ohraničenie územia bez obsahu Mn v podzemných vodách, prípadne s obsahom Mn v stopovom množstve; 2. izochémy Fe; 3. kopaná studňa; 4. vŕtaná studňa, prvé číslo obsah Fe (mg/l), číslo nad studňou — číslo studne, tretie číslo obsah Mn (mg/l) v podzemných vodách.

oblasti prilieha, má znížený obsah oboch katiónov v dôsledku prúdenia podzemných vôd z pahorkatiny do aluviálnych štrkov. Nižší obsah Fe a Mn je aj v podzemných vodách hlavne v území, kde riečna voda infiltruje do štrkov, prípadne pieskov. V alúviu Laborca je to úsek od Strážskeho po Petrovce, kde dochádza k intenzívnemu doplňaniu hlavne pravostranného alúvia. Latorica napája územie, ktorým tečie, len v období maximálnych prietokov, pričom jej vplyv zahŕňa pás široký cca 1,5 až 2 km.

Relatívne priaznivejšie podmienky (z hľadiska obsahu Fe a Mn) by mohli byť na ľavej strane toku. Tu je totiž vplyv infiltrácie intenzívnejší, lebo v pravostrannom alúviu je voda infiltrovaná z Latorice zatláčaná podzemnou vodou, ktorá do tohto územia prúdi od severu. Je pravdepodobné, že na ľavej strane Latorice by bolo možné dosiahnuť stav, aby aj za malých prietokov v Latorici dochádzalo k brehovej infiltrácii; tým by sa do značnej miery vylúčil vplyv podzemnej vody, prúdiacej z väčších vzdialeností. Horšie podmienky sú na pravej strane toku, pretože sem prúdia podzemné vody od severu a v dôsledku značného spádu v S—J smere spôsobujú značný hydraulický pretlak, ktorý by sa pri čerpaní prejavil značným prínosom vôd obohatených o Fe a Mn. Preto by pri čerpaní bolo treba udržiavať v každom období ustálenú hladinu, aby nedochádzalo k jej výkyvom, a tak aj k zvýšenému prínosu Fe a Mn. Celkove je však málo pravdepodobné, žeby sa aj starostlivým výberom miest nových zdrojov podarilo obsah Fe a Mn úplne vylúčiť.

Záver

Obsah Fe a Mn v podzemných vodách Východoslovenskej nížiny závisí predovšetkým od dĺžky styku vody s horninou a od geologických a morfologických pomerov, ktoré môžu vytvoriť vhodné podmienky pre to, aby sa voda pri sezónnom vertikálnom kolísaní hladiny obohatila o produkty oxydácie, v našom prípade hlavne o Fe a Mn. Obsah oboch katiónov (hlavne Fe, ktoré je prítomné hlavne vo forme bikarbonátu železnatého) je ovplyvnený tiež obsahom kyslíka. Keďže obsah kyslíka v závislosti na ročných obdobiach, poveternostných pomeroch, príp. na iných faktoroch sa mení, kolíše aj obsah Fe (osobná informácia S. Gazdu; túto otázku sme však neskúmali). Relatívne najnižší obsah uvedených katiónov možno očakávať v miestach intenzívnej infiltrácie riečnej vody do náplavov. V alúviu Laborca hlavne v úseku od Strážskeho po Petrovce a v blízkosti Latorice hlavne v jej ľavostrannom alúviu. Znížený obsah Fe a Mn bude aj v územiach, priliehajúcich ku Hrabovecko-trhovišťskej pahorkatine, kde sú podzemné vody ovplyvnené vodami z pahorkatiny.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval inž. S. Gazda.

O náleze valúnov turmalinických hornín v ľubietovskom perme

V rokoch 1963—65 študovala som permské horniny ľubietovského pásma v oblasti medzi Podbrezovou a Ľubietovou, predovšetkým vrchný horizont (tzv. pestrý perm) so zreteľom na jeho zlepencový vývin. Osobitnú pozornosť som venovala petrografii valúnového materiálu. V predloženej práci sa zaoberám zvlášť zaujímavou skupinou valúnov — turmalinicko-kremitými úlomkami, ktoré pochádzajú pravdepodobne z laterálne-sekrečných žíl veporidného kryštalinika.*

Makroskopicky sú tmavošedej až čiernošedej farby s bielymi šmuhami a okami kremeňa, bývajú často kavernózne. Sú jemnozrnné, ostrohranného rozpadu, veľmi odolné voči mechanickým a chemickým účinkom pri transporte. Petrografické zloženie úlomkov je monotónne: skladajú sa v prevažnej miere z turmalínu a kremeňa, z ktorých miestami prevláda jeden alebo druhý.

Turmalín tvorí vo výbruse buď idiomorfne, prípadne hypidiomorfne obmedzené prierezy, alebo allotriomorfne — zrnitý jemnozrnný agregát. Rezy rovnobežné s osou *c* sa vyznačujú výrazným pleochroizmom, pričom podľa ω je absorpcia maximálna, podľa ε minimálna. Jemnozrnný agregát nejaví žiadny pleochroizmus. Na rezoch rovnobežných s osou *c* pozorovať jemné pozdĺžne ryhovanie a nepravidelnú odlučnosť podľa plochy spodovej. Farba pod jedným nikolom je zelenohnedá, žltohnedá, zriedkavo modrá. Rezy kolmé na os *c* majú charakteristické tvary sférického trojuholníka, často aj zonárnu stavbu. Niekedy sa v turmalínoch nachádzajú uzavreniny kremeňa a zirkónu.

Kremeň tvorí väčšie xenomorfne obmedzené kryštály a jemnozrnný alotriomorfne zrnitý agregát. K týmto minerálom pristupuje tu ešte zriedkavo *muskovit* a *plagioklas,* z rudných minerálov *hematit* a *limonit* v podobe povlakov.

Vo výbruse *turmalinicko-kremité úlomky* majú zaujímavé štruktúry — pseudobrekciovité. Javia sa tak, ako by väčšie ostrohranné úlomky kremeňa boli tmelené jemnozrnným turmalinickým agregátom. V ňom a v okolitej kremitej hmote sú často hniezda idiomorfne vykryštalizovaných turmalínov. Okrem tejto vyskytuje sa aj štruktúra hypidiomorfne zrnitá, s pekne obmedzenými jedincami turmalínu.

---

* Na ich sedimentárny pôvod upozornil prof. dr. J. Kamenický.

Cez turmalinicko-kremité úlomky často prenikajú *mladšie kremenné žilky,* prechádzajúce z okolitého tmeliaceho spojiva (ide o laterálne sekrečné žilky neoidného veku).

Ako už bolo spomínané, predpokladám, že uvádzané valúny predstavujú pretransportované úlomky z laterálne sekrečných žíl alebo zhlukov veporidného kryštalinika. Tento názor potvrdzuje aj nález valúna z kryštalinika, v ktorom sa nachádza kremeň-turmalinická žilka, prerážajúca horninu naprieč bridličnatosťou a neprechádzajúca do okolitej tmeliacej masy.

Pre porovnanie uvádzam vzorku turmalinicko-kremitej horniny (dodal St. Vrána) z intenzívne turmalinizovaného svoru kryštalinika krakľovského pásma. Mikroskopicky majú obe porovnávané vzorky príbuzný petrografický charakter; mineralogické zloženie je zhodné. Turmalín tvorí 96 % a kremeň 3 % celkovej stavebnej hmoty. Okrem týchto minerálnych súčiastok sú prítomné lamelované plagioklasy, muskovit a zrnká pertitizovaného K-živca. Merania symetrickej zóny poukazujú na bázicitu An_{04}—An_{10}. Z akcesorických minerálov je prítomný zirkón, uzavretý v kryštáloch turmalínu. Rudné minerály zastupuje limonitizovaný pyrit.

Tab. I

	anal. č. 1	anal. č. 2
100—10 %	Si	Si, Mg, Al, Fe, Ca, Sr, B,
10—1 %	B, Fe, Al, Mg, Na,	Mg, Ti, Na,
1—0,1 %	Ti, Ca, Mn,	Ba,
0,1—0,01 %	Ga, V, Zr, K,	Mn,
0,01—0,001 %	Sn, Li, Sr, Cr, Sc,	V, Cr,
0,001—0,0001 %	Pb, Cu, Ni, Ba,	Co,
stopy		Ga, Sn, Ni, Be, Pb, Zn,
otázne prvky		Li, Ag, Zr,

Spektrálne analýzy (tab. 1) charakterizujú obe popisované vzorky z chemického hľadiska. Na ich základe možno uvažovať, že obidva typy turmalínu patria ku skupine skoryl-dravitovej. Analýza 1 (dodal St. Vrána z krakľovského kryštalinika) bola vyhotovená v chem. lab. GÚDŠ; analýza č. 2 ľubietovský perm, na JZ od Lopeja, SV hrebeň Na Holiách, 610 m n. m. v chem. lab. VVÚ pri PF-UK v Bratislave.

Nie menej zaujímavú petrografickú skupinu hornín, nájdenú vo valúnovom materiáli ľubietovského permu, tvoria svory s extrémnym množstvom turmalínu, ktorý v nich vytvára porfyroblasty (o veľkosti do 0,8 mm) väčšinou podlhovastého tvaru, charakteristických optických vlastností. Na petrografickom zložení hornín sa okrem turmalínu podieľa ešte kremeň a muskovit, z akcesórií zirkón a z rudných minerálov

hematit a ilmenit s leukoxénom. V mikroskope sa predmetné horniny vyznačujú porfyroblastickou a granolepidoblastickou štruktúrou.

Percentuálne zastúpenie jednotlivých minerálov vyjadruje planimetrická analýza:

kremeň	40,71 %	rudné min.	5,19 %
muskovit	21,71 %	akcesorie	0,11 %
plagioklas	1,06 %	spolu:	99,75 %
turmalín	30,97 %		

Kryštály turmalínu sa našli aj vo valúnoch rôznych typov svorov (dvojsľudné svory; kremité až kvarcitické svory biotit-muskovitické, dvojsľudné a muskovit-biotitické) a svorových pararúl.

Genéza turmalinicko-kremitých úlomkov, ako aj problém vzniku kryštálov turmalínu v svoroch je veľmi zaujímavá. Zoubek (1930, 1936) uvádza niekoľko interpretácií. Nálezy turmalinicko-kremitých úlomkov a kryštalických bridlíc s obsahom turmalínu v tzv. pestrom perme ľubietovského pásma, potvrdzujú, že procesy, vedúce ku vzniku turmalínu, prebiehali už pred sedimentáciou tohto súvrstvia.

Pri petrografickom štúdiu základnej hmoty konglomerátov ľubietovského permu sa zistili dve generácie turmalínu: 1. granulované úlomky farby zelenožltohnedavej; 2. idiomorfné tvary modrého zafarbenia. Na základe toho možno rozlíšiť *dva typy turmalínu,* líšiace sa vekom a pravdepodobne i genézou a chemizmom. Jedna z možných interpretácií je, že mladší turmalín vznikol mobilizáciou a rekryštalizáciou staršieho turmalínu, pochádzajúceho z podložného veporidného kryštalinika.

Záverom treba konštatovať, že nálezy turmalinicko-kremitých úlomkov a valúnov svorových hornín s obsahom turmalínu v pestrom permskom súvrství ľubietovského pásma svedčia aj o predpermskom (variskom?) veku turmalínu.

Anna Vozárová-Minarovičová,
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Lektoroval pg. S. Vrána.

LITERATÚRA

[1] Kamenický J. (in B. Cambel—J. Kamenický—E. Krist), 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považ. Inovca, Tribča a záp. časti Vepora. Sjazdový sprievodca pre XII. sjazd Čsl. spol. pre min. a geol., Bratislava. — [2] Kamenický J., 1963: Perm Považského Inovca. Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1 : 200 000, list Gottwaldov. — [3] Vozárová—Minarovičová A., 1965: Litofaciálny výskum konglomerátov ľubietovského permu. Diplom. práca, Bratislava. — [4] Zoubek V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zón sousedních jižně od Podbrezové. Věstník SGÚ VI, Praha. — [5] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věstník SGÚ XII, Praha.

Vysvetlivky k tab. XVI

Obr. 1. Turmalinicko-kremitý úlomok (detail). — Obr. 2. Pozdĺžny prierez turmalínu s charakteristickým ryhovaním a nepravidelnou odlučnosťou (z turmalin.-kremitého úlomku), zväčš. 110x. — Obr. 3. Kremeň-turmalinická žilka vo valúne kremitého svora. Všetko foto Osvald.

Poznámky k výskytu manínskej série Z od Trenčína

A. Began (1960) považoval pieskovcovo-bridličnatú fáciu strednej kriedy Z od Trenčína za kriedu manínsko-inoveckej série. Scheibner&Zelman (1963) sem zaradili aj spodnú kriedu a začlenili ju do skupiny západokarpatských sérií (manínska). V oboch prípadoch ide o sedimenty, známe južne od hlavného pruhu bradiel. Odlišný petrografický charakter a stratigrafické rozpätie niektorých členov tejto série, jej odlišný tektonický štýl od typicky bradlového pásma, nás viedli k detailnému štúdiu aspoň niektorých častí.

Predmetná séria má nasledovný vrstevný sled:

Najstarším súvrstvím (Drietoma—Brusník) sú červenofialové piesčito-ílové bridlice, ktoré sa striedajú s jemno- až hrubozrnnými kremitými pieskovcami až kremencami. Vo vrstvách pozorujeme kliváž. V bridliciach sa vyskytujú vápencové konkrécie, ktoré vznikli pri zbridličnatení vrstiev. Na toto súvrstvie sú miestami viazané výskyty sadrovcov a šošoviek dolomitov. Táto fácia na základe analógie s inými výskytmi zastupuje nor, prípadne i karn.

V nadloží keupra vystupujú bridlice a vápence. Bridlice sú ílovité, sivé, vápence značne piesčité. V niektorých prípadoch uprostred sivých a zelenkavých bridlíc pozorovať vložky sivých vápnitých pieskovcov až vápencov s lumachelami brachiopódov. Z okolia Drietomy Pošepný (1864) uvádza *Pecten valoniensis* Defr., *Gervillia inflata* Schaf., *Mytilus minutus* Goldf. Súvrstvie teda patrí rétu.

Lias začína pieskovcovo-bridličnatou fáciou. Pieskovce sú tenkolavicovité až bridličnaté, značne kremité, oceľovosivé alebo hnedasté. Na povrchu lavíc sú drobné šupinky sľudy, ojedinele i hieroglyfy. V pieskovcoch sa našli odtlačky amonitov *Vermiceras* cf. *spiratissimum* (Quenst.), ktoré poukazujú na sinemur.

Vyšší lias až spodný doger zastupujú sivé piesčito-krinoidové vápence, rohovcové vápence, spongiové vápence a vápnité pieskovce, resp. škvrnité sliene a slienité škvrnité vápence. Mikroskopicky sú vápence jemnozrnné, miestami s kalovou prímesou, nepatrnou prímesou klastického kremeňa a jemných lupienkov muskovitu. Štruktúra je organogénna, u bridlíc pelitomorfná až mikrozrnitá. Vápence i bridlice obsahujú ihlice húb, radiolárie, krinoidové články a ojedinele ostrakódy. Z autigénnych minerálov sa vyskytuje pyrit. Vyššie nasledujú tenkolavicovité radioláriové vápence a radiolarity hnedasté až červenkavé, zastupujúce pravdepodobne vrchný doger a spodný malm. Mikroskopicky sú pelitomorfné, organogénnej štruktúry. Obsahujú kalcitom rekryštalizované radiolárie spumeláriového a naseláriového typu. Zriedkavo sa vyskytujú stomiosféry [*Stomiosphaera minutissima* (Colom)], čiastočne silicifikované, zatláčané kremeňom. Radiolarity postupne prechádzajú do červených tenkolavicovitých až hľuznatých, slabo slienitých vápencov vrchného malmu (? oxford-kimeridž). Vo výbruse sú pelitomorfné, štruktúru majú organogénnu. Obsahujú *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* Lombard, stomiosféry, kalcifikované radiolárie, zriedkavo krinoidové články.

Vyššie sú svetlé, sivé slienité kalpionelové stylolitické vápence titónu, prípadne titón-beriasu, pelitomorfné, organogénne. Našli sa v nich hlavne (Brusník; okolie Melčíc): *Crassicollaria intermedia* (Dur.&Delga), *Cr. brevis* Remane, *Cr. massutiniana* (Colom), *Cr. parvula* Remane, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella cadischiana* Colom, *Cadosina fusca* Wanner, *Globochaete alpina* Lombard a radiolárie.

Vyššie prechádzajú do neokomu (valangin-hauteriv), šedých celistvých tenkolavicovitých rohovcových vápencov neokomu (valangin-hauteriv), vo výbruse pelitomorfných až mikrozrnitých; štruktúru majú organogénnu. V spodných častiach obsahujú *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *Calpionellites neocomiensis* Colom, *Tintinnopsella oblonga* (Cadisch,) *Cadosina fusca* Wanner a radiolárie, vo vyšších partiách nanokóny.

Barém — apt, študovaný hlavne pri Melčiciach (salaš), tvorí tmavošedý jemnozrnný slabo krinoidový vápenec, gravelovo-organogénnej štruktúry. Vápenec je pelitomorfný, miestami čiastočne rekryštalizovaný, preplnený organickými zvyškami (článkami krinoidov, hedbergellami, riasami, drobnými foraminiferami, ostrakódami, stomiosférami, ostňami ježoviek, serpulami, úlomkami schránok lamelibranchiát, (zriedkavo *Globochaete alpina* Lombard). Gravely sú z pelitomorfného vápenca, dobre opracované (0,1—0,6 mm veľké). Ďalej sa vyskytuje glaukonit a autigénny kremeň.

Z obdobných vápencov (urgónska fácia) pri Bošáci sú známe aj orbitolíny. V ich nadloží vystupujú sliene apt-albu, prechádzajúce do flyšového súvrstvia alb-turónu, v ktorom v spodných polohách (alb) sú aj polohy konglomerátov, v cenomane-turóne sporadicky aj vložky pestrých slieňov (Újazd). Zo slieňov z bezprostredného nadložia urgónu na lokalite Bošáca je známa mikrofauna vrchného aptu — spodného albu: *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Epistomina charlottae* Vieaux, *Epistomina* cf. *reticulata* (Reuss) a *Hedbergella globigerinellinoides* (Subbotina) (Salaj 1962, Scheibnerová 1962).

Mikrofauna vrchného albu až koniaku je známa z viacerých lokalít (Moravské Lieskové, Bošáca, Melčice, Újazd a i., porov.: Kantorová in Began 1960; Jendrejáková 1961; Salaj 1962; Salaj — Samuel 1966). Z najdôležitejších druhov uvedieme: stredný-vrchný alb: *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi), *Arenobulimina preslii* (Reuss); spodný cenoman: *Thalmanninella brotzeni* Sigal, *Th. appenninica* (Renz); stredný cenoman: *Rotalipora montsalvensis* (Mornod); vrchný cenoman — spodný turón: *Thalmanninella reicheli* (Mornod), *Rotalipora cushmani cushmani* (Morrow); spodný-stredný turón: *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *Pr. helvetica* (Bolli), *Globotruncana sigali* Reichel; vrchný turón — koniak: *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny), *Gl. renzi* Gandolfi a *Gl. tricarinata tricarinata* (Quereau).

Popisované flyšové súvrstvie, považované prv za senón, bolo v širšom okolí Moravského Lieskového priradené k strednej kriede len nedávno (Began—Salaj 1961). Andrusov & kol. (1961) označuje toto súvrstvie ako stredná krieda pásma Vrzávky.

Na základe porovnania litologicko-stratigrafickej charakteristiky predmetných vrstiev s ostatnými fáciami bradlového pásma, usudzujeme, že tu ide o manínsku sériu s. l. Jej presné zaradenie k niektorému z jej vývojov, od ktorých sa čiastočne odchyľuje, bude možné až po podrobnejších jej štúdiách.

ZUM AUFTRETEN DER MANÍN-SERIE WESTLICH VON TRENČÍN

Im Abschnitte zwischen Trenčín und Nové Mesto n/Váhom (Westslowakei) treten zwischen dem Mesozoikum und Paleogen Ablagerungen auf, die man bisher für einen Bestandteil der pieniden Serien der Klippenzone hielt. Began (1960) zählt die sandstein-schieferigen Schichten zur Kreide der Manín-Inovec-Serie. Scheibner-Zelman (1963) zählen dazu auch die Unterkreide und stellen sie (als Manín-Serie) in die Maheľsche westkarpatische Seriengruppe. Ältere Glieder, bekannt bisher als Kysuca-Serie (Trias-Jura), in der Umgebung Drietoma-Brusník gliedern wir auf Grund ihrer fazieller Verschiedenheit auch in die Manín-Serie s. l. ein.

A. Began — K. Borza — J. Salaj
Geologický ústav D. Štúra,
Geologický ústav SAV,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D. & kol., 1961: Vysvetlivky ku geologickej mape bradlového pásma na liste Gottwaldov v mierke 1 : 200 000. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava, — [2] Began A., 1960: Zpráva o geologickom mapovaní bradlového pásma medzi Trenčínom a Bošáckou dolinou. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava, — [3] Borza K., 1965: Petrografický a mikrofaciálny výskum mezozoika na list Myjava. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Jendrejáková O., 1961: Mikrobiostratigrafia albu bradlového pásma a spodného subtatranského príkrovu. Rukopis; Geol. laboratórium SAV, Bratislava. — [5] Pošepný F., 1864: Die Quarcite von Drietoma bei Trentschin Jahr. XVI, Verhandlungen. Wien. — [6] Salaj J., 1962: Mikrobiostratigrafia kriedy Západných Karpát. Rukopis. Dizertačná kand. práca; Prírodov. fakulta KU, Praha. — [7] Salaj J. & Samuel O., 1966: Foraminifera der Westkarpatischen — Kreide. Bratislava. — [8] Scheibnerová V., 1962: Mikrofauna aptu z lokality Medzihoľské sedlo pod Rozsutcom Malej Fatry. — Geol. sborník XIII/1, Bratislava. — [9] Scheibner E. & Zelman J., 1963: Mezozoikum bradlového pásma, in: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, Gottwaldov. Praha.

K problému hranice gemeríd a chočského príkrovu

Pri zostavovaní tektonickej mapy ČSSR 1 : 1 000 000 sme sa stretli s problémom hranice medzi chočským príkrovom a gemeridami v najvýchodnejšej časti Nízkych Tatier. Konkrétne išlo o stanovenie hranice medzi „vernárskym pruhom", ktorý sme pričlenili k príkrovu gemeríd, a melafýrovou sériou chočského príkrovu pri Vernári. Perm melafýrovej série leží na mezozoiku série Veľkého Boku zo severnej i južnej strany. Smerom na západ sa medzi perm a mezozoikum série Veľkého Boku vkliňuje karbón, zo severu samozrejme počítaný za chočský, z juhu pričlenený k vernárskemu pruhu, teda gemeridný. Aj perm melafýrovej série sa teda javil S od Hranovníckeho plesa ako súčasť chočského príkrovu, južne od neho ako časť gemeridného príkrovu. Z toho nám vyšlo, že chočský príkrov neleží pod gemeridami, ale vedľa nich. Takýto vzťah oboch tektonických jednotiek je možný, a takto sa interpretoval aj v niektorých prácach (napr. Biely 1961; Bystrický — Fusán 1962, Biely — Fusán 1965). Kettner (1937), ktorý vernársky pruh definoval, považoval ho za element chočského príkrovu, podobne i Maheľ (1957), ktorý však poukázal na jeho úzky faciálno-stratigrafický a tektonický vzťah ku gemeridám. Javí sa tu teda rozpor, riešenie ktorého z tektonického hľadiska iste nie je bezvýznamné.

Po zvážení rôznych okolností som dospel k názoru, že vo vernárskom pruhu *treba osobitnú pozornosť venovať tektonickému vzťahu mezozoika a paleozoika.*

Karbón vo vernárskom pruhu i v podloží Muránskej plošiny je faciálne podobný gemeridnému i chočskému. Predsa však sa javí istý rozdiel vo vulkanických horninách. Pre karbón v podloží Muránskej plošiny (Furmanec, Slavča), vo vernárskom pruhu a chočskom príkrove sú charakteristické subvulkanické telesá porfyritov, kým karbón v gemeridách má predovšetkým diabázy a tufy. Neznamená to, že *karbón zhruba severne od muránskej línie patrí jednej a južne od nej druhej jednotke?*

Druhým javom, nedostatočne vysvetleným, je *chýbanie permu* medzi karbónom a werfenom v Muránskej plošine. Vo vernárskom pruhu leží na karbóne prakticky stredný trias v dĺžke 5—6 km. Je nesporné, že aspoň v poslednom prípade ide o styk tektonický, hoci i v Muránskej plošine je to pravdepodobné. Akého charakteru je tento styk? Je to tektonická plocha vo vnútri jednej tektonickej jednotky na rozhraní komplexov rozličných fyzikálno-mechanických vlastností, alebo ide o kontakt dvoch jednotiek? Tak vo vernárskom pruhu ako aj na Muránskej plošine *vyvstáva problém vzťahu karbónu k triasu.*

Trias vernárskeho pruhu rozdelil Maheľ (l. c.) na dva vývoje, z ktorých severnejší — betlanovský je podstatne menej rozšírený, reprezentovaný hlavne brekciovitými dolomitmi. Južnejší vývoj — vlastný vernársky pruh je od betlanovského oddelený úzkym pruhom spodného triasu, typicky gemeridný. Charakter a význam tektonického styku vernárskeho vývoja s triasom betlanovského vývoja možno interpretovať ako *prešmyk s pretrhnutým ramenom antiklinály v rámci jednej jednotky, alebo ako plochu podstatne významnejšieho tektonického zblíženia dvoch*

tektonických jednotiek. Druhá alternatíva sa mi zdá pravdepodobnejšia, lebo západne od Starého Vernára stredný trias vlastného vernárskeho vývoja leží tektonicky na karbóne, podloží betlanovského vývoja.

Celkove pre oblasť východného cípu vernárskeho polokna sa mi najlogickejšia zdá táto interpretácia: Karbón vernárskeho pruhu a karbón na báze melafýrovej série na severnej strane série Veľkého Boku *patria jednej tektonickej jednotke — chočskému príkrovu,* ako to pôvodne vyložil Kettner (1937). Trias betlanovského vývoja sa javí integrálnou súčasťou chočského príkrovu, ale fácia spodnotriasových kremencov tu chýba, čo je spôsobené najskôr tektonicky. Trias vlastného vernárskeho pruhu spočíva na dolomitoch betlanovského vývoja a západnejšie na karbóne tektonicky a, podobne ako trias Muránskej plošiny, predstavuje najsevernejšiu časť príkrovu gemeríd.

Pri takejto predstave však príslušnosť karbónu v podloží Muránskej plošiny ku gemeridám je problematická. Pre dôvody, ktoré som vyššie uviedol, sa mi zdá správny predpoklad Zoubka (1957), že ide o laminy chočského karbónu. To isté by mohlo platiť aj o karbóne na Besníku.

Anton Biely,
Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

K problematike vrchnokriedových uloženín na Horehroní

Výskyt vrchnokriedových organogénnych vápencov a vápencových brekcií na vŕšku Čertež pri Šumiaci objavil J. Bystrický (1959); skameneliny, ktoré by svedčili o senónskom veku vápencov sú uvedené v práci D. Andrusov — J. Bystrický (1959). Pri štúdiu mezozoika Dudlavej skaly sme zistili (Biely 1960), že okrem vápencov k vrchnej kriede patria i tmavé slieňovce, slienité vápence a pieskovce, predtým považované za lias. Paleontologicky sme ich senónsky vek preukázali až teraz. K rétu, resp. spodnému liasu však patria drobnolumachelové a oolitické vápence v ceste J od Dudlavej skaly (Bystrický l. c.). V ich podloží vystupujú tmavosivé a čierne celistvé vápence rétu, ojedinele koralové, v ktorých sa vyskytuje *Terebratula gregaria* Suess (Biely l. c.).

Mladšie ako trias, resp. spodný lias sú dva litologicky odlišné komplexy. Prvý vystupuje *v pruhu medzi Čertežom a potokom západne od Dudlavej skaly,* pokrytý mocnou vrstvou kvartéru; poznáme ho len z niekoľkých odkryvov. Bazálne vrstvy sú odkryté na JZ svahu vŕšku Čertež. Nad bielymi vápencami triasu je pár metrov mocná poloha vápencových brekcií. Ich hranica voči podložiu je nezreteľná. Nad brekciami ležia sivé slieňovce, ktoré v hornej časti na západnom svahu vŕšku

Čertež sú slabo škvrnité a skutočne pripomínajú liasové škvrnité sliene (Fleckenmergel).

V zárezе cesty asi 250 m SV od kóty 853,3 nad vápencovými brekciami sú slieňovce čiastočne zvetrané a našli sa v nich nasledovné foraminifery:

Glomospira charoides (Jones & Parker)
Haplophragmoides sp.
Marssonella crassa (Marsson)
Gaudryina laevigata Franke
Eponides biconvexus Marie
Eponides sp.
Gyroidina sp.
Stensioeina praeexsculpta (Keller)
Stensioeina granulata (Olbertz)
Stensioeina exsculpta juvenilis Hofker
Planomalina (Globigerinelloides) sp.
Hedbergella agalarovae (Vassilenko)
Bulimina reussi (Morrow)
Globotruncana fornicata fornicata Plummer
Globotruncana fornicata manaurensis Gandolfi
Globotruncana linneiana linneiana (Orbigny)
Globotruncana linneiana marginata (Reuss)
Globotruncana saratogensis (Applin)
Heterohelix globulosa (Ehrenberg)

Na základe mikrofauny usudzujeme, že slieňovce patria vrchnému santonu.

V údolí potoka SZ od Dudlavej skaly sú odkryté slieňovce sivej a tmavosivej farby, vrstevnaté, celistvé, s hladkým lastúrnatým lomom. Sú to horniny pelitomorfné, s ojedinelými zbytkami silicifikovaných ihlíc húb. Na sever od Dudlavej skaly sú okrem slieňovcov naváľané kusy sivých drôb, jemnozrnných zlepencov a pieskovcov. Zloženie klastických hornín je premenlivé; niekde prevláda materiál karbonátov, inde úlomky kremeňa, živca, sľúd a kryštalických bridlíc. V karbonatických brekciách sa ojedinele vyskytujú i úlomky vrchnokriedových organodetritických vápencov, alebo rudistov. Tmel je karbonátový. Či klastické horniny sú v slieňovcoch ako vložky, alebo nad, resp. pod slieňovcami, nemožno zistiť.

Biele organodetritické hipuritové vápence vystupujú na vŕšku Čertež, bezprostredne východnejšie od slieňovcového komplexu santonu. Vzťah vápencov k podložnému triasu a k slieňovcom nie je viditeľný. Najskôr ide o väčšiu alebo menšiu deštruovanú biohermu pod, alebo uprostred slieňovcového komplexu. Aj vápence patria najskôr santonu.

2. Odlišný je komplex hornín severnejšie asi 300—400 m, nad sivými dolomitmi triasu v dvoch izolovaných ostrovoch. Ide tu o hrubolavicovité jemnozrnné brekcie a pieskovce, zložené prevažne z úlomkov dolomitov, menej vápencov; úlomky kremeňa, kryštalických a werfenských bridlíc pristupujú iba sporadicky. Časť úlomkov je ostrohranná, časť zaguľatená. Tmel hornín je hematitový, od ktorého majú výrazné červené zafarbenie. Od predošlých kriedových hornín sa líšia celkovým charakterom, ale hlavne červeným zafarbením. Doteraz sa v nich nenašli žiadne skameneliny. Pri ich stratigrafickom zaradení možno sa opierať jedine o porovnanie s obdobnými sedimentmi v širšom okolí. Za také možno označiť len zlepencovo-bridličnaté súvrstvie pri Ľadovej jaskyni a zlepence v Lopejskej kotline. Červenofarebné brekcie, zlepence a bridlice od Šumiaca a z uvedených lokalít považujeme za vekove

rovnocenné. Podobne ako Scheibnerová (1961) usudzujeme, že ide o sedimenty paleogénu. Západne od Šumiaca sú teda zachované zbytky hornín dvoch samostatných sedimentačných cyklov — senónskeho a paleogénneho.

Anton Biely — Jozef Salaj,
Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D. — Bystrický J., 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. Geologický sborník X/2, Bratislava. — [2] Biely A., 1960: Geologický výskum Muránskej planiny. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Bystrický J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránského mezozoika (Muránska plošina). Geologické práce, Zošit 56, Bratislava. — [4] Scheibnerová V., 1960: A note to discussion about the Age of the variegated suit by Dobšiná Ice Cove. Geol. sborník XI/1, Bratislava.

Zur Lage der Oberkreide-Sedimente im oberen Hron-Tal

In der Umgebung von Šumiac treten neben den organogenen Kalksteinen und Kalkbrekzien auch dunkelgraue Fleckenmergel und Mergelsteine mit reicher Mikrofauna des oberen Santon (Faunenliste siehe im slow. Text, S. 169), auf!

Neben diesen Gesteinen findet man da auch grobbankige feinkörnige rote Brekzien und Sandsteine mit Haematit-Bindemasse, in welchen man bisher keine Fossilien finden konnte. Bei ihrer stratigraphischen Eingliederung stützen wir uns auf ähnliche Ablagerungen bei Dobschauer Eishöhle und im Lopej-Kessel. Alle diesen Fundorten halten wir für altersmässig gleich. Dabei neigen wir die Ansicht von V. Scheibnerová (1961) anzunehmen, dass es sich da um paläogene Ablagerungen handelt.

Westlich von Šumiac sind also Reste von Ablagerungen zweier selbständiger Ablagerungszyklen erhalten geblieben, und zwar des senonischen und paläogenen Zyklus.

Anton Biely — Jozef Salaj,
Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

K práci F. I. Žukova: Paleostratigrafičeskije osobennosti razvitija Spišsko-gemerskogo rudogoria v verchnepermskij period. Geol. práce, Zprávy 35, str. 5—22.

F. I. Žukov si v cit. práci vymezuje za cíl „... dát celkovou paleogeografickou charakteristiku oblasti ve svrchněpermském období, ... stanovit zvláštnosti režimu sedimentace a vulkanismu, s přihlédnutím k jejich možným vztahům k procesu tvorby rud". Již v předešlých článcích (z r. 1962 a 1963) se projevuje autorova malá znalost

vlastního terénu a na základě toho i špatné chápání a využívání převážně z literatury čerpaných údajů. V diskutované práci, která chce být jakousi synthesou, se nesprávnosti nahromadily tou měrou, že považuji za nutné poukázat alespoň na některé z nich.

Označení jednotlivých souvrství (jejichž stanovení samo o sobě neodpovídá přijatým zásadám stratifikace) jako cykly (cyklus předefusivní, c. aktivní vulkanické činnosti, c. poefusivní) je nesprávné, poněvadž rozlišované horninové komplexy postrádají základní vlastnosti cyklických celků, chápeme-li cyklus, ve shodě se světovou literaturou, jako časovou periodu mezi dvěma opakujícími se ději. — Druhou nejzávažnější chybou práce je, že pokládá celou svrchněpermskou sedimentaci v celé spišské, gemeridní a zčásti i tatridní oblasti za vyloženě marinní. Naprosto neuvažuje, nebo zamítá zásadní odlišnost sedimentačního prostoru jihogemeridního (severomaďarského), severogemeridního a tatridního (v oblasti Černé hory). Je rovněž nejasné, zda perm jižně od Dobšiné (bučinské vrstvy) přiřazuje rovněž do svrchního permu, či zda jej do svých úvah nezahrnuje. Nejvíce rozporů přináší jeho pojetí při výkladu o tzv. bazálních konglomerátech, které charakterisuje většinou jako příbřežní mořský sediment, s valouny opracovanými příbojovou činností moře (!!), jindy však ale jako fluviatilní sediment, kde však uvažovaná délka transportu je nesprávná (15—20 km), neodpovídající minimální opracovanosti valounů. (I k dokonalému zaoblení valounů stačí transport necelých 10 km. Viz na př. Pettijohn 1949.) O jejich ryze kontinentálním charakteru a o terigenním charakteru celé spodní části svrchního permu není již dávno pochyb (viz např. práce Š. Bajaníka, O. Fusána, M. Maheľa a j.). Nevyjasněnost autorových názorů je zřejmá na př. i ze schematu na str. 11, kde jednu z údajně mořských facií (ne příbřežních) charakterisuje jako komplex jílovito písčitých uloženin s vložkami slepenců. Permské sedimentaci na jihu gemerid věnuje mnohem méně místa, přesto, že do permu zahrnuje bez bližšího oddůvodnění i problematická souvrství považovaná většinou badatelů za karbon. Je zajímavé, že jeho členění, i když zřejmě vychází hlavně z literárních údajů, neodpovídá žádnému ze starších názorů (srovnej na př. s pracemi O. Fusána a M. Mášky).

Podobně Žukovova charakteristika vulkanismu ignoruje jak přírodní skutečnosti, tak literární údaje. O prvních výlevech křemenných porfyrů uprostřed t. zv. bazálních konglomerátů, nebo starších (viz m. j. D. Andrusov, Š. Bajaník, M. Ivanov) se vůbec nezmiňuje. Rovněž není uveden přesnější popis dvou uváděných cyklů, takže předkládanou paralelisaci v různých oblastech nelze naprosto ověřit. Chybné popisy vulkanických a pyroklastických hornin z okolí Novoveské Huty ukazují zřejmou nesprávnost úvah o vulkanických centrech. Tak na př. horniny z oblasti Muráně, popisované na str. 15 jako prokřemenělé pískovce jsou ve skutečnosti psammitické tufy. Převládající hruboúlomkovitou pyroklastickou horninou nejsou rovněž „tufobrekcie", jak uvádí F. I. Ž., ale tufitové konglomeráty. Problematika druhého vulk. cyklu není rovněž rozvedena, přestože mladší vulk. cyklus byl mnohem rozsáhlejší než starší.

Stratigrafické profily uvedené v příloze a popisované v textu, v řadě bodů neodpovídají skutečnosti. Uvedu namátkou jen některé. Evaporitové horniny leží na severu SGR v souvrství mezi křemennými porfyry, ne až nad nimi. Je třeba připomenout, že uváděné sádrovce nejsou totožné s polohou těženou u Novoveské Huty. Výskyt sádrovce na Černé hoře mi není znám. V jihogemeridní oblasti zcela opomíjí výskyty basických efusiv, naprosto neopodstatněně uvádí posici a množství karbonátových poloh a pod. . . .

Závěrem několik poznámek k vrstevnatému zrudnění v severogemeridním synklinoriu. F. I. Žukov se zmiňuje zásadně pouze o výskytech Mo a Cu; zcela opomíjí U, což může svádět k nesprávným interpretacím. Mineralisace je syngenetická, naprosto nelze mluvit o rudní metasomatoze. Měďnaté pískovce, které F. I. Ž. geneticky spojuje se svrchním vulkanickým cyklem, netvoří jeden horizont, ale minimálně dva, přičemž vyšší leží v souvrství, postrádajícím jakýchkoliv známek vulkanismu.

Nejvyššímu souvrství („poefusivní cyklus") je věnováno pouze několik řádek, z nichž je zřejmá jen nevyjasněnost celého pojetí publikace.

Pavel Adámek,
Geologický průzkum uranového průmyslu,
Kutná Hora

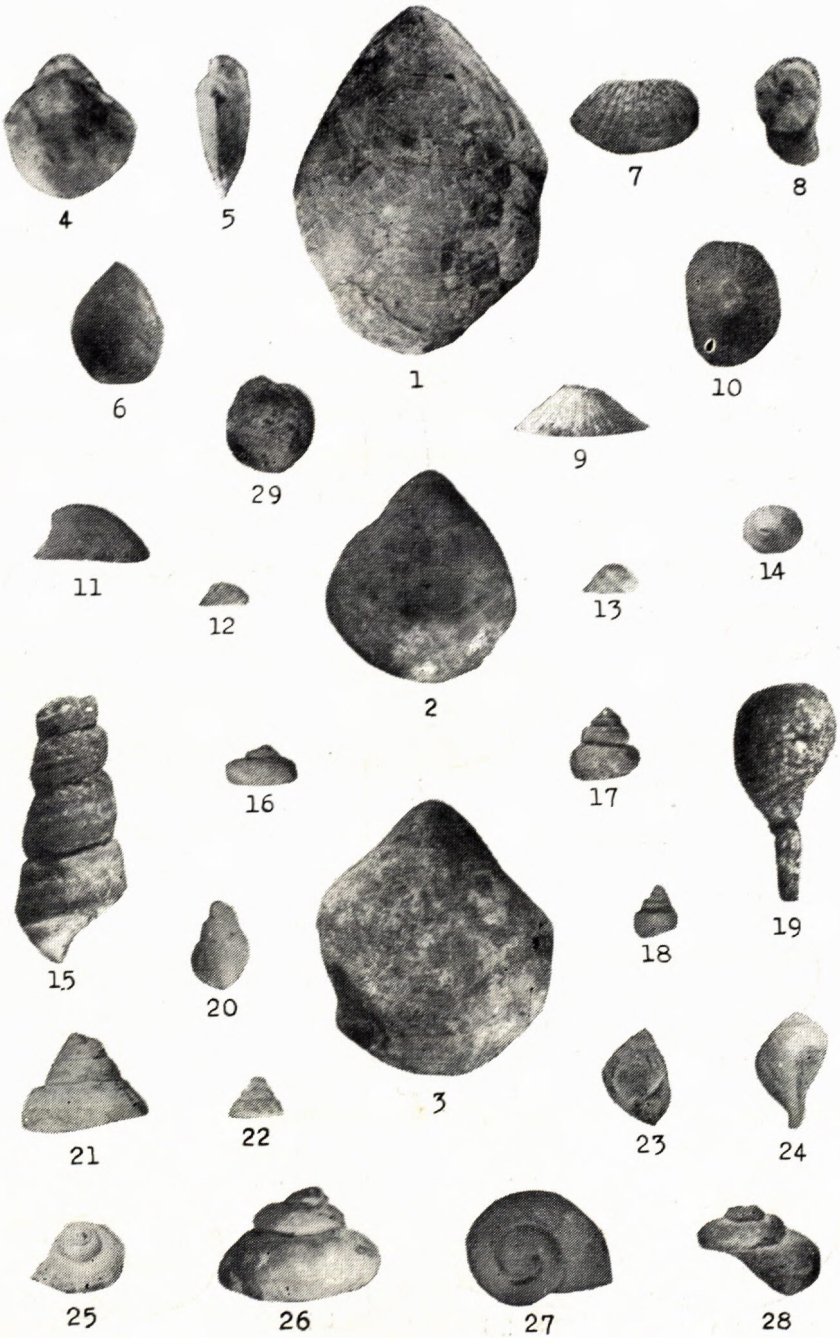
GEOLOGICKÉ PRÁCE — ZPRÁVY 40

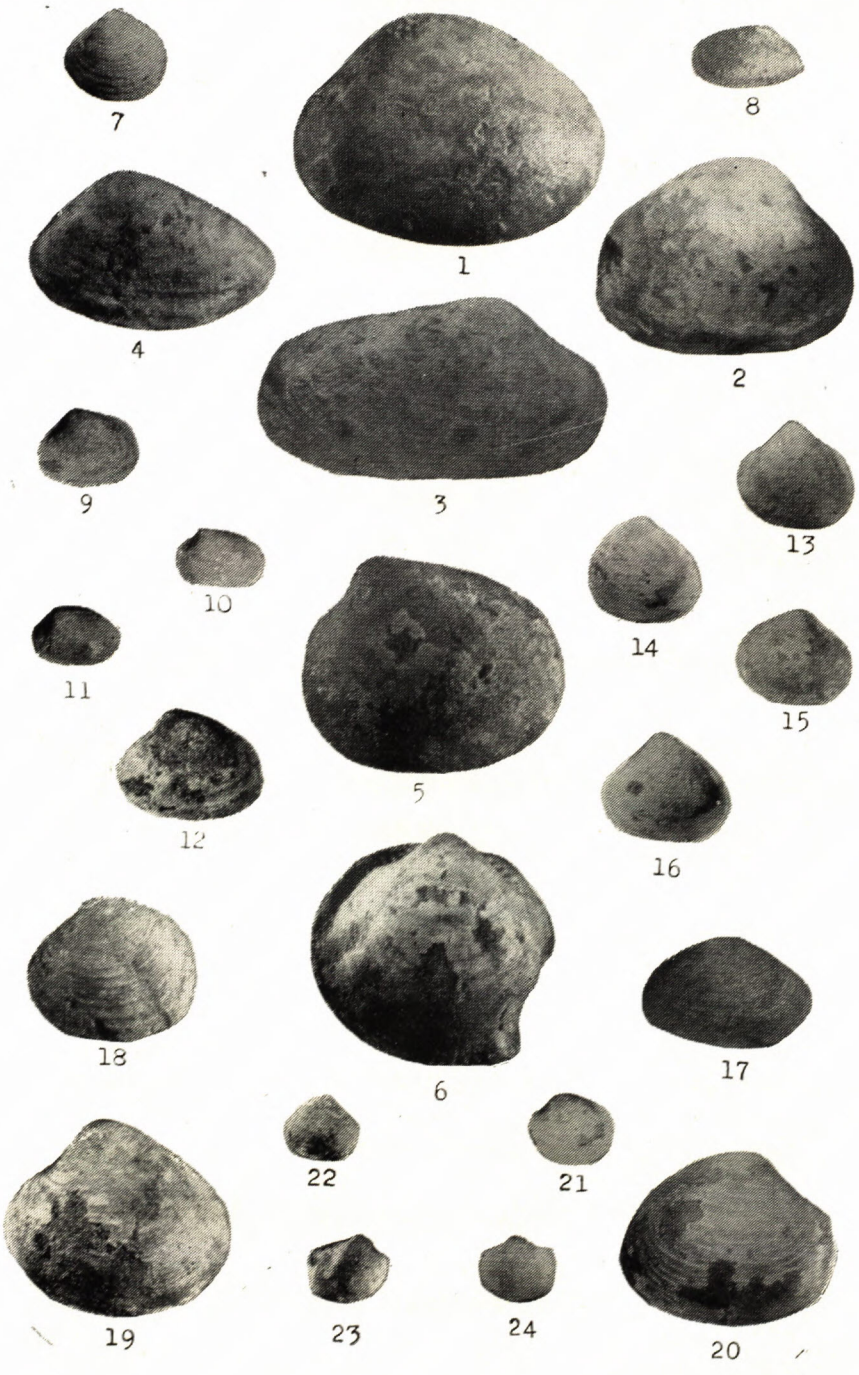
Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave
roku 1966

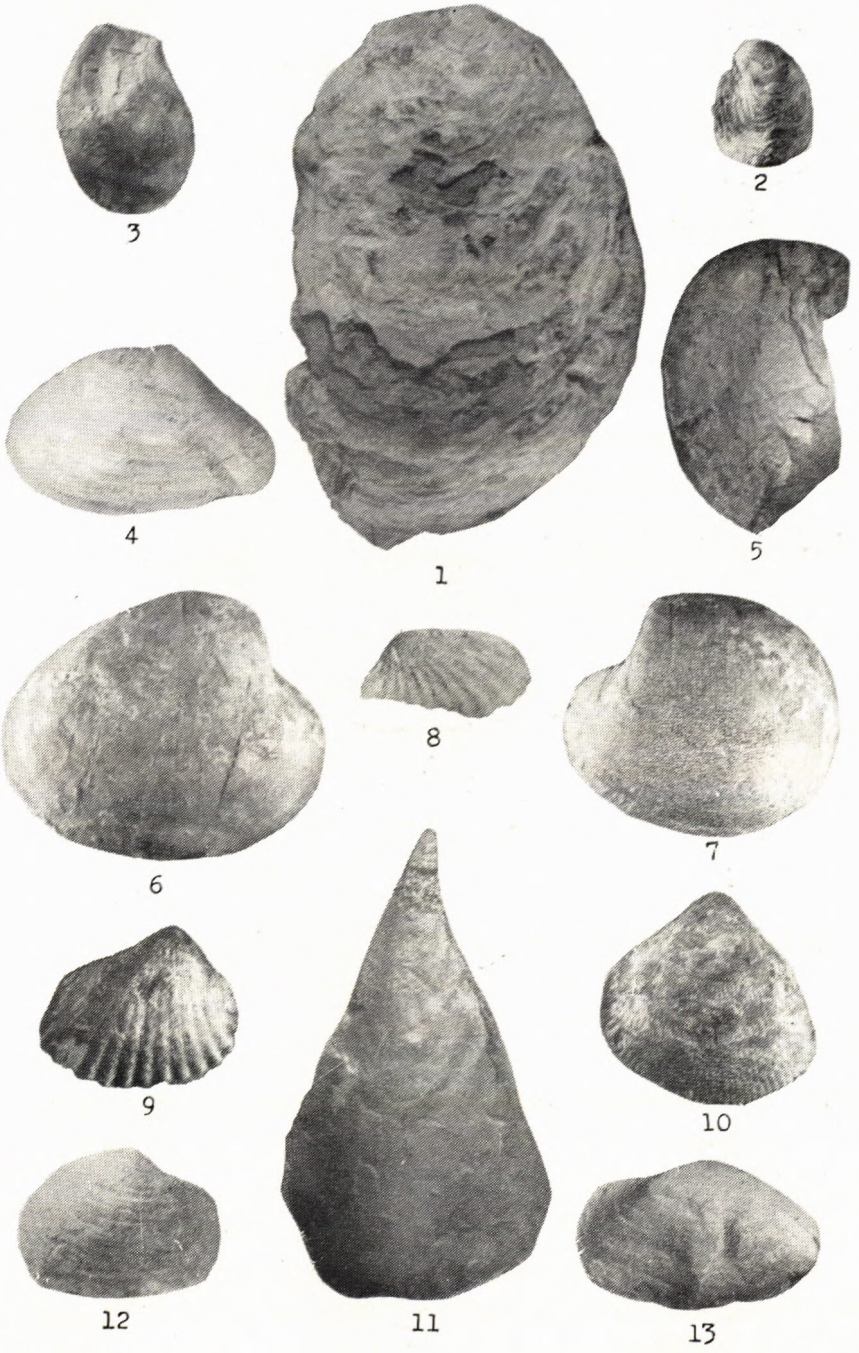
Vedecký redaktor: Pg. Ondrej S a m u e l, CSc.

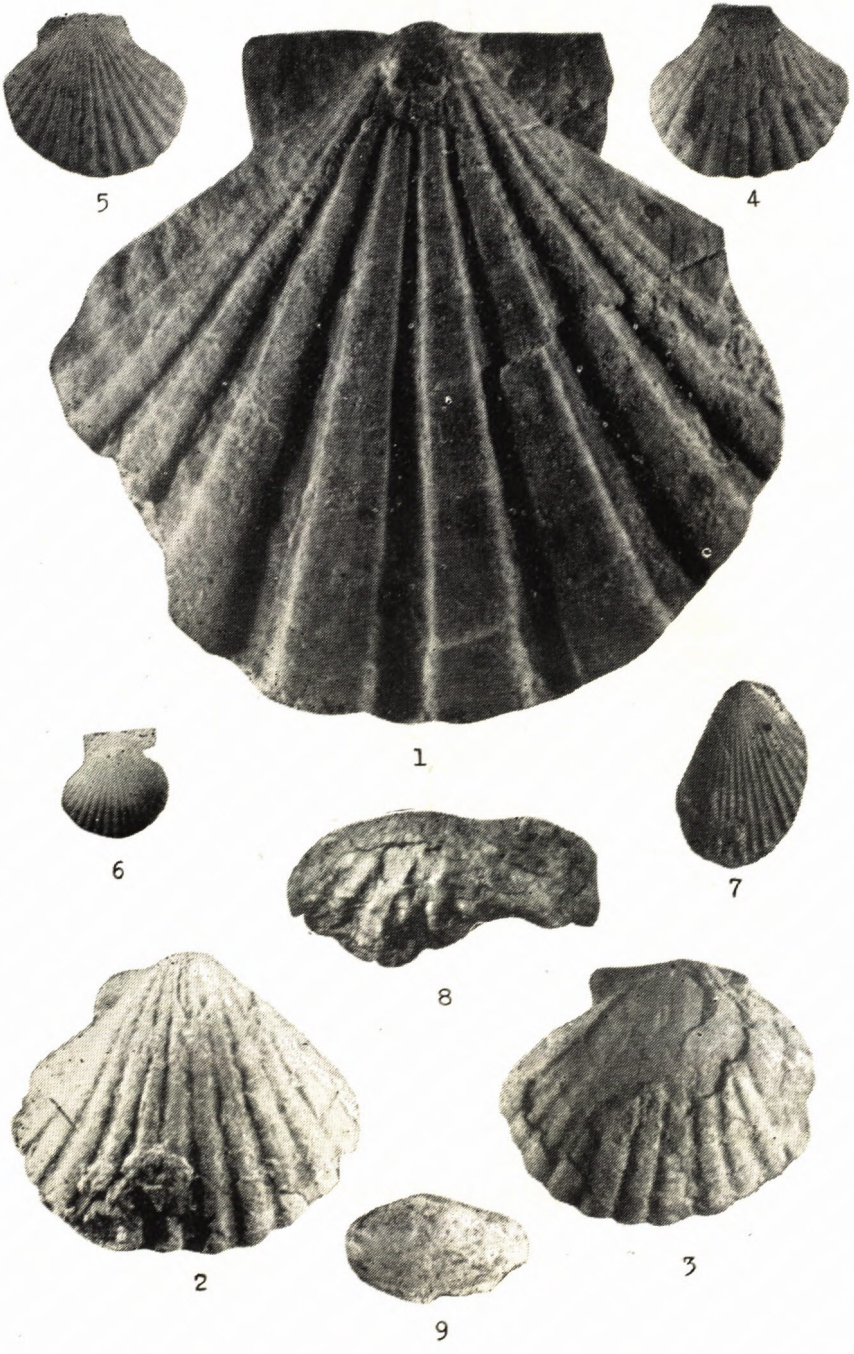
Pov. 1265/65-VO. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave
písmom garmond Baskerville. AH 14,97, VH 15,38 — K-12*61370

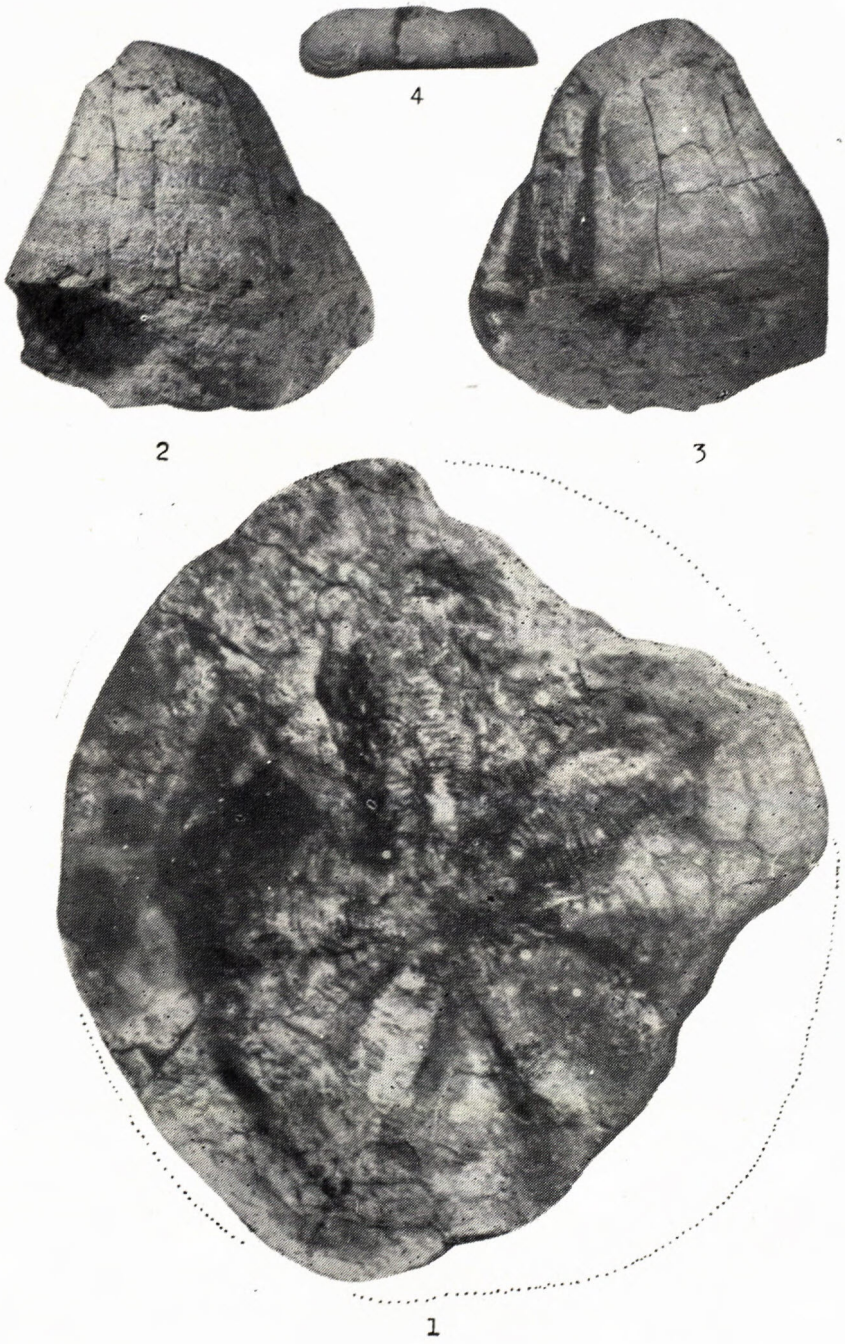
Cena brož. Kčs 20,—

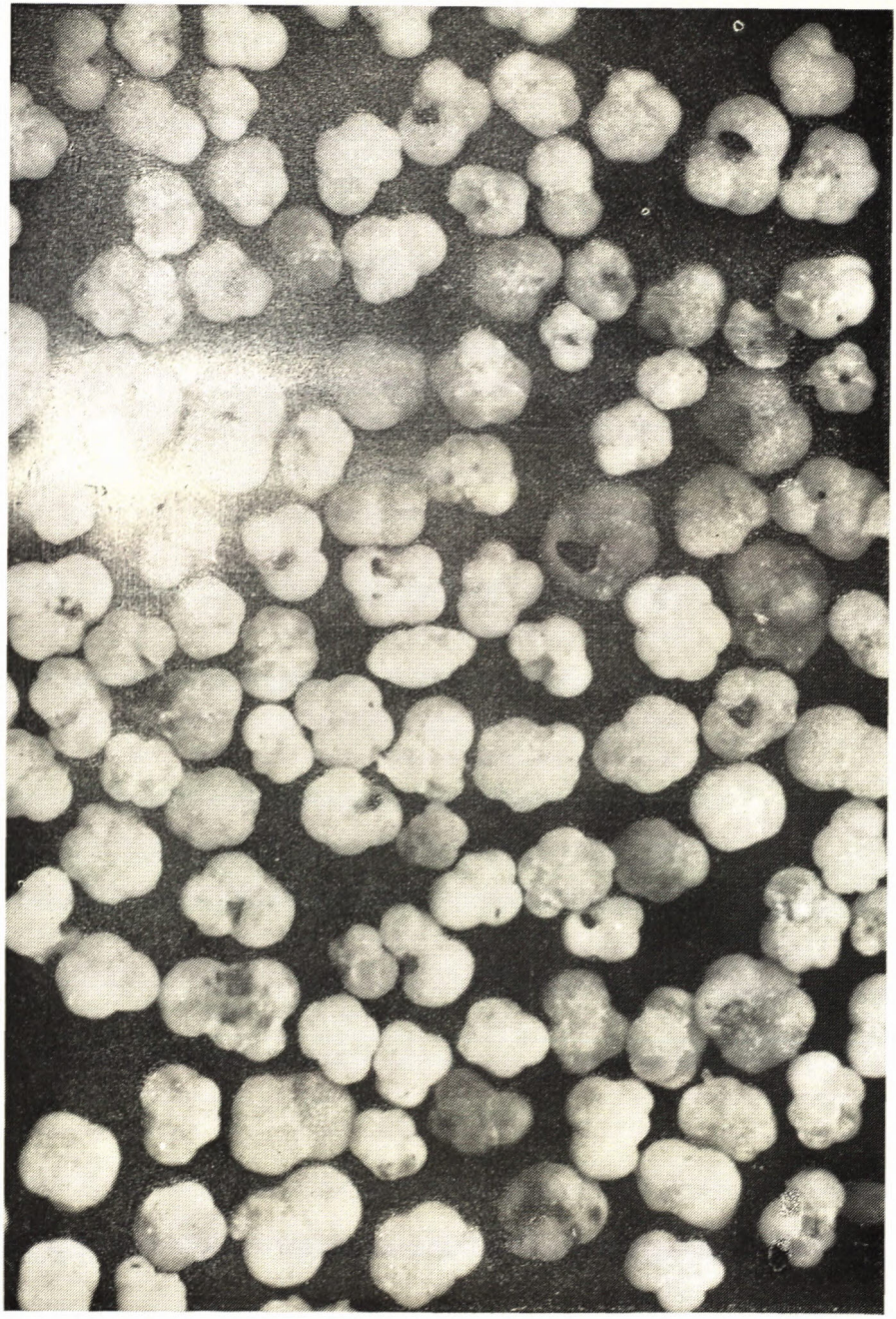

4
5
1
7
8
6
10
29
9
11
12
2
13
14
16
17
15
19
18
20
3
21
22
23
24
25
26
27
28

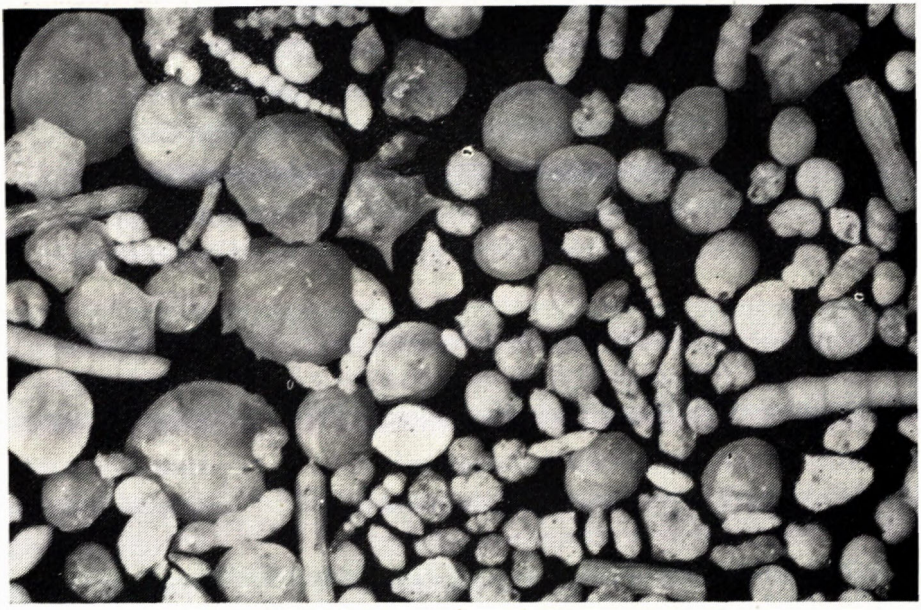

7
1
8
4
2
9
3
13
10
14
11
5
15
12
16
18
6
17
22
21
19
23
24
20


3
2
4
1
5
8
6
7
9
10
12
11
13

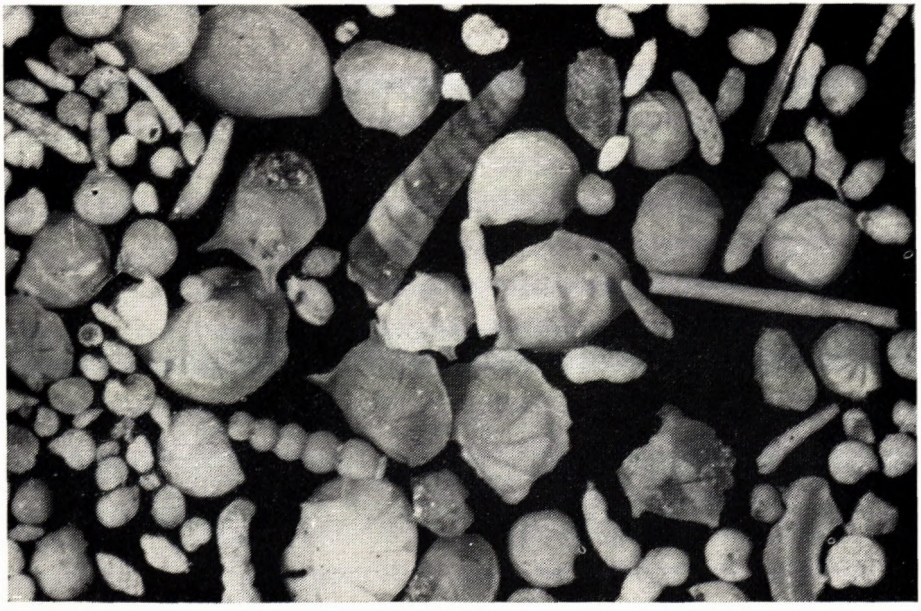

5
4
1
6
7
8
2
3
9


4
2
3
1

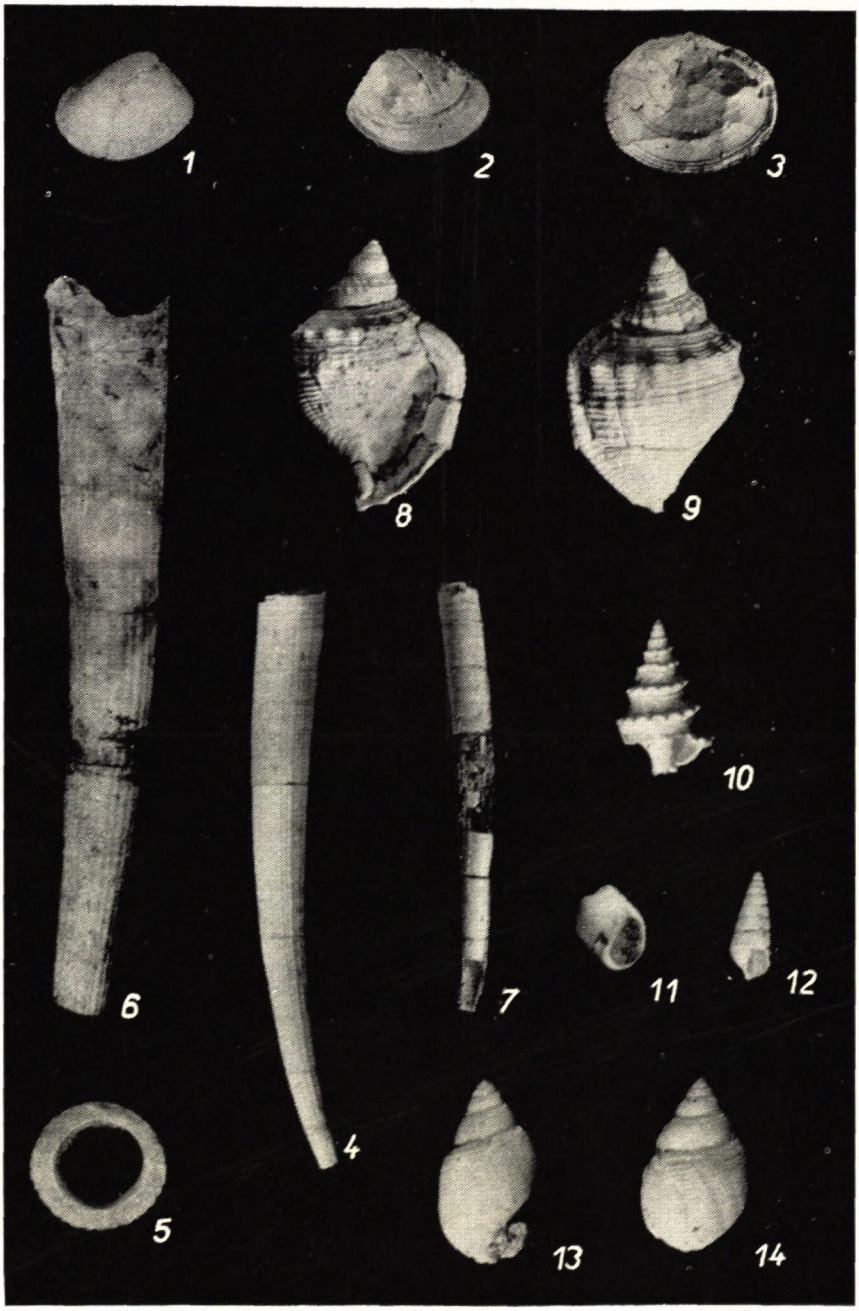


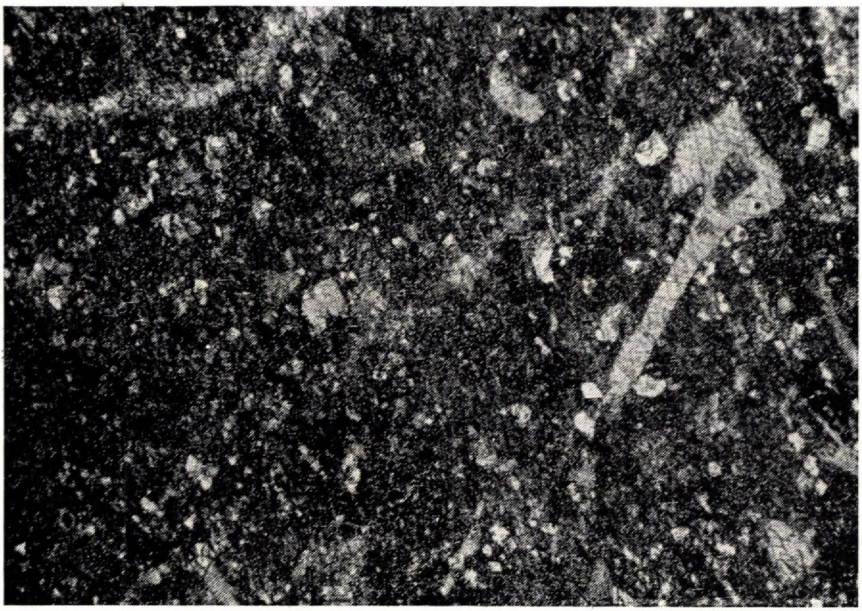


Obr. 1

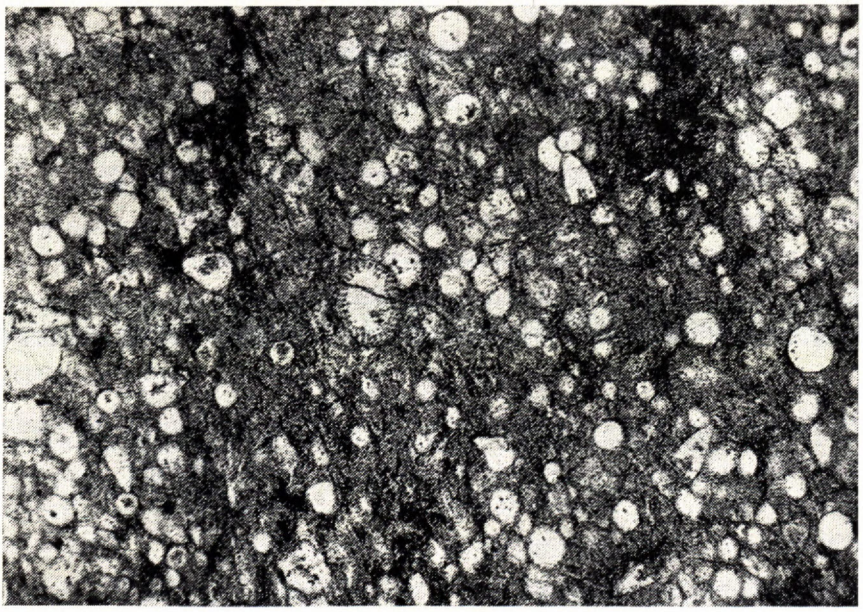


Obr. 2

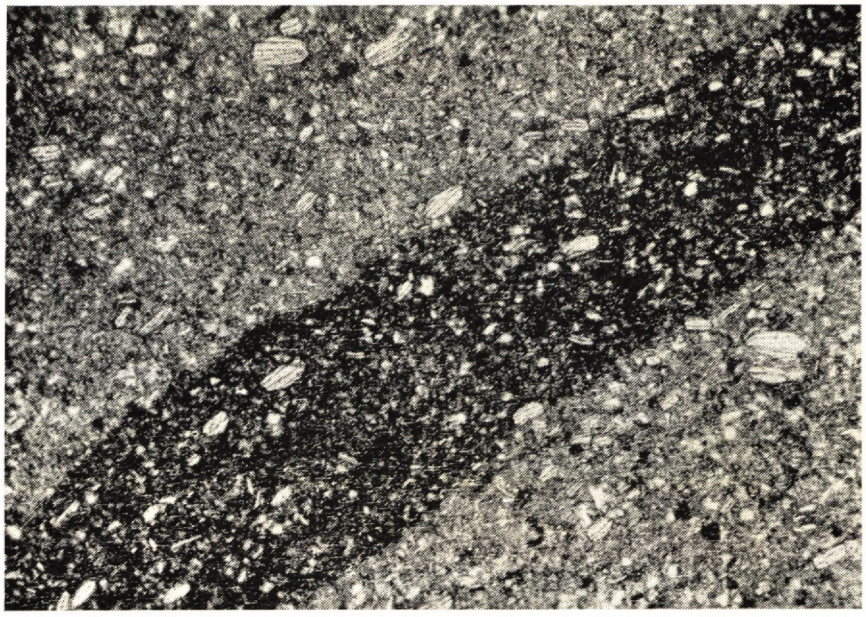

1
2
3
8
9
6
4
7
10
11
12
5
13
14



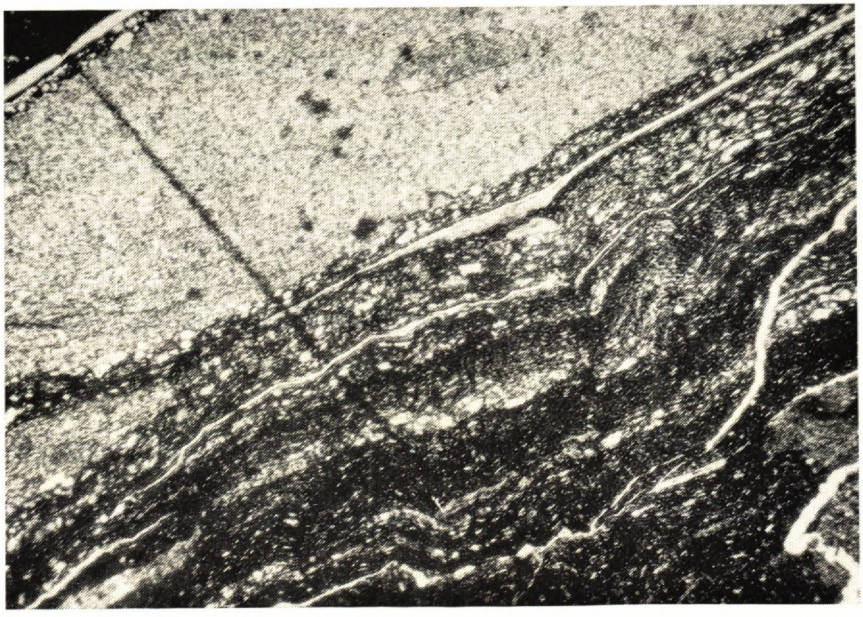
Obr. 1. Ružový vápenec meliatskej série s *Globochaete alpina Lombard* (v strede) s úlomkom schránky lamelibranchiata(?). Výbrus M-23, zväčš. 55×, nikoly //.



Obr. 2. Červenohnedý radiolarit, výbrus M-4, zväčš. 55×, nikoly //. Obe vzorky S od Meliaty.



Obr. 1. Čierne škvr. ílovité bridlice s „výrastlicami" kaolinitu. V škvrne (v strede) vidno koncentráciu organického pigmentu. Výbrus M-18, zväčš. 55×, nikoly //.



Obr. 2. Čierne ílovité bridlice s preplást. vápencov, veľmi jemne zvrásnené. Vrt VB-9 Meliata, hĺbka 96,0 m. Zväčš. 30×, nikoly //. Všetko foto T. Mastihuba.

Obr. 1. Pásmo A, pillow vo vrchnej časti hyaloklastitov v podloží prúdu bazaltoidného andezitu. Charakteristický rozpad pozdĺž radiálnych trhlín. Úlomky na okrajoch rozptylované do hyaloklastitovej masy.

Obr. 2. Pásmo B, prúd bazalt. andezitu na hyaloklastitoch. Vrchná časť prúdu silne členitá, spojená prechodmi s hyaloklast. brekciou v nadloží.

Obr. 3. Pásmo B_1; detail vrchnej časti prúdu v prechode do hyaloklast. brekcie v nadloží.

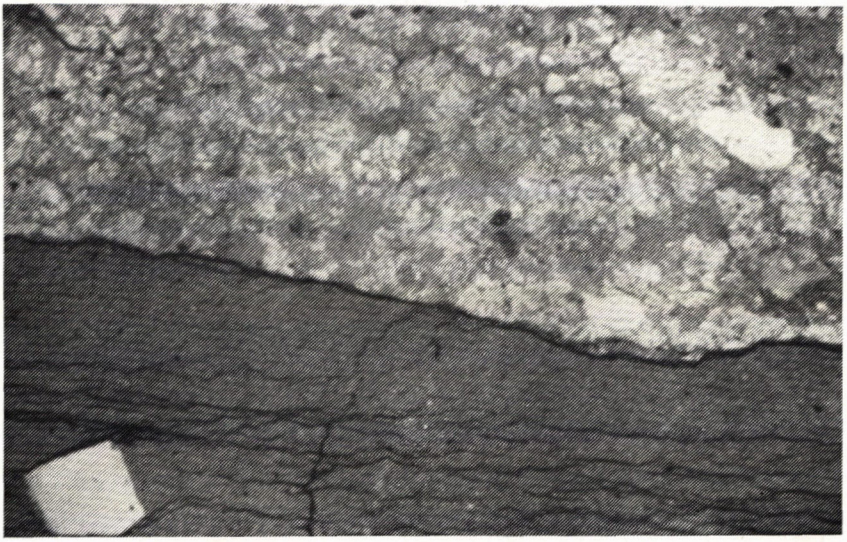
Obr. 4. Pásmo C_2; hyaloklastity v nadloží prúdu C_1, prerážané drobnými lávovými dajkami. Profil výskytmi hyaloklastitov v zárezе hradskej Oremov Laz—Stará Huta.

Obr. 1. Piesčitý tufit. komplex v záreze cesty H. Rykinčice—Medovarce. Štrkovozlepenc. materiál zapĺňa eroz. výmoly v zvrstvenom tufitickom sedimente.

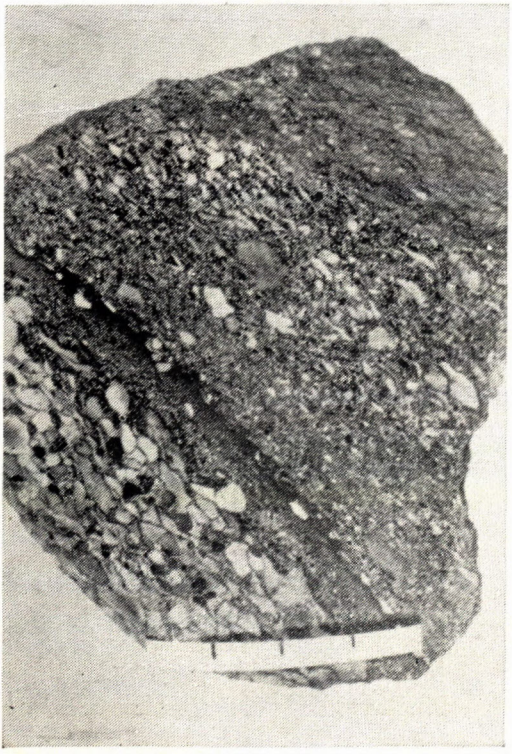
Obr. 2. Zárez cesty Domaníky—Hont. Tesáre. Hrubozlepencový sediment litorálneho pásma.

Obr. 3. Subakválny bahnitý prúd č. I na svahu Pajty (k. 341,4) — netriedený a nezvrstvený vulkan. materiál. leží na podložnom tufitickom sedimente.

Obr. 4. Blok andezitu (1,7 × 1,2 m) transportovaný subakválnym bahnitým prúdom (č. IV) — svah Domaniska (k. 304,3).

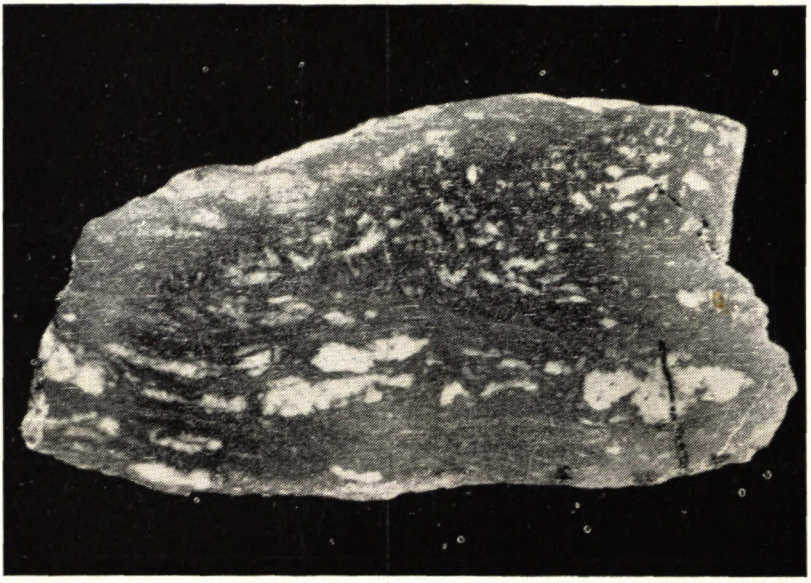


Obr. 1

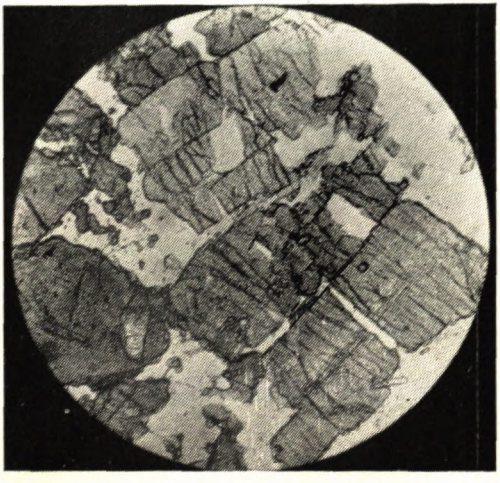


Obr. 2

Obr. 3.



Obr. 1



Obr. 2

Obr. 3