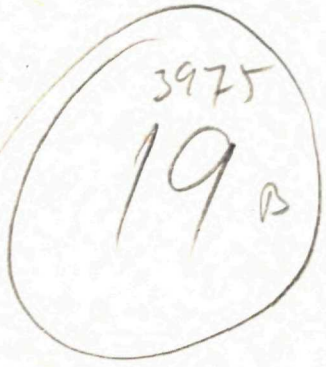
1 B 19 c

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 68



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1977

Plančár, J. — Škorvanek, M.: Obrátená úloha gravimetrie pre polguľové telesá a jej aplikácia pri interpretácii tiažových anomálií v Západných Karpatoch — Inversed gravity problem for half-sphere bodies and its application in interpretation of gravity anomalies in the West Carpathians 187

Správy — diskusia — recenzie

Köhler, E. — Samuel, O.: Postavenie Západných Karpát v chronostratigrafických a biostratigrafických trendoch európskeho paleocénu a eocénu — Position of West Carpathians in chronostratigraphical and biostratigraphical trends of European Paleocene and Eocene . 195

Samuel, O. — Began, A.: Niekoľko poznámok k významu pojmu séria (kategória) v čsl. odbornej literatúre — Remarks on the meaning of the term "series" (category) in Czechoslovak special literature 243

Ďurica, D. — Roth, Z.: Hypotéza globální tektoniky korových ploten jako nástroj naftové prospekce — Hypothesis of global tectonics of earth's crust plates as a mean of oil prospection 249

Miko, O. — Siegl, K.: Správa o zasadnutí II. medzinárodnej pracovnej skupiny projektu IGCP . 259

Fotografická príloha (tab. I—XL)

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 7—20 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Ján Mello — Rudolf Mock

Nové poznatky o triase čs. časti Rudabanského pohoria

2 obr. v texte, 8 tab. na kriede (I—VIII), anglické resumé

Abstract. The latest data on the stratigraphy and litology of the Triassic in the innermost zone of the Central West Carpathians on Czechoslovak territory are presented. Conodonts, dasycladaceans and foraminiferes were found on several localities. The Upper Carnian and Norian Strata were found to be present in the Rudabanya Group. New litostratigraphical unit, the Žarnov Limestones, was established. Tectonical conclusions were drawn (presence of two units — the Rudabánya Group and that of the Silica nappe).

Úvod

Rudabanské pohorie, ktoré sa nachádza medzi Slovenským krasom a pohoriami Bükk — Szendrő, leží takmer celé v Maďarsku. Iba svojimi sv. výbežkami zasahuje na čs. územie. Patria k nemu nevysoké pahorky a skalné brehy vo vnútri veľkého ohybu rieky Bodvy v okolí Žarnova, Chorvát a Hosťoviec (obr. 1).

Najväčšiu nadmorskú výšku na čs. území dosahuje Rudabanské pohorie na k. 303,0, j. od obce Janík. Výškový rozdiel oproti hladine Bodvy nepresahuje 150 m.

Triasové súvrstvia, ktoré sú hlavným stavebným prvkom Rudabanského pohoria, sú na čs. území odkryté v pomerne malom rozsahu, pretože sú pokryté neogénnymi a kvartérnymi sedimentami. Napriek tomu sa tu nachádza niekoľko veľmi pekných odkryvov, na ktoré sme zamerali pozornosť najmä preto, že údaje o stratigrafii, fáciách a geologickej stavbe Rudabanského pohoria, a to najmä jeho čs. časti, sú zatiaľ veľmi stručné, neúplné a nepresné.

Už prvé výsledky stratigrafického a litologického štúdia sú natoľko zaujímavé a prekvapivé, že dali podnet k napísaniu tohto informatívneho článku. Lokality a niektoré predbežné výsledky boli tiež zahrnuté do exkurzného sprievodcu XX. celoštátneho geologického zjazdu konaného v júni 1975 v Košiciach (J. Mello — R. Mock in J. Mello et al. 1975, s. 34—36).

V čs. časti Rudabanského pohoria sa dosiaľ vyskytli iba strednotriasové a vrchnotriasové súvrstvia.

RNDr. J. Mello, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava, ČSSR
RNDr. R. Mock, Katedra geológie a paleontológie PFUK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava, ČSSR

Stručný prehľad doterajších poznatkov a interpretácií

Rudabanské pohorie je vybudované — okrem terciérnych uloženín — z triasu, ktorý sa v porovnaní so Slovenským krasom a pohorím Bükk vyznačuje niektorými osobitosťami, a preto bol v minulosti označený ako *rudabanský vývoj triasu.*

Pre tento vývoj triasu je uvádzaný tento vrstevný sled (K. Balogh 1950, 1952a, 1952b, 1961, 1973, 1974; K. Balogh — G. Pantó 1952, 1953; G. Pantó 1956; V. Homola 1951; E. Vadász 1960; L. Trunkó 1969): seiské a kampilské vrstvy (podobný vývoj ako v pohorí Bükk a v Slovenskom krase); vyššie nasledujú gutensteinské vápence, dolomity a vyššie wettersteinské dolomity a vápence. Pre ladin sa uvádza sedimentácia extrémne pestrých fácií s rozdielmi nielen vo vertikálnom, ale aj v horizontálnom smere: predovšetkým reiflinských vápencov, ďalej rôznych svetlých, ružových, červených rohovcových i bezrohovcových vápencov, slieňov, pieskovcov a pre rudabanský vývin typických tmavošedých a čiernych ílovitých bridlíc. Tieto tmavé bridlice patriace k tzv. „Telekesvolgyer Schieferkomplex" a zasahujúce do kordevolu sú považované za najmladší člen vrstevného sledu rudabanského vývoja (K. Balogh 1973, 1974). Z komplexu tmavých bridlíc sú známe výskyty kyslých vulkanitov (tzv. Szalonnaer Quarzporfyr).

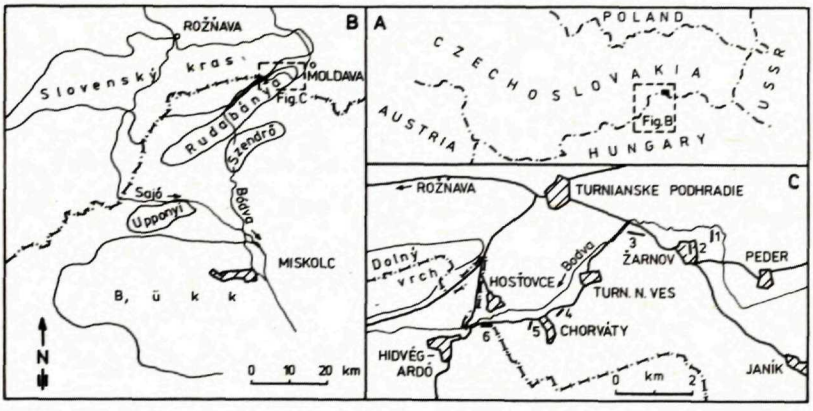
Charakteristickým znakom najmä vyšších členov rudabanského triasu je slabá metamorfóza, charakteristická pre trias pohoria Bükk. S Bükkom je spoločný aj veľmi pestrý vývoj ladinu, kde je takisto vytvorený z prevažne pelagických typov vápencov, ílovitých bridlíc a vulkanitov (cf. K. Balogh 1964, 1974).

Podľa doterajších predstáv (G. Pantó 1956, K. Balogh 1961; E. Vadász 1960; L. Trunkó 1969) rudabanský trias predstavuje prechodný vývoj medzi rýdzo juhoalpsko-dinarským triasom pohoria Bükk a austroalpínskym triasom Aggteleského krasu. Navzájom však majú byť oddelené výraznými dislokáciami príkrovového charakteru (cf. G. Pantó 1956, príl. 1).

Rudabanský trias na čs. území študoval V. Homola (1951), ktorý udáva tento vrstevný sled: gutensteinský vápenec, kockovitý dolomit, hrubolavicovité svetlé vápence so svetlými rohovcami, nepravidelne lavicovité tmavé vápence s rohovcami s medzivrstvičkami slieňov. Inde sú to svetlé, ružové, belavé, žltkasté lavicovité škvrnité vápence, miestami obsahujú rohovce a pohohu 20—30 cm červeného tufitu. Nad nimi ležia silne zvrásnené tmavé ílovité bridlice, na nich zasa miestami svetlé masívne vápence wettersteinského typu. V. Homola (1951) zisťuje, že vrstevný sled je trochu odlišný od sledu na maďarskom území. Rudabanský vývoj triasu pokladá za hlbokovodnejší než vývoj triasu v Slovenskom krase a nikde medzi nimi nezistil faciálne prechody (naopak K. Balogh — G. Pantó 1952 píšu o pozvoľnom prechode!). Predpokladá preto, že údolím Bodvy sa tiahne väčšia prešmyková alebo príkrovová dislokácia, podľa ktorej sú výviny tektonicky zblížené. Ako píše na str. 178, nie je vylúčené, že rudabanský trias tvorí v rámci gemeríd samostatný príkrov.

Opis lokalít a profilov

Trias čs. časti Rudabanského pohoria, ktorý je triasom najvnútornejšej zóny centrálnych Západných Karpát na území ČSSR, bol študovaný na šiestich lokalitách, resp. profiloch (Žarnov 1 a 2, Turniansky kameň, Hradová, Chorváty a Hosťovce; obr. 1 C; obr. 2; podrobnejšie situačné skice možno nájsť v exkurznom sprievodcovi: J. Mello — R. Mock in J. Mello et al. 1975, obr. 3 a 4). Nové stratigrafické poznatky sa opierajú hlavne o konodonty, z ktorých najdôležitejší zástupcovia sú vyobrazení na tab. VI—VIII.



Obr. 1 Situačný náčrt študovaného územia s vyznačením pozície študovaných profilov a odkryvov (Fig. C: 1 — profil Žarnov 1; 2 — profil Žarnov 2; 3 — Turniansky kameň; 4 — Hradová; 5 — Chorváty; 6 — Hosťovce).

Žarnov 1

Profil sa nachádza 500 m sv. od vých. okraja obce Žarnov, na z. svahoch pahorku k. 202,5. Je to najvýchodnejší výbežok Rudabanského pohoria, okolo ktorého sa otáča vo veľkom oblúku rieka Bodva. Podstatná časť pahorku je pokrytá neogénnymi štrkmi, triasové horniny sa vynárajú na jeho svahoch.

Do spodnej časti profilu patria tmavé, miestami jemnopiesčité bridlice, ktoré vychádzajú na povrch v plošných východoch na lúčine v okolí poľnej cesty vedúcej po juhozápadnom svahu pahorku k. 202,5. Vyššie v svahu, v oranom poli možno nájsť okrem hojných úlomkov bridlíc a obliakov z pliocénnych štrkov aj úlomky tmavošedých silicitov. O veku tejto časti profilu nemáme zatiaľ žiadne údaje.

Uz zďaleka nápadné sú bralká svetlých vápencov, ktoré budujú severnú časť pahorku (tab. II, obr. 1). Nie je jasné, či styk s bridlicami je normálny alebo tektonický. Vápence sú masívne, miestami s náznakmi hrubej lavicovitosti. Nesú znaky metamorfného postihnutia podobného charakteru ako svetlé vápence pruhu

Veterník — Slovenská skala v Slovenskom krase. Pôvodný charakter štruktúr je takmer úplne zotretý a organické zvyšky sú rekryštalizované. Iba v niektorých výbrusoch, podobne ako i na navetranom povrchu, vidno nezreteľne zachované stromatolitické štruktúry. V jednom výbruse J. Bystrický našiel prierezy, o ktorých sa domnieva, že by to mohli byť rekryštalizované aniské dasycladaceae (tab. V, obr. 3).

Žarnov 2

Profil leží v údolí potôčika pretekajúceho obcou Žarnov. Začína sa uprostred obce pri studni a vedie dolu údolím medzi kostolmi.

Najspodnejším odkrytým súvrstvím je súvrstvie červených a ružových doskovitých vápencov miestami s výskytom červených rohovcov (napr. v mieste odberu vz. B). Súvrstvie upadajúce k severu je odkryté v mocnosti cca 15 m. Zo súvrstvia boli odobraté štyri vzorky, ktoré poskytli túto faunu:

Konodonty	TU-97/A	TU-97/B	TU-97/C	TU-97/D
Gladigondolella tethydis (Huckr.)	+	+		+
Gondolella excelsa (Mosher)	+	+	+	+
G. mombergensis Tatge	+	+	+	
G. constricta (Mosher)	+			
G. navicula Huckr.			+	+
Enantiognathus petraeviridis (Huckr.)	+		+	
Prioniodina (Cypridodella) *venusta* (Huckr.)	+			
P. (Cypridodella) mülleri (Tatge)	+			
Ozarkodina tortilis Tatge		+	+	
Lonchodina ? posterognathus (Mosh.)		+		
L. hungarica Kozur-Mostler			+	

Uvedená konodontová fauna, najmä *Gl. tethydis*, *G. excelsa* a *G. mombergensis* poukazujú na príslušnosť súvrstvia k illýru alebo fassanu.

Z mikrofaciálneho hľadiska ide o mikrity s rekryštalizovanými prierezmi drobných guľovitých teliesok neznámeho pôvodu (? rádiolárie, tab. IV, obr. 6). O značnom tlakovom postihnutí súvrstvia svedčia značne deformované konodonty. V nekarbonátovom rezídiu z vápenca sa okrem konodontov vo veľkom množstve nachádza detritický kremeň, ktorý sa nikdy v makroskopicky podobných schreyeralmských

vápencoch silického či chočského príkrovu nevyskytol. Ide zrejme o novú litostratigrafickú jednotku triasu Západných Karpát, pre ktorú navrhujeme označenie *žarnovské vápence*. Uvedené vápence boli dosiaľ zistené iba na tejto jedinej, a teda pre žarnovské vápence typovej lokalite (s výnimkou studní v blízkom okolí, v ktorých pri výkope boli vylámané podľa údajov miestnych občanov obdobné červené vápence).

Vyššia časť profilu v dĺžke cca 60—80 m je zakrytá hlinami. V tomto úseku bol nájdený najprv balvan čiernych afanitických vápencov, ktorý však, žiaľ, napriek spracovaniu značného množstva materiálu neposkytol žiadnu faunu. Výbrus prezrádza, že ide o úplne rekryštalizovaný mikrozrnitý vápenec (tab. IV, obr. 3). Nie je jasné, či balvan pochádza priamo zo zasuteného úseku, a teda z nadložia žarnovských vápencov, alebo z ich podložia a na miesto nálezu bol dovlečený vodným prívalom.

Vo vyššej časti zahlineného úseku boli nájdené balvany svetlých rohovcových i bezrohovcových hľuznatých vápencov, ktoré ešte dosiaľ neboli spracované so zameraním na získanie konodontov. Mikrofácia vápencov je podobná ako v spodnonorických vápencoch na Hradovej (tab. IV, obr. 4; tab. V, obr. 1). Po odovzdaní tohto príspevku do tlače (február 1976) sme tu tiež našli odkryv tmavých bridlíc (júl 1977).

Najvyššiu časť profilu po oboch stranách údolia pri jeho vyústení do aluviálnej nivy Bodvy tvoria svetlé i šedé masívne vápence. Od typických vápencov wettersteinského typu silického príkrovu sa líšia metamorfným, najmä dynamickým postihnutím, takže pôvodné štruktúry možno študovať len v niektorých priaznivých prípadoch (tab. V, obr. 2).

Turniansky kameň

Najspodnejším súvrstvím sú gutensteinské vápence, dobre odkryté v lome pri hradskej Turnianske Podhradie — Žarnov, 750 m jv. od odbočky hradskej na Turniansku Novú Ves (tab. I, obr. 1, 2).

V západnej časti spodnej etáže lomu (tab. I, obr. 2) vystupujú tmavé lavicovité vápence s vložkami dolomitov a bridlíc. V strednej časti lomu (tab. I, obr. 1) lavicovitosť nie je taká výrazná. V najvyššej časti je súvrstvie pestrejšie. Možno tu nájsť rozmanité laminované, červíkovité, hľuznaté a brekciovité typy vápencov. Z nižšej etáže lomu boli odobraté 4 vzorky, ktoré však poskytli iba neurčiteľné úlomky konodontovej fauny.

V nadloží gutensteinských vápencov ležia tmavošedé celistvé gutensteinské dolomity, ktoré sa v početných odkryvoch nachádzajú na sz. svahoch Turnianskeho kameňa (k. 251). Vyznačujú sa mikritickou štruktúrou, často sú brekciovité (tab. V, obr. 6).

Najmladším určeným súvrstvím v tomto profile sú steinalmské vápence, v ktorých sú založené drobné lomy na sz. a z. úpätí Turnianskeho kameňa. Sú to svetlé,

organodetritické, prevažne riasové vápence, z ktorých J. Bystrický určil: *Physoporella varicans, Ph. pauciforata* var. ind. (vz. TU-31/A ; tab. V. obr. 4), *Ph. pauciforata* aff. *undulata* a *Ph.* cf. *sulcata* (vz. TU-32, tab. V, obr 5). Vápence nemajú znaky metamorfného postihnutia a sú identické so steinalmskými vápencami silického príkrovu Slovenského krasu. Okrem dasycladaceí sa vyskytujú foraminifery (určil J. Salaj): *Meandrospira dinarica* (vz. TU-31/A, tab. V, obr. 4), *Pilammina densa, Meandrospira* sp., *Ammobaculites* sp., *Nodosinella* sp. (vz. TU-32), úlomky krinoidov, prierezy brachiopódov a lamellibranchiátov, riasové hrudky, pelety a neidentifikovateľný organický detrit.

Hradová

Tento profil je azda najkrajší z celej čs. časti Rudabanského pohoria. Dokázateľne sa v ňom nachádza vrchný karn a nor.

Profil sa začína na sv. úpätí pahorku Hradová (k. 219), 500 m sv. od obce Chorváty, v malom opustenom lome (tab. III, obr. 1), neďaleko od hradskej Turnianska Nová Ves — Hidvégardó. Sú tu odkryté výrazne doskovité, zvrásnené, šedé vápence, miestami rohovcové (tab. III, obr. 2), inde organodetritické (tab. III, obr. 3). Svojím charakterom (odhliadnúc od rohovcov) pripomínajú kampilské súvrstvie silického príkrovu Slovenského krasu.

V lome (d. b. JK-1) bolo odobratých sedem vzoriek so zameraním na získanie konodontov a na mikroskopické štúdium (vz. VI/A-G). Zo všetkých vzoriek boli získané konodonty (z niektorých vzoriek, napr. VI/F viac než 50 exemplárov), ktoré nesú zreteľné stopy tlakovej deformácie (tab. VII). Treba podotknúť, že podľa mikroskopického štúdia boli tlakove deformované iba krinoidové vápence (tab. III, obr. 3), u mikritických pelagických variet nie sú badateľné známky metamorfózy (tab. III, obr. 2).

Konodonty z lomu Hradová	vz. VI	A	B	C	D	E	F	G
Gondolella tadpole Hayashi			+					
G. polygnathiformis Bud.-Stef.		+	+	+	+	+	+	+
Gondolella n. sp.						+	+	
Enantiognathus ziegleri (Dieb.)			+			+	+	
Neohindeodella triassica (Müll.)					+			
Metapolygnathus nodosus (Hay.)					?	?		
Prioniodina excavata Mosher							+	

Úplná prevaha druhu *G. polygnathiformis* vo všetkých vzorkách a zároveň neprítomný multielement *Gl. tethydis* na jednej strane a neprítomnosť foriem typických pre najvrchnejší karn jednoznačne poukazuje na prítomnosť konodontovej assemblage zóny *polygnathiformis* sensu H. Kozur — H. Mostler (1972, p. 793). Ide tu teda o spodný tuval.

Pozoruhodné sú dva poškodené exemplâre *?Metapolygnathus nodosus*, ako aj niekoľko exemplárov *Gondolella* n. sp., ktoré by mohli poukazovať na to, že ide o vyššiu časť *polygnathiformis* assemblage zone. *M. nodosus*, je totiž druh bežný vo vrchnom tuvale a v spodnom nore. Podobne aj *Gondolella* n. sp. je fylogenetickým následníkom druhu *G. polygnathiformis*. Pripomína *Metapolygnathus angustus* Kozur, ktorý je doteraz známy zo stredného tuvalu.

Profil pokračuje sv. chrbtom Hradovej smerom k vrcholu, pričom makroskopický charakter vápencov zostáva približne rovnaký ako v lome, zvyšuje sa iba množstvo rohovcov. Mikrofaciálny obraz je tiež blízky vápencom z lomu (tab. IV, obr. 1, 2). Asi v polovici chrbta vápence tvoria nápadné skalné východy (JK-2). Z ich spodnej časti boli odobraté vzorky VII/A a cca 3 m vyššie vzorka VII/B. Konodontová fauna z nich je chudobná a zle zachovaná (tab. VIII, obr. 1—5), avšak stratigraficky veľmi cenná. Zo vzorky VII/A boli získané:

?Metapolygnathus spatulatus (Hayashi)
Metapolygnathus nodosus (Hayashi)

zo vzorky VII/B:

Metapolygnathus spatulatus (Hayashi)
M. abneptis (Huckr.)
M. spatulatus pseudodiebeli Kozur

Táto asociácia je charakteristická pre spodný nor.

Z vrcholu Hradovej (JK-3) zo silno rohovcových vápencov zo vzorky VIII pochádzajú konodonty:

Metapolygnathus spatulatus (Hayashi)
M. spatulatus pseudodiebeli Kozur
M. nodosus (Hayashi),

ktoré tak isto poukazujú na spodný nor.

Chorváty

300 m západne od Chorvát, v zárezе poľnej cesty odbočujúcej z hradskej Turnianska Nová Ves — Hidvégardó a v drobných lomoch, sú odkryté šedé rohovcové i bezrohovcové vápence reiflinského typu (s ojedinelými medzivrstvičkami zelených bridlíc a? tufitov) a svetlé zrnité dolomity.

Z hľuznatých rohovcových vápencov z malého lomu bezprostredne pri odbočke poľnej cesty z hradskej boli odobraté 2 vzorky, z ktorých vzorka IX/A obsahovala túto konodontovú faunu: *Ozarkodina tortilis* Tatge, *Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis* (Huckriede), *Gondolella* cf. *foliata* (Budurov), *G. excelsa* (Mosher) a *Gladigondolella tethydis* (Huckr.). Vzorka IX/B poskytla len deformované, neurčiteľné úlomky konodontov.

Asociácia konodontov poukazuje na ladinský vek. Výskyt *G.* cf. *foliata* dovoľuje do určitej miery predpokladať, že tu ide o vrchnú časť ladinu (langobard).

Ďalšia vzorka (X) bola odobratá asi 60 m od odbočky poľnej cesty z hradskej na Hidvégardó, zo skalnej hrany pred vstupom do dolomitového lomu, zo šedých

lavicovitých rohovcových vápencov. Napriek veľkému množstvu spracovaného materiálu sme získali iba veľmi chudobnú, zle zachovanú konodontovú faunu. Okrem úlomkov ozúbkovaných konodontov (ME *Gl. tethydis*) bola z tejto vzorky určená forma *G.* cf. *mombergensis* Tatge, čo poukazuje na ladin. Z mikrofaciálneho hľadiska ide o typické reiflinské vápence (tab. IV, obr. 5).

Nad reiflinskými vápencami oboch lokalít ležia svetlé cukrovité dolomity. O ich veku nemáme žiadne údaje a nie je ani jasné, či sú v nadloží alebo podloží reiflinských vápencov, alebo či ich vzájomný vzťah je tektonický.

Hosťovce

500 m južne od Hosťoviec, po južnej strane hradskej Turnianska Nová Ves — Hidvégardó, ktorá tu vedie po štátnej hranici, sa už na maďarskej strane nachádzajú rozsiahle stenové odkryvy zvrásnených tmavošedých, šedých a svetlošedých lavicovitých rohovcových vápencov (tab. II, obr. 2). Z tohto skalného defilé bolo na rôznych miestach odobratých 8 vzoriek, ktoré boli na konodontovú faunu väčšinou chudobné alebo negatívne.

Stratigraficky cenná konodontová fauna bola vyextrahovaná len z 3 vzoriek XI/B-1, XI/B-2 a XI/B-3, ktoré boli odobraté v blízkosti jaskyne, cca 50 m jz. od k. 169,4, z lavíc rohovcových vápencov, v úseku cca 3 m.

Vz. XI/B-1: *Metapolygnathus spatulatus* (Hayashi) — 4 exempláre *M. posterus* (Kozur et Most.) — 2 exempláre

Vz. XI/B-2: *Gondolella navicula hallstattensis?* (Mosher) — 1 exempl.

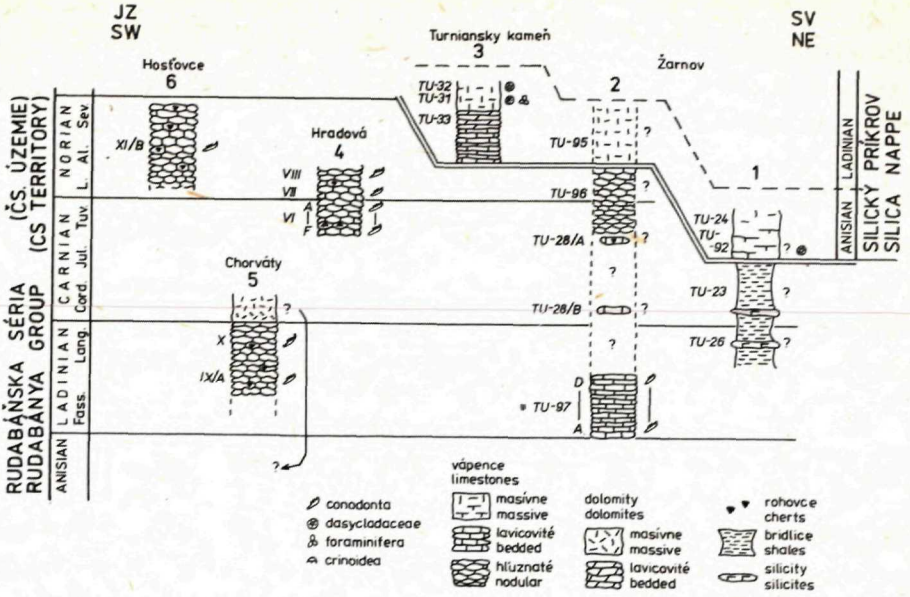
Vz XI/B-3: *Metapolygnathus bidentatus* (Mosher) — 1 exemplár

Tieto konodonty poukazujú na stredný, resp. až vrchný nor — sevat *(M. bidentatus).*

Interpretácia profilov

Študované profily (lokality) možno rozdeliť do troch skupín. Do prvej skupiny patria Hosťovce, Chorváty a Hradová, ktoré svojou litologickou náplňou najlepšie zodpovedajú klasickej predstave o „rudabanskom triase". Najpozoruhodnejším novým poznatkom je zistenie, že jeho súvrstvia majú podstatne širšie stratigrafické rozpätie, než sa dosiaľ predpokladalo. Na profiloch Hradová a Hosťovce bolo bezpečne dokázané, že sa tu nachádza vrchný karn a nor, pričom ešte neboli odobraté posledné vzorky z najvyšších častí profilov.

Do druhej skupiny patria súvrstvia Turnianskeho kameňa, ktoré bez väčších ťažkostí možno porovnať so súvrstviami silického príkrovu (s vrstevným sledom gutensteinské vápence, gutensteinské dolomity a steinalmské vápence). Predpokladáme, že tieto súvrstvia spočívajú tektonicky na súvrstviach rudabanskej série. (Pod pojmom rudabanská séria tu rozumieme súvrstvia doterajšieho „rudabanského



Obr. 2 Stratigraficko-litologická schéma triasu Rudabanského pohoria (J. Mello — R. Mock 1976).

triasu"bez súvrství silického príkrovu; stratigrafické zaradenie niektorých súvrství, ako vyplýva i z profilov Hradová a Hosťovce, je však v porovnaní s doterajšími údajmi odlišné a od ďalšieho výskumu možno očakávať i ďalšie zmeny a doplnky).

Do poslednej skupiny patria profily Žarnov 1 a 2, ktorých tektonická príslušnosť je nejasná. Je tu niekoľko možností, z ktorých ako najpravdepodobnejšie uvedieme dve: 1. sú to súvrstvia rudabanskej série; 2. je to kombinácia triasu rudabanskej série a silického príkrovu.

Rozhodujúcu úlohu pri riešení týchto dvoch alternatív majú čierne bridlice (profil Žarnov 1) a ich vzťah k svetlým vápencom pravdepodobne aniského veku. Domnievame sa, že bridlice sú najpravdepodobnejšie ladinského až spodnokarnského veku a so svetlými vápencami sú v tektonickom styku. Prikláňame sa teda k druhej alternatíve.

Tmavé bridlice sa nachádzajú i v profile Žarnov 2. Balvany rohovcových a hľuznatých vápencov nájdené v tomto profile vyššie azda zodpovedajú súvrstviam Hradovej. Nadložné slabometamorfované vápence, najmä ak by sa ešte presvedčivejšie dokázal ich aniský vek, by mohli patriť do silického príkrovu. Domnienka podľa ktorej by mohlo ísť o ďalšiu tektonickú jednotku, ku ktorej patria tzv. metamorfované mezozoiká (Tri Peniažky — Slovenská Skala — Veterník; okolie Bretky; Ostramoš), je zatiaľ príliš hypotetická.

Vzťah rudabanskej a meliatskej série nie je dosiaľ objasnený. Z tektonického hľadiska je zaujímavý výskyt horninových komplexov porovnateľných s rudabanskou sériou v tektonických oknách pod silickým príkrovom Slovenského krasu

(karnské rohovcové vápence na pahorku Strážne pri Zádielskych Dvorníkoch, J. Mello — R. Mock in J. Mello et al. 1975, s. 37; vrchnotriasové tmavé slienité vápence, miestami s organodetritickokrinoidovými vložkami v okolí Čoltova, J. Mello in M. Elečko — J. Mello — J. Pristaš 1975).

Záver

Hlavné výsledky možno zhrnúť do niekoľkých bodov:

1. V čs. časti Rudabanského pohoria, z ktorej dosiaľ neboli známe nálezy fosílií, bol paleontologickými nálezmi (konodonty, dasycladaceae a foraminifery) doložený vek rôznych súvrství na desiatich lokalitách.

2. Bolo zistené, že triasové vrstevné sledy patria k dvom jednotkám: k silickému príkrovu a rudabanskej sérii, na rozdiel od doterajších interpretácií jednotného „rudabanského triasu".

3. Dokázalo sa, že trias rudabanskej série má omnoho širšie stratigrafické rozpätie, než sa doteraz tvrdilo. Na lokalitách Hradová a Hosťovce bolo dokázané, že vo fácii šedých rohovcových vápencov sa nachádza nor a karn. Dosiaľ za najmladšie členy „rudabanského triasu" boli považované wettersteinské vápence (langobard) a bridličnatý komplex telekešského údolia s polohami kremitých porfýrov (fassan — cordevol, K. Balogh 1973, tab. I).

4. Bola zistená nová litostratigrafická jednotka rudabanskej série — žarnovské vápence. Sú to červené doskovité, miestami rohovcové vápence spodnoladinského veku (fassan).

Poďakovanie

Autori ďakujú dr. J. Bystrickému, DrSc. a dr. J. Salajovi, DrSc. za láskavé určenie dasycladaceí a foraminifér z výbrusového materiálu.

Do tlače odporučil A. Biely.

Literatúra

BALOGH, K. 1950: Az északmagyarországi triász rétegtana. Földt. Közl., 80, Budapest, 231—237.

BALOGH, K. 1952a: Rudabánya környékének földtana. Földt. Int. Évi Jel., 1948-ról, Budapest, 21.

BALOGH, K. 1952b: A rudabányai vasércvonulat hegységszerkezete. M. Tud. Akad. Müsz. Tud. Oszt. Közl. 5, Budapest, 3.

BALOGH, K. 1961: Das Mesozoikum Nordungarns. Annales Inst. Geol. Publ. Hung., 49 2 (Verh. d. Mesozoischen Konferenz), Budapest, 365—379.

BALOGH, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 48, 2, Budapest, 243-719.

BALOGH, K. 1973: A Review of the Triassic in Hungary. Acta Min. Petrogr., 21, 1, Szeged, 17—20.

BALOGH, K. 1974: Kurzfassung der triassischen Stratigraphie in Ungarn. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe Erdwiss. Komiss., 2, Wien-New York, 41—43.
BALOGH, K. — PANTÓ, G. 1952: A Rudabányai hegység földtana. Földt. Int. Évi Jel. 1949-ról, Budapest, 135.
BALOGH, K. — PANTÓ, G. 1953: Mesozoikum severního Maďarska a přilehlých částí Jihoslovenského krasu. Sborn. Ústř. Úst. geol. 20, Praha, 613—660.
ELEČKO, M. — MELLO, J. — PRISTAŠ, J. 1975: Vysvetlivky k listom 1 :25 000 Šafárikovo, Dlhá Ves. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
HOMOLA, V. 1951: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. Sborn. Ústř. geol., 18, Praha, 153—200.
KOZUR, H. — MOSTLER, H. 1972: Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, Innsbruck, 35—72.
MELLO, J. et al 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a priľahlej časti Čiernej hory. Mineralia slovaca 7, 4, Spišská Nová Ves, 29—63.
PANTÓ, G. 1956: A Rudabányai vasérevonulat földtani felépítése. A Magyar Á. Földt. Int. évkönyve, 44, 2, Budapest, 328—637.
VADÁSZ, E. 1960: Magyarország földtana, Akad. Kiadó, Budapest, 646.
TRUNKÓ, L. 1969: Geologie von Ungarn. Berlin, Stuttgart, 257.

Vysvetlivky k tabuľkám I—VIII

Tab. I
Obr. 1, 2 Gutensteinské vápence, lom pri hradskej Turnianske Podhradie — Žarnov. Obr. 1 celkový pohľad na strednú časť lomu, obr. 2 pohľad na západnú časť lomu.

Tab. II
Obr. 1 Svetlé hrubolavicovité i masívne vápence (?anis), 500 m sv. od Žarnova, z. svahy pahorka k. 202,5 (TU-92).
Obr. 2 Bralá zvrásnených norických vápencov na štátnej hranici pri Hosťovciach (H0-4, 50 m jz. od k. 169,4).

Tab. III
Obr. 1 Vápence karnu v lome na sv. úpätí Hradovej, 500 m sv. od obce Chorváty (JK-1).
Obr. 2 Štruktúra karnských vápencov z lomu Hradová (pelagické mikrity s tenkostennými lamellibranchiátmi), JK-1, 7782, ×12.
Obr. 3 Organodetritické (krinoidové) vložky vo vápencoch karnu v lome Hradová; pochádzajú z výrazných lavíc v pravej časti obr. 1; JK-1, VI/F, ×12.

Tab. IV
Obr. 1, 2 Štruktúry spodnonorických vápencov zo sv. chrbta (obr. 1, JK-2/B, 7781, x24) a z vrcholu Hradovej (obr. 2, JK-3, 7776), ×24.
Obr. 3 — Mikrozrnitá štruktúra tmavého vápenca z profilu Žarnov 2 (TU-28/B, 51-998), ×24.

Obr. 4 Mikrit so sférickými prierezmi neznámeho pôvodu (?radiolárie). Svetlý rohovcový vápenec, profil Žarnov 2 (TU-28/A, 51-997), ×24.

Obr. 5 Štruktúra reiflinských vápencov (mikrit s prierezmi tenkostenných lamellibranchiátov a ?radiolárií) zo skalnej hrany pred vstupom do dolomitového lomu 360 m z. od Chorvát (HO-2, 258/76), ×12.

Obr. 6 Mikrit s prierezmi ?radiolárií; žarnovské vápence (červené lavicovité vápence fassanu), profil Žarnov 2, (TU-97/C, 51-1003), ×12.

Tab. V

Obr. 1 Mikrit s prierezmi lamellibranchátov a ?radiolárií; svetlošedý hľuznatý vápenec, profil Žarnov 2 (TU-96, 51-1002), ×24.

Obr. 2 — Tlakom čiastočne usmernená peletová štruktúra svetlošedého masívneho vápenca, s. okraj Žarnova, bralká pod hospodárskym dvorom (TU-95, 51-1001), ×12.

Obr. 3 — ?Prierezy aniských Physoporell (určil Dr. J. Bystrický) zo svetlých vápencov pahorka k. 202,5 sv. od Žarnova (TU-92), ×12.

Obr. 4 — *Physoporella varicans, Ph. pauciforata* var. ind. (určil Dr. J. Bystrický) a *Meandrospira dinarica* (určil Dr. J. Salaj) v steinalmských vápencoch z drobných lomov na ssz. úpätí Turnianskeho kameňa (TU-31/A, 253/76), ×12.

Obr. 5 — *Physoporella* cf. *sulcata* (určil Dr. J. Bystrický) zo steinalmských vápencov ssz. úpätia Turnianskeho kameňa (TU-32, 255/76), ×12.

Obr. 6 — Brekciovitá štruktúra gutensteinských dolomitov Turnianskeho kameňa (TU-33, 256/76), ×12.

Tab. VI — Konodonty zo žarnovských vápencov

Obr. 5a,b zväčš. 15×, ostatné 75×

Obr. 1, 2 — *Prioniodina (Cypridodella) venusta* (Huckriede), Žarnov, vz. TU-97/A (9418, 9405).

Obr. 3 — *Enantiognathus petraeviridis* (Huckr.), Žarnov, vz. TU-97/A (9419).

Obr. 4, 6 — *Gondolella excelsa* (Mosher), Žarnov, vz. TU-97/A (9408, 9410).

Obr. 5a, b: *Gladigondolella tethydis* (Huckr.). Žarnov, vz. TU-97/A (9401).

Obr. 7 — *Gondolella mombergensis* (Tatge). Žarnov, vz. TU-97/A (9406).

Obr. 8, 10, 12 — *Gondolella excelsa* (Mosher). Žarnov, vz. TU-97/B (9390, 9393, 9397).

Obr. 9 — *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (Tatge). Žarnov, vz. TU-97/A (9409).

Obr. 11 — *Lonchodina? posterognathus* (Mosher). Žarnov, vz. TU-97/B (9396).

Obr. 13 — *Hindeodella (Metaprioniodus) multihamata* (Huckr). Žarnov, vz. TU-97/C (9399).

Tab. VII

Všetky obr. zväčš. 75×

Obr. 1—4 — *Gondolella polygnathiformis* Budurov — Stefanov. Lom pod Hradovou, vz. VI/A (9425, 9427, 9426, 9428).

Obr. 5, 6 — *Gondolella polygnathiformis* Bud.—Stef. Vz. VI/B (9429, 9430).

Obr. 7 — *Gondolella polygnathiformis* Bud. — Stef. Vz. VI/C (9431).

Obr. 8 — *Metapolygnathus nodosus?* (Hayashi). Vz. VI/D (9432).

Obr. 9—11, 13, 14 — *Gondolella polygnathiformis* Bud. — Stef. Vz. VI/E (9441, 9440, 9439, 9437, 9436).

Obr. 12 — *Enantiognathus ziegleri* (Diebel). Vz. VI/E (9438).

Obr. 15 — *Gondolella* n. sp., vz. VI/E (9435).

Obr. 16 — *Gondolella* n. sp., vz. VI/F (9433).

Obr. 17—20 — *Gondolella polygnathiformis* Bud. — Stef. Vz. VI/F (9445,9447,9446,9434).

Tab. VIII

Všetky obr. zväčš. 75×

Obr. 1 — *Metapolygnathus* sp., najskôr *M. spatulatus* (Hayashi). Hradová, vz. VII/A (9444).

Obr. 2 — *Metapolygnathus abneptis* (Huckr.), juvenilné štádium. Hradová, vz. VII/B (9449).

Obr. 3 — *Metapolygnathus spatulatus* (Hayashi). Hradová vz. VII/B (9442).

Obr. 4, 5 *Metapolygnathus spatulatus pseudodiebeli* Kozur. Hradová, vz. VII/B (9450, 9451).

Obr. 6, 8, 9: *Metapolygnathus spatulatus* (Hayashi). Hradová, vz. VIII(9420,9422,9423).

Obr. 7 — *Metapolygnathus nodosus* (Hayashi). Hradová, vz. VIII (9421).

Obr. 10 — *Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis* (Huckr.). Chorváty, vz. IX/A (9412).

Obr. 11 — *Ozarkodina tortilis* Tatge. Chorváty, vz. IX/A (9411).

Obr. 12 — *Gondolella* cf. *foliata* (Budurov). Chorváty, vz. IX/A (9413).

obr. 13 — *Gondolella excelsa* (Mosher). Chorváty, vz. IX/A (9414).

Obr. 14 — *Gondolella* cf. *mombergensis* Tatge. Chorváty, vz. X (9415).

Obr. 15 — *Gondolella navicula hallstattensis?* (Mosher). Hosťovce, vz. XI/B-2 (9416).

Foto: Tab. I—V J. Mello; Tab. VI—VIII R. Mock — K. Šebor (SEM JSM-U3, GÚDŠ).

J. Mello — R. Mock

New Data on the Triassic from Czechoslovak part of the Rudabánya Mts.

Summary of the Slovak text

Triassic strata, which form mainly the Rudabanya Mts., crop out on Czechoslovak territory only in a relatively small extent in Žarnov-Chorváty-Hosťovce (villages) area. In spite of the fact, several nice outcrops and profiles of the Middle- and Upper Triassic strata are present here (Fig. 1C, Fig. 2, Plate

I—III). These are innermost outcrops of the Central West Carpathians Triassic on Czechoslovak territory.

New stratigraphical data are based chiefly on conodonts (Pl. VI—VIII), partly also on dasycladaceans and foraminifers (Pl. V).

Discussion of up-to-date information and interpretations of the Rudabánya Mts. Triassic with description of six studied localities and profiles (Žarnov 1, 2; Turniansky kameň, Hradová, Chorváty, Hosťovce) are given in detail in the Slovak text. More detailed situation sketches of some localities, with preliminary results, were published before in an excursion guide to the area (J. Mello et al 1975, p. 34—36, Fig. 3,4).

The profiles (localities) in question can be divided into 3 groups.according to their stratigraphy and lithology.

The profiles Hosťovce, Chorváty and Hradová belong into the first group. According to their lithology (predominantly different types of micritic pelatic limestones-Pl. III, IV; Pl. V; Fig. 1) they correspond best to the classical imagination of the "Rudabánya Triassic". The most remarkable new ascertainment is a much broader stratigraphical span of this Triassic than till now published. The Upper Carnian and Norian sequences representation has been established in the Hradová and Hosťovce profiles. All profiles are ranged here to the Rudabánya group.

To the second group belong strata of Turniansky kameň hill. They can be without troubles correlated with those of the Silica nappe of the Slovak Karst (with lithostratigraphical units the Gutenstein limestones, Gutenstein dolomites and Steinalm limestones). The authors are of the opinion that these strata rest tectonically on the Rudabánya Group sequences. (As the Rudabánya Group are here considered strata of the hitherto "Rudabánya Triassic", without the Silica nappe sequences).

Profiles Žarnov 1 and 2 belong into the last group. Their tectonic appurtenance is not quite clear. There exist several possibilities. The most probable are two of them: 1. Strata of these profiles belong to the Rudabánya Group. 2. In the profiles both the strata of the Rudabánya Group and those of the Silica nappe are represented. The second alternative is here taken as a more probable (cf. Fig. 2).

Facial relations between the Rudabánya and Meliata Groups respectively are not sufficiently cleared so far, but facial differences between them are considerable. Very interesting is that some comparable strata with those of the Rudabánya Group were found in the tectonic windows under the Silica nappe in the Slovak Karst (e. g. Carnian cherty limestones on Strážne hill near Zádielske Dvorníky, J. Mello — R. Mock in J. Mello et al. 1975, p. 37).

New lithostratigraphical unit of the West Carpathians Triassic — *the Žarnov limestones*- was defined (red bedded cherty limestones illyrian or fassanian in age, cropping out on type locality in the centre of Žarnov village, in the valley of the local brook).

Translated by J. Mello.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 21—38 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Miloš Rakús

Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí

2 obr. v texte, 14 tab. na kriede (I—XII)

Abstract. Detailed investigations of the Jurassic and Cretaceous in the Manín group resulted in new information about the stratigraphy of the Upper Lias and of the Lower — Upper Cretaceous. In the Manín series the relationships between the Urgonian limestones and the Alb-Cenomanian marls are varied. The influence of the Manín phase gradually increases from SE to NW to reach the maximum in the area of an exotic cordillera.

Úvod

Hoci základné stratigrafické členenie manínskej série bolo známe už v tridsiatych rokoch, keď D. Andrusov (1931, 1938) opísal vrstevný sled tejto série, záujem karpatských geológov o túto sériu trvá prakticky dodnes. Vyvoláva ho predovšetkým pozícia manínskej série v stavebnom pláne Západných Karpát, kde je táto séria umiestnená tak povediac "au cheval" medzi severným okrajom centrálneho pásma a bradlovým pásmom. Toto limitné umiestnenie spolu s niektorými stratigrafickými problémami vyvolávalo najmä v posledných rokoch živé diskusie o tektonickej príslušnosti manínskej série. Tak D. Andrusov (1931, 1938, 1959, 1968, 1972 a 1974) pokladá manínsku sériu za súčasť bradlového pásma, považuje ju za príkrov (D. Andrusov 1972, 1974).

Naproti tomu M. Maheľ (1946, 1948, 1950, 1962, 1967, 1973) vidí tektonickú i faciálnu nadväznosť manínskej série na obalovú sériu Inovca, teda považuje ju za súčasť centrálneho (tatridného) pásma.

V poslednom čase sa objavil názor, kde autor článku (M. Rakús 1975) predpokladá, že manínska séria tvorí samostatné pásmo — zónu nezávislú od centrálnokarpatského i bradlového pásma.

Nemenej problémov prináša i samotná stratigrafia manínskej série, predovšetkým jej kriedových členov. Niektoré stratigrafické problémy, napr. otázka plynulého stratigrafického prechodu medzi fáciou urgónskych vápencov (apt) a slieňmi (alb), viedli podaktorých autorov (J. Salaj 1962; M. Maheľ — A. Kullmanová 1961) k názoru o štruktúrnom prechode vrstevných sledov kriedy manínskej série do

RNDr. M. Rakús, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

kriedy krížňanského príkrovu. Tento názor nutne vyvolal pochybnosti o alochtóne krížňanského príkrovu. Ďalším, nemenej dôležitým problémom je otázka litostratigrafického rozsahu vrchnej kriedy manínskej série, ktorý nie je doteraz uspokojivo vyriešený.

Ako vidno z načrtnutého stavu, manínska séria poskytuje celý rad problémov, hoci v oblasti jej klasického výskytu, t. j. na strednom Považí, bolo sústredeného toľko bádateľského úsilia ako málokde v Karpatoch.

Vzhľadom na to, že základy stratigrafie manínskej série spolu s novšími doplňujúcimi štúdiami sú zahrnuté v publikáciách: D. Andrusov (1931, 1945, 1959, 1972), D. Andrusov — V. Andrusovová (1971), D. Andrusov — M. Kuthan (1944), D. Andrusov — E. Scheibner (1962), A. Began et al. (1963), K. Borza (1969), E. Činčurová (1971), A. Kullmanová (1961), M. Maheľ (1962), M. Maheľ — A. Kullmanová (1961), R. Marschalko — O. Samuel (1975), M. Mišík (1957), M. Rakús (1961, 1962, 1975), J. Salaj (1962), J. Salaj — O. Samuel (1966) a O. Samuel — K. Borza — E. Köhler (1972, budeme sa detailne zaoberať iba niektorými stratigrafickými problémami, ktoré boli buď diskutabilné, alebo len nedostatočne paleontologicky doložené. Je to predovšetkým stratigrafia vrchného liasu, doggeru a rozhranie aptu-albu, pričom s posledným je spojený problém existencie manínskej fázy vrásnenia.

Predložený príspevok je výsledkom terénnych a laboratórnych štúdií autora, ktoré začal v roku 1961 a predstavuje isté „zakončenie" jednej etapy autorových prác. Predložená štúdia si však vôbec nečiní nárok na „posledné slovo" k problematike a k poznaniu manínskej série. Uvedomujeme si, že práca má ešte mnohé medzery a boli by sme radi, keby bola podnetom k ešte detailnejšiemu bádaniu a diskusiám o problematike manínskej série.

Stratigrafia jury

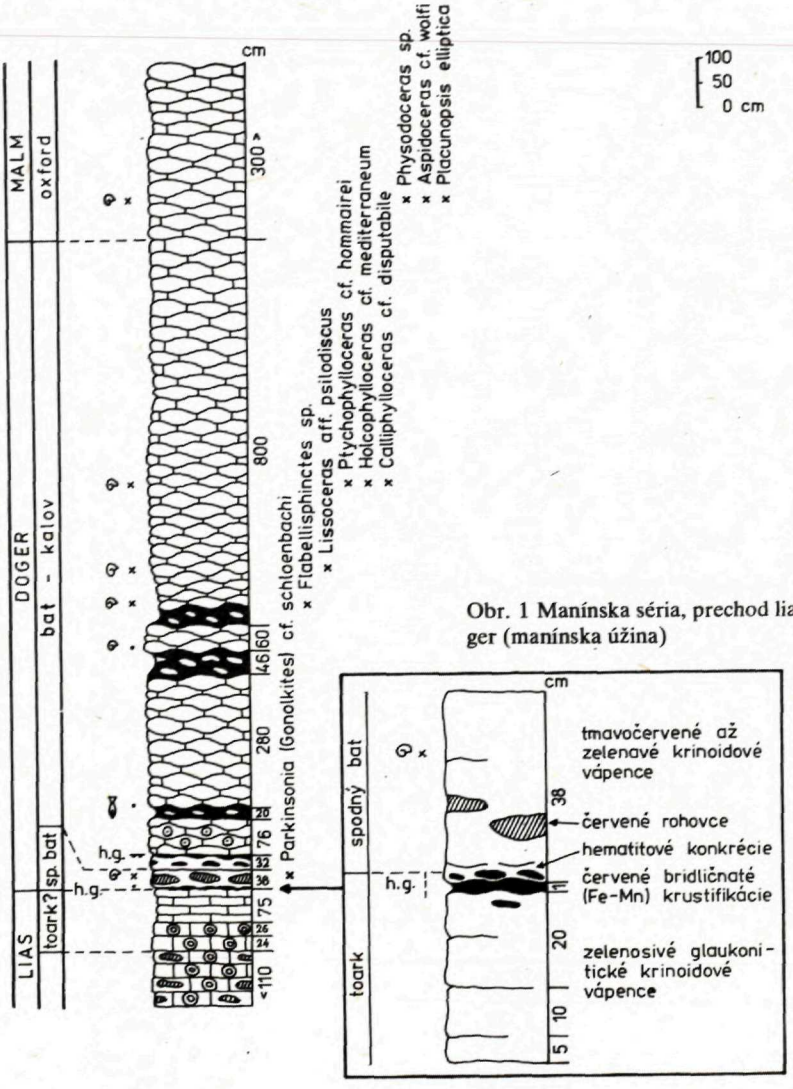
Lias. Vytvára jednu z najtypickejších litofácií manínskej série, ktorá bola už v minulosti dostatočne opísaná v prácach D. Andrusova (1931), M. Mišíka (1957), A. Kullmanovej (1961) a M. Maheľa (1962).

V podstate ide o komplex krinoidových vápencov s rôznym podielom klastickej zložky, takže tu možno vidieť veľa druhov, od krinoidových vápencov po piesčito-krinoidové vápence až vápnité pieskovce. Krinoidové vápence majú svoj typický faunistický obsah s veľkým množstvom zástupcov rodu Gryphaea, ktoré sa miestami (napr. na Butkove) vyskytujú v takom množstve, že pôsobia ako slapy. Okrem gryphaeí sa tu ešte vyskytujú brachiopódy (Spiriferiny), lamelibranchiáty (*Chlamys*) a belemnity. Stratigraficky sa komplex krinoidových vápencov zaraďoval do sinemuru až ? toarku (D. Andrusov 1931, p. 44), pričom prítomnosť najvyššieho liasu bola skôr hypotetická.

Prvé konkrétne nálezy fauny pochádzajúcej z toarku sú z roku 1961, kedy autor

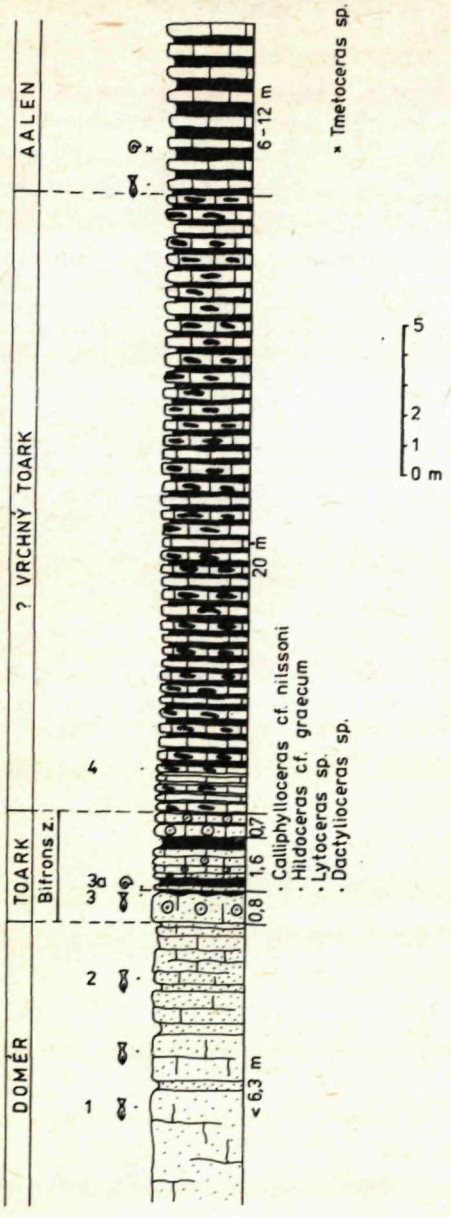
článku našliel v lome pri Tunežiciach (jz. svah Kališča) faunu toarských amonitov, ktorá však nebola publikovaná*. Neskoršie toarkský vek najvyššej časti krinoidových vápencov potvrdila E. Činčurová (1971, p. 15), ktorá z tej istej lokality uvádza bohaté spoločenstvo belemnitov, pochádzajúce dokázateľne z toarku.

Ako vidíme na priloženom profile (obr. 2), vrchný lias-toark je reprezentovaný hnedými až hnedočervenými krinoidovými, lavicovitými (mocnosť lavíc je od 5 do 60 cm), viac alebo menej glaukonitickými vápencami, ktoré sa striedajú so zelenými (? glaukonitickými), jemne piesčitými bridlicami. Z vrstvy označenej 3a



Obr. 1 Manínska séria, prechod lias — dogger (manínska úžina)

* Sčasti bola táto fauna uverejnená v práci M. Maheľa (1967, p. 137).



Obr. 2 Manínska séria, vrchný lias — dogger (Tunežice — lom)

(tab. IX, X, obr. 1) pochádza pomerne bohatá fauna amonitov: *Calliphyloceras* cf. *nilssoni* (Hébert), *Lytoceras* sp., *Hildoceras bifrons* (Brug.), *H.* aff. *graecum* (Mitzopoulos) a *Dactylioceras* sp. juv. Táto asociácia poukazuje na stredný toark, zóna s *Hildoceras bifrons.*

Problematická je stále prítomnosť spodného toarku v manínskej sérii. Na lokalite Tunežice sa fauna stredného toarku (bifrons z.) vyskytuje tesne nad piesčitokrinoidovými vápencami, ktoré na základe fauny belemnitov počítame k strednému liasu. Z belemnitov určila E. Činčurová tieto druhy: *Passalotheutis apicurvatus* (Blenville), *P. elongatus* (Miller) a *Nannobelus penicilatus* (Blenville).

Táto fauna sa našla 2 m pod faunou zóny s *H. bifrons.* Ak sa spodný toark i vyskytuje, je silne redukovaný. Z pozorovania v teréne by sa však zdalo, že stredný toark leží priamo na strednom liase.

Smerom do nadložia hnedé krinoidové vápence toarku sa spočiatku pozvoľna menia na svetlosivé, potom na tmavosivé lavicovité, slabokrinoidové až zrnité vápence s hľuzami čiernych rohovcov. Vápence sa striedajú s tenkými medzivrstvičkami sivých bridlíc (tab. X, obr. 2). Vápence sú biomikrity s pomerne veľkým množstvom krinoidových článkov, ihlicami húb, vláknami a početnými ophtalmiidnými foraminiferami. Celková mocnosť tohto komplexu je 20 m a na základe pozície ho zaraďujeme do vrchného toarku.

V najvyšších častiach odkryvu v Tunežiciach sú sivé zrnité tenkolavicovité bezrohovcové vápence (cca 10 cm), ktoré sa striedajú so sivými laminovanými, miestami škvrnitými slabopiesčitými bridlicami. Bridlice v celkovom podiele preva-

žujú nad vápencami. Vo vápencoch na spodných vrstevných plochách sú často viditeľné stopy rhyzomového typu. Ojedinele sa tu vyskytujú rostrá belemnitov, a to v suti pochádzajúcej z tejto časti profilu sa našiel? *Tmetoceras* sp., ktorý by poukazoval už na aalenský vek súvrstvia.

K otázke zastúpenia najvyššieho liasu v manínskej sérii na strednom Považí môžeme na záver povedať, že je dobre paleontologicky doložený, hlavne pokiaľ ide o stredný toark. Faciálne má stredný toark afinitu ešte k podložnému krinoidovému komplexu, zatiaľ čo vrchný toark javí známky postupného prehlbovania sedimentácie, čo je v súlade s litofaciálnym režimom doggeru.

V samotnom manínskom úseku (v manínskej úžine) do toarku, zatiaľ bez paleontologických dôkazov, zaraďujeme sivé až zelenkasté tenkolavicovité krinoidové vápence s glaukonitom.

Dogger. V doggeri manínskej série na strednom Považí môžeme vyčleniť dva rozdielne litofaciálne vývíny, ktoré sa navzájom odlišujú prítomnostou alebo neprítomnosťou rádiolóriových vápencov až rádiolaritov bažosu ? spodného batu. Sú to:

— manínsky vývin s.s.

— butkovský vývin

Butkovský vývin — stretávame sa s ním na Butkove a pri Trenčianskej Teplej. Je charakterizovaný prítomnosťou rádiolóriových vápencov a rádiolaritov, ktoré sa pravdepodobne postupne vyvíjajú z vápencovo-bridličnatého komplexu najvyššieho liasu — aalenu známeho napr. v lome v Tunežiciach. Podrobne toto súvrstvie opísal D. Andrusov (1945,p. 70—72) a Kullmanová (1961, p. 127, príl. 2). Stratigraficky by sme mohli toto súvrstvie zaradiť do bažosu. Na takéto začlenenie by poukazovala fauna amonitov, ktorú uvázda D. Andrusov (1945, p. 71) z červených hľuznatých vápencov nachádzajúcich sa v podloží rádiolaritov. Druh *Oppelia aspidoides* (Opp.) (=*Oxycerites*), sa podľa S. Elmi — C. Mangold (1966, p. 164) vyskytuje len v spodnom bate. Rod *Cadomites* sa začína objavovať vo vrchnom bažose, avšak maximum výskytu tohto rodu je v bate (C. Sturani 1966), pričom môže zasahovať až do spodného kalovu (T. A. Paičadze 1973, p. 38).

Vyššie nad rádiolaritmi v butkovskom vývine ležia červené hľuznaté vápence, v ktorých by sme mohli vymedziť zatiaľ dve faunistické úrovne: spodnú, reprezentovanú faunou, ktorú uvádza D. Andrusov (1945, p. 71) a vrchnú, reprezentovanú najmä faunou oxfordu-kimeridžu (M. Rakús 1961). Podobné rozčlenenie mohla na základe mikrofaciálnej analýzy urobiť aj A. Kullmanová (1961, p. 172, príl. 2).

Manínsky vývin s.s. — nachádza sa len v oblasti Veľkého a Malého Manína, kde je najlepšie odkrytý v manínskej súteske (obr. 2, tab. XI). Pre tento vývin je typická neprítomnosť rádiolaritov bažosu a silná kondenzácia spodného batu, ktorá sa prejavuje prítomnosťou železitých krustifikácii sprevádzaných hematitovými konkréciami. Červené, miestami zelenkasté slabokrinoidové vápence s červenými rohovcami o mocnosti 38 cm ležia prostredníctvom už vyššie spomenutých krustifi-

kácii priamo na zelenosivých krinoidových vápencov vrchného liasu. Z týchto vápencov pochádza aj nález *Parkinsonia (Gonolkites)* cf. *schloenbachi (Schlipe)* (M. Rakús 1961, p. 2), ktorý treba považovať za spodnobatský.

Vyššie potom nasledujú červené hľuznaté vápence, ktoré na základe fauny amonitov (M. Rakús 1961, p. 2, 3) zaraďujeme do vrchného batu až oxfordu.

Červené hľuznaté vápence manínskeho a butkovského vývinu môžeme faunisticky rozčleniť do dvoch obzorov. Litologicky však v oboch prípadoch ide o jeden komplex.

K stratigrafii doggeru manínskej série môžeme záverom povedať, že podobne ako aj najvyšší lias má v manínskom a butkovskom úseku rozdielny litofaciálny vývin. Zatiaľ čo v manínskom úseku je značná kondenzácia, v butkovskom úseku vidieť ustálenejší faciálny režim, ktorý svedčí o hlbšom prostredí.

Stratigrafia spodnej a strednej kriedy

Stratigrafia spodnej a strednej kriedy manínskej série bola dobre známa predovšetkým zásluhou prác D. Andrusova (1945), J. Salaja — O. Samuela (1966) a K. Borzu (1969). Detailné štúdiá autora v posledných rokoch priniesli však niektoré nové poznatky, týkajúce sa najmä kontaktu fácií urgónu a „sférosideritových" slieňov strednej kriedy. Na základe týchto štúdií si autor urobil odlišný názor na vzťah spodnej a strednej kriedy a prejavy manínskej fázy, než aký je všeobecne prijímaný.

Stratigrafický interval valanž-hauteriv, ktorý je reprezentovaný vývinom sivých lavicovitých vápencov s čiernymi rohovcami, je chudobný na faunu. Len v manínskej úžine sme našli neúplného jedinca z rodu čeľade *Crioceratinae*, (ide o *Crioceras* sp. ex gr. *C. Koechlini* Astier), ktorý by poukazoval na vrchný hauteriv — spodný barém. Exemplár sa našiel v suti vo vrchnej časti rohovcových vápencov.

Nadložnú masu svetlých organogénnych, vyššie gravelových až rudistových vápencov detailne preštudoval D. Andrusov (1929, 1945, P. 102—108). Stratigraficky fácia urgónskych vápencov zodpovedá podľa D. Andrusova (1945, p. 107) vrchnému barému — spodnému aptu. Treba však poznamenať, že predovšetkým pre vrchnú hranicu urgónskych vápencov doteraz nejestvujú dobré stratigrafické doklady, a do spodného aptu je zaradená najmä podľa pozície. Fácia urgónskych vápencov predstavuje jednu z typických fácií manínskej série, ktorá je pravdepodobne rozšírená v celej oblasti manínskej série (aspoň pokiaľ ide o stredné Považie).

S odlišným vývinom spodnej kriedy manínskej série sa však stretávame v jz. okolí Súľova (v Súľovskej kotline), kde na lokalite Zlatý dielec (150 m v. od kóty 597,8) možno sledovať tento profil:

— Sivé až tvamosivé slienité vápence až sliene s konkréciami pyritu a ojedinelými hľuzami čiernych spongolitov, ktorých smerom do podložia pribúda. V slieňoch sa našla pomerne bohatá fauna amonitov, gastropódov, lamelibranchiátov a bra-

chiopódov. Hojne sa vyskytujú rúrky po červoch vyplnené limonitizovaným pyritom. Z amonitov sa tu našli: *Douvilleiceras* ex gr. *mamillatum Schlotheim*, ? *Leymeriella* sp., *Puzosia* sp. Táto fauna by svedčila o spodnom albe, zóna s *Douvilleiceras mamillatum*. Mocnosť cca 6 m.

— Sivé lavicovité vápence (mocnosť lavíc cca 15 cm) s čiernymi spongolitmi — 3 m. (V blízkosti tohto typu vápencov sme našli voľné bloky sivých organogénnych vápencov, ktoré sa ponášajú na nie celkom typické urgónske vápence. Z organických zvyškov sa tu našli orbitolíny, acikulárie, krinoidové články, úlomky ostňov ježoviek a gastropódov). Stratigraficky by sme mohli tieto vápence zaradiť do aptu.

— Sivé slienité vápence až sliene — cca 15 m. Tieto a nadložné vrstvy radíme predbežne bez bližšieho určenia k barému — aptu.

— Svetlosivé až sivé (zvetrávajú sa do béžova), lavicovité (12—15 cm) viac alebo menej slienité vápence s hľuzami čiernych spongolitov. Z mikrofaciálneho hľadiska sú to biomikrity s veľkým množstvom kalcifikovaných ihlíc a rádiolárií. Z ostatných organizmov sa tu vyskytujú: *Cadosina fusca* Wanner, *C. fusca cieszynica* Nowak, *C. heliosphaera* Vogler, *Campanulina carpatica* Mišík, *Calpionelopsis oblonga* (Cadisch), *Lenticulina* sp., *„hedbergely"**. Táto asociácia signalizuje vrchný valanž-hauteriv.

Báza

Ako to vyplýva z uvedeného profilu, máme v manínskej sérii (v jej jv. časti) odlišný litofaciálny vývin stratigrafického intervalu hauteriv-spodný alb, než je tomu v klasickom vývine. V danom prípade ide o hlbší bathymetrický režim, vzdialenejší od plytkovodnej (biohermnej) sedimentácie centrálnej časti manínskej série. Z litologického sledu a nálezov fauny môžeme vidieť, že tu je pravdepodobne plynulý prechod medzi aptom-albom, čo je zásadne odlišné od typickej manínskej série. S identickou situáciou sa stretávame (J. Hašk o 1974) v oblasti sv. od Žiliny. Tu v oblasti Gbelian J. Hašk o (1.c. p. 68, 69; tab. 48) našiel identickú asociáciu amonitov, lamelibranchiátov a foraminifér, ako je na Zlatom Dielci. Oba nálezy fauny dokazujú, že v južnej (resp. jv.) časti manínskej série je spodný alb (zóny s *Leymeriella tardefurcata* a *Douvilleiceras mamillatum*) zastúpený vo fácii sivých slieňov a spongolitových vápencov. Tieto potom smerom do nadložia prejdú do fácie tzv. „sférosideritových vrstiev" a praznovských vrstiev** bez prerušenia.

Zistenie spodného albu v manínskej sérii s neprerušeným litofaciálnym vývinom od aptu do albu na jednej strane a hiát medzi aptom-albom na strane druhej nás núti

---

* Mikroorganizmy určil K. Borza.

** Termín „sférosideritové vrstvy" by sa nemal používať, nakoľko vyjadruje len petrografickú povahu vrstiev. Názov praznovské vrstvy (D. Štúr 1860, p. 92) sa dobre zhoduje s litologickou náplňou „sférosideritových vrstiev" s tým rozdielom, že praznovské vrstvy pôvodne boli považované za cenomanské. V novom chápaní by zahrňovali alb-cenoman, ako to mohli už konštatovať E. a V. Scheibnerovci (1958, p. 46, 47).

revidovať názor na paleogeografický obraz aptu-albu vyslovený D. Andrusovom — V. Kollárovou-Andrusovou (1971, p. 153—156). Vzhľadom na to, že problém „hraničného časového intervalu" apt-alb je spojený s paleogeografickým i s paleotektonickým vývinom manínskej série a priľahlých pásem, budeme sa týmto problémom zaoberať detailnejšie.

Ako to vyplynie z ďalšieho opisu, môžeme v manínskej sérii na strednom Považí v smere od JV k SZ rozlíšiť trojaký vzťah albu voči aptu:

1. Pozvoľný prechod medzi aptom a albom (oblasť od Súľova ku Gbeľanom.
2. Hiát medzi aptom-albom v rozsahu spodný alb, bez deformácie podložných urgónskych vápencov (uncoformity) Butkov.
3. Hiát spojený so vztýčením a „vynorením" urgónskych vápencov (olistoformity) Skalica.

Pretože prvý prípad bol už opísaný v predchádzajúcej časti, budeme sa zaoberať poslednými dvoma prípadmi.

Druhý prípad vzťahu sedimentov albu voči urgónskym vápencom môžeme veľmi dobre študovať na jz. ukončení Butkova pri Ladcoch, v kameňolome ladeckých cementární. Tu na urgónskych vápencoch barému-aptu je vyvinutý hard-ground opísaný D. Andrusovom (1938, p. 101), ktorý obsahuje veľké množstvo rostier *Neohibolites minimus* (Lister) (D. Andrusov 1945, p. 114). Podobné štúdium profilu v lome (pozri tab. XII—XV umožnilo zistiť tento vrstevný sled:

Báza

— Sivé až svetlosivé masívne až hrubolavicovité organogénne, miestami gravelové vápence, z ktorých D. Andrusov (1945, p. 102 a 103) uvádza bohaté spoločenstvá orbitolín (*Orbitolina bulgarica* Toula a rudistov). A. Kullmanová (1968, tab. X) uvádza z Butkova *Orbitolina* cf. *conoidea* Gras. Vzorky odobraté 10 cm v podloží hard-groundu zo sivých organogénnych vápencov ukázali, že sú to mikrity až mikrosparity s úlomkami schránok a krinoidovými článkami, ostrakódmi, ostňami ježoviek a s intraklastmi ťažko odlíšiteľnými od základnej hmoty. Z ďalších organizmov boli určené: *Campanula carpatica* Mišík, *Globochaeta alpina* Lomb., *Calpionellopsis* cf. *simplex* (Cadisch) a globigeroidné foraminifery. Pomerne vo veľkom množstve sa vyskytuje klastický kremeň (veľkosť zŕn od 0,08—0,1 mm) a glaukonit. Orbitolíny, ktoré by umožnili presnejšie datovať vrchnú hranicu urgónskych vápencov, sa tu nevyskytujú.

— Hard-ground, ako je to vidieť na fotografických tabuľkách (tab. XIII—XV, povrch urgónskych vápencov je silne zbrázdený sústavou nepravidelných rýh a trhlín, ktoré zasahujú približne 10—15 cm do hĺbky a sú vyplnené zelenými, najmä však čiernymi slieňmi. Okrem toho sú tu náznaky tvorby „obrích hrncov". Sú to vhĺbeniny do povrchu urgónskych vápencov kruhovitého alebo eliptického tvaru (tab. XIII, obr. 2) vyplnené čiernymi slieňmi. Mikropaleontologické štúdium týchto slieňov potvrdilo prítomnosť týchto druhov: *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi),

Rotalipora brotzeni Sigal, *„Rotundina" stephani* Gandolfi, *Marsonella oxycona* (Marson), *Hedbergella* cf. *multiloculata* (Morrow)*. Táto asociácia poukazuje na vrchný alb, zóna s *„Rotundina" stephani.* Ďalej sa tu vo veľkom množstve vyskytujú kruhovité stopy (tab. XIV, XV), po vrtnej činhosti lamelibranchiát (? drobné pholadoidné mlže) alebo drobných ježoviek a rias.

Samotný povrch hard-groundu je vytvorený z hnedých limonitických povlakov (tab. XV), ktoré tvoria buď plochy, alebo „zatekajú" aj do špár. Na hard-grounde sa zriedkavo vyskytujú rostrá *Neohibolites minimus* (Lister), ojedinele drobné ježovky a úlomky pektinidov. Všetky vyššie opísané javy svedčia o tom, že hard-ground sa vytvoril v malej hĺbke v dosahu vlnenia.

Stratigraficky by hiát zodpovedal celému albu s výnimkou najvyššieho albu.

— Mocný (približne 150—200 m) komplex tmavosivých slieňov (= sivé sliene, tiež cementové sliene D. Andrusov 1945, p. 112). Vzorka odobratá 120 cm nad hard-groundom zo sivých slieňov ukázala asociáciu: *Rotalipora cushmani turonica* Brotzen, *R. cushmani cushmani* (Morrow), *R. montsalvensis* (Mornod), *R. greenhornensis* (Morrow), *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, *P. gibba* Klaus (určil O. Samuel). Táto fauna poukazuje na vrchný cenoman. D. Andrusov (1945, p. 114) zo slieňov udáva makrofaunu, ktorú považuje za albskú**. Približne v polovici mocnosti slieňov sa objavuje 25 m mocná poloha sivých až modrosivých škvrnitých slieňov (fleckenmergel) až slienitých vápencov.

Smerom do nadložia (západná časť lomu) sa v sivých slieňoch postupne objavujú tenké medzivrstvičky zelenohnedých vápnitých pieskovcov (miestami až 30—40 cm). Lavice pieskovcov majú na spodných vrstevných plochách (tu sú ale v obrátenej pozícii) mechanoglyfy typu flute cast. Pieskovcov postupne pribúda až súvrstvie nadobúda charakter typickej flyšovej sekvencie.

Podľa vyššie opísaného profilu môžeme predpokladať, že v úseku Butkova (predpokladáme, že taká istá situácia je aj v samotnom manínskom úseku) došlo k výraznému splytčeniu a k hiátu v spodnom a ?strednom albe, sprevádzanom tvorbou hard-groundu. Za týmto splytčením nasledovalo náhle prehĺbenie sedimentácie (sivé sliene = vápnitý flyš alebo preflyš) pred nástupom typickej flyšovej sedimentácie.

S tretím typom kontaktu apt-alb sa stretávame na lokalite Skalica, južne od Dolného Moštenca pri Považskej Bystrici. Túto lokalitu v poslednom čase skúmal D. Andrusov et V. Kollárová-Andrusovová (1971). Títo autori na spomína-

---

* Mikrofaunu určil O. Samuel.

** Názory na stratigrafické zaradenie tmavosivých slieňov manínskej série sa dosť rozchádzajú. Tak E. a V. Scheibnerovci (1958), p. 47) zo slieňov v ladeckej cementárni uvádzajú vrchnoalbskú mikrofaunu. Z tohto súvrstvia J. Salaj — O. Samuel (1966, p. 35) uvádzajú spoločenstvá foraminifér, ktoré podľa týchto autorov poukazujú na apt — alb. Taxácia jednotlivých spoločenstiev, prípadne foriem je veľmi zložitá a nešpecialistovi ťažko je k tomuto problému zaujať stanovisko. Vychádzajúc z vlastných skúseností však zastávame názor, že tmavosivé sliene vystupujúce v okolí Butkova by sme mali (ich bázu) zaraďovať do ?stredného, hlavne však vrchného albu. Takéto zaradenie bolo by v súlade s celkovým paleogeografickým vývinom tohto úseku manínskej série.

nej lokalite našli (l.c., p. 151—153) korodované povrchy urgónskych vápencov a transgresiu glaukonitických vápencov albu na urgónske vápence. Zároveň však (l.c., p. 153) vylučujú úzky vzťah alebo alternáciu glaukonitických vápencov albu s urgónskymi vápencami. Detailné štúdium tejto lokality autorom ukázalo, že situácia, pokiaľ ide o vzťah glaukonitických vápencov albu a urgónskych vápencov, je oveľa zložitejšia, než predpokladajú vyššie spomínaní autori. Na tab. XVII—XIX a napokon i na obr. 1, 2 a 4 D. Andrusova (1971) vidíme, že glaukonitické vápence sa hlboko (až 7—8 m) vkliňujú medzi lavice urgónskych vápencov, pričom vo väčšine prípadov využívali medzivrstevné špáry. Dokazuje to i prítomnosť hard-groundových krustifikácií na oboch vrstevných plochách urgónskych vápencov (tab. XVII). Je teda zrejmé, že sedimentácia glaukonitických vápencov albu využívala už existujúce špáry a vkliňovala sa medzi lavice urgónskych vápencov. Celkom sme mohli zaznamenať päť polôh glaukonitických vápencov zdanlivo superponovaných. Táto situácia však mohla vzniknúť iba vtedy, ak pred sedimentáciou glaukonitických vápencov albu boli urgónske vápence tektonicky aspoň čiastočne vztýčené, čím sa narušila kompaktnosť lavíc a vytvoril sa na oboch plochách hard-ground a pozdejšie medzi nimi sedimentovali glaukonitické vápence. Bradlo Skalica svojím spôsobom reprezentuje teda vlastne paleoreliéf spojený s vynorením. Svedčila by o tom prítomnosť „pseudobrekcií", ktorých materiál je vytvorený len z organogénnych urgónskych vápencov stmelených zelenými glaukonitickými vápencami albu (tab. XIX—XXII). Veľkosť elementov „pseudobrekcií" sa pohybuje od niekoľko centimetrov po viac ako 1 meter, pričom sú málo opracované. Mocnosť brekcií nie je dobre viditeľná, zdá sa však, že ich mocnosť dosahuje približne 2—3 m (odhad).

Stratigraficky sú glaukonitické vápence albu dobre paleontologicky určené faunou amonitov (D. Andrusov et V. Kollárová-Andrusovová 1971, p. 151), ktorá patrí do vrchnej časti spodného albu.

Na základe vyššie spomenutých faktov sa domnievame, že v prípade Skalice máme do činenia s účinkami tzv. manínskej fázy (D. Andrusov 1959, p. 277), ktorá spôsobila v tomto úseku manínskeho pásma vztýčenie vrstiev urgónskych vápencov aptu, spojené s prerušením sedimentácie, až čiastočným vynorením. Glaukonitické vápence vrchnej časti spodného albu spočívajú na urgónskych vápencoch aptu diskordantne (disconformity) a reprezentujú nový sedimentačný cyklus.

Kontakty aptu — albu, ktoré sme opísali v predchádzajúcej časti dokumentujú, že smerov od JV (t. j. od centrálneho pásma) k SZ (t. j. k bradlovému pásmu) postupne narastá intenzita tektonických pohybov počas hiátu medzi aptom — albom. Zatiaľ čo na JV je pozvoľný prechod (Zlatý Dielec — Gbelany) v centrálnej časti manínskeho pásma (Butkov — Maníny), je hiát (unconformity) bez predchádzajúcej tektonickej deformácie. Ďalej smerom k SZ rozsah hiátu sa síce nezväčšuje, zato však narastá intenzita tektonických pohybov, ktoré spôsobili (Skalica) vynorenie urgónskych vápencov pred transgresiou albu, čím sa tu vytvorila diskordancia (disconformity). Tieto pohyby treba podľa nášho názoru spájať s manínskou fázou (k otázke a existencii intenzity manínskej fázy sa vrátime neskoršie).

Na strednom Považí medzi Nosicami a Považskou Bystricou, po oboch brehoch Priehrady mládeže, sa stretávame s litofaciálnym vývinom albu, ktorý v typickej manínskej sérii nie je známy. Ide o flyšové súvrstvie, resp. o „sférosideritové vrstvy", v ktorých sú mohutné polohy exotických zlepencov. Zlepencové polohy sú oddelené pieskovými turbiditmi. R. Marschalko — O. Samuel (1975, p. 38) tu vyčlenili až šesť megarytmov sklzových zlepencov. Flyšový vývin albu so zlepencami po prvýkrát opísal A. Began in J. Salaj (1961), E. Scheibner (1962). Litológiou zlepencového materiálu sa zaoberali M. Krivý (1969), K. Borza (1966), O. Samuel — K. Borza — E. Köhler (1962). Zlepencovo-flyšový vývin albu bol nazvaný (E. Scheibner 1961, A. Began (1962)) ako klapská séria. Táto sedimentovala v južnej intrageantiklinálnej oblasti. E. Scheibner (1967, p. 71) a A. Began (1969, p. 73—78) ju považujú za samostatnú tektonickú jednotku. V danom prípade nie je ani také rozhodujúce, či ide o tektonickú jednotku alebo nie. Dôležitý je fakt, že sklzové telesá zlepencov sú uložené v typickej manínskej fácii, t. j. vo flyšových, prípadne „sférosideritových" vrstvách. Dôležitá je aj tá skutočnosť, že zlepence nemajú transgresívny charakter, ale že predstavujú marginálnu fáciu, ktorá sedimentovala blízko zdrojovej oblasti (R. Marschalko — O. Samuel 1975). Smerom k JV, t. j. smerom k typickej manínskej sérii telesá albských zlepencov rýchlo vykliňujú a od línie Považská Teplá—Butkov sú už nahradené mocnejšími polohami pieskovcov. V tejto oblasti sa potom objavujú tenké (do 1 m) zlepence v pieskovcovej matrix až v cenomane (praznovské vrstvy). Nedosahujú už však význam albských zlepencov.

Albské zlepence sú dôkazom existencie exotickej kordiliery, ktorá bola situovaná sz. a severne od manínskej série s.l.* Táto kordiliera sa objavuje ako dôsledok tektonickej aktivity manínskej fázy.

Ak by sme zlepencový vývin albu klapskej série považovali za manínsky (domnievame sa, že zatiaľ nemáme vážnych dôvodov takto neuvažovať), máme tu potom ešte jeden — štvrtý vývin albu, zásadne odlišný od predchádzajúcich troch vývinov.

Náčrt paleogeografie manínskej série v jure, v spodnej a strednej kriede

Ako sme to už spomenuli v úvode, názory na postavenie manínskej série v karpatskej geosynklinále sú dosť nejednotné a charakterizujú súčasný stav poznatkov o predmetnej sérii. Problém však spočíva asi v tom, že na strednom Považí, teda tam, kde bola pôvodne definovaná manínska séria, nikde na povrch nevystupuje trias, ktorý v oblasti centrálneho pásma zohral pri tektonickom členení prvoradú úlohu. Ako jediné kritérium zostávajú teda len fácie jury a kriedy. V niektorých prípadoch sa síce dobre zhodujú s istými fáciami centrálneho pásma (napr. piesčito-krinoidové

* Domnievame sa, že klapská séria predstavuje najsevernejšiu časť manínskej série, ktorá však vzhľadom na svoj špecifický charakter môže byť vyčlenená ako samostatná séria v rámci manínskej série.

vápence liasu), v iných prípadoch sú však zase zásadne odlišné (vrchnokriedový flyš).

M. Maheľ (1962, p. 69, 70 a 1967, p. 136) radí k manínskej sérii aj staršie členy, ako je jura, pričom podľa tohto autora vrstevný sled manínskej série začína už v strednom triase. Pre takéto rozšírené chápanie stratigrafického rozsahu manínskej série uvádza príklady z okolia Trenčianskych Teplíc a Peťovky. Vychádzajúc z porovnávacieho štúdia litostratigrafie belianskej série v Strážovskej hornatine so situáciou v okolí Trenčianskych Teplíc sa domnievame, že v danom prípade obe oblasti majú veľa spoločných znakov a ide vlastne o tú istú sériu. Jurské členy vrstevného sledu „manínskej série" v okolí Trenčianskych Teplíc podľa môjho názoru patria k výsockému príkrovu (v belianskej sérii). Táto je s vlastnou manínskou sériou nachádzajúcou sa pri Trenčianskej Teplej v tektonickom styku. Pokiaľ ide o Peťovku, podľa A. Kullmanovej (1968, p. 79) je pre manínsku jednotku táto séria netypicky litologicky a mikrofaciálne pestrá.

V poslednom čase vyslovil A. Began (1969, p. 81—85) názor, že manínska séria pokračuje ďalej na JZ až do oblasti Nového Mesta nad Váhom. Ako najvážnejší dôkaz pre svoj predpoklad udáva výskyt flyšového albu až turónu. V albe (ide aj o spodný alb na základe nálezu amonita *Leymeriella tardefurcata* (Leym.) uvádzaného P. Grossom (1963, p. 122) sa vyskytujú aj polohy zlepencov (l.c., p. 124). Prítomnosť zlepencového albu je v tomto prípade veľmi dôležitá, pretože poukazuje na existenciu kordiliery, podobne ako v okolí Považskej Bystrice. Vychádzajúc z tohto argumentu by sme nemali pochybovať o existencii manínskej série na JZ od Trenčína.

Značné rozdiely, ktoré nás uvádzajú do pochybností, či v tomto prípade ide o manínsku sériu, sa objavujú vo faciálnom vývine liasu. Na rozdiel od manínskeho má vyvinuté „grestenské vrstvy" a mohutné súvrstvie tmavých, viac alebo menej slienitých, často škvrnitých vápencov (fleckenmergel). V tomto súvrství sa vyskytujú rôzne polohy piesčito-krinoidových vápencov a čiernych spongolitov.

Ako celok je liasové súvrstvie výrazne rytmické, prevažujú v ňom tmavé fácie. Bázy lavíc piesčito-krionoidových vápencov sú ostro ohraničené voči slienitým bridliciam a možno tu vidieť gradačné zvrstvenie. Ďalším závažným rozdielom je tu prítomnosť vrchného triasu vo fácii typického karpatského keupru a kösenských vrstiev. Prítomnosť karpatského keupru a tmavých škvrnitých vápencov a bridlíc liasu podčiarkuje na druhej strane silnú afinitu série, ktorú A. Began vyčlenil ako manínsku, k sérii, ktorá vystupuje na ľavom brehu Váhu medzi Boďovkou pri Beckove a Soblahovom. Leží tu takmer identicky vrstevný sled vrchného triasu a liasu*. Existencia tmavých nezvetraných (euxinských) fácií liasu nás nabáda k porovnaniu tejto sukcesie s fáciami, ktoré sedimentovali v šiprunskom trogu v jeho jz. pokračovaní (M. Rakús v tlači).

* Litostratigrafické vyhodnotenie vrtu Soblahov, ktoré urobila A. Kullmanová a M. Maheľ (1975) priniesli nové poznatky, podľa ktorých sa prevŕtaný litostratigrafický sled vyznačuje prevahou bridličnatého súvrstvia jursko-kriedového veku, ktoré sa strieda s karpatským keuprom. Podľa našej mienky tu ide o podobný vrstevný sled, aký má drietomská séria.

Vzhľadom na to, že sledovaná séria má zhodné znaky s manínskou sériou i so sériami šiprunského trogu, mohli by sme ju vyčleniť ako samostatnú drietomskú sériu. Sedimentačný priestor drietomskej série v jure — spodnej kriede bol situovaný medzi sedimentačným priestorom pienidným na severe a šiprunským trogom na juhu. Takáto paleogeografická pozícia predpokladá však osové ponáranie manínskeho liasového pruhu smerom k JZ. Plytkovodná sedimentácia liasu tu bola nahradená hlbokovodnou sedimentáciou, ktorá mala podobné podmienky ako šiprunský trog.

Litofaciálny vývoj liasu manínskej série má úzky vzťah i k vysokotatranskej sérii (D. Andrusov 1931; M. Maheľ 1951). Spodný lias však tiež naznačuje istú súvislosť litofaciálneho charakteru so spodným liasom kosteleckej série*. Ako celok lias manínskej série predstavuje prahový typ sedimentácie s pomerne silným (10—40 %) prínosom klastík (A. Kullmanová 1968, p. 81, 82). Stabilita prahu sa vo vrchnom toarku porušuje a dochádza k prehĺbeniu sedimentácie (hlavne v oblasti Butkova).

V doggeri môžeme pozorovať ešte výraznejšie prehĺbenie, ktoré je však lokalizované jz. od Manínov a prejavuje sa sedimentáciou rádiolaritov. Naopak v Manínoch môžeme pozorovať silnú kondenzáciu batu, sprevádzanú tvorbou hard-groundu a chybovaním rádiolaritov bažosu. Táto skutočnosť by poukazovala na osové ponáranie sa manínskeho prahu smerom k JZ.

Obdobný charakter má aj urgónska fácia, ktorá tým istým s smerom stráca svoj biohermný charakter. Fácie vyššej jury a spodnej kriedy poukazujú na prehlbovanie a postupné vyrovnávanie fácií. Táto tendencia je v baréme-apte následkom pozitívnych pohybov vystriedaná splytčením.

K problému manínskej fázy

Intenzita pozitívnych pohybov vrcholí v spodnom albe. V centrálnej osovej a severozápadnej časti manínskej série vystriedaná tangenciálnymi pohybmi, ktoré spôsobili deformáciu urgónskych vápencov a diskordanciu albu na ne. V najsevernejšej časti sa vytvorila exotická kordiliera. Smerom od JV k SZ v manínskej sérii výrazne narastá tektonická aktivita, resp. účinky manínskej fázy (zo slienitých bridlíc V. Gašparíková určila mikrofaunu: *Lenticulina (L.) ouachensis ouachensis* Sigal, *Epistomina (E.)* aff. *tenuicostata* Bartenstein, ktorá poukazuje na barém). Túto fázu pôvodne definoval D. Andrusov (1938, p. 49) ako pieninskú fáciu s tým predpokladom, že okrem manínskej série je vyvinutá aj v pienidných sériách. Neskoršie výskumy poľských geológov, predovšetkým však K. Birkenmajera (1954) ukázali, že v pienidnej oblasti sa vrásnenie neuskutočnilo. Neskoršie

* Kosteleckú sériu považujeme za najjužnejší vývin bradlového pásma, ktorý na SZ prikladal sa k manínskej sérii, situovanej južne (M. Rakús 1975).

D. Andrusov (1959, p. 277, 1960, p. 254) uvažuje o manínskej fáze len ako o krátkodobom vyzdvihnutí, ktoré postihlo iba obmedzenú oblasť.

S prejavmi tektonickej aktivity sa však stretávame aj aj v južnejších pásmach centrálneho pásma v tom istom čase*. V oblasti Vysokých Tatier (vysokotatranská séria) E. Passendorfer (1951, p. 75) opisuje glaukonitické vápence s faunou amonitov. Ďalej sú všeobecne známe menšie telesá zlepencov v albe obalových sérií a krížňanského príkrovu. Skladba zlepencov poukazuje na to, že v tomto období boli odkryté aj horniny kryštalinika. Tieto zlepence, podobne ako zlepence v albe manínskej série majú povahu sklzových telies a boli derivované z kordilier, ktoré síce boli lokalizované intrageosynklinálne, ale boli neskoršie pohltené. Domnievame sa, že vytvorenie týchto kordilier by sme mali dávať do súvisu s manínskou fázou. Tak, ako sa to javí predovšetkým v prípade samotnej manínskej série, táto fáza nemala len charakter krátkodobého pozitívneho pohybu — vyzdvihnutia, ale sa prejavila aj tangenciálnymi pohybmi. Pre takéto chápanie povahy kordilier by nasvedčovali predovšetkým charakter a skladba valúnového materiálu. Všeobecne je známe, že valúnový materiál obsahuje pestrú paletu hornín, nevynímajúc ani horniny hlbokého podložia, pričom všetky typy hornín sú silno opracované (K. Borza 1966). Tento fakt však podľa našej mienky svedčí o tom, že všetky typy hornín museli byť súčasne vystavené erózii a transportu (ide pravdepodobne o kombinovaný transport a opracovanie), čo umožnilo ich súčasné uloženie pravdepodobne v príbrežných zónach, odkiaľ boli potom gravitačne dopravené do hlbších častí bazénu. Spoločný výskyt všetkých typov hornín podporuje predstavu, že tieto horniny boli súčasne vystavené erózii. K vytvoreniu takýchto podmienok bolo podľa nášho názoru potrebné aj pôsobenie tangenciálnej tektoniky, ktorá umožní vytvorenie tektonických šupín obsahujúcich aj horniny hlbokého podkladu. Keby šlo o postupné vykliňovanie spojené s pokračujúcou eróziou, museli by sme pozorovať vo valúnovom materiálu buď jeho stratigrafickú inverziu, alebo aspoň isté grupovanie stratigraficky blízkych horizontov. Takýto jav však nebol spozorovaný.

Pokiaľ ide o začlenenie exotickej kordiliery (= južná intrageantiklinála, exotický val AUCT.) predpokladáme, že sa vytvorila medzi manínskym sedimentačným priestorom a pienidnou sedimentačnou oblasťou a mala charakter pravej kordiliery v zmysle F. Ellenbergera (1951, p. 135), M. Lemoina (1953) a J. Debelmasa (1957, p. 466—473). Vychádzajúc z povahy zlepencov a ich materiálu môžeme usudzovať, že kordiliery, ktoré sa vytvorili v albe, najviac zodpovedajú definícii F. Ellengergera (1951, p. 135), hlavne pokiaľ ide o exotickú kordilieru. Vznikla

* S prvými prejavmi vynorenia sprevádzaného eróziou a znosom klastík do bazénu sa stretávame už vo ?vrchnom hauterive — baréme chočského príkrovu, séria Rohatej skaly v Strážovskej hornatine. Tu sa v bridličnatom súvrství nachádzajú tenké (10—15 cm) vložky piesčitých vápencov (až 30 % klastického kremeňa) s pestrou paletou klastického materiálu (A. Kullmanová in M. Maheľ 1967, p. 156). Nové štúdium výbrusového materiálu potvrdilo prítomnosť vulkanického materiálu v klastikách. Podľa A. Mihalikovej ide o rozložené melafýry! Prítomnosť úlomkov melafýrov v hauterive-baréme chočského príkrovu poukazuje, i keď nepriamo, na existenciu vynorenia v južných pásmach Západných Karpát.

v albe a s istými prestávkami existovala až do vrchnej kriedy — paleogénu, v albe dodávala materiál výlučne do manínskej série, t. j. na juh. Jej vplyv do sedimentačného priestoru nezasahoval. Vo vrchnej kriede zasa naopak dodávala kordiliera materiál do pienidného priestoru (t. j. na sever), zatiaľ čo v manínskej sérii existovala sedimentácia distálnych fácií flyšu. Po vrchnej kriede — paleogéne kordiliera v strednom a západnom úseku prestáva existovať a je deštruovaná pri pohlcovaní stupňujúcim sa paroxysmom.

Záverom tohto príspevku k poznaniu manínskej série na strednom Považí chceli by sme zdôrazniť, že podľa nášho názoru má manínska séria dostatočný počet dôkazov, aby ju bolo možné definovať ako samostatné sedimentačné pásmo, umiestnené južne od bradlového pásma a severne od pásma centrálnych Karpát.

Do tlače odporučil A. Biely.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1929: Urgon vážského údolí. Věst. St. Geol. Úst. 5, tab. 2, obr. 1, Praha, 137—147.

ANDRUSOV, D. 1931: Geologický výskum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech I—II. Rozpr. Stát. Geol. Úst. 6, tab. 1—9, Praha, 3—78.

ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. III. Tektonika. Rozpr. Stát. Geol. Úst. 9, tab. 1—18, Praha, 5—69.

ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, Zväzok 2, Vydav. Slov. Akad. Vied, 34, tab. 1—84, Bratislava, 5—375.

ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. Verlag der Slov. Akad. Vied, obr. 70, Bratislava, 8—178.

ANDRUSOV, D. 1972: Sur l'ampleteur de la nappe du Manín (Zone des klippes pienines Carpathes occidentales, Slovaquie). Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 23, 2, Bratislava, 227—235.

ANDRUSOV, D. — in M. Maheľ, 1974: Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. Geol. Úst. D. Štúra, fig. 1, Bratislava, 145—158.

ANDRUSOV, D. — KUTHAN, M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina. Práce Štát. geol. Úst., 10, tab. 1—12, obr. 1—4, pl. 15—20, Bratislava, 1—102.

ANDRUSOV, D. — SCHEIBNER, E. 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 11, 2, Bratislava, 239—276.

ANDRUSOV, D. — KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. 1971: Transgression de Crétacé moyen dans l'unité de Manín (zone des klippes, vallée du Váh, Slovaquie). Geol. Zborn., Geologica Carpatica, 22, 1, fig. 5, Bratislava, 149—157.

BEGAN, A. 1962: Niektoré nové poznatky z jury a spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. D. Štúra, Bratislava, 239—244.

BEGAN, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Zborn. geol. Vied, Západné Karpaty, 11, Geol. D. Štúra, Bratislava, 55—103.

BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografický výskum zlepencov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. Náuka o zemi II, Geologica 2, tab. 1—13, pl. 1, Bratislava, 5—66.

BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Vydav. slov. Akad. Vied, tab. 1—88, Bratislava, 9—125.

ČINČUROVÁ, E. 1971: Stratigrafia liasu na základe belemnitov v Západných Karpatoch. Acta Rer. Nat. Mus. Slovaca, 47, 1, tab. 1—5. Bratislava, 3—93.

DAUPHIN, Y. 1973: La Faune albienne de Gourdon (Alpes Maritimes). Univ. de Paris Fac. des Sc. d'Orsay, fig. 26, pl. A-E, Paris, 15—115.

DEBELMAS, J. 1957: Quelques remarques sur la conception actuelle du terme "cordillere" dans les Alpes internes francaises. Bull. Soc. géol. France, (6), t. 7, Paris. 463—474.

ELLENBERGER, F. 1951: Le géosynclinal brianconnais archaique et les renversements de subsidence (Reliefumkehrung) dans la prèorogénèse alpine. C. Somm. des Seances de Soc. géol. France, 9, Paris, 133—136.

ELMI, S. — MANGOLD, C. 1966: Étude de quelques Oxycerites du Bathonien inférieur. Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon, N. S. 13, fig. 17, tab. 8—9, Lyon, 143—181.

GROSS, P. 1963: Stratigrafia a litológia albu v bradlovom pásme medzi Bošácou a Moravským Lieskovým. Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 121—126.

HAŠKO, J. 1974: Geológia a tektonika západnej časti varínskeho úseku bradlového pásma (rigorózna práca). 1 mapa, tab. 1—51, Bratislava, 1—133.

KRIVÝ, M. 1969: Exotische Gerölle magmatischer Gesteine des westlichen Teils der Klippen-zone. Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geologica, *18*, Bratislava, 163—197.

KULLMANOVÁ, A. 1961: Litologický profil manínskou sériou z okolia Belušských Slatín. Geol. Práce, Správy 21. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KULLMANOVÁ, A. 1968: Litologicko-petrografický výskum jurských a spodnokriedových vápencov manínskej jednotky. Archív Geol. Úst. D. Štúra, príl. 1—7, tab. 10, Bratislava, 1—86.

LEMOINE, M. 1953: Remarques sur les carastères et l'evolution de la paléogéographie de la zone Brianconnaise au Secondaire et au Tercière. Bull. Soc. géol. France, 6, t. 3, f. 1—3, Paris, 105—121.

MAHEĽ, M. 1948: Geológia okolia Trenčianskych Teplíc. Práce Štát. geol. Ústr., 17, Bratislava.

MAHEĽ, M. 1950: Obalová séria Inovca. Geol. Zborn., 1, Bratislava.

MAHEĽ, M. — KULLMANOVÁ, A. 1961: Doplnky k manínskej sérii. Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štura, príl. 2, Bratislava, 71—80.

MAHEĽ, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 :200 000, list Žilina. Geofond, príl. 1, tab. 4, Bratislava, 5—272.

MAHEĽ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západní Karpaty 1, Vydav. Čsl. Akad. Vied, príl. 4, obr. 70, tab 56, Praha, 7—495.

MAHEĽ, M. et al. 1973: Tectonical structures of the West Carpathians Mts. Guide to excursion A. Geol. Inst. D. Štúr, X. Congr. of the KBA, fig. 12, Bratislava, 3—80.

MARSCHALKO, R. — SAMUEL, P. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehrada mládeže). Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 38—43.

MIŠÍK, M. 1957: Litologický profil manínskou sériou. Geol. Zborn., 8, 2, Bratislava.

PAIČADZE, T. A. 1973: Stratigrafija i fauna verchnejurskich otloženij jugo-osetii. Akad. nauk Gruzinskej SSR, Geolog. Inst., Trudy, n.s. 41, tab. 1—35, Tbilisi, 5—98.

PASSENDORFER, E. 1951: In Regionalna geologia Polski, t. I. Karpaty, 1, Stratigrafia, fig. 14, 15, Kraków 73—81.

RAKÚS, M. 1961: Správa o biostratigrafickom výskume mezozoika na listoch Beluša, Pružina a Považská Bystrica. Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

RAKÚS, M. 1962: Amonity červených hľuznatých vápencov manínskej série. Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

RAKÚS, M. in BEGAN, A. et al. 1963: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 :50 000, list Považská Bystrica. Geol. Úst. D Štúra, Bratislava, 31—39.

RAKÚS, M. 1975: K problému existencie pestrej vrchnej kriedy "couches-rouges" v manínskom príkrove. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 211—214.

SALAJ, J. 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 22, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 83—98.
SALAJ, J. 1962: Mikrobiostratigraphische Studien der Kreide in der Krížna und Manín Einheit. Geol. Práce Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra,Bratislava, 245—259.
SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Geol. Úst. D. Štúra, tab. 1—48, Bratislava, 7—291.
SAMUEL, O. — BORZA, K. — KOHLER, E. 1972: Microfauna and litostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley, West Carpathians. Geol. Úst. D. Štúra, tab. 1—180, Bratislava, 5—219.
SCHEIBNER, E. 1962: Einige neue Kenntnisse über die Klippenzone der Slowakei. Geol. Práce, Správy 62, Geol. Úst. D. Štúra,Bratislava, 233—238.
SCHEIBNER, E. — SCHEIBNEROVÁ, V. 1958: O veku práznovských vrstiev v Považí. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, v. 9, 1, fig. 5—7, Bratislava, 40—51.
ŠTUR, D. 1860: Bericht über die geologische Übersichte-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. Geol. Reichsanst. 9, 1, Wien, 17—151.
STURANI, C. 1966: Ammonites and Stratigraphy of the Bathonian in the Digne-Berreme area. Boll. Soc. paleont. ital. v. 5, 1, tab. 24, Modena, 1—54.

Vysvetlivky k tabuľkám IX—XXII

Tab. IX
Celkový pohľad na súvrstvie vrchného liasu-toarku a spodného doggeru (aalenu) manínskej série v lome pri Tunežiciach. Orámované časti ukazujú pozíciu detailov vyobrazených na tab. 2; x označuje nález *Tmetocexas* sp. (foto M. Rakús 1973).

Tab. X
Obr. 1 Detail zobrazujúci kontakt piesčito-krinoidových vápencov stredného liasu (pravá strana obrázku) s glaukonitickými vápencami a zelenými bridlicami stredného toarku. Čísla 3, 3a označujú výskyty amonitov zóny *Hildoceras bifrons.*
Obr. 2 Striedanie piesčito-krinoidových vápencov s rohovcami a piesčitých slienitých bridlíc. Vrchný toark-aalen (foto M. Rakús 1973).

Tab. XI
Pohľad na spodnú časť červených hľuznatých vápencov v manínskej úžine (v zatáčke cesty, na pravej strane potoka). 1 výskyt rodu *Flabellisphinctes* sp., 2 výskyt (foto M. Rakús 1973).

Tab. XII
Pohľad na plochu hard-groundu na urgónskych vápencoch manínskej série. Lom Ladeckých cementární pri Ladcoch, jz. časť Butkova. Orámované časti ukazujú pozíciu detailov z tab. XIII a XIV; šipka ukazuje vzorku s mikrofaunou cenomanu (foto M. Rakús 1973).

Tab. XIII
Obr. 1 Detailný pohľad na rozbrázdenú plochu hard-groundu. „Chrbty" sú z gravelového urgónskeho vápenca pokrytého limonitickými povlakmi a stopami po vrtnej činnosti. Depresie sú vyplnené sivými alebo zelenými bridlicami vrchného albu.
Obr. 2 Detail hard-groundu s oválnymi alebo pretiahlymi vhĺbeninami („obrie hrnce") vyplnenými tmavosivými slieňmi s mikrofaunou vrchného albu (foto M. Rakús 1973).

Tab. XIV
Obr. 1 Detail hard-groundu s dobre viditeľnou činnosťou vŕtajúcich organizmov (?Pholas alebo drobné ježovky).

Obr. 2 Detailný pohľad na povrch hard-groundu. V ľavom hornom rohu nepravidelná vyhĺbenina s výplňou čiernych slienitých bridlíc vrchného albu (foto M. Rakús 1973).

Tab. XV
Detail hard-groundu v reze: 1 — stopy po vrtnej činnosti pholadoidných mlžov. Jamky sú vyplnené slieňmi. 2 — stopy po preliezaní červov. 3 — limonitické krustifikácie kôry hard-groundu. 4 — pretiahnutá špára (sheet cracs) vyplnená sparitickým kalcitom. Svetlosivý lem na obvode vzorky predstavuje fosílnu zvetrávaciu kôru urgónskych vápencov. Nábrus. Lom Ladeckých cementární, urgónske vápence (foto L. Osvald).

Tab.XVI
Pohľad na bradlo Skalica od SV, j. od Dolného Moštenca pri Považskej Bystrici. Rámček ukazuje pozíciu detailu na tab. XXVII (foto M. Rakús 1975).

Tab. XVII
Detail kontaktu urgónskych vápencov aptu s glaukonitickými vápencami albu. Čierne čiary vyznačujú priebeh tenkých hard-groundových povlakov na oboch vrstevných plochách. V glaukonitických vápencoch vyplňujúcich rozvoľnenú medzivrstevnú špáru sa vyskytujú drobné valúny urgónskeho vápenca. Sedimentácia glaukonitických vápencov viditeľne využívala otvorené medzivrstevné špáry v urgónskych vápencoch, ktorých terajší sklon je asi 20 °. Skalica, sv. stena (foto M. Rakús 1975).

Tab. XVIII
Vzájomný kontakt urgónskych a glaukonitických vápencov zobrazujúci vnikanie glaukonitických vápencov albu medzi lavice urgónskych vápencov. Glaukonitické vápence majú naznačenú vrstevnatosť. Skalica, sv. stena (foto M. Rakús 1975).

Tab. XIX
Valún urgónskych vápencov v zelených glaukonitických vápencoch albu. Skalica, v. stena (foto M. Rakús 1975).

Tab. XX
Pohľad na vzájomný pomer urgónskych aptských vápencov, glaukonitických vápencov a brekcií albu. Brekcie sú zreteľne diskordantne uložené vzhľadom na urgónske vápence. Orámovaná časť ukazuje pozíciu detailu na tab. XXI. Skalica, v. stena (foto M. Rakús 1975).

Tab. XXI
Detailnejší pohľad na albské brekcie z urgónskych vápencov, ktoré sú stmelené glaukonitickými vápencami. Orámčekovaná časť predstavuje pozíciu detailu na tab. XXII. Skalica, v. stena (foto M. Rakús 1975).

Tab. XXII
Detail z albských brekcií. Svetlé valúny a bloky sú z gravelových vápencov urgónu, ktoré sú stmelené zelenými glaukonitickými vápencami. Valúny sú slabo opracované. Skalica, v. stena (foto M. Rakús 1975).

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 39—47 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Jaroslav Haško

Nová geologická interpretácia poznatkov o bradle Havranský vrch a Kozinec pri Zázrivej

2 obr. v texte, 2 tab. na kriede (XXIII—XXIV), anglické resumé

Abstract. The klippes Havransky vrch and Kozinec are built up of the Klippen Belt the stratigraphy and lithology of which have not been described so far. The stratigraphic range of the studied klippes is Lotharingian-Neocomian (Fig. 1, 2). In the core of the false anticline of the klippe Havransky vrch the Pienid Neocomian is in tectonic contact with the flysch sequence of the Manin nappe. On the basis of correlation studies it is evident that the klippe under consideration the klippe of the Orava castle and of Červeny Kameň display certain lithological and stratigraphical coincidence of succession is of great importance from the standpoint of geological structure and paleogeographical interpretation of the Orava Klippen Belt.

Geologické mapovanie bradlového pásma v okolí Zázrivej prinieslo nové poznatky o stratigrafii, litológii a tektonike bradla Havranský vrch a Kozinec.

Doterajšie údaje o stavbe bradlového pásma v okolí Zázrivej pochádzajú od D.Andrusova (1938), ktorý uvedené bradlá zaraďuje k pieninskej sérii.

Bradlo Havranský vrch a Kozinec je vytvorené z vrstiev bradlového pásma, ktoré dosiaľ neboli litologicky ani stratigraficky opísané. Stratigrafický rozsah študovaných bradiel je lotharing-neokom (obr. 1, 2).

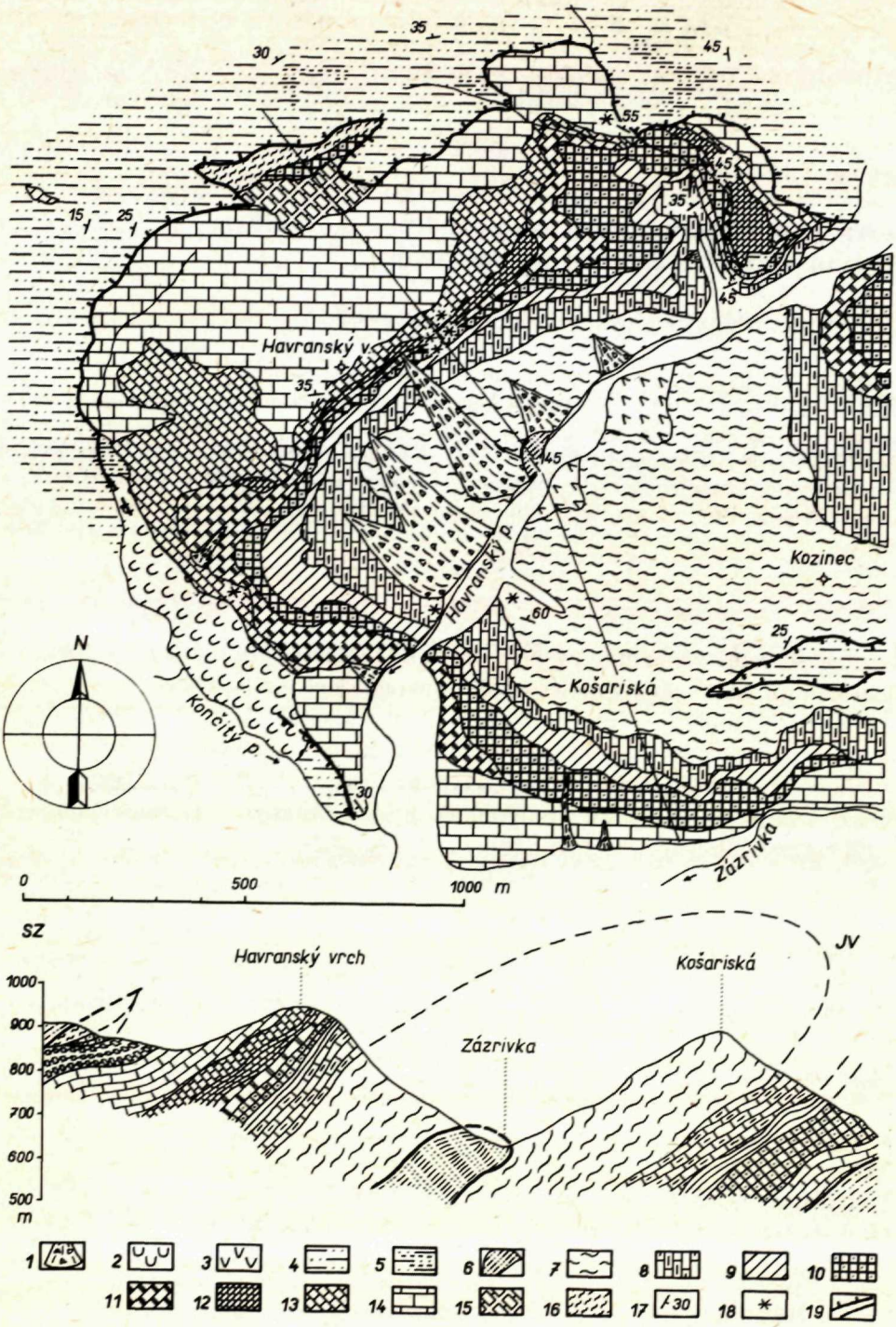
Stratigrafia

Najstarším súvrstvím sú škvrnité slienité vápence a sliene (fleckenmergel). Sú to lavicovité vápence, medzi ktorými sa dosť často vyskytujú vložky škvrnitých slieňov. Mikrofaciálne ide o vápence mikritického charakteru. Biozložka je sporadicky zastúpená úlomkami ihlíc húb. V zárezе potoka Malá Havrania u Vrabcov sme našli amonitovú faunu s druhmi:

Echioceras raricostatum (Zieten)
Paltechioceras tardecrescensis (Hauer)

poukazujúca na lotharing. Celková mocnosť súvrstvia dosahuje 70 m.

RNDr. J. Haško CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.


Havranský v.
Havranský p.
Kozinec
Košariská
Končitý p.
Zázrivka
N
0
500
1000 m
SZ
JV
Havranský vrch
Košariská
Zázrivka
1000
900
800
700
600
500
m

Kozinské vrstvy (J. Haško 1975)

Ležia v nadloží škvrnitých vápencov lotaringu. Tvoria ich hrubolavicovité až masívne, v nadložných častiach pseudohľuznaté celistvé vápence šedozelenej, zriedkavo hnedočervenej farby s konkréciami syngenetického pyritu. Mikrofaciálne sú to mikritické a biomikritické vápence. Biozložku tvoria úlomky ostrakódov a kalcifikované rádiolárie. Na južnom svahu Havranského vrchu v skalnej stene vytvorenej z opísaných vápencov sme našli túto faunu:

Brachiopódy —

Propygope aspasia (Meneghini) — sinemur-domer
Spiriferina obtusa (Oppel) — spodný až stredný lias
Rhynchonella cf. *paoli* Canavari — spodný až stredný lias
Lobothyris adnethensis (Suess) — stredný lias
Zeilleria sp. f. juv.

Lamellibranchiáty —

Oxytoma muensteri (Goldfuss) — lias-dogger
Oxytoma inaequvalis (Sow.) — lias-dogger
Plagiostoma cf. *gigantea* (Sow.) — lias
Modiolus cf. *numismalis* (Oppel) — stredný lias
Inoceramus vetustus (Sow.) — pliensbach
Inoceramus cf. *vetustus* (Sow.) — stredný lias
Inoceramus sp.

Obr. 1 Geologická mapa Havranský vrch a Kozinec (1 : 10 000), J. Haško 1974

Vysvetlivky
1 — hlinito-kamenité suťové kužele, 2 — zosuvy, 3 — kamenité strže, Magurský paleogén: 4 — jemnozrnné vápnité pieskovce s vložkami sivých slieňov, miestami silne piesčitých (paleocén), 5 — vložky červených ílovcov (eocén), 6 — Manínsky príkrov: pieskovce a sliene (?alb), mezozoikum: 7 — škvrnité slienité vápence s vložkami sivočiernych bridlíc (neokom), 8 — kalpionelové vápence (titon), 9 — vrchné červené hľuznaté vápence (kimeridge), 10 — rádiolarity s vložkami červených rádiolárioových vápencov) aalen-oxford), 11 — spodné červené hľuznaté vápence (toark), 12 — sivé kremité škvrnité vápence (domer), 13 — sivozelené celistvé vápence-kozinské vrstvy (carix), 14 — sivé slienité škvrnité vápence (lotharing), 15 — čierne slienité až krinoidové vápence (?spodný sinemur), 16 — ?tehlovočervené bridličnaté sliene (cenoman), 17 — smer a sklon vrstiev, 18 — lokalita fosílií, 19 — prešmyková línia, príkrovová línia.

Fig. 1 Geological map of the klippe Havranský vrch and Kozinec (1 : 10 000) Explations to the geological map:
1 — Loamy-stony talus cones, 2 — landslides, 3 — rock falls, Magura Paleogene, 4 — finegrained calcareos sandstones with intercalations of grey marls, in places highly sandy (Paleocene), 5 — intercalations of red claystones (Eocene), 6 — Manín nappe: sandstones and marls (?Albian), Mezozoic, 7 — spotted marly limestones with intercalations of blackishgrey shales (Neocomian), 8 — calpionella limestones, (Tithonian), 9 — upper red nodular limestones (Kimmeridgian), 10 — radiolarites with intercalations of red radiolarian limestones (aalen-oxford), 11 — lower red nodular limestones (Toarcian), 12 — grey siliceous spotted limestones (Domerian), 13 — compact greyishgreen limestones-Kozinska beds, 14 — grey marly compact spotted limestones (Lotharingian), 15 — black marly to crinoidal limestones (?Lowen Sinemurian), 16 — red shaly marls (Cenomanian), 17 — strike and dip of beds, 18 — locality of fossils, 19 — upthrust line, nappe over thrust line.

Gervillia sp.
Gryphaea? sp.

Stratigrafické rozpätie uvedenej fauny je lias-malm, takže pre bližšie určenie veku je len jediný druh *Inoceramus ventricosus* (Sow.), ktorý stratigraficky patrí do pliensbachu.

Amonity —

Uptonia jamesoni (Sow.)
Lytoceras sp.
Harpoceratidae ex gr.
Ausseites sp.

Na základe druhu *Uptonia jamesoni* (Sow.) vek kozinských vrstiev je faunisticky ohraničený a patrí do carixu. Maximálna mocnosť kozinských vrstiev je 30 m.

Škvrnité kremité vápence

Súvrstvie škvrnitých kremitých vápencov leží v nadloží kozinskýh vrstiev. Vápence tvoria 10—40 cm mocné lavice. Medzi nimi sú 5—10 cm vložky škvrnitých slienitých bridlíc. V nadložných častiach súvrstvia sú slienitejšie polohy vápencov, v ktorých sa nachádza amonitová fauna:

Calliphylloceras sp.
Juraphyllites cf. *diopsis* (Gemm.)
Amaltheus margaritatus de Montfort
Pleuroceras spinatum (Brug)
Dactilioceras sp.

paleontologicky typická pre domer. Mikrofaciálne sú to biomikritické vápence s krinoidovo-spongiovou a spongiovo-rádiolóriovou mikrofáciou. Biozložka je vytvorená z ihlíc húb, úlomkov krinoidov, kalcifikovaných rádiolárií a foraminifér, pochádzajúcich zo spoločenstva druhu *Involutina liassica* Jones. Mocnosť škvrnitých kremitých vápencov nepresahuje 12 m.

Spodné červené hľuznaté vápence

Tvoria nadložie kremitých škvrnitých vápencov domeru. Sú tmavočervené, organodetritické až pelitomorfné. Jednotlivé hľuzy sú spojené hematitovo-vápnitým tmelom, ktorý často dominuje nad hľuzami. Z amonitov bol určený druh *Calliphylloceras* cf. *nillsoni* (Heb.) typický pre toark. Mikrofaciálne ide o biomikritické vápence s rádiolóriovo-krinoidovou, filamentovo-krinoidovou a filamentovou mikrofáciou (tab. XXIII, obr. 1). Filamenty sú vytvorené z tenkolastúrnatých lamelibranchiátov. Z ďalších organizmov sú to ihlice húb, kalcifikované ostrakódy, *Globochaete alpina* Lombard a foraminifery rodu *Glomospirella* sp. Vo vápencoch pozorujeme tiež prímes klastického kremeňa. Spodné červené hľuznaté vápence dosahujú mocnosť 6 m.

Rádiolarity a rádioláriové vápence

Pestré, červené, zelené rádiolarity a rádioláriové vápence tvoria lavice mocné 10—20 cm. Kremitá hmota sa často epigeneticky koncentruje do súvislých polôh a vytvára vlastné rádiolarity. Mikrofaciálne ide o biomikrity s rádioláriovo-spongiovou, protoglobigerínovo-rádioláriovou a rádioláriovou mikrofáciou. Biozložka je vytvorená prevažne z kalcifikovaných rádiolárií. Vek súvrstvia rádiolaritov a rádioláriových vápencov bol určený na základe belemnita *Hybolites* cf. *württembergiens* ((Oppel) nájdeného na báze v červených kremitých bridliciach, ktoré ležia na hranici spodných červených hľuznatých vápencov toarku a vrchných červených hľuznatých vápencov kimeridžu ako aalen-oxford.

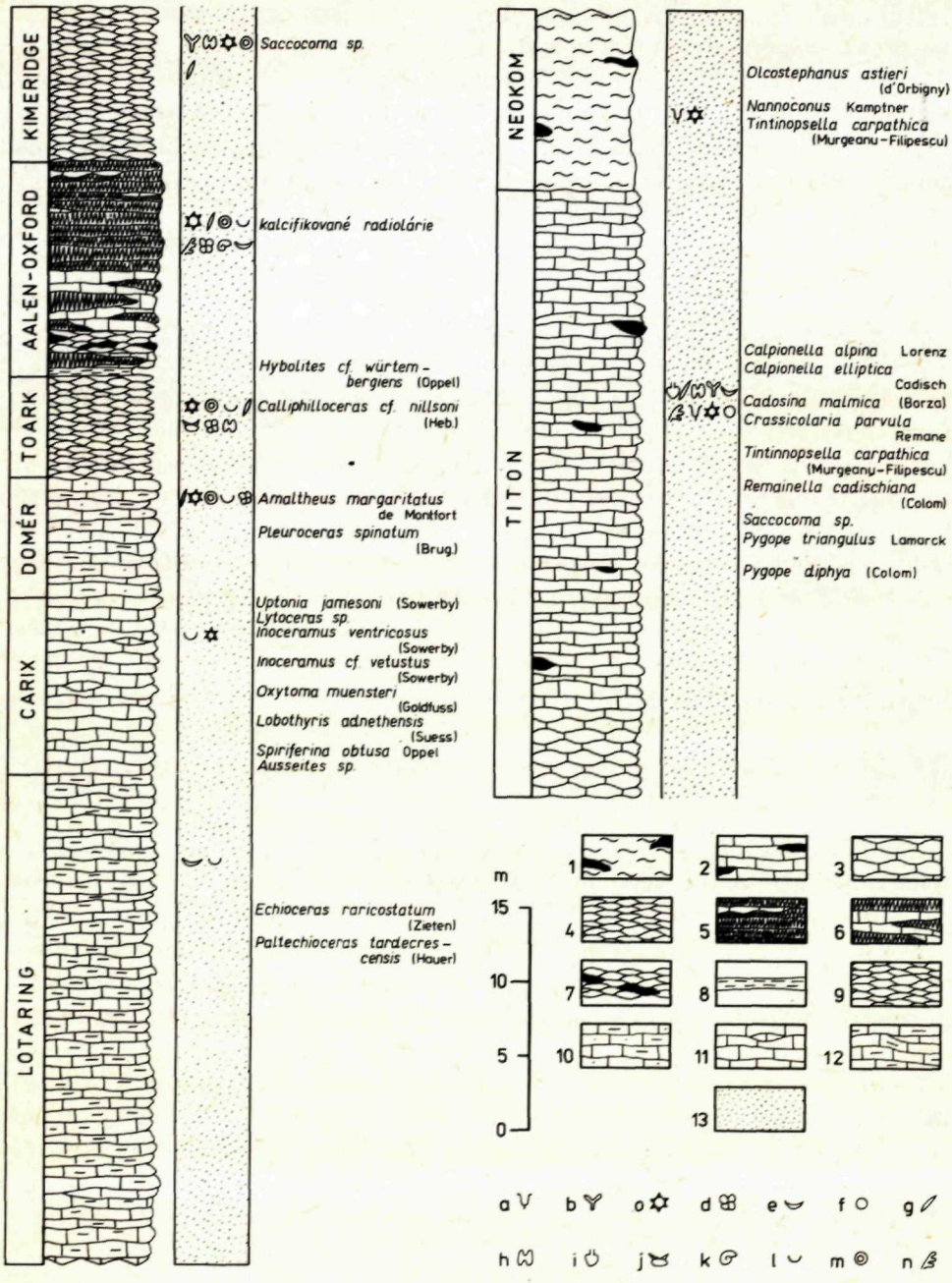
Mocnosť komplexu rádioláriových vápencov a rádiolaritov dosahuje 15 m.

Vrchné červené hľuznaté vápence

Prechodnou vrstvou sú spojené s rádiolaritmi a rádiolárioviými vápencami. Vápence sú svetločervené a hnedočervené, celistvé, jemnozrnné až strednozrnné. V spodnej časti súvrstvia sú tenkolavicovité, postupne nadobúdajú charakteristickú hľuznatosť. Mikrofaciálne sú to biomikritické vápence, kde dominantnou biogénnou zložkou sú planktonické krionoidy rodu *Saccocoma* sp.. Druhoradé organizmy sú kalcifikované rádiolárie, úlomky krinoidov, ihlice húb a *Globochaete alpina* Lombard. Opísané súvrstvie je charakterizované sakkokomovo-rádiolárioviou, sakkokomovo-aptychovou (obr. 2) a sakkokomovou mikrofáciou. Na základe planktonických krinoidov rodu *Saccocoma* sp. patria vrchné červené hľuznaté vápence kimeridžu. Mocnosť súvrstvia dosahuje 10 m.

Kalpionelové vápence

V nadloží vrchných červených hľuznatých vápencov sú sivé, ružovkasté a pleťové sublitografické lavicovité, v spodných častiach pseudohľuznaté vápence typu biancone s typickými stylolitmi. Sporadicky obsahujú rohovce šedej a šedomodrej farby, ktorých smerom do nadložia pribúda. Mikrofaciálne môžeme tieto vápence definovať ako biomikrity. Základná hmota je mikritická, obsahuje veľké množstvo organogénnej zložky, kde dominujú tintinoidné infuzórie s druhmi: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murd. — Filip.), *Remainella cadischiana* (Colom), *Crassicolaria parvula* Remane, *Cadosina malmica* (Borza). Stratigraficky patria do spodného — vrchného titónu. Pre spodný titón je typická sakkokomovo-kalpionelová a kalpionelovo-aptychová mikrofácia (obr. 3). Stredný a vrchný titón je charakterizovaný kalpionelovo-tintinnopselovou mikrofáciou (obr. 2, tab. XIV). Mocnosť kalpionelových vápencov dosahuje 40 m.


KIMERIDGE
AALEN-OXFORD
TOARK
DOMÉR
CARIX
LOTARING
Saccocoma sp.
kalcifikované radiolárie
Hybolites cf. würtem-bergiens (Oppel)
Calliphilloceras cf. nillsoni (Heb.)
Amaltheus margaritatus de Montfort
Pleuroceras spinatum (Brug.)
Uptonia jamesoni (Sowerby)
Lytoceras sp.
Inoceramus ventricosus (Sowerby)
Inoceramus cf. vetustus (Sowerby)
Oxytoma muensteri (Goldfuss)
Lobothyris adnethensis (Suess)
Spiriferina obtusa Oppel
Ausseites sp.
Echioceras raricostatum (Zieten)
Paltechioceras tardecres-censis (Hauer)
NEOKOM
TITON
Olcostephanus astieri (d'Orbigny)
Nannoconus Kamptner
Tintinopsella carpathica (Murgeanu-Filipescu)
Calpionella alpina Lorenz
Calpionella elliptica Cadisch
Cadosina malmica (Borza)
Crassicolaria parvula Remane
Tintinopsella carpathica (Murgeanu-Filipescu)
Remanella cadischiana (Colom)
Saccocoma sp.
Pygope triangulus Lamarck
Pygope diphya (Colom)
m
15
10
5
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
a
b
c
d
e
f
g
h
i
j
k
l
m
n

Škvrnité slienité vápence s rohovcami

Vo vrstevnom slede nasledujú za vápencami titónu. Ide o súvrstvie šedých, tmavošedých lavicovitých škvrnitých vápencov s čiernymi rohovcami. Medzi lavicami vápencov sa sporadicky vyskytujú vložky šedých bridličnatých slieňov. Mikrofaciálne sú to biomikritické vápence s neokomskými infuzóriami: *Tintinopsella carpathica* (Murg. — Filipescu), *Tintinopsella oblonga* (Cadisch), *Remaniella cadischiana* (Colom), úlomkami ihlíc húb, kalcifikované ostrakódy a *Globochaete alpina* Lombard. Táto časť súvrstvia patrí do spodnej časti. Vrchná časť je vytvorená z rádioláriovo-nannokónovej mikrofácie, ktorá stratigraficky zodpovedá hauterivu-barému. Nannokóny sú zastúpené druhom *Nannoconus* Kamptner. Amonitová fauna bohatá na druh *Olcostephanus astieri* (d'Orbigny) poukazuje na hauteriv. Súvrstvie neokomských vápencov buduje najväčšiu časť študovaných bradiel a dosahuje mocnosť 100 m.

Manínsky príkrov

V jadre falošnej antiklinály bradla Havranský vrch sa pieninský neokom tektonicky stýka s flyšovou sekvenciou (8-10-18-28 cm), kde je pomer pieskovcov k slieňom 5 : 1. Hrúbka zrna kolíše v rozsahu veľmi jemnozrnný pieskovec až aleurit. Foraminiferová fauna zo slieňov je zastúpená druhom *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss) typickým pre alb, avšak s náznakom redepozície, takže otázka veku flyšovej sekvencie nie je vyriešená, ale určite ide o strednú alebo vrchnú kriedu. Južne od Havranského vrchu vystupujú flyšové sekvencie manínskeho príkrovu

Obr. 2. Litologicko-stratigrafický profil bradlom Havranský vrch (J. Haško 1975)

Vysvetlivky:

1 — škvrnité slienité vápence s rohovcami, 2 — kalpionelové vápence, 3 — pseudohľuznaté kalpionelové vápence, 4 — vrchné červené hľuznaté vápence, 5 — rádiolarity, 6 — rádiolarity a rádioláriové vápence, 7 — vložky hľuznatých vápencov s červenými rohovcami, 8 — červené kremité bridlice, 9 — spodné červené hluznaté vápence, 10 — škvrnité kremité vápence, 11 — celistvé sivozelené vápence — kozinské vrstvy, 12 — škvrnité slienité vápence, 13 — biomikrit, a — tintinopselly, b — sakkokomy, c — rádiolárie, d — foraminifery, e — ostrakódy, f — kadosíny, g — ihlice húb, h — globochéty, i — kalpionely, j — lamelibranchiáty, k — amonity, l — tenkolastúrnaté lamelibranchiáty, m — krinoidy, n — aptychy.

Fig. 2 Lithological-stratigraphical profile of the klippe Havranský vrch
Explanations:

1 — Spotted marly limestones with cherts, 2 — Calpionella limestone, 3 — Pseudonodular calpionella limestones, 4 — Upper red nodular limestones, 5 — Radiolarites, 6 — Radiolarites and radiolarian limestones, 7 — Intercalations of nodular limestones with red cherts, 8 — Red siliceous shales, 9 — Lower red nodular limestones, 10 — Spotted siliceous limestones, 11 — Compact greyishgreen limestones-Kozinska beds, 12 — Spotted marly limestones, 13 — Biomicrite, a — Tintinopsella, b — Saccocoma, c — Radiolarians, d — Foraminifers, e — Ostracodes, f — Cadosina, g — Sponge-spicules, h — Globochaetes, i — Calpionells, j — Lamellbranches, k — Ammonites, l — thin-shelly Lamellibranches, m — Crinoids, n — Aptychae.

(oblasť Pupovho vrchu) veku koniak-spodný santón, do ktorého patrí i opísané súvrstvie. Túto interpretáciu by potvrdzoval fakt, že flyšové sekvencie alb-spodný santón manínskeho príkrovu sú bezprostredne a výrazne zastúpené južne od bradla Havranský vrch a Kozinec, v pásme Horná Tižina — Sihelky — Pupov vrch. Flyš tohto pásma bol zaraďovaný k pieninským jednotkám vrchnej kriedy bradlového pásma. Podľa toho flyšové sekvencie nie sú normálnym stratigrafickým nadložím pieninského neokomu, ale sú vyššími stratigrafickými členmi manínskeho príkrovu.

Tektonika

Tektonické procesy, ktoré postihli oblasť bradlového pásma pri Zázrivej, majú vrásový charakter, ktorý je základným tektonickým elementom budujúcim bradlo Havranský vrch a Kozinec, vytvorené počas sávskej orogenetickej fázy. Pritom celá oblasť nadobudla juhovergentný charakter domnelej antiklinály. V jej jadre sa nachádza flyšová sekvencia manínskeho príkrovu, tektonicky sa stýkajúca s pieninským neokomom. Čelo vrásy je vytvorené zo škvrnitých vápencov lotharingu a kozinskými vrstvami carixu. Súvrstvia sú silne tektonicky postihnuté, čo spôsobilo na niektorých miestach lokálne vyvalcovanie a v neokome intenzívne prevrásnenie škvrnitých slienitých vápencov s rohovcami. Spolu s vrásnivými pochodmi bol zo severu na bradlá presúvaný paleogén oravsko-magurskej jednotky, takže dnes sa bradlá Havranský vrch a Kozinec javia ako tektonické okno vyčnievajúce z paleogénu.

Záver

Výsledky stratigraficko-litologického a tektonického štúdia bradla Havranský vrch — Kozinec možno na základe podobných výskumov porovnávať s bradlami Oravský hrad a Červený Kameň pri Podbieli. Ukazuje sa, že môže ísť o nové, dosiaľ v tejto časti bradlového pásma nezistené sukcesie, ktoré z hľadiska geologickej stavby a paleogeografickej interpretácie bradlového pásma Oravy, ako aj bradlového pásma vôbec, majú veľký význam.

Identifikovanie manínskeho príkrovu v tejto oblasti, ako aj zastúpenie flyšových sekvencií vo východných častiach bradlového pásma Oravy, ktorých stratigrafické rozpätie a tektonická príslušnosť zatiaľ nie je jednoznačne vyriešená, umožňuje interpretovať sedimentačný priestor manínskeho príkrovu medzi pienidami a tatridami.

Do tlače odporučil A. Began.

Ďakujem dr. Márii Kochanovej, CSc., dr. J. Pevnému, CSc., dr. O. Samuelovi, DrSc. a dr. M. Rakúsovi, CSc. z Geologického ústavu D. Štúra za určenie fauny.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech část III: Tektonika. Rozpravy státního geologického ústavu str. 37—38 tab. XIII sv. IX, Praha.

HAŠKO, J. 1973: Pieniny Group of the Klippen belt-Havranský vrch, in M. Maheľ et al, 1973 Tectonical Structures of the West Carpathian. Guide to Excursion A p. 52—53. Geological institute of D. Štúr, Bratislava.

HAŠKO, J. 1975: Le membre de Kozinec-nouvelle unité stratigraphique de la succesion Pienine de passage de la zone des Klippes (Carpathes de la Slovaquie). Geol. zborník-Geologica Carpathica XXVI, 1, 83—84 Bratislava.

HAŠKO, J. 1975: Geologická stavba bradlového pásma Kysuckej vrchoviny a Oravy. Kandidátska dizertačná práca. Archív GÚDŠ, Bratislava.

Vysvetlivky k tabuľkám XXIII—XXIC

Tabuľka XXIII

Obr. 1 Filamentová fácia z červených hľuznatých vápencov toarku s prímesou klastického kremeňa. Bradlo Havranský vrch pri Zázrivej. Foto M. Švec. zväčš. 36×.

Obr. 2 Sakkokomovo-aptychová mikrofácia z červených hľuznatých vápencov kimeridža. Bradlo Havranský vrch pri Zázrivej. Foto M. Švec. Zväčš. 36×.

Tabuľka XXIC

Obr. 1 Kalpionelovo-aptychová mikrofácia spodného titónu. Bradlo Havranský vrch pri Zázrivej. Foto M. Švec. Zväčš. 36×.

Obr. 2 Kalpionelová mikrofácia titónu. Bradlo Havranský vrch pri Zázrivej. Foto M. Švec. Zväčš. 65×.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 49—67 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Jaroslav Haško — Ondrej Samuel

Stratigrafia kriedy var nskeho úseku bradlového pásma

2 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors present results of geological-stratigraphical researches of the Cretaceous in the Varín part of the Klippen Belt. Geological structure of the part described comprises the Kysuca group (Hettangian — Lower Maastrichtian), the Czertezice group (Aalenian — Neocomian) and the Orava group (Lotharingian — Neocomian) is superimposed on the above mentioned units of the Klippen Belt. Since in the Cretaceous of the area described, there are more standard lithostratigraphical-facial description and microbiostratigraphical rang of the units.

Úvod

Varínsky úsek bradlového pásma vytvára kysucká, czertezická a oravská séria. Plocho na uvedené série je nasunutá manínska séria, spod ktorej vystupujú niektoré litofaciálne členy bradlového pásma vo forme tektonických okien. Rudimentárne po ich vnútornej strane sa tiahne tzv. pribradlový paleogén, ktorý má litologickofaciálne i stratigraficky najviac spoločných znakov s hričovsko-žilinským paleogénom stredného Považia*, ako aj vnútrokarpatský paleogén, ktorý sa miestami tektonicky stýka s bradlovým pásmom. Po vonkajšej strane (S resp. SZ) bradlové pásmo sa tektonicky stýka s magurskou jednotkou, ktoré tu reprezentuje hlavne čiastková bystrická jednotka.

Bradlovému pásmu na Považí i Orave venovali pozornosť geológovia už v minulom storočí. Prvé zmienky o študovanej oblasti pochádzajú z prvej polovice minulého storočia (Ch. A. Zipschera 1816, L. Zejsznera 1841, 1856, A. Boué 1830, Ch. Kefersteina 1831, G. G. Puscha 1836, C. Romingera 1847).

V súčasnom období tieto práce majú len historický význam. Cennejšie údaje z tohto úseku bradlového pásma pochádzajú z obdobia prehľadného geologického mapovania Ríšskym geologickým ústavom vo Viedni. L. Hohenegger (1855), C. M. Paul (1867, 1868), F. V. Hauer (1896), najmä však D. Štúr (1860) opisujú početné nálezy makrofauny, na základe ktorej stanovili základnú sukcesiu

RNDr. J. Haško, — RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava,

* jeden z autorov (O. Samuel 1972) ho vyčlenil do samostatného — varínskeho vývinu.

vrstiev bradlového pásma. Na začiatku tohto storočia bradlové pásmo v úseku medzi Varínom a Dolným Kubínom študoval V. Uhlig (1902) za spolupráce R. Schuberta, ktorý prvý podal mikropaleontologický opis gbelianskych slieňov. V dvadsiatych až tridsiatych rokoch sa o študovanom území zmienil aj J. Oppenheimer (1927, 1928, 1929). Najväčší prínos vo výskumoch bradlového pásma priniesli práce D. Andrusova (1926, 1927, 1929, 1930), najmä však jeho syntetizujúca práca z roku 1931, v ktorej sú uvedené základné princípy geologicko-tektonickej stavby a stratigrafická schéma jednotlivých sérií, doložené všetkými vtedy dostupnými paleontologickými údajmi. Toto dielo spolu s geologickou mapou listu Žilina a menších rekognoskačných prác bolo podkladom aj pre edíciu regionálnych geologických máp (1 : 200 000) opisovanej oblasti. Mikrobiostratigrafie niektorých kriedových súvrství sa dotýka E. Scheibner a V. Scheibnerová (1958).

V posledných piatich rokoch varínsky úsek bradlového pásma i s priľahlým oravským úsekom podrobne geologicky, tektonicky študoval J. Haško a mikrobiostratigraficky O. Samuel. Niektoré čiastkové výsledky týkajúce sa najmä stratigrafických problémov jury boli z tejto oblasti už zverejnené (J. Haško 1973a, b; 1975, 1976, 1977 resp. J. Haško et E. Planderová 1977). Na základe podrobných terénnych prác a mikrobiostratigrafických analýz v tejto práci uvádzame nové resp. spresnené litofaciálne a stratigrafické výsledky typových sukcesívnych litostratigrafických jednotiek kriedy jednotlivých sérií.

Litofaciálny a mikrobiostratigrafický opis

Kysucká séria

Kysucká séria v študovanej oblasti má vrstevný sled len od hettangu po stredný maastricht. Štandardný vrstevný sled kysuckej série možno študovať na dvoch bradlách: bradlo Chotúč pri Vršatci a Rudinské bradlo v údolí rieky Kysuce pri Brodne. Jura kysuckej série má tento vrstevný sled:

— grestenské vrstvy — hettang až sinemur
— zázrivské vrstvy — sinemur až lotaring
— tmavosivé škvrnité slienité lavicovité vápence — lotaring
— posidoniové vrstvy — aalen
— nadposidoniové vrstvy — bajok až kelloway
— rádiolarity a rádiolóriové vápence — oxford
— červené hľuznaté vápence — kimeridž
— kalpionelové vápence — titón

Krieda kysuckej série sa pozvoľne vyvíja z vrchnojurských — titónskych vápencov. Spodnú kriedu (neokom — valangin — hauteriv) tvoria šedé až tmavošedé škvrnité slienité vápence s rohovcami. Rohovce smerom do nadložia pribúdajú až vo vrchných častiach súvrstvia, kde vytvárajú súvislé polohy. Medzi lavicami vápencov

sa ojedinele nachádzajú 5—7 cm mocné vložky šedých bridličnatých slieňov. Ich vek bol stanovený na základe infuzórií i makrofauny. Z infuzórií boli identifikované *Tintinnopsella carpathica* Murgeanu et Filipescu, *T. cadishiana* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadish), *Remaniella cadishiama* (Colom), *Calpionella austriaca* Kristan. Uvedené infuzórie sú dominantnou biozložkou v spodnej časti súvrstvia. Vo vyšších častiach sa vyskytujú už len sporadicky. Okrem infuzórií a biozložky podradnejšie sú zastúpené ihlice húb, prierezy tenkolastúrnatých lamelibranchiátov, ďalej ostrakódy a *Globochaete alpina* Lombard. Makrofaunu zastupujú amonity, brachiopódy a belemnity. Z nových nálezov amonitov (J. Haško) boli identifikované (M. Rakús) *Olcostephanus* sp. (valangin), *Crioceratites* ex gr. *sornay* Sarkai (hauteriv) a *Neocomites* sp. (neokóm). Vekové rozpätie uvedených druhov potvrdzuje aj valanginsko-hauterivský vek opisovaného súvrstvia.

Súvrstvie neokómskych škvrnitých slienitých vápencov sa usadzovalo spočiatku v hlbokomorských podmienkach s pelagickou faunou, bez prínosu terigénneho materiálu. Abysálnu sedimentáciu nám indikujú aj vápence s rádiolériami, ktoré tvorili hlavnú zložku pri vzniku rohovcov. Smerom do nadložia rohovcov pribúda a vo vyšších častiach súvrstvia tvoria súvislé polohy. Prínos malého množstva terigénneho materiálu v podobe krinoidov pozorujeme až v nadložných častiach súvrstvia, čo svedčí o splytčovaní sedimentačného prostredia.

Neokómske súvrstvie je intenzívne zvrásnené. Jeho maximálna mocnosť je 210 m (napr. v doline Veľké Ostré).

Koňhorské vrstvy sú ďalšou sukcesívnou litostratigrafickou jednotkou kysuckej série. Hranica medzi neokómskymi škvrnitými slienitými vápencami je pozvoľná. V starších prácach neboli vyčlenené ako osobitná fácia, ale považovali sa za súčasť tzv. rudinských vrstiev. Z litofaciálneho hľadiska ide o tmavosivé až čierne bridličnaté sliene, miestami s vložkami škvrnitých slienitých vápencov, ktoré sa dajú dobre vymedziť aj pri mapovaní. Zrejme tieto dôvody viedli D. Andrusova a O. Samuela (1973) k tomu, že tmavosivé až čierne bridličnaté sliene vyčlenili ako osobitnú litostratigrafickú jednotku, ktorú nazvali koňhorskými vrstvami. Vo varínskom úseku koňhorské vrstvy sa nachádzajú v podobe šošoviek v nadloží titónsko-neokómskych vápencov v pruhu tiahnúcom sa od bradla Rochovica na pravom brehu rieky Kysuce až po zárez cesty v doline Veľké Ostré, kde dosahujú najväčšiu hrúbku. Ich najvýchodnejší výskyt je v bradle Lysica. Nesúvislé vystupovanie koňhorských vrstiev je zrejme podmienené tektonickým vyvalcovaním plastických bridličnatých slieňov. Na typovej lokalite (Koňhora), ako aj vo vzorkách z ďalších odkryvov obsahujú stratigraficky identické asociácie foraminifér aptského veku. V analyzovaných asociáciach dominujúce postavenie má planktón reprezentovaný hlavne zástupcami rodu *Hedbergella*. Z významnejších druhov sa tu vyskytuje *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *H. trocoidea* (Gandolfi), *Planomalina (P.) cheniourensis* (Sigal), *Biticinella breggiensis* (Gandolfi) a *Hedbergella* ex gr. *roberti* (Gandolfi).

Tissalské vrstvy* vyčlenili ako samostatnú litostratigrafickú jednotku M. Muratov a N. I. Maslaková (1950) v zakarpatskej časti bradlového pásma. Podľa nich ide o tenké vrstvy modrošedých a zelených slieňov, striedajúce sa s lavicami zelenkastých vápencov. Autori z nich uvádzajú makrofaunu i foraminifery, ktoré poukazujú na alb až cenomanský vek opisovaných vrstiev. V dôsledku veľkej faciálnej podobnosti a analogickej stratigrafickej pozície uvedených vrstiev vo východnej i západnej časti Slovenska, D. Andrusov a O. Samuel (1973) navrhovali používať termín tissalské vrstvy aj pre československú časť bradlového pásma. Rozčlenením rudinských vrstiev (E. Scheibner — V. Scheibnerová 1958) na dve litostratigrafické jednotky sa ich ďalšie používanie stalo bezpredmetné.

V skúmanej oblasti sú tissalské vrstvy vytvorené zo zelených, zelenošedých miestami až hnedočervených škvrnitých vápencov, s 10—15 centimetrovými vložkami zelených, zelenošedých, často tiež škvrnitých slieňov. V ich vyšších častiach sliene prevládajú, niekde prechádzajú až do tvrdých slieňovcov. Typické vrstvy s prevahou slieňovcov sú vyvinuté v zárezе cesty v doline Veľké Ostré. Sliene a slieňovce obsahujú asociácie prevažne planktonických foraminifér. Druhy *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *H. roberti* (Gandolfi), *Thalmanninella ticinensis subticinensis* (Gandolfi), *T. ticinensis ticinensis* (Gandolfi), *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi) poukazujú na stredný až najvyšší alb analyzovanej časti tissalských vrstiev. V lavici zelenošedých vápencov v zárezе cesty bradla Rochovica bolo nájdené bohaté monospoločenstvo *Aucellina gryphaeoides* (Sowerby), ktoré taktiež poukazuje na albský vek tissalských vrstiev. Obdobné vápence s aucellinami vystupujú v podobe šošoviek v budinažnej stavbe bradla Lysica. Najvýchodnejšie výskyty týchto vrstiev boli pozorované v zárezе cesty na „Trošacké" v Zázrivej Končitej a v izolovanom bradle južne od Pavlaškovej skaly v Zázrivej Plešivej. Z mikrofaciálneho hľadiska ide o biomikritické vápence s „hedbergellovou" mikrofáciou. Najväčšia hrúbka tissalských vrstiev je 40 m.

Lalinocké vrstvy

V nadloží tissalských vrstiev je vyvinutý komplex pestrých slieňov, ktoré sa v starších prácach označovali ako spodné globotrunkánové sliene. E. Scheibner a V. Scheibnerová (1958) ich vyčlenili do samostatnej litostratigrafickej jednotky. Lalinocké vrstvy sú vytvorené z červenošedých, ružovošedých alebo svetlošedých, často škvrnitých slieňov až slieňovcov, ktoré sú miestami bridličnaté. Z mikrofaciálneho hľadiska ich možno charakterizovať ako biomikrity, pričom biozložku tvoria výlučne foraminifery. Obsah $CaCO_3$ v slieňoch sa pohybuje od 53—67 %, z čoho vyplýva, že ide vlastne už o vápnité sliene resp. slieňovce.

Lalinocké vrstvy na typovej lokalite (Lalinok) obsahujú bohatú mikrofaunu, z ktorých dominuje *Thalmanninella reicheli* (Mornod), *T. greenhornensis* (Mor-

* Mladším homonymom je „tissalská fácia", pod ktorou V. I. Slavín (1956) označil červeno sfarbené jurské sedimenty.

row), *Rotalipora montsalvensis* (Mornod), *R.* ex gr. *cushmani* (Morrow). Na základe vertikálneho rozšírenia uvedených druhov môžeme konštatovať, že ide o vrchný cenoman, resp. o typickú karpatskú biozónu (cf. J. Salaj — O. Samuel 1966). V strednej časti mapovaného územia lalinocké vrstvy tvoria úzky pruh z červených, fialových a šedých slieňov. Typické odkryvy sú v doline Veľké Ostré a pri rekreačnej chate ZVL Kysucké Nové Mesto. Ich najvýchodnejší výskyt je pri bradle Lysica, kde obklopujú po celom obvode súvrstvie neokómskych škvrnitých vápencov a sú typickou ukážkou budinážnej stavby. Asociácie foraminifér majú prevažne rovnaké zloženie ako foraminifery na typovej lokalite v Lalinku. Najspodnejšie polohy však obsahujú asociácie s prevahou druhu *Thalmanninella appenninica* (Renz), *T. evoluta* (Sigal), *T. globotruncanoides* Sigal, *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *P. marginoaculeata* (Loeblich — Tappan). Tento typ asociácie je charakteristický pre karpatskú zónu *Thalmanninella appenninica*, ktorú J. Salaj — O. Samuel (1966) dávajú do vzťahu s vrchnou časťou spodného a spodnou časťou stredného cenomanu. Z uvedeného vyplýva, že lalinocké vrstvy v študovanej oblasti sa začali usadzovať evidentne v strednom cenomane a kulminovali vo vrchnom cenomane. Ich hrúbka je rozdielna. Zatiaľ čo v západnej časti pri obci Lalinok dosahuje iba 100 cm, v strednej a východnej časti sú hrubé až 25 m. Spôsobené je to sekundárnym faktorom, t. j. tektonickým vyvalcovaním inak veľmi plastických slieňov. Z genetického hľadiska sliene lalinockých vrstiev môžeme porovnávať s červeným bahnom hemipelagických sedimentov recentných morí. V ich najvyšších častiach sa začínajú objavovať vložky vápnitých pieskovcov, ktoré nám signalizujú splytčovanie a nástup sedimentácie flyšových resp. flyšoidných fácií reprezentovaných kysuckými a snežnickými vrstvami.

Kysucké vrstvy

V nadloží pestrých slieňov lalinockých vrstiev leží súvrstvie tvorené červenými bridličnatými slieňmi s vložkami jemnozrnných oligomiktných pieskovcov s karbonatickým tmelom. Lavice pieskovcov sú hrubé 5—15 cm a smerom do nadložia ich pribúda. Pravidelné striedanie pieskovcov s polohami slieňov je prejavom splytčenia sedimentačného priestoru a odrazom výraznejších paleogeografických zmien nielen v pienidnej, ale v celej karpatskej geosynklinále. Vo varínskom úseku kysucké vrstvy vystupujú ako šošovky, pozvoľne prechádzajúce do sivých bridličnatých a pieskovcov snežnických vrstiev. Kysucké vrstvy sa vyskytujú v okolí Lalinka, z. od obce Vranie, ďalej v potoku južne od k. Holý vrch, s. od Vadičova a v potoku Veľké Ostré, kde sa nachádza typová lokalita. Asociácie foraminifér v tejto lokalite pozostávajú z druhov *Praeglobotruncana oraviensis oraviensis* Scheibnerová, *P. oraviensis trigona* Scheibnerová; v niektorých asociáciách sú v absolútnej prevahe (60—90 %). K ďalším významným druhom patrí *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *H. praehelvetica* (Trujilo) a *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod). Uvedený typ asociácie sa nachádza vo všetkých skúmaných odkryvoch a je charakte-

ristický pre karpatskú subzónu *Praeglobotruncana oraviensis trigona*, ktorú J. Salaj a O. Samuel (1966) korelujú so spodnou časťou stredného turónu. Podrobné litologicko-faciálne a mikrobiostratigrafické výskumy ukazujú, najmä v profile s. od Vranieho, že kysucké vrstvy laterálne prechádzajú do snežnických vrstiev. Dokumentuje to aj stratigraficky analogická mikrofauna v sivých slieňoch, ktoré z litologického hľadiska patria už snežnickým vrstvám, ako aj nález inocerámov (*I.* cf. *hercynicus* Petraschek), taktiež v sivých slieňoch jv. od Snežnice (poľná cesta smerom na k. Háj, 596 m). Podľa literárnych údajov stratigrafické rozpätie uvedeného druhu zodpovedá približne karpatskej zóne *Praeglobotruncana imbricata* až subzóne *P. oraviensis trigona*.

Intenzívne prevrásnenie kysuckých vrstiev južne od k. Holý vrch (sev. od Prostredného Vadičova) vzbudzuje dojem veľkej hrúbky tohto súvrstvia. V študovanej oblasti však nepresahuje hrúbku 20 m.

Snežnické vrstvy

Nad kysuckými vrstvami vystupuje v pozvoľnom prechode flyšoidné súvrstvie. Červené bridličnaté sliene sú vystriedané sivými, tmavosivými slienitými alebo piesčitými bridlicami, ktoré sa striedajú s oceľovosivými jemnozrnnými vápnitými pieskovcami, na niektorých miestach s drobnými pieskovcami s obsahom rastlinného detritu. Striedanie dvoch litologicky odlišných členov dáva súvrstviu ráz drobnorytmického flyšu. Pomer oboch zložiek je v celej mapovanej oblasti premenlivý. Na vrstevných plochách pieskovcov možno sledovať hojné hieroglyfy, mechanoglyfy i bioglyfy. Najčastejšie sú stopy po lezení červov (paleobulie), ktoré sú pre pieskovce tohto súvrstvia veľmi charakteristické. Lavice v spodných častiach súvrstvia väčšinou dosahujú hrúbku 10—15 cm, kým vo vyšších častiach 30—40 cm. Stratigrafický rozsah snežnických vrstiev bol skúmaný na všetkých odkryvoch. Na typovej lokalite (okolie obce Snežnice) tmavošedé až šedé slienité bridlice obsahujú veľmi charakteristické asociácie zodpovedajúce strednoturónskej zóne *Helvetoglobotruncana helvetica*. Okrem homonymného druhu tejto zóny z významnejších foriem sa vyskytujú *Praeglobotruncana oraviensis oraviensis* (Scheibnerová), *P. oraviensis trigona* (Scheibnerová), *P. biconvexa biconvexa* (Samuel — Salaj), *P. biconvexa gigantea* (Samuel — Salaj), *P. imbricata* (Mornod); *P. hagni* Scheibnerová, *Globotruncana turona* (Olbertz) atď. Z nadložných častí súvrstvia, ktoré prechádza už do vrstiev s exotickými zlepencami, bola zo sivých slieňov identifikovaná asociácia, ktorá sa odlišuje od predchádzajúceho spoločenstva a je charakteristická už pre vrchnoturónsku zónu *Marginotruncana scheegansi*. Vyskytuje sa tu *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny), *G.* cf. *coronata* Bolli, *G. renzi* Gandolfi, *G. schneegansi* (Sigal), *G. coldriensis* Gandolfi, *Stensioeina praexsculpta* (Keller). V najvyšších častiach snežnických vrstiev sa objavujú asociácie s dominujúcim postavením *Globotruncana coronata* Bolli na jednej strane a bez indexových turónskych foriem na strane druhej. Tento typ asociácií nám indikuje už koniacky

vek, z čoho vyplýva, že sedimentácia snežnických vrstiev zasahuje až do koniaku. V šedých slienitých bridliciach J. Haško našiel *Inoceramus (Mytiloides) labiatus* (Schloth)*, ktorý nám stratigraficky indikuje najvyššiu časť spodného turónu. Tento nález, ako aj foraminifery nám potvrdzujú plynulý prechod a čiastočne alternujúcu stratigrafickú pozíciu kysuckých i snežnických vrstiev.

Lokálne sú snežnické vrstvy formované z bridličnaných slieňov červenej, zelenošedej alebo šedej farby so sporadickými vložkami 3—5 cm hrubých pieskovcov. Vyvinuté sú napr. v pruhu vystupujúcom v. od obce Brodno a JRD Snežnica. Asociácie foraminifér sú zložené z druhov charakteristických pre strednoturónsku zónu *Helvetoglobotruncana helvetica*. Z mikrobiostratigrafického rozboru vyplýva, že tieto bridličnaté sliene sa tektonicky neopakujú, ako sa doteraz niektorí autori domnievajú, ale sú v normálnej sukcesívnej stratigrafickej pozícii.

V zárezе cesty j. od obce Vranie vo flyšovom súvrství snežnických vrstiev vystupujú šošovky pevných i rozpadavých zlepencov. Podrobný opis profilu podávajú E. Scheibner — V. Scheibnerová (1964), ktorí ich stratigraficky začlenili do spodného turónu. Nové výskumy autorov však ukázali, že sliene vystupujúce v nadloží i podloží zlepencov obsahujú mikrofaunu strednoturónskeho veku, kým v pelitickej zložke zlepencových polôh bola zistená redeponovaná albská až cenomanská mikrofauna. Zo stratigrafického usporiadania valúnov, ktoré nie sú miestami diageneticky vôbec spevnené, vyplýva, že zlepence predstavujú sklzové telesá v snežnických vrstvách.

Snežnické vrstvy tvoria najväčší vrstevný komplex (400—500 m), ktorý je podľa hieroglyfov často v prevrátenej pozícii a intenzívne prevrásnený. Podľa M. Poláka (1969) snežnické vrstvy obsahujú amfibolovo-turmalínovú -hypersténovú asociáciu minerálov. Najhojnejšie je zastúpený amfibol (23 %), kým turmalín dosahuje hodnoty iba málo nad 1 %. Okrem uvedených minerálov vzácne sa vyskytuje zirkón, pyrit a sľudnaté minerály. Minerály metamorfovaných hornín neboli v snežnických vrstvách zatiaľ zistené. Z uvedeného vyplýva, že zdrojom boli bázické horniny, hlavne melafýry a diabázy.

„Upohlavské vrstvy"

Vystupujú v dvoch pruhoch. Severný pruh sa začína z. od Veľkého vrchu a pokračuje k Považskému Chlmcu, Kotrčinej Lúčke a končí pri Prostrednom Vadičove. Južný pruh vystupuje spod manínskej série, ktorá je ako subhorizontálny príkrov nasunutá na kysuckej sérii. Začína sa pri obci Teplička n/Váhom a ponára sa sz. od Nededze. Zlepence tvoria morfologicky výrazné hrebene, skalné steny, čím niektoré morfologické fenomény nadobúdajú pseudobradlový charakter.

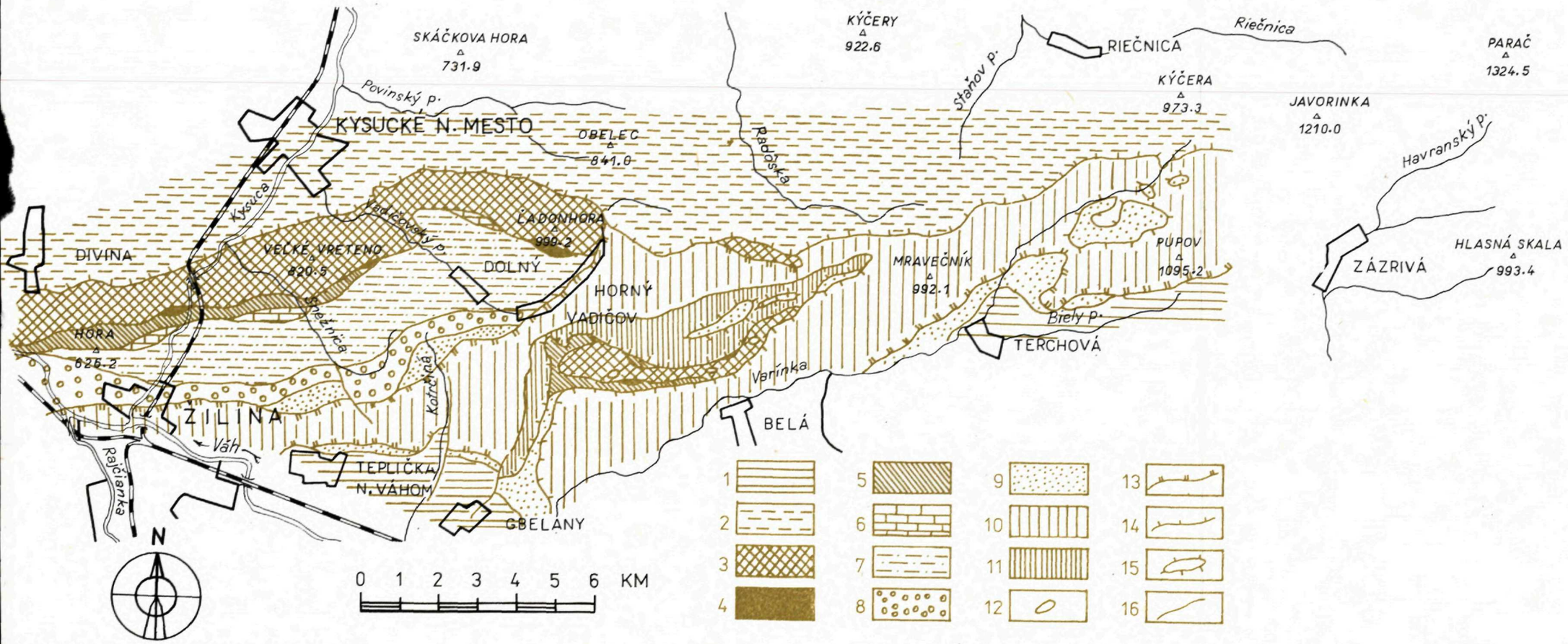
D. Štúr (1860) zaviedol pre zlepence bradlového pásma názov upohlavské zlepence, ktoré D. Andrusov (l.c.) modifikoval na upohlavské súvrstvie. Až do sedemdesiatych rokov 20. storočia považovalo sa toto súvrstvie za bazálnu transgre-

* Určenie akad. D. Andrusova

sívnu litofáciu tzv. vrchnokriedového cyklu. Výskumy A. Begana — K. Borzu — J. Salaja — O. Samuela (1965) však jednoznačne potvrdili heterochrónny vek upohlavských zlepencov, ako aj plynulý prechod medzi strednou a vrchnou kriedou. Výskumy z varínskeho úseku bradlového pásma sú v súlade s vyššie uvedenou predstavou autorov, nakoľko polohy zlepencov upohlavského typu sa začínajú objavovať už vo vrchných častiach snežnických vrstiev, kým na iných miestach (Zástranie, Kotrčiná Lúčka) vytvárajú polohy v pieskovcoch.

V študovanej oblasti sú zlepence polymiktné, rôzne diageneticky spevnené, zložené z dobre opracovaných valúnov. Na mnohých miestach obsahujú tenké polohy pieskovcov a vložky sivých a červených bridličnatých slieňov. Podrobný opis a zloženie zlepencov zo zárezu cesty z Považského Chlumca vykonal K. Borza (1966), stratigrafickú analýzu vypracovali A. Began — K. Borza — J. Salaj — O. Samuel (1965). Severozápadne od obce Kotrčiná Lúčka v zlepencových vrstvách sa nachádzajú poväčšine väčšie i menšie bloky vápencov, zelenej alebo ružovej farby. Makroskopicky pripomínajú organogénne rífové vápence vrchnosenónskeho resp. paleocénneho veku. Mikrofaciálne výskumy ukázali, že ide o oomikritické a oosparitové vápence, pričom v centrách oolitov sú uzatvorené rôzne organizmy. Medzi najpozoruhodnejšie patria planktonické krinoidy rodu *Saccocoma* a *Globochaeta alpina* Lombard. Okrem nich tintinoidné infuzórie druhov *Calpionella alpina* (Cadisch), úlomky lamelibranchiátov, foraminifér a rôzne úlomky bližšie neidentifikovaných organizmov. Vek vápencových blokov na základe mikrofaciálneho štúdia a prítomnosti rodu Saccocoma a kalpionel môžeme stanoviť na kimeridž — spodný titón. Vo vlastnom bradlovom pásme takýto litofaciálny plytkomorský typ nie je vôbec známy. Preto jeho zdrojovú oblasť treba hľadať v tzv. exotickom vale, ktorý bol v posledných rokoch predmetom pozornosti viacerých autorov (O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972; D. Andrusov — O. Samuel 1973; R. Marschalko — O. Samuel 1975, R. Marschalko — M. Mišík — L. Kamenický 1976, M. Mišík 1976) vzhľadom na jeho paleogeografickú rekonštrukciu a tektonickú pozíciu v sústave Západných Karpát.

Vyššie opísané polohy sivých a červených slieňov obsahujú mikrofaunu foraminifér i nanoplanktónu. Z foraminifér boli z viacerých vzoriek identifikované druhy *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny), *G. angusticarinata* (Gandolfi), *G. coronata* Bolli, *G. tricarinata* (Quereau), *G. concavata* (Brotzen), *Sigalia deflaensis* (Sigal), ktoré poukazujú na koniacko-spodnosantónsky vek analyzovanej časti vrstiev. Na iných miestach vložky slieňov obsahujú nevýraznú aglutinovanú mikrofaunu s deformovanými dvojkýlovými globotrunkánami, ktoré vylučujú starší vek ako vrchný turón. Na základe nových mikrobiostratigrafických výskumov, ako aj niektorých starších údajov vrstvy s upohlavským typom zlepencov v mapovanej oblasti zodpovedajú hlavne koniaku až spodnému santónu, pričom nevylučujeme ani možnosť ich zasahovania do vrchného turónu na jednej strane a vrchného santónu na strane druhej. Hrúbka súvrstvia v študovanej oblasti je maximálne 260 m.

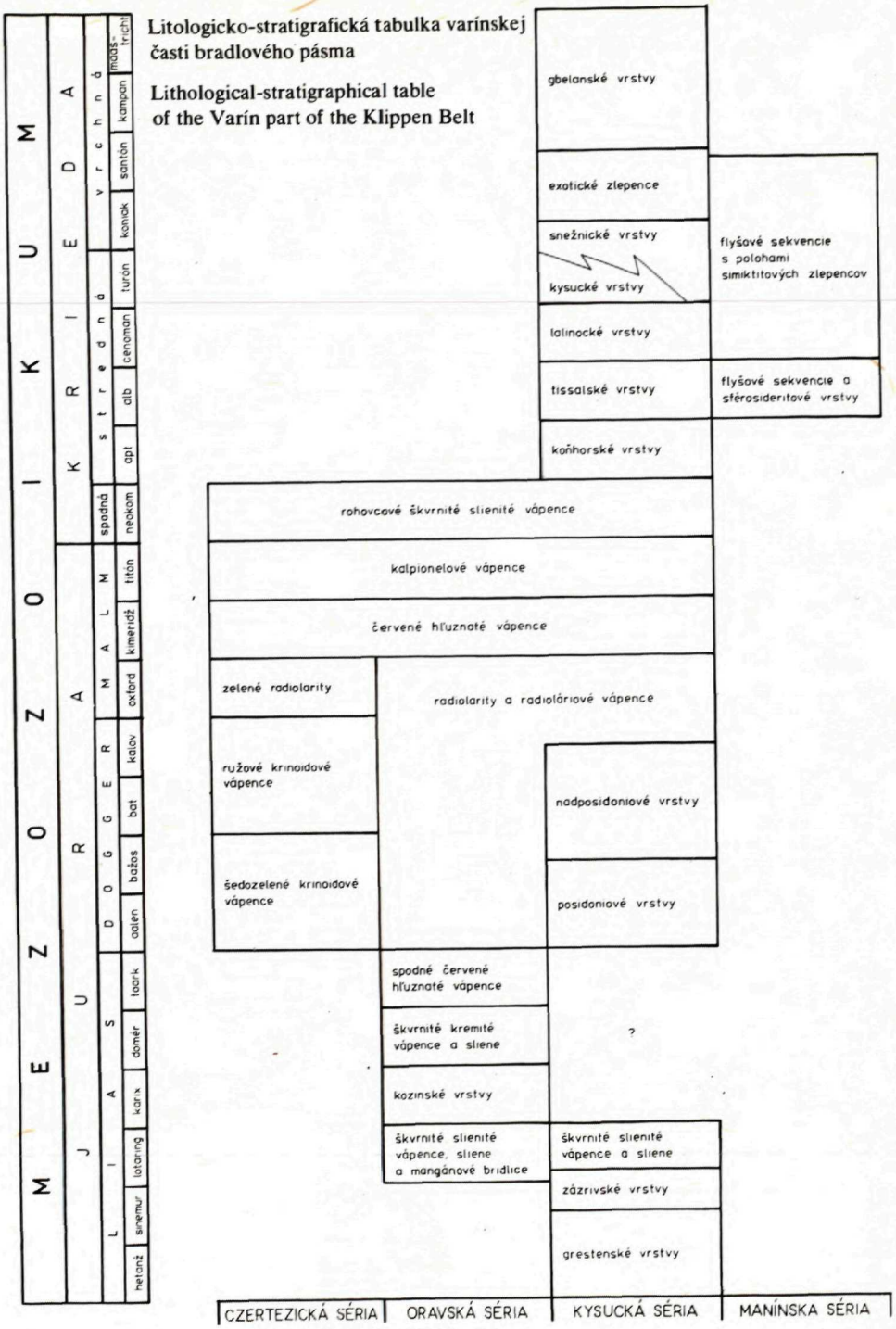


Geologická mapa varínskej časti bradlového pásma
Legenda:
1 —hričovsko-podhradský paleogén (cuis — ilerd), 2 — magurský paleogén-bystrická jednotka (eocén). Kysucká séria: 3 — bridlice, rádiolarity, vápence (aalen — apt), 4 — tissalské vrstvy (alb), 5 — lalinocké vrstvy (cenoman), 6 — kysucké vrstvy spodný turón), 7 — snežnické vrstvy (turón), 8 — exotické zlepence (koniak — sp. santón), 9 — gbelianske vrstvy (santón — sp. maastricht). Manínsky príkrov: 10 — flyšové sekvencie (alb — spodný santón), 11 — sférosideritové vrstvy (alb), 12 — tektonické trosky manínskeho príkrovu, 13 — príkrovové línie, 14 — prešmykové línie, 15 — tektonické okná, 16 — zlomy

Geological map of the Varín part of the Klippen Belt
Legend:
1 — The Hričov — Podhradie Paleogene (Cuisian-Ilerdian), 2 — The Magura Paleogene — the Bystrica Unit (Eocene). The Kysuce group: 3 — schists, radiolarites, limestones (Aalenian-Aptian), 4 — the Tissal beds (Albian), 5 — the Lalinok beds (Cenomanian), 6 — the Kysuca beds (Lower Turonian), 7 — the Snežnica beds (Turonian), 8 — exotic conglomerates (Coniacian — Lower Santonian), 9 — the Gbelany beds (Santonian — Lower Maastrichtian). The Manín nappe: 10 — Flysch sequences (Albian- — Lower Santonian), 11 — spherosiderite beds (Albian), 12 ——tectonic outliers of the Manín nappe, 13 — nappe lines, 14 — overthrust lines, 15 — tectonic windows, 16 — faults.

Litologicko-stratigrafická tabulka varínskej časti bradlového pásma

Lithological-stratigraphical table of the Varín part of the Klippen Belt



Tvoria ich pestré bridličnaté sliene až slieňovce. D. Štúr (1860) ich označil ako púchovské sliene. Nakoľko v bezprostrednom okolí Púchova nie sú vyvinuté sliene, nie je doteraz jasné, ktorý typ slieňovcov mal D. Štúr na zreteli. V širšom okolí Púchova slieňovce rôzneho typu vystupujú až pri Vieske, Dohňanoch a Ihrišti.

A. Liebus et R. J. Schubert (1903) označujú sliene pri Gbelanoch a v ich okolí ako „Inoceramen Schichten von Gbelany" a opisujú z nich veľmi bohatú bentósnu foraminiferovú mikrofaunu bez globotrunkán. Je zaujímavé, že asociácie foraminifér podobného typu, ako uvádzajú vyššie spomínaní autori, neboli ani pri detailnom odbere vzoriek z okolia Gbelian zistené. Všeobecne pre slieňovce bradlového pásma sú charakteristické planktonické asociácie s dominujúcim postavením zástupcov rodu *Globotruncana*. Preto sa domnievame, že foraminifery opísané A. Liebusom et R. J. Schubertom (l.c.) najpravdepodobnejšie pochádzajú z inej lokality.

Gbelianske vrstvy v mapovanej oblasti sa tiahnu v dvoch pruhoch. V severnom pruhu (Zádubnie — Zástranie — Stredný Vadičov) sa nachádzajú v nadloží tzv. upohlavských vrstiev. Tvoria ich pestré bridličnaté sliene šedej, šedozelenej a červenej farby s ojedinelými 5—7 cm hrubými vložkami jemnozrnných vápnitých pieskovcov, vyskytujúcich sa lokálne napr. v Kotrčinej Lúčke. Asociácie foraminifér zastupuje takmer výlučne planktonická zložka. Zo stratigraficky významnejších druhov v spodnej časti slieňovcových vrstiev sa vyskytuje *Globotruncana tricarinata* (Quereau), *G. coronata* Bolli, *G. elevata elevata* (Brotzen), *G. fornicata* Plummer, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). Južný pruh gbelianskych vrstiev vystupuje s. od obce Gbelany a s. od obce Teplička nad Váhom a Nededze. Tu sa vynára spod manínskej série, ktorá tvorí subhorizontálny príkrov na kysuckej sérii. Južnú hranicu tvorí typ hričovsko-podhradského paleogénu. Pestré sliene majú červenú, sívú až sivozelenú farbu s množstvom kalcitu, ktorý je pre ne typický. Aj v tomto pruhu (v rokline sev. od Gbelian) sa lokálne objavujú 7—10 cm hrubé vložky jemnozrnných vápnitých pieskovcov. Z tejto lokality bola identifikovaná mikrofauna kampánskeho veku: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. elevata elevata* (Brotzen), *G. elevata stuartiformis* Dalbiez, *G.* ex gr. *tricarinata* (Quereau), *G. rugosa* Marie, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *H. ultimatumida* (White), *Reusella szajnochae* (Grzybowski) atď.

Gbelianske vrstvy dosahujú najväčšiu mocnosť s. od obce Gbelany. Z analýzy mikrofauny vyplýva stratigrafický rozsah kampán až spodný maastricht. Zloženie asociácie foraminifér je analogické, ako uvádzame nižšie z kampánsko-maastrichtských vrstiev. V tomto pruhu severovýchodne od obce Nededza J. Haško našiel bohatú inocerámovú faunu, avšak chudobnú na tieto druhy: *Inoceramus (Cataceramus) goldfussianus* Orbigny = *Inoceramus (Cataceramus) baltous* Bohm a I. regularis Orbigny. Podľa údajov z literatúry vekové rozpätie u prvého z uvedených druhov je santón-maastricht, kým u druhého vrchný kampán-maastricht. Z tejto

lokality sme skúmali aj foraminifery, z ktorých dominuje *Globotruncana arca* (Cushman). Z významnejších druhov sú premenlivo zastúpené: *G.* ex gr. *tricarinata* (Quereau), *G. fornicata* Plummer, *G. ventricosa* White, *G.* aff. *contusa* (Cushman), *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *S. pommerana* Brotzen, *S. diction* Pokorný. Uvedená asociácia je typická pre kampán.

Z pestrých vrstiev s. od obce Teplička nad Váhom bola identifikovaná vrchnosantónska mikrofauna s druhom *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi, ktorý nepresahuje hranicu santónu, ako aj kampánske asociácie s hojným zastúpením druhu *G. arca* (Cuschman). Najvyššie polohy obsahujú popri vrchnosenónskych formách druhy, charakteristické už pre maastricht: *Globotruncana falsostuarti* Sigal. *G. elevata stuartiformis, G. contusa* (Cushman), *Pseudotextularia elefgans* (Rzehak), *Racemiguembelina textulariformis* (White), *R. varians* (Rzehak) atď. Ojedinele aj v tejto časti sa vyskytujú inocerámy, napr. v zárezе potoka s. od Tepličky nad Váhom bol identifikovaný druh *Inoceramus (Cataceramus) goldfussianus* Orbigny = *I. (C.) balticus* Böhm (určenie D. Andrusova).

Okrem uvedených pruhov gbelianske vrstvy vystupujú spod manínskej série vo forme tektonických okien v okolí Kociny, Terchovej a Pupovho vrchu. V tejto časti prevláda fácia slieňovcovo-pieskovcová. Sliene prechádzajú do lavicovitých resp. masívnych polôh s vložkami vápnitých jemnozrnných pieskovcov, ktoré miestami (napr. pri samote Chorváti v Struhárni) dosahujú hrúbku až 1,5 m. Zo spodnej časti tejto fácie bolo určené santónske spoločenstvo foraminifér s druhmi *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi, *G. coronata* Bolli, *G. tricarinata* (Quereau), *G. ventricosa ventricosa* White, *G. ventricosa primitiva* Dalbiez, *Stensioeina praexsculpta* (Keller), *S. exsculpta* (Reuss), *Neoflabellina sphaenoidalis praecursor* (Weedekind), *N. gibbera* (Weedekind), kým vyššie polohy obsahujú už kampánsku mikrofaunu: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. elevata elevata* (Brotzen), *G. elevata stuartiformis* Dalbiez, *G. rugosa* (Marie), *Neoflabelina rugosa leptodisca* (Weedekind). V rokline s. od obce Gbelany v pestrých slieňoch sa nachádza blok biohermného vápenca. Pri štúdiu výbrusového materiálu (A. Schlaleková) sa zistili zriedkavé articulátne červené riasy zastúpené hlavne rodom *Jania* a druhom *Elianella elegans* Pfender — Basse a *Agardhiellopsis cretacea* Lemoine, ktorý je typický pre senón. Foraminifery sú ojedinele zastúpené sesilnými formami druhov *Miniacina multicamerata* (Scheibner) a *Haddonia pseudoheissigi* Samuel — Borza — Köhler. Z ďalších fosílnych organických zvyškov sa vyskytujú články krinoidov, ostrakódy, globochéty a prierezy červov (spirorbis). Väčšie teleso organodetritických vápencov prirífového až rífového charakteru sa nachádza na začiatku rokliny z. od Koňhory. Vápence sú lavicovité až masívne medovožltej farby. Organogénne úlomky sú tvorené schránkami rudistov, koralov, lastúrnikov, gastropódov, machoviek, melobeziami, intraklastami s drobnými foraminiferami a úlomkami zo skupiny Dasycladacea. Z červených rias bola identifikovaná jedine *Ethelia alba* (Pfender-Basse). Uvedené fosílne organické zvyšky

predstavujú plytkovodný typ biotypu, na základe čoho môžeme jednoznačne konštatovať, že v obidvoch prípadoch ide o olistostrómy skĺznuté až do hlbokomorskej fácie pestrých slieňov.

Z uvedeného vyplýva, že gbelianske vrstvy v študovanej oblasti reprezentujú dve subfácie. Prvý typ fácie tvoria výlučne pestré sliene bez vložiek jemnozrnných vápnitých pieskovcov, kým druhý typ predstavuje pieskovcovo-slieňovcová subfácia vyskytujúca sa v strednej a východnej časti študovanej oblasti. Gbelianske vrstvy predstavujú samostatný hlbokomorský cyklus sedimentácie, ktorý sa začal v santóne a skončil v maastrichte. Celé súvrstvie je intenzívne prevrásnené a hrubé 150 až 200 m.

Oravská séria

Oravská séria je novovymedzenou sériou. Podrobne ju opísal J. Haško v práci z roku 1976. Jej stratigrafický rozsah je lotaring až neokóm. Pre úplnosť uvedieme jej litofaciálno-stratigrafický sled:

a) Jura
- — škvrnité slienité vápence a sliene — lotaring
- — svetlozelené celistvé vápence — carix
- — škvrnité vápence a sliene — domér
- — spodné červené hľuznaté vápence — toark rádiolarity, rádioláriové vápence — aalen až spodný kallov
- — rádiolarity a rádioláriové vápence — vrchný kallov až oxford
- — vrchné červené hľuznaté vápence — kimeridž
- — kalpionelové vápence — titón

b) Krieda:
- — tmavé škvrnité slienité vápence s rohovcami a bridličnatými slieňmi — neokóm.

Mladšie členy ako neokóm neboli zatiaľ preukázané.

Tmavosivé škvrnité slienité vápence s rohovcami sú vlastne pokračovaním vrstevného sledu vápencov typu „biancone" zodpovedajúceho titónu. Rohovce vo vrchnej časti neokómu pribúdajú až v nadložných častiach vytvárajú súvislé polohy. Na základe mikrofaciálnych výskumov možno rozdeliť súvrstvie škvrnitých slienitých vápencov na dve časti. Spodnú časť tvoria prevažne biomikritické vápence s mikrofaunou neokómskych infuzórií (valanžin — hauteriv): *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Remaniella cadischiana* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) a *C. shelmani* (Colom). Okrem uvedených infuzórií sa na zložení vápencov v podradnejšom množstve zúčastňujú ihlice húb, prierezy tenkolastúrnatými lamelibranchiátmi, ktoré vytvárajú miestami náznaky filamentovej mikrofácie. Ďalej sú to kalcifikované ostrakódy a *Globochaeta alpina* Lombard. Veľmi zriedka aj v týchto vápencoch možno pozorovať mikrostylolitizáciu, ktorá je zvýraznená limonitovou pigmentáciou.

Vrchnú časť súvrstvia tvoria biomikritické vápence s rádiolárioovo-nannokónovou mikrofáciou, ktorá stratigraficky zodpovedá vrchnému hauterivu — barrému. Neokómske infuzórie, ktoré tvoria v spodnej časti súvrstvia dominantnú organogénnu zložku, vo vrchnej časti sú zastúpené len veľmi zriedkavo druhom *Stenosemelopsis hispanica* (Colom) a *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch). Dominantnou biozložkou sú kalcifikované rádiolárie, ktoré v niektorých výbrusoch tvoria až 90 % celkovej hmoty. Nannokóny sú zastúpené rodom *Nannoconus* Kamptner. Makrofauna je zastúpená veľmi vzácne. Na ľavej strane zárezu cesty z Havranej do Zázrivej v bradle Kozinec našla sa (J. Haško) amonitová fauna zastúpená druhom *Olcostephanus astieri* (Orbigny), ktorý je typický pre hauteriv.

Súvrstvie neokómskych škvrnitých slienitých vápencov predstavuje abysálny typ sedimentov s pelagickou faunou bez prínosu terigénneho materiálu. Množstvo rádiolárií, ktoré sa zúčastnilo na tvorbe rohovcov nadobúda na význame vo vrchnej časti súvrstvia. Súvrstvie je intenzívne zvrásnené a jeho maximálna hrúbka je 150 m. V mapovanej oblasti buduje bradlá Havranský vrch, Kozinec a Kýčeru.

Czorsztýnska séria

Pri výskumoch západnej časti bradlového pásma nebol doteraz zistený prechodný vývin czorsztýnskej série, ktorý K. Birkenmajer (1959) v Pieninách opísal ako czertezický vývin. V doline Zázrivá — Plešivá vystupuje izolované bradlo, ktorého litologické zloženie a stratigrafický rozsah zodpovedá czertezickému vývinu. Jeho podrobná litologicko-stratigrafická charakteristika je uvedená v práci j. Hašku (1977), na ktorú tu odkazujeme. Pre úplnosť tu uvádzame základný sukcesívny sled:

a) Jura:
- biele a šedé krinoidové vápence — aalen až bajok
- červené krinoidové vápence — bat až kallov
- rádiolarity — oxford
- červené hľuznaté vápence — kimeridž
- kalpionelové vápence — titón

b) Krieda:
- tmavošedé škvrnité slienité vápence s rohovcami — neokóm.

V nadloží titónskych kalpionelových vápencov vystupujú tenkolavicovité tmavosivé škvrnité slienité vápence s rohovcami. Hrúbka vrstiev je iba 3 m. Zatiaľ sa nezistila preukázateľná mikrofauna ani makrofauna, ktorá by umožnila ich presné stratigrafické zaradenie. Analógiou s podobnými vápencami pieninskej série ich začleňujeme do neokómu.

Manínska séria

Manínska séria v mapovanej oblasti vystupuje v pruhu od Považského Chlmca po Zázrivú v podobe subhorizontálneho príkrovu, ktorý leží na kysuckej sérii. Tvoria ju

flyšové súvrstvia od albu až po spodný santón. V albe okrem flyšu sú vyvinuté sférosideritové vrstvy slieňov so sférosideritovými konkréciami a čiernymi slienitými vápencami s amonitmi. Vo vyšších častiach flyšu je miestami vyvinutá fácia čokoládovohnedých slieňov so svojráznou ostrakódovou mikrofaunou dosiaľ neznáma. Flyšové súvrstvie koniak-santónu obsahujú simiktitové zlepencové telesá s exotickým valúnovým materiálom.

Flyšové súvrstvie: je zložené z pieskovcov, ktoré sa rytmicky striedajú so slieňmi. Jemnozrnné alebo strednozrnné vápnité pieskovce tvoria až 150 cm hrubé lavice. Sliene sú spravidla šedé a miestami prevládajú nad psamitickou zložkou (napr. pravý breh rieky Kysuce, k. Chlmec), kde dosahujú až 10 m hrúbku. Vo východnej časti prevládajú pieskovce a vložky slieňov, hrubé iba 10—15 cm. Mikrofauna z okolia k. Chlmca sa odlišuje od stratigraficky analogickej asociácie z kysuckej série výraznejším kvantitatívnym zastúpením bentósnej zložky. Medzi najbežnejšie druhy patrí: *Ammodiscus rotularius* Loeblich et Tappan, *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Marssonella oxycona* (Marsson), *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Anomalina (G.) intermedia* Berthelin, *A. (G.) ammonoides* (Reuss), *Conorboides umiatensis* (Tappan), *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *H. trocoidea* (Gandolfi), *H. roberti* (Gandolfi). Uvedená asociácia nám indikuje spodnoalbský až strednoalbský vek analyzovaných vrstiev. V súlade s tým je aj nález amonita, ktorý pochádza z identickej lokality ako vzorka na mikrofaunu. Ako sme uviedli vyššie, pomer jednotlivých zložiek flyšu sa na pomerne krátke vzdialenosti rýchlo mení. V oblasti Dubnian a Stránika výrazne prevládajú pieskovce, ktoré tu tvoria mohutné odkryvy. Spodnejšia časť vrstiev prechováva takmer identické asociácie, ako sme uviedli vyššie — s tým rozdielom, že niektoré vzorky obsahujú naviac druhy *Gyroidina infracretacea* Morozova, *Epistomina (B.)* ex gr. *spinulifera spinulifera* (Reuss), *E. (B.) cretosa* ten Dam, *E. (B.) spinulifera polypioides* (Eichenberg), *E. (E.) reticulata* (Reuss), *Discorbis wassoewisi* Djaffarow et Agalarova, *Planomalina (P.) buxtorfi* (Gandolfi), *Spiroplectinata annectens* (Parker et Jones) a z planktonických foraminifér veľmi vzácne sa vyskytujúci druh *Biticinella breggiensis* (Gandolfi) a *Ticinella roberti* (Reichel non Gandolfi). Vo vyšších polohách sa začínajú objavovať druhy *Thalmanninella ticinensis ticinensis* (Gandolfi), *T. ticinensis subticinensis* (Gandolfi), *Ticinella praeticinesis* Sigal, *T. raymondi* Sigal a v najvyšších polohách *Thalmanniella appenninica appenninica* (Renz). Z uvedeného rozboru vyplýva, že vek flyšového súvrstvia manínskej série v tejto časti je spodný alb až spodný cenoman.

Vo východnej časti mapovaného územia od obce Horná Tižina po samotu Marunovia vystupuje flyšové súvrstvie v neprerušenom vrstevnom slede od vrchného albu až po spodný senón. Je to jediné miesto v študovanej oblasti, kde vo flyšovom súvrství môžeme sledovať neprerušený vrstevný sled. Vrchnoalbský vek nám indikujú asociácie s druhom *Thalmanninella ticinesis ticinensis* (Gandolfi), *G. ticinensis subticinensis* Gandolfi, *Ticinella roberti* (Reichel non Gandolfi),

kým cenoman (okolie samoty Gazovia a Jankovia) typické rotaliporové (S.l.) asociácie, zodpovedajú karpatskej zóne *Thalmanninella appenninica* a *Rotalipora cushmani* (cf. J. Salaj et O. Samuel 1966). Turón reprezentujú spoločenstvá v spodnej časti s druhom *Praeglobotruncana imbricata* (= karpatskej zóne *P. imbricata*). O niečo vyššie sa objavuje *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Praeglobotruncana biconvexa biconvexa* Salaj, *P. biconvexa gigantea* Samuel et Salaj, *P.* ex gr. *oraviensis* Scheibnerová, ktoré sú indexovými fosíliami pre stredný turón.

Vrstvy na lokalitách Ďurcovia, Kubíková, Horná Tižina a Pupov vrch sú budované z drobnorytmických flyšových sekvencií s pomerom pieskovcov k slieňom 5 : 1 až 10 : 1. Pieskovce pribúdajú vertikálnym smerom v tých miestach, kde sa objavujú zlepencové telesá. Zlepence patria k typu simiktitov a sú viazané na najvyššie stratigrafické členy manínskej série. Podrobný sedimentologický výskum nasvedčuje, že vznikali na prudkom podmorskom svahu. Sliene opisovaného flyšového súvrstvia obsahujú vcelku chudobnú mikrofaunu. Na základe výskytu druhov *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi, *G. ventricosa* White, *G. coronata* Bolli, *G. tricarinata* (Quereau), *G. linneiana* (Orbigny), *Stensioeina praexsculpta* (Keller), *G. gracilis* Brotzen začleňujeme do koniaku až spodného santónu.

Osobitnú fáciu vo flyšovej koniak-spodnosantónskej sekvencii na lokalitách Horná Tižina, Belanovia, Rogončovia, Dolina a na styku bradla Jedlovinka s manínskou jednotkou) predstavujú čokoládovohnedé sliene, ktoré sú miestami silne piesčité a muskovitické. Sliene obsahujú svojráznu ostrakódovú mikrofaunu, ktorá sa v iných typoch fácií vôbec nevyskytuje.

Sférosideritové vrstvy sú tvorené šedými bridličnatými slieňmi s ojedinelými 5—25 cm mocnými vložkami šedých jemnozrnných pieskovcov. Toto súvrstvie je najrozšírenejšie s. od obce Gbelany, kde dosahuje až 25 m mocnosti. V šedých slieňoch sú dosť časté sférosideritové konkrécie, podľa ktorých D. Štúr (1860) zaviedol termín sférosideritové vrstvy. Sliene sférosideritových vrstiev prechovávajú asociácie najbežnejšie zložené z nasledovných druhov: *Ammodiscus tenuissimus*(Gümbel), *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Spiroplectinata annectens* (Parker et Jones), *S. complanata* (Reuss), *Epistomina (B.) spinulifera spinulifera* (Reuss), *E. (B.) spinulifera polypioides* (Eichenberg), *E. (E.) cretosa* ten Dam, *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *H. roberti* (Gandolfi), *Ticinella roberti* (Reichel non Gandolfi); vyššie k ním pristupuje i *Thalmanninella ticinensis ticinensis* (Gandolfi), *T. ticinensis subticinensis* Gandolfi, *Planomalina (P.) buxtorfi* (Gandolfi), ktoré poukazujú na spodnoalbský až strednoalbský vek skúmaných vrstiev. Vrchnoalbský až spodnocenomanský vek sférosideritových vrstiev v predmetnej oblasti nebol zatiaľ preukázaný.

V sférosideritových vrstvách vystupujú s. od obce Gbelany bradlá tmavošedých vápencov. Vápence sú v spodnej časti tvamošedé, kremité a ojedinele môžeme v nich

pozorovať vložky čiernych rohovcov. Smerom do nadložia postupne prechádzajú do tmavošedých slienitých lavicovitých až masívnych vápencov. Z mikrofaciálneho hľadiska ide o biomikritické vápence. Organická zložka je zastúpená úlomkami krinoidov, rádiolárií a miliolidných foraminifér. Hojné sú tiež prierezy planktonických foraminifér, najmä zástupcov rodu *Hedbergella*. Opísané bradlá vápencov sa nachádzajú v pruhu Horný Vadičov — Kubíková (Kociny). E. Scheibner ich korelo-val s posidóniovými vrstvami, k čomu ho zrejme viedla určitá litofaciálna podobnosť oboch typov vápencov. Uvedené prierezy z rodu Hedbergella, ako aj fauna amonitov, ktorá sa tu našla, vylučuje jurský vek a umožňuje nám ich jednoznačne začleniť do albu. Z amonitov boli identifikované (D. Andrusov) druhy *Douvilleiceras mamillatum* (Schloth) a *Douvilleiceras* sp., ktoré sa vyskytujú v II. pásme albu (leymerellian) a zasahujú až do III. pásma (hoplitan — biozóna s *Hoplites dentatus*). Okrem týchto druhov sa ešte vyskytujú *Phyllocceras* ex gr. *velledae* (Michelin), *Puzosia mayoriana* (Orb.) a *Puzosia* sp., pričom rod *Puzosia* je charakteristickou formou pre III. a IV. amonitové pásmo albu.

Bradlá vápencov dosahujú hrúbku až 15 m a spolu so sférosideritovými slieňmi vznikali v hlbších častiach mora. Nakoľko fauna má pelagický charakter, môžeme usudzovať, že ide o sedimenty hemipelagického pásma, ktoré môžeme porovnávať s modrým bahnom recentných morí.

Do tlače odporučil A. Began.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1926: O sigmoidálních ohybech pásma bradlového mezi Oravou a Kysucou. Věst. Stát. geol. Úst. 2, 4—6, Praha, 334—335.

ANDRUSOV, D. 1927: Předběžná správa o geologických výzkumech ve vnitřním pásmu bradlovém na Slovensku (1925—1926). Věst. Stát. geol. Úst. 3, 2—3, Praha, 97—108.

ANDRUSOV, D. 1929: Příspěvky ke geologii severozápadních Karpat. — II. O stáří vrstev puchovskych. Věst. Stát. geol. Úst. 5, Praha, 26—36.

ANDRUSOV, D. 1930: Příspěvky ke geologii severozápadních Karpat V. Příspěvek k poznání tektoniky a paleogeografie severozápadních Karpát. Sborn. Stát. geol. Úst. ČSR, 9, Praha, 235—300.

ANDRUSOV, D. 1931: La zone des klippes internes dans le bassin de l'Orava. Knihovna Stát. geol. Úst. 131, Praha, 317—353.

ANDRUSOV, D. et SAMUEL, O. 1973: Guide to Excursion E. Cretaceous-Paleogene of the West Carpathians Mts., Bratislava, 1—78.

BEGAN, A. — BORZA, K. — SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1965: On the Age of Upohlava Conglomerates. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—138.

BIRKENMAJER, K. 1959: Seria czertezicka — nowa séria Skalkowa Pienin. Acta geol. Pol. 9, 4, Warszawa, 499—517.

BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografický výskum zlepencov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. — Nauka o zemi II., Geologica 2, 1—68, tab. 1—13. VSAV, Bratislava.

BOUÉ, A. 1830: Résumé des observations de A. Boué sur l'age relatif des dépots secondaires dans les Alpes et les Carpathes. Jour. de géologie I, Paris, 50—151.

HAŠKO, J. 1973a: The Klippen Belt in the Valley of Kysuca — Rochovica. In: Guide to Excursion A Tectonical Structures of the West Carpathians Mts. p. 52. X Congress of Carpathian-Balkan geological association, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

HAŠKO, J. 1973b: Rudinka-Považský Chlmec; Kysuca development (Aalenian-Lower Santonian). In: Guide to Excursion E Cretaceous-Palaeogene of the West Carpathians Mts. 62. X Congress of Carpathian-Balkan geological association. Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.

HAŠKO, J. 1976: Czertezický vývin bradlového pásma v Zázrivej-Plešivej. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, 91—96, Bratislava.

HAŠKO, J. 1977: Nová geologická interpretácia poznatkov o bradle Havranský vrch a Kozinec pri Zázrivej. Geol. Práce, Správy 68, Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.

HAŠKO, J. 1977: Tektonické pomery bradlového pásma Kysuckej vrchoviny. Geol. Práce, Správy, Geol. úst. D. Štúra, Bratislava (v tlači).

HAŠKO, J. et PLANDEROVÁ, E. 1977: Zázrivské vrstvy — nový člen bradlového pásma kysuckej série. Mineralia Slovaca, 9, 3, Spišská Nová Ves.

HAUER, F. V. 1869: Geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie, Blatt II. Westkarpaten. Jahr. Geol. Reichsanst. 19, Wien, 3—10.

HOHENEGGER, L. 1855: Neuere Erfahrungen aus den Nordkarpaten. Jahr. Geol. Reichsanst, 6, 2, Wien, 304.

KEFERSTEIN, CH. 1831: Deutschland geognostisch-geologisch dargestellt und mit Karten und Durchschnitten erläutert. 7. Weimar, 135—191.

LIEBUS, A. et SCHUBERT, R. J. 1903: Die Foraminiferen der karpathischen Inoceramen-Schichten von Gbellen in Ungarn (Puchover Mergel). Jahrb. Geol. Reichsanst. 52, Wien, 285—306.

MARSCHALKO, R. — MIŠÍK, M. — KAMENICKÝ, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten des Ostslovakei). Západné Karpaty, séria Geol. 1, Bratislava, 7—124.

MARSCHALKO, R. et SAMUEL, O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehrada mládeže). Geol. Práce, Správy 63, Bratislava, 105—114.

MIŠÍK, M. 1976: Bradlové pásmo a globálna tektonika (Zborník referátov), Bratislava, 28—36.

MURATOV, M. et MASLAKOVOVÁ, N. I. 1950: Stratigrafija melovych i paleogenovych otloženij Vostočnych Karpat. Trudy MGRI, 25, Gosgeolizdat, Moskva, 94—112.

OPPENHEIMER, J. 1927: Zur Geologie der inner Klippenzone der Karpathen. Verh. Naturf. Ver., 60/1925—1926, Brno, 54—58.

OPPENHEIMER, J. 1928: Die Trasse der Bahn Veselí nad Mor. — Nové Mesto nad Váhom im Gebiete der inner Klippenzone der Karpathen. Věst. Stát. geol. Úst. 5, 4—5, Praha, 191—202.

OPPENHEIMER, J. 1929: Einige Beobachtungen im Klippengebiete nördlich des Vlarapasses. Věst. Stát. geol. Úst. 5, 4—5, Praha, 304—307.

PAUL. C. M. 1867: Polhora, Turdossin und Jablonka in der Arva. Verhandl. der Geol. Reichsanst, Wien.

PAUL, C. M. 1868: Die nördliche Arva. Jahr. geol. Reichsanst. 18, Wien, 201—246.

POLÁK, M. 1969: Možnosti použitia ťažkých minerálov v paleogeografickom a stratigrafickom výskume stredno- a vrchnokriedových klastík bradlového pásma, (diplomová práca). Manuskript--archív PFUK. Bratislava.

PUSCH, G. G. 1836: Geognostische Beschreibung von Polen sowie der übrigen Nordkarpathen-Ländern. II Theil. Jahr. Geol. Cotta Buchhandl., p. I—XII; Stuttgart u. Tübingen, 1—695.

ROMINGER. C. 1847: Beobachtungen über das Alter des Karpathen Sandsteines und des Wiener-Sandsteines. Neues Jahr. f. Min. Geol. u. Pal., Stuttgart.

SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1966: Foraminifera des Westkarpaten-kreide. Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 1—291.

SAMUEL, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 59, Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 285—299.

SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene

and adjacent Cretaceous of the Middle Váh valley (West Carpatians). Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 1—246.

SCHEIBNER, R. et SCHEIBNEROVÁ, V. 1958: Kysucké a snežnické vrstvy — nové členy kriedy pieninskej série v kysuckom vývine. Geol. Zbor. 9, 2, Bratislava, 178—184.

SCHEIBNER, E. et SCHEIBNEROVÁ, V. 1967: Some problems of the Cretaceous stratigraphy in the West Carpathian Klippen Belt. Acta geol. et geograf. Univ. Com., Geologica, 12, Bratislava, 13—18.

ŠTÚR, D. 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergerb. des Waag und Neutra. Jahrb. geol. Reichsanst. 11, Wien. 17—151.

UHLIG, V. 1888: Ergebnisse geologischer Aufnahme in den westgalizischen Karpathen I. Die Sandstein-zone zwischen dem pieninischen Klippenzuge und dem Nordrande. Jahr. geol. Reichsanst. 38, 1, p. 83—264. Wien.

UHLIG, V. 1902: Beitrage zur Geologie des Fatrakriván-Gebirges. Denkschriften d. k. Akad. d. Wissen. Mat-nat. kl. 72, Wien, 1—43 (519—561).

ZEJSNER, L. 1841: Reisebericht a.d. Karpathen, Kubin, Parnica, Kralowan Schichten mit Gryphaea columba. Neues Jahr. f. Min., geol. u. Pal., Stuttgart.

ZEJSNER, L. 1858: Opis geologiczny Holi wieternej rozciagajoncej sie podmiedzy Zylina a Rajcem w hrabstwie Trenczynskim. Roczn. tow. nauk Krakow, Kraków.

ZIPSCHER, CH. A. 1816: Ammoniten aus der Arvaer Comitat. Leonard's Taschenbuch 10,1.

J. Haško — O. Samuel

Stratigraphy of the Cretaceous in the Varín part of the Klippen Belt

Summary of the Slovak text

The Varín part of the Klippen Belt consists of the Kysuce, Czertezik and Orava groups. The groups are subhorizontally overlapped by flysch sequences of the Manín sub-group. From beneath the sub-group varied sequences of the Klippen Belt crop out in the form of tectonic windows. Along the inner side of the Klippen Belt, the so-called periklippen Paleogene (with the Upper Paleocene — Lutetian stratigraphical range) and the inner-Carpathian Paleogene (in tectonic contact with the Klippen Belt) are rudimentarily preserved. Along its outer (north and or northwestern) side the Klippen Belt is in tectonic contact with the Magura unit.

In the area concerned, the Kysuca group consists of the Jurassic and Cretaceous sediments from the Hettangian up to the Lower Maastrichtian. Sediments of the Lower Cretaceous pass gradually from the Upper Jurassic — Tithonian limestones. The Neocomian (Valanginian — Hauterivian) is composed of grey to darkgrey spotty marly limestones with cherts. Their age determination was based upon infusoria and macrofauna.

The Koňhora beds are the next lithostratigraphical units of the Kysuca group.

They are darkgrey and black schistose marls. They mostly contain planktonic foraminifers [*Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *H. trocoidea* (Gandolfi), *Planomalina (p.) cheniourensis* (Sigal), *Biticinella breggiensis* (Gandolfi)] of the Aptian age.

The Tissal beds are blue-grey and green marls alternating with limestones. In marlstones the planktonic foraminifers [*Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *H. roberti* (Gandolfi), *Thalmanninella ticinensis subticinensis* (Gandolfi), *T. ticinensis ticinensis* (Gandolfi), *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi)] are predominant. They evidence the Albian age of the Tissal beds.

The Lalinok beds are a complex of variegated marls with planktonic foraminifers indicative of the Cenomanian age: *Thalmanninella reicheli* (Mornod), *T. greenhornensis* (Morrow), *Rotalipora montsalvensis* (Mornod), *R.* gr. *cushmani* (Morrow), *Praeglobotruncana gigga* Klauss a.o.

The Kysuca beds consist of red schistose marls with intercalations of sandstones. They contain foraminifers *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *P.* ex gr. *oraviensis* (Scheibnerová) *Helvetoglobotruncana helvetica*(Bolli). They are index forms significant for the Lower — to Middle Turonian.

The Snežnica beds are partially an alternating facies of the Kysuca beds. In their lower part are asssociations identic with those mentioned above from the Kysuca beds. Associations of the upper part differ from the preceding Lower- to Middle Turonian. Among significant species are *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny), *G. renzi* Gandolfi, *G. schneegansi* Sigal), *G. coldriensis* Gandolfi, *Stensioeina praexsculpta* Keller). In associations of the top part the species *Globotruncana coronata* Bolli predominates. The microbiostratigraphical analysis shows that sedimentation of the Snežnica beds extends up to the Coniacian.

The Upohlav beds consist of a thick flysch facies with interformational conglomerate bodies and with intercalations of variegated marls containing microfauna of the Coniacian — Lower Santonian age: *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny), *G. angusticarinata* (Gandolfi), *G. coronata* Bolli, *G. tricarinata* (Quereau), *G. concavata* (Brotzen), *Sigalia deflaensis* (Sigal).

The Gbelany beds are formed of red or green marls. Lower parts contain Upper Santonian foraminifers: *Globotruncana coronata* Bolli, *G. tricarinata* (Quereau), *G. fornicata* Plummer, *G. elevata elevata* (Brotzen). The most part of the beds deposited during the Campanian time. Among index forms are: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. rudosa* Marie, *G. elevata stuartiformis* Dalbiez a.o. In the top part: *G. falsostuarti* Sigal, *G. contusa* (Cushman), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Racemiguembelina varians* (Rzehak). These are characteristic of the Maastrichtian. The microbiostratigraphical analysis resulted in evidences about the Upper Santonian to Lower Maastrichtian age of the Gbelany beds in the area studied in the Klippen Belt.

The Orava group

It is a newly distinguished group. Its detailed lithological — stratigraphical description was published by J. Haško (1976). Stratigraphical range of the Orava group is Lotharingian to Neocomian. There is no reliable evidence of Late Cretaceous constituents in this group.

Czertezik group

Stratigrahical range of this group is Aalenian to Neocomian. Its detailed lithological-stratigraphical description presented J. Haško (1976).

The Manín group in the Varín part of the Klippen Belt is subhorizontally overlapping the Kysuca group and the Orava and/or the Czertezik groups. The Manín group consists of flysch sequences from the Albian to the Lower Santonian. Besides the flysch in the Albian are also spherosiderite beds formed of marls with spherosiderite concretions.

The Albian age is evidenced by microfauna: *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Anomalina (G.) intermedia* Berthelin, *A. (G.)ammonoides* (Reuss), *Conorboides umiatensis* (Tappan), *Hedbergella trocoides* (Gandolfi), *H. roberti* (Gandolfi), *Thalmanninella* ex gr. *ticinensis* (Gandolfi). In higher parts the associations are variable. Suddenly there appear typical Cenomanian species of the genus *Thalmanninella* [*T. appenninica* (Renz), *T. balernensis* (Gandolfi)] and *Rotalipora (R.) montsalvensis* (Mornod), *R.* ex gr. *cushmani* (Morrow) a.o. Above are Turonian associations with characteristic species *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *P.* ex gr. *oraviensis* Scheibnerová, *P. biconvexa biconvexa* Samuel et Salaj, *P. biconvexa gigantea* Samuel et Salaj, *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli). In the top parts of the Upohlav beds two-keel globotruncanes were recorded indicative of the Coniacian — Lower Santonian age: *G. linneiana* (Orbigny), *G. angusticarinata* Gandolfi, *G. ventricosa* White, *G. coronata* Bolli and *Stensioeina praexsculpta* (Keller).

Translated by E. Jassingerová

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 69—82 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Viera Gašpariková — Tomáš Koráb

Príspevok k stratigrafii lupkovských vrstiev v dukelskej jednotke

5 obr. v texte, 6 tab. na kriede (XXV—XXX), anglické resumé

Abstract. Formerly the Lupkov beds were referred to as Turonian — Lower Senonian according to the results of the study of agglutinated foraminifers. The analysis of foraminiferal associations and of calcareous nannoplankton showed a broader stratigraphical range of the beds, Cenomanian — Paleocene, with possible extension in the Albian.

Úvod

V stratigrafickom profile dukelskej jednotky na území východného Slovenska a Poľska sú lupkovské vrstvy najstaršie. Z tzv. inocerámovej fácie ich prvýkrát vyčlenili B. Leško — J. Nemčok — T. Koráb (1960). Podľa uvedených autorov (l.c.) charakteristickou črtou súvrstvia je prítomnosť čiernych, pomerne tvrdých, šupinkovite rozpadavých ílovcov a kremito-vápnitých jemnozrnných pieskovcov, ktoré nie sú v pravých inocerámových vrstvách vyvinuté.

Výsledky podrobného výskumu z posledných rokov umožňujú toto súvrstvie charakterizovať ako ílovcovo-pieskovcový flyš, v ktorom na niektorých úsekoch ílovce tvoria až 90 % profilu, na iných miestach ílovce majú len 60 % zastúpenie (porov. A. Ślączka 1971). Všeobecne bola pozorovaná zákonitosť, že obsah pieskovcov vzrastá v smere do nadložia vrstiev. Ílovce lupkovských vrstiev sú prevažne tmavosivé a čierne, sivé a zelenosivé variety sú častejšie v západnej (resp. v jz.) časti jednotky. Typické, ale sporadické sú svetlosivé vápnité ílovce (slieňovce) s fukoidmi. Ílovce červenej farby ako vložky 10—15 cm mocné, boli zistené iba v profile Zbojského potoka južne od obce Zboj. Klastickú zložku súvrstvia tvoria aleurolity, jemnozrnné a strednozrnné vápnité pieskovce, kremenné pieskovce sú zriedkavé. Vo vyššej časti vrstiev, kde vzrastá podiel klastík, sú prítomné i hrubozrnné pieskovce s gradačným zvrstvením. Jednotlivé lavice pieskovcov sú najčastejšie 5 až 60 cm mocné, 150 až 400 cm mocné vrstvy boli dokumentované iba vo vyššej časti vrstiev. Typickým znakom zvlášť tenších pieskovcových lavíc je paralelná a konvolútna laminácia. Šikmé a gradačné zvrstvenie je menej časté.

RNDr. V. Gašpariková, CSc., RNDr. T. Koráb, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Podrobné petrografické výskumy kriedových flyšových postupností v dukelskej jednotke (T. Ďurkovič 1968) ukázali, že v mineralogicko-petrografickom zmysle nie je možné jednoznačne odlíšiť horniny lupkovských a cisnianských vrstiev. V týchto postupnostiach prevládajú jemnozrnné pieskovce (76,4 %) nad aleurolitmi (12,0 %) a strednozrnnými pieskovcami (11,6 %). Z petrografického hľadiska majú prevahu drobové pieskovce a aleurolity (70 %) nad drobami (16 %), kremennými pieskovcami (12 %) a arkózovými pieskovcami (2 %).

V ílovcoch bol röntgenograficky zistený kalcit, siderit a kremeň. Hojne sú zastúpené zmiešané I-M štruktúry. Vysoký je tiež obsah klastických prímesí (nad 25 %).

Litologickým ekvivalentom lupkovských vrstiev v zakarpatskej časti dukelskej jednotky sú spodné bereznianske vrstvy (porov. S. S. Kruglov, V. V. Gluško 1971; V. V. Daniš 1973).

Stratigrafická pozícia lupkovských vrstiev na našom území bola stanovená na základe niekoľkých paleontologických poznatkov. J. Nemčok (1960) z okolia Novej Sedlice opísal inocerámy Inoceramus balticus a Inoceramus muelleri, ktoré reprezentujú vrchný santón a spodný kampán.

Údaje o mikrofaune lupkovských vrstiev sú pomerne bohaté (porov. O. Samuel 1959, 1962a, b, 1963, 1964; E. Hanzlíková in A. Matějka et al. 1964; O. Samuel — P. Snopková 1969; T. Koráb — P. Snopková 1972; V. Gašpariková in T. Koráb 1971, 1973; O. Samuel 1974). Z ílovcov lokality inocerámov B. Leško — O. Samuel (1968) uvádzajú veľmi chudobnú asociáciu foraminifér s druhmi: *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Globotruncana* aff. *linneiana linneiana* (Orbigny), *Globotruncana* sp. *ind.*, *Hedbergella* sp. a *Heterohelix* aff. *globulosa* (Ehrenberg). Vyššie uvedení autori z oblasti sz. od Novej Sedlice opisujú chudobnú mikrofaunu s niekoľkými prekryštalizovanými jedincami planktónnych foraminifér, ako *Rotalipora* sp., *Globotruncana* aff. *saratogensis* (Applin) a usudzujú na spodnoturónsky vek súvrstvia. V antiklinálnom pásme Malého Bukovca, pri Topoli a Kolbasove (1.c.) našli bohaté bentósne spoločenstvo foraminifér: *Rhabdammina* ex gr. *discreta* Brady *Saccammina placenta* (Grzybowski), *Hyperammina nodata* (Grzybowski), *Kalamopsis grzybowskii* (Dylażanka), *Dendrophrya robusta maxima* Freidberg, *Hormosina ovulum ovulum* (Grzybowski), *Hormosina ovulum gigantea* Geroch, *Ammodiscus hoernessi* (Karrer), *Glomospira serpens* (Grzybowski), *Trochamminoides irregularis* White, *Trochamminoides* ex gr. *subcoronatus* (Grzybowski) a *Haplophragmodies mjatljukae* Maslakova. Na základe týchto paleontologických údajov B. Leško — O. Samuel (1968) sa domnievajú, že stratigrafický rozsah lupkovských vrstiev je turón — spodný senón.

Vyššie uvedené výsledky paleontologického výskumu sa týkajú viac lupkovských vrstiev vo východnej časti jednotky. V západnejšej oblasti E. Hanzlíková (in A. Matějka et al. 1964) z okolia obce Palota opísala mikrofaunu, ktorú považuje za maastricht. Spoločenstvo obsahuje druhy: *Trochamminoides irregularis* White, *Globotruncana* ex gr. *arca* (Cushman), *Globotruncana* ex gr. *tricarinata* (Que-

reau), *Hormosina excelsa* (Dylaźanka), *Reophax trinitatensis* (Cushman et Renz), *Hormosina ovulum* (Grzybowski) — forma A, *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Gyroidina umbilicata* (Orbigny), *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, *Gümbelina crinita* Glaessner, *Globigerina* cf. *compressa* Plummer, *Globigerina edita* Subbotina, *Psamosiphonella annulata* (Grzybowski), *Saccaminoides carpaticus* Geroch, *Haplophragmoides* cf. *suborbicularis* (Grzybowski), *Ammodiscus hoernesi* (Karrer), *Ammodiscus polygyrus* (Reuss), *Trochamminoides proteus* (Karrer). Z vyšších častí vrstiev v obci Palota autorka zistila prevažne aglutinované spoločenstvo už paleocénneho charakteru — *Bathysiphon* sp., *Dendrophrya* ex gr. *excelsa* Grzybowski, *Trochamminoides irregularis* White, *Hormosina ovulum* (Grzybowski) — forma A, *Hormosina excelsa* (Dylaźanka), *Recurvoides* sp., *Glomospira irregularis* (Grzybowski), *Psammosiphonella anulata* (Grzybowski) a hojné rádiolárie.

Palinologický výskum (T. Koráb — P. Snopková 1972) potvrdil vrchnokriedový vek súvrstvia a zistil preplavené permské a spodnotriasové sporomorfy.

Lupkovské vrstvy z poľskej časti dukelskej jednotky na základe výskumov J. Blaichlerovej zaraďuje A. Słączka (1971) tiež do turónu až senónu. Autor (1.c.) uvádza, že mikrofaunu súvrstvia charakterizuje všeobecná prítomnosť vápnitých foriem s druhmi *Globotruncana* ex gr. *lapparenti tricarinata* (Quereau) a *Globigerina kelleri* Subbotina. Z aglutinovaných foriem boli zistené: *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Hormosina ovulum* var. *gigantea* Geroch, *Rzehakina inclusa* (Grzybowski) a *Spiroloculina cretacea* Reuss a iné.

Na Zakarpatsku zo spodných bereznianskych vrstiev, ktoré zodpovedajú lupkovským vrstvám S. S. Kruglov a V. V. Gluško (1971) opisujú turónske až maastrichtské inocerámy *(Inoceramus lamarcki* var. *cuvieri, I. humboldti, I. regularis, I. balticus, I. planulatus).* Foraminifery sú tu zastúpené iba aglutinovanými formami: *Hyperammina maxima* (Freidberg), *Hormosina ovulum* var. *gigantea* Geroch, *Ammodiscus glabratus* Cushman, *Hyperammina cylindrica* (Glaessner), *Proteonia complanata* (Franke), *Glomospira charoides* (Jones et Parker). Asociácie tohto charakteru majú široké stratigrafické rozpätie a charakterizujú vrchnú kriedu. Iba z lokality od ústia riečky Ljutianky sú známe maastrichtské druhy *Abanthompalus mayaroensis* (Bolli) a *Globotruncana stuarti* (Lapparenti). V. V. Danyš (1973) z týchto vrstiev opisuje aj nález amonita, ktorý patrí najskôr rodu *Pachydiscus* (?turón — senón). Podobne ako vyššie citovaní autori pri stanovení stratigrafického rozsahu súvrstvia opiera sa o faunu inocerámov. Nižšiu časť spodných bereznianských vrstiev charakterizuje mikrofaunou *Hyperammina maxima* (Freidberg), *Hyperammina nova* Mjatljuk, *Hormosina ovulum* var. *gigantea* Geroch, *Proteonia complanata* Franke. Vo vyšších vrstvách profilu sa našiel *Inoceramus pachti*, charakteristický pre koniak a santón a tiež ďalšie formy ako *Inoceramus* ex gr. *planulatus* Münster, *Inoceramus balticus* Böhm. V ílovcoch na lokalitách inocerámov sa nachádza táto asociácia mikrofauny: *Hyperammina cylidrica* (Glaessner), *Hyperammina maxima* (Freidberg), *Hyperammina nova*

Mjatljuk, *Reophax paraduplex* Mjatljuk, *Hormosina ovulum* var. *gigantea* Geroch, *Nodellum celascoense* (Cushman), *Ammodiscus glabratus* Cushman, *Trochamminoides irregularis* White, *Rzehakina epigona* (Rzehak). Na základe tejto fauny V. V. Danyš (1973) usudzuje, že spodné bereznianské vrstvy zodpovedajú vrchnému turónu, koniaku, santónu, kampánu a čiastočne i maastrichtu.

Z uvedeného prehľadu makrofauny i mikrofauny vyplýva, že ich stratigrafické zaradenie je založené hlavne na chudobnej planktonickej mikrofaune, ktorú doplňujú a sprevádzajú početné, stratigraficky menej hodnotné priebežné asociácie aglutinovaných foraminifér. Iba v jednom prípade sa vo vrstvách našiel druhove určiteľný amonit. Pomerne časté sú nálezy inocerámov.

Mikrobiostratigrafia

V posledných rokoch sa pri mikrobiostratigrafickom výskume lupkovských vrstiev sústredila pozornosť okrem foraminifér i na vápnitý nanoplanktón. Vzájomná korelácia výsledkov štúdia týchto dvoch skupín mikroorganizmov umožnila súvrstvie presnejšie biostratigraficky začleniť a objasniť stratigrafickú pozíciu niektorých monotónnych spoločenstiev aglutinovaných foraminifér, príp. zmien v zložení týchto spoločenstiev.

Mikrobiostratigrafické štúdium lupkovských vrstiev na východnom Slovensku bolo sústredené na šesť profilov, zahrňujúcich hlavné antiklinálne pásma dukelskej jednotky (obr. 1): 1. profil Nižná Jablonka, 2. profil Zvala, 3. profil Topoľa, 4. profil Zbojský potok, 5. profil Hlboký potok, 6. profil Palota.

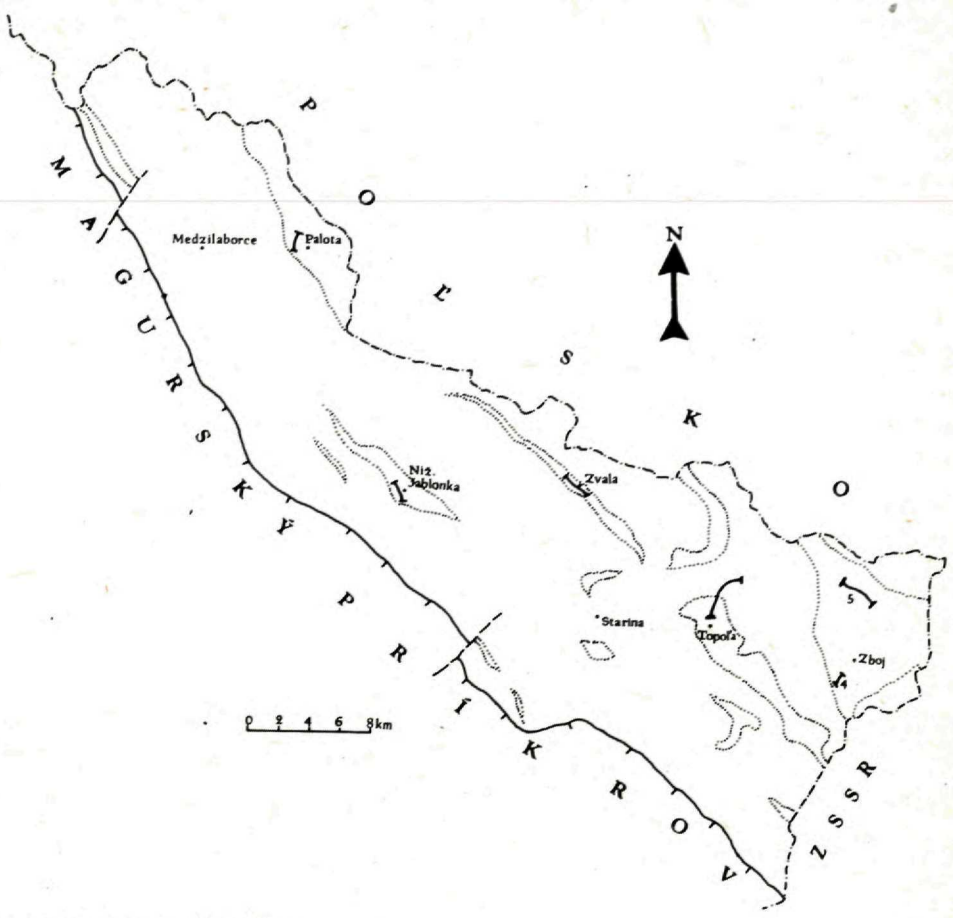
Najkompletnejším profilom je profil 1 — Nižná Jablonka (obr. 2), v ktorom na základe spoločenstiev foraminifér (tab. 1) a vápnitej nanoflóry boli zistené tri stratigrafické horizonty: spodný senón, vrchný senón a spodný paleogén. V profile 3 — Topoľa (obr. 3) bol zistený v spodnej časti súvrstvia cenoman, najvyššie polohy profilu zodpovedajú charakterom foraminiferových spoločenstiev paleocénu, zistenému v profile Nižná Jablonka (tab. 2).

Ostatné profily neobsahovali výrazné prvky, na základe ktorých by bola upresnená stratigrafia sledovaných vrstiev.

Najspodnejším preukazateľným horizontom v lupkovských vrstvách je cenoman, zistený v profile 3 — Topoľa (bod č. 5, 6). Bol stanovený na základe spoločenstiev planktonických foraminifér, tvorených týmito druhmi: *Clavihedbergella simplex* (Morrow), *Thalmanninella appenninica* (Renz), *Thalmanninella ticinensis subticinensis* (Gandolfi), *Rotalipora cushamani expansa* (Carbonier), *Rotalipora cushmani montsalvensis* (Monrod), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Praeglobotruncana imbricata* (Monrod), *Anomalina (Pseudovalvulineria) cenomanica* var. *cenomanica* (Brotzen).

V zmysle zonárneho členenia kriedy Západných Karpát (J. Salaj — O. Samuel 1966) ide o zónu *Thalmanninella appennica*, ktorá predstavuje rozhranie spodného a stredného cenomanu.

V spodnej časti lupkovských vrstiev možno vyčleniť litologicky horizont tmavosivých až čiernych bridličnatých ílovcov (profil 5 — Hlboký potok a vrt Zboj-1), ktorý charakterizuje kvalitatívne chudobné spoločenstvo rhabdamín a dendrophryí. Oje-



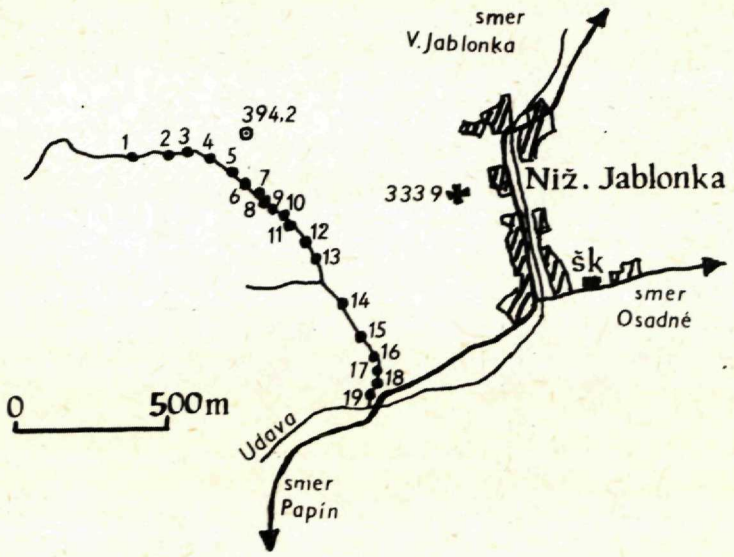
Obr. 1 Mapa študovaných profilov.
Bodkovane vyznačené rozšírenie lupkovských vrstiev v dukelskej jednotke; 4 — profil Zboj; 5 — Profil Hlboký potok.

Fig. 1. Map of profiles studied distribution of Lupkov beds in Dukla unit marked wth dots; 4 — profile Zboj; 5 — Hlboký potok profile.

dinelé výskyty zástupcov rodu *Hedbergella*, hlavne druhu *Hedbergella planispira* (Tappan) v týchto spoločenstvách nevylučujú, že ide o podložný horizont preukázaného cenomanu a že počiatok sedimentácie lupkovských vrstiev spadá do rozhrania alb — cenoman prípadne do albu. Turón nebol zistený.

Spodný senón, zastúpený koniakom prípadne najspodnejším santónom, je najlepšie vyvinutý v profile 1 — Nižná Jablonka (bod č. 9—11), kde je doložený

aglutinovanými, vzácnejšie vápnitými foraminiferami a vápnitou nanoflórou. Aglutinované spoločenstvá, kvalitatívne pestrejšie ako podložné monotónne rhabdamínovo-dendrophryové spoločenstvá sú zastúpené hlavne druhmi: *Rhabdammina* ex

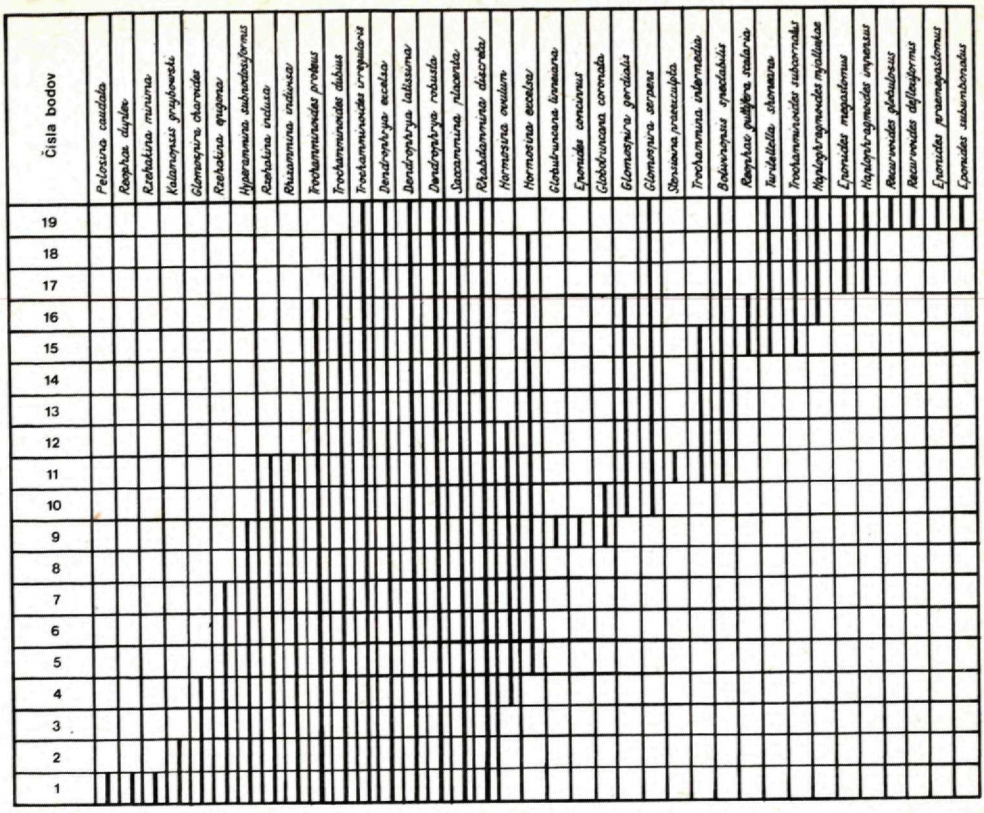


Obr. 2 Profil Nižná Jablonka, schéma odberu vzoriek.
Fig. 2. Nižná Jablonka profile sampling scheme.

gr. *discreta* Brady, *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, *Dendrophrya latissima* Grzybowski, *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Rhizammina indivisa* Brady, *Hyperammina nodata* Grzybowski, *Hyperammina subnodosiformis* Grzybowski, *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *Glomospira serpens* (Grzybowski), *Hormosina excelsa* (Dylażanka), *Hormosina ovulum ovulum* (Grzybowski), *Rzehakina inclusa* (Grzybowski), *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Trochamminoides dubius* (Grzybowski), *Trochamminoides irregularis* White, *Trochamminoides proteus* (Karrer), *Bolivinopsis spectabilis* (Grzybowski), *Trochammina intermedia* Grzybowski. V spoločenstvách boli zistené i vápnité formy, ktoré poukazujú na koniacky vek. Ide o druhy *Globotruncana coronata* Bolli, *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny), *Eponides concinnus concinnus* Brotzen, *Stensoina praeexsculpta* (Keller)

V tomto horizonte bola zistená i vápnitá nanoflóra, ktorá má charakter spodnosenónskych — koniackych až spodnosantónskych spoločenstiev. Zastupujú ju tieto druhy:

Biscutum constans (Gorka) Black



Tab. 1 Zastúpenie foraminifér v profile Nižná Jablonka.

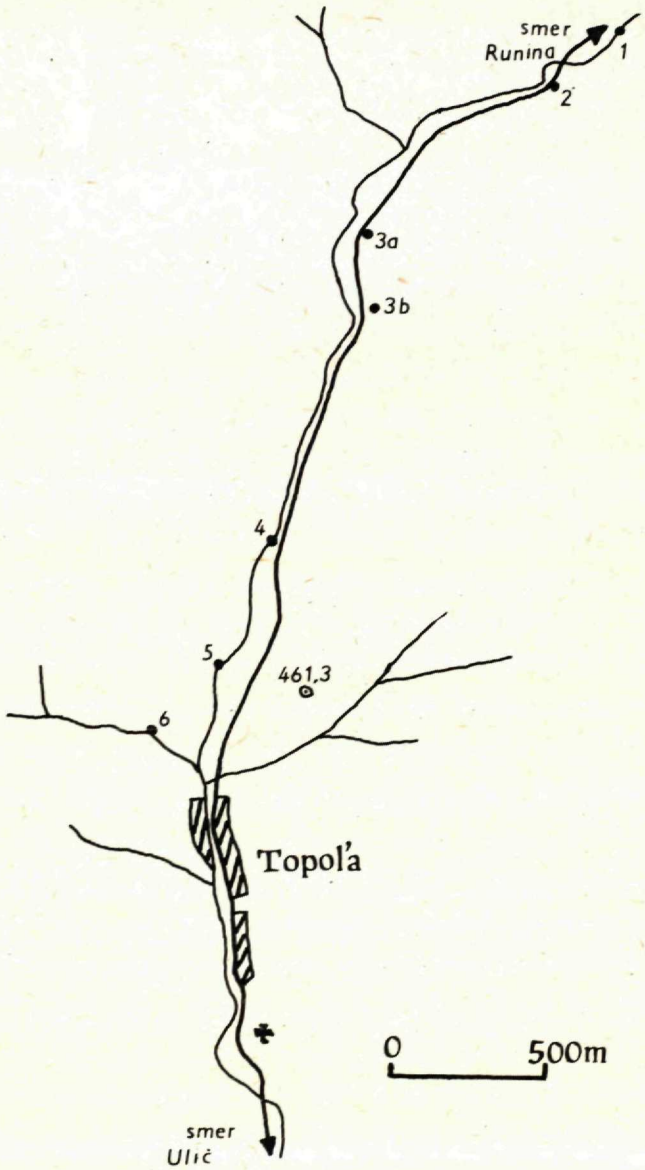
Tab. 1. Foraminifers in Nižná Jablonka.

Cretarhabdus crenulatus Bramlette et Martini
Eiffelithus eximius (Stover) Perch—Nielsen
Micula decussata Vekshina
Parhabdolithus sp.
Praediscosphaera ex gr. *cretacea* (Arkhangelsky) Gartner
Tranolithus sp.
Tetralithus cf. *pyramidus* Gardet
Thoracosphaera sp.
Watznaueria barnesae (Black) Perch—Nielsen
Zygolithus compactus (Bukry) Noël
Zygolithus sp.

Spoločenstvá sú zložené prevažne z druhov, ktoré sa vyskytujú v priebehu celého senónu. Niektoré z nich zasahujú do spodného, resp. vrchného kampánu, ako *Eiffelithus eximius* (Stover) Perch—Nielsen, *Tetralithus pyramidus* Gardet,

Tranolithus sp., *Zygolithus compactus* (Bukry) Noël. V týchto spoločenstvách neboli zistené druhy, ktoré sú charakteristické pre vyšší senón a ktoré sú hojne zastúpené v nadložnom horizonte tohto profilu.

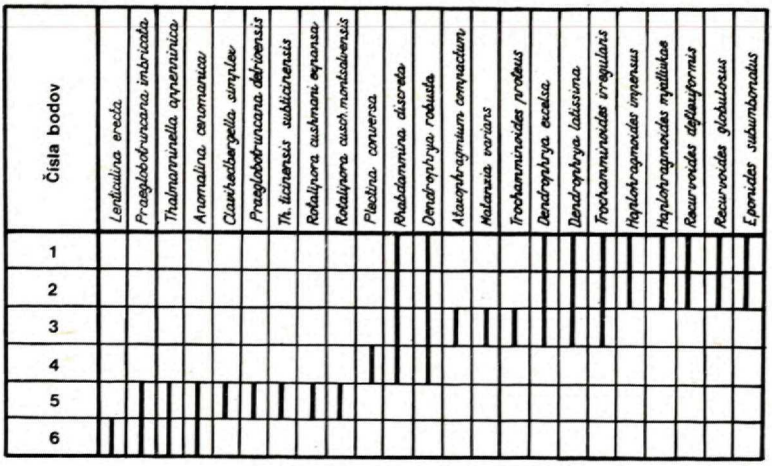
Zloženie kokolitov možno korelovať so zónou *Micula staurophara* H. Manivit



Obr. 3 Profil Topoľa, schéma odberu vzoriek.

Fig. 3. Topoľa profile, sampling scheme.

(1971), ktorá reprezentuje spodný koniak, prípadne so zónou *Marthasterites furcatus*, ktorou H. Manivit (1971) charakterizuje vrchný koniak. Ďalšou zónou, s ktorou môžeme vápnitý nanoplanktón paralelizovať, je zóna *Tetralitus pyramidus*, vymedzená P. Čepkom a W. W. Hayom (1969) pre koniak. Pri porovnaní vyššie uvedeného horizontu s kokolitmi bradlového pásma (V. Gašpariková 1974) bol zistený podobný charakter spoločenstiev so zónou *Globotruncana angusticarinata*, ktorá stratigraficky reprezentuje koniak.



Tab. 2 Zastúpenie foraminifér v profile Topoľa.

Tab. 2. Foramnifers in Topoľa profile.

Vo vyšších častiach lupkovských vrstiev v profile Nižná Jablonka (bod č. 15—18), ktoré predstavujú vrchný senón, spoločenstvá foraminifér i vápnitého nanoplanktónu nadobúdajú odlišné zloženie. Spoločenstvá aglutinovaných foraminifér sú obohatené o druhy *Rheopax guttifera scalaria* Grzybowski, *Turritellella schoneana* (Siddal) a *Trochamminoides subcoronatus* (Grzybowski), ktorý sa pripája k druhom *Trochamminoides dubius* (Grzybowski), *Trochamminoides irregularis* White, *Trochamminoides proteus* (Karrer) len vo vyšších častiach súvrstvia. Spolu s týmito druhmi začína sa objavovať rod *Haplophragmoides*, zastúpený hlavne druhom *Haplophragmoides mjatljukae* Maslakova, vyššie *Haplophragmoides impensus* Martin. Z vápnitých foriem druh *Eponides megastomus* (Rzehak). Vápnitá nanoflóra má v tomto horizonte tiež odlišný charakter. V jeho spodnej časti (bod č. 16) bolo stanovené spoločenstvo drobných foriem, ktorých systematické začlenenie je nejasné a ktoré v literatúre nie sú nám známe. Tieto formy zatiaľ neprispievajú k objasneniu stratigrafickej pozície tejto časti lupkovských vrstiev. V tesnom nadloží problematického spoločenstva (bod č. 17) bola zistená bohatá nanoflóra s niektorými vedúcimi vrchnosenónskymi druhmi, na základe ktorých bol horizont stratigraficky vymedzený. Je zložená z týchto druhov:

Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina
Corrolithion sp.
Cribrosphaera ehrenbergi Arkhangelsky
Cribrosphaera laughtoni (Black) Bukry
Cyclagelosphaera margereli Noël
Discorhabdus sp.
Gartnerago obliquum (Stradner) Reinhardt
Helicolithus sp.
Lithastrinus ex gr. *floralis* Stradner
Lithraphidites cf. *grossopectinatus* Bukry
Manivitella sp.
Markalius circumradiatus (Stover) Perch—Nielsen
Micula decussata Vekshina
Praediscosphaera cretacea (Arkhangelsky) Gartner
Watznaueria barnesae (Black) Perch—Nielsen
Zygolithus litterarius (Gorka) Reinhardt et Gorka

Vrchný senón charakterizujú hlavne druhy *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, významný pre vrchný kampán a spodný maastricht, druh *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky, ktorý svoje maximum dosahuje v kampáne a maastrichte, a *Cribrosphaera laughtoni* (Black) Bukry, významná forma pre maastrichtské sedimenty. Druh *Gartnerago obliquum* (Stradner) Reinhardt, hojný v tomto horizonte, má široké stratigrafické rozpätie od cenomanu po kampán. H. Priewalder (1973) ho uvádza z maastrichtskej zóny *Pseudotextularia elegans* ako alochtónnu kampánsku formu. *Lithraphidites grossopectinatus* Bukry, zistený len úlomkovite, potvrdzoval by maastrichtský vek horizontu. Nakoniec spomenieme prítomnosť druhu *Cyclagelosphaera margereli* Noël, ktorý má široké stratigrafické rozpätie. V bradlovom pásme bolo zaznamenané jeho maximum v zóne *Globotruncana falsostuarti*, ktorá reprezentuje rozhranie kampánu a maastrichtu. V tomto horizonte neboli zistené druhy, ktoré charakterizujú vyšší maastricht (napr. *Lithraphidites quadratus* Bramlette et Martini, *Nephrolithus frequens* Gorka) a možno ho stratigraficky identifikovať ako vrchný kampán až spodný maastricht.

Najvyššie polohy lupkovských vrstiev zodpovedajú spodnému paleogénu. V profile Nižná Jablonka (bod č. 19) a Topoľa (bod č. 1) takýto vek vrstiev je doložený foraminiferovými spoločenstvami, v ktorých prevláda rod *Recurvoides* a *Haplophragmoides*, zastúpené druhmi *Recurvoides globulus* (Grzybowski), *Recurvoides deflexiformis* (Noth), *Haplophragmoides mjatliukae* Maslakova, a *Haplophragmoides impensus* Martin. Z vápnitých foriem boli zistené: *Eponides subumbonatus* Mjatliuk a *Eponides praemegastomus* (Rzehak), ktoré sa v nižších častiach lupkovských vrstiev nevyskytovali.

Vek aglutinovaných spoločenstiev upresňuje vápnitá nanoflóra, ktorá pochádza z tej istej časti profilu Nižná Jablonka (bod č. 19) a má celkom odlišný charakter ako

v senóne. Druhy, ktoré tu vystupujú, reprezentujú paleogénno-paleocénne spoločenstvo kokolitov:

Coccolithus cavus Hay et Mohler
Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok
Discoaster nobilis Martini
Ellipsolithus districhus (Bramlette et Martini)
Marthasterites sp.
Toweius craticulus Hay et Mohler

V najvyššej časti profilov Nižná Jablonka a Topoľa je charakter foraminiferových spoločenstiev rovnaký. Nakoľko v profile Nižná Jablonka vápnitá nanoflóra presnejšie indentifikovala vek súvrstvia, považujeme najvyššie časti oboch profilov za paleocénne.

Záver

Uvedené výsledky mikrobiostratigrafického výskumu foraminifér a vápnitého nanoplanktónu umožňujú podstatne rozšíriť stratigrafický rozsah lupkovských vrstiev z intervalu turón — spodný senón na cenoman až poleocén. Nevylučujeme, že zasahujú až na hranicu albu — cenomanu, prípadne albu.

Rozšírenie stratigrafického rozsahu lupkovských vrstiev umožňuje predpokladať, že pestrá sedimentácia jaloveckých vrstiev (známych zo Zakarpatska v podloží diskutovaného súvrstvia) v smere na západ vykliňuje a vyššie uvedený stratigrafický interval v československej časti dukelskej jednotky reprezentuje monotónny flyš lupkovských vrstiev.

Do tlače odporučil O. Samuel.

Literatúra

ČEPEK, P. — HAY, W. W. 1969: Calcareous Nannoplankton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. Trans. Gulf. Coast. Assoc. Geol. Soc., 19, 323—336.

DANIŠ, V. V. 1973: Geologia zachidnoj častini pivdennoho schilu Ukrajinskich Karpat. Naukova dumka, Kijev, 1—106.

ĎURKOVIČ, T. 1968: East Slovakian Flysch sediments. Zborn. geol. Vied, Záp. Karpaty, 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 107—154.

GAŠPARIKOVÁ, V. 1974: Korelácia nanoplanktonových spoločenstiev a biozonami foraminifer vrchnej kriedy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KORÁB, T. 1971: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list Vyšná Radvaň. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KORÁB, T. 1973: Vysvetlivky k základnej geologickej mape, list Medzilaborce (M–34–104–B–b). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KORÁB, T. — SNOPKOVÁ, P. 1972: Palinologické a stratigrafické zhodnotenie lupkovských vrstiev a ich paleogeografická interpretácia. Geol. Práce, Správy 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79—101.

KRUGLOV, S. S. — GLUŠKO, V. V. 1971: Geologičeskoje strojenie i gorjučije iskopanye Ukrajinskich Karpat. Izd. „Nedra", Moskva, 1—388.

LEŠKO, B. — NEMČOK, J. — KORÁB, T. 1960: Flyš Užskej hornatiny. Geol. Práce, Správy 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 65—86.

LEŠKO, B. — SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—245.

MANIVIT, H. 1971: Nannofossiles calcaires du Crétacé Francais (Aptien-Maastrichtian). Essai de biozonation appuyeé sur les stratotypes. Institut de géologie de la Fakulté des Sciences d'Orsay.

MATĚJKA, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 :200 000, list Zborov-Košice. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—253.

NEMČOK, J. 1960: Výskyt vrchnokriedových inocerámov v povodí Uhu na východnom Slovensku. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 153—158.

PRIEWALDER, H. 1973: Die Coccolithenphoridenflora des Locus typicus von Pseudotextularia elegans (Rzehak), Reingruberhöle, Niederösterreich (Maastricht), Jb. Geol. A. — B., 16, Wien, 3—34.

SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten- Kreide (Slowakei). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SAMUEL, O. 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie povrchových vzoriek z centrálneho karpatského paleogénu, dukelsko-užockých vrás a bradlového pásma od Beňatiny, Podhoroča a Hanušoviec. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—89.

SAMUEL, O. 1962a: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z listu Stakčín (1 :50.000). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—15.

SAMUEL, O. 1962b: Dielčia správa z úlohy 02-A-5 (list Zboj 1 :50 000). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—7.

SAMUEL, O. 1963: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z listu Stakčín a Zboj (1 :50 000) za rok 1962. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—26.

SAMUEL, O. 1964: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z listu Stakčín a Zboj (1 :50 000) za rok 1963. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—10.

SAMUEL, O. 1974: Taxonómia a stratigrafia aglutinovaných foraminifér. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—107.

SAMUEL, O. — SNOPKOVÁ, P. 1969: Mikrobiostratigrafická korelácia aglutinovaných foraminifér so sporomorfami vo východoslovenskom flyši. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—130.

SLĄCZKA, A. 1971: Geologia jednostki dukielskiej. Inst. Geol. Prace, 63, Warszawa, 5—76.

V. Gašpariková — T. Koráb

On the stratigraphy of the Lupkov beds in the Dukla unit

Summary of the Slovak text

In the stratigraphical profile of the Dukla unit in East Slovakia and in Poland the Lupkov beds are oldest. In Transcarpathia their equivalent are the Lower Berezna beds.

As regards age, the beds were referred to the Turonian-Lower Senonian according to the results of paleontological research based mostly on poor planktonic microfauna, on abundant, though stratigraphically less significant associations of agglutinated foraminifers, and on Inoceramian fauna. On the ground of analyses of foraminifers and calcareous nannoplankton, microbiostratigraphical research facilitates both a more exact biostratigraphical classification of the beds and explanation of stratigraphical position of some monotonous associations of agglutinated foraminifers. The method allows to extend the stratigraphical range of the Lupkov beds from the Cenomanian to the Paleocene; perhaps even to the Albian.

The new stratigraphical interval of the beds permits a supposition about the variegated sedimentation of the Jalowka beds (known from Transcarpathia in the basement of the beds discussed) wedging out westwards, and about the Cenomanian-Paleocene stratigraphical interval representing the monotonous flysch of the Lupkov beds in the Czechoslovak part of the Dukla unit.

Translated by E. Jassingerová.

Vysvetlivky k tabuľkám XXV—XXX

Tab. XXV
profil Nižná Jablonka, bod č. 11
1 — *Eiffelithus eximus* (Stover) Perch—Nielsen, 9000 × zväčš., proximálna strana
2 — *Biscutum constans* (Gorka) Black, 10 000 × zväčš., proximálna strana
3 — *Tetralithus* cf. *pyramidus* Gardet, 12 000 × zväčš.
4 — *Zygolithus* sp., 10 000 × zväčš., distálna strana
5 — *Biscutum constans* (Gorka) Black, 10 000 × zväčš., distálna strana
6 — *Thoracosphaera* sp., 8000 × zväčš.
7 — *Zygolithus compactus* (Bukry) Noël, 5000 × zväčš., proximálna strana

Tab. XXVI
profil Nižná Jablonka, bod č. 11
1 — *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette et Martini, 10 000 × zväčš., distálna strana
2 — *Praediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, 5000 × zväčš., distálna strana
3 — *Micula decussata* Vekshina, 5000 × zväčš.
4 — *Tranolithus* sp., 10 000 × zväčš., proximálna strana
5 — *Parhabdolithus* sp., 10 000 × zväčš., proximálna strana
6 — *Zygolithus* ex gr. *compactus* (Bukry) Noël, 5000 × zväčš., proximálna strana
7 — *Micula decussata* Vekshina, 10 000 × zväčš.

Tab. XXVII
profil Nižná Jablonka, bod č. 11 (pokračovanie)
1 — *Watznaueria barnesae* (Black) Perch—Nielsen, 8000 × zväčš., proximálna strana
profil Nižná Jablonka, bod č. 16
2—5 problematické formy neistého systematického zaradenia, 14 000 × zväčš., (fig. 2, 4, 5), 8000 × zväčš. (fig. 3).

Tab. XXVIII
profil Nižná Jablonka, bod č. 17

1 — *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 10 000 × zväčš., proximálna strana
2 — *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky, 10 000 × zväčš., proximálna strana
3 — *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky, 10 000 × zväčš., distálna strana
4 — *Discorhabdus* sp., 10 000 × zväčš., proximálna strana
5 — *Helicolithus* sp., 10 000 × zväčš., distálna strana
6 — *Helicolithus* sp., 5000 × zväčš., distálna strana
7 — *Cyclagelosphaera margereli* Noël, 5000 × zväčš., proximálna strana

Tab. XXIX
profil Nižná Jablonka, bod č. 17 (pokračovanie)

1 — *Gartnerago obliquum* (Stradner) Reinhardt, 10 000 × zväčš., distálna strana
2 — *Zygolithus litterarius* (Gorka) Reinhardt et Gorka, 10 000 × zväčš., proximálna strana
3 — *Markalius?* sp., 12 000 × zväčš., distálna strana
4 — *Manivitella* sp., 10 000 × zväčš., proximálna strana
5 — *Cyclagelosphaera margereli* Noël, 10 000 × zväčš., distálna strana

Tab. XXX
profil Nižná Jablonka, bod č. 19

1 — *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 5500 × zväčš., distálna strana
2 — *Ellipsolithus* ex gr. *districhus* (Bramlette et Sullivan), 14 000 × zväčš., distálna strana
3 — *Toweius craticulus* Hay et Mohler, 10 000 × zväčš., proximálna strana
4 — *Coccolithus cavus* Hay et Mohler, 10 000 × zväčš., proximálna strana
5 — *Discoaster nobilis* Martini, 7000 × zväčš., distálna strana.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 83—90 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Miroslav Plička

Nové poznatky o stratigrafické příslušnosti psefiticko-psamitického vývoje svrchního oddílu paleogénu magurské skupiny flyšové jižně od Valašského Meziříčí

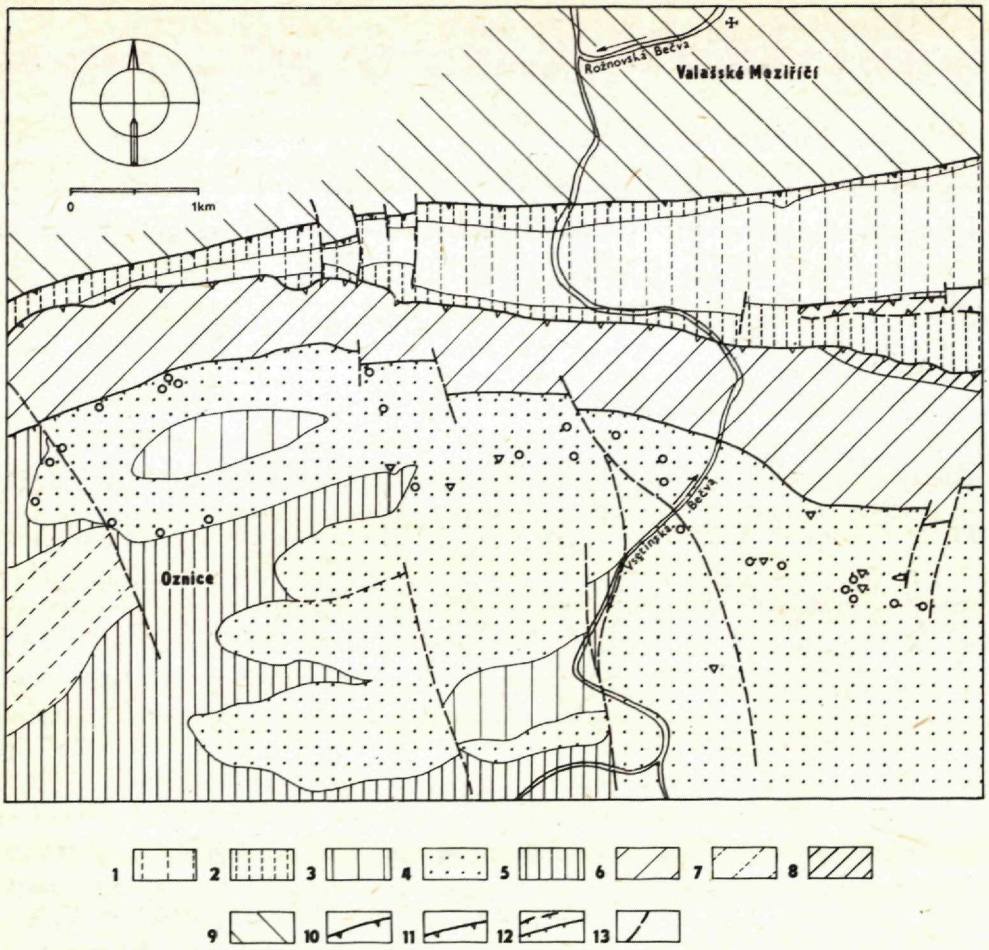
1 obr. v textu, 2 obr. na křídě (XXXI—XXXII)

Abstract. The results of detailed geological mapping, of micropaleontological and petrographical researches prove that the sediments in the psephite — psammite facies at the south of Valašské Meziříčí, formerly ranged to the lower part of the Paleogene (the Soláň beds) are to the reffered to the Upper part of the Paleogene (the Lower Zlín beds (M. Plička 1970). It has been found out that the sediments are correlable with the lower part of the Zlin beds cropping out in internal zones of the Rača unit in the flysch Magura group in the anticlinal zones Čertovy kameny and in the Lačno — Luhačovice zone. The Soláň beds should be revised on the basis of the new data.

Při geologickém mapování na území listu Valašské Meziříčí (M-33-96-D-b) a Kelč (M-33-96-D-a) v měřítku 1 : 25 000, které jsem uskutečnil v letech 1967—1970 (M. Plička 1970a, 1970b) a později ještě upřesnil, hlavně pokud se týká předmagurské jednotky (M. Plička v tisku) se ukázalo, že značná část psefiticko-psamitických sedimentů v čelní zóně račanské jednotky magurské skupiny flyšové, řazených dříve ke spodnímu paleogénnímu oddílu (soláňské vrstvy) náleží svrchnímu paleogénnímu oddílu (spodní část zlínského souvrství — spodní zlínské vrstvy (viz obr. 1). Příslušnost byla prokázána na základě geologické pozice, která se stala zjevnou až při detailním geologickém mapování a byla potvrzena na základě mikrofauny (střední eocén) (F. Jurášová 1970, E. Hanzlíková 1975).

Spodní část zlínského souvrství v pískovco-slepencovém vývoji je u Valašského Meziříčí v nadloží belovežských vrstev, které se vynořují a ve větším plošném rozšíření vystupují na povrch především v okolí Oznice, asi 5 km jz. od Valašského Meziříčí. Spodní zlínské vrstvy v pískovco-slepencovém vývoji tam tvoří několik brachysynklinálních uzávěrů, morfologicky se výrazně v uvedeném prostoru projevujících jako denudační zbytky na pelitech belovežských vrstev. Na území listu Valašské Meziříčí jsou rozšířené až k jeho jižnímu okraji a pokračují dále k jihu. Rovněž V. Pesl (1971) zjistil později tento pískovco-slepencový vývoj spodních zlínských vrstev na východě na sousedním území listu Zubří (M-34-85-C-a) u přehrady na Bystřičce.

RNDr. Miroslav Plička, CSc., Ústřední ústav geologický, Praha, pobočka Brno, Leitnerova 22.



Obr. 1 Čelní část magurské skupiny flyšové u Valašského Meziříčí (M. Plička 1975).
Vysvětlivky: Magurská skupina flyšová, křivské pásmo (1—2): 1 — zlínské souvrství, 2 — belovežské vrstvy; račanská jednotka (3—8): 3 — svrchní zlínské vrstvy (pelitický vývoj), 4 — spodní zlínské vrstvy (psefiticko-psamitický vývoj), 5 — belovežské vrstvy, 6 — soláňské vrstvy (psamiticko-psefitický vývoj), 7 — soláňské vrstvy (peliticko-psamitický vývoj), 8 — spodní pestré vrstvy soláňského souvrství; 9 — vnější skupina flyšové; 10 — přesunutí magurského příkrovu; 11 — přesunutí dílčí tektonické jednotky račanské; 12 — dílčí přesunové linie račanské jednotky; 13 — příčné zlomy. Kolečkem jsou ve spodních zlínckých vrstvách označeny valouny až bloky světlých tříštnatých vápenců, vyskytujících se ve slepencích, trojúhelníky jsou označeny horniny vyvřelé a metamorfované.

Z celkového hlediska se jeví pískovco-slepencový vývoj spodní části zlínského souvrství u Valašského Meziříčí jako hrubě cyklický flyš. V souvrství s převahou pískovcových lavic o mocnosti několik dm až metrů s podřadnými vložkami jílovců, mocných jen několik cm až dm, se objevují v určitých intervalech masivní komplexy pískovců a slepenců, mocné až několik desítek metrů. Tyto pískovco-slepencové polohy ve spodních zlínských vrstvách se v terénu velmi výrazně morfologicky

uplatňují. Pískovce o menších mocnostech jsou jemně až středně zrnité, někdy i hrubě zrnité, vápnité, často pozitivně gradačně zvrstvené.

Nápadným a charakteristickým jevem pískovco-slepencového komplexu spodní části zlínského souvrství u Valašského Meziříčí je typické žlutavé zbarvení, které hornina získává při navětrání. Poskytuje hrubě písčité žlutavé eluvium s nepravidelně zaoblenými úlomky pískovců a slepenců. Velmi často je hornina prostoupena ichnofosiliemi *Planolites vulgaris* Nicholson and Hinde 1875 (chodby po mořských anelidních červech (M. Pličk a v tisku) trubicovitého tvaru o průměru 6—10 mm, místy s patrnou segmentací po otiscích tělních článků červa. Chodby probíhají v hornině nepravidelně v různém směru a pod různým úklonem k vrstevní ploše. Není vyloučeno, jak mohou prokázat další výzkumné práce v tomto směru, že chodby mají vztah k sabelidním mořským červům rodu *Zoophycos* Massalongo 1855 (M. Pličk a 1968, 1969).

Pro slepencový vývoj spodních zlínských vrstev u Valašského Meziříčí je typická přítomnost světlých tříštnatých vápenců, žul a metamorfovaných hornin dosahujících někdy velikosti až balvanů o průměru přes 1 m (viz obr. 1).

Pelitická složka pískovco-slepencového vývoje spodní části zlínského souvrství je zastoupena jílovci nevápnitými, proměnlivě písčitými, nepravidelně kouskovitě až drtkovitě, někdy i šupinkatě rozpadavými, špinavě hnědavě šedých a nazelenalých nevýrazných barev. Svým vzhledem se výrazně liší od pelitů svrchní části zlínského souvrství.

Směrem do nadloží při přechodu do svrchních zlínských vrstev se začínají objevovat již vložky jílovců barvy šedé, zelenavě šedé, olivově šedé a hnědošedé. Jílovce jsou proměnlivě písčité s charakteristickým střípkovitým rozpadem. Svým vzhledem se blíží již pelitům svrchních zlínských vrstev. Objevují se lávky jemně až středně zrnitých glaukonitických pískovců o mocnosti několik dm až přes 1 m. Vložky pelitů střípkovitě rozpadavých dosahují mocnosti až několik metrů. Jílovce této povahy vystupují jednak v jádře brachysynklinály, 1 km s. od Oznice (viz Geol. mapa 1 : 25 000, M. Pličk a 1970 a), jednak tvoří ve spodních zlínských vrstvách při j. okraji území listu Valašské Meziříčí jen několik metrů mocnou polohu.

Brachysynklinála s. od Oznice, jak bylo uvedeno, je odkryta povrchovým sesuvem, (R. Burkhardt — D. Liškutínová — M. Pličk a 1972) a je tvořena ve svém jádru několik metrů mocnou polohou jílovců proměnlivě písčitých, nevápnitých, barvy šedé, zelenavě šedé a šedohnědé. Barevné odstíny se střídají v několika centimentrových intervalech. V nejvyšší poloze odkrytých vrstev byl zastižen zelenavě šedý, jemnozrnný glaukonitický nevápnitý pískovec, naspodu s výraznými bioglyfy a mechanoglyfy, uvnitř s výraznými asymetrickými rhomboidálními i linguoidními čeřinami (M. Pličk a — I. Žůrková (1970):

Petrografií hornin spodní části zlínského souvrství v pískovco-slepencovém vývoji u Valašského Meziříčí se zabývala I. Žůrková (1970):
Sedimenty mají hrubě středně rytmický charakter s koeficientem rytmičnosti 0,2, s procentem písčitosti 99. Zastoupen je pouze I a II Er, v poměru 99 : 1. Vyskytuje se typ I—III a I.

I Er tvoří převážně šedé, rezavě hnědě nebo žlutavě až bělavě šedě ovětrávající hrubozrnné slepence až pískovce. Pískovce často uzavírají drobné úlomky hornin nebo valounky křemene. Z úlomků hornin byly zjištěny fylity, jílovce a granitoidy. Nejčastěji se vyskytuje zvrstvení násobně pozitivně gradační a násobně inverzně gradační. V menší míře se podílí násobně pozitivně gradační v kombinaci s laminovaným. Podřadné je zvrstvení pozitivně gradační a pozitivně gradační s laminovaným. Paralelní a ploše vlnitá laminace je vázaná pouze na siltovce a jemnozrnné pískovce.

Zrnitostní změny v jednotlivých lavicích nebývají pravidelné, většinou se vytvářejí neostře ohraničené čočkovité polohy buďto pískovce ve slepenci, častěji však slepence v pískovci. Rourkovité chodbičky po červech, místy velmi hojné, jsou vyplněné materiálem téměř zrnitostně shodným s materiálem okolní horniny. Pískovce obsahují proměnlivé množství křemene (35—76 %) a živců (15—25 %). Většinou převažují kyselé plagioklasy nad K živci. U hrubozrnných pískovců byly zjištěny vysoké obsahy úlomků metamorfovaných hornin (13—25 %), u jemnozrnných pískovců se hodnoty pohybují okolo 5 %.

Struktury pískovců jsou nestejnozrnně psamitické a psamiticko-psefitické. Struktura pojiva je vesměs nerovnoměrně pórová, charakter jílovitý, limonitizovaný. Obsah pojiva kolísá od 5—17 %. Z hlediska těžkých minerálů lze považovat písčité sedimenty pískovco-slepenocvého souvrství v podstatě za granátické, při zvýšených obsazích hlavně rutilu.

Granulometricky mají pískovce většinou vysoké obsahy arenitové a nízké obsahy lutitové složky. Pískovce jsou velmi dobře tříděné, nejhorší zjištěná hodnota So je 2,7. Pískovce jsou nevápnité až slabě vápnité.

Slepence vytvářejí jednak celé mocné lavice, jednak vystupují v nepravidelných čočkovitých polohách v pískovcových lavicích. Uspořádání valounů je chaotické, bez jakékoliv orientace. Petrografické složení slepenců je velmi variabilní a rychle se mění nejen laterálně, ale i ve stratigrafickém sledu. Tak například v zářezu železniční stanice Brňov mají v jedné lavici značnou převahu valouny vyvřelinového charakteru, v menším množství vystupují valouny sedimentů a metamorfitů, ojediněle jsou zastoupeny valouny křemene a vápenců. V jiné lavici je zvýšený obsah metamorfitů, objevují se valouny křemene a vyvřelin a je oproti předcházející lavici zvýšený obsah vápencových valounů. V obou případech se jedná o středně zrnité slepence.

Z hlediska petrografického složení vytvářejí slepence přibližně 3 typy, z nichž dva typy odpovídají v podstatě výše popsaným s tím, že ve vzorcích s vysokým obsahem metamorfitů může být v menším proměnlivém množství ještě materiál sedimentárních hornin. Třetí typ je charakteristický poměrně vysokými obsahy vápencového materiálu.

Podle mikropaleontologického určení vzorků stanovila pro spodní část zlínského souvrství u Valašského Meziříčí F. Jurášová stáří střední eocén. U vzorků jílovců z lokality Oznice — sesuv, v blízkosti lavice glaukonitického pískovce určila svrchnoeocénní stáří (F. Jurášová 1970). Vrstvy odkryté sesuvem s. od Oznice a vystupující v brachysynklinálním uzávěru představují pravděpodobně již přechod ke svrchním zlínským vrstvám (glaukonitické pískovce, střípkovitý rozpad jílovců).

V roce 1975 byly pro korelaci s vrstvami, vystupujícími v antiklinálním pásmu Čertových kamenů jv. od Vizovic a j. od Valašské Polanky provedeny v okolí Oznice doplňující sběry vzorků hornin. E. Hanzlíková (1975) stanovila pro spodní část zlínského souvrství v pískovco-slepencovém vývoji v okolí Oznice rovněž středněoeocénní stáří (lutet) s tím, že ještě upřesnila zařazení na zónu P 14 s *Truncorotaloides rohri*. Uvedená zóna P 14 představuje dle E. Hanzlíkové nejvyšší část spodních zlínských vrstev jak pro oblast račanské jednotky v čelní zóně magurské skupiny flyšové u Valašského Meziříčí tak také pro její vnitřnější části j. od Vizovic (E. Hanzlíková 1975). Ve vzorku od Oznice zjistila E. Hanzlíková 6 exemplářů

planktonických foraminifer, které jednoznačně vzorek zařazují do zóny *Truncorotalia rohri* = P 14 zóny nejvyššího středního eocénu. Kromě vůdčího druhu určila: *Globigerina cf. ouachitaensis* Howe and Wallace, radiolárie a úlomek *Nodogerina sp.* a *Nuttalides cf. trinitatensis* (Nuttall).

Ke spodním zlínským vrstvám řadím i pískovco-slepencový vývoj vrstev v prostoru Jarcová—Brňov, který je na geologické mapě listu Valašské Meziříčí v měř. 1 : 25 000 řazen ještě k vrstvám soláňským (M. Plička 1970) a stejně tak i na sousedním území východního listu Zubří (soláňské souvrství v břidličnato-pískovcovém vývoji se slepenci), (V. Pesl, 1971). K řazení zmíněného komplexu vrstev ke spodnímu paleogénnímu oddílu jsem byl veden na základě mikropaleontologie. Vzorky vykazovaly v uvedeném prostoru faunu stáří křída — paleocén. Litologicky a z hlediska celkového geologického a tektonického pojetí a vzájemné návaznosti slepencových pásem dále směrem na západ a jejich petrografického obsahu by již dříve lépe vyhovovalo pojímání uvedeného vývoje jako spodní zlínské vrstvy. Jak ukazují novější poznatky z oboru mikropaleontologie sedimentů karpatského flyše, vzorky jílovců, odebírané běžně v terénu, mohou představovat velmi často faunu redeponovanou, k čemuž zřejmě došlo i v případě pískovco-slepencového pásma Jarcová — Brňov.

Při revizi byla ve světlezelenavě šedých nevápnitých, měkkých drtkovitých jílovcích, vystupujících mezi dvěma slepenocvými polohami v rokličce jv. od obce Brňov prokázána F. Jurášovou střednoeocénní fauna.

Vzorek poskytl bohatou asociaci s dobře zachovanými foraminiferami jak vápnitými tak aglutinovanými. Byly zjištěny následující druhy s počtem jedinců: *Globigerina yequaensis* W. et A. -4, *Rhizammina indivisa* Br. -1, *Acarinina crassaformis* (G. et W.) -1, *Bolivina sp.* -1, *Globigerinita unicava* Bolli -4, *Plectina coniformis* (Gr.) -1, *Rhabdammina discreta* Br. -3, *Cyclammina amplectens* Gr. -4, *Globigerina linaperta* Finlay -10, *Anomalina granosa* (Hantk.) -2, *Heterolepa cf. perlucida* (Nutt.) -2, *Anomalina affinis* (Hantk.) -2, *Acarinina interposita* Subb. -4, *Reophax pilulifera* Br. -2, *Globorotalia cf. aequa* Cush. et Renz -2, *Acarinina connicotruncata* (Subb.) -1, *Globigerina pseudoeocaena* Subb. -4, *Plectina conversa* (Gr.) -1, *Globigerina eocaenica* Terque. -1, *Turborotalia esnaensis* (Le Roy) -2, *Globorotalia aragonensis* Nutt. -5, *Acarinina triplex* Subb. -5.

Po revizi původního dokumentačního materiálu a provedení revizních túr v uvedeném prostoru, uskutečněných v poslední době a po získání dalších poznatků o litologickém vývoji spodní části zlínského souvrství z vnitřnějších antiklinálních pásem magurské skupiny flyšové (M. Plička 1975) vyplynuly některé poznatky, svědčící pro zařazení i pískovco-slepencového pásma v prostoru Jarcová — Brňov ke svrchnímu paleogénnímu oddílu:

Pelitická složka je zastoupena jílovci poměrně měkkými, proměnlivě písčitými, šupinkatě až drtkovitě rozpadavými, vesměs nevápnitými. Tento vývoj pelitů je charakteristický pro pelity spodní části zlínského souvrství např. v antiklinálním pásmu Čertových kamenů (M. Plička 1975). Pro příslušnost ke svrchnímu paleogénnímu oddílu dále svědčí i přítomnost zelenavě šedých, glaukonitických pískovců a chodby po mořských červech v pískovcích — *Planolites vulgaris* Nicholson and Hinde 1875 (M. Plička v tisku). Rovněž geologická a litologická návaznost pásma

Jarcová — Brňov petrografickou skladbou slepenců dále směrem k západu na Oznici svědčí o ekvivalenci zmíněného pásma se spodními zlínskými vrstvami u Oznice.

Pískovco-slepencový vývoj spodní části zlínského souvrství u Valašského Meziříčí jeví určitou analogii s vývojem vrstev svrchního oddílu paleogénu v Chřibech, kde byly odbobně jako u Valašského Meziříčí řazeny dříve pískovco-slepencové vrstvy spodní části zlínského souvrství k vrstvám soláňským (Z. Roth a kol., 1962). Na příslušnost peliticko-psamitického vývoje vrstev v čelní zóně magurské skupiny flyšové v Chřibech k vrstvám zlínským upozornili F. Chmelík — M. Eliáš (1969). Zmíněné souvrství přeřadili jako samostatnou psefiticko-psamitickou facii k vrstvám zlínským.

Rovněž v prostoru Valašského Meziříčí byly v poslední době shledávány určité podobnosti tohoto psefiticko-psamitického vývoje s vrstvami zlínskými (Z. Roth a kol., 1962). E. Hanzlíková (1959) se domnívá na základě studia mikrofauny, že část soláňských vrstev okrajového pásma račanské serie odpovídá možná nejen nejvyšším belovežským vrstvám, ale i spodní části zlínských vrstev pásem jižnějších. Stejně tak A. Matějka (1957) shledává určité podobnosti vrstev soláňských u Valašského Meziříčí s vrstvami zlínskými a to na základě slabých vložek jílovců.

Podle nového hodnocení stratigrafické příslušnosti některých anatiklinálních pásem v pískovco-slepencovém vývoji ve střední zóně račanské jednotky magurské skupiny flyšové, řazených dříve ke spodnímu paleogénnímu oddílu (soláňské vrstvy) se ukazuje jak na základě podrobného studia geologické pozice vrstev, tak i mikropaleontologického určení, že se jedná v některých případech o vrstevní komplex v nadloží belovežských vrstev, odpovídající spodním částem zlínského souvrství. Týká se to především antiklinálního pásma Čertových kamenů a pásma luhačovicko-lačnovského v nichž byly vyčleněny luhačovické vrstvy středně eocénního stáří (V. Pesl. 1965) mylně dříve řazené k vrstvám soláňským (A. Matějka — Z. Roth, 1956). Podobně v čelní zónt magurské skupiny flyšové se ukázalo (M. Plička 1970, 1970 a), že značná část pískovco-slepencových vrstev odpovídá nejspodnějším částem zlínského souvrství a je ekvivalentem luhačovických vrstev ve smyslu V. Pesla (1965) a E. Menčíka (1974), známých z vnitřnějších pásem magurského příkrovu.

Rovněž V. Pesl (1971) a E. Menčík (1974) sheldávají analogii luhačovických vrstev s pískovco-slepencovým vývojem eocénních vrstev v čelné zóně magurského příkrovu u Valašského Meziříčí. Není vyloučeno, že další studium jak mikropaleontologické, tak geologické a petrografické povede k přeřazení některých pískovco-slepencových pásem v čelní zóně magurského příkrovu i jihozápadně od Valašského Meziříčí ke spodní části zlínského souvrství, jak naznačují některé petrografické poznatky z okolí Rajnochovic (M. Plička 1970 b). Stejně tak bude třeba provést revizi některých antiklinálních pásem ve vnitřnějších zónách magurské skupiny flyšové.

Do tlače odporučil Z. Stráník.

Literatura

BURKHARDT, R. — LIŠKUTÍNOVÁ, D. — PLIČKA, M. 1972: Význačný sesuv u Oznice v Hostýnských vrších. Sborník Čs. spol. zeměpisné, 77, 3, Praha, 219—225.

KUENEN, Ph. H. 1959: Turbidites in flysch of the polisch Carpathian Mountains. Bull. Geol. Soc. Am., 70, 1089—1118.

HANZLÍKOVÁ, E. 1959: Mikrobiostratigrafické vysvětlivky ke křídě a paleogénu gen. mapy Olomouc. Geofond, Praha.

HANZLÍKOVÁ, E. 1960: Mikrobiostratigrafické vysvětlivky ke křídě a paleogénu generální mapy Ostrava. Geofond, Praha.

HANZLÍKOVÁ, E. 1975: Mikrobiostratigrafické ocenění hranice mezi spodními a svrchními zlínskými vrstvami na standartních profilech z listu Vizovice. In: PLIČKA, M.: Základní geologická mapa 1 : 25 000 list 25324 Vizovice.

CHMELÍK, F. — ELIÁŠ, M. 1969: Psefiticko-psamitická facie zlínskeho souvrství magurského flyše v čelní oblasti Chřibů. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1967, Ústř. Úst. geol., Praha.

JURÁŠOVÁ, F. 1970: Mikrobiostratigrafické zpracování paleogénu. In: Základní geologická mapa 1 : 25 000, list M-33-96-D-b Valašské Meziříčí. Geofond, Praha.

MATĚJKA, A. 1957: Zpráva o geologických výzkumech a mapování terénu Rožňov — Vsetín — Valašské Meziříčí. Geofond, Praha.

MATĚJKA, A. — ROTH, Z. 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Rozpravy ÚÚG, ČSAV, Praha, 1—332.

MENČÍK, E. 1974: Litofaciální členění račanské jednotky na Moravě. Věstník Ústř. úst. geol., 49, Praha, 97—103.

PESL, V. 1965: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše. Západné Karpaty, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 179—212.

PESL, V. 1971: Základní geologická mapa 1 : 25 000 list M-34-85-C-a Zubří. Geofond Praha.

PLIČKA, M. 1968: Zoophycos, and Proposed Classification of Sabellid Worms. Journal of Paleontology, 42, 3, Menasha.

PLIČKA, M. 1969: Methods for the Study of „Zoophycos" and Similar Fossils. N. Z. Journal of Geology and Geophysics,.12 (283), Wellington, 551—573.

PLIČKA, M. 1970a: Základní geologická mapa 1 : 25 000 list M-33-96-D-b Valašské Meziříčí. Geofond, Praha.

PLIČKA, M. 1970b: Základní geologická mapa 1 : 25 000 list M-33-96-D-a Kelč. Geofond, Praha.

PLIČKA, M. 1975: Základní geologická mapa 1 : 25 000 list 25 324 Vizovice. Geofond, Praha.

PLIČKA, M. v tisku: Ichnofosilie Planolites Nicholson and Hinde 1875 ze svrchní křídy (godulské vrstvy) v jádrech vrtu Staré Hámry — 1A (Moravskoslezské Beskydy, Československo).

PLIČKA, M. v tisku: K otázce předmagurské jednotky u Valašského Meziříčí.

PLIČKA, M. — ŽŮRKOVÁ, I. 1970: Čeřiny ve zlínskych vrstvách na lokalitě Oznice (magurský flyš). Geol. Práce, Správy 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ROTH, Z. a kol. 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXIV Olomouc. Geofond, Praha.

ŽŮRKOVÁ, I. 1970: Litologický a sedimentárně petrografický výzkum magurského flyše na listu Valašské Meziříčí a Kelč. Geofond, Praha.

Vysvětlivky k tabulkám XXXI—XXXII
(Foto V. Mlýnek)

Tab. XXXI
Obr. 1 Oznice, pohled od S k J na morfologicky se projevující brachysynklinální uzávěry pískovco-slepencových vrstev spodní části zlínského souvrství (a) v podloží s vrstvami belovežskými (b).

Tab. XXXII
Obr. 1 Pískovco-slepencový vývoj spodní části zlínského souvrství odkrytý v zářezu u železniční stanice Brňov, j. od Valašského Meziříčí.
Obr. 2 Chodby po mořských sabelidních červech *Planolites vulgaris* Nicholson and Hinde 1875 často se vyskytující v pískovcích pískovco-slepencového vývoje spodní části zlínského souvrství. Lom za domky v lese jv. od Oznice.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 91—98 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Pavol Gross

Particular armoured mud balls in Central-Carpathian Paleogene of Liptovská kotlina (depression)

4 plates (XXXIII—XXXVI)

Abstrakt. V Liptovskej kotline, na severnom Slovensku boli nájdené valúnmi oblepené pelokarbonátové gule do dvojmetrovej veľkosti. Nachádzajú sa tu ako súčasť valúnového materiálu v podmorskom zosuvnom telese. Podmorský zosuv je vrezaný do stredno až vrchnopriabonského flyšu centrálnokarpatského paleogénu. Autor tu uvádza názory na vznik oblepených gúl, podrobne opisuje nájdené, ktoré svojimi rozmermi prevyšujú všetky doteraz známe výskyty.

Na základe valúnového zloženia zlepencov podmorského zosuvu a niektorých ďalších geologických faktov autor predpokladá existenciu ilýrskej fázy vrásnenia v týchto priestoroch.

Mapping in scale 1 : 25.000 in the Liptovská kotlina (depression) (P. Gross, 1970, 1971, 1975) resulted in distinguishing the following lithological — facial sequences in sediments of the Central-Carpathian Paleogene:

a) basal transgressive lithofacies
b) claystone lithofacies
c) flysch
d) non-flysch, sandstone-conglomerate facies (sediments of submarine fans).

The first three lithofacies developed regionally and distributed by superposition throughout the depression. The last one is only local. Detailed paleontological research showed (E. Köhler, O. Samuel, J. Papšová, P. Snopková 1970 and 1975) that here sedimentation lasted from the Upper Lutetian to the Lower Oligocene includingly. Neogene sediments were not proved. The entire depression is covered by Quaternary sediments, 0—60—80 m in thickness.

The paper deals with the so-called "armoured mud balls" found among the pebble material in a submarine slump body between the villages Beňadiková and Liptovský Ondrej.

The submarine slump body with pelocarbonate balls is incised in the basal part of the flysch sequence, immediately above the claystone lithofacies.

Pelocarbonate lenses and banks occur primarily scarcely in the upper part of the basal transgressive lithofacies most frequently, and in a greater thickness in the claystone lithofacies and in the flysch. There they form layers with their thickness of

RNDr. P. Gross, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

2—200 cm. Chemical analyses show that pelocarbonates from the basal lithofacies are dolomites, contaminated by variable amounts of clayey admixture. Common rocks of the claystone lithofacies and of the flysch are slightly calcareous dolomites or occasionally calcareous dolomites with clayey admixture. The results of chemical analyses of pelocarbonates are given in Table 1.

The age diapason of the flysch locality discussed (Pl. XXXIII) is Middle to Upper Priabonian. In the lowermost part of the exposure, claystone layers (15—25 cm) alternate with banks of homogeneous bedded sandstones (6—7 cm). There is also a 10 cm thick bank of fine-grained carbonate conglomerate with glauconite grains and claystone clasts. Besides scarce small foraminifers, bryozoans, algal fragments, macrofaunal tests, found was also a rich assemblage of larger foraminifers whose tests are mostly pressure-damaged. E. Köhler (1975) determined there the following species of Middle to Upper Priabonian age: *Nummulites fabiani* Prever, *Numulites incrassatus* De La Harpe, *Numulites chavannesi* De la Harpe, *Nummulites pulchellus* De La Harpe, *Nummulites striatus* (Bruguiére), *Nummulites semicostatus* (Kaufman), *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites garnieri* Bousac, *Nummulites* cf. *partschi* De La Harpe, *Nummulites anomalus* De La Harpe, *Operculina alpina* Douvillé, *Operculinoides nassauensis* Cole, *Spiroclypeus granulosus* Bousac, *Discocyclina pratti* (Michelin), *Discocyclina discus* (d'Archiac), *Discocyclina varians* (Kaufman), *Discocyclina nummulitica* (Gümbel), *Discocyclina aspera* (d'Archiac), *Asterocyclina* sp.

Higher-up in the cross-section is about 6—8 m thick layer of fine-rhythmical flysch (a) (Pl. XXXIII, Fig. 2) with markedly predominant claystones (1 :3,9). In the sequence a submarine slump (b) is incised (Pl. XXXIV, Fig. 2), with sharp erosive lower surface. Its minimum thickness is 60 cm here, maximum 280 cm in the southern part of the exposure. The slump body consists of desintegrating paraconglomerate with clayey — sandy matrix markedly predominant over the amount of pebbles. By its composition, the slump body is a unique phenomenon.

Smaller pebbles are well rounded; larger — composed of dolomites and mostly of basal Paleogene (and of coral limestones) are less rounded. Cement predominating over the amount of separated pebbles is clayey — sandy, desintegrating.

Size of pebbles of the slump body decreases towards the overlier, as well as their amount in gradually increasing cementing matter. The top part of the slump body of about 50 cm consists only of sandy claystones with occasional pebbles.

Pebble analysis of 100 pebbles showed the following composition of the conglomerate:

sandstones	2 %
conglomerates (not Paleogene)	2 %
vein quartz	2 %
crystalline	4 %
quartzites	12 %

Table 1. Pelocarbonates of basal transgressive lithofacies

Sample	SiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	CO_2	H_2O 110°	H_2O 900°	Anneal. 1050°
27 Li	1.10	0,44	0,28	0,48	tr.	0,22	tr.	30,69	20,85	tr.	0,20		0,10		46,13
34 Li	5,90	0,35	0,28	1,48	0,05	0,03	tr.	28,60	19,28	0,22	0,16		0,28		43,03
35 Li	7,00	2,77	0,14	1,44	0,09	0,02	0,03	28,31	18,37	0,24	0,16		0,26		41,71
44 Li	4,18	0,40	0,28	1,08	0,05	0,03	0,03	30,69	19,22	tr.	0,12		0,18		44,13
average:	4,54	0,99	0,245	1,12	0,063	0,025	0,03	29,57	19,43	0,23	0,16				
Pelocarbonates of claystone lithofacies and of flysch															
88 S/2	16,09	9,24	4,26	1,30	0,83	0,24	0,27	22,68	11,54	0,80	0,20	31,03	0,20	1,08	
88 S/7	10,80	1,60	2,58	2,90	0,50	0,23	0,27	26,63	15,42	0,20	0,20	37,40	0,17	1,18	
RM 8	15,35	4,29		4,53	0,31	0,29	0,10	33,81	5,40	0,72	0,34		0,75	33,46	34,31
22 LH	9,35	3,05		3,81	0,22	0,05	0,06	27,83	14,41	0,64	0,30		0,43	39,07	39,38
31 LH	8,54	2,86	2,39	2,59	0,11	0,14	0,06	28,75	13,41	0,46	0,22	37,99	0,18	1,50	
103 P	15,23	4,90	4,82	2,66	0,17	0,13	tr.	23,60	11,79	0,89	0,50		0,60		33,79
average:	12,56	4,32	3,51	2,96	0,356	0,18	0,15	27,21	11,99	0,618	0,29				
Pelocarbonate of armoured mud ball															
No. 1				1,69		0,04		27,61	14,73						
No. 2	7,39	1,91	2,72	0,42	tr.	0,13	0,14	26,44	18,35	0,42	0,34	39,97	0,22	0,98	

limestones and conglomerates
of basal Paleogene ..... 13 %
basic rocks ..... 14 %
limestones (Mesozoic) ..... 20 %
dolomites (Mesozoic) ..... 31 %

The locality is most interesting because of almost 2 m pelocarbonate "balls", loaf-like flattened, with pebbles impressed in their surface.

The term "armoured mud balls" was introduced by H. S. Bell (1940) for circular, rounded, pebbly masses of clays in Las Posas barranca, Ventura County in California. H. S. Bell did, however, mention that similar forms were formerly described from the Cretaceous Pauxent formation and from the Pleistocene Pico formation, and denoted as "pudding balls".

Opinions on their genesis are partially diverse, like:

H. S. Bell (1940) found out that the mud balls are generated owing to quick bank erosion releasing clay or mud pieces rolling down current to get small surrounding pebbles impressed in their surface. H. S. Bell stated that larger mud balls get armoured with coarser gravel than the smaller ones.

The weight percent of the "armour gravel" varies between 17,1 and 44,0 % the total weight of a mud ball. Their size varies within 5—50 cm. The author judges the velocity of the current according to the size of balls carried by the current. H. S. Bell gives the following data on the locality mentioned:

ball size	current velocity in cm/sec.
5,08 cm	914,4
10,16 cm	487,6
20,32 cm	243,8
30,48 cm	152,4

Experiments and field observations show that velocity of a current is in inverse ratio to the size of balls. It follows that the greater the velocity of the carrying current, the smaller the balls, and vice versa. H. S. Bell also mentions that the clay balls are generally larger than other clastic material carried by the current.

A. W. Grabau (1932) studied clay pebbles on the coast of Scotland. There the fragments of glacial clays were broken out of the coast to be rolled over by waves and to result in clay pebbles. When such clay balls passed over beach pebbles, these got impressed in the balls to form the clay balls with pebbles on their surface.

G. Leney and A. T. Leney (1957) described armoured till balls from a Pleistocene channel in southeastern Michigan. Cores of these forms consist of till.

H. G. Kugler and J. B. Saunders (1959) describe armoured mud balls from Trinidad mostly from recent beaches and less from fluvial environment. The balls are 5—15 cm in size.

After J. Petránek (1963), the so-called armoured mud balls are only a variety of

common clay clasts. They are clay blocks or fragments with plastic surface to which small pebbles and molluscan shells stuck to form an "armour" coating the soft clay core. Such armoured clasts are mostly spherical, less frequently spindle-shaped, several dm in size. In our country armoured mud balls were found in glacifluvial deposits around Ostrava (J. Petránek, M. Dopita 1957), or also in the sandostne facies of Central-Carpathian Paleogene of the Levočské pohorie Mts.

In our case, the matrix of the balls is not claystone but pelocarbonate. Their size is unique, many times greater than that of formerly described similar bodies. The largest armoured mud ball is 190 × 130 × 60 cm, others are somewhat smaller 145 × 120 × 52 cm, 130 × 105 × 35 cm, 105 × 85 × 40 cm, 35 × 30 × 18 cm, a. o.

On the largest ball are the minimum impressed pebbles, on the others there are many. (Pl. XXXV, Fig. 1, 2; Pl. XXXVI, Fig. 2).

The weight per. cent of pebbles in relation to total weight is markedly lower than that quoted by H. S. Bell. It is due to extraordinarily great size of balls in relation to the impressed pebbles, and to the fact that armoured mud balls were transported in gravel mass of the slump body over a distance greater than 2 km. Supposedly, in such "rough" transport environment some impressed pebbles might have fallen out from a not qute solidified pelocarbonate core.

The size of pebbles on the surface of the balls described varies between 1 and 7 cm. They are formed of dolomites, limestones, vein quartz, basic rocks, crystalline rocks, quartzites, a. o. Pebble material of the whole slump body is in striking accordance with pebbles impressed in the balls. The pebbles impressed into balls are less rounded than pebbles in the slump body.

Pelocarbonate balls are highly spherical. On some of them are indications of surficial fissures that might have been formed in the time of their genesis or diagenesis. The fissures are filled with sand grains or with the finest pebble fraction. Above the slump body is a morphologically very conspicuous and solid, 100—115 cm thick bed (c) (Pl. XXXIV, Fig. 1) of graded bedded medium-grained conglomerate. In the bottom part of the bed are pebbles (max. 20 cm) composed of carbonates, quartzites, vein quartz, pelocarbonates and fragments of black lustrous coal. Frequent are also intraclasts of light-grey chaystones analogous with those in subjacent flysch. In the upper part of the bed, the pebbles are smaller, up to 0,5—1,0 cm in size. About 20 cm from the base upwards are rich organic remains consisting of algae, bryozoans, small foraminifers, macrofaunal fragments, and especially of well preserved larger foraminifers from a variegated assemblage, pointing out to the Upper Priabonian. E. Köhler determined: *Nummulites fabiani fabiani* Prever, *Nummulites fabiani retiatus* Roveda, *Nummulites fichteli garansianus* Joly et Leymerie, *Nummulites incrassatus* De La Harpe, *Nummilites pulchellus* De La Harpe, *Nummulites chavannesi* De La Harpe, *Nummulites semicostatus* (Kaufmann), *Nummulites garinieri* Bousac, *Nummulites rotularius* Deshayes, *Operculina alpina* Douvillé, *Discocyclina pratti* (Michelin), *Discocyclina discus* (d' Archiac), a. o.

Almost completely preserved thinnest shells of larger foraminifers are indicative of the minimum length of their transport.

The top part consists of a claystone sequence (d) (Pl. XXXIV, Fig. 1), 200 cm in thickness, with scarce, 1—2 cm thick beds of sandstones. In the claystones frequent are fish scales, and a well-preserved assemblage of small foraminifers. O. Samuel (1975) determined: *Globinerina officinalis* Subbotina, *Anomalina (A.) mantaensis* Galloway et Morrey, *Globigerina* ex gr. *praebuloides* Banner et Blow, *Cibicides* aff. *karpatikus* Mjatlijuk, *Rotalia lithotamnica* Uhlig; based on these determined was Upper Priabonian age of the top part of the sequence in the exposure discussed.

Based upon the analysis of chemical composition of pelocarbonate composing the armoured mud balls from basal, claystone lithofacies and from flysch, it may be assumed, that they were originally components either of the claystone lithofacies or of the bottom part of the flysch. Then, if the extro-paleogene source of the pelocarbonate matter of balls is excluded, we should accept the opinion that formerly deposited claystone lithofacies (or the bottom part of the flysch) must have been repeatedly emerged and eroded in a certain part of the sedimentation area to supply material for the balls.

The Illyrian phase of folding may be regarded as a possible cause of emersion of partially solidified sediments of the Central-Carpathian Paleogene with its immediate basement. Products of the folding phase in the Liptovská kotlina (depression) are in more places ranging from the lowermost Priabonian to the Upper Priabonian. The folding activity reflected — after shallowing and emersion of partially solidified sediments in their erosion and deposition into somewhat younger sediments (e. g. fragments and blocks of basal Paleogene of Lutetian age in the Lower-Priabonian base, at the locality Mních near Ružomberok; blocks of basal conglomerates near Hybe, a. o.)

Now it is difficult to say whether the emerged parts of the claystone lithofacies with pelocarbonates were then eroded and rolled by the river flowing from the continent, or abraded and broken out from the coast, rolled over the beach with pebbles. The fact is that armoured mud balls get into unstable sediments on coast, which then became material of the submarine slump, now incised into the flysch, far in the basin. The present position of armoured mud balls as a component of sumbarine slump is very obscure for exactly determining place and conditions of their origin.

Based on measuring the directional sedimentary structures in the place close to their occurrence, and on the study of the distribution of Paleogene facies in the basin, it is supposed that the submarine slump got to its present position from the south, i. e. from the northern margin of the "Slovak continent" (D. Andrusov 1965) extending approximately in the place of the present-day Nízke Tatry (mountains).

The "continent" which was also the principal source of clastic material for the Paleogene sediments of the Liptovská kotlina (depression), emerged in the period between the commencing sedimentation of the basal lithofacies and the sedimenta-

tion of flysch includingly, and formed a "barrier" against the advancing sea transgression from the north and northwest.

Reviewed by T. Koráb.
Translated by E. Jassingerová.

References

ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát, 3. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

BELL, H. S. 1940: Armored mud balls — their origin, properties, and role in sedimentation. Jour. Geology 48, 1, Chicago, 1—31.

GRABAU, A. W. 1932: Principles of stratigraphy. 1. ed. New York, Selier and Co., 780—785.

GROSS, P. 1970: Geológia centrálonokarpatského paleogénu západnej časti Liptovskej kotliny na liste Ružomberok 1 :50 000 (s presnosťou 1 :25 000). Manuskript-Geofond, Bratislava.

GROSS, P. 1971: Geológia západnej časti Liptovskej kotliny. Geol. Práce, Správy 56, Bratislava, s. 109—124.

GROSS, P. 1975: Geológia centrálnokarpatského paleogénu strednej časti Liptovskej kotliny. Manuskript-Geofond, Bratislava, 121 s.

KÖHLER, E. 1975: Stratigrafia a veľké foraminifery centrálnokarpatského paleogénu strednej časti Liptovskej kotliny. Manuskript-Geofond, Bratislava, 54 s.

KUGLER, H. G. — SAUNDERS, J. B. 1959: Occurrence of armored mud balls in Trinidad, West Indies Jour. Geology, 67, 5, Chicago, s. 563—565.

LENEY, G. — LENEY, A. T. 1957: Armored till balls in the Pleistocene outwash of south-eastern Michigan. Jour. Geology, 65, Chicago, s. 105—106.

PAPŠOVÁ, J. 1975: Makrofauna paleogénu strednej časti Liptovskej kotliny na listoch Huty, Demänová, Smrečany, Liptovský Hrádok. Manuskript-Geofond, Bratislava, 42 s.

PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiská. Nakl. Čs. Akad. Vied, Praha.

PETRÁNEK, J. — DOPITA, M. 1957: „Obrněné" závalky v kvartéru Ostravska. Čas. min. goel. 2, Praha, 452 s.

SAMUEL, O. 1975: Záverečná správa o mikrobiostratigrafickom vyhodnotení vzoriek zo strednej časti Liptovskej kotliny. Manuskript-Geofond, Bratislava, 22 s.

SNOPKOVÁ, P. 1975: Palinologický výskum strednej časti Liptovskej kotliny. Manuskript-Geofond, Bratislava, 39 s.

Explanations of Plates XXXIII—XXXVI
Vysvetlivky k tabuľkám XXXIII—XXXVI

Pl. XXXIII
Fig. 1 A part of an exposure with armoured mud ball in submarine slump.
Obr. 1 Pohľad na časť odkryvu s oblepenou guľou v podmorskom zosuve.

Fig. 2 Fine-rhythmical flysch (a) in the lower part of the exposure with incised slump body.
Obr. 2 Drobnorytmický flyš (a) v spodnej časti odkryvu, do ktorého je vrezané zosuvné teleso.

Pl. XXXIV

Fig. 1 Fine-grained conglomerate (c) in the overlier of submarine slump (b). Above the conglomerate are claystones with fish scales (d).

Obr. 1 Drobnozrnný zlepenec (c) v nadloží podmorského zosuvu (b). Nad ním sú ílovce s rybími šupinami (d).

Fig. 2 Paraconglomerates of submarine slump (b) with armoured balls.

Obr. 2 Parazlepence podmorského zosuvu (b), v ktorých sa nachádzajú oblepené gule.

Pl. XXXV

Fig. 1 Armoured pelocarbonate ball. Size 190 × 130 × 60 cm

Obr. 1 Oblepená pelokarbonátová guľa o rozmere 190 × 130 × 60 cm.

Fig. 2 Armoured pelocarbonate ball. Size 130 × 105 × 35 cm.

Obr. 2 Oblepená pelokarbonátová guľa o rozmere 130 × 105 × 35 cm.

Pl. XXXVI

Fig. 1 Inside of an armoured ball, composed of pelocarbonate without pebbles.

Obr. 1 Vnútro oblepenej gule je tvorené pelokarbonátom bez valúnov.

Fig. 2 Armoured pelocarbonate ball. Size: 105 × 85 × 40 cm.

Obr. 2 Oblepená pelokarbonátová guľa o rozmere 105 × 85 × 40 cm.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 99—112 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Dionýz Vass — Michal Elečko — Elena Bajtošová

Vyhodnotenie zrnitostných analýz z egerských šlírov východnej časti Rimavskej kotliny

9 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. Granularity analyses of marly aleurites (schlier) from the Egerian of the eastern part of the Rimavská kotlina depression (broader surroundings of Šafárikovo, Neporadza, Rim. Seč, Číž) contributed to knowledge about the genesis of the sediment and to precisement of its petrographical definition.

Výplň Rimavskej kotliny popri málo mocných jazerno-riečnych sedimentoch tvoria morské sedimenty rupelu a hlavne egeru. Egerské sedimenty ležia priamo na povrchu, resp. v bezprostrednom podloží kvartérneho pokryvu. Hlavným typom sedimentov egeru sú slienité aleurity s nepravidelnou piesčitou laminációu, nepravidelným bridličnatým rozpadom a s neritickou faunou. Staršia i nová stredoeurópska geologická literatúra, ale i napr. talianski autori takýto typ sedimentov nazývajú šlír (schlier). Preštudovali sme a geneticky vyhodnotili zrnitosť šlíru východnej časti Rimavskej kotliny (široké okolie Šafárikova, Čížu a Neporadze). Dali sme urobiť 75 zrnitostných rozborov (pozri situačný nákres obr. 1). Analyzované boli predovšetkým vzorky odobraté z prirodzených odkryvov, osem vzoriek pochádza z vrtu DV-1 (jv. od obce Čoltovo).

Výsledky analýz sú zahrnuté do tabuľky 1, kde je uvedené:

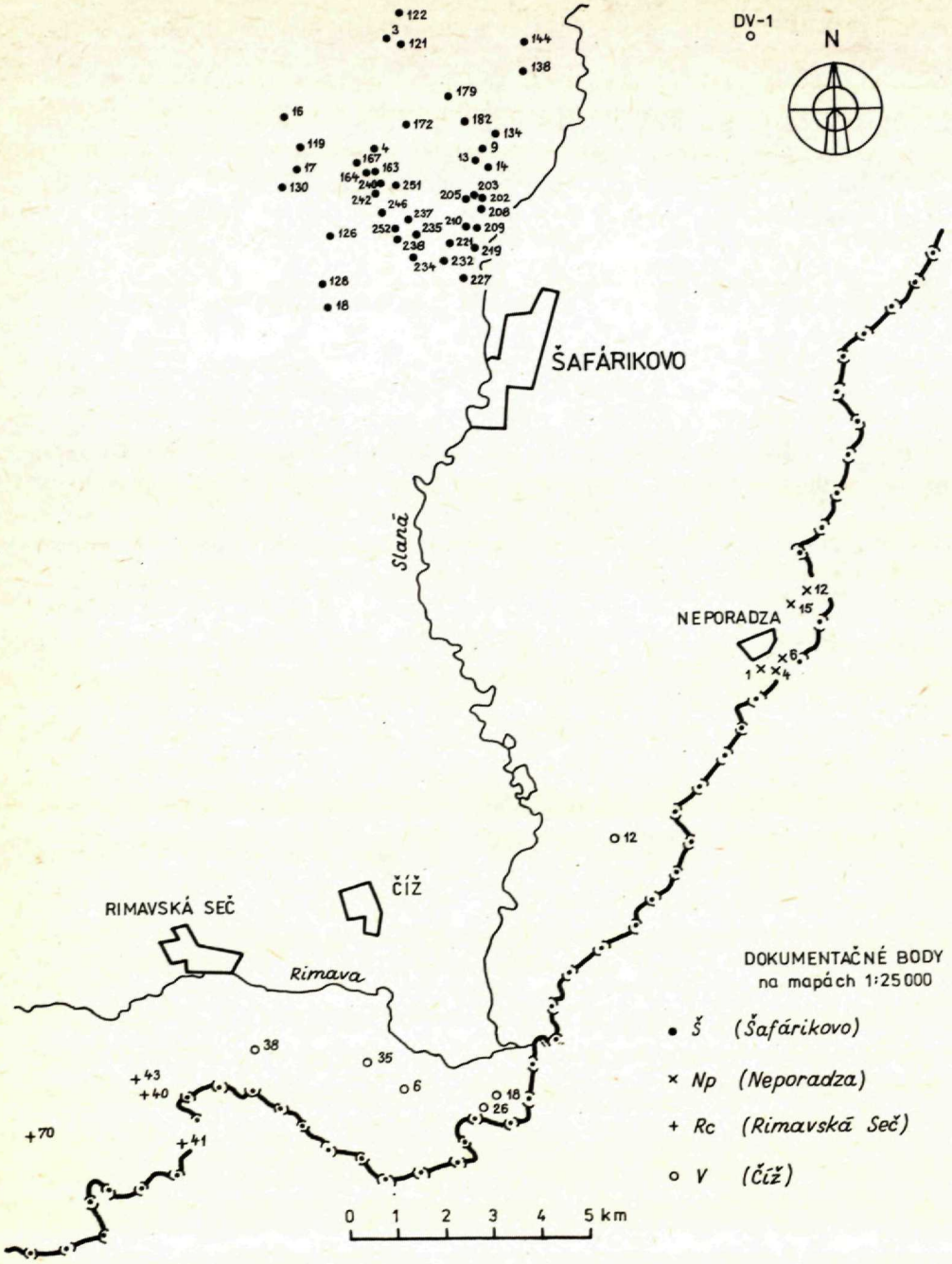
a) percentuálne zastúpenie zrnitostných frakcií (piesok, aleurit, íl)
b) hodnoty grafických parametrov
c) hodnoty momentových parametrov
d) vápnitosť

Treba poznamenať, že v odkryvoch, odkiaľ pochádzajú jednotlivé vzorky, sa nachádzajú litologicky rovnorodé horniny.

Zrnitostné rozbory sme použili na:

1. Zostavenie zrnitostného obrazu typu sedimentov, ktorý slúži na analýzu hydraulických podmienok ich vzniku. Metódu štúdia navrhli R. Passega (1957, 1964), R. Passega a R. Byramjee (1969). Spočíva v tom, že analyzuje zastúpenie zrnitostných tried, ktoré sú podľa spomínaných autorov reprezentatívne pre klastické sedimenty a majú úzky vzťah k transportu. Sú to tieto parametre:
C = prvý percentil (v mm) F, L a A = váhové percentá frakcií jemnejšie ako 125 mikrónov, 31 mikrónov a 4 mikróny, M = stredná veľkosť zrna.

Pg. M. Elečko — Pg. E. Bajtošová — RNDr. D. Vass, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.



obr. 1 Situačný náčrt odobraných vzoriek z východnej časti Rimavskej kotliny — M. Elečko — D. Vass (1975)

Tab. 1. Numerická charakteristika zrnitosti študovaných sedimentov (% zastúpenie frakcií, momentové a Traskove parametre, vápnitosť)

piesky

Č. vz.	piesok %	aleurit %	íl %	(χφ)	(σφ)	(SKφ)	(Kφ)	Md	So	$CaCO_3$ %
Š—0	40,20	38,30	21,50	5,78	4,59	0,026	0,093	0,034	3,16	15,2
Š—14	25,20	39,90š	34,90	6,64	4,50	−0,009	0,090	0,015	4,47	16,6
Š—130	42,00	33,70	23,40	5,78	5,46	0,012	0,066	0,035	3,87	15,8
Š—203a	42,00	31,00	27,00	5,84	6,58	0,009	0,037	0,028	4,90	14,0
Š—203b	42,00	30,40	27,60	5,83	6,65	0,010	0,036	0,030	5,00	13,0
Š—218b	25,70	47,50	26,80	6,18	5,50	−0,037	0,076	0,016	4,40	15,3
Š—227	38,70	33,40	28,90	5,72	5,59	0,015	0,047	0,048	4,10	13,7
Š—232	46,00	22,70	31,30	6,10	4,70	−0,004	0,065	0,009	—	14,2
Š—238	40,50	28,10	31,40	6,05	5,91	0,010	0,045	0,027	5,30	19,6
NP—12	34,70	33,40	31,90	6,05	5,90	0,015	0,046	0,022	5,28	16,3
RC—41	40,00	32,90	27,10	5,72	5,49	0,037	0,060	0,032	4,18	20,8

aleurity

Č. vz.	piesok %	aleurit %	íl %	(χφ)	(σφ)	(SKφ)	(Kφ)	Md	So	$CaCO_3$ %
Š 3	12,00	51,90	36,10	6,99	3,41	−0,041	0,215	0,012	3,12	21,4
Š 4	21,00	54,00	34,00	6,73	4,70	−0,022	0,093	0,013	5,08	16,4
Š 9	18,60	52,50	28,90	6,63	3,86	−0,024	0,159	0,015	3,16	13,7
Š 13	9,00	62,80	28,50	6,92	2,64	0,037	0,311	0,013	2,54	12,1
Š 14	25,20	39,90	34,90	6,64	4,50	−0,009	0,090	0,015	4,47	16,6
Š 16	18,30	56,70	25,00	6,54	3,53	−0,016	0,203	0,016	2,83	19,6
Š 17a	24,50	59,90	15,60	6,06	2,89	0,049	0,341	0,028	2,36	21,9
Š 17b	24,20	64,70	11,10	6,14	2,70	−0,140	0,372	0,013	2,72	19,5
Š 17c	17,50	44,00	38,50	6,95	3,85	−0,040	0,145	0,010	3,74	16,3
Š 18b	30,00	41,60	28,40	6,32	4,46	0,011	0,095	0,023	4,16	13,9
Š 126	29,30	47,30	23,40	6,21	4,13	0,024	0,123	0,026	3,03	15,6
Š 134a	15,50	57,10	27,40	6,68	3,03	−0,030	0,284	0,014	2,81	17,0
S 134B	17,00	62,40	20,60	6,39	2,80	−0,046	0,397	0,018	2,41	36,1
S 138	22,50	59,40	18,10	6,17	3,68	−0,015	0,199	0,020	2,50	14,8
S 162	25,80	39,60	34,60	6,59	5,09	−0,023	0,076	0,012	3,76	21,4
S 163	20,40	47,90	31,60	6,65	4,28	−0,029	0,124	0,014	4,08	1,0
S 164	31,70	43,70	24,60	6,09	4,45	0,006	0,101	0,024	3,57	14,8
S 167	10,70	49,20	40,10	7,22	3,33	−0,050	0,211	0,008	4,32	22,5
S 172	17,20	51,50	31,30	6,78	3,71	−0,041	0,179	0,011	3,16	17,2
S 179	24,50	45,50	30,00	6,58	4,53	−0,006	0,095	0,016	4,32	14,6
S 182	16,10	43,30	40,60	7,06	4,22	−0,044	0,125	0,010	5,03	16,3
S 191	30,00	45,40	24,60	6,19	4,12	0,007	0,120	0,023	3,41	14,8
S 193	20,10	49,80	30,10	6,65	3,74	−0,016	0,157	0,015	3,86	15,5
S 195	20,00	48,60	31,40	6,69	3,98	−0,016	0,135	0,015	3,78	15,9
S 202A	16,00	60,50	23,50	6,60	3.09	−0,007	0,280	0,016	2,60	15,7
S 205	19,40	42,40	38,20	6,91	4,71	−0,028	0,091	0,013	6,36	14,7

Č. vz.	piesok %	aleurit %	íl %	(χφ)	(σφ)	(SKφ)	(Kφ)	Md	So	$CaCO_3$ %
S 208	14,50	53,40	32,10	6,86	3,53	−0,033	0,196	0,013	3,60	15,0
S 209	30,60	40,90	28,50	6,28	5,44	−0,003	0,062	0,018	4,66	17,3
S 212	17,70	54,40	27,50	6,61	3,47	−0,044	0,236	0,015	2,80	10,8
S 214	15,70	63,90	22,20	6,76	2,16	0,353	0,561	0,013	2,30	17,6
S 216	11,40	44,60	44,00	7,30	3,60	−0,069	0,187	0,007	4,30	19,4
S 218A	25,70	47,50	26,80	6,18	5,50	−0,037	0,076	0,018	3,10	43,0
S 219	18,80	45,30	35,90	6,86	4,17	−0,034	0,123	0,010	4,20	15,9
S 221	13,50	45,40	41,10	7,12	3,78	−0,058	0,168	0,008	3,80	15,7
S 234	25,00	39,00	36,00	6,68	5,02	−0,019	0,074	0,014	5,00	22,9
S 237	20,80	40,00	39,20	6,89	4,82	−0,030	0,086	0,013	—	23,2
S 240	27,40	37,40	35,20	6,56	5,23	−0,009	0,065	0,017	4,30	5.1
S 242	28,00	37,10	34,80	6,53	5,67	−0,016	0,057	0,015	5,40	25,2
S 246	16,50	45,00	38,50	7,02	4,10	−0,033	0,124	0,010	—	17,4
S 251	23,00	47,70	29,30	6,49	4,02	−0,018	0,134	0,016	3,60	18,3
V 6	40,40	44,90	14,70	5,54	3,94	0,027	0,144	0,037	2,48	15,0
V 12	35,00	45,30	19,70	5,95	4,17	0,027	0,121	0,030	2,94	14,3
V 26	18,90	45,80	35,30	6,84	3,91	−0,025	0,135	0,013	4,08	13,7
V 35	34,40	34,60	31,20	6,31	4,95	0,015	0,065	0,025	4,66	13,8
0158										
V 38	25,50	44,00	30,50	6,52	4,32	−0,003	0,104	0,018	4,07	18,9
NP 1	30,60	35,80	33,60	6,17	5,78	0,013	0,047	0,020	5,12	18,9
NP 4	33,50	36,70	29,80	5,94	5,87	0,018	0,048	0,024	4,64	16,0
NP 6	31,50	36,50	32,00	6,13	5,71	0,015	0,050	0,020	4,90	16,6
RC 43	22,30	40,30	37,40	6,57	5,17	−0,001	0,060	0,011	4,86	13,5
RC 70	34,90	36,60	28,50	5,94	5,52	0,028	0,056	0,026	4,31	15,5
DV 1 58,0	17,20	62,50	20,30	5,93	3,43	0,089	0,208	0,025	2,32	49,1
DV 1 65,2	20,50	59,00	20,50	5,90	3,82	0,039	0,165	0,020	2,36	18,8
DV 1 73,0	33,70	46,10	20,20	5,65	4,62	0,043	0,100	0,026	3,10	20,5
DV 1 104,0	27,60	50,70	21,70	5,72	4,54	0,029	0,109	0,024	2,88	15,8
DV 1 137,2	11,60	60,00	28,40	6,45	3,39	0,030	0,179	0,015	2,68	20,3
DV 1 142,0	13,90	56,70	29,40	6,51	3,65	0,009	0,149	0,012	2,72	20,8

íly

Č. vz.	piesok %	aleurit %	íl %	(χφ)	(σφ)	(SKφ)	(Kφ)	Md	So	$CaCO_3$ %
Š 121	8,10	44,30	47,60	7,54	3,53	−0,083	0,203	0,006	—	14,6
Š 128	27,60	31,40	41,00	6,83	4,95	−0,020	0,067	0,008	5,69	14,9
Š 235	13,20	41,20	45,60	7,36	4,04	−0,063	0,138	0,006	—	17,6
V 18	22,20	38,30	40,50	6,98	4,55	−0,014	0,063	0,010	—	21,0
NP 15	19,80	40,00	40,20	6,77	5,05	−0,018	0,068	0,009	4,72	17,1
RC 40	28,90	34,40	36,70	6,35	5,63	0,005	0,048	0,015	5,13	18,4
DV 9,1	2,60	41,50	55,90	7,79	2,89	−0,153	0,355	0,004	—	0,5
DV 1 17,2	4,50	39,50	56,00	7,75	3,11	−0,128	0,262	0,004	—	0,5

2. Zostavenie grafov znázorňujúcich vzťahy medzi jednotlivými momentovými parametrami.

Analyzované aleurity patria k dvom Passegovým zrnitostným typom. Väčšina patrí k typu VII, kde veľkosti C a M sú limitované hodnotami:
$C < 1000$ mikrónov; $15 < M < 100$ mikrónov.
Sedimenty VII. zrnitostného typu sú sedimenty jednotnej suspenzie (uniform suspension). Menšia časť analyzovaných aleuritov patrí do VIII. zrnitostného typu, kde $C < 1000$ mikrónov a $M < 15$ mikrónov.

Na C-M diagrame body reprezentujúce študované aleurity sa premietajú do ľavej časti segmentu RS, resp. do jeho okolia (obr. 3). V tomto segmente sa koncentrujú priemety sedimentov transportovaných v jednotnej suspenzii. U takýchto sedimentov maximálna hodnota C je zriedkavo väčšia ako 250 mikrónov a M je zriedka väčšie ako 100 (spomedzi analyzovaných aleuritov iba v dvoch prípadoch je $C > 250$ mikrónov, M neprekračuje hranicu 55 mikrónov).

Jednotné suspenzie majú málo variabilnú hodnotu C. U analyzovaných sedimentov C kolíše okolo 200 mikrónov takto:

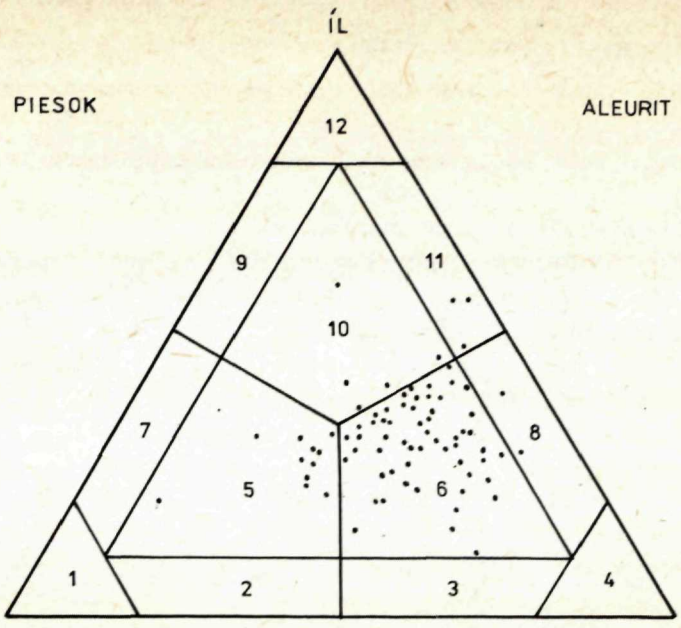
Priemerná hodnota C u aleuritov je 189 mikrónov, u pieskov 200 mikrónov, u ílov 150 mikrónov.

Hodnota M u jednotných suspenzií je variabilná. U analyzovaných aleuritov kolíše od 7 do 37 mikrónov, u pieskov od 9 do 48 mikrónov a u ílov od 6 do 15 mikrónov.

L-M a A-M diagramy študovaných aleuritov (obr. 4) ukazujú, že s poklesom M pribúda proporcionálne podiel L a A, čo je vlastnosť sedimentov vytvorených z jednotných suspenzií. Distribúcia priemetov analyzovaných vzoriek na L-M a A-M diagramoch je blízka priebehu L-M, resp. A-M krivky jednotných suspenzií na schematickom diagrame Passegu a Byramjee (1969, fig. 4, p. 245). Priemety vzťahu L-M v sedimentoch, ktoré sme študovali, ukazujú, že frakcia L je v priemere väčšia, než sú hodnoty schematického diagramu Passegu a Byramjee. Priemety vzťahu A-M naopak ukazujú, že frakcia A je v našich sedimentoch nižšia, než je štandart Passegu a Byramjee.

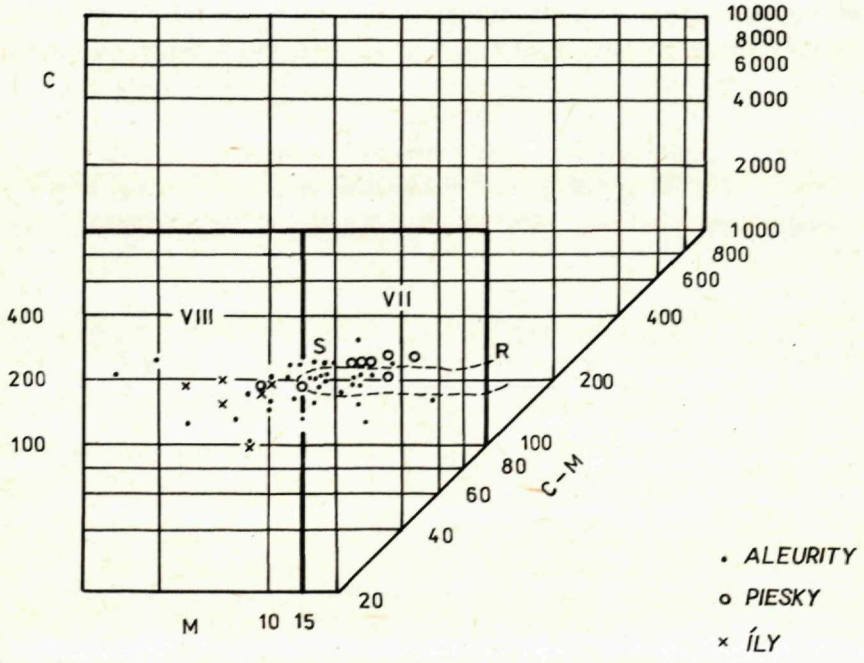
Z analýzy zrnitostného obrazu a typov sedimentov vyplýva, že sledované šlírové sedimenty vznikli sedimentáciou jednotných suspenzií. Sú to suspenzie s vertikálne konštantnou koncentráciou a zrnitosťou. Recentné sedimenty zodpovedajúce zloženiu jednotnej suspenzie sa vyskytujú v mezoadriatickom bazéne v hĺbke 230 m, kde sedimentuje temer výlučne bahno a turbulencia pri dne je veľmi slabá (R. Passega a R. Byramjee 1969, str. 238). Podobné fosílne sedimenty sú miocénne šlíry v severných Apeninách. Sú to veľmi jemné pieskovce a aleurolity s polohami ílovcov s neritickou faunou bez sedimentárnych textúr. Musíme poznamenať, že v našich šlírových sedimentoch textúry okrem nepravidelnej piesčitej plochošošovkovitej laminácie zväčša chýbajú. V niektorých prípadoch sú viditeľné veľmi jemné a málo zreteľné textúry typu flaserového zvrstvenia, vlnité zvrstvenie. Niekde zasa badáme chaotické textúry sklzávania alebo textúry vytvorené bioturbáciou.

V každom prípade však môžeme zhodne konštatovať, že študované šlírové

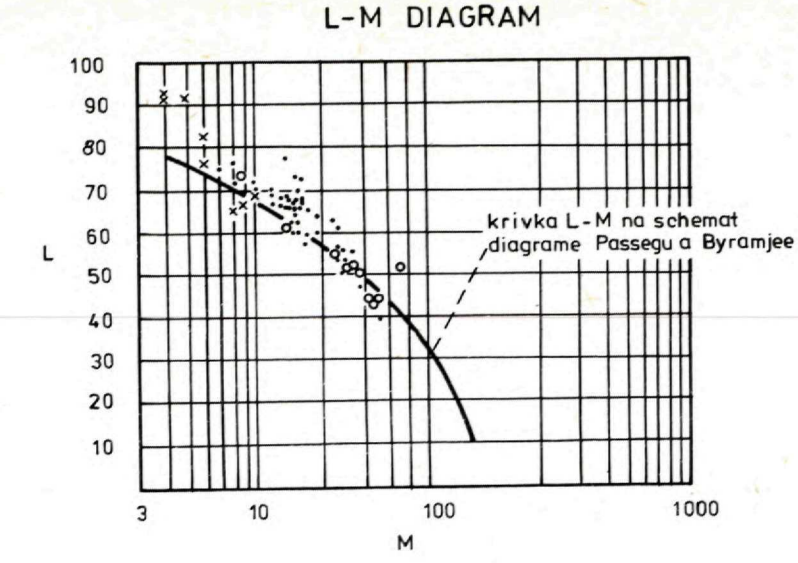


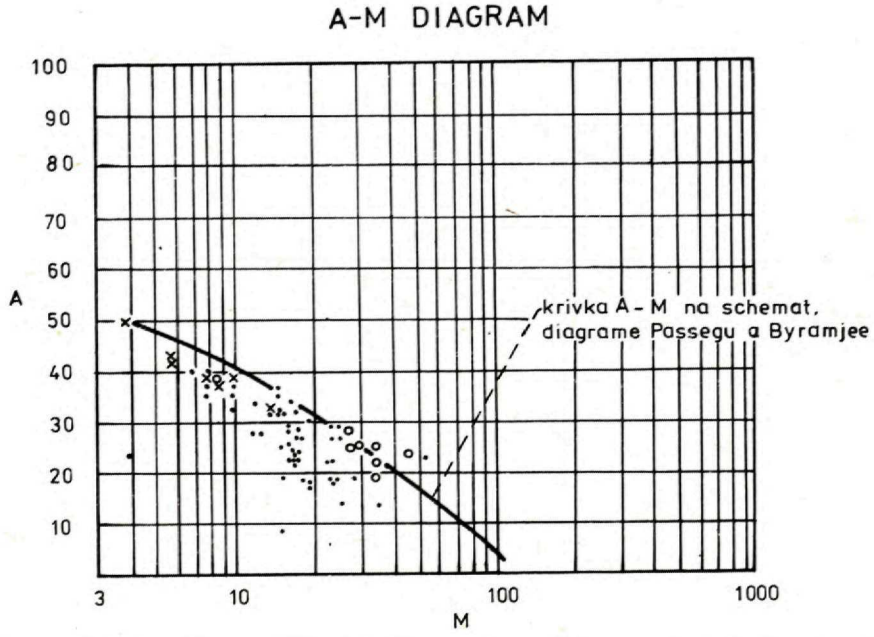
5. PIESOK ALEURITOVO – ÍLOVITÝ, 6. ALEURIT PIESČITO - ÍLOVITÝ,
8. ÍLOVITÝ ALEURIT, 10. ÍL PIESČITO ALEURITOVÝ, 11. ALEURITOVÝ ÍL

Obr. 2 Trojuholníkový nomenklatorický diagram pre zmesné sedimenty piesok — aleurit — íl (Gorsline 1960)

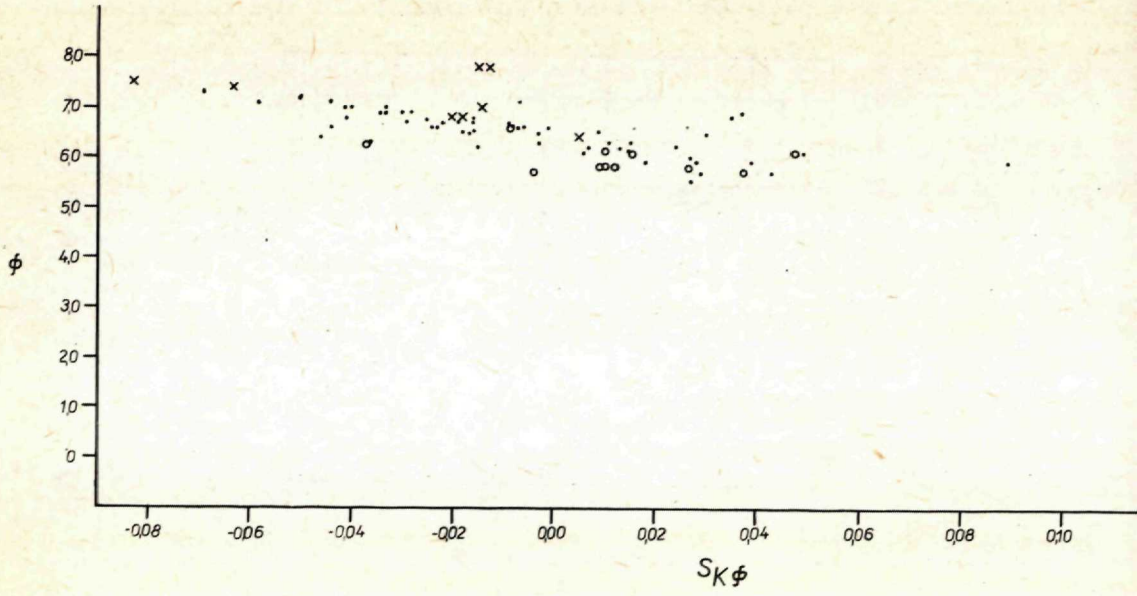


Obr. 3 Genetický C-M diagram (podľa Passega 1957). Segment RS reprezentuje sedimenty transportované a usadené z jednotnej suspenzie. VII = plocha priemetov sedimentov typu jednotnej suspenzie. VIII = plocha priemetov sedimentov typu jemnej jednotnej suspenzie a pelagickej suspenzie

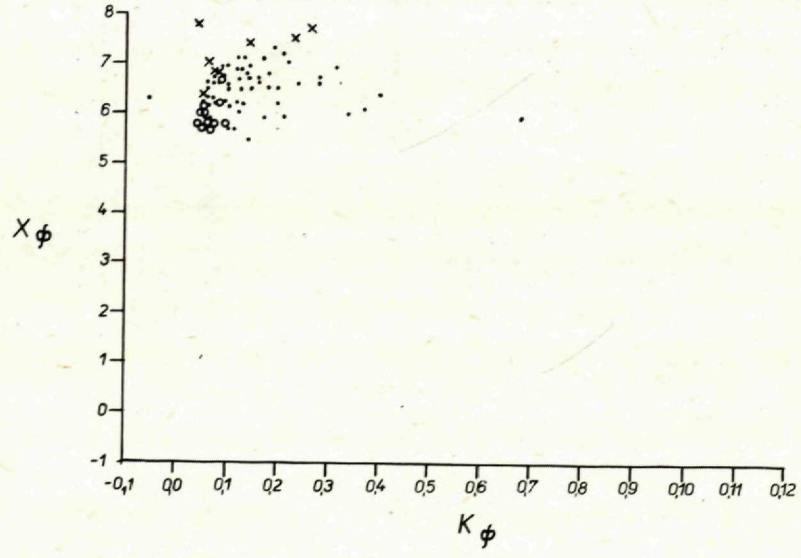




Obr. 4 L-M a A-M diagram (podľa Passega a Byramjee 1969)
• aleurity, ○ piesky, x íly



Obr. 5 Grafické vyjadrenie vzťahu $X_\varphi : S_{k\varphi}$ • aleurity, ○ piesky, x íly



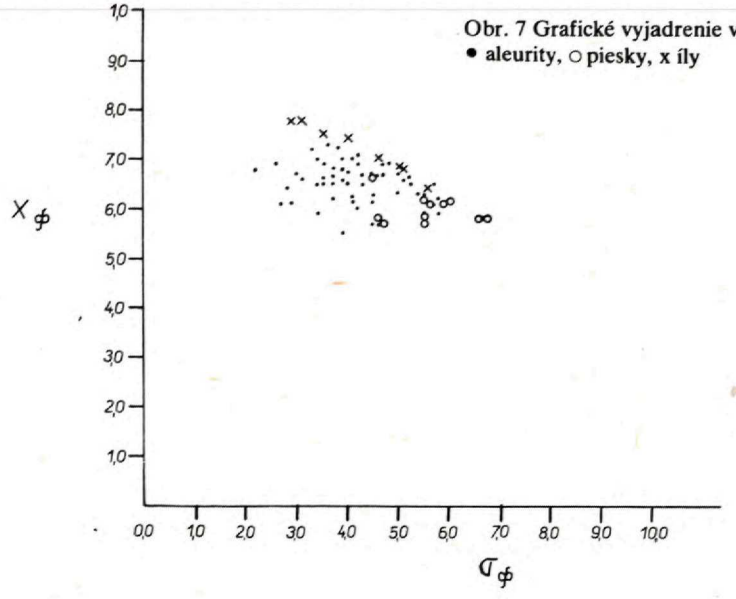
Obr. 6 Grafické vyjadrenie vzťahu $X_\varphi : K_\varphi$ • aleurity, ○ piesky, x íly

sedimenty vznikli sedimentáciou častíc z jednotnej suspenzie v pokojnom prostredí, bez intervencie silnejších prúdov pri dne.

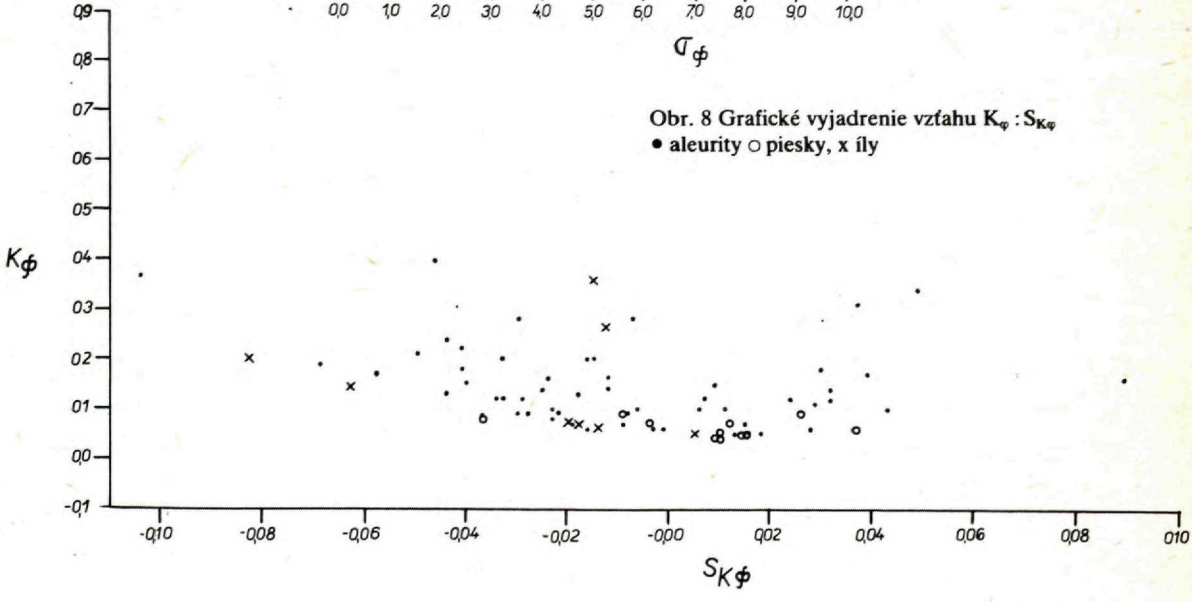
Jednotná suspenzia bola transportovaná povrchovými alebo intermediárnymi prúdmi. V mezoadriatickom bazéne častice v priemere 150 mikrónov boli transportované na vzdialenosť približne 20 km od centrálneho adriatického šelfu povrcho-

vým prúdom (R. Passega a R. Byramjee 1969, str. 238). Zdá sa, že podobne bola transportovaná suspenzia, z ktorej vznikol šlír v Rimavskej kotline.

Na záver rozboru zrnitostného obrazu a typu šlírových sedimentov z Rimavskej kotliny môžeme stručne zrhnúť podmienky charakterizujúce prostredie vzniku (sedimentačný bazén). Šlírové sedimenty vznikali v pokojnom prostredí málo dynamického bazénu, v ktorom nepôsobili silnejšie prúdy pri dne, schopné formovať prúdové textúry a triediť sediment. Bazén bol plytký a s plochým dnom, takže nevznikli väčšie sklzy, detritové toky ani turbidity. Drobné chaotické textúry indikujú nanajvýš malé sklzy alebo sú biogénneho pôvodu.



Obr. 7 Grafické vyjadrenie vzťahu $X_\varphi : \sigma_\varphi$
• aleurity, ○ piesky, x íly



Obr. 8 Grafické vyjadrenie vzťahu $K_\varphi : S_{K\varphi}$
• aleurity ○ piesky, x íly

Vzhľadom na dostatok analyzovaného materiálu sa domnievame, že bude vhodné vypracovať granulometrickú charakteristiku egerských šlírov z východnej časti Rimavskej kotliny. Prevládajúcou granulometrickou zložkou v šlíroch je aleurit. Percentuálne ich obsah dosahuje 34,6 % až 64,7 %. Stredné zrno Md (Trask) kolíše od 0,010 do 0,028 mm a momentová hodnota stredného zrna X_φ od 7,30 do 5,54 (φ jednotky). Triedenie v dôsledku vysokého percenta piesčitej a ílovej prímesi je zlé. V Traskových hodnotách koeficient triedenia So kolíše od 2,32 do 6,36, momentový koeficient triedenia σ_φ od 5,87 do 2,16 (φ jednotky). Hodnoty miery symetrie krivky $S_{k\varphi}$ kolíšu od 0,353 do — 0,140 a hodnoty strmosti krivky K_φ kolíšu od 0,561 do 0,047.

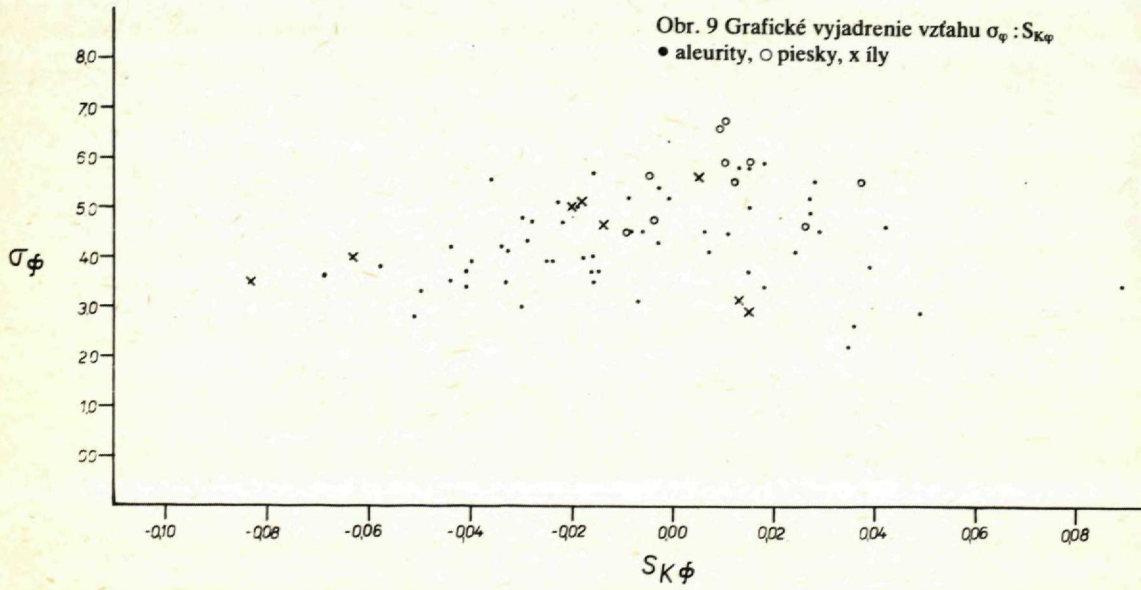
Vápnitosť aleuritov kolíše od 1,0 % do 49,1 %, krajné hodnoty sú výnimkou, väčšina analyzovaných vzoriek má vápnitosť medzi 14 % a 22 % (priemerná hodnota vápnitosti je 18 %).

Momentové parametre sme využili na ich vzájomné porovnávanie. Analýza vzťahov medzi parametrami doplňuje vhodne granulometrickú charakteristiku.

Všeobecne sa prijíma názor, že existujú vzťahy medzi štruktúrnymi parametrami vyplývajúcimi zo zrnitostnej distribúcie a prostredím vzniku.

Z literatúry možno uviesť prácu G. H. Friedmana (1967), ktorý na sérii grafov vzájomných vzťahov rozličných štatistických parametrov zrnitosti zistil odlišnosti medzi piesčitými sedimentmi pláže a riečneho prostredia.

Žiaľ, niet porovnávacieho materiálu, ktorý by umožnil zohľadniť tento aspekt v genetickej analýze našich šlírových sedimentov. Z toho hľadiska by vďačnejším materiálom bolo štúdium pieskov, a nie aleuritov. Naše štúdium sa však zameralo predovšetkým na aleurity, preto ich chceme charakterizovať i podľa vzťahov



Obr. 9 Grafické vyjadrenie vzťahu $\sigma_\varphi : S_{K\varphi}$
• aleurity, ○ piesky, x íly

niektorých parametrov. Analyzovali sme iba vzájomné vzťahy momentových parametrov, a to: $X_\varphi : Sk_\varphi$, $X_\varphi : \sigma_\varphi$, $X_\varphi : K_\varphi$, $K : Sk_\varphi$, $\sigma_\varphi : Sk_\varphi$.

Vzťah $X_\varphi : S_{k\varphi}$ je graficky znázornený na obr. 5. Vypočítaný korelačný koeficient (+0,20196) ukazuje, že vzťah medzi hodnotami je priamo úmerný a má nízky stupeň závislosti. U pieskov korelačný koeficient (−0,32812) ukazuje na mierny stupeň nepriamej závislosti, u ílov (−0,94596)* na veľmi vysoký stupeň nepriamej závislosti. Priemery analyzovaných sedimentov vytvárajú plošný obrazec pretiahnutého tvaru. Pri danej mierke porovnávania sa hodnota X_φ javí ako pomerne málo premenlivá, $S_{k\varphi}$ je zase ako variabilná hodnota.

Korelačné koeficienty vzťahu $X_\varphi : K_\varphi$ (obr. 6) vo všetkých troch prípadoch poukazujú na priamu závislosť. Aleurity majú nízky (+0,23037), piesky mierny (+0,31248) a íly (+0,90499)* veľmi vysoký stupeň závislosti. I keď hodnota K_φ je viac premenlivá než hodnota X_φ, pri vylúčení niekoľkých extrémnych priemetov obrazec nadobudne temer izometrický tvar.

Graf a výpočty korelačných koeficientov vzťahu $X_\varphi : \sigma_\varphi$ (obr. 7) poukazujú na nepriamu závislosť oboch parametrov. U aleuritov (–0,06730) a pieskov (–0,25212) je nízky stupeň, u ílov (−0,99348)* veľmi vysoký stupeň nepriamej závislosti. Priemety skúmaných vzoriek ako celok vytvárajú mierne asymetrický obrazec a majú menej variabilné X_φ než σ_φ. Toto konštatovanie vo zvýšenej miere platí pre aleurity.

Na obr. 8 je graficky znázornený vzťah $K_\varphi : S_{k\varphi}$. Vypočítané korelačné koeficienty poukazujú na nepriamu závislosť parametrov. Aleurity (−0,08472) a piesky (−0,25066) vykazujú nízky stupeň nepriamej závislosti, íly (−0,98827)* zasa veľmi vysoký stupeň nepriamej závislosti.

U vzťahu $\sigma\varphi : S_{k\varphi}$ (obr. 9) ide o priamu závislosť korelačných koeficientov. Aleurity majú význačný stupeň priamej závislosti (+0,54173), íly veľmi vysoký stupeň priamej závislosti (+0,96534)*. Iba piesky majú nízky stupeň (+0,11882) priamej závislosti. V oboch prípadoch vzťahov (obr. 8 a 9) sú hodnoty $S_{k\varphi}$ viac premenlivé ako hodnoty K_φ resp. $\sigma\varphi$.

Tab. 2. Vypočítané korelačné koeficienty pre aleurity, piesky a íly

	$X_\varphi : S_{k\varphi}$	$X_\varphi : \sigma\varphi$	$X_\varphi : K_\varphi$	$K_\varphi : S_{k\varphi}$	$\sigma\varphi : S_{k\varphi}$
aleurity	−0,20196	−0,06730	+0,23037	−0,08472	+0,54173
piesky	−0,32812	−0,25212	+0,31248	−0,25066	+0,11882
íly	−0,94596	−0,99348	+0,90499	−0,98827	+0,96533

Pri sledovaní hodnôt symetrie krivky $S_{k\varphi}$ (tab. 3) možno konštatovať, že k rozptylu dochádza u pieskov v jemnej frakcii, kým u aleuritov a ílov v hrubej frakcii.

* Vzhľadom na malý počet korelovaných vzoriek vysoké hodnoty korelačných koeficientov študovaných vzťahov pre íly treba brať s rezervou.

Tab. 3. Tabuľka hodnôt symetrie krivky $-S_{k\varphi}$

	$+S_{k\varphi}$	$-S_{k\varphi}$	$S_{k\varphi}$
	ks/%	ks/%	ks
piesok	8/72,7	3/27,3	11
aleurit	20/35,7	36/64,3	56
íl	1/12,5	7/87,5	8

Pri práci v Rimavskej kotline sme zhodnocovali výskumy starších autorov. Neobišli sme prácu V. Cilka a M. Pličku (1956), ktorá je doplnená geologickou mapou Rimavskej kotliny. Z geologickej mapy, ako i z textovej časti práce vyplýva, že Rimavská kotlina je vyplnená sedimentmi, ktoré Cilek a Plička (l.c. str. 8—14) nazvali „rimavskosobotské súvrstvie" (okolie Šafárikova) a „prechodné vrstvy" (okolie Vlkyne — Janíc). Podľa pôvodného opisu spomínaných autorov rimavskosobotské súvrstvie vo východnej časti študovaného územia, t. j. na východ od rieky Blh (resp. rimavskosobotské vrstvy v normálnom vývoji), ako i prechodné vrstvy sú „veľmi jemno až jemnozrnité pieskovce". Pri makroskopickej prehliadke týchto vrstiev v teréne, a to aj na typových lokalitách a odkryvoch, ktoré spomínajú v svojom opise obaja autori, sme dospeli k názoru, že litologické zloženie sedimentov nezodpovedá použitej petrografickej terminológii. Zrnitostné analýzy náš názor potvrdili. V nomenklaturickom diagrame (D. S. Gorsline 1960 in R. E. Carver et al. 1968, str. 113) sa väčšina analyzovaných sedimentov premieta do poľa piesčito-ílového aleuritu (55 vzoriek), dve vzorky aleuritu potom do kategórie ílových aleuritov (piesčitá prímes pod 10 %). Piesky (11 vzoriek) patria do kategórie aleuritovo-ílových pieskov a íly (8 vzoriek) sú piesčito-aleuritové, resp. aleuritové (obr. 2, tab. 4; zrnitostná klasifikácia použitá podľa J. Petránka 1963, str. 114).

Typová lokalita pre tzv. „rimavskosobotské vrstvy v normálnom vývoji", resp. „pieskovce bez slienito-ílových vložiek" je hlinisko na sz. okraji obce Gemer (V. Cílek — M. Plička 1956, str. 18). Z hliniska bola odobratá vzorka Š-14, ktorá tak ako väčšina analyzovaných hornín zodpovedá piesčito-ílovitému aleuritu. Podobne všetky vzorky zo západného okolia obce Gemer, ako i horniny ťažené v hlinisku šafárikovskej tehelne a obnažené jz. od Levkušky patria do tej istej kategórie (Š-202, Š-205, Š-208, Š-209, Š-216, Š-214, Š-17; vzorka Š-13 patrí do kategórie ílového aleuritu).

Typová lokalita pre tzv. „prechodné vrstvy" je v zárezе cesty pri samote Malá (Kiš), južne od obce Chrámec (V. Cílek a M. Plička 1956, str. 19—20). Zo zárezu cesty bola odobratá vzorka RC-70, ktorá zodpovedá piesčito-ílovému aleuritu. Tiež horniny, ktoré V. Cílek a M. Plička opisujú ako „prechodné vrstvy" v južnom a západnom okolí obce Vlkyňa a južne od obce Janice, sú takmer výlučne piesčito-ílovité aleuritové íly (V-6, V-26, V-35, V-38, RC-40, RC-43), resp.

Tab. 4. Zatriedenie hornín podľa Gorslaina (1960)

zmes	počet (ks)	%
aleurit piesčito-ílovitý	55	71,4
piesok aleuritovo-ílový	12	15,6
íl piesčito-aleuritový	5	6,5
ílovitý aleurit	2	2,6
aleuritový íl	3	3,9

piesčito-aleuritové íly (V-18). Jedine vzorka RC-41 zodpovedá aleuritovo-ílovému piesku a u vzorky V-35 je aleuritová a piesčitá frakcia prakticky v rovnováhe.

Z rozboru klasifikačného diagramu vyplýva, že zo 75 vzroriek „rimavskosobotských vrstiev" a „prechodných vrstiev" jednoznačne prevládajú aleurity v 56 vzorkách, iba v 11 prípadoch analyzovaná hornina zodpovedá piesku a v 8 prípadoch zodpovedá ílu.

Domnievame sa, že na základe štúdia zrnitosti treba opraviť charakteristiku „rimavskosobotských vrstiev v normálnom vývoji" a tzv. „prechodných vrstiev". Prevládajúcim typom týchto vrstiev sú aleurity.

Záver

Analýza zrnitosi šlírových sedimentov východnej časti Rimavskej kotliny vyústila v prvú konkrétnu predstavu o genéze tohto monotónneho sedimentárneho komplexu. Boli získané tiež kritériá pre správne petrografické označenie predmetných sedimentov.

Do tlače odporučila M. Marková.

Literatúra

CILEK, V. — PLIČKA, M. 1956: Geologické poměry oligocénu v širokém okolí Rim. Soboty na jv. Slovensku. — Sbor. Ústř. úst. geol., Odd. geol., 22, Praha 7—37.

CARVER, R. E. (editor) 1971: Procedures in sedimentary petrology. — Wiley — Interscience, New York — London — Sydney — Toronto, 653.

FRIEDMAN, G. M. 1967: Dynamic processes and statistic parametres compared for size frequency distributions of beach and river sands. — J. sed. Petrology, 37, Tulsa, 327—345.

PASSEGA, R. 1957: Texture as characteristics of clastic deposition. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists 41,9, Tulsa, 1952-1984.

PASSEGA, R. 1964: Grain size representation by CM patterns as a geological tool. J. Sed. Petrology, 34,4, Tulsa, 830—847.

PASSEGA, R. — BYRAMJEE, R. 1969: Grain — size image of clastic deposits. — Sedimentology, 13, Amsterdam — New York, 233—252.

PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiská. Naklad. Čs. Akad. Vied, Praha.

D. Vass — M. Elečko — E. Bajtošová

Valuation of granulometrical analyses of Egerian schlier in the eastern part of the Rimavská kotlina

Summary of the Slovak text

Schlier of the Egerian — together with Quaternary deposits — represent the principal component of the filling of the Rimavská kotlina depression (Fig. 1). At the geological mapping of the eastern part of the depression material was collected for granulometrical analysis. Numerical characteristics of granularity of the sediments studied is summarized in Tab. 1. The purpose of granulometrical analysis was:

1. The granularity pattern of the type of sediments, on which the analysis of hydraulic conditions of their genesis is bases.
2. Graphs illustrating relationship among the moment parameters respectively.

In the C-M diagram (Fig. 3) the points representing aleurites studied are projected in the left part of the RS segment. In this segment are concentrated projections of sediments transported in a uniform suspension.

The L-M and and A-M diagrams of the aleurites studied (Fig. 4) show that with the increasing M there is proportional increase of L and A, which is one of the properties of sediments formed from uniform suspensions.

The analysis of granulometrical pattern and of types of sediments results in the conclusion that the schlier sediments studied formed in a calm environment of a basin of low dynamism.

There were absent stronger currents at the bottom, capable of forming current marks and of sorting sediments. The basin was shallow, with a flat bottom so that it prevented generation of larger slumps, detrital flows and turbidites.

In the schlier aleurite is predominant. Its percentual representation (Tab. 1) varies between 34,6 %—64,7 %. The medium grain Md (Trask) varies between 0,010—0,028; the moment value of the medium grain — between 7,30 φ—5,54 φ. Sorting is bad (S_o — Trask): 2,32—6,36, σφ (moment) 5,87—2,16. The values of the extent of symmetry of the $S_{k\varphi}$ curve very between 0,353—0,140 and the values of steepness of the K_φ curve vary between 0,561—0,047. To complete the granulometrical characteristics, we have applied the analysis of relationships among moment parameters, since there are relationships between structural parameters resulting from the granulometrical distribution and the environment of their generation (G. M. Friedman 1967).

Graphical illustration of these relationships (Fig. 5—9) complemented with computed correlation coefficients (Tab. 2) shows the mutual dependance of the parameters respectively. Table 3 shows dispersion in the fine and/or coarse fraction of the respective petrographic types.

It is necessary to revise the petrographical definition of Egerian schlier of the Rimavská kotlina depression, introduced by V. Cilek and M. Plička (1956). The revision is to be based upon the granulometrical analysis. Fig. 2 and Tab. 4 show that the schlier corresponds to sandy-clayes silts and not to sands or sandstones.

Translation by E. Jassingerová.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 113—140 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Vlastimil Konečný

Mechanizmus eruptívnych procesov submarinného vulkanizmu južných okrajov Krupinskej vrchoviny

6 obr. v texte, 2 tab. na kriede (XXXVII—XXXVIII), anglické resumé

Abstract. The author analyses the nature of eruptive processes of Lower Badenian Neogene volcanism of South Slovakia in submarine environment. Their characteristic feature is brecciation of andesitic lava bodies in the course of their ascent toward surface. After the process of the underground brecciation brecciated material extruded on the sea floor and formed accumulations around eruptive centers or it was transported further by breccia flows and lahars.

Úvod

Južné okraje stredoslovenského neovulkanického regiónu tvoria komplexy vulkanosedimentárnych hornín spodnobadenského andezitového vulkanizmu. Eruptívne produkty tohto vulkanizmu vznikli a boli uložené v submarinnom a sčasti v limnicko-fluviatilnom až suchozemskom prostredí.

Faciálne komplexy vulkanosedimentárnych hornín sú rozčlenené hlboko zarezanými údoliami, ktoré sa začínajú vo vnútornejších častiach Krupinskej vrchoviny a vyúsťujú pri južnom okraji zárezmi kaňonovitého typu. Južný okraj týchto komplexov je v súčastnosti erozívny a predstavuje výrazný morfologický stupeň v nadloží sedimentov spodného miocénu Ipeľskej kotliny. Tieto okolnosti umožňujú podrobne preskúmať litológiu a geologickú stavbu a podstatne uľahčujú štúdium vulkanických procesov. Použitím metód litofaciálneho výskumu spojeného s mapovaním do mierky 1 : 25 000 boli vyčlenené tieto formácie: 1. Vinica — Príbelce, 2. Čelovce — Opava, 3. Lysec.

V našej práci sa budeme zaoberať formáciou Vinica — Príbelce, kde sa vulkanické procesy a uloženie ich produktov uskutočnili v submarinnom prostredí spodnobadenského mora. Hlavná pozornosť sa venuje analýze vulkanických procesov a výsledných foriem a štúdiu eruptívneho mechanizmu tohto vulkanizmu.

RNDr. V. Konečný, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

Stručný prehľad starších výskumov

O širšiu oblasť Ipeľskej kotliny vytvorenú zo sedimentov staršieho miocénu a o priľahlú oblasť vulkanosedimentárnych komplexov spodnobádenského vulkanizmu sa v súvislosti s prieskumom uhlia zaujímali mnohí autori, napr. Beudant (1882), Foeterle (1866), Hantke (1878). Práce týchto autorov v rôznej miere zasahovali i do problematiky bádenských vulkanosedimentárnych komplexov južných okrajov Krupinskej vrchoviny, uložených v nadloží uhľonosných helvétskych súvrství, najmä stratigrafie. K spresneniu stratigrafickej pozície vulkanosedimentárnych súvrství prispeli predovšetkým práce T. Buday (1973), ktorý spracoval územie medzi Vinicou a Šahami, ďalej štúdiá L. Ferenczihо (1939), R. Kettnera (1939), R. Schwarcza (1940) v širšej oblasti Modrého Kameňa.

Prínos týchto autorov je podrobne zhodnotený v publikovaných aj nepublikovaných prácach V. Čechoviča (1952), D. Vassa (1962), na ktoré sa odvolávame.

Základnými prácami o stavbe a stratigrafii miocénnych sedimentov Ipeľskej kotliny sú výskumy, ktoré pod vedením V. Čechoviča urobil kolektív autorov (V. Hano, D. Vass, M. Marková, J. Seneš, V. Kantorová, R. Lehotayová, E. Planderová, R. Gabčo, B. Tomášek), ďalej práce F. Nemejca (1961) a výsledky prieskumu na uhlie, ktoré zhrnuli M. Brodňan — M. Ciesarik (1959).

Zhrňujúcu štúdiu o stratigrafickej pozícii bádenských súvrství v oblasti Modrého kameňa publikoval V. Čechovič — D. Vass (1962). Uvedení autori vymedzujú:

a) súvrstvie spodného tortónu v morskom vývoji,
b) súvrstvie vrchného tortónu v limnickom až kontinentálnom vývoji.

Predpokladajú transport vulkanického materiálu zo vzdialených centier, ktoré bližšie neoznačujú. Tektogenézou Ipeľskej kotliny v priebehu miocénu sa zaoberá D. Vass (1964).

Južné okraje Krupinskej vrchoviny boli zahrnuté do základného geologického mapovania v mierke 1 : 200 000, ktoré urobil M. Kuthan et al. (1963). V oblasti južných okrajov Krupinskej vrchoviny boli vyčlenené tufy a tufity

a) v morskom vývoji,
b) v prechodnom vývoji.

Predpokladalo sa, že transport materiálu smeroval zo Štiavnického pohoria a pohoria Javoria. Litológiou a genézou tufov a tufitov v južnej periférii neovulkanitov sa zaoberala E. Karolusová (1965), ktorá za zdrojovú oblasť považuje pohorie Javorie. Eruptívne centrá spodnobádenského vulkanizmu v tejto etape v oblasti južných okrajov Krupinskej vrchoviny identifikované neboli.

Vulkanosedimentárna formácia Vinica — Príbelce*

Formácia Vinica — Príbelce má charakter samostatného vulkanosedimentárneho cyklu, ktorý sa vyvíjal v sublitorálnej až litorálnej zóne spodnobádenského mora. Faciálny komplex je uložený na sedimentoch spodného miocénu, ktoré boli čiastočne denudované v období pred rozšírením spodnobádenskej transgresie. Vrchná hranica sa vytvorila splytčením a krátkym vynorením s čiastočnou denudáciou vulkanosedimentárneho komplexu v jeho východnej časti. V nadloží formácie na denudačný reliéf sú uložené bazálne súvrstvia nasledujúceho bádenského vulkanosedimentárneho cyklu; formácie Čelovce — Opava a formácie Lysec.

Rozšírenie a stratigrafická pozícia

Na báze vulkanosedimentárnej formácie je vyvinutá poloha tufitických pieskov, transgresívne rozšírená v nadloží karpatsko-helvétskych sedimentov. Tufitické piesky sú vytriedené a nespevnené, sporadicky sa v nich vyskytujú valúny podložných hornín. Hrubozrnnejšie sú vo východnejšej časti v oblasti Pôtra (Md = 0,45), smerom na západ sú postupne jemnozrnnejšie (Md = 0,08) — oblasť Kosihovce. Typy textúr krížového a gradačného zvrstvenia zodpovedajú vývoju sedimentov v západnej časti v sublitorálnej zóne a vo východnej časti v plytšej litorálnej zóne. Podobne aj mocnosti, ktoré v západnej časti dosahujú maximálne 300 m, smerom na východ klesajú na niekoľko m (Pôtor). Výskyt málo mocných polôh (niekoľko cm) pemzových tufov s pyroxénom a amfibolom signalizujú vzdialenú vulkanickú aktivitu explozívneho typu v priebehu vzniku transgresívneho sedimentu.

Faciálne komplexy vulkanosedimentárnej formácie Vinica — Príbelce, uložené v nadloží bazálnej polohy, boli študované v pásme asi 16 km (od obce Vinica na juhozápade po obec Horná Strehová na severovýchode). Maximálne mocnosti sú v juhozápadnej časti (cca 300 m), smerom na východ sú redukované na niekoľko metrov. Uvedené mocnosti, aj keď sú do značenj miery modifikované krátkou intratortónskou denudáciou, odrážajú podmienky uloženia. Hlavná akumulácia eruptovaného materiálu sa uskutočnila v bezprostrednom okolí prívodových centier, t. j. v juhozápadnej časti (oblasť Vinica — Hrušov), ktorá podľa asociácií fauny zodpovedala hlbšej sublitorálnej zóne, resp. až plytkému neritickému pásmu (prítomnosť *Ammusium denudata* — D. Vass 1964). Východným smerom sa postupne splytčuje až do litorálu. Podmienky vzniku ovplyvnili i litologický typ vulkanosedimentárnych hornín a ich priestorové rozloženie. Submarinné prostredie zásadným spôsobom ovplyvnilo mechanizmus vulkanických erupcií a litológiu eruptívnych produktov.

---

* Názov formácie je navrhnutý podľa pozície eruptívnych centier, ktoré sú nahromadené medzi obcami Vinica a Príbelce, asi 9 km západne od Modrého Kameňa.

Rozšírenie vulkanosedimentárnych komplexov v smere do vnútornejších častí Krupinskej vrchoviny, v podloží vyššej formácie Čelovce — Opava, je na určitú vzdialenosť overené štruktúrnymi vrtmi CK-1, GK-4, MV-1. Ako vyplýva z orientačných štúdií, pokračujú komplexy formácie Vinica — Príbelce ďalej k juhozápadu, v smere na Šahy.

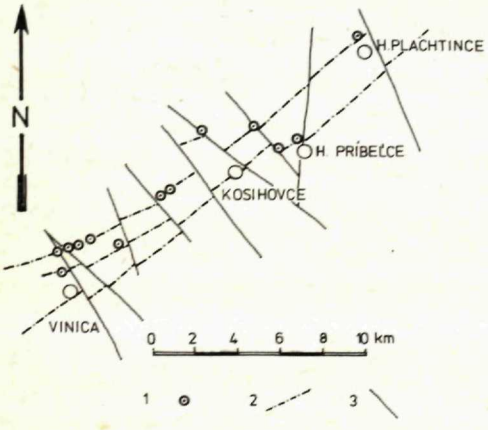
Na základe štúdií mikrofauny a makrofauny (R. Lehotayová a V. Kantorová) zo súvrství vulkanosedimentárnych hornín formácie Vinica — Príbelce bol stanovený spodnobádenský vek (spodný tortón) V. Čechovič — D. Vass (1962). Uvedení autori urobili stratigrafickú koreláciu so spodným tortónom viedenskej panvy, podľa členenia Grilla.

Podľa datovania K/Ar metódou vek andezitového telesa pri Hrušove, ktorého zbrekciovatený materiál je uložený vo vyšších úrovniach tejto formácie, je stanovený na 17,6 ± 0,9 mil. r., čo sa zhoduje aj s biostratigrafickými závermi (V. Konečný — G. P. Bagdasarjan — D. Vass 1969).

Stavba vulkanosedimentárnych komplexov

Počiatok aktivity spodnobádenského vulkanizmu je spätý s výrazným tektogenetickým zvratom vo vývoji juhoslovensko-severomaďarského sedimentačného priestoru. Pásmo morfologických elevácií v smere SV-JZ — šahianska elevácia (D. Vass 1964), ktoré v rôznej miere limitovalo rozsah morských transgresií spodného miocénu smerom na severozápad, stráca v tomto období svoj význam. Transgresia spodnobádenského mora, ktorá prichádza od juhozápadu, ju prekonáva a rozširuje sa do vnútornejších častí Krupinskej vrchoviny a južných okrajov Štiavnického pohoria. Táto oblasť má v období spodného bádenu subsidenčný charakter a stáva sa súčasťou novovznikajúceho sedimentačného priestoru Podunajskej nížiny, zatiaľ čo oblasť Ipeľskej kotliny sa vykleňuje a začína sa stabilizovať.

Aktivovanie eruptívnych centier andezitového vulkanizmu sa uskutočnilo pozdĺž tektonických systémov SV-JZ — vulkanotektonická zóna šahiansko-lysecká (obr. 1



Obr. 1 Schéma vzťahu tektoniky a pozície eruptívnych centier formácie Vinica — Príbelce (Priebeh zlomov v podloží terciéru je stanovený geofyzikálne na základe interpretácie gravimetrickej mapy, J. Šefara et al. 1973)
1 — eruptívne centrá, 2 — zlomy v rámci vulkanotektonickej zóny šahiansko-lyseckej, 3 — priečne zlomy mladšieho systému
Fig. 1 Relation between faults and position of eruptive centers Vinica — Príbelce formation (The faults in the pretertiary basement are determined by gravimetrie measurements, J. Šefara et al. 1973)
1 — eruptive centers, 2 — faults of volcanotectonic zone Šahy — Lysec, 3 — crossing faults

— V. Konečný 1968), ktorá sa zhruba zhoduje s geofyzikálne vymedzenými reliktmi šahianskej elevácie v podloží vulkanosedimentárnych komplexov (V. Konečný, L. Zbořil, J. Šefara 1973). Andezitové telesá (dómy, extrúzie) v priebehu výstupu podliehajú brekciácii a dezintegrácii. Masy zbrekciovateného materiálu sú akumulované jednak v bezprostrednom okolí eruptívnych centier, jednak sú transportované prostredníctvom brekciových, alebo lahárových prúdov do väčších vzdialeností v morskom prostredí. Akumulácie chaotických brekcií syngeneticky podliehali erózii a deštrukcii. Klastický materiál bol ďalej premiestňovaný najmä transportným účinkom vodných más, čo podmienilo vznik komplexov redeponovaného materiálu.

Vzhľadom na pozíciu eruptívnych centier, špecifické podmienky transportu a akumulácie vulkanoklastických produktov v morskom prostredí a priestorové rozloženie výsledných vulkanosedimentárnych fácií vymedzujeme:

A. Zónu eruptívnych centier (vytvorenú z telies intrúzií, extrúzií, dómov a dajok a z más zbrekciovateného materiálu, uloženého v ich bezprostrednom okolí).

B. Zónu blízku eruptívnym centrám (s prevahou más chaotických brekcií nad fáciami redeponovaného materiálu).

C. Zónu vzdialenú od eruptívnych centier (vytvorenú prevažne z fácií redeponovaného materiálu, ktorý pochádza z deštrukcie primárnych uložení a andezitových telies; obr. 2).

A. V rámci zóny eruptívnych centier sa vyskytujú andezitové telesá a telesá intruzívnych brekcií, ktoré sú na základe litologicko-petrografických štúdií identifikované ako prívodové systémy.

Pre väčšinu andezitových telies sú charakteristické procesy brekciácie spojené s extrúziou zbrekciovatených más na povrch.

Rozmery prívodových systémov kolíšu od niekoľko m do 150 m. Prierez telies sa mení od pravidelného izometrického až eliptického až do výrazne orientovaného v jednom smere. Andezitové telesá petrograficky patria k intermediárnemu pyroxenickému andezitu a pyroxenickému andezitu s amfibolom (litologicko-petrografickými typmi prívodových systémov a procesmi brekciácie sa budeme zaoberať v ďalšej časti).

Úlomkovitý materiál, ktorý pochádza z ich dezintegrácie, je v podobe chaotických brekcií akumulovaný v bezprostrednom okolí prívodových systémov a transportovaný do ich bližšieho až vzdialenejšieho okolia.

B. V zóne blízkej k eruptívnym centrám sú akumulované prevažne masy chaotických brekcií; redeponovaný materiál sa nachádza len v podradnom množstve. Z litologických štúdií vyplýva, že masy chaotických brekcií asociujú buď len s jedným eruptívnym centrom (teleso Stráž, kóta 384,3), alebo častejšie so skupinou eruptívnych centier (pozri litofaciálnu schému — obr. 2). Pôvod chaotických brekcií z uvedených centier potvrdili porovnávacie litologicko-petrografické štúdiá; v niektorých prípadoch okrajové zbrekciovatené časti intruzívno-extruzívnych telies prechádzajú do uložení chaotických brekcií.

Brekcie sú vytvorené z hruboúlomkovitého až hruboblokového andezitového materiálu. Fragmenty priemernej veľkosti 10—30 cm a väčšie bloky do 0,5 m (ojedinele až do 3 m) sú prevažne angulárne až subangulárne (spravidla málo vesikulované, so sklovitejším povrchom) a podradne subsférické (spravidla silne vesikulované). Fragmenty prvého typu (angulárne a subangulárne) pochádzajú prevažne z deštrukcie povrchových častí extruzívnych telies, zatiaľ čo fragmenty druhého typu (s vesikulovanou stavbou) pochádzajú z disrupcie viac vnútornejších častí telies, bohatších na plynnú fázu. Základná cementujúca hmota je zrnitá, vytvorená z úlomkov výrastlíc (pyroxén, amfibol, plagioklas), zo zŕn akcesorických minerálov (magnetit, apatit), úlomkov skla a drobných ulomkov andezitových fragmentov. Petrograficky bolo dokázané, že základná hmota je produktom dezintegrácie tej istej viac napenenej lávovej masy ako väčšie fragmenty andezitu.

Odbobia aktivity, ktoré vyprodukovali polohy chaotických brekcií, boli vystriedané obdobiami deštrukcie primárnych uloženín. Vulkanoklastický materiál bol premiestnený, pričom vznikli fácie redeponovaných vulkanoklastík. Mocnosti polôh redeponovaného materiálu (ktoré oddeľujú jednotlivé polohy chaotických brekcií) narastajú v smere k okrajom zóny. Stavba týchto akumulácií má preto značne heterogénny charakter.

Vonkajšie ohraničenie uloženín hruboúlomkovitých brekcií od zón vzdialených od eruptívnych centier je stanovené v podstate konvenčne; je dané prevahou fácií redeponovaného materiálu nad chaotickými brekciami.

Významným činiteľom, ktorý sa podieľa na transporte zbrekciovateného materiálu (produkovaného extruzívnym procesom) do vzdialenejších oblastí od eruptívneho centra, t. j. aj za hranice sledovanej zóny, sú brekciové prúdy. Uloženiny týchto prúdov tvoria ploché, jedným smerom orientované telesá v mocnosti od niekoľko m do 15—20 m s maximálnou sledovanou dĺžkou 3 km. Takéto telesá možno identifikovať najmä vtedy, keď sú oddelené polohami piesčitých tufov a konglomerátov, t. j. v oblastiach vzdialených od eruptívneho centra.

Brekcia je vytvorená z andezitových fragmentov priemernej veľkosti 5—15 cm, zriedkavejšie z blokov do 0,5 m. Fragmenty s vesikulovanou stavbou (primárne subsférické) sú vo výraznej prevahe nad fragmentmi s nižším stupňom vesikulácie, ktoré sú angulárne až subangulárne. Základná cementujúca hmota je zrnitá, vytvorená z drobných vesikulovaných fragmentov andezitu, kryštaloklastov pyroténov, amfibolov, plagioklasov, z akcesorického magnetitu, apatitu a úlomkov skla. Ohraničenie fragmentov od ostatnej základnej hmoty je nevýrazné, splývavé. Základná hmota sa vyznačuje zvýšeným stupňom kompaktnosti a oxidácie. Petrograficky je potvrdený monomiktný charakter materiálu, ktorý je produktom dezintegrácie tej istej lávovej masy.

Zvýšený stupeň kompaktnosti i oxidácie svedčí o vysokej teplote materiálu počas transportu a po jeho uložení.

Označenie „brekciový prúd" aplikujeme podľa Parsona (1968), ktorý ho používa pre analogický fenomén v rámci formácie Absaroka Range pod názvom „Breccia flow". Vzhľadom na to, že transport a uloženie materiálu sa uskutočnili vo vodnom prostredí, navrhujeme označenie „subakválny brekciový prúd".

Ďalším významným procesom, ktorý sa podieľa na jednorázovom masovom transporte, sú lahárové prúdy.

Uloženie lahárových prúdov sa vyznačuje komplexom charakteristických litologicko-texturálnych znakov:

1. lahárové brekcie tvoria telesá v mocnosti od niekoľko m najviac do 30—40 m. Styk bázy s podložnými sedimentmi je ostrý, často sa objavujú znaky erodovania podkladu.

2. úlomkovitý materiál má variabilné rozmery, hlavný obsah tvoria fragmenty 5—15 cm, menej bloky až do 3 m. Okrem angulárnych a subangulárnych fragmentov sa v rôznom množstve nachádza dobre až dokonale opracovaný materiál.

3. základná cementujúca hmota je tufovo-piesčitá, zrnitá, obsahuje drobný klastický materiál do 5 cm. Stupeň kompakcie základnej hmoty kolíše v závislosti od genetického typu (horúci alebo studený lahárový prúd). Pomer k hrubšej klastickej zložke kolíše od 30 do 70 %.

4. klastický materiál základnej hmoty i hrubšej zložky patrí k niekoľkým litologicko-texturálnym a petrografickým varietám pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov. Sporadicky sa vyskytuje nevulkanický materiál (úlomky kremencov, vápencov a kryštalických bridlíc).

5. uloženie klastického materiálu v rámci jednotlivých telies je chaotické, bez známok pravidelného zvrstvenia a triedenosti.

Prostredníctvom lahárových prúdov sa uskutočňoval transport úlomkovitého materiálu nielen v oblasti pôvodných vulkanických svahov, t. j. v rámci zón priľahlých k eruptívnym centrám, ale zasahoval v podstatnej miere aj do oblastí vzdialených od eruptívnych centier.

Niektoré lahárové prúdy majú okrem výraznej prevahy primárneho vulkanického materiálu (s nízkym stupňom opracovanosti) i vyšší stupeň kompaktnosti a oxidácie základnej hmoty, najmä v bazálnejších častiach (oblasť vrcholu kóty 442,3 — Kamenný vrch nad Kosihovcami). Na základe týchto charakteristík možno súdiť, že časť materiálu bola v priebehu transportu a po uložení v horúcom stave.

Mobilizácia lahárových prúdov tohto typu sa zrejme uskutočnila v bezprostrednej súvislosti s vulkanickou aktivitou, resp. lahárové prúdy predstavujú pôvodné brekciové prúdy ktoré sa vo väčšej vzdialenosti od eruptívneho centra pri poklese temperatúry a mobilizácii staršieho opracovaného materiálu menili na typické lahárové prúdy. Uvedený typ označujeme ako „horúci lahár" (hot lahar, resp. hot mudflow). Ide pravdepodobne o analogický proces, na ktorý upozorňuje Parson (1960) u Absaroka Range, keď poznamenáva, že ... „brekciové prúdy prechádzajú na svahu alebo vo väčších vzdialenostiach od prívodových centier do masívnych lahárových brekcií".

Lahárové brekcie s podstatným zastúpením až prevahou staršieho opracovaného materiálu a bez známok zvýšenej temperatúry — typ „studený lahár" (cold lahar) sú bežné hlavne pri vonkajších okrajoch zón priľahlých k vulkanickým centrám, t. j. mimo primárnych vulkanických svahov. Ich maximálne mocnosti (cca 40 m) dokazujú, že sa ukladali v pásme, kde slabla a doznievala transportná energia, t. j. v oblasti zmeny svahu na ploché morské dno.

Okrem uvedených litologických typov sa v zóne v podradnej miere nachádzajú redeponované vulkanoklastiká vo fácii: *drobnoúlomkovité až hruboúlomkovité epiklastické brekcie, hrubo vytriedené až nevytriedené*, ktoré sú produktom redepozície primárnych uložení. V podobe vložiek menších mocností sú v nich *hrubozrnné epiklastické pieskovce s drobným klastickým materiálom.*

C. K zónam vzdialeným od eruptívnych centier patria komplexy vulkanosedimentárnych hornín, ktorých materiál pochádza z deštrukcie primárnych vulkanoklastic-

kých uloženín a deštrukcie pevných telies. Pri vývoji faciálnych komplexov sa uplatnili predovšetkým procesy sedimentogenézy, na rozdiel od procesov vulkanogenézy (t. j. späté s eruptívnym mechanizmom), ktoré zohrali hlavnú úlohu pri vývoji fácií v rámci zóny priľahlej k eruptívnym centrám.

Vývoj charakteristických litologicko-genetických typov bol ovplyvnený pozíciou zdrojových oblastí, transportným účinkom vodného prostredia a bathymerickými podmienkami. V západnejšej časti, v hlbšom sublitorálnom až plytko neritickom pásme sa vytvorili jemnozrnnejšie fácie, ako sú:
piesčité tufity s drobným klastickým materiálom (vo vyšších častiach formácie), *aleuriticko-piesčité tufity* a v bazálnej časti formácie *aleuriticko-pelitické slienité tufity* (Kosihovce). V západnej časti (v oblasti Hrušova) vo vrchnej časti formácie sú peliticko-tufitické sedimenty v šlírovom vývoji, ktoré podľa textúr a výskytu fauny *Ammusia denudata* poukazujú na neritické prostredie.

Vo východnej časti formácie v sublitorálnom až litorálnom pásme sú okrem lahárových brekcií v prevahe fácie brekcií — konglomerátov s piesčitou tufitickou až slienitou základnou hmotou a ďalšie fácie redeponovaných klastík (pozri litofaciálnu schému), ktoré okrem malých mocností indikujú litorálne podmienky vývoja.

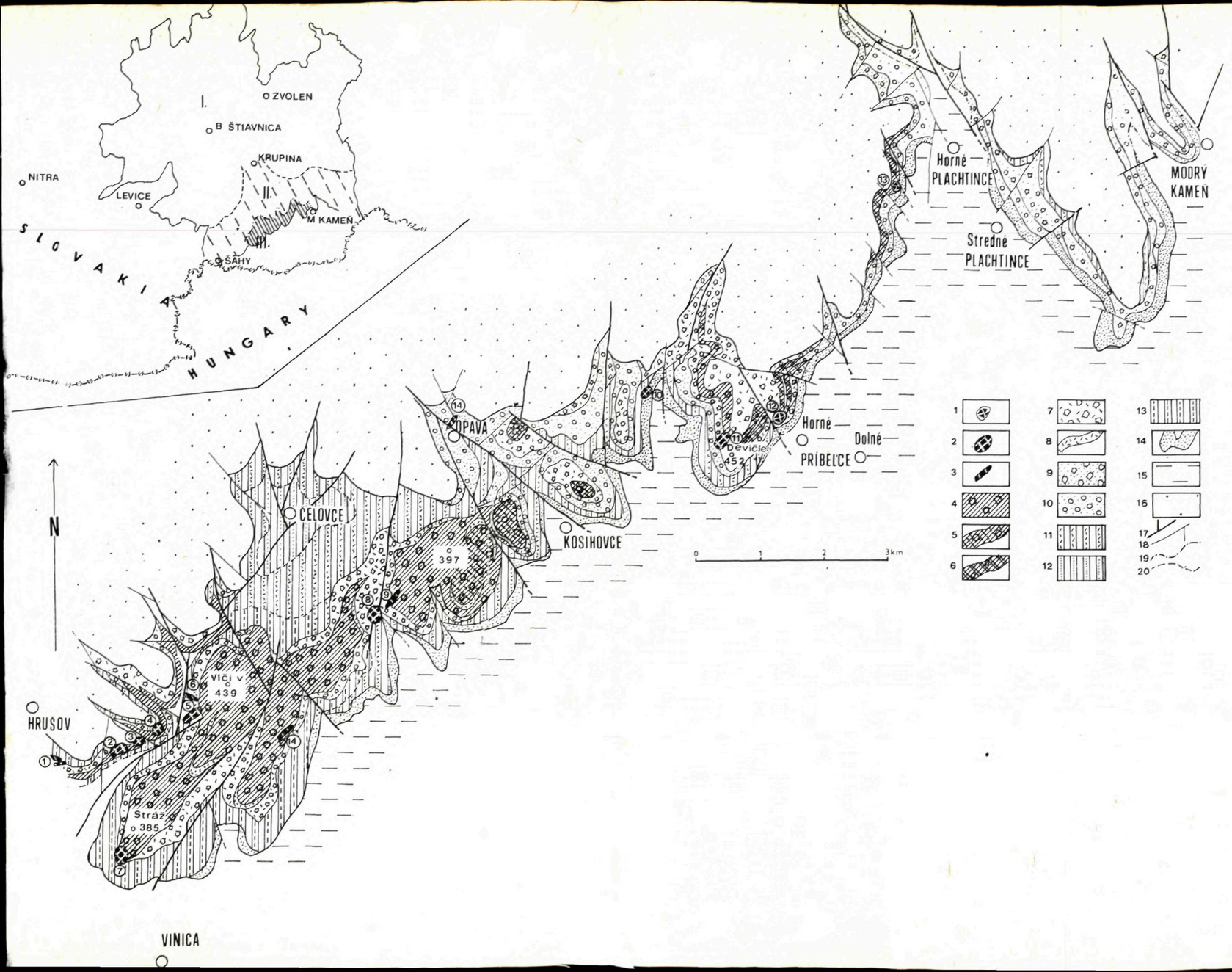
2. Charakteristiky prívodových systémov (tab. 1)

Ako bolo uvedené, väčšina študovaných telies prívodových systémov prešla v priebehu ich výstupu resp. povrchového rastu procesmi brekciácie. Z uvedeného hľadiska podľa úrovne, v ktorej nastáva brekciácia, rozlišujeme:

1. Telesá intruzívnych brekcií (proces brekciácie v hlbších podpovrchových úrovniach);
2. Izometrické až v jednom smere orientované intrúzie s bezprostredne podpovrchovou brekciáciou;
3. Izometrické až v jednom smere orientované extrúzie (submarinné dómy) s povrchovou brekciáciou v priebehu ich rastu.
4. Dajky (brekciácia len v okrajových častiach).

1. Intruzívne brekcie tvoria telesá o priemere niekoľko m až 90 m, ktoré strmo prerážajú cez okolité sedimenty. S uvedenými telesami úzko asociujú uloženiny brekciových prúdov (obr. 3). Proces brekciácie sa v tomto prípade uskutočnil v hlbších podpovrchových úrovniach a na povrch sú extrudované už masy zbrekciovateného materiálu a transportované ďalej v podobe brekciových prúdov. Charakteristickým znakom je vysoký stupeň vesikulácie extrudovaného materiálu, čo poukazuje na vysoký obsah plynnej zložky v čase dezintegrácie lávy.

2. Príkladom telesa s bezprostredne podpovrchovou brekciáciou je lokalita Sokolia skala (cca 1,5 km juhovýchodne od obce Hrušov, obr. 4). Andezitové teleso o šírke cca 160 m intruduje cez sedimenty karpatu a cez tufitické ílovce až jemnozrnné tufitické piesčité sedimenty s úlomkami morskej fauny. Vo vrchnej pravej časti lomovej steny, kde nadložné sedimenty neboli prerazené, andezit sa



Obr. 2 Litofaciálna schéma vulkanosedimentárnej formácie Vinica — Príbelce (spodný báden) južné okraje Krupinskej vrchoviny (zostavil V. Konečný)

Vysvetlivky:

I — oblasť stredoslovenského neogénneho vulkanizmu
II — predpokladaný rozsah formácie Vinica — Príbelce v podloží vyšších bádenských formácií
III — študovaná časť formácie Vinica — Príbelce s koncentráciou eruptívnych centier

Formácia Vinica — Príbelce

Eruptívne centrá:
1 — telesá extruzívnych brekcií, 2 —andezitově extrúzie s podpovrchovou až povrchovou brekciáciou, 3 — andezitové dajky

Zóny priľahlé keruptívnym centrám:
4 — hruboúlomkovité až hruboblokové chaotické brekcie akumulované v okolí eruptívnych centier, 5 — hruboúlomkovité chaotické brekcie lahárových prúdov, 6 — hruboúlomkovité chaotické brekcie brekciových prúdov, 7 — drobno-hruboúlomkovité epiklastické brekcie hrubo triedené až netriedené, 8 — hrubozrnné epiklastické pieskovce s drobným klastickým materiálom

Zóny vzdialené od eruptívnych centier:
9 — epiklastické brekcie — konglomeráty so slienito-piesčitou základnou hmotou, 10 — epiklastické konglomeráty so slienito-piesčitou tufitickou základnou hmotou, 11 — piesčité tufity s drobným klastickým materiálom, 12 — aleuriticko-piesčité tufity, 13 — aleuriticko-pelitické slienité-tufity, 14 — bazálne tufitické piesky s valúnami hornín predvulkanického podložia, 15 — podložné sedimenty miocénu vcelku, 16 — nadložné vulkanosedimentárne formácie bádenu vcelku, 17 — tektonické zlomy hlavné, 18 — tektonické zlomy podradného významu, 19 — bazálna hranica formácie prekrytá alúviami kvartéru, 20 — neostré litologické rozhranie

Fig. 2 Scheme od the Vinica — Príbelce Volcano-sedimentary formation (Lower Badenian) southern part of the Krupinská vrchovina (compiled by V. Konečný)

Legend:

I — area of Neogene volcanism in central Slovakia
II — the assumed extent of the Vinica — Príbelce formation underneath higher Badenian formations
III — the studied part of the Vinica — Príbelce formation, volcanic centers are indicated

The Vinica — Príbelce formation

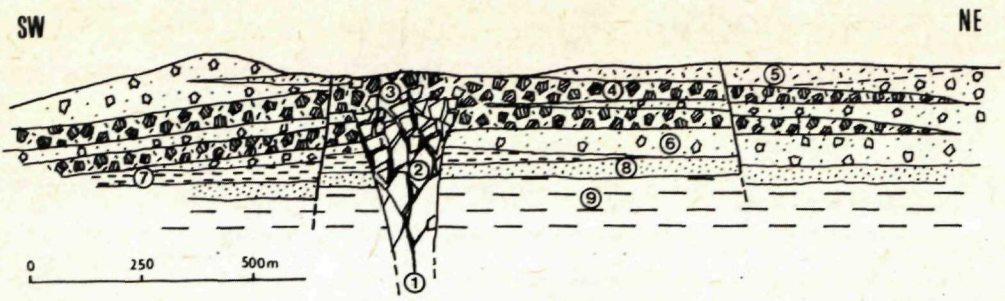
Eruptive centers:
1 — bodies of extrusive breccia, 2 —andesite extrusions with underground and/or surficial brecciation, 3 —andesite dykes.

Zones proximal to eruptive centers:
4 — coarse chaotic breccias accumulated around eruptive centers, 5 — coarse chaotic breccias deposited by lahars, 6 — coarse chaotic breccias deposited by breccia flows, 7 — epiclastic volcanic breccias, poorly sorted or unsorted, 8 — coarse-grained epiclastic volcanic sandstones.

Zones distal to erupitve centers:
9 — epiclastic volcanic breccias with tuffitic matrix (marly-sandy composition), 10 — epiclastic volcanic conglomerates with tuffitic matrix (marly-sandy composition), 11 — psefitic to psamitic tuffites, 12 — eleuritic tuffites, 13 — aleuritic-to pelitic marly tuffites, 14 — tuffitic sands with pebbles of pretertiary rocks (quartzites, gneisses and granitoids), 15 — underlaying miocene sediments (undivided), 16 — overlaying volcano-sedimentary complexes (undivided), 17 — faults with a medium vertical displacement, 18 — faults with a small vertical displacement, 19 — Base of the formation overlain by quaternary sediments, 20 — lithologic transitions.

Charakteristiky prívodových systémov formácie Vinica — Príbelce

Číslo	Lokalita	Rozmery	Typ formy a povaha brekciácie
1	Zárez potoka pod obcou Hrušov	3 dajky šírka 5, 9, 4 m	andezitové dajky brekciácia pri okraji
2	Sokolia skala 1,5 km jv. od obce Hrušov	dĺžka 120 m šírka 80 m	extrúzia s podpovrchovou brekciáciou
3	Sv. od Sokolej skaly	dĺžka cca 70 m	extrúzia s podpovrchovou brekciáciou
4	Sv. od Hraca (kóta 355,5)	dĺžka 170 m šírka 150 m	extrúzia s povrchovou brekciáciou — submarinný dóm
5	Sv. od Hraca	dĺžka cca 60 m	extrúzia (s povrchovou?) brekciáciou
6	Sv. od Hraca	dĺžka cca 30 m	andezitová dajka
7	Stráž (kóta 385,3) sev. od obce Vinica	dĺžka cca 120 m	extrúzia s podpovrchovou brekciáciou
8	Širákov sev. od obce Širákov	dĺžka 120 m šírka 100 m	extrúzia (vrchná časť erodovaná) brekciácia na okraji
9	Svah pod kótou 397,0	dĺžka 60 m šírka 10 m	andezitová dajka
10	Pod kótou 515,7 ssz. obce Čebovce	dĺžka 60 m šírka cca 50 m	extrúzia? (vrchná časť erodovaná)
11	Pod kótou 452 Devičie	dĺžka cca 110 m šírka cca 50 m	extrúzia s povrchovou brekciáciou
12	Pri obci Horné Príbelce	dĺžka cca 90 m šírka cca 60 m	teleso intruzívnych brekcií
13	Pod kótou 457,6 Španí laz, záp. od Hor. Plachtince	dĺžka 13 m šírka 8 m	teleso intruzívnych brekcií
14	Jv. od kóty 439 Vlčí v.	dĺžka 50 m šírka 10 m	andezitová dajka
15	Pri obci Opava	dĺžka 40 m šírka 18 m	andezitová dajka

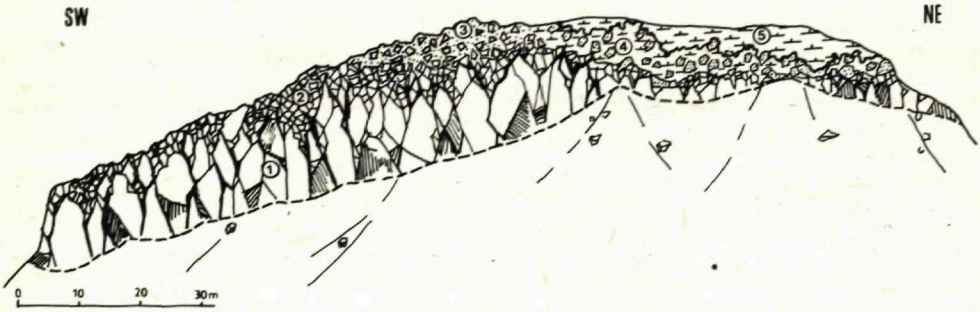


Obr. 3 Teleso extruzívnych brekcií (hlbšia podpovrchová brekciácia) s prechodmi do brekciových prúdov (Lokalita Horné Príbelce, východne od kóty 447,2 Stávka)

1—3 teleso extruzívnych brekcií: 1 — andezit, 2 — pásmo počiatočnej vesikulácie a brekciácie, 3 — pásmo vzniku chaotickej brekcie a intenzívnej vesikulácie, 4 — brekciový prúd (chaotická brekcia so zvýšenou kompakciou základnej zrnitej hmoty, 5 — epiklastické pieskovce jemnozrnné až strednozrnné s drobným klastickým materiálom, 6 — epiklastické brekcie s piesčito-slienitou základnou hmotou, 7 — epiklastické pieskovce jemnozrnné, 8 — tufitické piesky s valúnami hornín predvulkanického podložia — bazálna poloha vulkanosedimentárnej formácie, 9 — sedimenty karpatu.

Fig. 3 A body of extrusive breccia (underground brecciation) with transitions into breccia flows. Locality Horné Príbelce, East of the hill Stávka.

1—3 a body of extrusive breccia: 1 — andesite, 2 —zone of initial vesiculation and brecciation, 3 — zone of extensive brecciation and intense vesiculation; 4 — breccia flows (chaotic breccias with increased compactness of granular matrix), 5 — fine to medium-grained epiclastic volcanic breccias with sandy marl as matrix, 7 — fine grained epiclastic voclanic sandstones, 8 — tuffitic sandstones with pebbles of older rocks — the basal horizon of the volcanosedimentary formation, 9 — sedimentary rocks of the Karpathian stage.



Obr. 4 Extrúzia s podpovrchovou brekciáciou (lokalita Sokolia Skala)

1 — 4 extrúzia s podpovrchovou brekciáciou: 1 — andezit s blokovou odlučnosťou, 2 — pásmo intenzívneho trieštenia a brekciácie, 3 — chaotická brekcia so zrnitou základnou hmotou, 4 — pásmo prenikania intenzívne vesikulovanej brekcie do nadložných epiklastických pieskovcov, 5 — nadložné epiklastické jemnozrnné pieskovce s úlomkami morskej fauny.

Fig. 4 Extrusive dome with underground brecciation (Locality Sokolia Skala).

1 — 4 extrusive dome with underground brecciation: 1 — andesite with blocky jointing, 2 — zone of intense disintegration and brecciation, 3 — chaotic breccia with granular matrix, 4 — zone of protrusion of vesiculated breccia into overlaying epiclastic volcanic sandstones, 5 — overlaying epiclastic volcanic sandstones with fragments of marine fauna.

mení na silne vesikulovanú až struskovitú masu silne oxidovanú (sfarbenie do tmavočervena) s fragmentmi až blokmi andezitu. Táto zbrekciovatená masa intruduje na krátke vzdialenosti do okolitého sedimentu) tab. XXXVIII, obr. 3). Sedimenty v blízkosti intrúzie sú tlakovým účinkom premiestené, úlomky až väčšie bloky sedimentu sú uzatvorené v brekcii. Kontaktným termickým účinkom je sediment spevnený a sfarbený do červena v šírke niekoľko cm do 0,5 m a nadobúda doštičkovitú až nepravidelnú kockovitú odlučnosť.

V ľavej časti lomovej steny, kde došlo k perforácii nadložných sedimentov a extrúzii zbrekciovatených más na povrch, možno pozorovať postupnosť štádií dezintegrácie až po vznik chaotických brekcií (procesmi dezintegrácie sa budeme zaoberať ďalej).

3. Niektoré telesá, ktoré prenikli cez nadložné sedimenty, pokračovali v raste na morskom dne ako formy dómatického typu (obr. 5). Vznikajúca solidifikovaná kôra na ich povrchu pri pokračujúcom raste bola trieštená a dezintegrovaná. Produkty tejto dezintegrácie sú akumulované prevažne v bezprostrednom okolí týchto telies, prípadne sú transportované na kratšie vzdialenosti prostredníctvom brekciových prúdov, gravitáciou a transportným účinkom vodných más. Niektoré telesá sú v súčasnosti vypreparované uprostred týchto akumulácií (ako napríklad teleso Hrac).

Pri okraji dómatických telies sú polohy chaotických brekcií oddelené vložkami pemzovo-tufových a tufovo-piesčitých sedimentov. Úklon sa mení od 35—45° v blízkosti, do 20—25° vo väčšej vzdialenosti od telesa. Súčasne narastá mocnosť jednotlivých polôh. Pemzovo-tufový aj klastický materiál je petrograficky analogický s andezitovým telesom.

4. Okrem uvedených foriem sú identifikované početné dajkové telesá, u ktorých nastáva brekciácia iba v obmedzenej miere v okrajových častiach.

Petrograficky andezitové telesá patria k pyroxenickým andezitom a k pyroxenickým andezitom s amfibolom.

Výrastlice tvorí:

Plagioklas — bazicita kolíše od An_{50} — An_{62}, typické zrasty podľa albitového a karlovarského zákona. U niektorých telies (Stráž) sa prejavuje zonárnosť: a) oscilačného typu — striedanie úzkych zón pri okraji zľn, b) jedna alebo dve jednoduché zóny, ktoré obrastajú korodované jadro, ich acidita zodpovedá približne acidite mikrolitov základnej hmote.

Pyroxény — rombické (2V = 64—70) zodpovedajú bronzitu až hypersténu, monoklinické 2V = 52, O_1/c — 18, γ/c — 44, zodpovedajú normálnemu augitu.

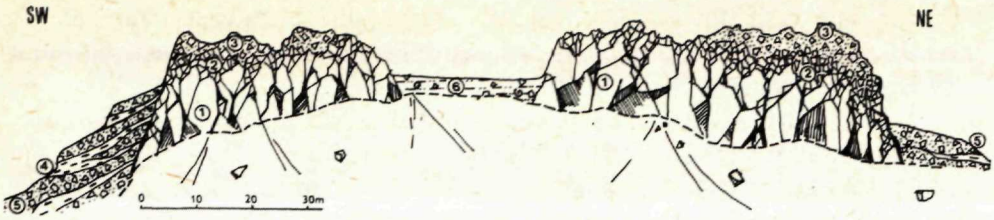
Amfibol — obecný sa nachádza v podobe drobných, sčasti až úplne opacitizovaných výrastlíc a v podobe veľkých resorbovaných výrastlíc od okrajov zatláčaných agregátmi hypersténu, magnetitu a plagioklasu.

Olivín — sporadické zrná do 0,1 mm, premena v idingsit.

Akcesórie tvorí magnetit, apatit, ojedinele zirkón. V ťažkej frakcii z vulkanosedimentárnych komplexov sa vyskytuje granát (v pevných telesách nie je identifikovaný.

Charakteristickým znakom intruzívnych a extruzívnych telies je výskyt hojných uzavrenín, ktoré možno rozdeliť do dvoch kategórií:

a) cudzorodé uzavreniny (allotigénne) z úlomkov spodnobadenských a spodnomiocénnych sedimentov a z úlomkov mezozoických kremencov z podložia.



Obr. 5 Submarinný dóm s povrchovou brekciáciou (lokalita Hrac pod kótou 355,5)

Vysvetlivky:
1 — 3 submarinný dóm: 1 — andezit s blokovou odlučnosťou, 2 — pásmo intenzívneho trieštenia a brekciácie, 3 — pásmo chaotických brekcií so zrnitou základnou hmotou; 4 — 5 produkty deštrukcie submarinného dómu: 4 — polohy epiklastických pieskovcov s vložkami pemzových tufov, 5 — chaotické brekcie so zrnitou piesčitou základnou hmotou — suťové a lahárové uloženiny, 6 — epiklastické slienité pieskovce s redeponovaným klastickým materiálom (úlomky morskej fauny).

Fig. 5 Submarine extrusive dome with surficial brecciation (Locality Hrac)

Legend:
1 — 3 submarine extrusive dome: 1 — andesite with blocky jointing, 2 — zone of intense disintegration and brecciation, 3 — zone of chaotic breccia with granular matrix; 4 — 5 products of destrucion of the dome: 4 — horizons of epiclastic volcanic sandstones and pumice tuffs, 5 — chaotic breccias with granular matrix, talus breccia and lahar deposits, 5 — epiclastic marly sandstones with fragments of marine fauna.

b) vlastné uzavreniny (autigénne), ktoré predstavujú viac rozkryštalizované časti tej istej lávy (základná hmota je ofitická, doleritická a hypidiomorfne zrnitá). Výrastlice tvorí spravidla bázickejší zonárny (An_{70}) plagioklas, pyroxény (augit, hyperstén), amfibol, sčasti silne resorbovaný.

Autigénne inklúzie resp. „enclaves homogènes" (A. Lacroix 1908) sú častým a charakteristickým znakom dómatických telies, napr. dacitových dómov Lassen Peak. Inklúzie typu „enclaves homogènes" tvoria podľa Brouwera (1921) vrchné časti lávových stĺpcov a stien, ktoré boli po ich solidifikácii a rozkryštalizovaní znovu roztrieštené a pri výstupe čerstvej lávy vynášané v podobe úlomkov.

Na viacero opakovaných etáp, pri ktorých sa náhle uvoľňuje tlak, poukazuje podľa Wiebeho (1968) vznik oscilačnej zonárnosti u plagioklasov. Následkom vytvorenej nestability je plagioklas korodovaný a obrastaný acídnejším lemom, ktorého bázicita zhruba zodpovedá mikrolitom v základnej hmote.

Podobne v zóne zníženého tlaku sa stáva nestabilným aj amfibol, ktorý sa rozpadá a nahrádzajú ho agregáty stabilnejších minerálov, ako sú plagioklas, pyroxény, magnetit. Rozpad dosahuje niekedy až konečné štádium. Podľa Rittmana (1960) je tento proces možný pri postupnom znižovaní tlaku a ochudobňovaní o plyny, t. j. v prípade, že výstup lávy bol dostatočne pomalý a boli podmienky pre postupné nahrádzanie amfibolu stabilnejšími minerálmi.

Chemizmus hornín zodpovedá intermediárnym andezitom (pozri tab. 2). Monotónny charakter poukazuje na skutočnosť že v plytkých podpovrchových rezer-

voároch nenastali procesy podpovrchovej diferenciácie (ako je to známe u komplexných stratovulkánových foriem stredoslovenských neovulkanitov).

Tab. 2

Chemizmus hornín formácie Vinica — Príbelce

váh. % Por. č.	1	2	3	4	5	6	7
č. lokality	1	2	7	8	9	11	12
SiO_2	56,82	55,68	57,34	56,81	56,64	56,97	56,91
TiO_2	0,82	0,84	0,82	0,81	0,89	0,80	0,79
Al_2O_3	17,79	16,59	17,98	18,44	18,50	18,84	17,99
Fe_2O_3	5,52	5,63	5,14	5,56	6,28	5,31	5,89
FeO	0,71	0,95	0,43	0,89	0,41	0,53	0,46
MnO	0,13	0,13	0,12	0,15	0,09	0,11	0,15
MgO	3,93	4,08	3,07	4,33	4,07	3,38	4,03
CaO	8,69	9,16	8,27	8,13	8,21	8,41	8,10
Na_2O	2,88	2,36	2,94	3,08	2,96	3,00	2,50
K_2O	1,41	1,93	1,90	1,31	1,64	1,60	1,90
P_2O_5	0,16	0,19	0,17	0,15	0,13	0,17	0,17
H_2O^-	0,84	1,63	0,88	0,34	0,09	0,59	1,11
H_2O^+	0,16	0,42	0,75	0,14	0,51	0,51	0,22
SO_3	st	0,04	st	0,08	st	0,13	st
	99,86	99,63	99,81	99,60	100,14	100,14	100,22

por. č.	č. lokality	lokalita
1	1	andezitová dajka — zárez potoka pod obcou Hrušov
2	2	andezitová extrúzia — Sokolia skala
3	7	andezitová extrúzia — Stráž kóta 385,3
4	8	andezitová extrúzia — Širákov
5	9	andezitová dajka pod kótou 397,0
6	11	andezitová extrúzia pod kótou 452 Devičie
7	12	teleso intruzívnych brekcií — pri obci Príbelce

Analyžovala V. Šaturová, GÚDŠ.

Procesy podpovrchovej brekciácie prívodových systémov formácie Vinica — Príbelce

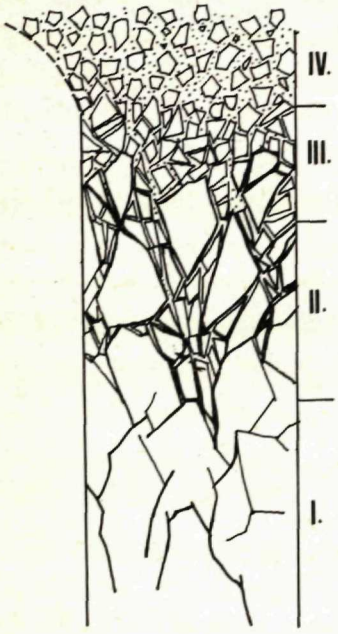
Problémami podpovrchovej brekciácie magmatických telies sa zaoberalo viac autorov: (Durrel 1944, Curtis 1955, Gates 1959, Reynolds 1951, Hay 1954, Parson 1960 a ďalší).

Za hlavný proces vzniku diatrém a explozívnych trubiek sú všeobecne považované explózie plynov. Parson (1960) podobne pre vznik podpovrchovej brekciácie prívodových systémov formácie Absaroka Range predpokladá plynnú explóziu, spôsobenú náhlym uvoľnením magmatického tlaku a taktiež explóziu vodných pár vytvorených pri styku lávy s meteorickou vodou.

C. Durrel (1944) pri štúdiu intruzívnych brekcií Mehrten Formation (Kalifornia) považuje za hlavný dôvod brekciácie prudkú expanziu tekutých zložiek, ktoré súčasne podmienili propylitizačné premeny a spája ich s druhou fázou kryštalizácie, pri ktorej sa tekuté zložky koncentrujú v likvidnom zvyšku ...

G. H. Curtis (1955) v otázke mechanizmu podpovchovej brekciácie u tej istej formácie dospieva k rozdielnemu stanovisku. Za hlavné faktory, ktoré podmieňujú procesy brekciácie v rámci prívodových ústí, považuje náhly rast viskozity pri pokračujúcom výstupnom pohybe.

Ako sme už uviedli, pre väčšinu prívodových systémov formácie Vinica — Príbelce sú charakteristické procesy brekciácie v priebehu ich výstupu na povrch. Pre bližšie objasnenie tohto procesu a jeho mechanizmu uvádzame detailný opis brekciácie telesa Sokolia skala (obr. 4). Vo vertikálnom profile v úseku cca 8—10 m možno vymedziť nasledujúce štádiá dezintegrácie (obr. 6).



I. štádium — masívny andezit, resp. andezit s hruboblokovou odlučnosťou (nižšie časti telesa). Tab. XXXVII, obr. 1

II. štádium — smerom nahor sa postupne zhusťujú fraktúry. V oblasti ich kríženia sa odlučujú drobné angulárne fragmenty — pásmo s inicionálnou brekciáciou. Andezit je v častiach priľahlých k fraktúram zreteľne vesikulovanejší a sklovitejší. Priestory medzi fragmentami sú voľné, sčasti až zaplnené zrnitou základnou hmotou, ktorá pochádza z dezintegrácie spenenej lávy v priľahlých častiach fraktúr (tab. XXXVII, obr. 1).

Obr. 6 Schéma podpovrchovej brekciácie

Fig. 6 Scheme of underground brecciation

III. štádium — Smerom vyššie nastáva inteznívnejšie trieštenie, ktoré postihuje nielen časti priľahlé k fraktúram, ale aj oblasti medzi hlavnými fraktúrami — pásmo spontánnej brekciácie. Obmedzenie fragmentov v pásme medzi hlavnými fraktúrami čiastočne zachováva smer podľa siete trhlín. V smere hlavných fraktúr vznikajú v dôsledku vertikálneho zdvihového tlaku spojeného s parciálnymi pohyb-

mi jednotlivých častí telesa čiastočné deformácie fragmentov, ktoré sa nachádzajú vo vysoko viskóznom stave (tab. XXXVII, obr. 2). Pri pokračujúcom pohybe sa trieštia a v prípade, že ide o vysoký stupeň solidifikácie (tab. XXXVII, obr. 2, 3) a nemôžu sa týmto pohybom plasticky vyrovnať, sa rozpadávajú. Množstvo zrnitej cementujúcej hmoty, ktorá vzniká z rozpadu vesikulovanej lávy, ale aj ako produkt mechanického drvenia v tejto úrovni, nápadne rastie. Základná cementujúca hmota čiastočne zapĺňa priestory medzi fragmentmi.

IV. štádium — V poslednom štádiu, ktoré predstavuje najvrchnejšie časti profilu, sú fragmenty v dôsledku pohybu vytrhávané z pôvodných pozícií, rotáciou nadobúdajú chaotickú orientáciu a vytvárajú chaotickú brekciu — pásmo spontánneho pohybu a drvenia. V tejto úrovni rapídne narastá objem zrnitej základnej hmoty, ktorá dosahuje cca 40—50 % celkovej masy. V podstatnej miere tiež narastá množstvo drobných angulárnych fragmentov, ktoré pochádzajú z drvenia väčších úlomkov (tab. XXXVII, obr. 4).

Na základe opisovaných skutočností možno proces podpovrchovej brekciácie formulovať takto:

Najmä vo vrchných a okrajových častiach lávových telies, ktoré intrudujú do vodou nasýtených sedimentov v dôsledku ochladenia a straty plynnej fázy (znížením vonkajšieho tlaku) rýchlo rastie viskozita. Tieto rýchlejšie solidifikované časti, neschopné sa vyrovnať s pohybovým momentom (pokračujúci výzdvihový magmatický tlak intrúzie) sú podrobené napätiu a trieštenu, pričom vznikajú samostatné pohyby odlúčených častí. Tie nastávaju najprv popri hlavných fraktúrach (tab. XXXVII, obr. 1), čo podmieňuje ďalšie trieštenie a brekciáciu častí priľahlých k hlavným fraktúram (tab. XXXVII, obr. 2). Únik plynnej fázy, ktorá expanduje v smere vznikajúcich fraktúr (na čo poukazuje vesikulácia lávy) v častiach priľahlých k fraktúram (tab. XXXVII, obr. 3) podmieňuje rozpad napenenej lávy. Vzniká pritom zrnitý cement, ktorý sčasti zapĺňa priestory medzi odlúčenými fragmentmi.

Expanzia plynov v smere vznikajúcich trhlín v pásmach priľahlých k hlavným fraktúram (ako na to poukazuje G. H. Curtis 1955) je pravdepodobne tiež ďalším faktorom, ktorý stimuluje ich dilatáciu a pokračujúci proces trieštenia — pásmo spontánnej brekciácie. Fragmenty, ktoré doteraz zachovávali orientáciu v smere fraktúr, sú pri pokračujúcom pohybe vytrhávané z pôvodnej pozície a dostávajú sa do rotácie. Ich pohyb produkuje ďalší tlak na okolie a zvýšenie celkového vnútorného napätia v rámci celej masy. Táto skutočnosť podporuje zrejme ďalej rapídnu fragmentáciu niele častí priľahlých k fraktúram, ale aj oblastí medzi nimi — pásmo spontánneho pohybu a drvenia. Brekciácia v tomto štádiu je spôsobená najmä drvením, trieštením a rozpadom pohybujúcich sa fragmentov v dôsledku tlakového mechanického namáhania. Na túto skutočnosť poukazuje náhle zvýšenie objemu zrnitého cementu (do 50 %) s veľkým množstvom drobných angulárnych fragmentov.

Uvedené procesy charakterizujú brekciáciu telies, ktorá prebiehala v stave pokročilej viskozity. Okrem opisovaných prípadov máme dôkazy o tom, že drveniu

a trieštenіu boli podrobené bloky čiastočne až úplne solidifikovaných častí extrúzie, resp. bloky zo staršieho štádia solidifikácie, vynášané novým výstupom magmy (tab. XXXVIII, obr. 1). Na podobný proces poukazuje Parson (1967) vo formácii Absaroka Range.

Uvedené skutočnosti svedčia o tom, že výstup extrúzie nebol jednorázovým procesom, ale bol prerušovaný etapami, v ktorých dochádzalo k solidifikácii a kryštalizácii vrchných častí lávového stĺpca.

Výstupový pohyb naviac nebol homogénnym pohybom lávovej masy vcelku, ale rozpadal sa v záverečnom štádiu (vo vysoko viskóznom stave) na pohyby parciálnych blokov. Pásma medzi odlúčenými blokmi boli podrobené intenzívnemu drveniu a trieštenіu (tab. XXXVIII, obr. 2).

Procesy rastu a deštrukcie u extrúzií na morské dno (submarinné dómy)

Niektoré intrúzie po perforácii nadložných sedimentov pokračovali v raste na morskom dne ako submarinné dómy (teleso Hrac, obr. 5). V priebehu ich rastu dochádzalo k dezintegrácii vznikajúcej povrchovej kôry a produkty deštrukcie sa ukladali v bezprostrednom okolí dómatického telesa.

Vznik pevnej solidifikovanej kôry (carapace) na povrchu dómov a jej progresívna dezintegrácia v priebehu rastu dómov expanziou zvnútra, je známym javom najmä zásluhou klasických prác A. Lacroixa (1908), F. A. Perreta (1935) a ďalších. Za hlavné faktory, ktoré spôsobujú trieštenie povrchovej kôry považuje H. Wiliams (1932) vznik napätia v dôsledku ochladenia, expanziu znútra prínosom novej magmy a konečne explózie pár (steam explosion).

Cenné poznatky o vývojových štádiách dómov boli získané pozorovaním dómov Merapi (Bemmelen 1949) a v poslednom čase pozorovaním dómov v kráteri Kľučevskej sopky.

Pomerne sporadické sú poznatky o vývoji dómov v submarinnom prostredí. Sú to napríklad pozorovania, ktoré prináša T. A. Jaggar (1908) z ostrova Bogoslof (Aleutské ostrovy). Jaggar predpokladá, že deštrukcia dómov McCulloch Peak a Metcalf Cone bola podmienená ... „freatickou explóziou následkom vniknutia morskej vody do otvorených trhlín, cez ktoré extrudovala čerstvá láva ...".

Veľa cenných poznatkov o raste dómov v zatopenej časti kolapsovej kaldery Santorín uvádza Washington (1926):

... „dóm Fouque Kameni nebol pokrytý súvislým plášťom (carapace), ale masami voľných blokov... bolo by ťažké predstaviť si, že relatívne tenká, pevná kôra by mohla vzdorovať trieštivým účinkom explózií, ktoré sa šírili z rôznych častí dómu, najmä z vrcholových častí, a nie z jedného, ale z viacerých miest súčasne.... produkty vulkanických erupcií boli vytvorené z blokov až lapíl... väčšina blokov bola sklovitá, hnedo-čierno nepórovitá..."

H. Williams (1932) uvádza, že explózie dómov boli... „rytmické v dôsledku akumulácie vodných pár a plynov vo vysoko viskóznej magme až do bodu, ktorým bol prekročený vonkajší tlak...".

Dezintegrácia povrchovej solidifikovanje kôry je jednou z najcharakteristickejších čŕt dómatických foriem formácie Vinica — Príbelce.

Prv než sa budeme zaoberať týmito procesmi, považujeme za potrebné detailnejšie opísať vnútornú štruktúru dómatického telesa Hrac (pri obci Hrušov) a litologický charakter uložení, ktoré pochádzajú z jeho dezintegrácie (obr. 5).

Teleso má zhruba eliptický prierez s dlhšou osou 170 m a kratšou 150 m, orientované je približne v smere SV-JZ. (Obmedzenie telesa bolo stanovené geofyzikálne pomocou magnetického a elektrického profilovania). Teleso je v súčasnosti čiastočne vypreparované uprostred produktov vlastnej dezintegrácie. Vo vrchnej časti telesa je pásmo intenzívneho trieštenia a brekciácie, ktoré prechádza v chaotickú brekciu v najvrchnejšej časti (tab. XXXVIII, obr. 4). Pásmo brekcií má oblúkovitý tvar, naznačujúci morfológiu telesa kupolovitého typu. Pásmo vrchnej brekciácie je vytvorené z reliktov pôvodného povrchového plášťa. V strednej vrchnej časti je teleso deštruované, plytká depresia je vyplnená tufovo-piesčitými sedimentmi s úlomkami morskej fauny. Teleso je preniknuté sieťou strmých až vertikálnych fraktúr. Pozdĺž hlavných fraktúr, ktoré sú súčasne pásmami intenzívneho drvenia, je teleso rozčlenené na samostatné segmenty. Pri podrobnejšom štúdiu v zóne prechodu z masívneho andezitu do chaotickej brekcie (v rozmedzí niekoľko m) sú viditeľné štádiá postupnej dezintegrácie až do vrchného plášťa, vytvoreného z drobnejšej chaotickej brekcie so zrnitou základnou hmotou. Dezintegrácia povrchovej časti má veľa analogických čŕt s vyššie opísaným procesom. Sú to napríklad pásma intenzívneho drvenia pozdĺž hlavných fraktúr, vytvorené najmä tlakovým namáhaním. Priestory medzi trieštenými úlomkami sú často voľné, resp. iba sčasti zaplnené zrnitou základnou hmotou. Vo vyššej úrovni sú analogicky znaky intenzívnejšej vesikulácie v častiach priľahlých k fraktúram a zrnitá základná hmota vznikla rozpadom napenenej lávy.

Z uvedeného vyplýva, že v záverečnom štádiu vývoja dómatickej formy (ktoré je zafixované v súčasnej vnútornej stavbe), je brekciácia výsledkom hlavne mechanického namáhania a drvenia povrchovej, vysoko viskóznej až solidifikovanej časti telesa pri pokračujúcom magmatickom tlaku. Proces rozpadu môže byť do určitej miery stimulovaný únikom plynnej fázy v smere vznikajúcich fraktúr. Výstupný pohyb telesa v záverečnom štádiu nebol jednotný, ale rozkladal sa na diferenciálne pohyby jednotlivých častí pozdĺž hlavných fraktúr, ako to indikujú pásma drvenia v ich smere.

Skoršie štádiá vývoja dómatickej formy možno rekonštruovať z textúr a litologického charakteru uloženín klastického materiálu pri okraji dómatickej formy. Akumulácie fragmentov až mohutných, prevažne angulárnych a subangulárnych blokov so sklovitejším povrchom, môžeme s najväčšou pravdepodobnosťou považovať za produkty progresívnej dezintegrácie vznikajúcej povrchovej kôry, spôsobenej vnútornou expanziou dómu. Tieto úloženiny sa nachádzajú v nižších úrovniach svahu. Vo vrchnej časti pri okraji telesa sú uloženiny chaotických brekcií, ktoré tvoria telesá v mocnosti od 0,5 do 3—4 m, oddelené polohami pemzových tufov s drobnými napenenými fragmentami andezitu (obr. 5). Úklon polôh sa mení od 35—45° do 20—25° vo väčšej vzdialenosti so súčasným narastaním mocností. Pemzovo-tufový a klastický materiál petrograficky patrí k tomu istému typu ako dómatické teleso. Textúry fragmentov brekcií sú analogické s fragmentmi zbrekciovateného plášťa dómu.

Polohy pemzových tufov s napenenými fragmentami andezitu sú pravdepodobne produktami explozívnej disrupcie fluidálnejšej lávy z vnútornejších častí dómu. Polohy chaotických brekcií s angulárnymi fragmentami so sklovitejším povrchom, ako aj fragmenty s čiastočne napenenou základnou hmotou vznikli v procesoch náhlej deštrukcie povrchových častí dómu buď ako dôsledok explozívnych erupcií, o čom by svedčilo ich bezprostredné striedanie s explozívnym materiálom, alebo dôsledkom opakovaných freatických explózií (steam explozion). Transport a uloženie polôh hruboúlomkovitého materiálu sa uskutočnil náhlymi, jednorazovými procesmi. Striedanie polôh brekcií a explozívneho materiálu pripomína proces rytmických explózií, ktoré uvádza H. Wiliams (1932).

Ako je známe zo štúdia recentných dómov vyvíjajúcich sa v subakválnom prostredí, zásadný význam pri ich deštrukcii majú freatické explózie pár spôsobené kontaktom lávy s vodným prostredím.

Podobne sa domnievame, že okrem explozívnej disrupcie zapríčinenej akumuláciou magmatických plynov a procesov progresívnej dezintegrácie expanziou znútra (pri pokračujúcom magmatickom tlaku) zásadnú až rozhodujúcu úlohu pri deštrukcii dómov formácie Vinica — Príbelce zohrali freatické explózie.

Potvrdzuje to i fakt, že pyroklastický materiál je v produktoch deštrukcie obsiahnutý v podradnom množstve, kým materiál produkovaný trieštením a dezintegráciou viskóznej lávy prevláda. Ďalej o tom svedčí nepriamo i skutočnosť, že sa tu nevytvorili rozsiahle formy, aké sú známe z centrálnej až severovýchodnej časti vulkanického regiónu (dómy amfibolicko-biotitických andezitov v Štiavnickom pohorí a dómy pyroxenicko-amfibolických andezitov v centrálnej časti pohoria Javoria), ktoré vznikli v prostredí suchej zeme.

Zhrnutie

Submarinný vulkanizmus formácie Vinica — Príbelce sa v porovnaní so známymi a bežne definovanými typmi aktivity neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska vyznačuje mnohými špecifickými črtami.

Eruptívne telesá spodnobadenského vulkanizmu formácie Vinica — Príbelce sú viazané na lineárne tektonické systémy sv.-jz. priebehu v rámci vulkanotektonickej zóny šahiansko-lyseckej (obr. 1). Uvedené systémy spadajú zhruba do osovej časti šahianskej elevácie, ktorá v spodnom miocéne limitovala rozšírenie morských transgresií do vnútornejších častí Krupinskej vrchoviny.

V období spodného badenu sa táto štruktúra rozpadá a je segmentovaná pozdĺžnymi a priečnymi zlomami. Eruptívne centrá sú vo väčšine prípadov viazané na oblasti križovania hlavných sv.-jz. systémov s priečnymi systémami podradného významu.

Priestorová rozptýlenosť eruptívnych centier spôsobila, že sa nevytvorili jednodu-

ché vulkanické formy, ale väčšie množstvo akumulácií eruptovaného materiálu v okolí jednotlivých centier alebo ich skupín.

V priebehu výstupu andezitových intrúzií a extrúzií dochádza takmer všeobecne k syngenetickej dezintegrácii a brekciácii. Úroveň, v ktorej sa uvoľňovala plynná zložka, významným spôsobom ovplyvňuje typ aktivity a charakter výslednej formy.

V relatívne najhlbšej úrovni pod povrchom sa v telesách intruzívnych brekcií uvoľňuje plynná zložka. Preplynená láva v posledných úsekoch výstupu na povrch je explozívne dezintegrovaná a po perforácii morských sedimentov je zbrekciovatený materiál transportovaný na morské dno. Na vysoký obsah plynov poukazujú silne napenené fragmenty a ich menšie rozmery. Po extrúzii na povrch sa ďalší pohyb zbrekciovateného materiálu uskutočňuje prostredníctvom brekciových prúdov. Z litologických charakteristík týchto uložením vyplýva, že materiál bol transportovaný a uložený v horúcom stave. Po jeho uložení pokračovali ešte procesy autoexplozívnej dezintegrácie niektorých fragmentov.

Charakter brekciácie a dezintegrácie pripomína mechanizmus plynnej explózie v dôsledku náhlej vnútornej expanzie magmatických plynov v lávovom stĺpci, ktorý dosiahol zónu zníženého vonkajšieho tlaku. Mobilizujúcim činiteľom v záverečnej extrúzii na povrch a pri pohybe brekciového prúdu bola zrejme pokračujúca expanzia plynov (analogicky ako u pyroklastických prúdov).

Explozívna dezintegrácia mohla byť taktiež podporovaná explóziami vodných pár pri styku lávy so sedimentami nasýtenými vodou, resp. vniknutím vody do frakturovaných zón, po ktorých vystupovali lávové telesá.

Vo viac odplynených lávach vystupujúcich až do plytkých podpovrchových úrovní spontánny únik plynnej zložky, ktorý sa uskutočnuje až v priebehu perforácie nadložných spodnobádenských sedimentov (teleso Sokolia skala) nespôsobuje už explozívnu dezintegráciu. V dôsledku rapídneho vzrastu viskozity (stratou plynnej zložky a ochladnením pri kontakte s vodou nasýtenými sedimentami) hlavne vo vrchných častiach intrúzií rastie vnútorné napätie. Časti, ktoré nie sú schopné plasticky sa vyrovnať s pokračujúcim magmatickým tlakom, sú trieštené a podliehajú brekciácii. Celkový výzdvihový pohyb sa vo vrchných vysoko viskóznych až solidifikovaných častiach telies rozkladá na pohyby parciálnych častí, odlučovaných podľa hlavných fraktúr. Únik zvyškovej plynnej fázy, ktorá expanduje v smere vznikajúcich fraktúr a k nim bezprostredne priľahlých častí, je okrem mechanického drvenia ďalším faktorom, ktorý stimuluje trieštenie a brekciáciu pozdĺž hlavných fraktúr.

Pri pokračujúcom pohybe, kedy dochádza k vytrhávaniu a rotácii fragmentov až blokov, narastá stupeň vnútorného napätia do tej miery, že vzniká spontánna brekciácia, ktorá postihuje aj časti medzi hlavnými fraktúrami. Ďalší rozpad fragmentov je v podstate dielom mechanického drvenia. Zbrekciovatený materiál je extrudovaný na povrch a akumulovaný v bezprostrednom okolí, prípadne je transportovaný do väčších vzdialeností prostredníctvom brekciových prúdov. Uloženiny tohto typu nemajú taký vysoký stupeň konsolidácie a oxidácie ako brekcie,

ktoré asociujú s telesami intruzívnych brekcií. Je evidentné, že boli extrudované pri podstatne nižšej temperatúre, kedy fragmenty boli vo vysoko viskóznom až pevnom stave.

Niektoré telesá po perforácii spodnobádenských sedimentov pokračovali v raste na morskom dne ako submarinné dómy, obklopené produktmi svojej dezintegrácie.

Vznikajúca pevná povrchová kôra bola trieštená jednak pri kontrakcii a tiež mechanickým namáhaním pri pokračujúcom magmatickom tlaku a expanzii znútra.

Progresívna dezintegrácia a brekciácia viskóznej až solidifikovanej povrchovej kôry má analogické črty s telesami s bezprostredne podpovrchovou dezitengráciou (spomínané vyššie). Okrem mechanického namáhania sa pri brekciácii povrchových viskóznych častí uplatňuje tiež expanzia plynnej zložky v smere vznikajúcich fraktúr.

Rast dómatických telies bol diskontinuitný, prerušovaný obdobiami deštrukcií. Progresívna dezitengrácia povrchovej kôry bola (ako vyplýva z litologického charakteru uloženín úlomkovitého materiálu v bezprostrednom okolí niektorých dómatických telies) prerušovaná procesmi náhlej deštrukcie. Tieto deštrukcie sa uskutočňovali v bezprostrednej súvislosti s explóziami spojenými s disrupciou vnútornejších častí dómov. Predpokladáme, že pri etapách náhlej deštrukcie významnú úlohu mohli zohrať freatické explózie vodných pár, ako to dokazujú pozorovania rastu recentných dómov v subakvatickom prostredí.

Po explozívnej deštrukcii relikty niektorých dómatických telies boli pochované pod spodnobadenskými sedimentmi.

Študované prívodové systémy formácie Vinica — Príbelce patria k intermediárnym pyroxenickým andezitom a pyroxenickým andezitom s ojedinelým, silne opacitizovaným a resorbovaným amfibolom. Podľa Rittmana (1960) pre vznik amfibolu je potrebný vysoký parciálny tlak vodných pár a nasýtenosť plynnými zložkami pri nižších teplotách. Tieto podmienky sú splnené pri výstupe magmy do plytších úrovní v rámci kôry.

Pre intruzívne a extruzívne telesá formácie Vinica — Príbelce je charakteristická hojnosť autigénnych inklúzií, predstavovaných úlomkami viac rozkryštalizovaných vrchných častí lávového stĺpca, ktoré sú trieštené a vynášané pri opakovaných výstupoch lávy na povrch.

Podobne vznik oscilačnej zonálnosti u plagioklasov, ich korodovanie a obrastanie acídnejším lemom signalizuje viac výstupových etáp, pri ktorých sa náhle uvoľňuje vonkajší tlak. Podobne v zóne zníženého tlaku (pravdepodobne pri uvoľnení prívodových ústí) sa stáva nestabilným aj amfibol, ktorý sa rozpadá a je nahrádzaný agregátmi stabilnejších minerálov, ako sú plagioklas, pyroxény, magnetit. Resorbcia a rozpad amfibolu dosahuje často až konečné štádium.

Na základe uvedeného možno povedať, že výstup andezitovej magmy, ktorý sa uskutočnil v období spodného badenu pozdĺž fraktúr SV-JZ s hlbokým dosahom (v smere vulkanotektonickej zóny šahiansko-lyseckej) nebol kontinuitným jednorazovým pohybom, ale bol prerušovaný etapami, v ktorých v podpovrchových podmienkach kryštalizovali vrchné časti magmatického stĺpca. Lávové telesá, ktoré

vystupovali na povrch, boli pomerne odplynené a v poslednej etape prenikania extrúzie na povrch boli vo vysoko viskóznom stave. To bol rozhodujúci faktor, ktorý viedol k ich brekciácii a ktorý okrem prostredia submarinného typu podstatne ovplyvnil mechanizmus eruptívneho procesu.

Do tlače odporučil M. Kuthan.

Literatúra

BRODŇAN — CIESARIK, M. 1959: Výpočet zásob — Vátovce, hnedé uhlie. Archív GP, Žilina.
BUDAY, T. 1937: Geologické pomery okolí Šah na jižním Slovensku. Rospr. II. tř. čes. Akad. 47, Praha.
CURTIS, G. H. 1955: Mode of Origin of Pyroclastic debris in the Mehrten formation of the Sierra Nevada. Calif. Bull. Univ. Pub. Dept Geol. Sci 29, 9, California.
ČECHOVIČ, V. — SENEŠ, J. 1950: Tortón okolia M. Kameňa. Geol. Správy, roč. I, č. 2-3-4, Bratislava.
ČECHOVIČ, V. 1952: Geologia Juhoslovenskej panvy. Geol. Práce Zoš. 33, Geol. Úst. D. Štúra, Braitslava.
ČECHOVIČ, V. — VASS, D. 1962: K otázke stratigrafického členenia tortónskych vrstiev z okolia M. Kameňa. Geol. Práce, Správy 25—26, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
DURREL, C. 1944: Andesite Breccia dikes near Blairdsen. Bull. Geol. Soc. Am. 65, 3, California.
HAY, R. L. 1956: Pitchfork Formation detrial facies of Early basic breccia, Absaroka Range, Wyoming. Am. Soc. Petr. Geol. Bull., 40.
JAGGAR, T. A. 1908: The evolution of Bogoslov Volcano. Bull. Am. Geol. Sci., 40.
KAROLUSOVÁ, E. 1965: Zdroj a genetické podmienky vzniku hrušovských tufitov. Geol. Práce, Správy 35, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KETTNER, R. 1939: Poznámky o geologii krajiny medzi Pliešovcami a M. Kamenem na Slovensku. Rozpr. II.tř. Čes. Akad. 49, Praha.
KONEČNÝ, V. — BAGDASARJAN, G. P. — VASS, D. 1969: Evolution of the Neogene Volcanism of Central Slovakia and Its. Confrontation With Absolute Ages. Acta Geol. Sci. Hung., 13, Budapest.
KONEČNÝ, V. 1970: Litofaciálna analýza stavby vulkanosedimentárnych formácií južnej periférie neovulkanitov. Kand. dizert. práca. Archív SAV, Bratislava.
KUTHAN, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 :200 000, list Zvolen, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
LACROIX, A. 1904: La Mt. Peleé et ses eruptions. Paris.
NĚMEJC, F. 1961: In D. Vass, 1964.
PARSON, 1960: Origin of Teritiary Volcanic Breccia — Wyoming. Cong. Part 13, Copenhagen.
PERRET, F. A. 1935: The Eruption of Mt. Peleé. Carneige Inst. Pub. No. 512.
REYNOLDS, S. H. 1928: Breccias. Geol. Magasine 65, 3.
SCHWARTZ, R. 1940: Příspěvek ke geologii okolí Plachtinců. Věstník Geol. Úst. 15, 2—3, Praha.
VASS, D. — TOMÁŠEK, B. 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách. Geol. Práce, Správy 27, Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.
VASS, D. 1964: Tektogenéza Ipeľskej kotliny v miocéne. Kand. dizert, práca, Archív GÚDŠ.
WASHINGTON, H. S. 1926: The Eruption of Santorini. Jour. Washington Acad. Sci., 16.
WILLIAMS, H. 1932: The History and character of Volcanic Domes. Pub. Univ. Calif., 21.

Vlastimil Konečný

Eruptive Mechanism of Submarine Volcanic Activity along the Southern Margin of the Krupinská vrchovina Highlands

Summary of the slovak text

Submarine volcanic activity has taken place in the southern part of the central Slovakia neovolcanic region, i.e., along the southern margins of the Štiavnické pohorie mountain range and Krupinská vrchovina highlands. Beside that, volcanoclastic rocks laid down in the marine and/or lacustrine environment are present in the Kováčovské kopce highlands, representing an apron to the volcanic structure of the Börzsöny mountain range in northern Hungary. This paper deals with submarine volcanic activity along the southern margin of the Krupinská vrchovina.

Volcanism along the southern margin of the Krupinská vrchovina was active during the Lower Badenian time (Lower Tortonian). Eruptive centers were located along a NE-SW trending tectonic zone known as the Šahy-Lysec volcano-tectonic zone (fig. 1 — V. Konečný 1968). Extension of the zone corresponds roughly to the axial part of a belt of morphological elevations (the Šahy elevation according to D. Vass 1964) that limited the extent of pre-Badenian transgressions towards the Northwest, i.e., towards the inner part of the Krupinská vrchovina. During the Lower Badenian the elevation disintegrated along longitudinal and transversal faults. Following Lower Badenian, transgression coming from the Southeast overcame the disintegrated belt of elevations and extended further westward and northwestward into the newly formed subsidence basin of the Danube Lowland. (Remnants of the buried Šahy elevation underneath the Lower Badenian volcano-sedimentary complex are evidenced by gravity measurements and drilling).

In the southwestern part of the Šahy-Lysec volcanotectonic zone volcanic activity is of the earliest date. It has taken place in the submarine environment of the littoral to sublittoral zone. Volcanic processes were of the extrusive type accompanied by an extensive brecciation of rising andesite domes. Volcanoclastic debris accumulated at and around eruptive centers, in part it was transported further away in the submarine environment. Products of this volcanic activity, that are going to be the subject of our discussion are incorporated into the volcano-sedimentary Vinica-Pribelce formation.

Eruptive centers of following volcanic activity (the Čelovce-Opava formation) are situated in the central part of the Šahy-Lysec volcanotectonic zone. Volcanic activity was of the explosive type, resulting volcanclastic debris was laid down partially in the marine environment, but mainly in the limnic and lacustrine environments. Immediately following explosive activity at the northeastern end of the Šahy-Lysec volcanotectonic zone (the Lysec formation) created small monogene volcano with tholoids of andesite porphyry in the centrer. Volcanoclastic debris was laid down in the terrestrial, fluvial and partially lacustrine environments.

The Vinica — Pribelce formation (fig. 2) represents an independent volcano-sedimentary cycle. It started by a deposition of basal tuffitic sands extending discontinuously over the partially eroded surface of the Lower Miocene sedimentary complex. Relics of fauna and sedimentary structure in the basal beds correspond to the environment of the littoral to sublittoral zone. Tuffitic sands include thin horizons of rhyolite to rhyodacite fuffs, probably transported from then active volcanic centers in northern Hungary.

Facies complexes of the Vinica — Pribelce formation overlaying the basal tuffitic sands reach the maximum thickness of 200 m in its southwestern part (around Vinica) where volcanoclastic debris has accumulated in the immediate surroundings of volcanic centers. Faunal assemblage of this area corresponds to the deeper sublittoral and/or even shallow neritic zone (D. Vass 1964). Eastward the environment changes to the littoral zone, being accompanied by decresing thickness of the formation to several meters. The variable marine environment has influenced essentially the lithology of volcano-

sedimentary facies and their spatial distribution as well as the mechanism of volcanic eruptions and character of volcanoclastic debris.

The upper boundary of the Vinica — Príbelce formation is given by the emergence in its eastern part and by the transition to a much shallower environment in its western part. Partially denudated surface of the formation during a short interval of the intra-Badenian erosion is overlain by facies complexes of the Čelovce — Opava and Lysec formations.

Stratigraphic position and age of the Vinica — Príbelce formation have been determined on the basis of microfauna and macrofauna by R. Lehotayová and V. Kantorová (in V. Čechovič — D. Vass 1962) as the Lower Badenian. Radiometric dating of one of the andesite bodies (locality Sokolia skala) using the K/Ar method has given the age 18,5 ± 0.9 m. r. (G. P. Bagdasaryan et. al. 1969), corresponding well to the above mentioned stratigraphic position.

Specific of the Vinica — Príbelce formation there are processes of brecciation at conduits. Majority of rising andesite bodies (extrusions, extrusive domes) have undergone an extensive brecciation and disintegration in near-surface conditions or during their extrusion upon the bottom of the sea. Resulting volcanclastic debris has accumulated immediately around conduits and/or has been transpoted further off in the submarine environment by the way of breccia flows, respectively mudflows (lahars). Accumulated chaotic breccias have undergone, in turn, a syngenetic erosion and destruciton with simultaneous formation of waterlain volcanoclastic rocks.

In respect of the position of volcanic centers, conditions of transport and accumulation of volcanoclastic debris in submarine environment, and spatial distribution of volcano-sedimentary facies, we distinguish three zones, as follows (fig. 2):

A. Zone of eruptive centers (intrusions, dykes, extrusive domes, and masses of breccia in their immediate surroundings);

B. Zone proximal to eruptive centers (chaotic breccias dominate over redeposited volcanoclastic rocks);

C. Zone distal to eruptive centers (redeposited volcanoclastic rocks dominate)

A. Andesite bodies filling the conduits show close relationships to the NE-SW trending fault system (fig. 1). In several cases their localization is conditioned also by crossing NW-SE trending faults. The conduits are of the circular of eliptical shape, their size being from several meters to 200 meters. By extreme elongation the elipitcal conduits pass into ordinary dikes. The rock forming the intrusive bodies at the conduits is pyroxene andesite and/or pyroxene andesite with hornblende. As phenocrysts there are present:

Plagioclase — composition corresponds to labradorite (An_{50-62}); zonality is of the oscilatory type with an exception of one or two zones at the margin, whose composition corresponds to the composition of plagioclase microlites of groundmass and which grow over a corroded surface.

Pyroxenes

— orthopyroxene, according to 2V = 64 to 70° it corresponds to bronzite and/or hypersthene;

— clinopyroxene, according to 2V = 52°, $O_1/c = 18°$ and $\gamma/c = 44°$ it corresponds to common augite.

Hornblende — it is present either as tiny opacitized phenocrysts or as large resorbed phenocrysts repllaced by a mixture of augite, plagioclase and magnetite.

As accessories there are present small grains of olivine (replaced by iddingsite), magnetite, apatite, and zircon.

The andesite contains rather abundant xenoliths that are of two types: allogenic — represented by Mesozoic quartzites, Lower Miocene wedimentary rocks, granite, crystalline schists ets.; authigenic — represented by holocrystalline rocks composed of similar phenocrysts as mentioned above in doleritic or dioritic groundmass — apparently, these represent the products of an earlier stage of crystallization before the emplacement to the present level.

Chemical composition of the andesites corresponds to the composition of common intermediary andesites (table 2).

Processes of brecciation within the conduits are going to be discussed elsewhere.

B. In the zone proximal to eruptive centers there are accumulated predominantly coarse chaotic breccias, that associate spatially either with a single eruptive center or with a group of eruptive centers (fig. 2). Breccias are formed of andesite fragments generally 10—30 cm in diameter, but blocks up to 50 cm and occasionally even up to 3 m are present too. Fragments are dominantly angular to subangular, slightly porous with a glassy margin. In a subordinate amounts there are present more porous sub-spherical fragments. While fragments of the first type come from the disintegration of surficial parts of the rising extrusive dome, fragments of the second type come probably from its inner parts where magma is richer in volatiles and hot enough to expand. Matrix of the breccias is fine-grained litho-crystalloclastic detritus composed of small andesite grains and individual crystals of plagioclase, pyroxene, hornblende, and accessory minerals (magnetite, apatite, zircon).

Subordinately within the zone proximal to eruptive centers there are present horizons of reworked volcanoclastic rocks, parting deposits of coarse breccias. Outer limits of the zone are given by an increasing proportion of reworked volcanoclastic rocks, that dominate in the zone distal to eruptive centers.

Important processes that facilitate transport of brecciated andesite produced at conduits by extrusive brecciation there are Breccia flows. Their deposits form platty bodies oriented in one direction, 3 to 20 m thick, that may be followed for up to 5 kilometers. The breccia consists of andesite fragments 5—15 cm in diameter, occasional blocks up to 0.5 m in diameter are present. Primarily subspherical, porous fragments dominate over angular and subangular fragments of less porous andesite. Matrix is crystallo-lithoclastic, composed of porous andesite grains and grains of plagioclase, pyroxene, hornblende, and accessory minerals. Increased compactness and oxidation indicate a hot state during toransport and deposition of breccia flows. Breccia bodies deosited by single breccia flows are chaotic, without signs of sorting and bedding. Breccia flows associate regularly with intrusive and/or extrusive breccias at volcanic centers (conduits) (fig. 3). The term "breccia flow" is applied in the sense of Parson (1968). In respect of the subaqueous environment of transport, we propose the term "subaqueous breccia flows".

Other important processes contributing to the transport of volcanoclastic material to areas more distant from volcanic centers are mudflows (lahars). Their deposits show the following lithological and textural features:

1. Lahar deposits form platty bodies, up to 30—40 m thick Their lower boundary is always well defined, showing frequently an erosion of underlaying rocks.
2. Size of andesite fragments varies generally in the range 5—15 cm, blocks up to 3 m in diameter are present occasionally. Beside angular and subangular fragments there is present a variable amount of rounded to well rounded ones.
3. Matrix is lithoclastic with a high proportion of silt and clay. The degree of compactness varies in respect of the genetic type (hot, respectively cold lahars).
4. Andesite fragments are polymict as far as their petrography is considered. Beside variable pyroxene andesites and pyroxene andesites with hornblende, fragments of quartzites, limestones, crystalline schists, and other rocks are present.
5. Deposits of single mudflows (lahars) are chaotic, without signs of sorting or bedding.

Some of the lahars show increased compactness and oxidation of matrix as well as dominating primary volcanoclastic debris. These features indicate a hot state during transport and deposition. Such the lahars have been initiated directly by volcanic activity or they have aristen from moving subaqueous breccia flows by the way of cooling and capture of older reworked volcanoclastic debris. For lahars of this type we apply the term "hot lahars".

Lahar breccias with dominating older rounded fragments and without signs of increased temperature (the type "cold lahar") occur frequently around outer margins of the zone proximal to volcanic centers, i.e., off primary vlcanic slope.

C. The zone distal to eruptive centers comprises complexes of voclano-sedimentary rocks whose material has come from the destruction of primary volcanoclastic rocks and andesite bodies. Depending

upon the distance form eruptive centers, mode of transport in the subaqueous environment, and bathymetric conditions, a wide range of lithological and genetical types of volcanoclastic rocks has developed, belonging to the facies of redeposited volcanoclastic rocks. In the eastern part of the formation, in the shallow littoral environment there are mainly conglomerates; in the western par of the formation, in the deeper sublittoral environment there are thick accumulations of psammitic to peiitic tuffites.

Processes of brecciation at eruptive centers

In respect of the level of brecciation we distinguish:

1. Intrusive breccias (brecciation has taken place at a deeper level).
2. Isometric and/or elengated intrusions with near-surface brecciation.
3. Isometric and/or elongated extrusions (submarine extrusive domes) with surficial brecciation.
4. Dykes with incipient brecciation along contacts.

1. Intrusive breccias form vertical bodies — pipes piercing through surrounding semimentary rocks, several meters to 90 m in diameter. A highly porous nature of breccia indicates, that explosive(?) gas expansion has been involved in disintegration of lava rich in volatiles. Following extrusion upon the surface, brecciated mass moved in the form of breccia flows (fig. 3). Lithology of breccia flow deposits confirms that breccia flows moved and were deposited in a hot state. The character of brecciation and disintegration in this case are close to the fluidization caused by a sudden internal expansion due to a decrease of external pressure. Expanding gases gave brecciated material a high mobility needed for the origin of breccia flows (this feature of breccia flows reminds the mechanism of terrestrial pyroclastic flows). Explosive dsintegration could be conditioned also by steam explosions at contacts of lava with wet sediments or following inflow of water into fractures of rising lava.

2. in the case of degased lava the escape of remaining volatiles during perforation of Lower Badenian sediments has not caused an explosive disintegration. Due to rapid cooling in contact with wet sediments and escape of volatiles, viscosity of lava increases, mainly at the top and marigins of protruding andesite body. These faster solidified parts are unable to accommodate with continuing movement, so, they are subjected to stresses resulting in disintegration and differential movement of individualized blocks and fragments. It is possible to demontstrate the above mentioned gradual brecciation at some localities, where upper parts of andesite bodies are exposed (the locality "Sokolia Skala" — fig. 4 and 6). Massive andesite, respectively, andesite with blocky jointing (First stage) passes upward into the zone of initial brecciation (Second stage). Disintegration and brecciation are limited to main fractures and their immediate surroundings (plate XXXVII, fig. 1). The escape of volatiles expanding along newly formed fractures (evidenced by the vesiculation of lava along fractures) causes a disintegration of vesicular lava along fractures (plate XXXVII, fig. 2, 3). Disintegrated lava forms granular cement filling up spaces among individualized fragments. Obviously, the gas expansion along newly formed fractures is another main factor in the process of brecciation beside the continuation of movement.

Further up there is a zone of spontaneous brecciation (third stage) where intense disintegration and brecciation have taken place not only along major fractures, but also among them. However, the pattern of fragments preserves traces of former fractures. Relative movements lead to a partial deformation of fragments, which are in a highly viscous state (plate XXXVII, fig. 2) and to their further disintegration into granular matrix, if they are unable to yield to stresses by plastic flow (plate XXXVII, fig. 3). The amount of granular matrix increases rapidly in this zone, owing to the large contribution of mechanical crushing.

The uppermost parts of andesite bodies represent the zone of spontaneous movement and crushing (fourth stage). Due to continual movement fragments loose their primary orientation and position, so, the structure is completely chaotic (plate XXXVII, fig. 4). Granular matrix represents about 40—50 % of the breccia; small angular fragments are present in a high proportion. Brecciation in this zone is mainly the result of mechanical crushing and attrition.

The mentioned processes demondstrate the brecciation of andesite bodies in the state of high viscosity. Evidences are available (plate XXXVIII, fig. 1) that disintegration and crushing have also acted upon earlier solidified parts of andesite bodies carried upward by rising lava.

Ascent of andesite bodies towards the surface was not a continuous process. Periods of rise were interrupted by periods of solidification and crystallization in the upper part of the lava column. The final ascent in the viscous state was not homogeneous, rather, it comprised of partial movements of individualized parts of the body accompanied by intense brecciation along their margins (plate XXXVIII, fig. 2).

3. Some intrusions after the perforation of overlaying sediments continued their rise as submarine extrusive domes (e.g. the locality Hrac — fig. 5). Their solidified carapace broke down and disintegrated owing to the further rise and expansion; loose blocks and debris formed this way accumulated in immediate sourroundings.

In the upper part of the extrusive dome Hrac one observes a complete transition from massive andesite in the inner part of the body to chaotic breccias along the upper surface (plate XXXVIII, fig. 4). The zone of brecciation follows the curved surface of the dome. The process of brecciation is in many ways similar to the one described above. However, spaces among fragments are filled by granular matrix only partially, the rest represent empty spaces. The upper part of the body Hrac represents the original surficial part of submarine dome. In the central part of the dome there is a depression filled by tuffitic sediments with fragments of marine fauna. The dome itself is subdivided by a network of fractures, along which there are zones of intense crushing. Along the margins of the dome there are accumulations of chaotic breccias interbedded with horizons of pumice tuffs and sandy tuffs (fig. 5). Dips of tuff horizons change from 35—45° at the margin of the dome to 20—25° at the distance with the simultaneous increase of their thickness. Chaotic breccias are formed of angular to subangular fragments with chilled glassy margins and fragments, that are slightly vesicular. Chaotic breccias as well as pumice tuffs are from andesite of the same petrographic type as the extrusive dome.

Beside progressive disintegration of surficial carapace owing to continual expansion of the dome, geological structure indicates also processes of sudden destruction reaching all the way to the inner parts of the dome, where less viscous lava richer in volatiles is present. It is probable, that phreatic explosion evidenced by horizons of pumice tuff alternating with chaotic breccias, initiated frequently destructive processes (directed blasts, breccia sliding, etc.). Our assumption is supported by observations of recently rising subaqueous extrusive domes, where phreatic explosions caused by the contact of hot lava with water are the essential factor of their surficial destruction.

4. Beside the mentioned types of andesite bodies, there are several dykes and dyke-like bodies within the volcanosedimentary complex. Processes of brecciation are limited to their marginal parts.

Ascent of andesite magma along the NE-SW trending fractures during the Lower Badenian period has not been a one-stage process. Numerous authigenic inclusions of holocrystalline andesite as well as a complex zonality of plagioclase and resorption of hornblende indicate a very complex uprise of magma with alternating periods of crystallization and repeated movements. Lava coming to the surface was rather degased and in a highly viscous state. This was the main factor leading to the breacciation of andesite bodies and beside the submarine environment influenced essentially the mechanism of eruptive processes.

Translated by J. Lexa.

Explanations of Plates XXXVII—XXXVII

Plate XXXVII

Locality Sokolia Skala — southeast of Hrušov. Andesite extrusion with shallow — underground brecciation.

Fig. 1 Lower part of extrusion — andesite with blocky jointing. Fracturation is more intensive adjacent to fractures where isolated fragments have formed. Spaces among fractures are either empty or partially filled by crushed material.

Fig. 2 More intensive brecciation in upper parts of extrusion along steep to vertical fractures. On that level brecciation mostly results from movements of isolated blocks. Partial deformation of fragments (right of the hammer) indicates highly viscous to semi-solid state in the course of extrusion.

Fig. 3 Upper part of extrusive body — in areas adjacent to fractures the process of crushing is associated with intensive vesiculation and dissintegration of lava into granular matrix (left of the hammer).

Fig. 4 Upper part of the extrusive body. A zone of spontaneous brecciation associated with the generation of chaotic blocky breccia with granular matrix.

Plate XXXVIII

Fig. 1 Locality Stráž (point 384,3) north of the village Vinica. Extrusion with surficial brecciation. In the course of repeated movements of extrusive body fracturing and crushing (by mechanical tension) of formerly solidified parts of extrusion has taken place.

Fig. 2 Locality Sokolia Skala — andesite extrusion with shallow underground brecciation. Ascension of extrusion in highly viscous state is transformed in the movement of separate blocks. The parts adjacent to contacts of the blocks are intensively crushed.

Fig. 3 Localita Sokolia Skala — in the right part of the quarry wall (see fig. 2) there is an intrusion of brecciated and vesiculated lava into overlaying tuffitic sediments.

Fig. 4 Locality Hrac (point 355,5) — southeast of the village Hrušov. Extrusive body with surficial brecciation — submarine dome (its north-eastern margin). I — Coarse-blocky to massive andesite in the lower part; II — zone of fractured blocky andesite; III — zone of intensive fracturing and vesiculation of andesite; IV — chaotic breccia of the surficial carapace of the extrusive dome.

Vysvetlivky k tabuľkám XXXVII—XXXVIII

Tab. XXXVII

Lokalita Sokolia Skala — juhovýchodne od Hrušova. Andezitová extrúzia s plytkopodpovrchovou brekciáciou.

Obr. 1 Spodná časť extrúzie — andezit s blokovou odlučnosťou. Intenzívnejšie trieštenie je v priľahlých častiach k fraktúram, kde dochádza k vzniku odlúčených fragmentov. Priestory medzi fragmentmi sú voľné, resp. sčasti vyplňované drveným materiálom.

Obr. 2 Intenzívnejšia brekciácia vo vyššej časti extrúzie pozdĺž fraktúr so strmým až vertikálnym priebehom. Brekciácia je stimulovaná v tejto úrovni hlavne v dôsledku pohybu odlúčených blokov. Čiastočná deformácia fragmentov (vpravo od kladiva) poukazuje na vysoko viskózny až poloplastický stav v priebehu extrúzie.

Obr. 3 Vyššia časť extruzívneho telesa — proces drvenia v priľahlých častiach k fraktúram je sprevádzaný intenzívnou vesikuláciou s rozpadom lávovej masy na zrnitý detritický cement (vľavo od kladiva).

Obr. 4 Vrchná časť extruzívneho telesa — pásmo spontánnej brekciácie za vzniku chaotickej blokovej brekcie so zrnitou detritickou základnou hmotou.

Tab. XXXVIII

Obr. 1 Lokalita Stráž (kóta 384,3) sev. od Vinice. Extrúzia s povrchovou brekciáciou. V priebehu obnovovaných pohybov extrúzie dochádza k trieštenlu a drveniu (mechanickým namáhaním) už skôr solidifikovaných častí extrúzií.

Obr. 2 Lokalita Sokolia Skala — andezitová extrúzia s plytkopodpovrchovou brekciáciou. Výstupový pohyb extrúzie nie je jednotný, ale rozpadá sa na pohyb parciálnych blokov. Pásma pri styku blokov sú podrobené intenzívnemu drveniu.

Obr. 3 Lokalita Sokolia Skala — andezitová extrúzia s plytkopodpovrchovou brekciáciou. V pravej časti lomovej steny (pozri obr. 2) dochádza k intruzívnemu vnikaniu zbrekciovatenej a vesikulovanej lávovej masy do nadložných tufitických sedimentov.

Obr. 4 Lokalita Hrac (355,5) — submarinný dóm. Severovýchodný okraj dómu. I. — v spodnej časti hruboblokový až masívny andezit. II. — pásmo andezitu s hruboblokovou odlučnosťou. III. — pásmo intenzívneho trieštenia a vesikulácie. IV. — chaotická brekcia povrchového plášťa dómu.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 141—151 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

G. P. Bagdasarjan — L. Dublan — V. Konečný — E. Planderová

Príspevok ku stratigrafickej pozícii stratovulkánov Javoria a Poľany

3 obr. v texte, 1 tab. na kriede (XXXIX)

Abstract. Stratigraphical position of stratovolcanic complexes of Javorie and Poľana in the northeastern part of the Neogene volcanic region in Central Slovakia is precised on the ground of K/Ar radiometrical dating and palynological examination of sporomorphs. The stratovolcano of Javorie developed during the Badenian-Lower Sarmatian time, the Poľana stratovolcano-during the Upper Sarmatian-Panonian.

Úvod

Stratovulkanické komplexy Javoria a Poľany ležia v severovýchodnej časti stredoslovenského neovulkanického regiónu, v oblasti, ktorú nezasiahla transgresia badenského mora. Vznikali prevažne v kontinentálno-suchozemskom prostredí s dočasnými efúziami bazaltoidných andezitov a uložením vulkanoklastického materiálu v plytkovodnom prostredí limnického typu. Pre nedostatok biostratigraficky datovateľného materiálu bola pozícia uvedených vulkánov stanovená s väčšou toleranciou ako tortónska, resp. spodnosarmatská (M. Kuthan et al. 1963).

M. Pulec (1966) na základe petrografického štúdia vulkanoklastických produktov v oblasti Zvolensko-slatinskej kotliny urobil ich paralelizáciu s vulkanickými fázami v zmysle sukcesnej schémy M. Kuthan et al. (1963), t. j. s I.—III. andezitovou fázou spodný tortón — sarmat. Podobne boli podľa petrografického štúdia korelované s vulkanickými fázami vulkanické horniny z centrálnejších častí Javoria (širšia oblasť obce Kalinky (J. Valach 1965).

V poslednom čase bol získaný biostratigraficky datovateľný materiál z mapovacích vrtov a niekoľko údajov rádiometrického datovania K/Ar metódou pochádzajúcich z geochronologického laboratória Arménskej Akadémie vied — Jerevan (G. P. Bagdasarjan et al. — tab. 1).

Zhodnotenie biostratigrafických a rádiometrických údajov umožňuje stanoviť vzájomné časové vzťahy stratovulkanických komplexov Javoria a Poľany a upresniť

Dr. Gevorg Petrovič Bagdasarjan, Geol. inst. Arm. ZSSR, Jerevan. pg. Ladislav Dublan — RNDr. Vlastimil Konečný, CSc. — RNDr. Eva Planderová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Tabuľka rádiometrických údajov datovania K/Ar metódou G. P. Bagdasarjan a kol.

por. č.	lab. č.	% K	K^{40} g/g 10^{-6}	% rad. Ar	Ar^{40} cm^3/g 10^{-6}	Ar^{40} g/g 10^{-9}	Ar^{40}/K^{40} 10^{-3}	Vek v mil. r	stredná hodnota $\lambda_k = 0{,}557\ 3\ 10^{-10}\ r^{-1}$	stredná hodnota $\lambda_k = 0{,}585 . 10^{-10}\ r^{-1}$	
1	AV-5	1,64	2,00	15,0	1,08	1,94	0,97	17,5	16,5 ± 1	15,7 ± 1	
		1,64	2,00	13,8	0,95	1,71	0,86	15,5			
2	1596 (66)	0,76	0,93	13,8	0,49	0,88	0,95	17,0	16,4 ± 0,6	15,6 ± 0,6	
3	Ko-10	1,66	2,03	62,6	0,72	1,28	0,63	11,3	11,7 ± 0,4	11,1 ± 0,4	
		1,66	2,03	19,3	0,774	1,385	0,68	12,1			
4	Ko-11	2,64	3,22	73,0	1,14	2,03	0,63	11,4	11,4 ± 0	11,8 ± 0	10,8 ± 0
		2,64	3,22	14,09	1,13	2,03	0,63	11,4			
5	AV-12	1,25	1,53	32,5	0,81	1,44	0,94	16,8			
		1,25	1,53	21,1	0,89	1,6	1,04	18,6	18,5 ± 0,9	17,6 ± 0,9	
		1,25	1,53	16,7	0,97	1,75	1,14	20,0			
		1,25	1,53	47,5	0,9	1,61	1,05	18,8			
6	AV-10	1,35	1,65	31,3	0,92	1,64	1,0	17,9	18,4 ± 0,5	17,5 ± 0,5	
		1,35	1,65	30,7	0,92	1,74	1,07	18,9			
7	AV-11	1,44	1,76	31,9	0,96	1,71	0,98	17,5	18,2 ± 0,8	17,3 ± 0,8	
		1,44	1,76	41,8	1,04	1,86	1,06	19,0			

Datovanie K/Ar metódou (objemové metóda a metóda izotopického riedenia) bolo vykonané v Laboratóriu Geochronologie Geol. Inst. Arm. ZSSR-Jerevan.

Údaje s por. č. 1, 2, 5, 6, 7. boli publikované G. P. Bagdadarjanom a kol. 1969 Údaje s por. č. 3, 4 nepublikované.

Pre stratigrafické korelácie neogénu záp. Európy je používanejší prepočet podľa rozpadovej konštanty $\lambda_k = 0{,}585 . 10^{-10}\ r^{-1}$

Lokalizácia odberu vzoriek:

1 — pyroxenicko-amfibolický andezitový porfýr (dajka) — vrt GK-7 (733 m) pri obci Stará Huta.
2 — bazaltoidný pyroxenický andezit (lávový prúd) — zárez hradskej záp. od Starej Huty.
3 — ambibolicko-pyroxenický andezit (lávový prúd) — záp. svah Rohy pri Detve.
4 — amfibolicko-pyroxenický andezit (lávový prúd) — zárez cesty pri obci Stará Huta.
5 — pyroxenický andezit s amfibolom (extrúzia) — pri obci Hrušov.
6 — pyroxenický andezit (brekcia) — vrt CK-1 (61 m) pri obci Cerovo.
7 — amfibolický andezitový porfýr (extrúzia) — vrchol Lysca pri obci Lentvora.

ich stratigrafickú pozíciu v rámci celkovej vývojovej schémy stredoslovenského neogénneho vulkanizmu.

Stručná geologická charakteristika vulkanických komplexov Javoria a Poľany

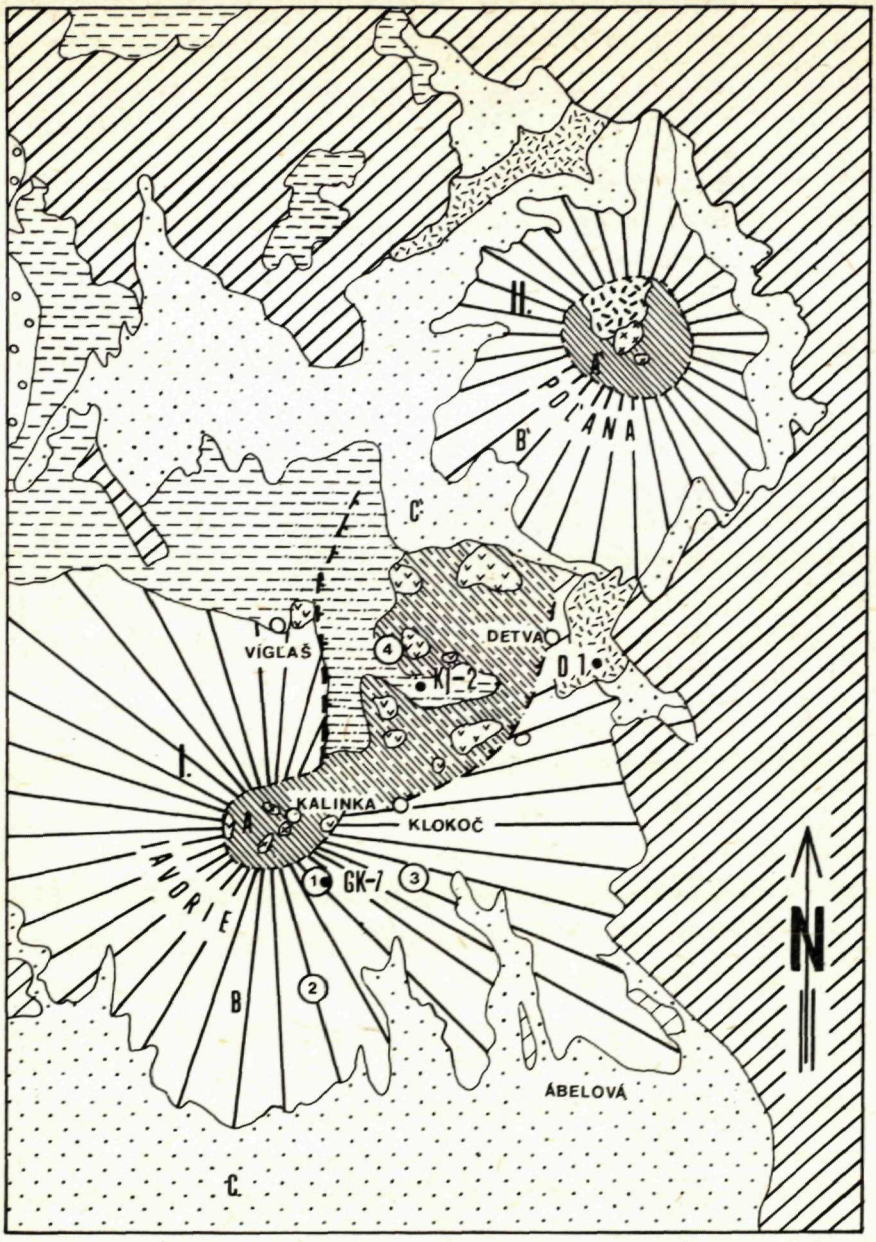
Vulkanický komplex Javoria predstavuje relikty rozsiahleho komplexného vulkánu stratovulkánového typu.

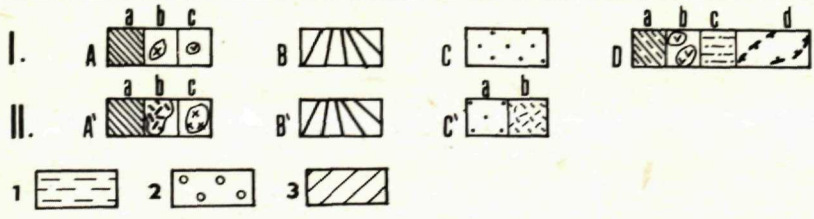
Periférna zóna uvedeného stratovulkánu vytvorená v prevažnej miere z redeponovaného vulkanoklastického materiálu zaberá podstatnú časť Krupinskej vrchoviny. Stratovulkanický komplex zložený striedaním lávových prúdov a vulkanoklastických hornín tvorí v súčasnej morfológii vlastný masív pohoria. Na severných svahoch pohoria (v širšej oblasti obce Kalinky) bola vymedzená centrálna vulkanická zóna, charakterizovaná hydrotermálne premenenými horninami a vznikom intruzívneho komplexu. Smerom na severovýchod nadväzuje na rozsiahlejšiu vulkanotektonickú depresiu situovanú približne medzi obcami Víglaš — Klokoč- — Detva. V rámci centrálnej zóny identifikoval J. Valach (1965) niekoľko malých intrúzií s variaciami od gabrodioritových porfýrov po dioritové porfýry. Z komplexného stratovulkánu Javoria možno priamo preštudovať iba vrchné členy sukcesnej škály. Zatiaľ najúplnejšiu informáciu o spodných častiach vulkanickej stavby prináša štruktúrny vrt GK-7, situovaný na južných svahoch stratovulkanického komplexu, západne od obce Stará Huta (V. Konečný — A. Mihaliková 1972). Vrt overil v úseku 1125,6—105,0 m mohutnú stratovulkanickú stavbu vytvorenú z niekoľkých komplexov produktov pyroxenického andezitového vulkanizmu a amfibolicko-pyroxenického andezitového vulkanizmu preniknutú dajkami amfibolického andezitu. Dajka amfibolického andezitu v hĺbke 783,00 m je datovaná na 15,7 ± 1 mil. rokov (1) — obr. 1. V hlbších subvulkanických úrovniach v intervaloch 1168—1502 a 1503—1545 m vrt prevŕtal intrúziu dioritového porfýru.

Vo vyššej časti vrtného profilu v nadloží produktov pyroxenicko-andezitového a amfbolicko-andezitového vulkanizmu sa objavuje epiklastický a pyroklastický materiál acídnejšieho andezitového typu; amfibolicko-biotitický a biotiticko-amfibolický andezit (intervaly 289,4—270,6 a 151,0—105,5 m).

Vo vrchnej časti pohoria leží hyaloklastitový komplex vytvorený striedaním lávových prúdov bazaltoidných andezitov a hyaloklastitových brekcií v maximálnej mocnosti 250 m. (Vo vrte GK-7 je hyaloklastitový komplex overený v intervale 105,0—0,0 m). Lávový prúd bazaltoidného andezitu v rámci hyaloklastitového komplexu je datovaný na 15,6 ± 0,6 mil. rokov (2) — obr. 1.

Nasledujúci komplex pyroxenických andezitov (± amfibol) (v nadloží vrtu GK-7) je po období dlhšieho vulkanického kľudu uložený diskordantne na denudovanom povrchu hyaloklastitového komplexu. Komplex pyroxenického andezitu (± amfibol) má výrazne stratovulkanický typ stavby, ktorá najmä v severnej a západnej časti značne prekrýva rozsah podložného hyaloklastitového komplexu.


II.
A'
POĽANA
B'
C'
VÍGLAŠ
4
DETVA
D 1
K-2
I.
A
KALINKA
KLOKOČ
GK-7
1
3
2
JAVORIE
B
ÁBELOVÁ
C
N


I.
A
a b c
B
C
D
a b c d
II.
A'
a b c
B'
C'
a b
1
2
3

Vulkanické produkty sa v oblasti vulkanických svahov ukladali prevažne v prostredí suchej zeme. Pri severnom úpätí vulkanického svahu sú indície plytkovodného prostredia fluviálno-limnického typu (oblasť vrtu D-1 juhovýchodne od Detvy). V sedimentačnom bazéne, ktorý mal dočasný charakter (podmienený pravdepodobne vznikom bariéry z nahromadenia vulkanických produktov, ktorou bolo ohradené fluviálno-limnické prostredie) sa uskutočnila jemnodetritická až pelitická sedimentácia s drobnými vložkami lignitov. V neskoršom období prínosom vulkanoklastického materiálu sedimentačný bazén zanikol a bol prekrytý lávovými prúdmi vrchnej časti pohoria Javoria.

Na základe palinologického vyhodnotenia jemnodetritických sedimentov spodnej časti vulkanosedimentárnej výplne s hojnou bituminóznou substanciou bol stanovený spodnosarmatský vek (pozri ďalej).

Lávové prúdy pyroxenických andezitov (+ amfibol) vrchnej časti pohoria Javoria, ktoré sú situované v nadloží uvedenej vulkanosedimentárnej výplne vrtu D-1 boli datované na 10,8 mil. rokov (4) — záp. svah Rohy a na 11,1 ± 0,4 mil. rokov (3) — zárez hradskej pri obci Stará Huta.

V ďalšom období vývoja vulkanizmu pohoria Javoria sa sformovala vulkanotektonická depresia približne v priestore Vígľaš — Klokoč — Detva. Vytváranie uvedenej kolapsovej štruktúry bolo sprevádzané intrúziami a extrúziami viskóznych acidných amfibolicko-pyroxenických andezitov (± biotit) až dacitov v podobe dajok a dómatických foriem, ktoré boli vystriedané mocnými lávovými prúdmi. V rámci vulkanotektonickej depresie, ktorá je badateľná i v súčasnom reliéfe, vystupujú

Obr. 1 Stratovulkány Javoria a Poľany

I. Javorie
A. Centrálna vulkanická zóna:
a) propylitizované komplexy
b) intrúzie gabrodiorit-dioritových porfýrov
c) extrúzie andezitov
B. Prechodná vulkanická zóna (striedanie lávových prúdov a vulkanoklastických hornín)
C. Periférna vulkanická zóna (prevažne redeponované vulkanoklastické horniny)
D. Vulkanotektonická depresia Vígľaš — Klokoč — Detva;
A) kolapsované propylitizované komplexy andezitového vulkanizmu, b) extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov, c) neogénne sedimenty pliocénu (pont-meot) v nadloží kolapsovaných komplexov vulkanotektonickej depresie, d) tektonické obmedzenie vulkanotektonickej depresie

II. Poľana
A'. Centrálna vulkanická zóna:
a) propylitizované andezitové komplexy, b) extrúzie ryolitov, c) intrúzie dioritov a dioritových porfýrov
B'. Prechodná vulkanická zóna (striedanie lávových prúdov a vulkanoklastických hornín).
C'. Periférna vulkanická zóna:
a) redeponované vulkanoklastické horniny, b) ryolitové tufy
1 — sedimenty neogénu (nečlenené), 2 — sedimenty paleogénu (nečlenené), 3 — horniny predvulkanického podložia vcelku.

dómatické extrúzie ako výrazné morfologické útvary, kóty Rohy, Siron, Horné a Dolné Chvojné, Stožok atď.

Záver vulkanickej aktivity pohoria Javorie reprezentujú sporadické efúzie lávových prúdov a dajok pyroxenických andezitov (± amfibol) (Kochlačka a oblasť záp. od Detvy).

Počas vulkanizmu pohoria Poľany, ktorého produkty zasahujú do oblasti vrtu D-1 východne od Detvy sa najprv ukladal explozívny materiál ryodacitovo-ryolitového typu (pemzovo-popolové prúdy a redeponované tufy), potom nasledoval stratovulkanický komplex vlastného masívu Poľany, vytvorený striedaním lávových prúdov a vulkanoklastík pyroxenických andezitov (± amfibol.)

Vo vrchnom miocéne až pliocéne v oblasti zvolensko-slatinskej vznikol rozsiahlejší fluviálno-limnický bazén, ktorého východná časť zasiahla až do oblasti vulkanotektonickej depresie v priestore Vígľaš — Klokoč — Detva. V centrálnejšej časti bazénu má sedimentácia prevažne peliticko-slienitý charakter (sev. a záp. od Vígľaša), v okrajovejších častiach sedimentačného priestoru, ktorý zálivovite preniká medzi dómatické extrúzie, má sedimentácia hrubší klastický charakter — štrky, piesky (M. Pulec 1965).

Palinologické zhodnotenie sedimentov

Palinologicky boli preštudované sedimenty z vrtu D-1 (východne od Detvy) a to z podložia lávového prúdu pyroxenického andezitu (± amfibol), ktorý patrí do sukcesnej škály pohoria Javoria. V jeho nadloží sú produkty explozívneho ryodacitovoryolitového vulkanizmu pohoria Poľany (vrchná časť profilu vrtu D-1).

V nadloží explozívneho ryolitového vulkanizmu Poľany je podľa záverov geologického štúdia (L. Dublan) uložený stratovulkanický komplex andezitového vulkanizmu Poľany.

Vrt D-1 (obr. 2)

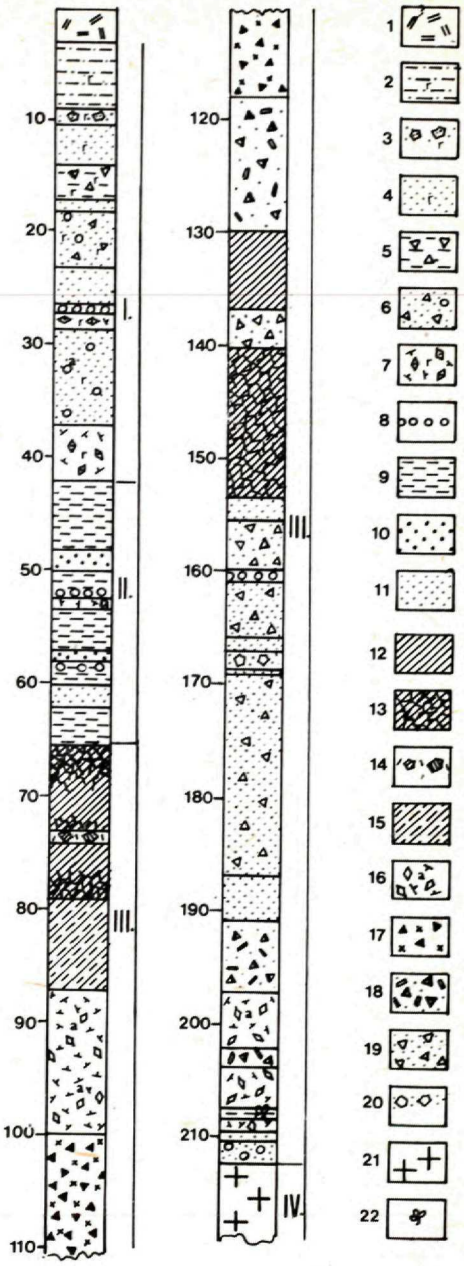
Na sporomorfy boli pozitívne dve vzorky z hĺbky 62 a 207 m.

Vzorka z 62 m bola relatívne chudobná a vyskytli sa v nej len bežné druhy peľov a spór, na základe ktorých možno sarmatský vek určiť iba ako pravdepodobný. Veľmi bohatá bola vzorka z 207 m na sporomorfy. Spórovo-peľový obraz poukazuje na močiarny porast s autochtónnou vegetáciou. Vyskytuje sa v nej vysoké percento výtrusných, najmä z čeľ. *Polypodiaceae, Polypodiaceoisporites, Verrucatosporites, Echinatisporites, Pteridium, Undulatisporites, Triplanosporites sinuosus, Osmunda.* Z ihličnatých sa vo veľkom množstve nachádzajú najmä *Taxodiaceae,* rod *Sequoia,* takže v prípade tejto vzorky môžeme uvažovať o zaradení do zisteného *Sequoia* horizontu v 5-tej mikrofloristickej zóne (E. Planderová, l. c.). Vyskytuje sa tu vysoké percento borovíc *Pinus silvetris* a *Pinus haploxylon,* menej rod *Abies.*

Obr. 2 Litologický profil vrtu D-1 (jv. od Detvy)

Vysvetlivky:
I — produkty explozívneho ryodacitovo-ryolitového vulkanizmu Poľany,
II — zmiešaný epiklastický materiál ryodacitovo-ryolitového vulkanizmu Poľany a andezitového amfibolicko-pyroxenického vulkanizmu Javoria,
III — produkty explozívno-efuzívneho vulkanizmu amfibolicko-pyroxenického andezitu pohoria Javoria,
IV — veporidné kryštalinikum — granodiorit.

1 — kamenitá hlina, 2 — epiklastické vulkanické pieskovce až eleurolity (vitrokryštaloklastický a pemzový materiál ryodacitov-ryolitov), 3 — epiklastické brekcie (málo opracované úlomky ryodacitov-ryolitov), 4 — epiklastické pieskovce strednozrnné až drobnozrnné (redeponovaný ryodacitovo-ryolitový materiál), 5 — epiklastické aleurolity s polohami málo opracovaných ryodacitovo-ryolitových klastík), 6 — epiklastické pieskovce s polohami konglomerátov a málo opracovaných ryodacitovo-ryolitových klastík, 7 — redeponované pemzovo-popolové tufy ryodacitov-ryolitov, 8 — andezitové konglomeráty, 9 — epiklastické aleurolity, 10 — hrubozrnné epiklastické pieskovce (andezitový materiál), 11 — strednozrnné až drobnozrnné epiklastické pieskovce (andezitový materiál), 12 — lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov, 13 — lávoklastické brekcie v lávových prúdoch, 14 — brekcie hyaoloklastitového typu, 15 — lávový prúd pyroxenicko-amfibolického andezitu, 16 — redeponované pemzovo-popolové tufy amfibolicko-pyroxenického andezitu, 17 — pyroklastický prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu (chaotické brekcie so spekanou a konzolidovanou tufovou základnou hmotou), 18 — redeponované pyroklastické brekcie, 19 — epiklastické brekcie s tufovo-piesčitou základnou hmotou, 20 — blokové epiklastické brekcie, 21 — veporidné kryštalinikum — granodiorit, 22 — flóra.



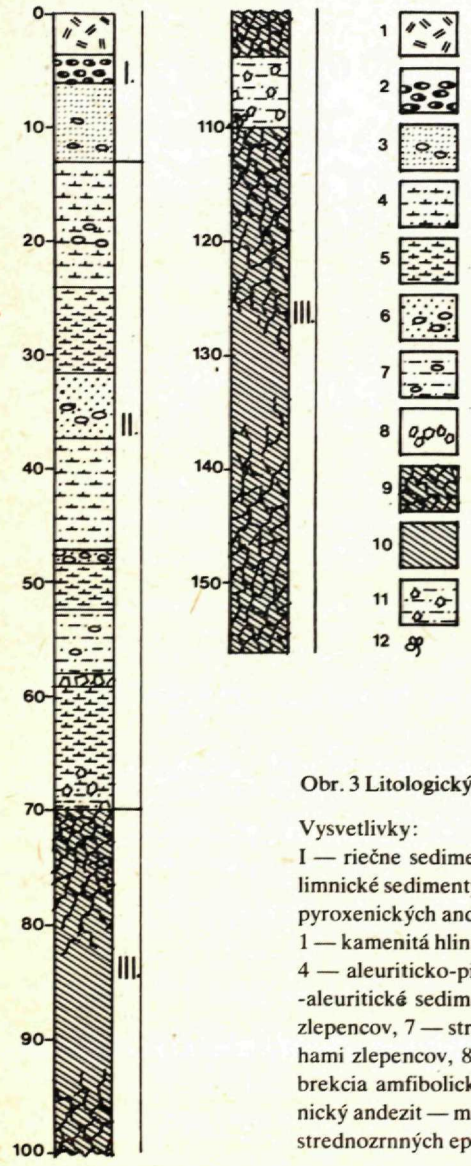
V najväčšom množstve sa vyskytujú angiospermie. Peľové spoločenstvo pozostáva z týchto rodov a druhov: *Betula, Alnus, Myricaceae, Engelhardtia, Pterocalya, Corylus, Quercus, Fagus, Nyssaceae, Slovakipollis, Ulmus, Momipites, Pterocarya, Chenopodiaceae, Parthenocyssus, Umbeliferae, Graminae.*

Ako vidno, spóro-peľové spoločenstvo je druhovo veľmi rozmanité. Obsahuje mnohé suptropické druhy, ktoré sa hojne vyskytujú v strednom miocéne.

Porovnaním so štandardným diagramom z neogénu Slovenska usudzujeme, že ide o spodnosarmatský vek, svedčí o tom rod *Engelhardtia, Platycarya* a vysoké percento rodu *Sequoia*. Vzorka obsahuje aj prímes alochtónnych spór z triasu, ktoré sa do skúmaných miocénnych sedimentov dostali preplavením.

Z mikrofloristického zhodnotenia vyplýva, že ide o plytkovodné močiarne spoločenstvo. Množstvo rastlinnej organickej drte vo vzorkách poukazuje na autochtónnu (uhoľnú) sedimentáciu.

Z paleoekologického hľadiska možno klímu označiť ako vlhkú, subtropickú, vhodnú pre rozvoj vlhkomilnej močiarnej vegetácie.



Vrt KJ-2 (obr. 3)

Zo sedimentov východnej časti Zvolenskoslatinskej kotliny bol palinologický zhodnotený vrt KJ-2, južne od obce Stožok. Vzorky boli odobraté zo sedimentov v intervale od 15,30—104,0 m. Väčšina vzoriek bola pozitívna na sporomorfy, ktoré boli dobre zachované a bohato obsiahnuté vo všetkých pozitívnych vzorkách.

Bolo stanovené takéto sporovo-peľové zloženie: vysoké percento *Polypodiaceae, Osmunda, Cyatheaceae,* pravedpodobne

Obr. 3 Litologický profil vrtu KJ-2 (pri obci Stožok)

Vysvetlivky:

I — riečne sedimenty kvartéru (uloženiny rieky Slatiny), II — fluviálno-limnické sedimenty panónu až pontu, III — efuzívny komplex amfibolicko-pyroxenických andezitov pohoria Javorie.

1 — kamenitá hlina, 2 — riečne štrky, 3 — riečne piesky s polohami štrkov, 4 — aleuriticko-piesčité sedimenty s polohami zlepencov, 5 — peliticko-aleuritické sedimenty, 6 — psamiticko-psefitické sedimenty s polohami zlepencov, 7 — striedanie aleuritických a psamitických sedimentov s polohami zlepencov, 8 — epiklastické andezitové brekcie, 9 — lávoklastická brekcia amfibolicko-pyroxenického andezitu, 10 — amfibolicko-pyroxenický andezit — masívny, 11 — epiklastické andezitové brekcie s polohami strednozrnných epiklastických pieskovcov až aleuritov, 12 — flóra.

Pteridium. Z ihličnatých sa hojne vyskytujú *Pinus silvestis*, menej *Pinus* typ *Haploxylon*, *Abies*, *Picea*, *Cupressaceae*, *Tsuga*. Najhojnejšie sú zastúpené *Angiospermae*, hlavne rodmi *Quercus*, *Alnus*, *Betula*, *Ilex*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Umbeliferae*, *Asteraceae*, *Myricaceae*, *Graminae*.

Všetky uvedené druhy sa nachádzajú vo veľkom množstve, hoci druhová rozmanitosť nie je veľká. Zachovanosť a zloženie druhov poukazuje na pliocén. Relatívne malý počet druhov by mohol poukazovať aj na vrchný panón. V peľovom zložení chýbajú už miocénne typy ako *Carya*, je tu málo zástupcov rodu *Castaneae*, *Nyssaceae*. Vyskytuje sa však čeľ. *Myricaceae*, na základe čoho nemôžeme predpokladať, že vek je mladší ako spodná časť pontu. Podľa zistených výsledkov môžeme celé súvrstvie zaradiť do konca VI. a začiatku VII. floristickej zóny, t. j. konca panónu až spodného pontu (E. Planderová 1977 l. c.).

Podľa mikroflóry sú v tomto období paleoekologické pomery aridnejšie, obsahujú druhy vyžadujúce chladnejšiu, súchú klímu. Rod *Ilex* poukazuje na svahové suchomilné prostredie, čeľ. *Asteraceae* a *Graminae* na stepnú vegetáciu okolo jazerného sedimentačného prostredia.

Záver

Spodné časti stratovulkanickej stavby pohoria Javoria môžu byť vzhľadom na nedostatok biostratigrafických údajov začlenené do časovej schémy len nepriamo, s väčšou alebo menšou pravdepodobnosťou. Dajkové telesá amfibolického andezitu, ktoré prerážajú cez komplexy pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu spodnej stavby (nezasahujú do hyaloklastitového komplexu), sú podľa rádiometrických údajov (15,7 ± 1 mil. rokov) začlenené do vyššej časti spodného bádenu.

Na južných okrajoch Krupinskej vrchoviny sú spodnobádenské vulkanosedimentárne komplexy (datované na 17,6 ± 0,9 17,5 ± 0,5 : 17,3 ± 0,8 mil. r.) prekrývané produktmi pohoria Javoria. Z toho vyplýva, že spodné časti pohoria Javoria sú pravdepodobne mladšie ako produkty spodnobádenského vulkanizmu južných okrajov Krupinskej vrchoviny.

Ďalší údaj rádiometrického datovania z hyaloklastitového komplexu, ktorý tvorí vyššie časti vulkanickej stavby pohoria Javoria (15,6 ± 0,6 mil. r.) zodpovedá taktiež vyššej časti spodného badenu, ktorá je v porovnaní s predchádzajúcimi údajmi o niečo mladšia.

Stratovulkanický komplex mladších pyroxenických andezitov (± amfibol), ktorý bol uložený po dlhšom období vulkanického pokoja (svedčí o tom intenzívna deštrukcia a denudácia hyaloklastitového komplexu), je datovaný na 10,8 a 11,1 ± 0,4 mil. rokov, čo zodpovedá najmladšej časti sarmatu, resp. rozhraniu sarmat—panón. S uvedeným rádiometricky datovaným komplexom na základe geologických a petrografických evidencií sú paralelizované lávové prúdy a vulka-

noklastiká v nadloží biostratigraficky datovaných sedimentov vo vrte D-1, ktoré sú podľa sporomorf začlenené do spodného sarmatu.

V závere vývoja pohoria Javoria sa formuje vulkanotektonická depresia v priestore Vígľaš — Klokoč — Detva. Uvedený proces bol sprevádzaný extrúziami acidnejších amfibolicko-pyroxenických a pyroxenicko-amfibolických andezitov a v závere efúziami lávových prúdov pyroxenických andezitov (± amfibol) a intrúziami dajok.

Vyššie nasledujú produkty explozívneho ryodacitovo-ryolitového vulkanizmu s predpokladanými eruptívnymi centrami v oblasti Poľany a časť nadložnej stratovulkanickej stavby andezitového vulkanizmu Poľany. Možno povedať, že na základe biostratigrafického a rádiometrického datovania sa vrchná časť vulkanického komplexu pohoria Javoria (v nadloží hyaloklastitového komplexu) formovala v období mladšom ako spodný sarmat.

Nasledujúci vulkanický komplex pohoria Poľany uložený v nadloží produktov pohoria Javoria sa tvoril v mladšom období, pravdepodobne vo vrchnom sarmate až panóne.

Po ukončení vulkanickej aktivity do oblasti vulkanotektonickej depresie Vígľaš — Klokoč — Detva prenikal výbežok rozsiahlejšieho sedimentačného bazénu Zvolenskoslatinskej kotliny. Sedimentárne súvrstvie v nadloží vulkanických produktov pohoria Javoria je na základe palinologického štúdia zaradené do konca VI. a začiatku VII. floristickej zóny, ktorá zodpovedá koncu panónu až spodnému pontu.

Táto biostratigrafická hranica zároveň tvorí aj vrchný časový strop pre vulkanickú aktivitu stratovulkánu Javoria. Nakoľko v študovaných sedimentoch nie sú znaky syngenetickej vulkanickej aktivity, táto časová hranica s najväčšou pravdepodobnosťou platí aj pre koniec aktivity stratovulkánu Poľany, to znamená, že obdobie konca panónu až spodného pontu je v tejto časti územia už obdobím vulkanického pokoja.

Do tlače odporučil D. Vass.

Literatúra

KONEČNÝ, V. — BAGDASARJAN, G. P. — VASS, D. 1969: Evolution of Neogene Volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with Absolute Ages Acta. Geol. Acad. Sci. Hung. 13, Budapest.

KONEČNÝ, V. — MIHALIKOVÁ, A. 1972: Vyhodnotenie štruktúrno-geologického vrtu GK-7 (St. Huta). Manuskript. Archív GÚDŠ, Bratislava.

KONEČNÝ, V. — DUBLAN, L. 1975: Základný geologický výskum a mapovanie na listoch Zvolenská Slatina a Detva. Záverečný správa. Manuskript. Archív GÚDŠ, Btatislava.

KUTHAN, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 :200 000, list Zvolen. Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.

PLANDEROVÁ, E. 1978: Mikrofloristické členenie neogénu v oblasti Západných Karpát. Západné Karpaty, sér. geológia 3, Geol. Ust. D. Štúra, Bratislava (in press).

PULEC, M. 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných karpát. Záverečná správa. Manuskript. Archív GÚDŠ, Bratislava.

VALACH, J. 1966: Niektoré nové poznatky o geologicko-petrografických pomeroch v oblasti Vígľašská Huta — Kalinka. Geol. Práce, Správy 38, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Vysvetlivky k tabuľke XXXIX

1 — *Laevigatosporites hardti* (R. Pot. et Ven. 1934) Th. et Pf. 1953
2 — *Leiotriletes wolffi* W. Kr. 1962
3 — *Baculatisporites quintus* Th. et Pf. 1953
4 — *Pinus silvestris*
5 — *Taxodiaceae-Cupressaceae*
6 — *Intratriporopollenites instructus* (R. Pot. et Ven. 1934) Pf. 1953
7 — *Myricipites rurensis* (Pf. et Th. 1953) Nagy E. 1969
8 — *Myricipites rurensis* (Pf. et Th. 1953) Nagy E. 1969
9 — *Faguspollenites* fsp.
10 — *Rhoipites pseudocingulum* (R. Pot, 1934) R. Pot. 1960
11 — *Alnipollenites verus* R. Pot. 1934
12 — *Ilexpollenites margaritatus* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960
13 — *Nyssapollenites kruschi* (R. Pot. 1934)

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 153—156 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Milan Polák

Litofácie aptu obalovej série Malej Fatry

3 obr. v texte

Abstract. The development of the carbonate complex mantle group is characterized by two fundamental lithofacies. Deep-water lithofacies — formed by black marly, banked limestones with silicites and clayey shales. Shallow-water lithofacies — represented by black, slightly sandy, organodetrital limestones with nodules and layers of black cherts and partings of clayes shales. The development of the Aptian reflects a local differentiation of the autochthonous Malá Fatra area into deep-water and shallow-water deposition environments, characterized by these fundamental lithotypes.

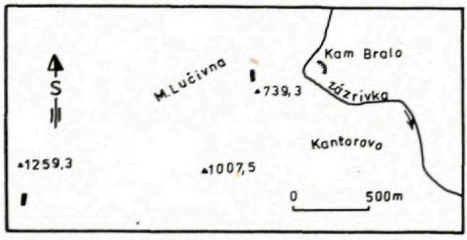
Úvod

Karbonátový komplex kriedy obalovej série Malej Fatry po prvýkrát rozčlenil A. Matějka (1931), neskôr J. Bystrický (1956).

Až v poslednom období boli pri komplexnom geologickom výskume mezozoických sekvencií Malej Fatry na základe litostratigrafických kritérií presne kartograficky rozčlenené kriedové členy (M. Polák 1974).

Tak sme v aptskom karbonátovom komplexe obalovej série Malej Fatry vyčlenili dve litofácie:

Hlbokovodná je reprezentovaná tmavými, čiernymi slienitými lavicovitými (5—55 cm) vápencami s hľuzami a polohami čiernych silicitov. Obsahujú i vložky čiernych ílovitých bridlíc. Tento litotyp je rozšírený na prevažnej časti územia.

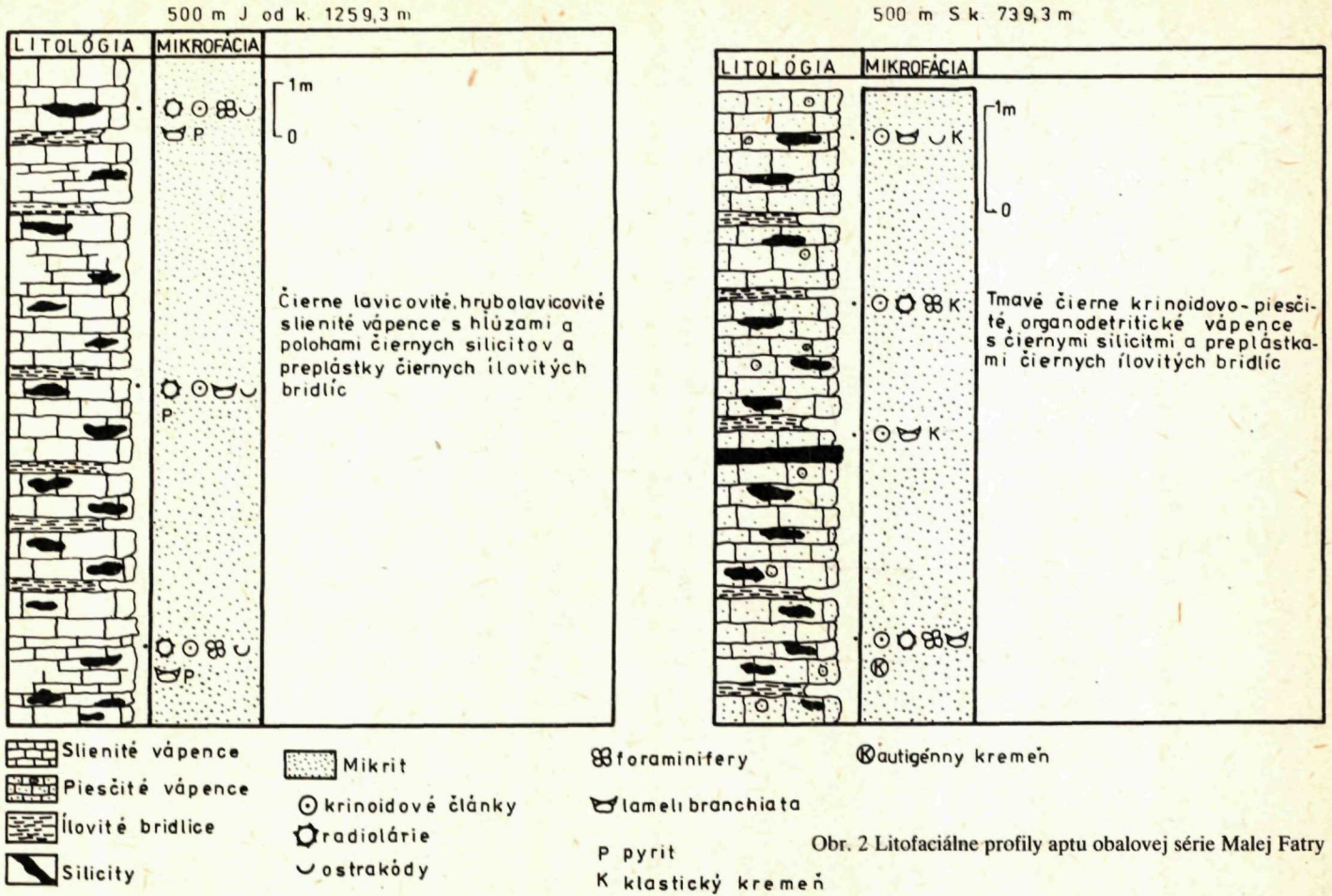


Obr. 1 Situačný náčrt profilov

Plytkovodná je zastúpená čiernymi, piesčitými, často výrazne organodetritickými lavicovitými (5—35 cm) vápencami s hľuzami čiernych silicitov. Tmavé ílovité, ílovito-piesčité bridlice tvoria medzivrstvičky hrubé 3—5 cm.

Rozdiely v litofaciálnej náplni týchto fácií sa zreteľne odrážajú aj v chemickom zobrazení.

RNDr. M. Polák, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava



Obr. 2 Litofaciálne profily aptu obalovej série Malej Fatry

Kysl.	a	b	Kysl.	a	b
SiO_2	3,09	23,86	TiO_2	0,05	0,40
CaO	48,47	31,94	P_2O_5	0,06	0,09
MgO	3,22	5,85	K_2O	0,84	0,88
Al_2O_3	1,27	2,55	Na_2O	0,75	1,05
Fe_2O_3	stopy	0,50	MnO	0,02	0,13
FeO	0,29	1,58	CO_2	42,13	27,73

vz. a: hlbokovodná, č. anal. GÚDŠ 733/75, lok. Zázrivská dolina; vz. b: plytkovodná, č. anal. GÚDŠ 735/75, lok. 500 m sz. od k. 739,3 m; anal. V. Dvonč.

Mikrofaciálna charakteristika

Zo štruktúrálneho hľadiska zodpovedá väčšina materiálu (R. L. Folk 1959) biomikritom, resp. biosparitom, pričom organická zložka neraz presahuje 50 %.

Foraminifery sú najfrekventovanejšou mikrofaciálnou zložkou. Ide poväčšine o fragmenty, menej dobre zachované exempláre, určené ako *Hedbergella* (cf. *infractetacea*) Glaessner, *Hedbergella* sp.. Z ostatných foriem sa vyskytuje Textularia sp., *Spirillina* sp., *Orbitolina* sp.. Ich najväčšia koncentrácia je v karbonátoch plytkovodnej litofácie.

Rádiolárie tvoria charakteristický mikroorganický komponent, reprezentovaný prevažne spumelariovými formami. Sú výrazne kalcifikované, zriedkavo selektívne silicifikované, prípadne pyritizované.

Lamelibranchiáty tvoria 30—40 % zložky horniny, najmä v plytkovodnej litofácii. Nachádzajú sa vo forme detritu. Sporadicky sa vyskytujú juvenilné formy.

Krinoidové články majú formu detritu, veľkosť 0,2—2,6 mm.

Ihlice húb. Ich frekvencia sa pohybuje v rozmedzí 2—4 %. Sú zastúpené kalcifikovanými prierezmi jednoosových spongií. Silicifikácia je viditeľná ojedinele vo forme čiastočného prekremenenia, prejavujúceho sa tenkým lemom na okrajoch.

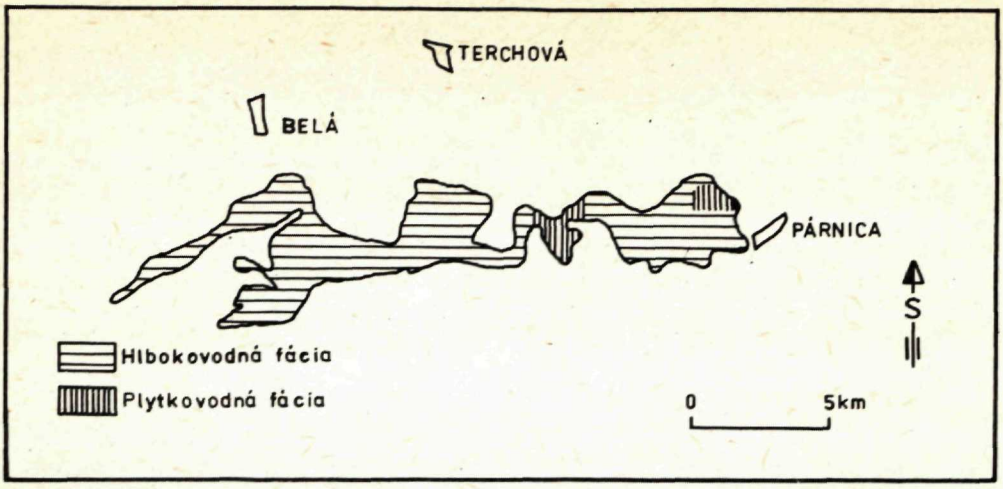
Z ostatných skupín organizmov sa sporadicky objavujú rostrá belemnitov, prierezy juvenilných amonitov, pridávajú sa prierezy ostňami ježoviek, zriedkavé sú ostrakódy, globochéty. Veľmi zriedkavo sa objavujú pelety koprolitovej ?povahy, priemernej veľkosti 0,15 mm.

Klastický kremeň. Tvoria ho ostrohranné úlomky monokryštalického charakteru, priemernej veľkosti 0,10 mm. Zvlášť je charakteristický pre plytkovodnú litofáciu, kde jeho obsah tvorí 5—15 %, zriedkavo až 30 %. V hlbokovodnej litofácii sú fragmenty aleuritovej kategórie nepresahujúce 1 %.

Autigénny kremeň. Jeho frekvencia sa pohybuje od 3—5 %. Idiomorfne obmedzené, stĺpčekovité kryštáliky dosahujú veľkosť 1—2 mm, maximálne 4,6 mm.

Pyrit tvorí veľmi početné globulky a kryštáliky. V hlbokovodnej fácii je to 5—8 %, v plytkovodnej litofácii dosahuje menej ako 2 %.

Silicity. Tvoria charakteristickú zložku aptského karbonátového komplexu. Sú



Obr. 3 Náčrt paleogeografických podmienok aptu

to výrazné čierne silicity, vyskytujúce sa vo forme hľúz veľkosti 5—25 cm, zriedkavejšie sú to polohy nepresahujúce 3—7 cm.

Z petrografického hľadiska patria do skupiny kryptogénnych silicitov (J. Petránek 1963) s mikrokryštalickou chalcedónovou hmotou s roztrúsenými ojedinelými rádiolériami vo forme fantómov. Často sa tu nachádzajú autigénne, idiomorfne obmedzené klence kalcitu s reliktmi organických zložiek v centrálnych častiach.

Záver

Pôvodný sedimentačný priestor autochtónnych oblastí Malej Fatry bol lokálne diferencovaný na hlbokovodné oblasti, charakterizované sedimentáciou s nízkym stupňom vetrania, minimálnou cirkuláciou, prevajujúcou sa vznikom euxinských podmienok, a plytké sedimentačné prostredie vo vyvýšenej oblasti s výrazným energetickým potenciálom a prínosom klastického materiálu.

Do tlače odporučil A. Biely.

Literatúra

BYSTRICKÝ, J. 1956: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní Veľkej a Malej Fatry. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of Limestones. Bull. Amer. Assoc. Geol. 43, 1, Tulsa, 1—38.

MATĚJKA, A. 1931: La partie orientale de la Malá Fatra. Guide des excursions. Knih. stát. geol. Úst., 13, Praha, 303—316.

MIŠÍK, M. 1973: Structures of the cherts concretions from the limestones of Tithonian and Neocomian, West Carpathians Mts. Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, 24, 1, Bratislava, 141—162.

PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny. ČSAV, Praha, 433—442.

POLÁK, M. 1974: Litostratigrafický a faciálny výskum mezozoika SV časti Malej Fatry. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 157—161 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Ivan Lehotský

Diskusia k niektorým otázkam veporidného kryštalinika

Abstrakt. Bei der vertikalen Gliederung des veporiden Kristallins ist es problematisch die einzelnen Komplexe auszugliedern und ihre gegenseitigen Beziehungen festzustellen. Der Kráľova hoľa-Komplex befindet sich nicht immer in der Position einer selbständigen tektonischen Einheit. Mit der Kompliziertheit der Tektonik der Veporiden steht die Raumverteilung der Diafthorese-Prozesse in engem Zusammenhang, der nicht von regionalem Charakter ist. Wenn wir aus den tektonischen Aspekten ausgehen, steht die Gliederung der Veporiden in Subzonen nicht im Wiederspruch zu den neuen Kenntnissen.

V posledných rokoch sa v oblasti vedomostí o veporidnom kryštaliniku nahromadilo mnoho nových poznatkov, ktoré si vyžiadali revíziu starších koncepcií, najmä otázky členenia celej veporidnej jednotky, ako aj problematiky metamorfizmu, tektoniky i stratigrafie. Výsledkom bol pokus podať novú koncepciu stavby tohto územia (A. Klinec 1966). Jej základom je členenie veporidného kryštalinika vo vertikálnom smere na štyri komplexy, namiesto plošného členenia na subzóny. V súvislosti s tým sa však vynorili nové problémy, vyplývajúce predovšetkým z posúdenia vzájomných vzťahov jednotlivých celkov a z vekového zaradenia tektonických procesov, ktoré tieto vzťahy ovplyvnili, alebo priamo zapríčinili, ako aj otázky iného rázu.

Podľa uvedeného autora (1973) je hronský komplex najhlbším stavebným prvkom veporíd a vybudovaný je prevažne z málo metamorfovaných hornín. Do tohto komplexu zaradil A. Klinec pararuly, svory, ortoruly, iba migmatity považoval za súčasť kráľovohoľského komplexu. Spomenuté málo metamorfované, pôvodom vulkanoklastické, vulkanické a sedimentárne horniny, sú v starších prácach naposledy (V. Zoubek 1964) považované za diaftority kryštalických bridlíc pravdepodobne i preto, že v šupinovitej stavbe sú štruktúrne zviazané s diaftorizovaným kryštalinikom. Takto sa môžu vedľa seba dostať aj stratigraficky a tektonicky rozdielne celky, takže ani palinologický výskum lokálneho rozšírenia jedného horizontu nemôže vyriešiť otázku veku celého komplexu. V dnešnom štádiu výskumu preto možno, predovšetkým zo širšieho hľadiska, považovať len časť málo metamorfovaných hornín opisovaného komplexu (najmä v širšom okolí Beňuša) za produkt progresívneho epimetamorfizmu, druhá časť by mohla byť produktom diaftorézy. V súvislosti s tým by tu bolo treba uvažovať o rôznej stratigrafickej

RNDr. I. Lehotský, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

príslušnosti jednotlivých horizontov. Okrem toho je nápadná okolnosť, že tu ležia málo metamorfované komplexy kryštalinika práve v prerušovanom pruhu mladopaleozoických hornín, tiahnúcom sa z okolia Ľubietovej v polooblúku až do oblasti Kráľovej hole, ako na to upozornil už V. Uhlig (1903). Otázka príslušnosti hornín v tomto pruhu nie je doriešená, preto zatiaľ nemôže mať oporný stratigrafický význam.

Už z doteraz uvedených poznatkov vyplýva, že hronský komplex doteraz nie je presne charakterizovaný, a tým aj vymedzený v celej svojej petrografickej, metamorfnej a tektonickej zložitosti. Takisto treba ešte vyriešiť otázku zaradenia migmatitov. Časť z nich by podľa koncepcie A. Klinca (1966, 1973) mohla patriť do kráľovohoľského komplexu. Boli to hlavne tie typy, ktoré majú podobné mechanické vlastnosti ako granitoidy, t. j. hlavne nebulity. Paralelne páskované migmatity sú svojím charakterom bližšie zase ku kryštalickým bridliciam hronského komplexu. Keďže obidva typy sú často plynulo spojené, viesť medzi nimi tektonickú hranicu je vecou interpretácie.

Tu možno pripomenúť, že samotný názov hronský komplex nie je priliehavý, pretože v údolí Hrona nie je uvedený komplex zvlášť typicky vyvinutý, ba práve naopak, pre toto územie je typický pruh rúl resp. kremitých rúl (D. Kubíny 1958). Ak má kráľovohoľský komplex a komplex Hladomornej doliny (A. Klinec — I. Lehotský — S. Vrána 1962) meno podľa typickej lokality, analogicky by ho mal aj hronský. Takej lokality však niet, preto by sa v názve malo vychádzať z charakteristiky tektonickej, metamorfnej či petrografickej.

Nedoriešeným problémom je otázka vzťahu kráľovohoľského komplexu k ďalším komplexom veporidného kryštalinika. Na niekoľkých miestach A. Klinec dokázal presunutý charakter kráľovohoľského komplexu, a to na hronskom komplexe i na pruhu rúl v údolí Hrona. Potvrdili ho aj vrtné práce, doteraz však iba v blízkosti línie styku na povrchu. Naviac si tu treba uvedomiť, že tieto doklady boli získané len v prípade malých granitoidných telies (aj masív Kráľovej hole je neveľký v porovnaní s hlavným granitoidným masívom veporíd, najväčším intruzívnym telesom Západných Karpát) a v blízkosti pohorelskej línie. Pozdĺž tejto línie zaznamenal nasunutie granitoidov kráľovohoľskej subzóny na parametamorfity krakľovskej subzóny už V. Zoubek (1930). Superpozíciu časti granitoidov (prípadne aj migmatitov) nateraz možno vysvetliť jednak ako rozsiahly príkrov (prípadne jeho trosky) (A. Klinec 1966), ale aj ako výsledok prešmykového a šupinovitého charakteru tektoniky, príznačnej práve pre veporidy. Podľa charakteristiky zlomových porúch vo vnútorných Karpatoch (M. Maheľ 1969) ide pravdepodobne o prešmyky nižšieho radu. Pre takúto interpretáciu možno nájsť mnoho dokladov. Napr. v okolí Pohronskej Polhory (schéma A. Klinca 1966) sú granitoidy a migmatity nasunuté nielen na svory s amfibolitmi, ale aj na paleogén breznianskej panvy a na biotitické pararuly, ktoré sú zasa nasunuté na spomenuté svory. Iným príkladom sú tri tektonické šupiny vyznačené na mape D. Kubínym (1959), ktoré podľa lokalít označil P, Š, K (Polhora, Šumiac, Kráľová hoľa).

Niektoré výskyty granitoidov (napr. v hornej časti doliny Malužiná) sa celkom vymykajú z predstavy o presunutej pozícii, keďže ležia v najnižšie zarezaných častiach dolín a parabridlice (lokálne migmatitizované) sa nachádzajú v ich nadloží ako normálny kryštalinický plášť. Pri zvážení všetkých okolností však aj v takýchto prípadoch je pravdepodobnejšie predpokladať, že stavba má šupinovitý charakter.

K problému patrí i vekové začlenenie presunov, resp. prešmykov kráľovohoľského komplexu (i iných komplexov). Zatiaľ čo sa pri hlavnej mase veporidných granitoidov (na mnohých miestach neoidne zbridličnatených) dá s určitosťou hovoriť o predalpínskom veku, granitoidy, na ktorých leží posunutý komplex Hladomornej doliny, sú pravdepodobne kriedového veku. Súdime tak podľa celkového charakteru horniny a podľa vystupovania v blízkosti význačnej alpínskej, lubenícko-margecianskej línie. Niektoré násuny, ako sme už uviedli príklad z okolia Pohronskej Polhory, môžu byť dokonca až popaleogéneho veku. Treba uvážiť, či nie je to len prešmyk nazvaný predný zlom. Na druhej strane, ak obalové série (ležia aj na granitoidoch) považujeme za autochtónne, k presunom kryštalinických komplexov mohlo dôjsť i vo variskej epoche. V takomto prípade by sa presuny týchto más nemohli diať súčasne s presunom subtatranských príkrovov. To je však málo pravdepodobné. Práve naopak, mnohí autori, vychádzajúc z rôznych aspektov, potvrdili, že premena hornín mezozoických a kryštalinických komplexov tatraveporíd v alpínskej ére má niekedy spoločného menovateľa — tektonické presuny (treba ale poznamenať, že v inom ponímaní než v minulosti, k čomu sa ešte vrátime). Vo veporidách je teda problematické predpokladať všeobecné jestovovanie kráľovohoľského komplexu ako tektonickej jednotky.

Za súčasného stavu poznatkov je v členení veporidného kryštalinika nedoriešené aj postavenie komplexu, resp. pruhu rúl v doline Hrona. Nachádzajú sa tu ako tektonický element na kryštalických bridliciach. Ťažko však usúdiť, či tvoria aj samostatný stratigrafický horizont, alebo sú súčasťou hronského komplexu s inou tektonickou minulosťou.

V predchádzajúcej časti sme sa už dotkli problému diaftorézy vo veporidách. Podľa D. Kubínyho (1958) má táto v kráľovohoľskej subzóne (v zmysle V. Zoubka 1930) odlišný charakter. V krakľovskej zóne sa odohrávali intenzívne hĺbkové dislokačné pochody a zošupinatenie. V kráľovohoľskej zóne bolo zbridličnatenie spôsobené pohybovou aktivitou iného rázu, preto má menší hĺbkový dosah, mierny úklon bridličných plôch a posun jednotlivých krýh pozdĺž nich. Rozdiely svedčia o špecifickom tektonickom režime v jednotlivých subzónach, ktorý mohol byť ovplyvnený aj rôznou plasticitou prostredia, hlavne nerovnomerným rozložením granitoidov. Tieto majú pri tektonických procesoch iné mechanické vlastnosti než relatívne plastickejšie kryštalické bridlice. Preto A. Klinec (1971) hľadá príčinu alpínskej metamorfózy vo vzniku metamorfného frontu pri vytláčaní granitoidov. Z petrografických poznatkov S. Vránu (1966) vyplýva, že pri presunoch subtatranských príkrovov sa nemohli vytvoriť v podloží také PT-podmienky, aby vznikli alpínske metamorfity dnešných typov. Isté je, že prvotný impulz k uvedeným

procesom treba hľadať vo vnútri fundamentu, v jeho zložitom tektonickom štýle, keď tu vznikli vrásy i zlomy, prešmyky, kryhy, šupiny, lokálne prehnietenie i deštrukcia v dôsledku presunov mezozoických más. Táto zložitosť zodpovedá aj priestorovému rozloženiu procesov diaftorézy, ktoré sa uplatnili len v určitých zónach, resp. nepravidelne obmedzených rajónoch. Na základe týchto poznatkov treba prehodnotiť staršie názory o regionálnom charaktere diaftorézy vo veporidách — jej rozsah je zrejme menší, než sa predpokladalo. Tento problém naviac vyžaduje určitú opatrnosť, aby sme o diaftoréze nehovorili len na základe určitých minerálnych premien, ale zásadne v ich spojení s intenzívnymi tektonickými pohybmi. Diaftority by mali byť charakterizované parakinematickou rekryštalizáciou.

Ak máme napokon zodpovedať na otázku, v akom svetle sa dnes javí členenie veporidnej tektonickej jednotky na subzóny v zmysle starších koncepcií, možno v prvom rade konštatovať nepochybne existenciu pohorelskej i muránskej línie. Obidve sú dokázané nielen geologickými prácami, ale aj geofyzikálnymi (O. Fusán et al. 1971). Pohorelská línia predstavuje prešmyk regionálneho charakteru (M. Maheľ 1969), pričom je dodnes nejasný jej priebeh v území severne od Hrona, kde je možné uvažovať s niekoľkými alternatívami. O jej prešmykovej povahe svedčí aj disharmónia štruktúrnych elementov (plochy S_1, W_2 i disjunktívne dislokácie radu 1—10 m) po oboch stranách jej priebehu, t. j. v krakľovskej a kráľovohoľskej subzóne (K. Siegl 1967). Muránska línia sa javí ako iný typ poruchy, len lokálne predstavuje prešmyk so strmým sklonom. Niektorí autori ju však považujú za mladý zlom poklesového charakteru (D. Andrusov 1965). Zostáva teda posúdiť, či uvedené tektonické línie rozdeľujú veporidy na subzóny tak, že každá z nich predstavuje osobitný vývoj kryštalinika v materiálovej podstate alebo v tektonike. I keď z prác mnohých autorov vyplýva, že geologické zloženie jednotlivých subzón je často rozdielne, na väčšie diferencie poukazujú tektonické prejavy, a to napriek tomu, že sa už nespájajú s úvahami o „koreňových zónach" subtatranských príkrovov. Napr. zatiaľ čo v krakľovskej subzóne sú mezozoické elementy výrazne zvrásnené, v kráľovohoľskej zóne leží gemeridný príkrov Muránskej planiny takmer vodorovne. Iným dokladom je osobitný tektonický štýl v kohútskej subzóne, na ktorý poukazuje komplex Hladomornej doliny v tektonickom styku s podložným granitom pravdepodobne alpínskeho veku, o čom už bola zmienka v predchádzajúcej časti (tu je možno skrytá ďalšia tektonická línia, ktorú možno sledovať na základe gravimetrických máp v podloží neovulkanitov — O. Fusán et al. 1971).

Záverom možno povedať, že aj z hľadiska nových poznatkov možno akceptovať členenie veporíd na subzóny, predovšetkým podľa tektonických aspektov. V tomto ohľade sa však nepotvrdila koncepcia z roku 1960 (M. Máška — V. Zoubek), v ktorej sa zóne Kohúta pripisuje samostatné postavenie. Kohútska zóna so svojím relatívne veľkým komplexom fylitov a svorov pravdepodobne paleozoického veku sa líši od ďalších subzón, ďalšími znakmi (napr. granitoidmi) sa však jednoznačne javí ako neoddeliteľná súčasť vývoja veporidnej tektonickej jednotky.

Do tlače odporučil M. Maheľ.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1965: Aktuelle Probleme der Karpatentektonik. Dtsch. geol. Gesell., 116.

FUSÁN, O. — IBRMAJER, J. — PLANČÁR, J. — SLÁVIK, J. — SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborn. geol. Vied, Západné Karpaty, 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KLINEC, A. 1966: Kproblémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zborn. geol. Vied, Západné Karpaty, 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KLINEC, A. 1971: O vzťahu alpínskej metamorfózy k tektonickým pochodom (Západné Karpaty). Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KLINEC, A. 1973: Je vo veporidnom kryštaliniku zastúpené paleozoikum? Geol. Práce, Správy 60. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KLINEC, A. — LEHOTSKÝ, I. — VRÁNA, S. 1962: Vysvetlivky k listu Revúca 1:50 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KLINEC, A. — VOZÁR, J. 1971: Diskusia k tektonike veporidného kryštalinika, chočskej jednotky a tzv. heľpianskeho mezozoika. Geol. Práce, Správy 56. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KUBÍNY, D. 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. Geol. Práce, Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KUBÍNY, D. 1959: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. Geol. Práce, Správy 16. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

LEHOTSKÝ, I. 1962: Diaftoréza a mylonitizácia v kryštaliniku Západných Karpát a ich časové rozčlenenie. Geol. Práce, Správy 62. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MAHEĽ, M. 1969: Zlomy a ich úlohy počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MÁŠKA, M. — ZOUBEK, V. (in T. BUDAY et al.) 1960: Tectonic development of Czechoslovakia. Nakl. Čs. Akad. Věd, Praha.

SIEGL, K. 1967: Predbežné výsledky štúdia tektoniky kryštalinika veporíd a tatríd medzi Sihlou a Ďumbierom. Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geologica, 12, Bratislava.

ŠUF, J. 1933: Nástin geologických poměrů území západně od Železníka na Slovensku. Věst. Král. čes. Společ. Nauk, Praha.

UHLIG, V. 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien — Leipzig.

VRÁNA, S. 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederata-Serie im Mittelteil der Veporiden. Zborn. geol. Vied, Západné Karpaty, 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ZOUBEK, V. 1930: Geologické studie z koreňové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně od Podbrezové. Věst. Stát. geol. Úst., 6, Praha.

ZOUBEK, V. (in M. MAHEĽ et al.) 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-22 Banská Bystrica. Bratislava.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 163—179 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Jozef Fides

Určovanie hydraulickej kvality filtračnej časti hydrogeologických vrtov čerpacími skúškami

6 obr. v texte

Abstract. Exact hydraulic parameters of the aquifer studied and of the pumping device proper may be obtained by pumping tests of short duration, applying the method of unsteady flow, and by step tests with increasing delivery. A dewatering hole in the brown-coal deposit at Modrý Kameň serves an example of valuation of tests of both types.

Jedným z vážnych problémov inžinierskej hydrogeológie je realizácia odvodňovacích alebo zachytávacích vrtov (studní) s takou kvalitnou filtračnou časťou, ktorá umožňuje v maximálnej miere využiť prirodzené filtračné vlastnosti záujmového zvodneného obzoru, a to najmä v terénoch, ktoré sú vytvorené zo strednozrnných až jemnozrnných pieskov s nízkymi hodnotami koeficientu filtrácie.

Z ekonomického hľadiska sú pre zásobovanie vodou vhodné studne s určitou minimálnou výdatnosťou a samozrejme aj životnosťou. Podobná požiadavka je v podstate aktuálna aj pri odvodňovaní ložísk úžitkových nerastov, kde je odvodňovanie pomocným procesom zabezpečujúcim hlavnú činnosť — exploatáciu ložiska, a preto treba odvodnenie zabezpečiť minimálnym počtom objektov.

Prúdenie podzemnej vody k vrtu

Ideálny vrt

Základnú rovnicu pre neustálené prúdenie k úplnému (dokonalému) čerpaciemu vrtu pre nekonečnú zvodnenú vrstvu s napätou hladinou, ohraničenú zdola i zhora nepriepustnými vrstvami (hydrogeologickými izolátormi), odvodil C. V. Theis (napr. in. I. Mucha 1973 a, b) v tvare

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \qquad (1)$$

kde

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \qquad (2)$$

Ing. J. Fides, Banský výskumný ústav, 971 13 Prievidza

V prípade dostatočne nízkej hodnoty u možno dosiahnuť pomerne presné riešenie aplikáciou rovnice C. E. Jacoba (in I. Mucha 1973 a, b)

$$s = \frac{2{,}303\,Q}{4\pi T} \lg \frac{2{,}246\,Tt}{Sr^2} \tag{3}$$

Ak je splnená podmienka

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} < 0{,}03$$

chyba vo výpočtoch v porovnaní s presným riešením (1) bude menšia ako 1 %, čo je pre inžiniersku prax v hydrogeológii prijateľná presnosť.

Čerpacia skúška uskutočnená metódou neustáleného prúdenia a vyhodnotená napr. zjednodušenou metódou Jacoba charakterizuje zvodnenú vrstvu len do vzdialenosti zásahu depresného kužeľa. Ak čiara v semilogaritmickom grafe má priamkový charakter, potom do vzdialenosti R neexistuje z hľadiska hydrauliky podzemných vôd okrajová podmienka a vrstva sa do času čerpania chová ako nekonečná vrstva.

Polomer dosahu depresného kužeľa R vypočítame podľa vzťahu (I. Mucha 1973 a)

$$R = \sqrt{\frac{t}{(t/r^2)_o}} \tag{4}$$

lebo

$$(t/r^2)_o = \frac{S}{2{,}246\,T} \tag{5}$$

čiže, po dosadení (5) do (4)

$$R = \sqrt{\frac{2{,}246\,Tt}{S}} \tag{6}$$

Dosadením (6) do Jacobovej rovnice (3) dostaneme

$$s = \frac{2{,}303\,Q}{4\pi T} \lg \frac{R^2}{r^2} \tag{7}$$

po úprave

$$s = 0{,}366 \frac{Q}{T} \lg \frac{R}{r} \tag{8}$$

čo je známa Dupuit-Thiemova rovnica.

Na určenie prítoku Q môžeme rovnicu (8) prepísať do tvaru

$$Q = \frac{2{,}73\,Ts}{\lg R - \lg r} \tag{9}$$

Označme

$$\frac{2{,}73\,T}{\lg R - \lg r} = A \tag{10}$$

Po dosadení (10) do (9) dostaneme rovnicu čiary výdatnosti v tvare

$$Q = As \tag{11}$$

a rovnicu mernej výdatnosti v tvare

$$A = \frac{Q}{s} \tag{12}$$

$$a_R = \frac{1}{A} = \frac{\lg R - \lg r}{2{,}73\,T} \tag{13}$$

Rovnica (13) vyjadruje zníženie ako výsledok radiálneho prúdenia podzemnej vody v zvodnenej vrstve s napätou hladinou (I. Mucha 1972).

Reálny vrt

Pre prúdenie podzemnej vody k neúplnému vrtu a v prípade existencie doplňujúceho odporu na plášti vrtu rovnicu (8) môžeme prepísať pre laminárne prúdenie do tvaru (I. Mucha 1972)

$$s_r = 0{,}366\frac{Q}{T}\left[\lg\frac{R}{r} + 0{,}217\xi_0 + 0{,}217\frac{b}{l-d}\varphi\right] \tag{14}$$

kde ξ_0 = konštanta hydraulicky charakterizujúca neúplnosť studne,
φ = súčiniteľ hladinového skoku,
l = dĺžka filtra,
d = vzdialenosť hlavy filtra od stropu zvodneného obzoru.

Pre prípad zabudovania filtra na celú hrúbku zvodneného obzoru b, teda pre prípad úplného vrtu

$$\xi_0 = 0, \frac{b}{l-d} = 1$$

Rovnicu (14) môžeme prepísať po úprave do tvaru

$$s_r = 0{,}366\frac{Q}{T}\lg\frac{R}{r} + 0{,}0795\frac{Q}{T}\varphi \tag{15}$$

Rovnica (15) udáva zníženie hladiny v úplnom reálnom vrte. Na pravej strane rovnice prvý člen je vlastne rovnica (8), udávajúca zníženie v ideálnom vrte, druhý člen reprezentuje zníženie vo vrte, vyvolané hladinovým skokom (skin efekt).

Môžeme teda napísať

$$S_e = 0{,}0795\frac{Q}{T}\varphi \tag{16}$$

a rovnicu (15) zjednodušiť do tvaru

$$sr = s + S_e \tag{15a}$$

Ak delíme rovnicu (15) čerpaným množstvom Q dostaneme

$$\frac{s_r}{Q} = 0{,}366\frac{\lg R - \lg r}{T} + \frac{0{,}0795}{T}\varphi \tag{17}$$

Na pravej strane prvý člen je v podstate rovnica (13), druhý člen môžeme označiť $a\varphi$, potom:

$$\frac{s_r}{Q} = a_R,\ \varphi = a_R + a\varphi \tag{18}$$

a

$$s_r = a_R Q + a\varphi Q \tag{19}$$

z čoho

$$S_e = a\varphi Q \tag{20}$$

Jacob dáva pre reálny vrt rovnicu:

$$s_r = aQ + cQ^2 \tag{21}$$

kde súčiniteľ *a* vyjadruje odporový súčiniteľ zníženia pri laminárnom prúdení v samotnej zvodnenej vrstve aj na plášti vrtu a súčiniteľ *c* odporový súčiniteľ, uplatňujúci sa pri turbulentnom prúdení.

Skúšky na zistenie kvality filtra

a) Čerpacia skúška so stupňovitým zvyšovaním výdatnosti

Na určenie rovnice reálneho čerpacieho vrtu navrhuje C. E. Jacob (in G. Castaby 1963) vykonať 2 čerpacie skúšky na 2 rozdielne zníženia, pričom má byť zachovaná podmienka

$$\frac{s_r}{s_r max} < 2, \tag{22}$$

kde s_r je zníženie vo vrte pri čerpanom množstve Q,
$s_r max.$ je maximálne zníženie.

Koeficienty *a*, *c* z rovnice (21) sú definované vzťahmi

$$c = \frac{s_{r2}.Q_1 - s_{r1}.Q_2}{Q_1.Q_2(Q_2 - Q_1)} \tag{23}$$

$$a = \frac{s_{r1}}{Q_1} - cQ_1 \tag{24}$$

I. Mucha (1972) navrhuje pre rovnaký účel čerpaciu skúšku so stupňovitým zvyšovaním výdatnosti pri neustálenom prúdení tak, že medzi jednotlivými stupňami (zmenami výdatnosti) sa zachová rovnaký časový interval Δt, pričom je tento kratší ako čas potrebný na ustálené prúdenie a rozšírenie depresného kužeľa k okrajovej podmienke. Za najvýhodnejšie považuje čerpanie o viac ako 3—4 stupne, pričom posledný stupeň má mať čo najväčšiu výdatnosť. Posledný stupeň sa môže predĺžiť aspoň na 24 hodín a bezprostredne za ním sa vykoná stúpacia skúška. Získajú sa tak podklady pre stanovenie prietočnosti T.

Trvanie jednotlivých stupňov Δt pre prúdenie s napätou hladinou sa navrhuje v rozmedzí 20—100 minút. Vyhodnotenie takejto skúšky spočíva vo výpočtoch merného zníženia s_r/Q pre jednotlivé stupne. Hodnoty sa vynesú do grafu s_r/Q oproti Q. Spojnica bodov je priamka, ktorá vytína na súradnici s/Q hodnotu a_R, φ. Vypočíta sa a_R podľa rovnice (13). Vynesením do grafu alebo početne s použitím rovnice (18) upravenej v tvare

$$a\varphi = a_r, \varphi - a_R \tag{18a}$$

stanovíme súčiniteľ $a\varphi$.

Sklon priamky určuje koeficient *c*

$$\mathrm{tg}\,\alpha = \frac{\Delta\left(\frac{s}{Q}\right)}{\Delta Q} = c \tag{25}$$

Člen cQ^2 v rovnici)21) existuje len vtedy, keď je prekročená kritická rýchlosť prúdenia na plášti vrtu alebo v zvodnenej vrstve. V pieskových obzoroch súčiniteľ *c* vyjadruje buď nelineárnu stratu tlakovej výšky v dôsledku zmeny priepustnosti priťažením nadložia pri čerpaní, alebo veľký tlakový spád v prifiltrovej zóne, ktorej priepustnosť sa zmenšuje tým, že časť jemnozrnného materiálu prúdiaceho s vodou zostáva pri filtri (I. Mucha, ústne oznámenie).

b) Čerpacia skúška s jedným pozorovacím vrtom

Čerpacia skúška s jedným pozorovacím vrtom metódou neustáleného prúdenia pre grafické hodnotenie podľa typových kriviek alebo zjednodušeným riešením má trvať tak dlho, aby sa grafický záznam mohol zhodnotiť do času približne až (I. Mucha 1974)

$$t = \frac{100\,Sr^2}{T} \tag{26}$$

V takomto prípade sa zistí súčiniteľ hladinového skoku φ z hodnôt $\left(\frac{t}{r^2}\right)o, \varphi$, $\left(\frac{t}{r^2}\right)o, p$ podľa rovnice

$$\varphi = 2{,}303 \left[\lg\left(\frac{t}{r^2}\right)_{o,p} - \lg\left(\frac{t}{r^2}\right)_{o,\varphi} \right] \qquad (27)$$

Priamo graficky sa určí hodnota hladinového skoku S_e (napríklad J. Fides—I. Mucha 1975). Táto hodnota však platí len pre dané čerpané množstvo.

Na výpočet hladinového skoku pre rôzne hodnoty Q môžeme použiť vpredu odvodenú rovnicu (15) resp. (16). Nakoľko platí rovnica (20)

$$S_e \doteq a\varphi\, Q$$

ale aj

$$S_e = 0{,}0795 \frac{Q}{T} \varphi \qquad (16)$$

môžeme napísať

$$a\varphi Q = 0{,}0795 \frac{Q}{T} \varphi \qquad (28)$$

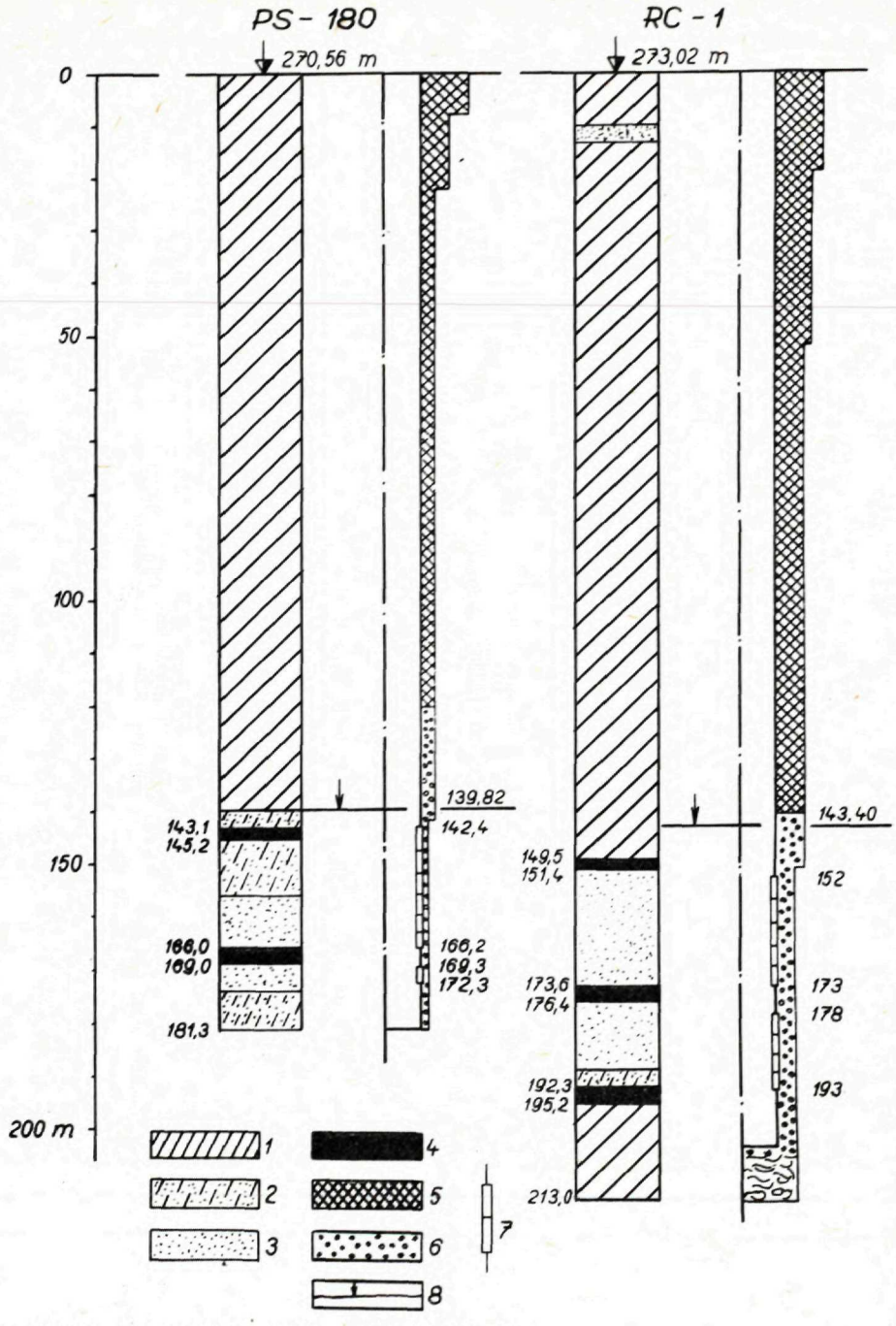
čiže

$$a\varphi = \frac{0{,}0795}{T} \varphi \qquad (29)$$

S použitím súčiniteľa hladinového skoku φ z čerpacej skúšky s jediným pozorovacím vrtom môžeme podľa rovnice (16) vypočítať hladinový skok pre rôzne čerpané množstvá, prípadne podľa rovnice (29) vypočítať súčiniteľ $a\varphi$ a takto určenú hodnotu konfrontovať s hodnotou stanovenou z čerpacej skúšky so stupňovitým zvyšovaním výdatnosti.

Príklad z modrokamenského hnedouhoľného ložiska

Na modrokamenskom hnedouhoľnom ložisku, ktoré je súčasťou juhoslovenskej uhoľnej panvy, sa dobývajú hnedouhoľné sloje uložené v spodnohelvétskom produktívnom súvrství. Sedimentácia tohto súvrstvia sa udiala v lagúnach a pobrežných jazerách, ktoré sa vytvárali transgresiou helvétskeho mora. V dôsledku toho má produktívne súvrstvie pestrý faciálny vývoj: časté nasadzovanie a vykliňovanie vrstiev, krížové zvrstvenie, striedanie hrubozrnnejších pieskov s jemnozrnnými až ílovitými pieskami. Na báze produktívnych vrstiev obyčajne ležia sivozelené plastické íly alebo ílovité piesky s charakterom hydrogeologického izolátora. Produktívne vrstvy sú vytvorené prevažne z kremitých pieskov rôznych zrnitostí s lavicami prekremenených pieskovcov, miestami aj ílov a s dvomi až tromi uhoľnými slojmi. Kremité piesky majú pórovitosť m = 37,5 % a koeficient uľahlosti D = 1,0 (J. Fides 1961). Na produktívnych vrstvách leží 100 až 150 m

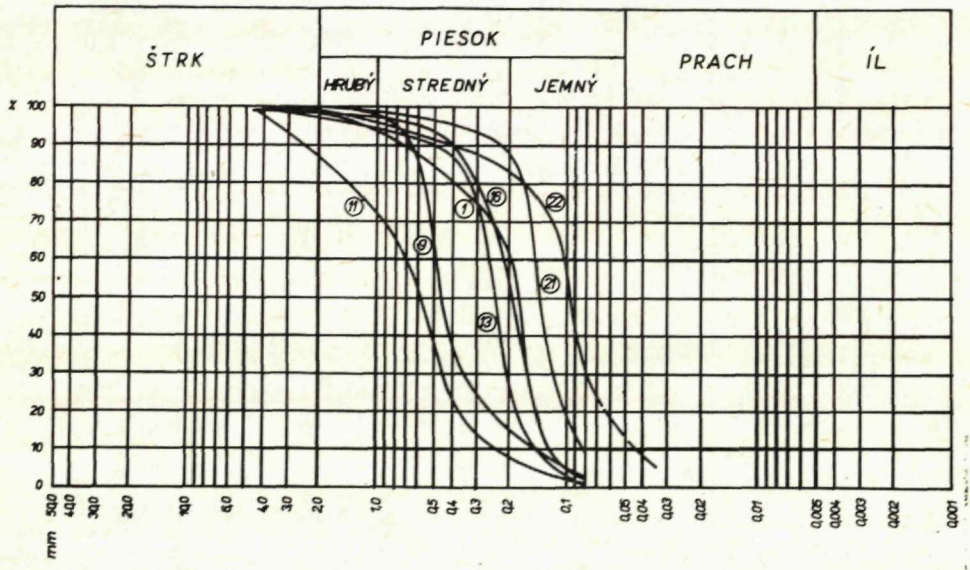


Obr. 1 Geologicko-technický profil vrtov RC-1 a PS-180.
Vysvetlivky: 1 — íly, 2 — ílovité peisky, 3 — piesky, 4 — uhlie, 5 — ílové tesnenie, 6 — štrčíkový obsyp filtra, 7 — lepený filter, 8 — ustálená hladina podzemnej vody.

hrubé súvrstvie sladkovodných až brakických monotónnych sivých pelitov s lastúrnatým alebo črepovitým rozpadom, ktoré sa označujú ako nadložné íly. Tieto íly majú prakticky charakter dokonalého hydrogeologického izolátora.

Len menšia časť produktívnej plochy modrokamennského ložiska má nad nadložnými ílmi zachované mladšie vrstvy, a to rzehakiové a mangánové piesky, slienité íly až slienité aleurity v šlírovom vývoji.

Modrokamenské ložisko má viacero zvodnených obzorov. Vo vzťahu k baníckej činnosti je zaujímavý len zvodnený obzor v pieskoch produktívnych vrstiev, ktorý vďaka hydrogeologickým izolátorom v nadloží a podloží má charakter tlakovej zvodne. Táto je zdrojom priamych prítokov vôd do banských prác. Uhoľné sloje rozdeľujú zvodnený horizont na viac podhorizontov, hydraulicky ide však o jeden úzko spojený zvodnený obzor, ktorého koeficient fitlrácie kolíše v rozmedzí 1, 2 až 3,6 m/deň, pričom stredná hodnota je asi 2 m/deň, t. j. $2{,}3.1\acute{y}^{-5}$ m/s (J. Fides 1967).



Obr. 2 Charakteristické krivky zrnitosti pieskov z vrtu RC-1.
Hĺbkové intervaly: 1 — 151,4 až 153 m, 9 — 165 až 166 m, 11 — 169 až 170 m, 13 — 171 až 172 m, 16 — 178 až 179 m, 21 — 187 až 188 m, 22 — 189 až 190 m.

Pôvodná statická hladina zvodneného obzoru pieskov produktívnych vrstiev bola približne na kóte + 180 až + 200 m. Vzhľadom na hypsometriu najrovnomernejšie vyvinutého prvého sloja, ktorý smerom k SZ klesá až na kótu − 40 m, horizont sa postupne mení od voľnej hladiny až po artézsky napätú hladinu s maximálnym pretlakom viac ako 200 m vodného stĺpca.

Na zabezpečenie dobývania sa ložisko intenzívne odvodňuje v prevažnej miere povrchovými čerpacími odvodňovacími vrtmi. Súpravou RC-8L, vybavenou sacím systémom, bol začiatkom roku 1975 odvŕtaný odvodňovací vrt s označením RC-1

pri obci Selce, okres Veľký Krtíš. Geologicko-technický profil vrtu RC-1 je na obr. 1, kde je aj profil staršieho vrtu PS-180, ktorý bol odvŕtaný súpravou Salzgitter PS-150 v roku 1969.

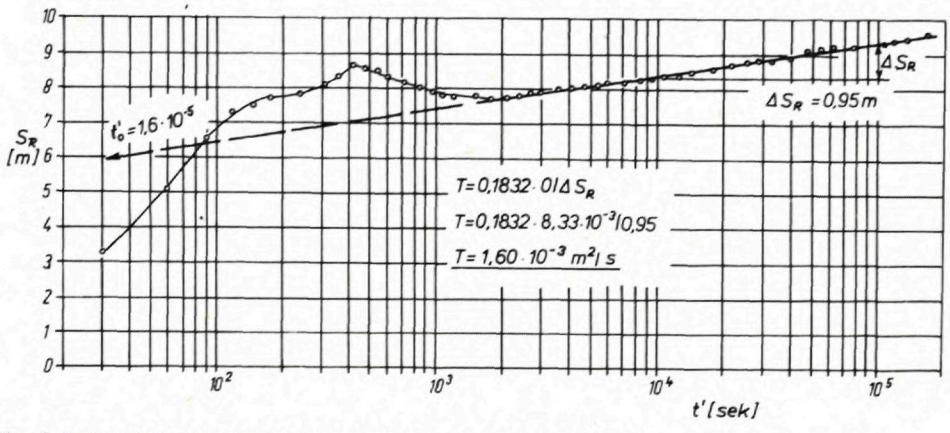
Charakteristické krivky zrnitosti pieskov produktívnych vrstiev sú na obr. 2.

Z charakteristických kriviek zrnitosti možno zistiť, že koeficient nerovnozrnnosti sa pohybuje v rozmedzí od 1,62 do 2,93, teda pod 5, čo svedčí o tom, že piesky sú rovnozrnné.

Po začerpaní vrtu RC-1 s postupne narastajúcou výdatnosťou Q = 5,0 1/s, Q = 5,88 1/s, Q = 6,66 1/s, Q = 7,69 1/s až 8,33 1/s bol vykonaný rad skúšok. Uvediem tie, ktoré charakterizujú dostatočne vlastný záujmový zvodnený obzor aj filtračnú časť vrtu (J. Fides 1975).

Po zastavení začerpávania vrtu bola v čase 5.2. až 7.2. 1975 vykonaná orientačná stúpacia skúška. Jej grafické vyhodnotenie zjednodušenou metódou C. E. Jacoba je na obr. 3. Koeficient prietočnosti pre okolie vrtu RC-1 bol stanovený $T = 1{,}60 . 10^{-3}$ m²/s. Koeficient filtrácie (pre hrúbku pieskov b = 38,1 m):

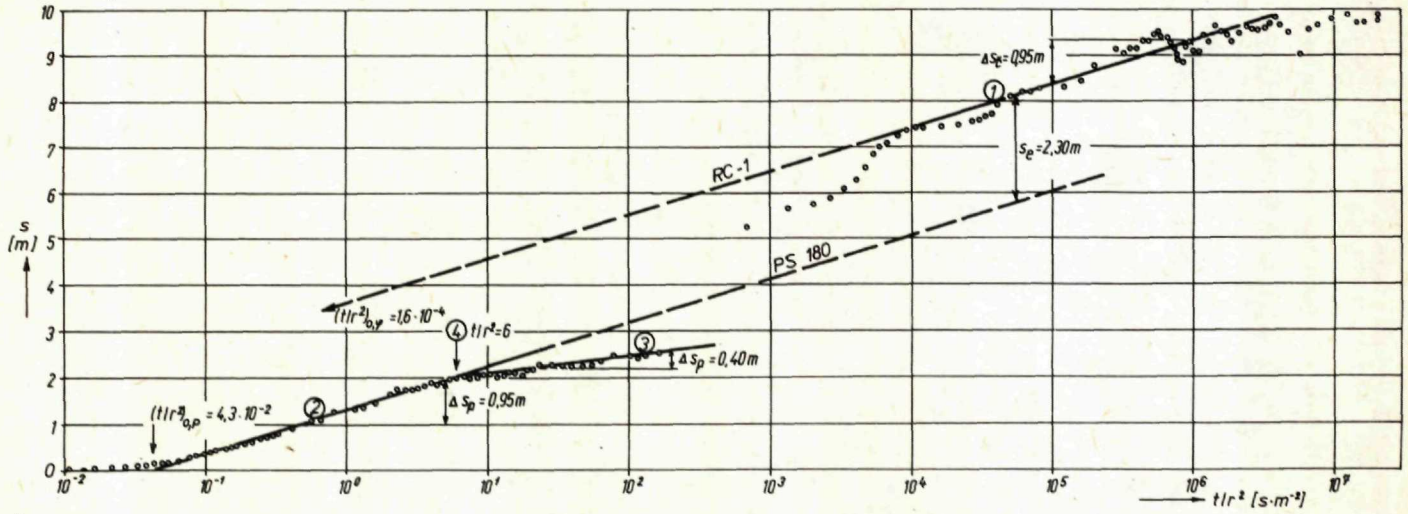
$$k = \frac{T}{b} = \frac{1{,}60 . 10^{-3}}{38{,}1} = 4{,}19 . 10^{-5} \text{ m/s} = 3{,}62 \text{ m/deň}$$



Obr. 3 Orientačná stúpacia skúška na vrte RC-1 po jeho začerpaní.

Začerpávanie vrtu RC-1, ako aj všetky hydrodynamické skúšky tohto vrtu prebiehali za súčasného odvodňovania ložiska, a to čerpaním v priemere 20 povrchovými odvodňovacími vrtmi. Priemerné hodnoty čerpaného množstva:

	vrty	baňa	spolu
január 1975	0,095 m³/s	0,049 m³/s	0,144 m³/s
február 1975	0,116 m³/s	0,045 m³/s	0,161 m³/s
marec 1975	0,109 m³/s	0,046 m³/s	0,155 m³/s



Obr. 4 Dlhodobá čerpacia skúška vrtu RC-1 s pozorovacím vrtom PS-180.

Dlhodobá čerpacia skúška vrtu RC-1 prebiehala v čase od 18. 2. do 11. 3. 1975 za súčasného sledovania hladiny vrtu PS-180, ktorý nebol osadený ponorným čerpadlom a slúžil ako pozorovací vrt. Graficky je táto skúška spracovaná na obr. 4 nanesením s oproti lg t/r^2 vlastného čerpacieho vrtu i z pozorovacieho vrtu PS-180. Počas čerpacej skúšky sa dlhodobo čerpalo v priemere $Q = 8{,}33$ l/s.

Zo značnejšieho rozptylu meraných bodov najmä v čerpacom vrte možno predpokladať menšiu presnosť meraní než v pozorovacom vrte, čo je bežný jav pre dané hĺbky. Podľa barografického záznamu v uvedenom čase neboli totiž zistené výraznejšie zmeny tlaku vzduchu, čo by mohlo mať vplyv na rozptyl meraných hodnôt zníženia hladiny.

Grafické spracovanie čerpacej skúšky podľa C. E. Jacoba (1950) dáva tieto hodnoty:

čiara 1 čerp. vrtu RC-1 má $sč = 0{,}95$ m
čiara 2 piezometra PS-180 $sp = 0{,}95$ m
čiara 3 piezometra PS-180 $sp = 0{,}40$ m

Predĺženie lineárneho úseku čiary 1 pre $s = 0$ vytína $t/r^2_{o,\varphi} = 1{,}6 . 10^{-4}$, podobne u čiary $2\,(t/r^2)_{o,p} = 4{,}3 . 10^{-2}$. Hladinový skok graficky určený pre $Q = 8{,}33$ l/s je $S_e = 2{,}30$ m. Odklon čiary 2 na čiaru 3 začína v bode 4 na súradnici $t/r^2 = 6$, t. j. v čase $6\ r^2 = 6.11088 = 66530$ s.

Pre rozptyl bodov na vrte RC-1 nie je možné jednoznačne interpretovať odklon (lom) čiary 1, hoci z vynesených bodov je evidentný.

Doplňujúce údaje: polomer čerp. vrtu RC-1 $r_o = 0{,}3$ m
vzdialenosť pozor. vrtu PS-180 $r = 105{,}3$ m

Koeficient prietočnosti pre RC-1 aj PS-180:

$$T = 0{,}1832 . Q/\Delta\ s$$
$$T = 0{,}1832 . 8{,}33 . 10^{-3}/0{,}95$$
$$T = 1{,}60 . 10^{-3}\ m^2/s$$

Koeficient storativity (z údajov piezometra PS-180)

$$S = 2{,}246\ T\ \ (t/r^2)_{o,p}$$
$$S = 2{,}246 . 1{,}6 . 10^{-3} . 4{,}3 . 10^{-2}$$
$$S = 1{,}54 . 10^{-4}$$

Koeficient difusivity (koeficient tlakovej vodivosti — piezovodivosti):

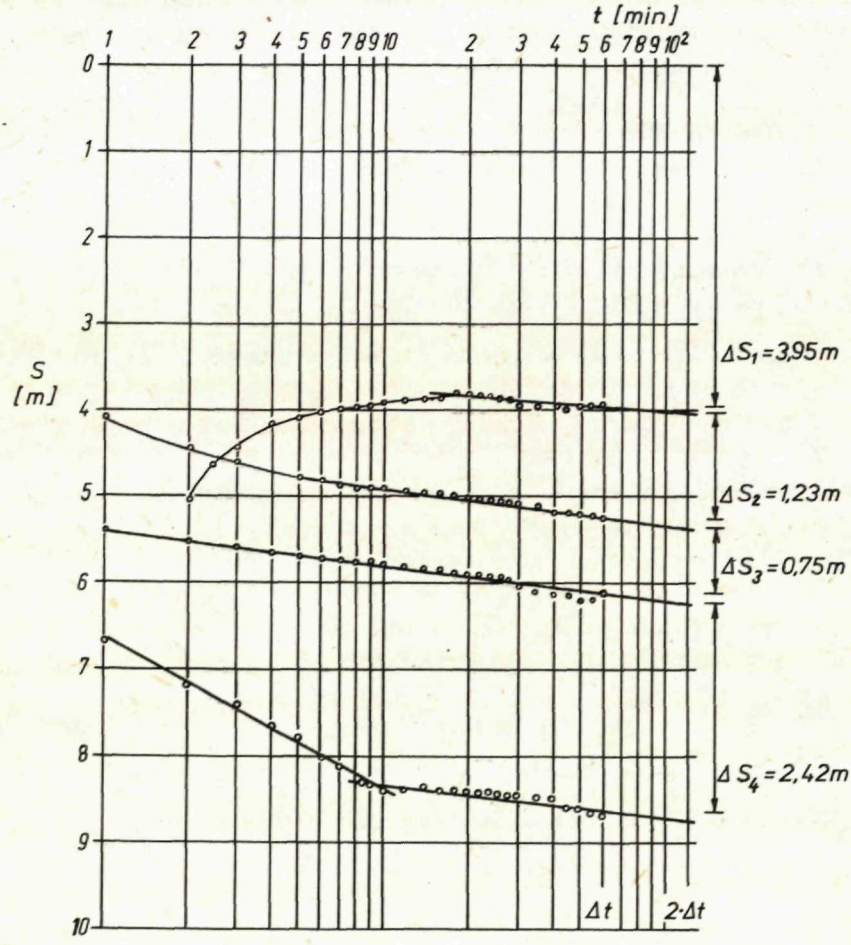
$$D = \frac{T}{S} = \frac{1{,}60 . 10^{-3}}{1{,}54 . 10^{-4}} = 10{,}39\ m^2/s$$

Súčiniteľ hladinového skoku:

$$\varphi = 2{,}303 \left[\lg \left(\frac{t}{r^2} \right)_{o,p} - \lg \left(\frac{t}{r^2} \right)_{o,\varphi} \right] \qquad \varphi = 2{,}303 \lg \frac{4{,}3 . 10^{-2}}{1{,}6 . 10^{-4}} = 5{,}6$$

Po dlhodobej čerpacej skúške bola vykonaná stúpacia skúška. Keďže boli v podstate zistené rovnaké údaje ako počas dlhodobej čerpacej skúšky, výsledky kvôli stručnosti neuvádzame.

Nakoľko okrem parametrov zvodneného súvrstvia bolo treba zistiť aj kvalitu filtračnej časti vrtu, vykonala sa dňa 2. 4. 1975 čerpacia skúška vrtu RC-1 so



Obr. 5 Čerpacia skúška so stupňovitým zvyšovaním výdatnosti na vrte RC-1.

stupňovitým zvyšovaním výdatnosti podľa metodiky spracovanej I. Muchom (1972). Čerpacia skúška sa vykonala na 4 stupne zníženia v trvaní po 60 min. každý stupeň. Po ukončených meraniach na štvrtom stupni sa čerpadlo ponechalo v chode do 10,00 hod. 3. 4. 1975, kedy bola zahájená stúpacia skúška. Predchádzalo jej teda čerpanie v trvaní 20,5 hod., t. j. 73 800 sekúnd s výdatnosťou 9 l/s.

Záznam z čerpacej skúšky so stupňovitým zvyšovaním výdatnosti je spracovaný na polologaritmickom grafe $s - \lg t$ na obr. 5.

Z neho určíme jednotlivé stupne zníženia:

$$s_1 = \Delta s_1 = 3{,}95 \text{ m}$$
$$s_2 = s_1 + \Delta s_2 = 3{,}95 + 1{,}23 = 5{,}18 \text{ m}$$
$$s_3 = s_2 + \Delta s_3 = 5{,}18 + 0{,}75 = 5{,}93$$
$$s_4 = s_3 + \Delta s_4 = 5{,}93 + 2{,}42 = 8{,}35 \text{ m}$$

Vypočítaná špecifická výdatnosť Q/s a špecifické zníženie sú prehľadne uvedené v tab. 1

Tabuľka 1

stupne zníženia hladiny	zníž. hlad. s m	výdatnosť Q $m^3.s^{-1}$	špec. výdat. Q/z $m^2.s^{-1}$	špec. zníž. z/q $m^{-2}.s$
I.	3,95	$4{,}2.10^{-3}$	$1{,}06.10^{-3}$	940
II.	5,18	$5{,}5.10^{-3}$	$1{,}06.10^{-3}$	942
III.	5,93	$6{,}25.10^{-3}$	$1{,}05.10^{-3}$	949
IV.	8,35	$9{,}0.10^{-3}$	$1{,}08.10^{-3}$	928

Z hodnôt Q/s je aj bez grafického spracovania jasné, že špecifická výdatnosť jednotlivých stupňov sa nemení, čo znamená, že indikárorová žiara má lineárny priebeh, charakteristický pre tlakové obzory.
Rozdiely v III. a IV. stupni sú zjavne podmienené nepresnosťou meraní (čerpané množstvo sa meralo do nádoby objemu 100 litrov).

Vynesením hodnôt špecifického zníženia oproti čerpanému množstvu (obr. 6) a spojením bodov graficky stanovíme hodnotu

$$\underline{a_R, \varphi = 940 \text{ m}^{-2}.\text{s}}$$

Súčiniteľ a_R, ktorý predstavuje zníženie ako výsledok radiálneho prúdenia podzemnej vody v zvodnenej vrstve, vyčíslime podľa rovnice (13). Najskôr stanovíme polomer dosahu depresného kužeľa R podľa známeho vzťahu s použitím parametrov zistených dlhodobou čerpacou skúškou:

$$R = 1{,}5\sqrt{Dt}$$

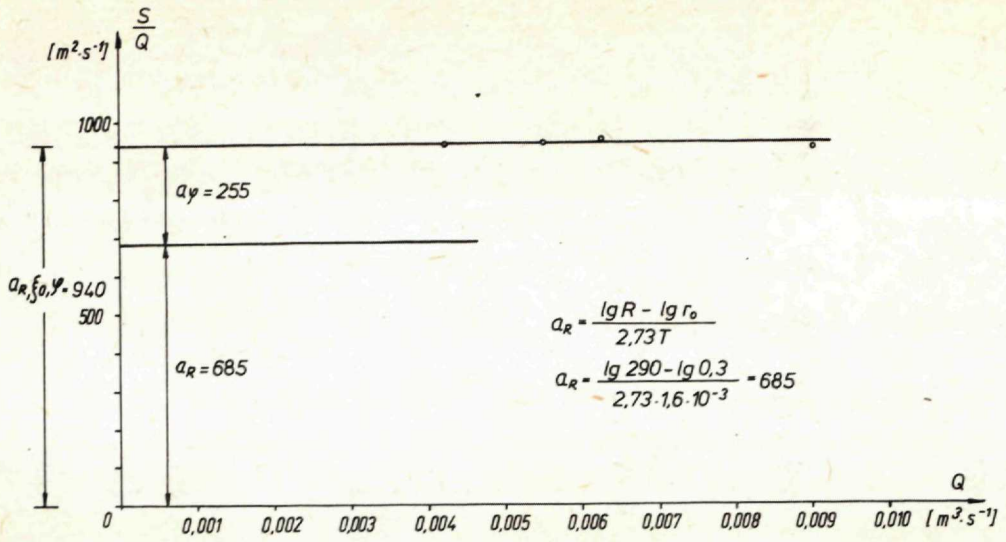
$$R = 1{,}5\sqrt{10{,}39.3600} = 290 \text{ m}$$

Po dosadení do rovnice (13) a výpočte dostaneme

$$a_R = \frac{\lg 290 - \lg 0{,}3}{2{,}73.1{,}60.10^{-3}} = 685 \text{ m}^{-2}\text{s}$$

Vynesením vypočítanej hodnoty a_R do grafu (obr. 6) stanovíme súčiniteľ $a\varphi$ podľa rovnice (18a)

$$a\varphi = a_R, \varphi - a_R$$
$$a\varphi = 940 - 685 = 255 \text{ m}^{-2}\text{ s}$$



Obr. 6 Grafické vyhodnotenie čerpacej skúšky so stupňovitým zvyšovaním výdatnosti na vrte RC-1.

Nakoľko čiara spájajúca jednotlivé body špecifického zníženia je rovnobežná so súradnicovou osou Q, súčiniteľ c z Jacobovej rovnice (21) má nulovú hodnotu. Hladinový skok pre takýto prípad určíme podľa vzťahu (20)

$$S_e = a\varphi \,.\, Q$$

Pri maximálnom čerpanom množstve na štvrtom stupni čerpacej skúšky Q = = 9 l/s má hladinový skok veľkosť

$$S_e = 255 \,.\, 0{,}009 = 2{,}30 \text{ m}$$

Celkové zníženie hladiny v čerpacom, teda reálnom vrte určíme dosadením príslušných hodnôt do rovnice (19). Pre maximálne čerpané množstvo Q = 9 l/s v RC-1 to bude

$$s_r = 685 \,.\, 0{,}009 + 255 \,.\, 0{,}009$$
$$s_r = 6{,}17 + 2{,}30 = 8{,}47 \text{ m}.$$

Ak porovnáme vypočítanú hodnotu zníženia 8,47 m s hodnotou stanovenou pre štvrtý stupeň čerpacej skúšky 8,35 m (tab. 1), vidíme, že hodnoty sú si veľmi blízke. Rozdiel je prakticky zanedbateľný, nakoľko výpočet predstavuje necelé + 1,5 % oproti meranej hodnote.

Dlhodobou čerpacou skúškou na RC-1 s použitím PS-180 ako pozorovacieho vrtu bol vyhodnotením určený súčiniteľ hladinového skoku φ = 5,6. Podľa už odvodenej rovnice (29) ho môžeme previesť na súčiniteľ aφ

$$a\varphi = \frac{0{,}0795}{T}\varphi = \frac{0{,}0795}{1{,}6 \,.\, 10^{-3}}\, 5{,}6 = 278{,}25 \text{ m}^{-2}\text{ s}$$

Z vyhodnotenia čerpacej skúšky so stupňovitým zvyšovaním výdatnosti vyšla hodnota $a\varphi = 255$. Ak budeme považovať hodnotu súčiniteľa $a\varphi$ stanovenú dlhšie trvajúcou čerpacou skúškou s jedným pozorovacím vrtom za hodnotu presnú, teda 100 %, potom hodnota $a\varphi$ určená 4 hodinovou čerpacou skúškou je nižšia približne o -8 %, čo je vzhľadom na dĺžku trvania skúšky, naviac bez pozorovacieho vrtu, výsledok dostatočne presný.

Zo známeho súčiniteľa storativity S môžeme ešte určiť súčiniteľ objemovej pružnosti zvodnenej vrstvy β^* podľa C. E. Jacoba (1950)

$$S = \gamma b \beta^*$$

$$\beta^* = \frac{S}{\gamma b} = \frac{1{,}54 \cdot 10^{-4}}{998 \cdot 38{,}1} = 4{,}05 \cdot 10^{-9}\ \mathrm{m^2/kp}$$

Podľa vzťahov, ktoré uvádzajú napr. D. Duba, I. Mucha, J. Jetel (1967, ďalej vypočítame súčiniteľ objemovej pružnosti vrstvy s použitím súčiniteľa objemovej stlačiteľnosti vody $\beta_k = 491 \cdot 10^{-7}\ \mathrm{cm^2/kp}$ pre tlak od 1 do 25 at a teplotu vody 20 °C.

$$\underline{\beta_v = 2{,}21 \cdot 10^{-9}\ \mathrm{m^{-2}/kp}}$$

Stanovená hodnota svedčí o tom, že piesky produktívnych vrstiev modrokamenského ložiska majú charakter uľahnutých sedimentov. V tejto skutočnosti možno nájsť aj vysvetlenie, prečo sa pri vyhodnotení stupňovitej čerpacej skúšky neprejavil súčiniteľ c; v dôsledku uľahnutosti pieskov sa nemení priepustnosť priťažením nadložia.

Záver

Na určenie kvality filtračnej časti odvodňovacích vrtov môžeme použiť z časového hľadiska veľmi výhodné metódy založené na neustálenom prúdení. V prípade osamoteného čerpacieho vrtu môžeme získať potrebné podklady len čerpacou skúškou so stupňovitým zvyšovaním výdatnosti podľa metódy opísanej I. Muchom (1972). Pre prípad čerpacieho vrtu aspoň s jedným pozorovacím vrtom v primeranej vzdialenosti môžeme vykonať buď uvedenú stupňovitú čerpaciu skúšku alebo minimálne 24 hodín trvajúcu čerpaciu skúšku s jednou konštantnou výdatnosťou.

Treba pripomenúť, že čerpacia skúška na jednej výdatnosti umožňuje určiť súčiniteľ hladinového skoku φ a s použitím rovnice (29) výpočet súčiniteľa a_φ, neumožňuje však výpočet súčiniteľa c.

Opísané dva typy skúšok sú v porovnaní so skúškami pri ustálenom prúdení veľmi rýchle. Stupňovitá skúška trvá spravidla menej ako 8 hodín (v tlakových zvodneniach), skúška na jednej výdatnosti asi 24 hodín. Na základe ich vyhodnote-

nia možno posúdiť kvalitu zabudovania čerpacích (hydrogeologických) vrtov dosť jednoznačnou kvantifikáciou.

Kvalitne vykonaná a vyhodnotená stupňovitá čerpacia skúška umožňuje získať prakticky objektívne hodnotenie kvality filtračnej časti vrtov v tej istej lokalite i v rôznych lokalitách, nakoľko pomer

$$\frac{a_R}{a_R \xi, \varphi}$$

umožňuje v podiele jednotky (alebo v percentách) určiť, v akej miere je schopný čerpací vrt využiť prirodzené filtračné vlastnosti čerpaného obzoru. Takýmto spôsobom možno vcelku objektívne porovnávať rôzne technologické postupy vŕtania, budovania a odpieskovania hydrogeologických a ťažobných (zachytávacích, čerpacích) vrtov.

Do tlače odporučil I. Mucha.

Použité symboly

A	—	merná výdatnosť, $m^2 s^{-1}$
a_R	—	súčiniteľ zníženia ako výsledok radiálneho prúdenia podzemnej vody, $m^{-2} s$
a_R, φ	—	súčiniteľ zníženia, včítane hladinového skoku, $m^{-2} s$
a_φ	—	súčiniteľ hladinového skoku, $m^{-2} s$
b	—	hrúbka zvodnenej vrstvy, m
c	—	súčiniteľ pre nelineárnu tlakovú stratu, $m^{-2} s$
d	—	vzdialenosť hlavy filtra od stropu zvodneného obzoru, m
D	—	súčiniteľ tlakovej vodivosti, difusivity, $m^2 s^{-1}$
k	—	súčiniteľ filtrácie, $m s^{-1}$
l	—	dĺžka filtra, m
m	—	pórovitosť
Q	—	výdatnosť, čerpané množstvo, $m^3 s^{-1}$
$Q_{max.}$	—	maximálne čerpané množstvo, $m^3 s^{-1}$
r	—	polomer, vzdialenosť pozorovacieho vrtu, m
r_o	—	polomer čerpacieho vrtu, m
R	—	polomer dosahu depresného kužela, m
S	—	koeficient pružnej kapacity zvodn. vrstvy (storativity)
S_e	—	hladinový skok, m
t	—	čas, s
t′	—	čas od začiatku stúpacej skúšky, s
t_o	—	čas pre nulovú hodnotu zníženia, s
T	—	súčiniteľ prietočnosti $T = kb$, $m^2 s^{-1}$

$W(u)$ — studňová funkcia pre čerpacie skúšky s konštantnou výdatnosťou
s — zníženie (hladiny), m
$s_č$ — zníženie v čerpacom vrte, m
$s_{max.}$ — zníženie maximálne, m
s_p — zníženie v pozorovanom vrte, m
s_r — zníženie v reálnom vrte (skutočné zníženie v čerpacom vrte), m
s_R — zníženie pri stúpacej skúške (Recovery), m
βk — súčiniteľ objemovej stlačiteľnosti vody, m^2kp^{-1}
βv — súčiniteľ objemovej pružnosti vrstvy, m^2kp^{-1}
β^* — súčiniteľ objemovej pružnosti zvodnenej vrstvy, m^2kp^{-1}
γ — merná tiaž vody, kpm^{-3}
φ — súčiniteľ hladinového skoku
ξo — konštanta hydraulicky charakterizujúca neúplnosť vrtu

Literatúra

CASTANY, G. 1963: Traité pratique des eaux souterraines. Dunod, Paris.

DUBA, D. — MUCHA, I. — JETEL, J. 1967: Hydraulika podzemných vôd hlbokých geologických štruktúr. Slovenské pedagogické nakladateľstvo, Bratislava.

FIDES, J. 1961: Odvodňovanie pieskov produktívneho súvrstvia v Modrokamenských uhoľných baniach. Rukopisná správa (štúdia) Banského výskumného ústavu v Prievidzi.

FIDES, J. 1967: Lepené filtre v hydrogeologických a odvodňovacích vrtoch. Zborník Banského výskumného ústavu, Prievidza, 115—156.

FIDES, J. 1975: Vyhodnotenie čerpacieho odvodňovacieho vrtu RC-1 (lokalita Selce, okres Veľký Krtíš). Rukopisná správa Banského výskumného ústavu, Prievidza.

FIDES, J. — MUCHA, I. 1975: Interpretácia čerpacích skúšok v juhomoravskom lignitovom revíre. Geologický průzkum, 2, Praha, 40—42.

JACOB, C. E. 1950: Flow of Ground water in „Engineering Hydraulics" ed. by Hunter Rouse, Wiley, New York — London.

MUCHA, I. 1972: Čerpacia skúška so stupňovitým zvyšovaním výdatnosti. Problémy inžinierskej geológie a hydrogeológie. Zborník prác absolventov IGHP Žilina a PF UK Bratislava, 115—129.

MUCHA, I. 1973a: Príspevok k racionálnemu navrhovaniu a vyhodnocovaniu čerpacích skúšok. Acta geologica et geographica universitatis Comenianae. Bratislava, 69—91.

MUCHA, I. 1973b: Zásady racionálneho hydrogeologického prieskumu čerpacími skúškami. Habilitačná práca. PF UK Bratislava.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 181—186 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Vladimír Pohánka — Matej Škorvanek

Určenie rozloženia hustoty v zemskom telese z údajov o vonkajšom gravitačnom poli Zeme

Abstrakt. V práci sa podáva riešenie obrátenej úlohy gravimetrie pre určenie rozloženia hustoty v zemskom telese pomocou minimalizácie vhodne zvoleného funkcionálu.

Na základe družicových meraní sa v poslednom čase podarilo určiť väčší počet koeficientov vyššieho rádu v rozvoji potenciálu gravitačného poľa Zeme. Ako je známe, vonkajší potenciál gravitačného poľa Zeme možno vyjadriť tvarom

$$U(r,\varphi,\lambda)=\frac{\varkappa M}{r}\sum_{n=0}^{\infty}\left(\frac{R}{r}\right)^n\sum_{m=0}^{n}P_n^m(\sin\varphi)(V_n^m\cos m\lambda+W_n^m\sin m\lambda), \tag{1}$$

kde R — rovníkový polomer Zeme, r — vzdialenosť od stredu Zeme, φ — zemepisná šírka a λ — zemepisná dĺžka. Koeficienty V_n^m, W_n^m sú funkcie rozloženia hustoty v zemskom telese:

$$\begin{vmatrix}V_n^m\\W_n^m\end{vmatrix}=\frac{\varepsilon_m(n-m)!}{M(n+m)!}\int_v \mathrm{d}r'\,\mathrm{d}\varphi'\,\mathrm{d}\lambda'\,r'^2\cos\varphi'\,\varrho(r',\varphi',\lambda')\left(\frac{r'}{R}\right)^n P_n^m(\sin\varphi')\begin{vmatrix}\cos m\lambda'\\\sin m\lambda'\end{vmatrix}, \tag{2}$$

kde

$$M=\int_v \mathrm{d}r'\,\mathrm{d}\varphi'\,\mathrm{d}\lambda'\,r'^2\cos\lambda'\,\varrho(r',\varphi',\lambda') \tag{3}$$

je celková hmotnosť Zeme, $\varepsilon_m=2-\delta_{m0}$. Hustotu ϱ však nie je možné jednoznačne určiť z potenciálu gravitačného poľa, t. j. z koeficientov V_n^m, W_n^m. Z tohto dôvodu sa doteraz známe koeficienty nepoužívali v úvahách o rozličných modeloch stavby Zeme.

Pokúsime sa vytvoriť takýto najjednoduchší model, pričom nebudeme brať do úvahy fyzikálne podmienky vo vnútri Zeme, ale budeme hľadať rozloženie hustoty, ktoré vyhovuje vzťahom (2) a (3) a je v určitom zmysle najjednoduchšie. Preto budeme požadovať, aby hustota $\varphi(\bar{r})$ minimalizovala funkcionál

$$J=J[\varrho(\bar{r})] \tag{4}$$

V. Pohánka, M. Škorvanek, Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 1, Bratislava

pri podmienke

$$U(\bar{s}) = \varkappa \int_V d^3r \frac{\varrho(\bar{r})}{|\bar{r} - \bar{s}|}, \qquad \bar{s} \in S, \tag{5}$$

kde V je oblasť, v ktorej je hustota nenulová, a S je hranica oblasti V, pričom hustota na hranici S sa musí rovnať vopred zadanej funkcii. Funkcia $\varrho(\bar{r})$ teda musí vyhovovať rovnici

$$\int_V d^3r \frac{\delta J}{\delta \varrho(\bar{r})} \delta\varrho(\bar{r}) + \int_S d^2s \lambda(\bar{s}) \varkappa \int_V d^3r \frac{\delta\varrho(\bar{r})}{|\bar{r} - \bar{s}|} = 0, \tag{6}$$

kde $\lambda(\bar{s})$ je Lagrangeov multiplikátor, z čoho vyplýva

$$\frac{\delta J}{\delta \varrho(\bar{r})} = H(\bar{r}), \qquad \bar{r} \in V, \tag{7}$$

kde

$$H(\bar{r}) = -\varkappa \int_S d^2s \frac{\lambda(\bar{s})}{|\bar{r} - \bar{s}|}, \qquad \bar{r} \in V, \tag{9}$$

takže fukcia $H(\bar{r})$ je harmonická vo vnútri oblasti V. Ak by sme funkcionál J zvolili v tvare $J = \frac{1}{2} \int_V \delta^3 r \varrho(\bar{r})^2$ potom by platilo $\varphi(\bar{r}) = H(\bar{r})$, čo však nemôže byť uspokojivým riešením, pretože $\varrho(\bar{r})$ ako harmonická funkcia v oblasti V nadobúda svoje maximum i minimum na hranici S oblasti V, čo je v rozpore s reálnou situáciou. Preto sme zvolili funkcionál v tvare

$$J = \frac{1}{2} \int_V d^3r \nabla\varrho(\bar{r}) . \nabla\varrho(\bar{r}), \tag{10}$$

z čoho dostaneme

$$\Delta\varrho(\bar{r}) = -H(\bar{r}), \qquad \bar{r} \in V. \tag{11}$$

Ak zavedieme integrálny operátor

$$Gf(\bar{r}) = -\frac{1}{4\pi} \int_V d^3r' \frac{f(\bar{r}')}{|\bar{r} - \bar{r}'|}, \tag{12}$$

potom riešenie rovnice (11) je

$$\varrho(\bar{r}) = -\frac{1}{4\pi} (H_1(\bar{r}) + GH_2(\bar{r})), \qquad \bar{r} \in V, \tag{13}$$

kde $H_1(\bar{r})$, $H_2(\bar{r}) = 4\pi H(\bar{r})$ sú harmonické funkcie v oblasti V.
Funkcie $H_1(\bar{r})$, $H_2(\bar{r})$ môžeme určiť z okrajových podmienok (5) a

$$\varrho(\bar{s}) = \varrho_0(\bar{s}), \qquad \bar{s} \in S, \tag{14}$$

kde $\varrho_0(\bar{s})$ je hustota na povrchu S.

Tab. 1. Priebeh hustoty v zemskom telese aproximovanom guľou

r [km]	$\varphi = 90°$	$\varphi = 0°$ $\lambda = -90°$	$\varphi = 0°$ $\lambda = 0°$	$\varphi = 0°$ $\lambda = 90°$	$\varphi = 0°$ $\lambda = 180°$	$\varphi = -90°$ Θ	$\varphi = 50°$ $\lambda = 20°$
			ϱ [kgm^{-3}]				
0	11947	11947	11947	11947	11947	11947	11947
300	11923	11924	11924	11924	11924	11923	11924
600	11851	11853	11853	11853	11853	11851	11852
900	11730	11735	11735	11735	11735	11730	11732
1200	11561	11570	11570	11570	11570	11561	11565
1500	11344	11357	11357	11357	11357	11344	11350
1800	11079	11097	11097	11097	11097	11079	11087
2100	10766	10790	10790	10790	10790	10766	10776
2400	10405	10435	10435	10435	10435	10405	10417
2700	9996	10033	10033	10033	10033	9996	10011
3000	9539	9583	9583	9583	9583	9539	9558
3300	9035	9086	9086	9086	9086	9035	9056
3600	8483	8541	8541	8541	8542	8483	8507
3900	7884	7949	7949	7948	7949	7884	7911
4200	7238	7309	7309	7308	7309	7238	7267
4500	6545	6620	6620	6620	6620	6544	6576
4800	5805	5884	5884	5883	5884	5804	5838
5100	5018	5100	5100	5099	5100	5018	5052
5400	4186	4268	4268	4267	4268	4185	4219
5700	3307	3387	3387	3386	3387	3306	3340
6000	2382	2457	2458	2456	2458	2381	2413
6300	1412	1479	1480	1478	1480	1411	1440

Najprv sme predpokladali, že Zem môžeme aproximovať guľou polomeru R. Vzhľadom na neznalosť funkcie $\varrho_0(\bar{s})$ sme zvyšné konštanty určili z podmienky minima funkcionálu

$$K = \frac{1}{2}\int_V d^3r\, r^2 \varrho(\bar{r})^2. \tag{15}$$

Riešenie má po určení všetkých voľných parametrov tvar

$$\varrho(r,\varphi,\lambda) = \frac{M}{4\pi R^3}\sum_{n=0}^{\infty}\left(\frac{r}{R}\right)^N \sum_{m=0}^{n} P_n^m(\sin\varphi)\left(\sigma_n^m(r)\cos m\lambda + \tau_n^m(r)\sin m\lambda\right), \tag{16}$$

kde

$$\begin{vmatrix}\sigma_n^m(r)\\ \tau_n^m(r)\end{vmatrix} = \frac{(2n+1)(2n+3)(2n+5)}{4n^2+16n+23}\left[4n+10-(2n+9)\left(\frac{r}{R}\right)^2\right]\begin{vmatrix}V_n^m\\ W_n^m\end{vmatrix}. \tag{17}$$

Použitím hodnôt koeficientov V_n^m, W_n^m z práce [3] sme vypočítali rozloženie hustoty v zemskom telese v trojrozmernej sieti s krokom $\Delta r = 300$ km, $\Delta\varphi = 10°$ a $\Delta\lambda = 10°$ (vybrané hodnoty sú uvedené v tabuľke 1). Toto rozloženie nemožno

Tab. 2. Priebeh hustoty v zemskom telese aproximovanom rotačným elipsoidom

r [km]	$\varphi = 90°$	$\varphi = 0°$ $\lambda = -90°$	$\varphi = O°$ $\lambda = O°$	$\varphi = O°$ $\lambda = 90°$	$\varphi = O°$ $\lambda = 180°$	$\varphi = -90°$ Θ	$\varphi = 50°$ $\lambda = 20°$
			ϱ [kgm^{-3}]				
0	11987	11987	11987	11987	11987	11987	11987
300	11964	11963	11963	11963	11963	11964	11964
600	11893	11891	11891	11891	11891	11893	11892
900	11775	11771	11771	11771	11771	11775	11773
1200	11610	11602	11602	11602	11602	11610	11607
1500	11397	11386	11386	11386	11386	11397	11393
1800	11137	11121	11122	11121	11122	11137	11131
2100	10830	10809	10809	10809	10809	10830	10821
2400	10475	10449	10449	10449	10449	10475	10464
2700	10072	10041	10041	10041	10041	10072	10060
3000	9621	9586	9586	9586	9586	9621	9607
3300	9122	9083	9083	9083	9083	9122	9106
3600	8575	8533	8533	8533	8533	8575	8558
3900	7979	7936	7936	7935	7936	7978	7961
4200	7334	7292	7292	7291	7292	7333	7317
4500	6639	6601	6601	6600	6601	6639	6624
4800	5895	5864	5864	5863	5864	5894	5882
5100	5100	5080	5080	5079	5080	5100	5092
5400	4256	4250	4250	4249	4250	4255	4253
5700	3360	3374	3375	3373	3374	3359	3366
6000	2413	2453	2453	2452	2453	2412	2429
6300	1414	1486	1487	1485	1487	1413	1444

Použité hodnoty pri výpočte
$M = 5{,}973166 . 10^{24}$ kg
$R = 6378140$ m
$\varepsilon = 1/298{,}256$

považovať za uspokojujúce, pretože hustota na póloch je menšia ako na rovníku, pričom rozdiel je omnoho väčší než ostatné nehomogenity, ktoré sme sa snažili určiť. Nepresnosť je spôsobená tým, že sme neuvažovali so sploštením Zeme. Presné riešenie nášho problému pre elipsoid (hoci len rotačný) je spojené s extrémnymi matematickými ťažkosťami. Preto sme využili skutočnosť, že sploštenie Zeme ε je omnoho menšie ako jedna, takže riešenie môže postupovať podľa parametra ε. Ak sme vzali do úvahy lineárne priblíženie vzhľadom na ε, dostali sme riešenie v tvare (16), kde

$$\begin{vmatrix} \sigma_n^m(r) \\ \tau_n^m(r) \end{vmatrix} = \frac{n_1 n_3 n_5}{N_n}(2n_5 - n_9 x^2) \begin{vmatrix} V_n^m \\ W_n^m \end{vmatrix} +$$

$$+ \frac{\varepsilon n_5}{N_n}\left[\frac{n_7 n_9}{n_3 n_{11} N_{n+2}}(2n_3 A_n - n_5 B_n x^2)(n+m+2)(n+m+1)\begin{vmatrix} V_{n+2}^m \\ W_{n+2}^m \end{vmatrix} + \right. \tag{18}$$

Tab. 3. Porovnanie s modelom Zeme HBl

	HBl			HBl	
r [km]	ϱ [kgm^{-3}]	ϱ [kgm^{-3}]	r [km]	ϱ [kgm^{-3}]	ϱ [kgm^{-3}]
0	12460	11987	4171	5188	7370
171	12455	11980	4371	5087	6917
371	12437	11951	4571	4983	6443
571	12405	11901	4771	4877	5947
771	12360	11829	4971	4768	5431
971	12301	11737	5171	4655	4893
1171	12229	11623	5371	4538	4334
1250	12197	11572	5387	4529	3289
1371	12130	11488	5571	4380	3754
1389	12121	11475	5721	4200	3305
1571	12017	11332	5721	4150	3305
1771	11887	11154	5771	4075	3153
1971	11737	10956	5871	3925	2845
2171	11570	10736	5958	3795	2572
2371	11383	10494	5971	3775	2531
2571	11176	10232	6021	3700	2372
2771	10948	9948	6021	3441	2372
2971	10697	9644	6071	3424	2212
3171	10421	9318	6171	3387	1887
3371	10121	8971	6271	3348	1558
3493	9927	8748	6311	3332	1424
3493	5527	8748	6356	3313	1273
3571	5487	8602	6356	2840	1273
3771	5387	8213	6371	2840	1223
3971	5288	7802			

$$+\frac{n_1}{n_3 N_{n-2}}(2n_3C_n - n_9D_n x^2)(n-m)(n-m-1)\left|\begin{matrix}V^m_{n-2}\\ W^m_{n-2}\end{matrix}\right| +$$

$$+\frac{n_1 n_5}{n_{-1}}(2n_3 - n_9x^2)(2n(n+1)-2m^2-1)\left|\begin{matrix}V^m_n\\ W^m_n\end{matrix}\right|\Big],$$

pričom $x=\frac{r}{R}$, $n_k = 2n+k$, $N_n = n_3n_5+8$,

$A_n = n_1^3 + 19n_1^2 + 106n_1 + 152,$
$B_n = n_1^3 + 22n_1^2 + 136n_1 + 144,$
$C_n = n_1^3 + 5n_1^2 + 22n_1 + 80,$
$D_n = n_1^3 + 6n_1^2 + 40n_1 + 96.$

Pomocou týchto vzťahov sme opäť vypočítali rozloženie hustoty vo vnútri Zeme pre rotačný elipsoid v tej istej sieti ako pre guľu (vybrané hodnoty sú uvedené v tabuľke 2). Z tabelovaných hodnôt vyplýva, že pre $r \lesssim 5500$ km je hustota na

póloch ó niečo väčšia ako na rovníku, pričom pre $r \gtrsim 5500$ km je to opačne. Na základe toho môžeme konštatovať, že model rotačného elipsoidu sa lepšie približuje skutočnosti ako model gule.

Naše výsledky sme porovnávali s najmodernejšími modelmi stavby Zeme (napr. model HBl Bullena a Haddona, uvedený v [2]), ktoré však berú do úvahy iba sféricky symetrické rozloženie hustoty (viď tabuľka 3). Z tabuľky vyplýva, že veľký rozdiel je spôsobený predovšetkým prítomnosťou diskontinuít, s ktorými sme v našom modeli neuvažovali. Tak isto hustota blízko povrchu je značne rozdielna od skutočnej, čo vzhľadom na naše predpoklady hustoty nie je prekvapujúce. Pomerne dobrá zhoda je však v blízkosti stredu Zeme, a to je iste zaujímavý výsledok.

Náš model je najjednoduchší z možných modelov, lebo vychádza len z vonkajšieho gravitačného poľa Zeme a celkom zanedbáva fyzikálne podmienky v zemskom telese, preto nemôže uspokojivo opísať hustotu vo vnútri Zeme a jeho závery sú skôr informatívne. Podstatné je však to, že náš prístup otvára široké pole možností konštrukcie modelov Zeme pomocou stavových rovníc, pričom niektoré z fyzikálnych veličín môžu byť určené podobne ako v našom modeli minimalizáciou vhodne zvoleného funckionálu.

Do tlače odporučil J. Plančár.

Literatúra

BATEMAN, H. — ERDÉLYI, A. 1966: Vyššie transcendentnye funkcii. Nauka. Moskva.
STACEY, F. 1972: Fizika Zemli. Mir. Moskva.
GAPOSCHKIN, E. M. 1973: Smithsonian standard Earth III, SAO Special Report No. 353. Cambridge, Massachusetts.

Vladimír Pohánka — Matej Škorvanek

The density gravitational field determination based on date about the external gravitational field of the Earth

Abstract. The authors solve the inverse gravity problem to determine the density gravitational field of the Earth by minimalizing the most favourable function.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 187—193 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Jozef Plančár — Matej Škorvanek

Obrátená úloha gravimetrie pre polguľové telesá a jej aplikácia pri interpretácii tiažových anomálií v Západných Karpatoch

5 obr. v texte

Abstrakt. Odvodené boli aproximatívne vzťahy a vyhotovený program na samočinný počítač pre výpočet parametrov polguľových telies. Použitím programu bola interpretovaná kladná tiažová anomália v oblasti Kolárova a záporná naomália v oblasti Bánoviec.

Cieľom riešenia obrátenej úlohy gravimetrie pre polguľové telesá konvexnej a konkávnej orientácie bolo nájsť jednoduchý postup pre výpočet objemovej hustoty ϱ, polomeru R a hĺbky z týchto telies. Pritom sme vychádzali zo vzťahov (M. Škorvanek 1974):

Pre polguľu konvexnej orientácie (obr. 1) platí:

$$V_z = A\frac{z}{r^3} - B\frac{1}{r}\sum_{n=1}^{\infty} a_n\left(\frac{R}{r}\right)^{2n} P_{2n}\left(\frac{z}{r}\right), \qquad z \geq R \tag{1}$$

Pre polguľu konkávnej orientácie (obr. 2) platí:

a) pre $z \geq R$

$$V_z = A\frac{z}{r^3} + B\frac{1}{r}\sum_{n=1}^{\infty} a_n\left(\frac{R}{r}\right)^{2n} P_{2n}\left(\frac{z}{r}\right) \tag{2}$$

b) pre $z \leqq R$

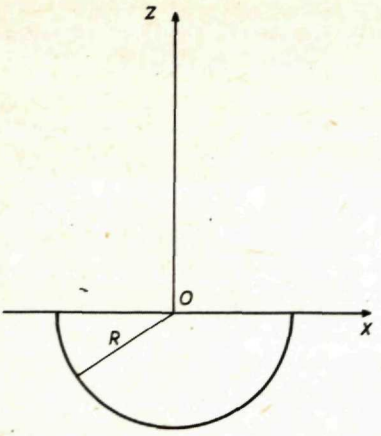
$$V_z = C\left[\frac{2}{3}z - R\sum_{n=1}^{\infty} b_n\left(\frac{r}{R}\right)^{2n-2} P_{2n-2}\left(\frac{z}{r}\right)\right], \tag{3}$$

kde $A = \frac{2}{3}\pi\varkappa\varrho R^3$, $B = \pi\varkappa\varrho R^2$, $C = -2\pi\varkappa\varrho$,

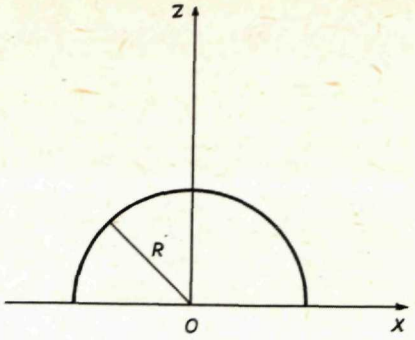
$$a_n = (-1)^n \frac{2n}{(2n-1)} \cdot \frac{[(2n-1)!!]}{2^n(n+1)!}, \quad b_n = -\frac{(n+1)(2n-1)}{2n(2n-3)} a_n,$$

$$r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2},$$

Ing. J. Plančár, CSc. — M. Škorvanek, Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta, Bratislava



Obr. 1 Polguľa konvexnej orientácie

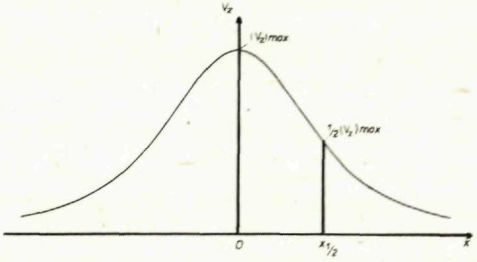


Obr. 2 Polguľa konkávnej orientácie

$P_n\left(\frac{z}{r}\right)$ — Legendreove polynómy

Úlohu sme riešili pomocou aproximatívnych vzťahov a pomocou samočinného počítača.

Pri odvodzovaní aproximatívnych formúl sme vychádzali zo závislosti $\frac{x_{1/2}}{R}, \frac{x_{1/2}}{z}$, na pomere $\frac{z}{R}$. Na základe týchto závislostí boli odvodené vzťahy pre výpočet z pomocou $x_{1/2}$, pričom $x_{1/2}$ je vzdialenosť od maxima anomálie $(V_z)_{max}$ po bod, kde hodnota anomálie klesne na $\frac{1}{2}(V_z)_{max}$ (obr. 3).



Obr. 3 Prieheh krivky V_z s označením $x_{1/2}$ a $\frac{1}{2}(V_z)_{max}$.

V prípade polgule konvexnej orientácie platí:

$$z = 1{,}423 x_{1/2} \qquad (4)$$

Relatívna chyba určenia hĺbky z podľa vzťahu (4) sa pohybuje od 1 do 5 %.

Analogickým spôsobom bola určená hĺbka pre polguľu konkávnej orientácie. Pre výpočet z v prípade ak $\frac{z}{R} \geq 1{,}5$ platí:

$$z = 1{,}119\, x_{1/2} \tag{5}$$

Relatívna chyba určenia hĺbky z podľa vzťahu (5) je od 1 do 10 %. V prípade ak $\frac{z}{R} \leq 1{,}5$ je relatívna chyba určenia podstatne väčšia. Podobným spôsobom možno určiť i polomer R, avšak chyba jeho určenia je značná a pohybuje sa okolo 50 %. Odvodené formuly sú vhodné pri prvotnej interpretácii tiažových anomálií približne izometrického tvaru.

Spoľahlivejšiu interpretáciu obrátenej úlohy pre polguľové telesá možno získať použitím samočinných počítačov. Výhodou tohto spôsobu je, že v programe vezmeme do úvahy celý základný vzťah pre V_z (1), resp. (2), (3). V našom prípade bolo zahrnutých 20 prvých členov nekonečného radu, čo je z hľadiska praktickej interpretácie dostatočne presné. Za vstupné údaje boli zvolené $(V_z)_{max}$ a vzdialenosť $x_{1/2}$. Tieto údaje v praxi môžeme jednoduchým a rýchlym spôsobom stanoviť z nameraných hodnôt Δg. Program je zostavený tak, že po prečítaní vstupných údajov $(V_z)_{max}$ a $x_{1/2}$ sú iteráciami zo základných vzťahov (1), (2), (3) vypočítané R, z pre diferenčné hustoty $\Delta\varrho$ od 0,1 do $1{,}0 . 10^3\ kg . m^{-3}$. Presnosť výpočtu parametrov R, z závisí od počtu iterácií a od presnosti určenia vstupných údajov. Relatívna chyba určenia R, z nepresahuje 0,3 %.

Výhodou tohto spôsobu je, že dostávame lepšiu predstavu o hustotnej charakteristike prostredia (tabuľka 1—2).

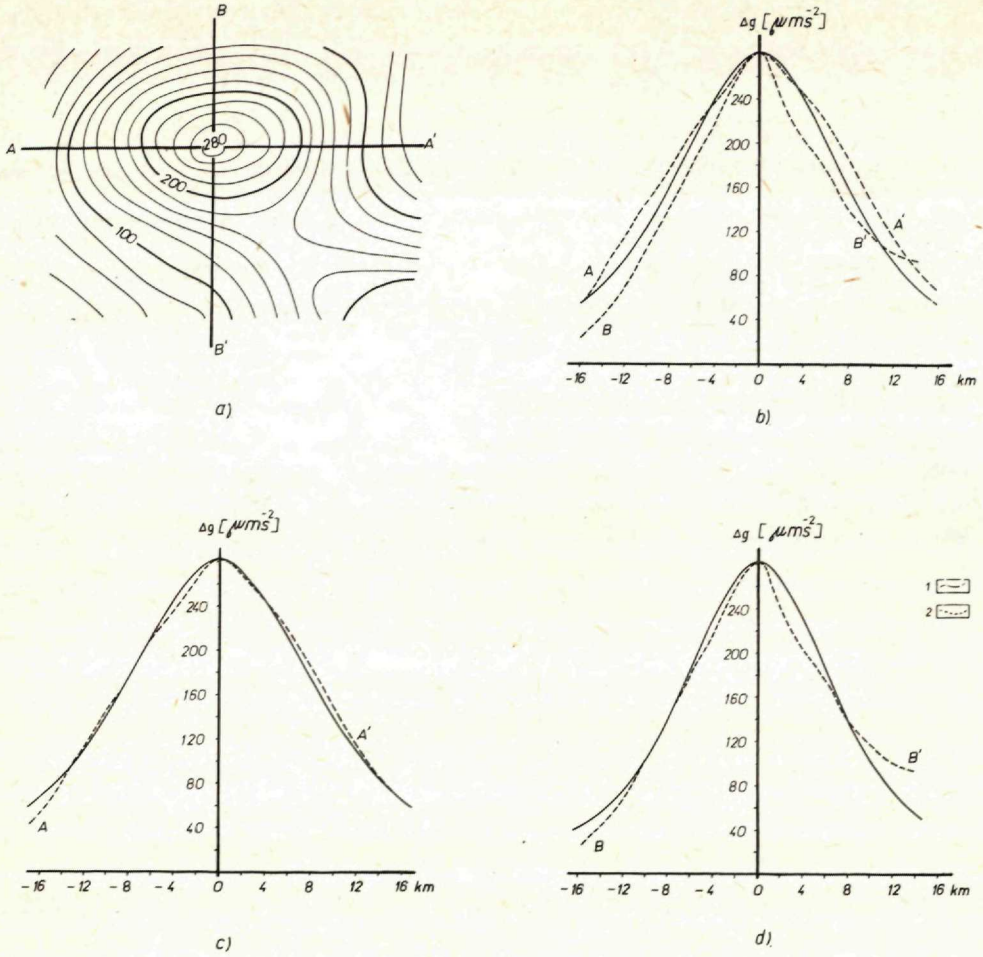
Príklady interpretácie konkrétnych anomálií

V oblasti Západných Karpát bol gravimetrickým mapovaním zistený značný počet anomálií približne izometrického tvaru. Na mnohé z týchto anomálií môžeme aplikovať interpretačné postupy uvedené v predchádzajúcej časti.

Ako prvý príklad uvedieme známu tiažovú kolárovskú anomáliu v oblasti Podunajskej nížiny (obr. 4a).

Pomocou samočinného počítača boli vypočítané zo vzťahov (1), (2), (3) parametre R, z v závislosti na $\Delta\varrho$. Tieto parametre sú uvedené v tabuľke 1 pre $\Delta g_{max} = 280\ \mu m . s^{-2}$, $x_{1/2} = 9$ km; v tabuľke 2 pre $\Delta g_{max} = 280\ \mu m . s^{-2}$, $x_{1/2} = 8$ km a v tabuľke 3 pre $\Delta g_{max} = 280\ \mu m . s^{-2}$, $x_{1/2} = 10$ km.

Pre parametre R, z uvedené v tabuľkách 1—3 boli vypočítané teoretické krivky pre $\Delta g_{max} = 280\ \mu m . s^{-2}$ a $x_{1/2} = 8, 9, 10$ km pri diferenčných hustotách $(0{,}2—0{,}4) . 10^3\ kg . m^{-3}$ a to pre polgule konvexného a konkávneho tvaru. Z teoretických kriviek V_z a nameraných Δg kriviek vychádza lepšia korelácia v prípade polguľového telesa konvexnej orientácie. Najlepšia zhoda medzi teoretickou a nameranou krivkou pozdĺž profilu AÁ je pre $\Delta g_{max} = 280\ \mu m . s^{-2}$, $x_{1/2} = 10$ km pri $\Delta\varrho = (0{,}2 - 0{,}3) . 10^3\ kg . m^{-3}$ (obr. 4c); pozdĺž profilu BB́ pre



Obr. 4 Kolárovská tiažová anomália
1 — teoretická krivka V_z, 2 — nameraná krivka Δg

$\Delta g_{max} = 280\ \mu m.s^{-2}$, $x_{1/2} = 8$ km pri $\Delta\varrho = 0{,}3.10^3\ kg.m^{-3}$ (obr. 4d) a najlepšia korelácia medzi teoretickou a obidvomi nameranými krivkami je pre $\Delta g_{max} = 280\ \mu m.s^{-2}$, $x_{12} = 9$ km pri $\Delta\varrho = (0{,}2 - 0{,}3).10^3\ kg.m^{-3}$ (obr. 4b).

Na základe vyššie uvedeného usudzujeme, že najpravdepodobnejšia hĺbka horného okraja interpretovaného polguľového telesa konvexnej orientácie je 2,7 – 4,0 km (R = 10,6 – 9,3 km) pri $\Delta\varrho = (0{,}2 - 0{,}3).10^3\ kg.m^{-3}$. Z komplexného geofyzikálno-geologického posúdenia predpokladáme, že anomálne teleso by mohlo predstavovať bázické horniny o hustote 2,9 až $3{,}0.10^3\ kg.m^{-3}$.

Ako druhý príklad uvedieme zápornú tiažovú anomáliu z oblasti Bánovskej kotliny (obr. 5a) o intenzite kde $\Delta g_{max} = -210\ \mu m.s^{-2}$. Interpretácia bola vykonaná pozdĺž profilu AÁ, ktorý je vhodnejší pre aproximáciu polguľovým

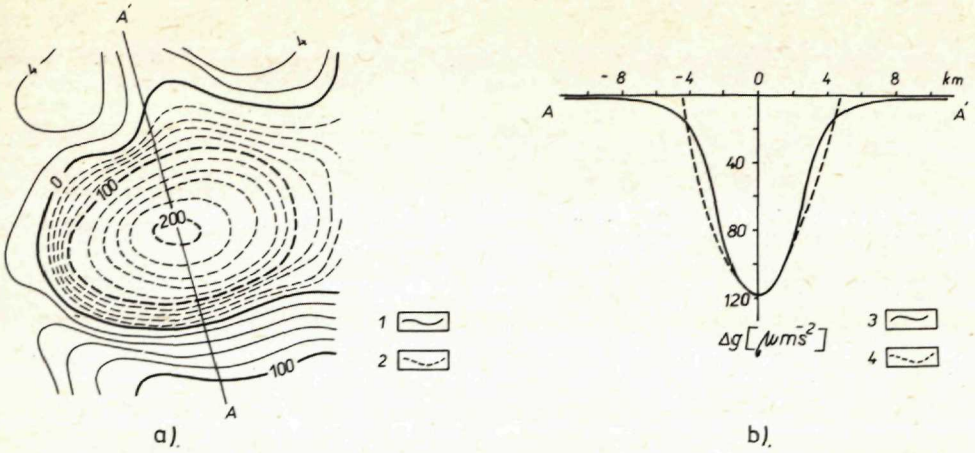
tabuľka 1

	Polguľové teleso orientácie			
	konvexnej		konkávnej	
$\Delta\varrho$ (10^3 kg.m^{-3}]	R [km]	z [km]	R [km]	z [km]
1	2	3	4	5
0.1	13.072	13.261	niet riešenia	
0.2	10.579	13.321	9.214	2.187
0.3	9.328	13.308	8.571	4.155
0.4	8.525	13.284	8.020	5.258
0.5	7.945	13.256	7.575	5.983
0.6	7.500	13.231	7.211	6.506
0.7	7.140	13.205	6.923	6.979
0.8	6.842	13.181	6.648	7.220
0.9	6.590	13.161	6.425	7.478
1.0	6.371	13.141	6.227	7.692

tabuľka 2

1	2	3	4	5
0.1	niet riešenia		niet riešenia	
0.2	9.752	11.840	8.290	1.324
0.3	8.602	11.835	7.800	3.228
0.4	7.863	11.817	7.333	4.294
0.5	7.330	11.796	6.943	4.990
0.6	6.920	11.776	6.618	5.488
0.7	6.589	11.754	6.346	5.872
0.8	6.315	11.736	6.122	6.219
0.9	6.082	11.716	5.910	6.418
1.0	5.881	11.700	5.732	6.623

1	2	3	4	5
0.1	14.9072	14.762	niet riešenia	
0.2	11.378	14.801	10.069	3.047
0.3	10.029	14.778	9.304	5.092
0.4	9.162	14.745	8.678	6.237
0.5	8.539	14.713	8.182	6.990
0.6	8.058	14.681	7.789	7.576
0.7	7.672	14.652	7.449	7.957
0.8	7.351	14.625	7.164	8.279
0.9	7.079	14.602	6.919	8.546
1.0	6.842	14.574	6.707	8.778



Obr. 5 Bánovská tiažová anomália
1 — kladné izoanomály, 2 — záporné izoanomály, 3 — teoretická krivka V_z, 4 — nameraná krivka Δg.

telesom. Okrem toho z charakteru a intenzity anomálneho tiažového poľa v širšej oblasti Bánovskej kotliny sa dá predpokladať, že neogénna výplň pokračuje smerom na juh a juhovýchod ako vrstva o mocnosti cca 0,25 – 0,5 km (Fusán et al. 1971). Z tohto dôvodu bol odpočítaný gravitačný účinok ($-80\ \mu m.s^{-2}$) vrstvy o mocnosti 0,5 km pri diferenčnej hustote $0{,}4.10^3\ kg.m^{-3}$, čo zodpovedá hustotnému rozdielu medzi neogénnymi sedimentami ($2{,}3.10^3\ kg.m^{-3}$) a okolitými horninami ($2{,}7.10^3\ kg.m^{-3}$). Pri interpretácii zápornej tiažovej anomálie boli ako vstupné údaje pre počítač brané $\Delta g_{max} = -120\ \mu m.s^{-2}$ a $x_{1/2} = 3$ km. Z rozboru vypočítaných parametrov R, z v závislosti na Δρ bola vypočítaná teoretická krivka pre polguľové teleso konkávnej orientácie (R = 2,8 km, z = 0,5 km a $\Delta\rho = 0{,}3.10^3\ kg.m^{-3}$), ktorá najlepšie koreluje s nameranou krivkou (obr. 5b). Na základe toho predpokladáme, že spodný okraj interpretovaného telesa sa nachádza v hĺbke cca 3,3 km. Dosiahnutý výsledok je v dobrej zhode s doterajšími geofyzikálnymi interpretáciami (Fusán et al. 1971).

Záver

V predloženej práci sú podané aproximatívne vzťahy a numerický výpočet použitím samočinného počítača pre riešenie obrátenej úlohy gravimetrie polguľových telies. Výhoda numerického výpočtu spočíva v tom, že pri interpretácii anomálií tiažového poľa sa získavajú parametre R a z v závislosti od diferenčnej hustoty, čo umožňuje objektívnejšie posúdiť hustotné pomery prostredia, v ktorom sa skúmané teleso nachádza. Tento interpretačný postup prispieva k rozšíreniu metodiky riešenia obrátenej ulohy gravimetrie nielen pre polguľové telesá, ale aj pre telesá iného jednoduchého gravimetrického tvaru.

Do tlače odporučil J. Šefara.

Literatúra

ŠKORVANEK M. 1974: Priama a obrátená úloha pre polguľové teleso. Písomná práca ku kandidátskym skúškam. Bratislava.

FUSÁN, O. — IBRMAJER, J. — PLANČÁR, J. — SLÁVIK, J. — SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborn. geol. vied, zv. 15. Bratislava.

J. Plančár — M. Škorvanek

Inversed gravity problem for half-sphere bodies and its application in interpretation of gravity anomalies in the West Carpathians

Abstract. The authors derived approximative relations and prepared a program for the computer to get parameters of half-sphere bodies. The program facilitated interpretation of the positive gravity anomaly near Kolárovo and the negative gravity anomaly near Bánovce.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 195—242 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

SPRÁVY — DISKUSIA — RECENZIE

Eduard Köhler — Ondrej Samuel

Postavenie Západných Karpát v chronostratigrafických a biostratigrafických trendoch európskeho paleocénu a eocénu

Úvod

V predloženej práci predkladáme odbornej verejnosti na diskusiu problémy, vyplývajúce zo súčasného stavu a trendov v chronostratigrafii a biostratigrafii európskeho paleocénu a eocénu.

Väčšina chronostratigrafických jednotiek paleogénu bola vytvorená v druhej polovici minulého storočia. Autori týchto jednotiek situovali stratotypy (pokiaľ ich vôbec uviedli) a formácie, ktoré boli náplňou jednotiek, prevažne do severozápadnej Európy (parížsky bazén, Belgicko, Anglicko) a iba vzácne do iných oblastí (Taliansko, južné Francúzsko). Pôvodné definície stupňov vychádzali z vtedajších lokálnych geologických vedomostí, paleontologicky sa opierali prevažne o určenia makrofauny. Stratotypy (alebo typové oblasti) stupňov boli volené v rozličných fáciách — morských, jazerno-lagunárnych, riečnych i kontinentálnych. Superpozícia jednotlivých stupňov bola riešená iba okrajove a nebolo jasné, či stanovené jednotky sa neprekrývajú, alebo či v škále neostali nepokryté intervaly.

V prvej polovici nášho storočia sa postupne ustálili určité názvy jednotiek a mnohé upadli do zabudnutia. Vznikla chronostratigrafická škála, ktorá bola v každej oblasti ponímaná s istými odchýlkami a prioritným použitím niektorých miestnych označení.

Po druhej svetovej vojne možno pozorovať v európskej stratigrafickej literatúre oživenie a snahy na základe nových poznatkov a nových metodických prístupov (biozonácie) vytvoriť všeobecne prijateľnú chronostratigrafickú škálu.

Významnými medzníkmi v snahe nájsť spoločnú medzinárodnú platformu pre navrhované revízie a úpravy boli kolokviá o eocéne, ktoré sa konali roku 1962 v Bordeaux a roku 1968 v Paríži. Obsiahly publikovaný materiál z týchto kolokvií objasnil mnohé stratigrafické otázky, informoval o vývojoch paleogénu v rôznych oblastiach sveta a upozornil na možnosti použitia rozličných metodík a ich kombiná-

RNDr. E. Köhler, CSc., Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta, Bratislava
RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

cií. Závery eocénneho kolokvia roku 1968 (publikované ako odporúčania — Propositions), ako aj závery sympózií a kolokvií poriadaných pri rozličných príležitostiach (napr. r. 1969 v Maďarsku, r. 1974 v Paríži) jasne ukazujú určité vyhranené trendy v súčasnom ponímaní chronostratigrafie a biostratigrafie v Európe. Nakoľko predpokladáme, že aj autori v Západných Karpatoch by mali byť o týchto smeroch informovaní a nie každý má možnosť sledovať príslušnú literatúru, pokúsime sa v ďalšom texte podať prehľad používaných delení (hlavne stupňov), ich biostratigrafickú náplň a záverom sa pokúsime aplikovať tieto údaje aj na Západné Karpaty.

Zámerne sme sa vyhli hodnoteniu situácie v stratigrafii európskeho oligocénu, pretože táto problematika je taká zložitá a protirečivá, že vyžaduje hlbokú sondu do histórie vývoja stratigrafických jednotiek oligocénu a k akceptovateľným záverom by mohol dospieť iba širší medzinárodný pracovný kolektív.

Uvedomujeme si, že rozsah predloženej štúdie nedovoľuje rozobrať problémy v plnom rozsahu, sledovať históriu jednotlivých chronostratigrafických jednotiek v rôznych oblastiach a v rôznych časových etapách. Citovaná literatúra by mala byť spoľahlivým ukazovateľom pre toho čitateľa, ktorý by sa chcel jednotlivými detailnými problémami zaoberať obšírnejšie.

I keď sa v československej stratigrafickej literatúre zaužívalo používanie skrátených tvarov označení chonostratigrafických jednotiek (mont, cuis, lutét, priabón), v predloženej práci používame neskrátené tvary (montien, cuisien, lutetien, priabonien) a to jednak preto, že kladieme dôraz na historický vývoj jednotlivých jednotiek a tiež preto, že v práci sú uvedené označenia, ktorých skrátené formy nie sú v našej literatúre zaužívané (garumnien, spileccien, bruxellien). Využívame i túto príležitosť na vyjadrenie názoru, že československá stratigrafická komisia by mala zaujať stanovisko k používaniu označení chronostratigrafických a biostratigrafických jednotiek a tak ovplyvniť doterajší viac-menej živelný vývoj v tomto smere.

Chronostratigrafické jednotky a biostratigrafické zónovanie v európskom paleogéne

Paleocén a eocén majú v chronostratigrafii hodnotu jednotiek vyššieho rádu — oddelení. Eocén definoval roku 1833 Ch. Lyell a paleocén roku 1874 W. R. Schimper. Pôvodná definícia paleocénu je protirečivá a diskutabilná. Vyplývajú z nej značné problémy so stanovením hranice paleocén-eocén, ku ktorým sa vrátime v ďalšom texte.

Základnými chronostratigrafickými jednotkami sú stupne. Počas histórie geologických výskumov sa nahromadili desiatky „stupňových" označení, ktoré majú rôzny význam. „Propositions" kolokvia o eocéne z roku 1968 rozlišujú 3 kategórie stupňových označení:

— *stupne alebo podstupne regionálne,* ako napr. bruxellien a lédien v Belgicku, sparnacien, auversien, marinésien a ludien v parížskom bazéne. Sú ekvivalentmi jednej alebo viacerých formácií a nemožno ich použiť mimo typovej oblasti;
— *stupne biostratigrafického významu, ktoré môžu slúžiť na rozdelenie rozsiahlejších chronostratigrafických jednotiek,* napr. biarritzien pre vrchný lutetien alebo napocien pre spodnú časť priabonienu;
— *konečne stupne, ktoré sú skutočnými chonostratigrafickými jednotkami univerzálnej hodnoty* (napr. thanetien, lutetien, priabonien). Pre získanie čo najväčšej univerzálnosti týchto stupňov je potrebné doložiť ich komplexne spracovanými stratotypmi, prípadne doplniť ich parastratotypmi alebo hypostratotypmi.

V ďalšom texte hlavnú pozornosť budeme venovať stupňom, ktoré majú predpokladanú hodnotu „univerzálnych" chronostratigrafických jednotiek. Pritom aspoň v krátkosti sa dotkneme i niektorých známych označení, ktoré z rozličných príčin nespĺňajú kritériá univerzálnych jednotiek, ale v minulosti boli používané aj v Karpatoch.

Stratotypy a oporné profily

V posledných rokoch medzi európskymi stratigrafmi vládne živá výmena názorov na možnosti vytvorenia univerzálnych chronostratigrafických jednotiek štúdiom oporných profilov, stratotypov a vytváraním parastratotypov a hypostratotypov.

Jednou zo základných tém kolokvia o stratigrafii eocénu roku 1969 v Maďarsku bol problém oporných profilov (coupès-repères) (viď G. Kopek — E. Dudich Jr. — T. Kecskeméti 1971 a záznam diskusie k ich referátu). *Oporný profil je súbor vrstiev, ktorý podľa dnešných vedomostí zahrňuje aspoň jednu stratigrafickú jednotku (horizont, stupeň). Jeho strop tvorí nasledujúca stratigrafická jednotka a spodná časť patrí ešte bezprostredne predchádzajúcej stratigrafickej jednotke.* Oporný profil musí byť prístupný a spôsobilý pre komplexné výskumy. Účastníci kolokvia konštatovali veľký nedostatok profilov, ktoré by bez veľkých faciálnych výkyvov zahrnovali väčšie chronostratigrafické intervaly (napr. niekoľko stupňov). Diskusia vyústila do záveru, že práve komplexné štúdium oporných profilov všetkými dostupnými metódami a súborné publikovanie získaných výsledkov môže ukázať cesty korelácií jednotlivých stratigrafických jednotiek, a tým i cestu k vytvoreniu všeobecne použiteľných chronostratigrafických jednotiek.

Pokiaľ ide o stratotypy v paleogéne, ich nedostatky ďaleko prevládajú nad kladmi. Túto otázku podrobnejšie rozobrali I. Cicha — D. Lotsch — W. Krutsch — J. Seneš (1964) a riešenie videli vo vytváraní neostratotypov (táto myšlienka bola prakticky uplatnená v stratigrafii neogénu).

V súčasnosti jestvujú dve základné poňatia stratotypov — litostratigrafické a biostratigrafické. Väčšina stratigrafov sa prikláňa k litostratigrafickému poňatiu, podľa ktorého každý stupeň má byť definovaný sukcesiou vrstiev s výrazne vyznačenými hranicami stupňa priamo v teréne — teda stratotypom, prípadne

doplňujúcimi parastratotypmi, ktoré spolu zahrnujú celý interval stupňa (viď napr. názor Ch. Pomerola 1975 v prípade ilerdienu).

Biostratigrafické poňatie vyjadril roku 1968 H. Schaub. Podľa neho vertikálny rozsah stupňa je udaný v jeho definícii. Úplná definícia stupňa pozostáva z vymenovania sukcesie biozón. H. Schaub vzťah medzi stupňom a stratotypom porovnáva so vzťahom medzi druhom a jeho typom v paleontológii. Holotyp nedefinuje úplne druh, iba ho fixuje. Tak i stratotyp nemusí reprezentovať celý stupeň, iba ho fixuje v prípade pochybností. Napríklad stratotyp cuisienu — piesky z Cuise-la-Motte — ukazuje, že piesky patria do biozóny *N. planulatus — A. oblonga*. Stratotyp cuisienu teda udáva, že biozóna *N. planulatus — A. oblonga* patrí do cuisienu a že názov cuisien nemôže byť použitý spôsobom, ktorý by nezahrnoval túto biozónu. Podľa H. Schauba teda nie je potrebné, aby stratotyp obsiahol celý interval stupňa.

Viac-menej ideálne poňatie úlohy stratotypov možno dosiahnuť iba komplexným poňatím ich úlohy, pri ktorom sa berie do úvahy litostratigrafické i biostratigrafické hľadisko. Čím budú stratotypy (parastratotypy, hypostratotypy, neostratotypy) úplnejšie a čím komplexnejšie budú spracované, tým väčšie možnosti korelácie budú poskytovať a tým väčšia bude aj ich univerzálnosť. V tomto smere čaká európskych stratigrafov ešte obrovská práca.

Biostratigrafické zónovanie

Účelom biostratigrafickej klasifikácie je systematické usporiadanie hornín zemskej kôry podľa obsahu a rozmiestnenia fosílií. Môžu byť významné nielen pre usporiadanie sukcesie hornín, ale aj ako citlivé ukazovatele prostredia ich vzniku. Podľa kódu Medzinárodnej komisie pre stratigrafickú klasifikáciu (1972) biostratigrafická jednotka sa zakladá na prítomnosti fosílií: všetkých typov alebo iba určitého druhu; na kompletnej asociácii taxónov alebo iba na vybratých taxónoch; na rozsahu výskytu taxónu alebo taxónov; hojnosti výskytu fosílnych jedincov, na evolučných štádiách vývoja atď. Základnou požiadavkou je, aby kritériá pre každú jednotku boli jasne stanovené.

Na základe uvedených aspektov v spomínanom kóde sú odlíšené nasledovné hlavné druhy biostratigrafických jednotiek:

1. *Assemblage-zone* (zóna spoločenstva)* je charakterizovaná určitým výrazným prirodzeným spoločenstvom foriem, alebo spoločenstvom foriem určitého druhu.
2. *Taxon-range-zone* (zóna rozsahu výskytu taxónu) je založená na vekovom diapazóne určitého zvoleného taxonu.
3. *Concurrent-range-zone* (zóna paralelného výskytu) je založená na súbežnom výskyte dvoch alebo viacerých zvolených taxónov.
4. *Oppel-zone* — tento termín sa používa pre menej presne definovanú „taxon-range-zone". Počet tzv. diagnostických taxónov, ktoré majú byť na určenie zóny stanovené, je u tejto zóny ponechaný na individuálne rozhodnutie.

* Pod každou zónou sa rozumie masa hornín, ktorá sa počas trvania tej-ktorej zóny vytvorila.

5. *Lineage-zone (phylozone)* (fylozóna) — je založená na evolučnom vývoji určitého taxónu alebo určitej biologickej skupiny v ktoromkoľvek úseku vývoja.

6. *Acme-zone* (kulminačná zóna) je charakterizovaná maximálnym rozvojom určitého taxónu; nezahrnuje však celý rozsah výskytu taxónu.

7. *Interval-zone* predstavuje zónu medzi dvoma výraznými biozónami, pričom sama nemá výrazný biostratigrafický obsah.

Neformálne biostratigrafické jednotky sa uvádzajú iba v hovorových výrazoch, napr. „vrstvy s turritellami", „vrstvy s veľkými numulitmi" a nemôžu mať hodnotu pravých biozón.

Pri určitých druhoch biozón (napr. assemblage-zone, oppel-zone) môže sa vhodne uplatniť aj hierarchická schéma jednotiek: superzóna, zóna, subzóna a mikrozóna.

Pri stanovení formálnej biostratigrafickej jednotky sa vyžaduje, aby bola publikovaná v uznávanom časopise a jej definícia obsahovala niektoré minimálne údaje (pomenovanie, ohraničenie voči susedným biozónam, typické profily s litologickým opisom, význam zóny, opis a vyobrazenie určujúcich taxónov zóny, koreláciu, atď.).

Biozonácia na základe foraminifér

Hoci v paleontológii bolo vytvorených už veľa evolučných systémov, mikropaleontológia má voči iným skupinám tú výhodu, že disponuje s možnosťami vyzbierania veľkého množstva materiálu z profilov, na základe čoho sa môžu stanoviť paralelné vývojové línie, ktoré sa navzájom kontrolujú a umožňujú nielen stratigrafickú koreláciu jednotlivých profilov alebo vzdialenejších oblastí, ale umožňujú aj študovať základné vývojové morfogenetické znaky v rámci určitého taxónu, resp. vývojových línií určitých skupín. Čím detailnejšie poznáme fylogenetické línie, tým spoľahlivejšie môžeme stanoviť sukcesiu biozón. Ideálne je, ak sa za kritérium pre stanovenie biozóny berie taxón s úzkym vekovým rozpätím a je známa jeho ancestrálna a descentrálna forma.

V praxi sa však používajú rôzne aspekty pre stanovenie biozón. Podľa toho majú svoj charakter — porovnaj kapitolu o biostratigrafickom zónovaní.

Pre mnohé skupiny fosílií (najmä bentósnych) sa ťažko dá vylúčiť možnosť ich rozdielneho časového trvania v rôznych oblastiach alebo možnosť ich objavenia sa s určitým časovým posunom. Vzhľadom na spôsob života planktonických foraminifér sú uvedené aspekty minimálne, a preto nemôžu spôsobiť podstatnejšie chyby ani pri korelácii ani pri sukcesívnom biozonálnom členení sedimentov ak sa nezachádza za nosnú mieru faktologického materiálu, s ktorým stratigrafovia disponujú.

Vďaka osobitnej stratigrafickej hodnote planktonických foraminifér bola im venovaná najmä v posledných dvoch desaťročiach mimoriadna pozornosť. Hoci na ich fylogenetickom a taxonomickom spracovaní má zásluhu veľmi široký okruh odborníkov, osobitnú pozornosť si zasluhujú priekopnícke práce N. N. Subbotiny (1953), H. M. Bolliho (1957a, b) a A. R. Loeblicha — H. Tappanovej (1957b), ktoré tvoria základ pre biozonálne členenie na základe planktonických foraminifér. V tomto smere sú významné tiež práce V. G. Morozovovej (1959,

1960, 1961), J. Hofkera (1960, 1966), W. H. Blowa — F. T. Bannera (1962), H. Luterbachera (1966, 1975), W. A. Berggrena (1960, 1966), W. H. Blowa (1969), J. A. Postuma (1971), M. Toumarkine — H. M. Bolliho (1975) atď. Zatiaľ najvýstižnejšie spracovanou schémou biozonárneho členenia paleogénu na základe planktonických foraminifér je schéma M. H. Bolliho (1957). Tento autor vymedzil v paleocéne a eocéne 16 sukcesívnych zón, ktoré sa po určitej modifikácii používajú za základ štandardného biozónovania v mediteránnom pásme dodnes (porovn. tab. 8). Karpatská regionálna biozonárna schéma (O. Samuel—J. Salaj 1968) sa veľmi približuje generálnej schéme J. A. Postuma (1971), ktorý odlišuje v paleocéne a eocéne 14 zón, čím vlastne zohľadnil určité korekcie, ktoré urobili M. H. Bolli — M. B. Cita (1960) hlavne v členení spodného eocénu. Rozdiely medzi regionálnymi schémami západných biostratigrafov sú minimálne. Podstatné rozdiely sa však javia medzi schémami sovietskych a západných biostratigrafov pri paralelizácii niektorých biozón, ako aj vo vzťahu biozón ku chronostratigrafickým jednotkám. Súvisí to s ponímaním chronostratigrafických jednotiek, ktorých problematiku rozoberáme ďalej.

Pri výskume paleogénnych sedimentov Západných Karpát sa stretávame s dvoma zásadne rozdielnymi typmi malých foraminifér.

Prvý typ tvoria aglutinované foraminifery a viažu sa najmä na oblasť vonkajšieho (krosnenského) a vnútorného (magurského) flyšového sedimentačného pásma. Aglutinované foraminifery nie sú považované za dosť citlivé pre stratigrafické účely a biozonárne členenie. Určitý prínos v ďalšom poznávaní stratigrafickej hodnoty tejto skupiny možno očakávať na základe štúdia metódou SEM, kombinovanou so štúdiom orientovaných rezov vo výbrusoch a štúdiom štruktúry schránok, ako aj komplexným stratigrafickým výskumom na základe všetkých vyskytujúcich sa skupín (veľké foraminifery, nanoplanktón, peľ a spóry, histrichosféry a i.).

Vápnité bentósne foraminifery sa spravidla vyskytujú spolu s predchádzajúcou skupinou alebo v asociácii planktonických foraminifér. V rámci tejto skupiny existuje tiež veľa stratigraficky významných taxónov s veľmi úzkym vekovým rozpätím. Doteraz, až na malé výnimky (O. Samuel 1975), neboli u nás paleontologicky spracované.

Najrozpracovanejšou skupinou v paleogéne sú planktonické foraminifery. Zo Západných Karpát Slovenska bolo doteraz opísaných asi 130 druhov, z toho asi 10 nových taxónov. Takýto počet tvorí dostatočný základ pre biozonárne členenie i interregionálnu koreláciu, ako aj pre štúdium fylogenézy tejto skupiny.

Štúdium planktonických foraminifér z Karpát a Maďarského Stredohoria umožnilo stanoviť 22 evolučných línií (porovn. O. Samuel 1972), ktoré po doplnení štúdiou metódou SEM umožnia doterajšiu biozonárnu škálu doplniť, a tým spresniť náš pohľad na paleogeografickú rekonštrukciu karpatskej geosynklinály počas paleogénu.

V súčasnom období jedným z najakútnejších problémov pri štúdiu planktonických foraminifér je upresnenie ponímania rozsahu doteraz opísaných taxónov. Žiaľ, pri

opise planktonických foraminifér bol determinovaný veľký počet druhov v súlade s pravidlami medzinárodnej zoologickej nomenklatúry. Do určitej miery ide o synonymá, ale zvyčajne sa opísané taxóny v detailoch od seba odlišujú. V niektorých prípadoch môžeme dosť jednoznačne konštatovať, že ide o jeden prirodzený taxón. Preto sa v poslednom čase viacerí bádatelia prikláňajú k názoru, aby sa formy so spoločnými znakmi spájali do „morfologických skupín" resp. „spektier druhov". Pri takomto ponímaní by sa paleontológia viac priblížila k prirodzenému systému a lepšie by umožnila vertikálne charakterizovať prirodzené fylogenetické línie. Domnievame sa, že k takémuto progresívnemu mikrobiostratigrafickému trendu by mohli prispieť aj československí stratigrafovia, čím by sa mohli stať aktívnymi spolutvorcami pri výskume a formovaní biostratigrafie paleogénu.

Biozonácia na základe veľkých foraminifér

Praktické použitie numulitov pre stratigrafiu paleogénu zdôrazňovali všetci uznávaní znalci numulitov (Ph. de la Harpe, M. Hantken, J. Boussac, H. Douvillé, P. Rozlózsnik a ďalší).

Roku 1925 R. Abrard rozdelil fosílie (predovšetkým veľké foraminifery) do 3 skupín:

1. fosílie, ktoré sa vyskytujú v obmedzenom časovom intervale v akejkoľvek fácii;
2. fosílie, ktoré sa vyskytujú v tej istej fácii v akomkoľvek stratigrafickom niveau, ktorá túto fáciu obsahuje;
3. fosílie, ktoré sú obmedzené na určité niveau a určitú fáciu.

V skutočnosti jestvujú iba fosílie tretej skupiny. Zákonitosti dialektiky sa nedajú obísť. Nejestvuje živočích ktorý by nezávisel od prostredia a každý druh môže jestvovať iba v určitom čase. Čím je vekové rozpätie druhu kratšie a čím je druh menej citlivý na faciálne zmeny, tým je vhodnejší pre zónovanie.

Teoretické základy využitia veľkých foraminifér v modernej biostratigrafii paleogénu položil H. Schaub a jeho spolupracovníci (napr. H. Schaub 1951, 1968, L. Hottinger 1960, L. Hottinger — R. Lehmann — H. Schaub 1964). Títo autori považujú biozóny za základné stratigrafické jednotky, pričom chronostratigrafické jednotky sú definované biozónami, ktoré ich obsahujú.

Ktoré veľké foraminifery možno použiť pre zónovanie? Podľa H. Schauba fosílie biozón veľkých foraminifér možno vyberať iba spomedzi členov známych evolučných radov, pričom ich pozícia v týchto radoch musí byť jednoznačne známa.

Pre paleogén tejto podmienke zodpovedajú hlavne numulity, asilíny a alveolíny. Ale aj v týchto skupinách je mnoho foriem, ktorých príslušnosť do evolučných radov nie je jednoznačne stanovená a tieto foraminifery nateraz nie sú použiteľné pre biozónovanie (napr. v minulosti vysoko stratigraficky cenený druh *N. variolarius* má podľa dnešných vedomostí nejasné evolučné postavenie a veľké vekové rozpätie).

Univerzálnu sukcesiu biozón veľkých foraminifér paleogénu vytvorili z príležitosti

kolokvia o eocéne roku 1962 v Bordeaux L. Hottinger — R. Lehmann — H. Schaub (1964). Časť ich tabuľky (bez grafického znázornenia evolučných radov) uvádzame v tab. 1. Biozóny sú založené na viacerých druhoch patriacich do paralelných evolučných radov (*composite-range-zones* v zmysle H. D. Hedberga 1962).

Použitie veľkých foraminifér pre presnú stratigrafiu brzdia ešte mnohé nedoriešené otázky. Je to napr. otázka vplyvu prostredia na zmeny spoločenstiev. Máme k dispozícii štatistické údaje ukazujúce, že aj málo významné faciálne zmeny sa odzrkadľujú v zložení spoločenstiev numulitov a ovplyvňujú aj rýchlosť vývoja v evolučných radoch (porovn. napr. R. Herb — H. Hekel 1973). Nie je vyriešená otázka, ktoré mikrobiologické a mikrochemické vplyvy prostredia a akým spôsobom vplývajú na rýchlosť i smer evolučných zmien.

Paleontológov čaká celý rad úloh: zrevidovať staršie určenia a vymedziť taxonomickú hodnotu jednotlivých taxonov, kompletizovať evolučné rady numulitov, asilín a alveolín, nájsť princípy vytvorenia evolučných radov takých významných skupín veľkých foraminifér ako sú diskocyklíny, asterocyklíny alebo operkulíny a zostaviť ich do týchto radov. Treba vymedziť vekové diapazóny jednotlivých taxonov v konkrétnych oblastiach a konkrétnych fáciach a zistiť, či evolúcia prebiehala aj v od seba značne vzdialených oblastiach v rovnakom období, rovnakou rýchlosťou a v rovnakom smere.

Štúdium veľkých foraminifér Západných Karpát sa nachádza v štádiu inventarizácie, vyhľadávania lokalít a ich základného vyhodnotenia, kedy paleontológovia z časových dôvodov nemajú možnosť vracať sa k už spracovaným lokalitám a znovu ich študovať na základe nových metodík a novej literatúry. Je to logické, ak berieme do úvahy, že systematickým výskumom veľkých foraminifér celých Západných Karpát sa do roku 1960 zaoberal iba F. Bieda a iba v posledných 15 rokoch pribudli ďalší bádatelia, ktorí potrebovali čas na zapracovanie, získanie skúseností a overenie najvhodnejších metodík. Pritom flyšové sedimenty — v ktorých je prevažná časť karpatského paleogénu vyvinutá — stavajú pred stratigrafov celú kolekciu otázok a problémov, ktorých riešenie vyžaduje fundovaný a veľmi uvážený postup.

Zo získaných údajov je možné v súčasnosti vymedziť pre jednotlivé chronostratigrafické jednotky charakteristické spoločenstvá veľkých foraminifér, ktoré spĺňajú podmienky „assemblage-zón". Veľkú pozornosť bude treba v budúcnosti venovať štúdiu evolúcie karpatských veľkých foraminifér.

Nespornú budúcnosť má korelácia biozonácií rozličných organických skupín, ktorej priekopníkom bol J. P. Beckmann (1958). Najoptimálnejšie výsledky možno očakávať od korelácie biozón planktonických foraminifér, veľkých foraminifér a nanoplanktónu.

Tabuľka 1 Paleogénne biozóny veľkých foraminifér podľa L. Hottingera — R. Lehmanna — H. Schauba (1964)

STUPEŇ	Absolút. vek	BIOZÓNY			
		Nummulites		Assilina	Alveolina
(Oligocén)	36	*intermedius*			
Priabonien	39	*fabianii*			(neoalveolíny)
Biarritzien	41	*brongniarti* *perforatus* *preaefabianii*			*elongata*
Lutétien	47	*aturicus* *carpenteri*		*exponens* *gigantea*	n. sp. Gargano
		crassus *millecaput* typ		*planospira*	*prorrecta*
		boussaci *sismondai*		*spira*	*munieri*
		laevigatus	*uranensis*		*stipes*
			gallensis	*tenuimarginata*	*tenuis*
Cuisien	51	*polygyratus* *distans*		*major*	*violae*
		pratti *kaufmanni*		*laxispira*	*dainellii*
		planulatus *burdigalensis*		*placentula*	*oblonga*
Ilerdien		*involutus*		n. sp. Tremp	*trempina*
		atacicus *exilis*		*leymeriei*	*corbarica*
		praecursor		*pyrenaica*	*moussoulensis*
		n. sp. Minerve		n. sp. Cayla	*ellipsoidalis*
		deserti *fraasi*		n. sp. Haimana	*cucumiformis*
Thanetien-Montien					*levis*
					primaeva
		Operculina heberti			
Danien	63				

Chronostratigrafické jednotky európskeho paleocénu a eocénu

Danien

Stratotyp: východné Dánsko, 40 míl jjz. od Kodane, lokality Stevns Klint a Faxse (= Faxe = Faxoe).
Autor stupňa: E. Desor, 1847.
Podľa pôvodnej definície E. Desora (1847, str. 181) je zrejmé, že danien považoval za najvyšší štupeň kriedy, nakoľko leží na bielej kriede a obsahuje rody (*Ananchytes, Holaster* a *Micraster*), ktoré sa v tej dobe z terciéra neuvádzali. Až na malé výnimky (J. S. Gardner 1884) nikto nepovažoval danský stupeň za treťohorný. Po takmer 75 rokoch došlo k oživeniu diskuzie okolo stupňa danien. Typové lokality spracoval J. C. Troelsen (1957), J. Hofker (1960, 1966), W. A. Berggren (1962, 1964).

V profile Stevens Klint je danien v kontakte s podložnou maastrichtskou bielou kriedou. Vlastný stupeň je reprezentovaný spodným a stredným danienom. Profil pri Faxe zaberá stredný danien. Vrchný danien bol nájdený až neskoršie pri Bruseli a Saltholme.

V Dánsku a južnom Švédsku litostratigrafickou jednotkou, ktorá korešponduje s danským stupňom je „Danskekalské" súvrstvie (formácia). Podľa A. Rosenkratza (1937) a J. C. Troelsena (1937) možno v tomto súvrství od bázy nahor rozlíšiť nasledovné vrstvy:

— vápence s craniami (kalkarenity)	zodpovedajú zóne *Tylocidaris vexilifera*
— Saltholmské vápence	
— bryozoové vápence (Faxe)	zodpovedajú zóne *Tylocidaris bruennicki*
— bryozoové vápence (Stevens Klint)	zodpovedajú zóne *Tylocidaris abildgaardi* a spodnej časti zóny *T. bruennicki*
— cerithiové vápence	z. *Tylocidaris eodumi*
— Fish clay (íly)	bez tylocidarisovej fauny

Z uvedeného súvrstvia bola viacerými autormi opísaná viac-menej zhodná asociácia planktonických foraminifér. V spodnom daniene sa vyskytuje *G.daubjergensis* a *G. pseudobulloides*, v strednom daniene k nim pristupuje *G. triloculinoides* a vo vrchnom daniene *G. compressa*.

Náhlej zmene v rodovom zastúpení na rozhraní maastrichtienu a danienu pripisujú mnohí paleontológovia prvoradý význam a kladú hranicu medzi mezozoikum a kenozoikum pred danien a nie po ňom. Otázka vrchného obmedzenia danienu nie je dodnes rovnako ponímaná. A. R. Loeblich — H. Tappan (1957a) prví upozornili na to, že v hlbších častiach montienu v typovej oblasti (súvrstvie *Tuffeau de Ciply*) sa nachádza planktónna mikrofauna s *G. daunjergensis*, na základe čoho

montien považujú za synchrónny s danienom. Neskoršie J. Hofker (1960) poukázal na to, že vyššie menované druhy sa vyskytujú iba v bazálnych častiach montienu (*Poudingue de Malogne*) a z *Tuffeau de Ciply* uvádza ojedinelé *G. triloculinoides* a hojné globorotalie (*Gr. pseudomenardii, Gr. ehrenbergi, Gr. pusilla laevigata*). Zároveň poznamenáva, že *Globigerinoides daubjergensis* — ktorého uvádzajú A. R. Loeblich — H. Tappan (1957a) z *Tuffeau de Ciply* — patrí pravdepodobne k druhu *G. triloculinoides* a spomínanú asociáciu koreluje s H. M. Bolliho (1957a) zónou *Globorotalia pseudomenardii*, ktorú začleňuje do stredného paleocénu.

V poslednom období sa problémom dano-montienu zaoberal aj K. Gohrbandt (1963), ktorý skúmal mikrofaunu sedimentov z okolia belgického Monsu. Z bazálnych *Poudingue de Malogne* uvádza rovnakú mikrofaunu ako J. Hofker (1961), patriacu do danienu. K nadložným *Tuffeau de Ciply* poznamenáva, že v žiadnej zo vzoriek z tohto súvrstvia sa nenašli J. Hofkerom uvádzané globorotálie, hoci by mali byť hojne zastúpené. Mohli byť zamenené s habituelne podobnými zástupcami rodu *Discorbis*, čo by sa dalo ospravedlniť zlým zachovaním fauny.

Z uvedeného vyplýva, že montien — tak ako bol pôvodne definovaný — sa časovo sčasti prekrýva s danienom a iba jeho najvyššia časť predstavuje interval, ktorý chronostratigraficky nasleduje po daniene (porovn. tab. 2).

Zrejme na základe týchto dôvodov viacerí stratigrafovia (W. A. Berggren 1966, 1971, D. Curry — M. Gulinck — Ch. Pomerol 1969 atď.) používajú označenie dano-montien alebo rozlišujú danien s. l., v rámci ktorého vymedzujú danien s. s. a montien s. s..

V sedimentoch zodpovedajúcich danienu bolo na základe planktonických foraminifér vymedzených niekoľko sukcesívnych zón (porovn. tab. 8).

Montien

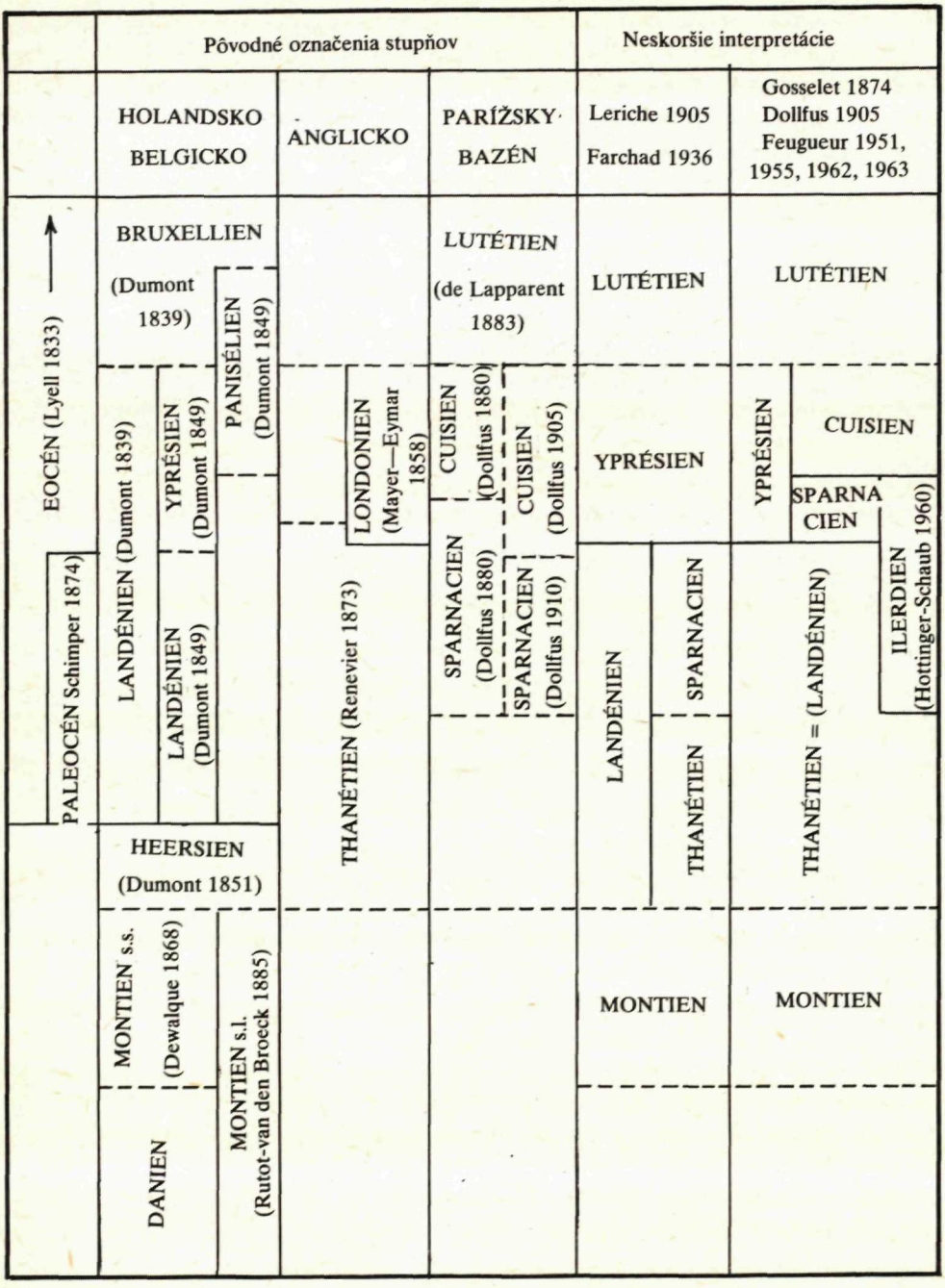
Stratotypy: Belgicko, Mons — Puits Goffint, Puits Coppée
Autor stupňa: J. Dewalque, 1868.
Podľa pôvodnej definície Système montien zahrnoval *calcaire grossier* z Monsu, neskôr boli k nemu pripojené ďalšie súvrstvia. Roku 1886 A. Rutot — E. van den Broeck uvádzajú nasledovnú sukcesiu vrstiev (od dola nahor):

— zlepenec na báze *Tuffeau de Ciply*
— *Tuffeau de Ciply*
— vápenec s veľkými cerithiami z Cuesmes
— *calcaire grossier* z Mons
— jazerné vápence s physami (z Hainin).

Roku 1964 R. Marlière uvádza rozdelenie montienu na: montien morský (alebo miešaný) (= spodné morské vrstvy, od dola nahor):

— *Poudingue de Malogne* (fosfatizovaný zlepenec)
— *Tuffeau de Ciply* (drobivý vápenec)
— *Calcaire de Mons* (svetlý vápenec s častými fosíliami) a

Tabuľka 2 Rozličné poňatia chronostratigrafických jednotiek paleocénu, spodného a stredného eocénu (podľa W. A. Berggrena 1971 s doplnením stupňa ilerdien).



montien kontinentálny (= vrchné kontinentálne vrstvy) vytvorený z ílov a sladkovodných vápencov s *Physa* a *Chara*, lignity.

Pri daniene sme už uviedli problémy spojené s odlíšením montienu od danienu. Na druhej strane jestvujú aj tendencie spojiť montien a thanetien (montien ako spodný thanetien je uvádzaný z Pyrenejí — Y. Tambareau 1965, Y. Tambareau — J. Villatte 1968). Montien-thanetien ako jeden chronostratigrafický celok zo Západných Karpát uvádzali O. Samuel — K. Borza — E. Köhler (1972).

H. Schaub (1968) pripomína ťažkosti pri korelovaní stratotypu montienu so sedimentmi z mediteránnej oblasti. Dodnes nebola v mediteránnej oblasti nájdená typická fauna stratotypu montienu (*Briaritia velaini, Potamides montensis, Turritella montensis, Crassatella montensis, Corbis montensis, Glycymeris duponti).*

V staršej, najmä francúzskej literatúre, bol často uvádzaný stupeň

garumnien.

Vytvoril ho roku 1862 A. Leymerie pre súvrstvia vyskytujúce sa južne od Toulousu (južné Francúzsko, mediteránna bioprovincia). Nad nepochybne kriedovými vrstvami s orbitoidmi leží ílovito-piesčitý garumnien s *Cyrena garumnica* a stredný garumien vo fácii „calcaire lithographique". Vrchný garumnien je faciálne pestrý a obsahuje okrem kriedových elementov aj faunu, ktorá je známa z belgického montienu.

Podľa dnešných predstáv (porovn. napr. J. Villatte 1962) spodný garumnien nepochybne patrí do kriedy, stredný a vrchný garumnien patria k báze terciéru (dano-montien). Situovanie tejto jednotky sčasti v mezozoiku a sčasti v terciéri znemožňuje jej použitie v chronostratigrafii.

Thanetien

Stratotyp: Veľká Británia, Thanet (Thanet beds)
Autor stupňa: E. Renevier, 1873

Thanet beds v Anglicku majú iba veľmi malé plošné rozšírenie v Kente a v Surrey. Vytvára ich piesčitá fácia, ktorá obsahuje schránky *Cyprina scutellaria, Pholadomya oblitterata* a *Cyprina morrisi.*

V európskej literatúre bol thanetien dlho nahradzovaný názvom landenien, ktorým sa budeme zaoberať v ďalšom texte. V súčasnosti je názov landenien opúšťaný dokonca aj francúzskymi a belgickými autormi (porovn. A. Blondeau — C. Cavelier — L. Feugueur — Ch. Pomerol 1965, D. Curry — M. Gulinck — Ch. Pomerol 1969). Hlavným dôvodom je fakt, že landenien na typových lokalitách je mimoriadne chudobný na korelovateľnú faunu, naproti tomu *Thanet beds* obsahujú bohatšiu faunu (aj mikrofaunu), ale je tu zase problém s premiestnením, pretože väčšina planktonických foraminifér stratotypu thanetienu je premiestnená z danienu a kampanienu (porovn. G. Bignot — T. Moorkens 1975).

Podľa už uvádzanej práce A. Blondeau et al. (1965) thanetienu v nordickej oblasti zodpovedá:

— zóna I s *Cyprina morrisi*
— zóna II s *Pholadomya oblitterata* (= *P. koninckí*)
— zóna III — morská s *Cyprina scutellaria*
— zóna III — kontinentálna a riečno-morská (prechod do sladkovodného sparnacienu)

V súlade so súčasnými koncepciami väčšiny európskych stratigrafov uprednostňujeme zaužívaný názov thanetien pred landenienom.

Landenien

vytvoril r. 1839 v Belgicku A. Dumont. Podľa pôvodnej verzie zahrnuje popri *Tuffeau glauconifère* z Lincentu s *Pholadomya koninckí* aj íly a jemné sivozelené piesky (neskôr boli zaradené do ypresienu).

M. Leriche (1905) rozoznal v morskom landeniene 3 horizonty:
— vrstvy s *Cyprina scutellaria* z Nalinnes a z Grandglise
— vrstvy s *Pholadomya koninckí* (= *oblitterata*), *Tuffeau* z Angres a z Lincentu
— vrstvy s *Cyprina morrisi*, piesky s cyrenami, piesky z Orpu a sliene z Gelindenu.

Na tomto morskom landeniene sa nachádza lagunárny a kontinentálny vývoj s faunou sparnacienu (niektorí autori ho označujú ako vrchný landenien — G. Denizot 1957).

Heersien

vytvoril roku 1851 A. Dumont ako kriedový stupeň, umiestnený medzi maastrichtienom a landenienom. Typová lokalita Heers-Gelinden sa nachádza v Belgicku. Podľa dnešných vedomostí heersien je ekvivalentom vrstiev s *Cyprina morrisi* a zodpovedá časti thanetienu (= landenienu). Tento názov nebol v karpatskej literatúre používaný, podobne ako

selandien,

ktorý vytvoril pre severnú boreálnu bioprovinciu A. Rozenkrantz (1924). Môžeme sa s ním stretnúť najmä v dánskej a švédskej literatúre. Niektorí súčasní stratigrafovia ho korelujú s thanetienom.

Ilerdien

Stratotyp: Severné Španielsko, provincia Lerida, profil pozdĺž cesty z Tremp do Pont-de-Montanyana (mediteránna bioprovincia).
Parastratotyp: Severné Španielsko, provincia Huesca, profil z Campo do Graus a z Campo do Ainsa.
Autori stupňa: L. Hottinger — H. Schaub, 1960.

Podľa pôvodnej definície, doplnenej H. Schaubom roku 1969, ilerdien je definovaný 5 biozónami:

vrchný ilerdien:	zóna s *Alv. trempina* a *Num. involutus*
stredný ilerdien:	zóna s *A. corbarica* a *N. exilis*
	zóna s *A. moussoulensis*
spodný ilerdien:	zóna s *A. ellipsoidalis*
	zóna s *A. cucumiformis* a *N. fraasi*

V podloží ilerdienu sa nachádza najvyššia biozóna thanetienu s *A. levis* a v nadloží najspodnejšia biozóna cuisienu s *A. oblonga — N. planulatus.*

Medzi prvých kritikov nového stupňa patril J.-P. Mangin (1961), ktorý kritizoval najmä voľbu stratotypu (tento problém bol neskôr vyriešený zvolením parastratotypu), nový stupeň negovali aj francúzski stratigrafovia, ktorí tvrdošijne trvali na lutétskom veku turritellových slieňov v Corbières, hoci H. Schaub ich považoval za ilerdské (podrobnejšie H. Schaub 1968).

Je pozoruhodné, že nový stupeň bol pomerne skoro kladne prijatý v karpatskej literatúre (D. Andrusov — E. Köhler 1963, Gh. Bombita 1964), ale neskôr bol iba vzácne spomínaný (najpodrobnejšie v práci O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972), v sovietskej literatúre sa neujal dodnes.

Výrazným medzníkom v otázke používania tohto stupňa sa stalo kolokvium, ktoré sa konalo dňa 18. novembra 1974 v Paríži za prítomnosti mnohých významných stratigrafov a paleontológov. Podrobnosti o priebehu kolokvia publikoval Ch. Pomerol (1975). Na tomto kolokviu boli prednesené a neskôr publikované významné referáty (z nášho hľadiska najpozoruhodnejšie sú práce: A. von Hillebrandt 1975, Ch. Kapellos — H. Schaub 1975, G. Bignot — T. Moorkens 1975, Y. Tambareau — M. Toumarkine 1975). V závere rokovania účastníci (teda aj francúzski stratigrafovia) jednomyseľne prijali nový stupeň ako vynikajúco definovanú chronostratigrafickú jednotku.

Najvýstižnejšie vyjadruje dnešné poňatie ilerdienu tabuľka, ktorú publikoval A. von Hillebrandt (1975, str. 163) a ktorú uvádzame na našej tab. 3.

Z tabuľky vyplývajú aj isté problémy spodnej a vrchnej hranice stupňa pri použití biozonácií planktonických foraminifér a nanoplanktónu. Súčasné intenzívne štúdie v rôznych oblastiach môžu aj v tomto smere priniesť v krátkej budúcnosti významné spresnenia.

Nejednotnosť vládne v otázke, či ilerdien má byť ponechaný v paleocéne (ako si to predstavovali autori tohoto stupňa), alebo má byť zaradený do spodného eocénu. V prospech zaradenia ilerdienu do spodného eocénu hovorí objavenie sa numulitov na báze stupňa, protiargumetnom je zasa nutnosť zmeny a úpravy pôvodnej definície paleocénu* a väčšia príbuznosť planktonických foraminifér s paleocénnymi než s eocénnymi. V súčasnosti jestvuje niekoľko verzií hranice paleocén-eocén, pritom väčšina autorov, ktorí sa k problému vyslovili, navrhuje viesť túto hranicu medzi thanetienom a ilerdienom. Je to otázka konvencie, ktorá nijak neovlivňuje správnosť vytvorenia a používania stupňa ilerdien.

Odporúčania kolokvia o eocéne z roku 1968 (Propositions, str. 464) uvádzajú v prehľadnej tabuľke (naša tab. 4) názory na hranicu paleocén-eocén, ako aj rozsah niektorých chronostratigrafických pojmov.

---

* Pôvodná definícia paleocénu od W. P. Schimpera (1874) je značne protirečivá, keď tento autor zaradil do paleocénu sparnacien a cuisien, čo mu neprekážalo, aby sparnacien zaradil aj do eocénu. Definícia paleocénu sa v blízkej budúcnosti zaiste dostane na program medzinárodných jednaní.

Tabuľka 3 Biozóny ilerdienu a ich korelácia podľa A. von Hillebrandta (1975)

		BIOZÓNY				
		alveolíny	numulity	plankt. foraminifery	nannoplanktón	
↑ CUISIEN					*D. lodoensis*	↑ CUISIEN
		A. oblonga	*N. planulatus*	*Glrt. aragonensis*		
ILERDIEN	vrchný	*A. trempina*	*N. involutus*	*Glrt. formosa*	*M. tribrachiatus*	vrchný
	stredný	*A. corbarica*	*N. exilis*	*Glrt. lensiformis*	*D. binodusus*	stredný
		A. moussoulensis	*N. praecursor*	*Glrt. subbotinae*		
	spodný	*A. ellipsoidalis*		*Glrt. marginodentata*	*M. contortus*	spodný
		A. cucumiformis	*N. fraasi*	*Glrt. velascoensis*	*D. multiradiatus*	ILERDIEN
THANETIEN ↓		*A. levis*	*Nummulitoides azilensis*	*Glrt. pseudomenardii*		THANETIEN ↓

Tabuľka 4 Návrhy na vymedzenie hranice paleocén-eocén (Odporúčania kolokvia o eocéne 1968, str. 464, tab. III)

nannoplanktón	plankton. foraminifery	numulity		parížsky bazén	Belgicko	Anglicko	
Discoaster lodoensis	*Globorotalia aragonensis*	*N. planulatus*		CUISIEN (*N. planulatus*)	piesky z Mons en Pevèle	Lower Bracklesham Beds	
Marthasterites tribrachiatus	*Globoratalia formosa formosa*						1
Discoaster binodosus	*Globorotalia aequa*	*N. involutus* *N. exilis*	ILERDIEN	SPARNACIEN (cicavce z Epernay a z Meudonu)	íly z Ypresu	London Clay Blackheath Beds	
Marthasterites contortus	*Globorotalia velascoensis*	*N. praecursor* *N. fraasi* ? — ? — ?				Woolwich Beds	2
Discoaster multiradiatus				THANETIEN (cicavce z Cernay)	LANDENIEN	Reading Beds Thanet Beds	3
Heliolithus riedeli	*Globorotalia pseudomenardii*						
Discoaster gemmeus							

1 — hranica uznávaná v mnohých krajinách
2, 3 — hranica navrhovaná na kolokviu o eocéne 1968

Ypresien

vymedzil r. 1849 A. Dumont pre označenie sedimentov medzi stupňami landenien a bruxellien. Typom stupňa je modrastý veľmi hutný íl v okolí obce Ypres v Belgicku (boreálna bioprovincia).

G. Vincent — A. Rutot (1878) zaviedli rozšírené poňatie ypresienu, keď do neho zahrnuli spodný ílovitý ypresien (flanderské íly) a vrchný piesčitý ypresien s *N. planulatus.*

G. F. Dollfus (1903, 1905) navrhoval nahradenie vrchného ypresienu lepšie definovaným cuisienom, pričom spodný ypresien by bol nahradený názvom sparnacien.

V geologickej literatúre sa zachovalo viac poňatí ypresienu, najmä ypresien s.s. (ílovcový) a ypresien s.l. (ílovcový a piesčitý).

A. Blondeau et al. (1965) sa pridržiavajú rozšíreného poňatia a delia ypresien na:

— spodný = sparnacien (v Belgicku a severnom Francúzsku morské flanderské íly, v parížskom bazéne lagunárno-jazerné sedimenty typového sparnacienu);

— vrchný = cuisien — piesky s *N. planulatus — elegans, Turritella solanderi* a *Velates schmiedeli.*

H. Schaub (1960, 1968) podal presvedčivé argumenty proti používaniu stupňa ypresien. A j G. Denizot (1957) pripúšťa nejasnú definíciu ypresienu, ale trvá na priorite názvu ypresien (ale potom by mal v parížskom bazéne platiť názov parisien a nie lutetien).G. Demarcq (1964) považuje pravidlo priority v chronostratigrafii za neúnosné a uprednostňuje riešenie vychádzajúce z vedeckej logiky.

Kolokvium o ilerdiene roku 1974 v Paríži nahromadilo dosť dôkazov o tom, že ypresien je nejasne definovaný, rôzne ponímaný a jeho typové lokality obsahujú chudobnú, málo preukaznú faunu (G. Bignot — T. Moorkens 1975), a preto treba spodný ypresien nahradiť označením ilerdien a vrchný ypresien označením cuisien.

Typickým príkladom stupňa, ktorý nemôže byť použitý v univerzálnej chronostratigrafickej škále, je

sparnacien.

Tento stupeň vytvoril roku 1880 G. F. Dollfus a zaradil do neho formácie plastických ílov z Parížskej oblasti a lignity z oblasti Soissons a Epernay. Ako uvádza G. Demarcq (1964) takto definovaný stupeň reprezentujú výlučne jazerno-lagunárne formácie a iba v severovýchodnej časti parížskeho bazénu sa vyskytujú brakické fácie. Keďže sparnacien nie je definovaný morskými sedimentami, nie je možné ho korelovať s inými oblasťami. G. Denizot (1957) ponímа sparnacien ako vrchnú časť landenienu, G. Demarcq (1964) navrhuje používať sparnacien iba ako faciálny pojem. V súčasnosti je sparnacien považovaný za ekvivalent ilerdienu.

V staršej literatúre často uvádzaný stupeň

liburnien

vytvoril roku 1872 G. Stache s typovou lokalitou Hrpelje — Kozina v Juhoslávii. Významnou určujúcou skamenelinou stupňa je *Coskinolina liburnica,* väčšina druhov je endemická, viazaná na lokálnu fáciu foraminiferových vápencov. Na základe alveolin (L. Hottinger 1960) možno liburnien stotožniť s časťou ilerdienu.

Spileccien

vymedzil v severnom Taliansku R. Fabiani (1912), jeho definícia stupňa je nejasná a protirečivá. M. B. Cita — H. Bolli (1961) zistili, že vrstvy z Spilecca patria do zóny *Gr. velascoensis,* teda do časti ilerdienu. Nejasná definícia stupňa i veľké množstvo endemických foriem spôsobili, že názov spileccien postupne upadal do zabudnutia.

Ako liburnien, tak i spileccien boli definované v mediteránnej bioprovincii.

Cuisien

Stratotyp: Francúzsko, Parížsky bazén, Cuise-la-Motte pri Compiègne (*sables de Cuise*).
Autor stupňa: G. F. Dollfus, 1880.

Podľa pôvodnej definície cuisien zahrnoval piesky z Cuise s *N. planulatus* a *A. oblonga*. R. 1905 G. F. Dollfus pridal k stupňu aj piesky zo Sinceny (sú zaraďované aj do sparnacienu).

Fauna nedovoľuje rozdeliť v parížskom bazéne cuisien na menšie jednotky (L. Feugueur 1963 rozdelil cuisien na spodný a vrchný iba na základe faciálnej superpozície). H. Schaub (1968) sa domnieva, že v parížskej oblasti cuisien je zastúpený iba spodnou časťou (biozóna *N. planulatus — A. oblonga*), D. Curry — M. Gulinck — Ch. Pomerol (1969) predpokladajú, že *N. planulatus* má v parížskom bazéne diapazón v rámci celého stupňa a je tu zachovaný celý cuisien. V mediterannej oblasti na základe veľkých foraminifér možno cuisien rozdeliť do 3 zón.

O samotnom cuisiene je pomerne málo literatúry, lebo až v posledných rokoch sa zistilo, že cuisien je presnejšie definovaný ako ypresien a obsahuje lepšie korelovateľnú faunu (porovn. H. Schaub 1968, G. Bignot — T. Moorkens 1975), takže sa stáva plnohodnotným chronostratigrafickým označením.

Lutetien

Neostratotyp: navrhol ho r. 1964 A. Blondeau v oblasti Cramoisy Saint-Vaast-les-Malo, severozápadne od Oise, parížsky bazén.
Autor stupňa: A. de Lapparent, 1883.

A. de Lapparent poníma lutetien ako presný ekvivalent parisienu A, ktorý vytvoril r. 1852 A. d'Orbigny a ktorému litologicky zodpovedá *calcaire grossier* parížskeho bazéna.

Stupeň bol pôvodne rozdelený na:
— spodný lutetien — vrstvy s *N. laevigatus*, piesky s numulitmi zo Soissonnais, piesky z Vexin s *Cardita planicosta* a *Diplohelia raristella*;
— stredný lutetien — vápence s *Ditrupa strangulata, Echinolampas calvimontanum, Echinanthus issayavensis*;
— vrchný lutetien — vápence s *Cerithium giganteum*, vápence s miliolami, s *Orbitolites complanatus*, alveolinami, vápence z Parnes a z Grignon; vápence s potamidami a cerithiami; vrchné *caillasses* variabilnej fácie.

Roku 1925 R. Abrard modifikoval definíciu lutétu a rozdelil ho na 4 zóny:
— zóna I s *Num. laevigatus* a *N. lamarcki*
— zóna II s *N. laevigatus* (samotným)
— zóna III s *Echinolampas calvimontanum* a *Echinanthus issayavensis*
— zóna IVa s *Orbitolites complanatus* a *Lithocardium aviculare*

— zóna IVb s cerithiami a potamidmi (poloslané vrstvy).

Novšie výskumy priniesli niektoré spresnenia klasifikácie R. Abrarda (porovn. A. Blondeau et al. 1965).

Posledné rozdelenie lutetienu v parížskom bazéne podávajú D. Curry — M. Gulinck — Ch. Pomerol (1969):

— spodný lutetien: zóna s *N. laevigatus* a *A. stipes.* Zodpovedá zóne I a II R. Abrarda. Z planktonických foraminifér obsahuje *Globigerapsis higginsi;*

— stredný lutetien: zóna s *Orbitolites complanatus, N. variolarius, Fabiania cassis* a z plankton. foraminifer *Globigerinita echinata;*

— vrchný lutetien: zóna s *Alveolina elongata, Discorinopsis kerfornei, Linderina brugesi* a *Nummulites variolarius.* Tento vrchný lutetien zodpovedá „biarritzienu".

Lutetien parížskeho bazénu má ako typ stupňa jeden veľký nedostatok: jeho najvyššia časť je regresívna s kontinentálnymi fáciami (*caillasses*), čo spôsobuje ťažkosti pri presnom stanovení vrchnej hranice stupňa i pri korelácii so susednými oblasťami. Okrem toho sa v parížskom bazéne nachádza mnoho špecifických lokálnych foriem, ktorých ekvivalenty z iných oblastí nie sú známe. Veľké rozdiely v numulitovej faune lutetienu parížskeho bazénu a mediteránnej oblasti priviedli H. Schauba (1968) k názoru, že v parížskej oblasti je zastúpený iba spodný a najvyšší lutetien a medzi nimi je rozsiahly stratigrafický hiát. Výskumy francúzskych stratigrafov tento názor nepotvrdili.

I pri všetkých ťažkostiach s koreláciou parížskeho lutetienu sa stupeň dokonale udomácnil v chronostratigrafii európskeho paleogénu a zachováva si svoju vážnosť i v chronostratigrafickej hierarchii.

Parisien

vytvoril roku 1852 A. d'Orbigny. Stupeň pôvodne zahrnoval rozsiahly stratigrafický interval v parížskom bazéne: komplexy vápencov *(calcaire grossier),* pieskov *(sables moyens)* a sadrovcov *(gypse).* Parisien sa delil na parisien A (dnešný lutetien) a parisien B (dnešný vrchný eocén).

Po vytvorení presnejšie a podrobnejšie definovaného lutetienu a bartonienu parisien upadol do zabudnutia a má iba historickú cenu.

Bruxellien

vytvoril roku 1839 A. Dumont. Zahrnoval nad sebou ležiace formácie kremitých a karbonátových pieskov a pieskovcov v Belgicku. Spodný bruxellien (piesky z Aeltre) obsahuje *Nummulites laevigatus* f. *lucasi,* vyšší bruxellien *N. laevigatus* f. *laudunensis/N. lamarcki* a lokálne sa vyskytujú aj vrstvy s *N. laevigatus* s.s. Mikrofauna bruxellienu (J. P. H. Kaasschieter 1961), ako aj molusková fauna (M. Glibert 1933) je veľmi podobná faune spodného lutetienu parížskeho bazénu. Vo všetkých súčasných prácach je bruxellien považovaný za ekvivalent spodného lutetienu.

Ledien

vytvoril roku 1887 M. Mourlon v Belgicku pre piesky a vápnité pieskovce s *Num. variolarius* a s oválanými *N. laevigatus* v bazálnej polohe (typová lokalita Lède). M. Leriche (1912) koreloval

belgický ledien s francúzskym auversienom. Až donedávna bol ledien považovaný za nižšiu časť vrchného eocénu (bartonienu).

Ch. Pomerol (1961) na základe sedimentologických, paleontologických a paleogeografických argumentov spojil ledien s vrchným lutetienom. Najdôležitejšie sú jeho paleontologické argumenty: piesky ledienu obsahujú typické fosílie vrchného lutetienu *(Ditrupa strangulata, Orbitolites complanatus, Fabularis discolithes)*, ktoré nie sú známe z auversienu. Okrem toho D. Curry (1961) zistil prítomnosť *Num. variolarius* v lutetiene parížskeho bazénu, čím bol vyvrátený základný argument príslušnosti ledienu do vrchného eocénu. C. W. Drooger — P. Marks — A. Papp (1971) podrobne sa zaoberali touto otázkou a tiež došli k záveru, že *Num. variolarius* z vrchného lutetienu parížskeho bazénu a z pieskov ledienu je totožný (títo autori ho nazývajú *Num. gandinus*, správnejší by bol názov *Num. variolarius gandinus*).

Vyššie uvedené údaje prakticky zlikvidovali použitie ledienu ako chronostratigrafickej jednotky vrchného eocénu a ledien treba považovať iba za osobitnú fáciu vrchného lutétienu (porovn. tab. 5).

Wemmelien

stihol podobný osud ako ledien. Stupeň vytvorili roku 1878 G. Vincent — A. Rutot najmä pre piesky z Wemmelu (Belgicko) s typickou fosíliou *Num. wemmelensis (= N. orbignyi)*. Už od začiatku jeho používania bolo nejasné odlíšenie wemmelienu od ledienu, asschienu a tongrienu. Revízia mikrofauny z pieskov z Wemmelu (J. P. H. Kaasschieter 1961) ukázala veľkú podobnosť s mikrofaunou ledienu, molusková fauna je veľmi blízka k faune lutetienu (M. Glibert 1938). A. Blondeau et al. (1965) sa domnievajú, že treba urobiť novú podrobnú revíziu fauny wemmelských pieskov, ktorá by mala ukázať, že wemmelien (aspoň sčasti) možno korelovať s vrcholovým lutetienom. C. W. Drooger — P. Marks — A. Papp (1971) po podrobnom štúdiu asociácie veľkých foraminifér nesúhlasia s týmto názorom a predpokladajú, že wemmelské piesky s *Num. orbignyi* sú mladšie než piesky ledienu. Otázka je v stave riešenia, ale už je jasné, že wemmelien s jeho chudobnou a málo preukázanou faunou môže byť iba regionálnym faciálnym označením, a nie chronostratigrafickou jednotkou.

Biarritzien

patrí medzi najmladšie chronostratigrafické označenia v paleogéne. Vytvorili ho roku 1960 L. Hottinger — H. Schaub. Už v samotnej definícii stupňa sa skrýva nešťastná formulácia: „Náš „biarritzien" zodpovedá tomu, čo Boussac v Alpách ako „Auversien" a Fabiani ako „Auversiano" označovali." Problémom auversienu sa budeme ešte zaoberať, už tu treba uviesť, že v mediteránnej oblasti je to prakticky nedefinovateľný pojem (prechodná zóna medzi lutetienom a priabonienom), ktorý L. Hottinger a H. Schaub sa predsa pokúšajú vtesnať do nejakého rámca a navyše mu chcú dať aj význam univerzálnej chronostratigrafickej jednotky.

Biarritzien podľa svojich autorov je charakterizovaný zanikaním asilín, prítomnosťou *N. brongniarti, N. puschi, N. perforatus* (typ), *N. beaumonti* a *N. lyelli*. Vo vrchnom biarritziene sa nachádza predchodca *N. fabianii* a *N. striatus*, do spodného biarritzienu zasahuje ešte *Ass. exponens*. Z alveolín sú prítomné *A. elongata, A. fragilis* a *A. fusiformis*.

Nad biarritzienom zaniká rod *Alveolina* s. str. a objavujú sa vrchnoeocénne druhy *N. fabianii* a *N. garnieri*.

Stratotyp stupňa: južné Francúzsko, atlantické pobrežie, Biarritz (Rochers de Peyreblanque) — mediteránna bioprovincia.

Stupeň sa zdá byť presne definovaný a dalo by sa očakávať, že bude priaznivo prijatý. V skutočnosti je to naopak. Voči stratotypu vážne vyhrady vyslovili G. Bignot — D. Boulanger (1968). Je tu i množstvo ďalších výhrad: L. Hottinger a H. Schaub sa domnievali, že v nadloží biarritzienu je ledien. Ale tento stupeň je dnes považovaný za ekvivalent vrchného lutetienu! Autori sa domnievali, že medzi lutetienom a ledienom v parížskom bazéne je rozsiahle prerušenie sedimentácie, ktoré vypĺňuje práve

Tab. 5 Korelácia paleogénu parížskeho bazéna, Belgicka a Anglicka (A. Blondeau — C. Cavelier — L. Feugueur — Ch. Pomerol 1965)

	Parížsky bazén		Belgicko	Anglicko
OLIGOCÉN	?akvitanien stampien (sannoisien)		piesky z Voort rupélien vrchný tongrien	Hamstead Beds
EOCÉN	bartonien	ludien	spodný tongrien	Bembridge Beds Headon Beds
		marinesien auversien	asschien	Barton Beds
	lutetien	(„biarritzien") vrchný	wemmelien lédien	Upper Bracklesham Beds
		spodný	bruxellien	Middle Bracklesham Beds
	ypresien	cuisien	ypresien	Lower Bracklesham Beds
		sparnacien		London Clay
	thanetien		landenien	Thanet Sands
	montien		vápence z Monsu Tuffeau de Ciply	

biarritzien. Výskumy v parížskom bazéne ukázali, že na vrchole lutetienu sa nachádza mikrofauna „biarritzienu" (C. Cavellier — Y. Le Calvez 1965) a o rozsiahlom stratigrafickom hiate nemôže byť ani reč. Aj „Propositions" eocénneho kolokvia r. 1968 na str. 460 uvádzajú, že biozóna s *N. brongniarti* a *A. elongata* (biarritzien) zodpovedá najvyššej časti lutetienu parížskeho bazénu. Teda v oblasti, odkiaľ bol definovaný lutetien, biarritzien zodpovedá jeho najvyššej časti.

V mediteránnej oblasti je situácia trochu zložitejšia. Do biarritzienu spadajú súvrstvia, ktoré boli predtým považované za typický vrchný lutetien (vrstvy s *N. perforatus* a *Ass. exponens*) a netreba ich označovať novým chronostratigrafickým názvom, miestami ale do biarritzienu patria aj vrstvy bázy vrchného eocénu (napr. v Karpatoch súvrstvia s *N. striatus, N. variolarius, Op. alpina, Operculinoides* spolu s ojedinelými *N. perforatus, N. millecaput, Ass. exponens*, v severnej Afrike vrstvy s *N. striatus, N. beaumonti, N. fabianii* spolu s *N. lyelli*). Takto mediteránny biarritzien zodpovedá vrchnému lutetienu i báze priabonienu.

Treba ešte podotknúť, že L. Hottingerom a H. Schaubom (1960) udávaný stratigrafický interval jednotlivých druhov veľkých foraminifér vychádza skôr zo želaní autorov stupňa než zo skutočnosti. Pripomíname tiež, že mnohé určujúce druhy biozón L. Hottingera — R. Lehmanna — H. Schauba (1964, viď tab. 1) majú v Karpatoch trochu odlišný vekový diapazón, alebo sa tu vôbec nevyskytujú.

Priabonien

Stratotyp: Taliansko — Priabona (mediteránna bioprovincia).
Parastratotypy: Taliansko — Granella, Ghenderle, Brendola, Mossano, Possagno.
Autori stupňa: E. P. Munier-Chalmas — A. de Lapparent, 1893,

Podľa pôvodnej definície sa priabonien skladá:

— z vrstiev z Granelly s formami blízkymi ku *Cerithium plicatum, C. conjuctum, C. diaboli* a *Bayabia semidecussata;*

— z vrstiev z Priabony s *Ostrea brongniarti, Spondylus cisalpinus, Leiopedina tallavignesi, Echinanthus scutella, Schizaster ludidus, Metalia lonigensis, Euspatangus ornatus* a s orbitoidmi (= diskocyklínami);

— z vrstiev z Brendoly so *Spondylus cisalpinus, Ostrea brongniarti, Clavulina szaboi* a *Nummulites sub-tournoueri.*

Podrobný zoznam fauny z typovej oblasti podali P. Oppenheim (1901) a R. Fabiani (1915), veľké foraminifery z Priabony študoval V. Roveda (1961).

R. Fabiani (1915) navrhol rozdelenie priabonienu na 3 horizonty:

— spodný priabonien: vrstvy z Boro a Granella, vytvárajú bazaltové zlepence s *Cerithium diaboli* a vrstvy pieskovcovo-slienité s *C. diaboli, C. plicatum, Bayabia stygis;*

— stredný priabonien: vrstvy z Priabony, tvorené hlavne slieňmi a slienitými vápencami bohatými na foraminifery *(N. fabianii, N. striatus, Pellatispira madaraszi, Orthophragmina pratti, O. stellata)* a lamelibranchiáty *(Pecten biarritzensis, Plicatula bovensis, Ostrea martinsi);*

— vrchný priabonien: sliene s machovkami (vrstvy z Brendoly) s *N. fabianni, N. vascus-boucheri, Pellatispira madaraszi, Spiroclypeus granulosus, Clavulina szaboi,* atď.

Niektorí autori navrhujú rozdeliť priabonien iba na 2 časti (napr. J. Schweighauser 1953, V. Roveda 1961).

Podrobný prehľad histórie tohoto stupňa podali M. B. Cita — G. Piccoli (1964, str. 673—679).

V poslednom období sa priabonienom zaoberal celý rad autorov (napr. J. Hardenbol 1968, A. Castellarin — M. B. Cita 1969, S. Ungaro 1969, R. Herb — H. Hekel 1973, H. M. Bolli et al. 1975).

Výsledkom týchto štúdií je návrh rozdelenia priabonienu tak, ako je uvedený v tabuľke, ktorú publikovala M. B. Cita (1969) a ktorá bola prevzatá aj do odporúčaní eocénneho kolokvia 1968 (Propositions, str. 461, porovn. aj naša tab. 6).

Eocénne kolokvium r. 1968 tiež odporučilo, aby stratotyp Priabona (proti ktorému boli mnohé výhrady, lebo nezachytil celý vrstevný sled priabonienu) bol doplnený celým radom parastratotypov (Granella, Ghenderle, Brendola, Mossano a Possagno). Uvedené parastratotypy sú v súčasnosti intenzívne študované medzinárodnými pracovnými kolektívmi z rôznych aspektov a každoročne sa objavujú publikácie s výsledkami týchto výskumov (napr. ukážková kolektívna práca o mikropaleontológii oblasti Possagno — H. M. Bolli et al. 1975).

Keďže priabonien má rovnaký stratigrafický rozsah ako bartonien (v najbežnejšom poňatí) a je definovaný faunou, ktorá sa bežne vyskytuje aj v Karpatoch, uprednostňujeme toto označenie pred názvom bartonien.

Pre spodnú časť vrchného eocénu navrhol r. 1964 Gh. Bombita názov

napocien

so stratotypom v oblasti Cluj (Napoca) v Rumunsku. Napocien charakterizuje asociácia *Num. garnieri, N. chavannesi* a *N. striatus* a Gh. Bombita ho umiestňuje medzi biarritzien (= auversien = ledien) a priabonien z typovej oblasti Priabona. Hlavným argumentom pre vymedzenie napocienu bol fakt, že v profile Priabona chýbajú najspodnejšie súvrstvia vrchného eocénu. Tento nedostatok bol v posledných rokoch odstránený zavedením celého radu parastratotypov a názov napocien (ešte k tomu v spojení s problematicky chápaným briarritzienom) sa v literatúre neujal. Na „diskrimináciu" napocienu poukázal Gh. Bombita z príležitosti eocénneho kolokvia 1968 v Paríži (Gh. Bombita 1969) a pri tejto príležitosti navrhol pre celý vrchný eocén názov transylvanien. Ani tento názov po doplnení definície priabonienu nemá nádej na uplatnenie.

Bartonien

patrí medzi najprotirečivejšie chápané chronostratigrafické jednotky paleogénu. Už jeho definovanie bolo kuriózne: vytvoril ho roku 1857 K. Mayer — Eymar, ktorý ho definoval sukcesiou vrstiev v parížskom bazéne, ale ako „typ" stupňa uviedol Barton beds v anglickom Hampshire a z Anglicka dostal stupeň aj názov.

Pôvodne definovaný bartonien zahrnoval:

— stredné piesky (sables moyens) z Beauchamp, Auvers, Senlis
— sladkovodné vápence zo Saint-Ouen
— sliene s *Pholadomya ludensis*.

Roku 1867 samotný autor stupňa K. Mayer — Eymar začal vyše 100-ročnú históriu rôznych poňatí

bartonienu tým, že podal novú definíciu stupňa, pričom z bartonienu vylúčil sliene s *Pholadomya ludensis* (ktoré neskôr poslúžili ako typ stupňa ludien).

Do geologickej histórie vošli unikátne spory G. F. Dollfusa a M. Lericha, ktorí začiatkom nášho storočia viedli diskusie o význame, poňatí a obsahu bartonienu a jeho vzťahu k auversienu, ledienu, wemmelienu a ludienu. Mnohí autori venovali desiatky rokov svojich prác tomuto stupňu (J. a L. Morel-letovci študovali bartonien vyše 40 rokov).

Výsledkom doterajších prác je asi 15 rôznych interpretácií vrchného eocénu v parížskom bazéne, pričom bartonien bol uvádzaný až v 8 rôznych modifikáciách (bližšie údaje P. Feuillée 1964).

V súčasnosti na základe detailných štúdií Ch. Pomerola (1964) je bartonien ponímaný ako super-stupeň, zahrnujúci celý vrchný eocén.

Ch. Pomerol (viď tiež A. Blondeau et al. 1965) rozdelil bartonien do 3 častí:

— spodný bartonien — auversien (piesky z Beauchamp a z Auvers) má mikrofaunu ešte lutétskeho rázu, ale značne ochudobnenú;

— stredný bartonien — marinésien je faciálne veľmi pestrý — lagunárno-jazerné vápence z Ducy, jazerné sliene a vápence zo Saint-Ouen, lagunárno-morské piesky z Mortefontaine a morské piesky z Cresnes. Obsahuje faunu foraminifér a ostrakód už vrchnoeocénneho rázu;

— vrchný bartonien — ludien je vytvorený z morských slieňov s *Pholadomya ludensis*, nad ním ležia polohy sadrovcov a slieňov, v ktorých sa striedajú kontinentálne a morské fácie. Tieto vrstvy obsahujú slávne výskyty vertebrát (Montmartre).

Ako uvádza A. Blondeau et al. (1965) rozdelenie bartonienu v parížskom bazéne je príliš späté s miestnymi fáciami a je veľmi ťažké korelovať jednotlivé fácie bartonienu so susednými bazénmi. Vzhľadom na odlišný ráz fauny i faciálny vývoj je korelácia bartonienu so sedimentmi vrchného eocénu v mediterránnej oblasti takmer nemožná. Vzhľadom na tieto fakty i na rozmanité ponímanie bartonienu považujeme používanie tohto názvu v karpatskej literatúre za zastaralé a uprednostňujeme názov priabonien.

Dotkneme sa ešte niektorých všeobecne známych chronostratigrafických pojmov vo vrchnom eocéne. O lediene a wemmeliene už bola reč.

Auversien

vymedzil G. F. Dollfus (1880) pre označenie spodnej časti „stredných parížskych pieskov" s typovou lokalitou Auvers-sur-Oise — parížsky bazén).

P. Lemoine (1906) kritizoval výber typu stupňa, lebo obsahuje prevažne pretransportované a poškodené fosílie a vyjadril sa, že „nie je v parížskom bazéne horšej typovej lokality ako Auvers".

Hoci G. F. Dollfus sa v neskorších rokoch snažil spresniť stratigrafický rozsah auversienu (r. 1907 ho rozšíril o nadložné formácie, vrátane vápencov z Ducy), v parížskom bazéne použitie názvu auversien vždy vyvolávalo pochybnosti a v Belgicku bol nahradený označením ledien. A. Blondeau — Ch. Pomerol (1968) považujú auversien za regionálny podstupeň bartonienu, ktorý ťažko možno korelovať i s formáciami Belgicka a Anglicka.

Veľké problémy narobilo použitie názvu auversien v mediterránnej oblasti. R. 1908 J. Boussac zaradil do auversienu vrstvy z Villa Marbella a sliene s *Pentacrinus* z pobrežia južne od Biarritzu a ten istý autor r. 1911 označil ako typ mediterránneho auversienu lokalitu La Palarea (Alpes-Maritimes). Paleontologicky vymedzil auversien na základe numulitov, ježoviek a molúsk (odlišných od fauny auversienu z parížskeho bazénu).

Podľa súčasných vedomostí (podrobnosťami sa zaoberá A. Blondeau — Ch. Pomerol 1968) auversien v mediterránnej oblasti vo vápencovom vývoji má faunu lutétskeho rázu, zatiaľ čo v slienitom vývoji má fauna vrchnoeocénny ráz. Pri takomto kolísaní zloženia fauny v závislosti od fácií nie je možné definovať v súvislých profiloch hranice auversienu. Auversien v mediterránnej oblasti nemôže byť ohraničenou chronostratigrafickou jednotkou (stupeň alebo podstupeň), ale iba prechodnou zónou medzi typickým stredným a vrchným eocénom.

Použitím auversienu v karpatskej literatúre sa podrobne zaoberal F. Bieda (1963) a vyslovil sa tiež záporne k jeho zachovaniu ako chronostratigrafickej jednotky.

Problémy s ťažko ohraničiteľným mediterránnym auversienom viedli k vytvoreniu stupňa biarritzien, ktorým sme sa už zaoberali.

V minulosti — aj v literatúre o Karpatoch — často bol používaný názov

ludien

Vytvorili ho roku 1893 E. Munier — Chalmas a A. de Lapparent (typová lokalita Ludes v parížskom bazéne). Keďže ludien bol používaný v dvoch poňatiach (zúženom: sliene s *Pholadommi ludensis* a nadložné sadrovce; rozšírenom: horizont z Ludes a časť nadložného tongrienu) sám A. de Lapparent roku 1906 navrhol zrušiť používanie názvu ludien. Napriek tomu sa sporadicky používa v literatúre dodnes (v jeho prospech sa vyslovil aj F. Bieda 1963).

Francúzski geológovia (Ch. Pomerol 1964, A. Blondeau et al. 1965) sa vrátili k názvu ludien a považujú ho za regionálny podstupeň (vrchný bartonien) v parížskom bazéne. Jeho použitie v mediterránnej oblasti nie je možné, lebo chýbajú navzájom korelovateľné spoločné fauny.

Asschien

vymedzil roku 1882 A. Rutot (typová lokalita Assche v Belgicku — severná boreálna bioprovincia). Podľa autora stupňa asschien leží v nadloží wemmelienu a obsahuje faunu *N. wemmelensis, Operculina orbignyi, Pecten corneus* a *Cyprina roffiani*. Neskôr bol tento stupeň v Belgicku stotožňovaný s wemmelienom alebo považovaný za vrchnú časť bartonienu, v súčasnosti nie je používaný.

Hranica eocén — oligocén

V mediterránnej oblasti stanovenie tejto hranice nenaráža na veľké problémy. Je umiestnená nad priabonienom (viď tab. 6) medzi zónou s *N. fabianii retiatus* a zónou s *N. fichteli-intermedius* (veľké foraminifery), medzi zónou s *Globigerina gortanii* a zónou s *Hastigerina micra-Cassigerinella chipolensis* (planktonické foraminifery) a medzi zónou s *Isthmolithus recurvus* a *Ellipsolithus subdistichus* (pre nanoplanktón).

V nordickej — boreálnej oblasti je situácia komlikovanejšia. Tejto otázke bola venovaná značná pozornosť na kolokviu o eocéne r. 1968 v Paríži a dospelo sa k záveru, že možno navzájom korelovať vrstvy z Latdorfu (= lattorfien), piesky z Grimmertingen v Belgicku, Headon Beds v Anglicku a ludien parížskeho bazénu. Hranica eocén-oligocén je navrhovaná v nadloží týchto formácií, t. j. vyššie než v mediterránnej oblasti (porovn. tab. 6).

Vyriešením otázky tejto dôležitej hranice bola poverená „Subcomission on Paleogene Stratigraphy" pri I. U. G. S.

Tab. 6 Rozličné poňatia hranice eocén — oligocén (Odporúčania kolokvia o eocéne 1968, str. 463, tab. II)

nannoplanktón	plankton. foraminifery	numulity	Taliansko	USA	Nemecko	Belgicko	Anglicko	parížsky bazén	
Cycloccolithus margaritae	*Cassigerinella chipolensis/ Hastigerina micra (=Globigerina sellii)*	*N. intermedius (fichteli)*		Red Bluff Formation		vrchný tongrien (Hoogbutsel)	Lower Hamstead Beds	zelené íly	
							Bembridge Beds		2
Ellipsolithus subdistichus					Latdorfská formácia	spodný tongrien (Grimmertingen)	Upper Headon Beds Middle Headon Beds	sadrovce z Montmartru (ludien)	
Isthmolithus recurvus	*Globorotalia cerroazulensis*	*N. retiatus*	*N. fabianii* s.l. priabonien s.l.	Yazoo Formation		piesky a íly z Asse	Lower Headon Beds Barton Beds	piesky z Marines (marinesien)	1
		N. fabianii s.s.							
	Globigerapsis semiinvoluta	*N.* aff. *fabianii*				piesky z Wemmelu		piesky z Auversu (auversien)	
Discoaster tani — nodifera	*Truncorotaloides rohri*	*N. brongniarti*						vrchný lutetien (biarritzien)	
		N. perforatus				piesky z Lède			

1 — hranica navrhovaná v mediteránnej oblasti 2 — hranica navrhovaná v parížskom bazéne

Tab. 7 Základné biozónovanie eocénu Sovietskeho zväzu (skrátene podľa G. I. Nemkova 1967)

		malé foraminifery	veľké foraminifery		
			severná bioprovincia		južná bioprovincia
VRCHNÝ EOCÉN	alminien	*Bolivina antegressa*	*Nummulites orbignyi*		*N. fabianii retiatus*
		Globigerinoides conglobatus			*Nummulites fabianii*
	bodrakien	*Globigerina apertura*	*Nummulites variolarius*		
		Hantkenina alabamensis			
		Acarinina rotundimarginata			*Nummulites millecaput*
STREDNÝ EOCÉN	simferopolien	*Acarinina crassaeformis*	*Nummulites polygyratus*		*Nummulites perforatus*
		Truncorotalia aragonensis	*N. distans*	*N. distans*	*Nummulites laevigatus*
				N. distans minor	
SPODNÝ EOCÉN	bachčisaraien	*Globorotalia crassata*	*N. planulatus*	*N. planulatus*	*Nummulites planulatus*
				N. crimensis	
				Operculina semiinvoluta	

Chronostratigrafické jednotky v paleogéne ZSSR

Stratigrafická komisia ZSSR pre paleogén kaukazsko-kubánskej oblasti navrhla nasledovné regionálne stupne:

inkermanien	(zodpovedá viac-menej dano-montienu)
kachinien	(zodpovedá thanetienu)
bachčisaraien	(zodpovedá ypresienu v ponímaní sovietskych stratigrafov, ilerdienu a časti cuisienu v našom poňatí)
simferopolien	(cuisien a lutetien)
bodrákien	(spodná časť priabonienu)
alminien	(vrchná časť priabonienu)

Podrobný rozbor obsahu veľkých foraminifér v uvedených stupňoch s koreláciou so zónami planktonických foraminifér podáva G. I. Nemkov (1967), ktorý uvedenú schému rozširuje na celý Sovietsky zväz (tab. 7). Ch. Kapellos — H. Schaub (1975) v tabuľke na str. 153 korelujú zóny s numulitmi, planktonickými foraminiferami a nanoplanktónom na Kryme a dochádzajú k odchylnému poňatiu niektorých stupňov (napr. bodrakien považujú za ekvivalent lutetienu).

Chronostratigrafia a biostratigrafia paleocénu a eocénu Západných Karpát

História

Stratigrafické členenie paleogénu Západných Karpát sa vyvíjalo veľmi pomaly napriek tomu, že už roku 1877 vynikajúci znalec numulitov M. Hantken na základe svojho terénneho štúdia zaradil paleogénne sedimenty Slovenska do troch nad sebou ležiacich skupín.

Moderná chronostratigrafia karpatského paleogénu je nerozlučne spojená s menom krakovského profesora F. Biedu. Tento autor roku 1931 v čsl. Karpatoch na základe veľkých foraminifér vymedzil 3 stratigrafické celky:

— lutetien s. str. (s *N. granifera* a *N. laevigatus*)
— vrchný lutetien + auversien (s *N. perforatus, N. millecaput* a *Ass. exponens*)
— prechodné vrstvy medzi auversienom a priabonienom (s *N. fabianii, N. perforatus a N. millecaput*).

Taktiež v roku 1931 F. Bieda — L. Horwitz rozlišujú v paleogéne Západných Karpát tieto chronostratigrafické jednotky: spodný eocén-paleocén; spodný lutetien; vrchný lutetien; spodný auversien; vrchný auversien; bartonien; ludien; oligocén.

Po vyše 20-ročnom štúdiu veľkých foraminifér Karpát a ich porovnávaní s materiálom z typových lokalít a so zbierkami Ph. de la Harpa, M. Hantkena, J. Boussaca, H. Douvillého a iných významných bádateľov, F. Bieda (1946) vymedzil v karpatskom flyši 6 horizontov, ktoré zoradil do prehľadnej tabuľky):

názov horizontu	určujúce formy	vek
6. horizont posledných numulitov a diskocyklín	*N. fabianii* *N. striatus*	vrchný eocén: bartonien + ludien
5. horizont tatranský s najväčšími numulitmi	*N. perforatus* *N. millecaput* *N. brongniarti*	stredný eocén + spodná časť vrchného eocénu (lutetien + auversien)
4. horizont najväčšieho rozvoja flyšových numulitov	*N. laevigatus* *N. distans*	stredný eocén (lutetien)
3. horizont prvých numulitov	*N. planulatus*	spodný eocén (ypresien)
2. horizont primitívnych diskocyklín a operkulín	*D. seunesi*	paleocén + danien
1. horizont orbitoidov	*L. socialis*	maastrichtien

Roku 1963 F. Bieda podal spresnené definície svojich horizontov 3, 5 a 6 a vymedzil nový, siedmy horizont s *N. vascus*, ktorého vek označil ako pravdepodobne oligocénny.

V tatranskom eocéne F. Bieda vymedzil v rokoch 1959—1963 4 užšie stratigrafické jednotky — hemery:

— hemeru I s *N. brongniarti* — vrchný lutetien

— hemeru II s *N. perforatus* — vrchný lutetien

— hemeru III s *N. millecaput* — prechodné vrstvy medzi lutetienom a bartonienom

— hemeru IV s *N. fabianii* — spodný bartonien.

D. Andrusov — E. Köhler (1963) na základe novej európskej i karpatskej stratigrafickej literatúry ako i na základe vlastných stratigrafických a paleontologických štúdií predložili novú stratigrafickú škálu paleogénu Západných Karpát, pozostávajúcu z 10 niveau:

— 1. niveau — ilerdien s *D. seunesi*

— 2. niveau — ypresien s *N. planulatus, N. solitarius, A. rütimeyeri*

— 3. niveau — lutetien s *N. laevigatus*

— 4. niveau — biarritzien s *N. brongniarti*

— 5. niveau — biarritzien s *N. perforatus*

— 6. niveau — biarritzien s *N. millecaput*

— 7. niveau — priabonien s priabonskými druhmi a *N. perforatus, N. millecaput*

— 8. niveau — priabonien iba s priabonskými druhmi *(N. fabianii, N. pulchellus, N. chavannesi)*

— 9. niveau — spodný a stredný oligocén s *N. vascus*

— 10. niveau — akvitanien s *N. tournoueri* a *M. gunteri.*

O vymedzenie biostratigrafických jednotiek (zón, spoločenstiev) v strednom a vrchnom eocéne sa vo svojich prácach pokúšali M. Vaňová (1972) a E. Köhler

(1967), paleocén a spodný eocén bol podrobne skúmaný v práci O. Samuel — K. Borza — E. Köhler (1972).

Skupina malých foraminifér upútala pozornosť početných paleontológov už koncom minulého storočia, resp. začiatkom tohto storočia. Osobitne treba vyzdvihnúť priekopnícku prácu poľského bádateľa J. Grzybowského (1896, 1897, 1898, 1901), ktorý nielen opísal prevládajúcu časť foraminifér (najmä aglutinovaných) z karpatského flyšu, ale prvý sa pokúsil rozčleniť mocný flyšový komplex hornín na štyri pásma (v III. pásme rozlíšil päť horizontov), čím položil základy biostratigrafického smeru vo výskume karpatského flyšu:

— I. pásmo: menilitové bridlice, obsahujúce vápnitú mikrofaunu s *Num. budensis, Rotalia lithothamnica, Orbitoides stella;*

— II. pásmo: podmenilitové sliene reprezentované globigerinovým monospoločenstvom;

— III. pásmo: pestré íly a pieskovce obsahujú výlučne aglutinované foraminifery. Bolo odlíšené 5 horizontov: 1. horizont s *Cyclammina amplectens;* 2. horizont s *Reophax placentula;* 3. horizont so zástupcami rodu *Trochammina;* 4. horizont s *Dendrophrya robusta;* 5. horizont s *Reophax grandis* a *Dendrophrya robusta;*

— IV. pásmo: miešaná a nedokonale známa fauna s *Amphistegina* a *Nummulites leymeriei.*

Ďalšie mikrobiostratigrafické členenie poľského flyšu urobil H. Hilterman (1943), ktorý v podmenilitových vrstvách rozlíšil štyri pásma (1. pásmo je najstaršie): 1 — spiroculinové vrstvy, 2 — vrstvy s *Haplophragmium globigeriniforme,* 3 — vrstvy s *Cyclammina acutidorsata,* 4 — globigerinové vrstvy.

V posledných dvoch desaťročiach sa mikrobiostratigrafickým výskumom západnej časti československých Karpát zaoberali M. Vašiček (1947, 1952), Vl.. Pokorný (1950, 1953, 1956, 1960), E. Hanzlíková (1953, 1972*). E. Hanzlíková v práci s F. Homolom (1955) rozlíšila na Těšínsku až 15 zón v stratigrafickom intervale paleocén — spodný oligocén. V slovenskej časti Západných Karpát B. Leško — O. Samuel (1968) v intervale vrchný senón — vrchný eocén vymedzili na základe aglutinovaných foraminifér päť zón (prvá je najstaršia):

1. zóna *Rzehakina epigona* (vrchný senón — spodný paleocén);
2. zóna *Rzehakina inclusa — Rzehakina complanata* (paleocén) so subzónou *Hormosina ovulum ovulum* zodpovedajúcou vyššej časti zóny;
3. glomospirovo — ammodisková zóna (spodný eocén);
4. zóna s *Cyclammina amplectens* (stredný eocén) so subzónou *Ammodiscus latus,* ktorá sa viac-menej kryje s vrchným lutetienom;
5. zóna s *Cyclammina rotundidorsata* (v podstate zodpovedá vrchnému eocénu — priabonienu).

Biozonálne členenie na základe planktonických foraminifér nemá v Karpatoch takú dlhú tradíciu, ako podľa aglutinovaných (resp. bentóznych) foraminifér. Do

* s kompletným zoznamom cit. lit. autorky resp. spoluautorov.

roku 1968 nebola táto skupina paleontologicky prakticky vôbec spracovaná. Existovalo iba niekoľko skromných údajov v súvise so stratigrafickým opisom niektorých súvrství. Prvú ucelenejšiu prácu o planktonických foraminiferách zverejnili roku 1968 O. Samuel — J. Salaj a uviedli v nej aj charakteristiku karpatských planktonických biozón od danienu do spodného oligocénu. O. Samuel (1965), resp. O. Samuel — J. Salaj (1968) vyčlenili 11 biozón (porovn. tab. 8), ktoré majú charakter „assemblage-zones". Vzťah biozón k stupňom na jednej strane a k štandartnému zónovaniu na strane druhej bližšie uvádzame v ďalšom texte ako i na tab. 8.

Prvé práce spojené s opisom a stanovením regionálnej karpatskej biozonálnej škály na základe nannoplanktónu urobila H. Bystrická (1963, 1965, 1973, 1975). Aj v tomto prípade vymedzené zóny majú charakter „assemblage zones". Prvé pokusy o korelovanie zón podľa planktonických foraminifér a nannoplanktónu urobili O. Samuel — H. Bystrická (1968). Túto korelačnú schému bude potrebné doplniť a redefinovať na základe najnovších výsledkov, najmä však na základe jednotne spracovaných profilov.

Stratigrafická škála paleocénu a eocénu Západných Karpát

Pri výbere jednotlivých chronostratigrafických označení, navrhnutých pre paleocén a eocén Západných Karpát, sme brali do úvahy súčasné trendy v európskej chronostratigrafii paleogénu (ktorými sme sa zaoberali už v prvej časti našej práce), ako i fakt, že chronostratigrafické jednotky boli vytvárané v boreálnej i v mediteránnej oblasti, pričom Západné Karpaty ležia na hranici týchto oblastí s väčšou afinitou k mediteránnej oblasti. Zvolené jednotky sú v súčasnej európskej stratigrafii bežne používané, majú v chronostratigrafickej škále svoj vymedzený interval a podľa súčasných vedomostí na seba plynule nadväzujú a neprekrývajú sa navzájom.

Stratigrafia paleogénnych sedimentov Západných Karpát je rozpracovaná najmä na základe veľkých a malých foraminifér, nanoplanktónu a sporomorf. Makrofauna a riasy majú vzhľadom na lokálny výskyt iba veľmi obmedzený význam. V našej práci sa zameriavame hlavne na stratigrafické použitie foraminifér.

Chceme pripomenúť, že v poslednom čase sa aj v paleogéne prejavuje snaha po zavedení numerického indexovania zón podľa príkladu z neogénu (zóny P_1—P_{22} — viď tab. 8). Použitie týchto indexov má oproti pomenovaniu zón na základe paleontologických taxónov tú výhodu, že ani zmenou taxónu sa pomenovanie zóny nemení. Zatiaľ však v paleogénnej literatúre dominuje binomické označenie zón podľa určitých taxónov.

Danien

Podľa súčasného stavu poznatkov môžeme na základe foraminifér vymedziť v Západných Karpatoch danien s.s., ktorý stotožňujeme so zónou *Globigerina compressa* (porovn. tab. 8).

V súčasnosti sa v rámci danienu odlišuje zóna P_1 (W. A. Berggren 1971, str. 780—781) s troma subzónami (a, b, c). Táto zóna inak zodpovedá zóne *G. daubjergensis — G. pseudobulloides* v zmysle tohože autora a má 3 subzóny: *G. pseudobulloides, G. triloculinoides* a *G. compressa — G. inconstans* (ktorej alternujúcou zónou je *G. trinidadensis*). H. P. Luterbacher—I. Premoli-Silva (1966), W. H. Bolli (l.c.) a ďalší autori úplne na báze danienu odlišujú naviac ešte zónu *G. eogubina*. Podľa názoru O. Samuela — J. Salaja (1968) posledná menovaná forma je synonymom druhu *Eoglobigerina taurica* Morozova 1961, podľa ktorého bola na Kryme vyčlenená zo stratigrafického hľadiska ekvivalentná zóna *(Eoglobigerina taurica = G. eogubina)*. Z chronologického hľadiska ide o veľmi jemnú zónu, ktorá bola už preukázaná vo viacerých oblastiach s kontinuitnou sedimentáciou medzi kriedou a paleogénom (Taliansko, Tunis, Krym, Karpaty) a nikde nedosahuje mocnosť prevyšujúcu 100 cm. V Západných Karpatoch bola doteraz preukázaná iba v duklianskej jednotke (T. Koráb — J. Nemčok — O. Samuel 1966), z čoho ale vyplýva, že aj v Západných Karpatoch je možné odlíšiť v daniene s.s. túto zónu (resp. podzónu), pričom treba poznamenať, že táto zóna nebola doteraz na stratotypovej lokalite danienu preukázaná. Na vlastnom stratotype bola preukázaná iba zóna, ktorá korešponduje (porovn. tab. 8) s karpatskou zónou *G. compressa*.

V súvise s touto zónou treba poznamenať, že podľa výskumu J. C. Troelsena (1957) druh *G. compressa* na stratotype danienu sa začína objavovať aj vo vyšších polohách, t. j. v tylocidarisovej zóne *T. vexilifera*, kým podľa J. Hofkera (1966) resp. ďalších autorov sa tento druh vyskytuje v priebehu celého danienu, súbežne s druhom *G. daubjergensis* a *G. pseudobulloides*. Podľa posledne menovaného autora sa určitý rozdiel javí jedine v tom, že formy zo spodného danienu majú sférickejší tvar komôrok. Vychádzajúc z doterajších výskumov zo Západných Karpát a iných oblastí tetydného pásma sa s týmto názorom stotožňujeme.

Veľké foraminifery nie sú doteraz z paleontologicky dokázaného danienu známe, teoreticky by sa mohli vo vápnitých fáciach danienu vyskytovať zástupcovia rodu *Miscellanea*.

Montien

V duklianskej jednotke a v paleogéne pribradlového pásma boli na viacerých miestach zistené asociácie, ktoré sa svojím charakterom zásadne odlišujú od predchádzajúcej zóny a boli začlenené do osobitnej zóny *T. (A.) inconstans praecursoria*. Veľmi charakteristickými formami sú druhy z fylogenetického radu *G.*

Tab. 8 Návrh chronostratigrafickej škály paleocénu a eocénu

		STUPEŇ			Biozóny podľa M. Toumarkine – H. M. Bolliho (1975) a H. Luterbachera (1975) Sev. Taliansko — Possagno	Biozóny podľa W. H. Blowa a W. A. Berggrena (1971)	
		(OLIGOCÉN)			*C. chipolensis/Ps. micra*	P_{18}	*Gl. tapuriensis*
EOCÉN	vrchný	PRIABONIEN	vrch.		*Gr. cerroazulensis* s. l.	P_{17}	*Gl. gortanii/Gr. centralis*
			str.			P_{16}	*Crh. inflata*
			sp.		*Gth. semiinvoluta*	P_{15}	*Grs. semiinvoluta*
	stredný	LUTÉTIEN	vrch.		*H. aragonensis*	P_{14}	*T. rohri — Gl. howei*
					Or. beckmani	P_{13}	*Or. beckmani*
					Gr. lehneri	P_{12}	*Gr. lehneri*
			sp.		*Gth. subconglobata subc.*	P_{11}	*Grs. kugleri*
					Tr. rohri	P_{10}	*H. aragonensis*
	spodný	CUISIEN			*Gr. pentacamerata*	P_9	*A. densa*
					Gr. aragonensis	P_8	*Gr. aragonensis*
					Gr. formosa formosa	P_7	*Gr. formosa*
?							
PALEOCÉN	vrchný	ILERDIEN	vrch.		*Gr. subbotinae*	b P_6 a	*Gr. subbotinae — Ps. wilcoxensis* *Gr. velascoensis — Gr. subbotinae*
			str.				
			sp.		*Gr. velascoensis*	P_5	*Gr. velascoensis*
?							
	stredný	THANETIEN		MONT-THANETIEN	*Gr. pseudomenardii*	P_4	*Gr. pseudomenardii*
					Gr. pusilla pusilla	P_3	*Gr. pusilla pusilla — Gr. angulata*
	spodný	DANIEN s. l.	MONTIEN s.s.		*Gr. angulata*	P_2	*Gr. uncinata*
					Gr. uncinata		
			DANIEN s.s.		*Gr. trinidadensis*	c	*Gl. daubjergensis — G. pseudobulloides* — *Gl. compressa — G. trinidadensis*
					Gr. pseudobulloides	b	*Gl. triloculinoides*
					Gl. eugubina	P_1 a	*Gl. pseudobulloides*
KRIEDA		MAASTRICHTIEN				*Gtr. mayorensis*	
						Gtr. ganseri	

Západných Karpát a jej porovnanie s foraminiferovými biozonáciami

Západné Karpaty				STUPEŇ		
plankton. foraminifery	veľké foraminifery	F. Bieda 1948—1963 horizonty	Andrusov–Köhler 1963 nivá			
	N. fichteli *N. vascus*	7	9	(OLIGOCÉN)		
Gl. postcretacea						
Gl. officinalis	*N. fabianii retiatus*	6	8	vrch.	vrchný	EOCÉN
	N. fabianii fabianii			str. PRIABONIEN		
Gth. index	*N. aff. fabianii* *N. variolarius*		7	sp.		
Tr. rohri	*N. perforatus*	5	6 5 4	vrch.	stredný	
	N. brongniarti			LUTETIEN		
T. (A.) crassata densa	*N. laevigatus* *N. gallensis*	4	3	sp.		
Gr. aragonensis	*N. burdigalensis* *N. planulatus* *A. oblonga*	3	2	CUISIEN	spodný	
Gr. subbotinae	*A. trempina* *N. globulus*	2	1	vrch.	vrchný	?
	A. corbarica *N. exilis*			str. ILERDIEN		
Gr. aequa	*Op. semiinvoluta*			sp.		?
Gr. pusilla pusilla	*A. primaeva* *D. seunesi* *Op. cf. heberti*			MONT-THANETIEN / THANETIEN	stredný	PALEOCÉN
T. (A.) inconstans praecursoria				MONTIEN s.s. / DANIEN s. l.	spodný	
Gl. compressa	?			DANIEN s.s.		
Rcg. varians	*Orb. apiculata* *Orb. gensacicus* *S. calcitrapoides*	1		MAASTRICHTIEN	KRIEDA	
Gtr. falsostuarti						

pseudobulloides → *T. (A.) inconstans praecursoria* (O. Samuel 1972). V západnej literatúre je táto zóna spravidla označovaná ako zóna *G. uncinata* (zóna P_2), hoci podľa nášho názoru posledný druh je synonymom V. G. Morozovovou (1957) opísaného druhu *Globorotalia praecursoria.** Vzhľadom na to, že v asociácii druhov *G. pseudobulloides, T. (A.) inconstans inconstans, T. (A.) inconstans praecursoria* sa objavuje tiež *G. spiralis, G. varianta* a vývojovo nízko stojace formy druhu *G. angulata,* môžeme karpatskú zónu *T. (A.) inconstans praecursoria* korelovať so zónou P_2 resp. zónou *G. uncinata* (sensu W. H. Berggren resp. H. M. Bolli). Prevažná väčšina mikrobiostratigrafov zaraďuje túto zónu do montienu s.s.

L. Hottinger — R. Lehmann — H. Schaub (1964) zaradili do spodnej časti ich mont-thanetienu (teda do montienu s.s.) zónu *Operculina heberti.* J. Villatte (1962) uvádza zónu *O. heberti — D. seunesi* z montienu pyrenejskej oblasti. V novšej práci Y. Tambareau — J. Villatte (1968) zaraďujú zónu *O. heberti — D. seunesi* do bázy thanetienu s.s. O. Samuel — K. Borza — E. Köhler (1972) zaradili sedimenty s *Discocyclina seunesi, D. douvillei* a *Operculina* cf. *heberti* z pribradlového paleogénu do mont-thanetienu.

Thanetien

V Karpatoch mu zodpovedajú 2 sukcesívne zóny planktonických foraminifér.

Zóna *Gr. pusilla pusilla* veľmi dobre zodpovedá pôvodnej definícii zóny stanovenej H. M. Bollim (1957a) na Trinidade (= zóna P_3). V tomto zmysle ju používame aj v Karpatoch. Paralelizácia tejto zóny s thanetienom sa zakladá na nepriamej, ale logickej metóde, nakoľko na stratotypovej lokalite doteraz nebola preukázaná asociácia foraminifér, ktorá by jednoznačne potvrdzovala zhodu s týmto stupňom (porovn. napr. G. Bignot — T. Moorkens 1975).

Ďalšou sukcesívnou zónou je zóna *Gr. aequa* (H. M. Bolliho zóna *Gr. pseudomenardii* = P_4 a zóna *Gr. velascoensis* = P_5). Táto zóna bola vzhľadom na výskumy S. Gartnera — W. W. Haya (1962), ako aj na výskumy v Západných Karpatoch korelovaná s vrchným thanetienom a spodným ilerdienom. Najnovšie výskumy z Talianska a z Pyrenejí (porovn. H. M. Bolli et al. 1975, materiály z kolokvia o ilerdiene publikované v Bulletin de la Soc. géol. France, t. 17, no. 2, 1975) ukazujú, že báza ilerdienu sa nachádza v zóne *Gr. velascoensis.* Z toho vyplýva, že hranica zóny sa nekryje s hranicou dvoch susedných stupňov. V tejto súvislosti veľmi správne poznamenáva Ch. Pomerol (1975), že „... je zbytočnou ilúziou si myslieť,

* Podľa kódu zoologickej nomenklatúry, ktorý bol prijatý na XV. medzinárodnom zoologickom kongrese v Londýne 1958, pri posudzovaní priority novoopísaných taxónov v tom istom roku treba za základ brať ak nie je uvedený deň, resp. mesiac vydania publikácie — posledný deň roku (čl. 21, odst. 1). Podľa týchto kritérií u druhu *G. uncinata* Bolli za základ treba brať 31. 12. 1957, kým u druhu *G. praecursoria* Morozova 30. 6. 1957.

že možno dosiahnuť úplnú zhodu medzi biozónami" a hranicami stupňov, ktoré sú vystavené revíziam.*

Y. Tambareau — J. Villatte (1968) vymedzili v rámci thanetienu (včítane „sparnacienu") 4 zóny veľkých foraminifér (od dola nahor):

— zóna s *Operculina heberti — Discocyclina seunesi*
— zóna s *Nummulitoides sindensis*
— zóna s *Alveolina primaeva — Fallotella alavensis*
— zóna s *Alveolina levis.*

V Západných Karpatoch (porovn. O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972) v pribradlovom pásme v sedimentoch označovaných ako mont-thanetien možno stanoviť popri sedimentoch s *D. seunesi — O.* cf. *heberti* aj nepochybne thanetské sedimenty, ktoré obsahujú významnú a ľahko poznateľnú určujúcu formu thanetienu — *Alveolina primaeva.*

Ilerdien

Zóna s *Gr. subbotinae* je aj v Karpatoch veľmi charakteristická a možno ju vzhľadom na veľmi bežne sa vyskytujúci indexový druh *G. subbotinae* bez väčších problémov identifikovať a korelovať v celej tetýdnej oblasti. Podľa W. A. Berggrena — W. H. Blowa (in W. A. Berggren 1971) zodpovedá zóne P_6 (s podzónami a, b) a iba čiastočne H. M. Bolliho zóna *Gr. rex.* Prakticky od začiatku našich výskumov dávame predmetnú zónu *Gr. subbotinae* do vzťahu s ilerdienom, pričom jej vrchná hranica zasahuje až do cuisienu. Výskumy z parížskeho bazénu ukazujú, že tento druh — podobne ako u nás — sa vyskytuje aj v typovom cuisiene (P. Brönnimann — D. Curry — Ch. Pomerol — Szöts E. 1968, G. Bignot — Y. Le Calvez 1969, atď.). Preto vrchnú hranicu tejto zóny bude treba upresniť. Zatiaľ ju umiestňujeme do najspodnejšieho cuisienu.

Ilerdien je už bohato dokumentovaný veľkými foraminiferami a bolo v ňom vymedzených 5 biozón veľkých foraminifér (porovn. L. Hottinger — H. Schaub 1960, materiály z kolokvia o ilerdiene 1974 v Paríži atď.).

V ilerdiene Západných Karpát (konkrétne v pribradlovom pruhu) možno nateraz na základe veľkých foraminifér vymedziť:

— spodný ilerdien s *Operculina semiinvoluta, Operculina* sp., *Nummulites solitarius, N. pernotus, Assilina nili, Ass. pustulosa, Discocyclina tenuis a Lacazina blumentali;*
— stredný ilerdien charakterizujú *Alveolina corbarica, Alv. subtilis, Orbitolites douvillei, Nummulites praecursor, N. exilis, N. subplanulatus, Operculina douvillei a Assilina lymeriei;*
— vrchný ilerdien obsahuje trochu pozmenené spoločenstvo s *Alveolina trempina,*

* Bolo by ale v rozpore s princípmi stratigrafickej nomenklatúry [„ak jeden oddiel (epocha) je rozdelený na stupne, jeho hranicami je vrchná hranica najmladšieho stupňa a spodná hranica najstaršieho stupňa" — International stratigraphic Guide 1972], ak by hranica medzi dvoma oddielmi (napr. paleocén-eocén) mala prebiehať v rámci stupňa (prípad ypresienu).

Alv. minutula, N. exilis, N. subplanulatus, N. globulus, Ass. leymeriei, Operculina exiliformis a *Discocyclina archiaci.*

Cuisien

Je v Západných Karpatoch reprezentovaný zónou *Gr. aragonensis* (= zóna *Gr. aragonensis* a *Gr. pentacamerata* sensu M. H. Bolli 1972 = zóna P_7—P_9 sensu W. A. Berggren — W. H. Blow in W. A. Berggren 1971). V súvislosti s touto zónou (ako aj nasledujúcimi strednoeocénnymi a vrchnoeocénnymi zónami) treba poznamenať, že v minulých rokoch boli zásluhou SEM-metódy revidované, resp. opísané mnohé taxóny a tým spresnené niektoré evolučné rady, v dôsledku čoho nastali zmeny v ponímaní taxónov. Táto problematika si však vyžaduje samostatné štúdium s osobitným zreteľom na rozdielne ponímanie taxónov (a čiastočne tým aj ich stratigrafickej interpretácie) medzi biostratigrafmi západnej a východnej hemisféry.

L. Hottinger — R. Lehmann — H. Schaub (1964) rozlišujú v cuisiene tri nad sebou idúce biozóny:

— biozónu *N. planulatus, N. burdigalensis, Ass. placentula, A. oblonga;*
— biozónu *N. pratti, N. kaufmanni, Ass. laxispira, A. dainellii;*
— biozónu *N. polygyratus, N. distans, Ass. major, A. violae.*

V tabuľke na str. 160 Ch. Kapellos — H. Schaub (1975) majú trochu odlišne uvedené indexové fosílie týchto troch zón a rozoznávajú:

— biozónu s *A. oblonga, N. planulatus, N. burdigalensis, Ass. placentula*
— biozónu *A. dainellii, N. praelaevigatus, N. burdigalensis* ssp., *Ass. laxispira;*
— biozónu *A. violae, N. manfredi, N. campesinus* a sčasti *Ass. major.*

Ako už bolo spomenuté, D. Curry — M. Gulinck — Ch. Pomerol (1969) sa domnievajú, že v parížskom bazéne celému cuisienu zodpovedá biozóna *N. planulatus — A. oblonga* a zostávajúce 2 biozóny sa nedajú odlíšiť.

V Západných Karpatoch možno pomerne ľahko vymedziť biozónu *N. planulatus — N. burdigalensis — A. oblonga* (porovn. O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972), ale zostávajúce 2 biozóny neboli odlíšené a je pravdepodobné, že biozóna *N. planulatus — A. oblonga* pokrýva celý interval cuisienu. Nie je vylúčené, že vo vrchnom cuisiene bude možné vymedziť zónu *N. partschi;* nedostatok faktického materiálu z rôznych pásem Západných Karpát nedovoľuje ešte túto otázku dostatočne objasniť. V súlade so sovietskymi autormi (porovn. G. I. Nemkov 1967) biozónu s *N. distans* zaraďujeme do spodného lutetienu.

Lutetien

je charakterizovaný v Západných Karpatoch dvoma planktonickými zónami, z ktorých zóna *T. (A.) crassata densa* sa kryje so spodným lutetienom a zóna s *Truncorotaloides rohri* s vrchným lutetienom. Ich vzťah k stupňom bol zdôvodnený v práci

O. Samuel — J. Salaj (1968). Tu môžeme iba poznamenať, že v pribradlovom paleogéne bude možné tieto dve zóny rozčleniť buď na subzóny, alebo ich redefinovať.

Veľké foraminifery vždy umožňovali odlíšiť od seba spodný a vrchný lutetien.

Spodnému lutetienu v mediteránnej oblasti zodpovedá biozóna *N. laevigatus, N. gallensis* a *A. stipes* (porovn. napr. Ch. Kapellos — H. Schaub 1975, str. 160).

V Západných Karpatoch už F. Bieda (1946) ako indexové fosílie svojho 4. horizontu (spodný lutetien) uvádza *N. laevigatus, N. irregularis, N. pratti, N. distans, N. atacicus* a *N. partschi.*

V Karpatoch nepochybne spodnolutétske sú asociácie veľkých foraminifér s *N. laevigatus,* za spodnolutétske považujeme aj spoločenstvá s masovým výskytom *N. distans.* Vo vnútorných Karpatoch sa pomerne často vyskytuje druh *N. gallensis,* ktorý bol pôvodne uvádzaný z vrchného lutetienu (E. Köhler 1967, M. Vaňová 1972). Po získaní nového faktického materiálu sa domnievame, že biozónu s *N. gallensis* treba i v Karpatoch považovať za spodnolutétsku a treba urobiť príslušné revízie starších určení *N. gallensis* alebo stratigrafického postavenia sedimentov s týmto druhom. V poslednom čase sme v sedimentoch vnútorných Karpát našli aj niekoľko výskytov ďalšej indexovej fosílie tejto spodnolutétskej biozóny — *Assilina tenuimarginata.*

Vrchný lutetien predstavuje obdobie vrcholového rozvoja numulitov v mediteránnom pásme. Výskumy v Karpatoch nie sú ešte v takom rozsahu, že by tu bolo možné vymedziť všetky biozóny veľkých foraminifér, ktoré pre vrchný lutetien (+ biarritzien) uvádzajú L. Hottinger — R. Lehmann — H. Schaub 1964 a Ch. Kapellos — H. Schaub 1975.

V súlade s názormi F. Biedu (1958, 1963) sa domnievame, že v Západných Karpatoch spodnejšiemu vrchnému lutetienu zodpovedá spoločenstvo s *N. brongniarti* a vyššej časti vrchného lutetienu spoločenstvo s *N. perforatus, N. millecaput, Ass. exponens* a *Alv. elongata.* F. Biedom (1959—1963) stanovené hemery II (s *N. perforatus*) a III (s *N. millecaput*) často nemožno vo vnútorných Karpatoch od seba oddeliť. Nádejné závery pre biozónovanie karpatského lutetienu sľubuje štúdium evolúcie *N. perforatus* z početných karpatských lokalít. V rozpore s vedomosťami o evolúcii druhu *N. millecaput* má tento druh v Karpatoch príliš veľký stratigrafický diapazón (spodný lutetien— spodný priabonien).

Priabonien

patrí medzi najvýraznejšie vyvinuté eocénne stupne v Západných Karpatoch. Vďaka tomu, že bol v rozsiahlych profiloch v mediterannej oblasti presne definovaný, môžeme ho bez väčších problémov vymedziť aj v Karpatoch.

Na základe planktonických foraminifér boli v priaboniene Karpát vymedzené dve sukcesívne zóny *Globigerapsis index* a *Globigerina officinalis,* z ktorých prvá zóna zodpovedá spodnému a druhá vrchnému priabonienu. Ich mikrofaunistický obsah

a vzťah k stupňu bol podrobne zdôvodnený v pôvodných prácach (porovn. O. Samuel — J. Salaj 1968).

Na rozdiel od planktonických foraminifér veľké foraminifery umožňujú rozdelenie priabonienu do 3 častí, čo je v súlade so súčasnými tendenciami delenia vrchného eocénu nielen v mediteránnej oblasti (porovn. M. B. Cita 1969), ale aj v parížskom bazéne (A. Blondeau et al. 1965).

V Západných Karpatoch na základe veľkých foraminifér možno vymedziť:

— spodný priabonien (dal by sa stotožniť aj s napocienom) s *N. variolarius, N. striatus, N. chavannesi, N. garnieri, N.* aff. *fabianii fabianii,* nezriedka sa tu vyskytujú aj megalosferické (veľmi vzácne mikrosferické) exempláre *N. perforatus, N. millecaput* a *Ass. exponens.* Nezriedka býva spodný priabonien vyvinutý vo fácii diskocyklinových vápencov (s *D. pratti* a *D. sella*);

— stredný priabonien charakterizuje masový výskyt *N. fabianii fabianii, N. pulchellus, N. orbignyi, N. budensis* a *Operculina alpina.* Je zaujímavé, že v niektorých pásmach centrálnych Karpát *N. fabianii fabianii* v strednom priaboniene úplne chýba, alebo je zastúpený iba zriedkavými exemplármi. Tento zaujímavý jav nebol ešte dostatočne preskúmaný, predpokladáme, že súvisí s paleogeografickými príčinami i s faktom, že Západné Karpaty ležia na hranici mediteránnej a boreálnej zóny (*N. fabianii* je významná fosília mediteránnej zóny);

— vrchný priabonien sa vyznačuje prítomnosťou *N. fabianii retiatus, N. pulchellus, N.* aff. *concinnus,* ako aj rozvojom rodov *Spiroclypeus* a *Grzybowskia.* Rod *Discocyclina* je vzácny, lebo koncom eocénu vymrel.

Závery

1. V karpatskej literatúre sa používajú rozličné stratigrafické pojmy, ktoré — ako to vyplýva z uvedeného textu — majú nerovnaký stratigrafický význam a používanie mnohých termínov je zastarané. Základným predpokladom pre vzájomné pochopenie je, aby sa vo vedeckej literatúre používali jednotné biostratigrafické a chronostratigrafické kategórie, čím by sa v značnej miere odstránili nedorozumenia, často vyplývajúce iba z nejednotnosti ponímania základných stratigrafických pojmov a kategórií.

Prirodzene, nerobíme si nijaké nároky na to, aby sa naša schéma stala záväznou. Boli by sme však radi, keby sa stala predmetom diskusie, na základe ktorej by bolo možné upresniť alebo vypracovať takú schému, ktorá by najobjektívnejšie odzrkadľovala súčasný stav chronostratigrafie a biostratigrafie karpatského paleogénu, čím by sa stala aj aktívnym spolutvorcom regionálnej i univerzálnej stratigrafickej škály.

2. V záujme jednotného ponímania stratigrafických jednotiek v Karpatoch by bolo účelné v zmysle zásad medzinárodného stratigrafického kódu vymedziť v karpatskej oblasti oporné profily, ktoré by mohli po komplexnom spracovaní slúžiť ako základ pre regionálnu stratigrafickú koreláciu.

3. S touto problematikou úzko súvisí aj stanovenie stratotypov (neostratotypov) bežne používaných litostratigrafických jednotiek v Západných Karpatoch.

4. Vzhľadom na existenciu dvoch rozličných bioprovincií (boreálnej a mediterán-nej) nie je možné na základe súčasného stavu poznatkov prijať chronostratigrafickú škálu, ktorú by bolo možné bez väčších výhrad a problémov akceptovať v oboch bioprovinciách. Preto treba hľadať styčné oblasti medzi oboma bioprovinciami a venovať im mimoriadnu pozornosť. Medzi takéto oblasti patria v paleogéne aj Západné Karpaty, ktoré môžu v budúcnosti pri cieľavedomom systematickom výskume poskytnúť veľmi cenné údaje pre interregionálnu (a interbioprovincionál-nu) koreláciu.

5. Doterajšie výskumy ukazujú, že paleogénne sedimenty Západných Karpát obsahujú určité skupiny fosílií, ktorých systematický výskum môže prispieť k upres-neniu regionálnej aj medzinárodnej stratigrafickej schémy.

6. Za povšimnutie stojí fakt, že dnešné biozóny predstavujú časový interval 1 až 1 1/2 milióna rokov, čo je väčšia presnosť, než akú možno dosiahnúť pri skúmaní paleogénnych sedimentov metódami absolútneho datovania. Pritom si treba uvedo-miť, že materiál vhodný na stanovenie absolútneho veku súčasnými metódami je v Karpatoch neporovnateľne zriedkavejší ako vhodné fosílne zbytky. Pritom možnosti biostratigrafických metód nie sú ani zďaleka vyčerpané (ako sme to uviedli už vyššie). Nie je žiadnou utópiou sa domnievať, že ešte v tomto storočí budú vymedzené biozóny reprezentujúce interval pol milióna rokov, ak sa využijú možnosti vyplývajúce z evolučného štúdia niektorých vhodných skupín, kombinácie rôznych biozonácií i využitie rozličných metodík v paleontológii a stratigrafii vôbec. Karpatská oblasť a pracovníci zaoberajúci sa jej stratigrafiou môžu značnou mierou pri cieľavedomej práci prispieť k dosiahnutiu týchto cieľov.

Do tlače odporučil J. Seneš.

Literatúra

ABRARD, R. 1925: Le Lutétien du Bassin de Paris. Thèse. Angers.

ANDRUSOV, D. — KÖHLER, E. 1963: Nummulites, faciès et développement prétectonique des Karpates occidentales centrales au Paléogène. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 14, no. 1, 175—192, Bratislava, p.

AN INTERNATIONAL GUIDE to Stratigraphic Classification, Terminology, an Usage. Internat. subcom. on strat. classification, Report, no 7, 1972, Lethaia, Oslo, 40 p.

BECKMANN, P. J. 1958: Correlation of pelagic and reefal faunas from the Eocene and Paleocene of Cuba. Eclogae geol. Helv., 51, 2, Basel, p. 416—422.

BERGGREN, W. A. 1962: Some planktonic Foraminifera from Maastrichtian and type Danian stages of Denmark and southern Sweden. Stockholm Contr. Geol., 9, 1, Stockholm, 1—102.

BERGGREN, W. A. 1964: The Maestrichtian, Danian and Montian Stages on the Cretaceous-Tertiary boundary. Stockholm Contr. Geol., 11, 5, Stockholm, 103—176.

BERGGREN, W. A. 1966: Problemy taksonomii i filogenetičeskich otnošenij nekotorych tretičnych planktonnych foraminifer. Voprosy mikropaleontologii, 10, Moskva, 309—332.
BERGGREN, W. A. 1971: Tertiary boundaries and correlations. Woods Hole Oceanographic Institution Contribution 2016, 693—809.
BIEDA, F. 1931: O kilku numulinach z Karpat czechoslowackich. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 7, Praha, 58—73.
BIEDA, F. 1946: Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. Roczn. Pol. Tow. geol., 16, Kraków, 1—52.
BIEDA, F. 1959: Fauny numulitowe w eocenie tatrańskim. Biul. Inst. Geolog., 141, Warszawa, 7—31.
BIEDA, F. 1963: Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. Prace Inst. Geol. 37, 215 p. Warszawa.
BIEDA, F. 1963a: Siódmy poziom dużych otwornic we fliszu Karpat polskich. Roczn. Pol. Tow. geol. 33, no. 2, p. 189—218. Kraków.
BIEDA, F. — HORWITZ, L. 1931: Próba stratygrafii trzeciorzedu Podhala. Sprawozd. Pol. Inst. Geol. 6, no. 4, p. 770—785. Warszawa.
BIGNOT, G. — BOULANGER, D. 1968: A propos du Biarritzien. Mém. B. R. G. M. 58, p. 561—564. Paris.
BIGNOT, G. — LE CALVEZ, Y. 1969: Contribution à l'étude des Foraminiféres planctoniques de l'Éocène du Bassin de Paris. Proc. 1. Int. Conf. Planktonic Microfossils, Geneve, 1967, 1, p. 161—166, Geneva.
BIGNOT, G. — MOORKENS, T. 1975: Position relative du stratotype de l'Ilerdien et de plusieurs autres étages par rapport à quelques microbiozonations. Bull. Soc. géol. France (7), 17, no. 2, p. 208—212. Paris.
BLONDEAU, A. 1964: Rapport sur le Lutétien du Bassin de Paris. Mém. B. R. G. M. 28, I, p. 15—19. Paris.
BLONDEAU, A. 1964a: Étude sédimentologique pour un néostratotype du Lutétien. Mém. B. R. G. M. 28, I, p. 21—26. Paris.
BLONDEAU, A. — CAVELIER, C. — FEUGUEUR, L. — POMEROL, CH. 1965: Stratigraphie du Paléogène du Bassin de Paris en relation avec les bassins avoisinantes. Bull. Soc. géol. Fr. (7), 7, p. 200—221. Paris.
BLONDEAU, A. — POMEROL, CH. 1968: Qu'est-ce que l'Auversien? Mém. B. R. G. M. 58, p. 563—574. Paris.
BLOW, W. H. 1969: Late Middle to Recent Foraminiferal biostratigraphy. Procedings of the first Intern. conference on planktonic microfossils 1, p. 199—421. Geneva.
BLOW, W. H. — BANNER, F. T. 1962 in EAMES, T. E. et al.: Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphic correlation. The University Press, p. 1—163. Cambridge.
BOLLI, H. M. 1957a: The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B. W. I. U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 61—81. Washington.
BOLLI, H. M. 1957b: Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B. W. I. U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 155—172. Washington.
BOLLI, H. M. 1972: The genus Globigerinatheka Brönnimann. Jour. Foram. Res. 2, 3, p. 109—136. Washington.
BOLLI, H. M. — CITA, M. B. 1960: Globigerine e Globorotalie Paleocene di Padermo d'Adda (Italia). Riv. Ital. Paleont., p. 361—402. Milano.
BOLLI, H. M. et al. 1975: Monografia Micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia. Schweiz. Pal. Abh. 97, 233 p. Basel.
BOMBITA, GH. 1964: Observations et propositions concernant la nouvelle division de l'Eocène. Mém. B. R. G. M. 28, II, p. 941—948. Paris.
BOMBITA, GH. 1969: Addendum a l'article „Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie". Mém. B. R. G. M. 69, p. 443—445. Paris.

BOUSSAC, J. 1908: Note sur la succession des faunes nummulitiques à Biarritz. Bull. Soc. géol. Fr. (4), 8, p. 238—255. Paris.
BOUSSAC, J. 1911: Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin. Mém. pour servir à l'expl. Carte géol. dét. France, 437 p. Paris.
BRÖNNIMANN, P. — CURRY, D. — POMEROL, CH. — SZÖTS, E. 1968: Contribution à la connaissance des Foraminifères planctoniques de l'Éocène, incluant le Paléocène, du Bassin anglo-franco-belge. Mém. B. R. G. M. 58, p. 101—108. Paris.
BYSTRICKÁ, H. 1963: Die unter eozänen Coccolithophoridae (Flagellata) des Myjavaer Paleogens. Geol. zborn. Slov. akad. vied 14, no. 2, p. 269—284. Bratislava.
BYSTRICKÁ, H. 1965: Der stratigraphische Wert von Discoasteriden im Paleogen der Slowakei. Geol. zborn. Slov. akad. vied 16, no. 1, p. 7—10. Bratislava.
BYSTRICKÁ, H. 1973: Paleozäne Nannoplankton-Zones in dem slowakischen Teil der Westkarpaten. Geol. zborn. Slov. akad. vied 22, no. 2, p. 375—383. Bratislava.
BYSTRICKÁ, H. 1975: Middle Paleocene of the West Carpathians. Západné Karpaty, séria paleontológia 1, p. 41—57. Bratislava.
CASTELLARIN, A. — CITA, M. B. 1969: Étude de quelques coupes priaboniennen dans le Monte Baldo (Prov. Verona et Trento, Italie) et discussion des limites de l'étage. Mém. B. R. G. M. 69, p. 119—143. Paris.
CAVELLIER, C. — LE CALVEZ, Y. 1965: Présence d'Arenagula kerfornei (Allix), Foraminifère biarritzien, à la partie terminale du Lutétien supérieur de Foulangues (Oise). Bull. Soc. géol. Fr. (7), 7, p. 284—286. Paris.
CICHA, I. — LOTSCH, D. — KRUTZSCH, W. — SENEŠ, J. 1964: Projet provisoire pour une subdivision chronostratigraphique du Tertiaire. Mém. B. R. G. M. II, 28, p. 925—929. Paris.
CITA, M. B. 1969: Le Paléocène et l'Eocène de l'Italie du Nord. Mém. B. R. G. M. 69, p. 417—430. Paris.
CITA, M. B. — BOLLI, H. M. 1961: Nuovi dati sull età paleocenica dello Spilecciano di Spilecco. Riv. Ital. Paleont. Stratigr. 67, p. 369—392. Milano.
CITA, M. B. — PICCOLI, G. 1964: Les stratotypes du Paléogène d'Italie. Mém. B. R. G. M. 28, II, p. 653—684. Paris.
CURRY, D. 1961: Sur la découverte de Nummulites variolarius dans le Lutétien des bassins de Paris et du Hampshire. C. R. somm. G. Fr., p. 247—248. Paris.
CURRY, D. — GULINCK, M. — POMEROL, CH. 1969: Le Paléocène et l'Eocène dans les bassins de Paris, de Belgique et d'Angleterre. Mém. B. R. G. M. 69, p. 361—369. Paris.
DEMARCQ, G. 1964: Étude critique générale sur la valeur des étages du Paléogène définis dans le Bassin parisien. Mém. B. R. G. M. 28, I, p. 7—13. Paris.
DENIZOT, G. et al. 1957: Lexique Stratigraphique International. Tertiaire de France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg. Centre Nat. Rech. Sc. I, no. 4a, VII, 217 p. Paris.
DESOR, E. 1847: Sur le terrain Danien, nouvel étage de la Craie. Bull. Soc. géol. Fr. (2), 4, p. 179—181. Paris.
DEWALQUE, G. 1868: Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Bruxelles-Liège.
DOLLFUS, G. F. 1880: Essai sur l'étendue des terrains tertiaires dans le bassin anglo-parisien. Bull. Soc. géol. Normandie 6, p. 584—605.
DOLLFUS, G. F. 1903: Classification des couches de l'Éocène inférieur dans le Bassin de Paris. Bull. Soc. géol. Fr. (4), 3, p. 222—226. Paris.
DOLLFUS, G. F. 1905: Critique de la classification de l'Éocène inférieur (lettre à M. Leriche). Ann. Soc. géol. Nord 34, p. 378—382. Lille.
DOLLFUS, G. F. 1905a: Critique du nom de Bartonien et de la classification de M. Leriche. Bull. Soc. géol. Fr. (4), 5, p. 660. Paris.
DOLLFUS, G. F. 1907: Classification des couches de l'Éocène supérieur du Nord de Paris. Bull. Soc. géol. Fr. (4), 7, p. 347—354. Paris.

DROOGER, C. W. — MARKS, P. — PAPP, A. 1971: Smaller radiate Nummulites of Northwestern Europe. Utrecht Micropal. Bull. 5, 136 p. Utrecht.

DUMONT, A. 1839: Rapport sur les travaux de la Carte géologique pendant l'année 1839. Bull. Ac. roy Sc. Lett. et Beaux-Arts Belgique 6, II, p. 464—485. Bruxelles.

DUMONT, A. 1849: Rapport sur la Carte góologique du royaume. Bull. Acad. Roy. de Belge 16, 2, p. 351—373. Bruxelles.

FABIANI, R. 1912: Nuove osservazioni sul Terziario fra il Brenta e l'Astico. Atti Accad. Sci. Veneto-Trentina-Istriana 5, p. 94—128.

FABIANI, R. 1915: Il Paleogene Veneto. Mem. Ist. Geol. Univ. Padove 3, 336 p. Padova.

FEUGUEUR, L. 1963: L'Ypresien du bassin de Paris. Essai de monographie stratigraphique. Thèse. Mém. Expl. Carte géol. dét. France. Paris.

FEUILLÉE, P. 1964: Historique de l'utilisation du terme „Bartonien" dans le Bassin de Paris. Mém. B. R. G. M. 28, I, p. 37—46. Paris.

GARDNER, J. S. 1884: On the relative ages of the American and English Cretaceous and Eocene Series. Geol. Mag. N. S. 3, 1. London.

GARTNER, S. Jr. — HAY, W. W. 1962: Planktonic Foraminifera from the Type Ilerdian. Eclogae geol. Helv. 55, no. 2, p. 553—572. Basel.

GLIBERT, M. 1933: Faune malacologique du Bruxellien du bassin de Bruxelles. Mém. Mus. roy. Hist. nat. Belgique 53, 214 p. Bruxelles.

GLIBERT, M. 1938: Faune malacologique du Wemmélien. Mém. Mus. roy. Hist. nat. Belgique 85, Bruxelles.

GOHRBANDT, K. 1963: Zur Gliederung des Paläogens im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. Mitt. Geol. Ges. 56, no. 1, p. 1—116. Wien.

GRZYBOWSKI, J. 1896: Otwornice czerwonych ilów z Wadowic. Rozpr. Akad. Um. 30, p. 261—308. Kraków.

GRZYBOWSKI, J. 1897: Mikroskopowe badania namulów wiertniczych z kopalń naftowych. I. Pas Potocki i okolica Krosna. II. Uwagi ogólne. Kosmos 22, p. 393—439. Lwów.

GRZYBOWSKI, J. 1898: Otwornice pokladów naftonośnych okolicy Krosna. Rozpr. Akad. Um. 33, p. 257—305. Kraków.

GRZYBOWSKI, J. 1901: Otwornice warstw inoceramowych okolicy Gorlic. Rozpr. Akad. Um. 41 B, p. 219—288. Kraków.

HANTKEN, M. 1877: Adalékok a Kárpátok földtani ismeretéhez. M. tud. Akad. Ertek. a term. tud. kör. 8, 6, p. 3—17. Budapest.

HANZLÍKOVÁ, E. 1953: Mikropaleontologicko-stratigrafické zhodnocení vrtby Žukov NP-15. Sborn. Ústř. úst. geol. ČSR, odd. pal. 20, p. 85—167. Praha.

HANZLÍKOVÁ, E. 1972: Carpathian Upper Cretaceous Foraminiferida of Moravia. Rozpravy Ústř. úst. geol. 39, 160 p. Praha.

HARDENBOL, J. 1968: The „Priabonian" type section. (A preliminary note). Mém. B. R. G. M. 58, p. 629—635. Paris.

HAY, W. W. — SCHAUB, H. 1961: Discoasterids from the Schlierenflysch, Switzerland. Bull. Geol. Soc. Amer. 71, p. 1885. New York.

HEDBERG, H. D. 1962: Les zones stratigraphiques. Remarques sur un article de P. Hupé (1960). Bull. trim. Serv. Inf. géol. B. R. G. M. Fr. 14, 54, p. 6—11. Paris.

HERB, R. — HEKEL. H. 1973: Biostratigraphy, variability and facies relations of some Upper Eocene Nummulites from Northern Italy. Eclogae geol. Helv. 66, no. 2, p. 419—445. Basel.

HILLEBRANDT, A. von 1975: Corrélation entre les biozones de grands Foraminifères et de Foraminifères planctoniques de l'Ilerdien. Bull. Soc. géol. Fr. (7), 17, no. 2, p. 162—167. Paris.

HILTERMAN, H. 1943: Zur Stratigraphie und Mikrofossilführung der Mittelkarpaten. Öl und Kohle 39, p. 745—755, Berlin.

HOFKER, J. 1960: The Foraminifera of the lower boundary of the Danish Danian. Medd. Dansk Geol. Forening 14, p. 213—242. Maastricht.
HOFKER, J. 1961: Les Foraminifères planctoniques du Montien de la localité-type. Rev. Micropaléont. 4, no. 1, p. 53—57. Paris.
HOFKER, J. 1966: Maestrichtian, Danian and Paleocene Foraminifera. Palaeontographica 10, p. 375. Stuttgart.
HOMOLA, F. — HANZLÍKOVÁ, E. 1955: Stratigrafické, tektonické a lithologické studie na Těšínsku. Sbor. Ústř. úst. geol. ČSR, odd. paleont. 21, p. 317—496. Praha.
HOTTINGER, L. 1960: Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. Mém. Soc. pal. Suisse 75—76, 243 p. Basel.
HOTTINGER, L. — SCHAUB, H. 1960: Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. Eclogae geol. Helv. 53, no. 1, p. 453—479. Basel.
HOTTINGER, L. — LEHMANN, R. — SCHAUB, H. 1964: Données actuelles sur la biostratigraphie du Nummulitique méditerranéen. Mém. B. R. G. M. 28, II, p. 611—652. Paris.
KAASSCHIETER, J. P. H. 1961: Foraminifera of the Eocene of Belgium. Mém. Inst. roy. Sc. nat. Belgique 147, 271 p. Bruxelles.
KAPELLOS, CH. — SCHAUB, H. 1975: L'Ilerdien dans les Alpes, dans les Pyrénées et en Crimée. Corrélation de zones à grands Foraminifères et à Nannoplancton. Bull. Soc. géol. Fr. (7), 17, p. 148—161. Paris.
KÖHLER, E. 1967: Grossforaminiferen und Stratigraphie des Paläogens des Rajec- und Turiec-Kessels (Westkarpaten). Náuka o zemi, Geologica 5, 87 p. Bratislava.
KOPEK, G. — DUDICH, E. Jr. — KECSKEMÉTI, T. 1971: Le problème des coupes-repères, problem central des recherches stratigraphiques. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 54, no. 4, I, p. 349—357. Budapest.
KORÁB, T. — NEMČOK, J. — SAMUEL. O. 1966: K niektorým problémom dukelskej jednotky na východnom Slovensku. Geol. práce, Správy 39, p. 85—94. Bratislava.
LAPPARENT, A. de 1883: Traité de Géologie, 3. ed. Masson et Cié édit. Paris.
LAPPARENT, A. de 1906: Traité de Géologie, 5. ed. Paris.
LEMOINE, P. 1906: Critique du terme Auversien. C. R. Ac. Sci. (4), 6, p. 251. Paris.
LERICHE, M. 1905: Sur la signification des termes Landénien et Thanétien. Ann. Soc. géol. Nord 34, p. 201—205. Lille.
LERICHE, M. 1905a: Observations sur le synchronisme des assises éocènes dans le bassin anglo-franco-belge. Bull. Soc. géol. Fr. (4), 5, p. 683—684. Paris.
LERICHE, M. 1912: L'Éocène des bassins parisien et belge. Bull. Soc. géol. Fr. (4), 12, p. 692—724. Paris.
LEŠKO, B. — SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Vydav. Slov. akad. vied, 245 p. Bratislava.
LEYMERIE, A. 1862: Compte rendu de la réunion de la Société géologique de France à St-Gaudens. Bull. Soc. géol. Fr. (2), 19, p. 1089—1163. Paris.
LOEBLICH, A. R. Jr. — TAPPAN, H. 1957a: Correlation of the Gulf Coastal Plain Paleocene and Lower Eocene formations by means of planktonic Foraminifera. Jour. pal. 31, no. 6, p. 1109—1137. New York.
LOEBLICH, A. R. Jr. —TAPPAN, H. 1957b: Planktonic Foraminifera of Paleocene and early Eocene age from the Gulf and Atlantic Coastal Plains. U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 173—198. Washington.
LUTERBACHER, H. 1975: Planktonic Foraminifera of the Paleocene and Early Eocene, Possagno Section. Schweiz. Pal. Abh. 97, p. 57—67. Basel.
LUTERBACHER, H. P. — PREMOLI SILVA, I. 1966: The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy). Riv. Ital. Paleont. 72, no. 4, p. 1183—1266. Milano.
LYELL, CH. 1833: Principles of Geology, vol. 3. Murray. London.

MANGIN, J. P. 1961: Remarques sur la notion d'étages, à propos de l'„Ilerdien" et du „Biarritzien". C. R. som. Soc. géol. Fr. 1, p. 212—213. Paris.
MARLIÉRE, R. 1964: Le Montien de Mons; état de la question. Mém. B. R. G. M. 28, II, p. 875—883. Paris.
MAYER-EYMAR, K. 1857: Versuch einer synchronistischen Tabelle der Tertiär-Gebilde Europas. Verh. Schweiz. nat. Ges. Basel.
MAYER-EYMAR, K. 1869: Tableau synchronistique des formations tertiaires d'Europe.
MOROZOVA, V. G. 1957: Nadsemejstvo foraminifer Globigerinidae superfam. nov. i nekotoryje jego predstaviteli. Dokl. Akad. nauk SSSR 114, no. 5, p. 1109—1112. Moskva.
MOROZOVA, V. G. 1959: Stratigrafija datsko-montskich otloženij Krima po foraminiferam. Dokl. Akad. nauk SSSR 124, no. 5, p. 1113—1116. Moskva.
MOROZOVA, V. G. 1960: Stratigraphical zonation of Danian-Montian deposits in the USSR and the Cretaceous-Paleogene boundary. Inter. Geol. Congr., 21. Ses., Rep. Sov. Geol. 5, p. 83—100. Moskva.
MOROZOVA, V. G. 1961: Datsko-montskije planktonyje foraminifery juga SSSR. Paleont. žurnal, p. 8—19. Moskva.
MOURLON, M. 1887: Nouvelle interpretation de quelques dépôts tertiaires. Bull. Acad. roy. Sci. Belg. 4, no. 3, p. 16. Bruxelles.
MUNIER-CHALMAS, E. P. — LAPPARENT, A. de 1893: Note sur la nomenclature des terrains tertiaires. Bull. Soc. géol. Fr. (3), 21, p. 438—488. Paris.
NEMKOV, G. I. 1967: Nummulitidy Sovetskogo sojuza i ich biostratigrafičeskoje značenije. Izd. Nauka, 312 p. Moskva.
OPPENHEIM, P. 1901: Die Priabonaschichten und ihre Fauna im Zusammenhange mit gleichalterigen und analogen Ablagerungen. Palaeontogr. ital. 47, 348 p. Pisa.
ORBIGNY, A. d'1852: Cours élémentaires de Paléontologie et de Géologie stratigraphique. Éd. Masson. Paris.
POKORNÝ, Vl. 1950: Mikrofauna eocenného zeleného jílu z Nikolčic. Rozpr. II. tř. Č. akad. 59/15, p. 38. Praha.
POKORNÝ, Vl. 1953: Mikrobiostratigrafická posice heršpických štěrků v eocéne ždanickej série (s popisem foraminifer sousedních jílů). Rozpravy II. tř. Československ. akad. 61/28, p. 36. Praha.
POKORNÝ, Vl. 1956: The zone with Globigerinoides mexicanus (Cushman) in the Eocene of Moravia, Czechoslovakia. Univ. Carolina, Geol. 2/3, p. 69—75. Praha.
POKORNÝ, Vl. 1960: Microstratigraphie et biofaciès du flysch carpatique de la Moravie Méridionale (Tchecoslovaquie). Rev. Inst. Franc. Pétrole 15, no. 7—8, p. 1099—1141. Paris.
POMEROL, CH. 1961: Les sables de l'Eocène supérieur (étages Lédien et Bartonien) des bassins de Paris et de Bruxelles. Thèse Doct. Sci. nat. 444 p. Paris.
POMEROL, CH. 1964: Le Bartonien du bassin de Paris: interprétation stratigraphique et essai de corrélation avec les bassins de Belgique et du Hampshire. Mém. B. R. G. M. 28, I, p. 153—168. Paris.
POMEROL, CH. 1975: La signification de l'Ilerdien et l'intérêt de cet étage dans la stratigraphie du Paléogène mésogéen. Bull. Soc. géol. Fr. (7), 17, no. 2, p. 213—217. Paris.
POSTUMA, J. A. 1971: Manual of planktonic Foraminifera. Elsevier publ. comp. 420 p. Amsterdam— London — New York.
PROPOSITIONS Colloque sur l'Eocène, Paris 1968. Mém. B. R. G. M. 69, p. 459—470. Paris.
RENEVIER, E. 1873: Tableau des terrains sédimentaires plus un texte explicatif. Lausanne.
ROSENKRATZ, A. 1924: De kobenhavsk Gronsandslag of deres Placering i den danske Lagraebke. Medd. Dansk Geol. Foren 6 (23), p. 3—39.
ROSENKRATZ, A. 1937: Bemaerningen om deb östsjaellandske Danies Stratigrafi og Tektonik. Medd. Dansk. Geol. Forening 9, 2, p. 199—212. Maastricht.

ROVEDA, V. 1961: Contributo allo studio di alcuni macroforaminiferi di Priabona. Riv. Ital. Paleont. 67, no. 2, p. 153—224. Milano.
RUTOT, A. 1882: Résultats de nouvelles recherches dans l'Eocène supérieur de la Belgique. Ann. Soc. molac. Belgique 17, p. 181—185. Bruxelles.
RUTOT, A. — BROECK, E. van den 1886: Sur l'age du tufeau de Ciply. Ann. soc. Malac. Belgique, 20, p. 108—110, Bruxelles.
SAMUEL, O. 1965: Zonárne členenie paleogénnych sedimentov Západných Karpát na základe planktonických foraminifer. Geol. práce, Správy 17, p. 183—198. Bratislava.
SAMUEL. O. 1972: Phylogenesis of Paleogene planktonic Foraminifera. Zbor. geol. vied, Západné Karpaty 17, p. 223—240. Bratislava.
SAMUEL, O. 1975: Foraminifera of Upper Priabonian from Ľubietová (Slovakia). Západné Karpaty, ser. paleontologia 1, p. 111—176. Bratislava.
SAMUEL, O. — BYSTRICKÁ, H. 1968: Stratigraphische Korrelation der Plankton-Foraminiferen mit dem Nannoplankton des Paleogens in den Westkarpaten der Slowakei. Geol. zborn. Slov. akad. vied. 19, no. 1, p. 117—129. Bratislava.
SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh valley (West Carpathians). Geol. ústav D. Štúra, 246 p. Bratislava.
SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Geol. ústav D. Štúra, 232 p. Bratislava.
SCHAUB, H. 1951: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. Schweiz. Pal. Abh. 68, 222 p. Basel.
SCHAUB, H. 1968: A propos de quelques étages du Paléocène et de l'Eocène du Bassin de Paris et leur correlation avec les étages de la Téthys. Mém. B. R. G. M. 58, p. 643—652. Paris.
SCHAUB, H. 1969: L'Ilerdien — état actuel du problème. Mém. B. R. G. M. 69, p. 259—265. Paris.
SCHIMPER, W. P. 1874: Traité de Paléontologie végétable. Paris.
SCHWEIGHAUSER, J. 1953: Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleocaen und Eocaen des Vicentin (Norditalien) mit besonderer Berücksichtigung der Discocyclinen und Asterocyclinen. Schweiz. Pal. Abh. 70, 97 p. Basel.
STACHE, G. 1872: Geologische Reisenotizen aus Istrien. Verh. k. k. geol. Reichanst., p. 215—221. Wien.
SUBBOTINA, N. N. 1953: Globigerinidy, Hantkenidy i Globorataliidy. Iskopajemyje foram. SSSR, Tr. VNIGRI, n. s. 76, 296 p. Leningrad — Moskva.
TAMBAREAU, Y. 1965: Observations sur le Thanétien supérieur des Petites Pyrénées. Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse 100, p. 105—135. Toulouse.
TAMBAREAU, Y. — TOUMARKINE, M. 1975: Position de l'Ilerdien des Petites Pyrénées et du Plantaurel dans la zonation des Foraminifères planctoniques. Signification de sa limite inférieure. Bull. Soc. géol. Fr. (7), 17, no. 2, p. 183—186. Paris.
TAMBAREAU, Y. — VILLATTE, J. 1968: Les zones de grands Foraminifères du Paléocène (Thanétien-Sparnacien) de l'avant-pays pyrénéen à l'Est du plateau de Lannemezan et leur extension. Mém. B. R. G. M. 58, p. 57—61. Paris.
TOUMARKINE, M. — BOLLI, H. M. 1975: Foraminifères planctoniques de l'Eocène moyen et supérieur de la coupe Possagno. Schweiz. Pal. Abh. 97, p. 69—83. Basel.
TROELSEN, J. C. 1937: Om den stratigraphiske Indeling af Skrivekridtet i Danmark. Medd. Dansk. Geol. Forening 6, 2, p. 260—263. Maastricht.
TROELSEN, J. C. 1957: Some planktonic Foraminifera of the type Danien and their stratigraphic importance. U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 125—131. Washington.
VAŠÍČEK, M. 1947: Poznámky k mikrobiostratigrafii magurského flyše na Moravě. Věst. Stát. geol. úst. ČSR 22, p. 235—256. Praha.

VAŠÍČEK, M. 1952: Hantkeniny moravského paleogénu. Sbor. Ústř. úst. geol. ČSR, odd. pal. 18, p. 109—132. Praha.

VILLATTE, J. 1962: Étude stratigraphique et paléontologique du Montien des Petites Pyrenées et du Plantaurel. Thèse, 331 p. Toulouse.

UNGARO, S. 1969: Étude micropaléontologique et stratigraphique de l'Éocène supérieur (Priabonien) de Mossano (Colli Berici). Mém. B. R. G. M. 69, p. 261—281. Paris.

VAŇOVÁ, M. 1972: Nummulites from the area of Bojnice, the Upper-Hron depression and the Budín Paleogene around Štúrovo. Západné Karpaty 17, p. 5—104. Bratislava.

VINCENT, G. — RUTOT, A. 1878: Coup d'oeil sur l'état d'avancement des connaissances géologiques relatives aux terrains tertiaires de la Belgique. Ann. Soc. géol. Belg. Mém. 7, p. 69—155. Bruxelles.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 243—247 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Ondrej Samuel — Augustín Began

Niekoľko poznámok k významu pojmu (kategórie) séria v československej odbornej literatúre

Jednou z najfrekventovanejších odborných kategórií v geologickej literatúre (najmä karpatskej) je séria. Takmer vo všetkých národných stratigrafických kódoch (porov. A. I. Žamojda — O. P. Kovalevskij — A. I. Moisejeva 1969) sa séria zhodne považuje za stratigrafickú kategóriu. Určitý rozdiel sa javí jedine v tom, že podľa niektorých kódov má charakter litostratigrafickej jednotky (kategórie), kým podľa iných predstavuje najväčšiu jednotku oblastnej (regionálnej) stratigrafickej škály. V posledne uvedenom zmysle je definovaná aj v československom návrhu „zásad medzinárodnej stratigrafickej klasifikácie a terminológie (porov. I. Chlupač 1963; D. Andrusov et E. Scheibner 1964).

Vzhľadom na určité nepresnosti, ktoré vznikajú pri prekladoch pojmu *séria* (v litostratigrafickom ponímaní do cudzích jazykov, resp. opačne) je nutné poznamenať, že napr. v anglickom, nemeckom i francúzskom jazyku pojem (kategória) „series" (angl.),série (franc.), Serie (nem.) má celkom iný význam ako v češtine (série), alebo slovenčine (séria) resp. v ruštine. Kým u nás (podobne ako i v ruštine) séria je litostratigrafickou jednotkou (kategóriou), vo vyššie spomínaných západných jazykoch patrí do kategórie pojmov všeobecnej (medzinárodnej) stratigrafickej stupnice — chronostratigrafie a zodpovedá nášmu oddeleniu.

S obdobnou nepresnosťou sa môžeme stretnúť aj pri prekladoch pojmu svita z ruského jazyka do slovenčiny (resp. opačne), ktorý je v hierarchii litostratigrafickej klasifikácie pod sériou a zodpovedá nášmu súvrstviu (napr. jamenskaja svita = jamenské súvrstvie; non jamenská séria).

V náučnom geologickom slovníku (1961, str. 337) je séria definovaná ako „najväčšia jednotka oblastnej stratigrafickej stupnice, ktorá reprezentuje mocný, vo vnútri zložitý komplex sedimentov, metamorfík, alebo eruptív. Často zodpovedá veľkému sedimentačnému alebo vulkanickému cyklu. Delí sa na súvrstvia a môže mať vlastný geografický názov, alebo názov petrografický. Hranice týchto jednotiek môžu, ale nemusia súhlasiť s hranicami všeobecnej (medzinárodnej) stratigrafickej stupnice. Pri vymedzení tejto jednotky sa hlavný dôraz kladie na litologicko-faciálnu charakteristiku, kým paleontologický obsah je až na druhom mieste. V podstate

RNDr. O. Samuel, DrSc., RNDr. A. Began, CSc. Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

v rovnakom zmysle je séria definovaná aj v „Geologičeskom slovare" (1973, zv. I, str. 210).

V návrhu medzinárodnej subkomisie pre stratigrafickú klasifikáciu (1972, str. 18—23), *séria* (= Group) sa považuje v litostratigrafickej hierarchii za najväčšiu formálnu jednotku skladajúcu sa z dvoch alebo viacerých súvrství (Formations), pričom sa séria (group) definuje (str. 21 ; 2.10) ako „ ... formálna litostratigrafická jednotka ležiaca v hierarchii nad súvrstvím a termín označuje stratigrafickú sekvenciu dvoch alebo viacerých súvrství, ktoré majú spoločné a zjednocujúce črty, pokiaľ ide o ich litologický charakter".

Tak ako pri definovaní nových jednotiek (napr. stupňov) v rámci všeobecnej (medzinárodnej) stratigrafickej stupnice musia byť nevyhnutne splnené určité podmienky, aj pri vymedzení nových litostratigrafických jednotiek* rôznej hierarchie je potrebné, aby pri ich prvom opise obsahovali tieto náležitosti:

1. Stratotyp — stratotyp litostratigrafickej jednotky s profilom, na ktorom sa zakladá štandardná definícia patričnej litostratigrafickej jednotky. V prípade, ak nie je možné vymedziť profil litostratotypovej jednotky, možno definovať iba hornú a dolnú hranicu profilu litostratotypu, alebo ju vymedziť inými čiastkovými profilmi odkryvov, ktoré sa v danej lokalite vyskytujú.

2. Referenčné profily (hypostratotypy). Pojem litostratigrafickej jednotky je účelné rozšíriť aj na iné oblasti, resp. jednotky. Za týmto účelom je vhodné vymedziť i referenčné profily.

3. Hranice. Pri každej litostratigrafickej jednotke je nutné uviesť spodnú a vrchnú hranicu. Najvýhodnejšie je uviesť ich v miestach výrazného litologického kontaktu, ale môžu byť určené aj ľubovoľne v rámci zón s litologickou gradáciou. Majú byť umiestnené tak, aby čo najprimeranejšie vyjadrovali litostratigrafický vývoj. Hranice litologických jednotiek nemusia sa stotožňovať s hranicami stratigrafických jednotiek.

4. Rozsah. Rozsah litostratigrafických jednotiek je daný výlučne kontinuitou a rozsahom ich pôvodne definovanej litologickej charakteristiky.

Ak z vyššie uvedených aspektov posudzujeme jednotlivé série vymedzené v československej časti Západných Karpát, zistíme, že nie všetky spĺňajú uvedené kritériá, ktoré sú potrebné pri prvom opise. Tento nedostatok je celkom logický, nakoľko doteraz neexistovali pri vymedzení litostratigrafických jednotiek ani konvenčné, ani medzinárodne prijaté zásady. pri vymedzení sérií (resp. iných litostratigrafických jednotiek) je nutné dodržiavať všetky kritériá, ktoré sa od stanovení

* Litostratigrafická jednotka vo vyššie spomínanom „An International Guide to Stratigraphic classification etc." (1972, str. 19, 2.2.) sa definuje nasledovne: „Litostratigrafická jednotka je teleso vrstiev hornín, ktoré tvorí jeden celok tým, že pozostáva prevažne z určitého litologického typu, či kombinácie litologických typov, alebo má iné výrazné zjednocujúce litologické črty. Môže pozostávať z usadených, vyvrených alebo metamorfovaných hornín, alebo v niektorých prípadoch aj zo zložitého súboru striedajúcich sa vrstiev dvoch alebo viacerých takýchto hornín. Je to trojrozmerné teleso, ktoré treba chápať čo do charakteru ako jednotku v celom jeho rozsahu, vo vertikálnom i horizontálnom zmysle".

nových litostratigrafických jednotiek vyžadujú. Negovanie týchto zásad môže v odbornej literatúre ešte viacej rozšíriť veľmi voľné používanie týchto pojmov (kategórií), čo môže v konečnom dôsledku skôr dezorientovať ako odstraňovať nejednotné ponímanie presne definovaných pojmov v rámci určitého vedeckého systému.

Nezriedka sa v našej literatúre stretneme s prípadmi, kde sa séria nesprávne zamieňa s tektonickou jednotkou (napr. krížňanská séria, chočská séria), alebo ešte s nesprávnejším pojmom vývoj resp. vývin (napr. pruský vývoj, kysucký vývoj, czorsztynský vývin atď.). Nakoľko pojem vývoj (vývin) nie je stratigrafickou ani tektonickou kategóriou, treba poznamenať, že sa nemá vo vyššie uvedených zmysloch používať.

Vzhľadom na veľký počet sérií, stanovených napr. vo vnútorných Karpatoch, prejavili sa tendencie po kategorizácii do vyšších zoskupení. Napr. M. Maheľ (1959, 1962) vyčlenil dve skupiny tektonických jednotiek (sérií), a to západokarpatskú a západoslovenskú. Do západokarpatskej skupiny sérií začlenil nasledovné série: žiarsku, ďurčínsku (v Malej Fatre), Červenú Maguru (v západnej časti Nízkych Tatier), iľanovskú (Nízke Tatry — stred), Červené vrchy (Vysoké Tatry) a humenskú. V západoslovenskej skupine sérií odlišuje malokarpatskú, inoveckú, žiarsku, malofatranskú a veľkofatranskú.

V prevažnej väčšine stratigrafických kódov sa s vyššou litostratigrafickou jednotkou ako séria neuvažuje. Jedine v anglickom, austrálskom a pakistanskom stratigrafickom kóde môžeme sa stretnúť s litostratigrafickou jednotkou vyššieho rádu. Označujú ju ako „Supergroup" (rusky nadgrupa), čo by v našom preklade znamenalo superséria (nadséria). Medzinárodný sprievodca (Guide) pre stratigrafickú klasifikáciu a terminológiu tiež pripúšťa zlučovať viaceré série alebo súvrstvia a série, ktoré sa zhodujú v dôležitých litologických črtách do neformálnej jednotky „supergroup" — supersérie.

Keďže pre slovenskú frazeológiu pojem nadséria nie je obvyklý, vhodnejšou sa javí forma, ktorú použil M. Maheľ pre zoskupenie sérií hierarchicky vyššej neformálnej jednotky — „skupina sérií". Nie je v rozpore ani používanie pojmu s cudzou predponou „super" — superséria. Z hľadiska významového oba pojmy možno považovať za adekvátne.

Pri zavádzaní nových sérií vznikajú v dôsledku neuváženia všetkých aspektov situácie, ktoré v praxi buď veľmi komplikujú ich používanie, alebo neumožňujú pre nezasväteného rýchlu a jednoznačnú orientáciu. Do určitej miery takýto problém sa začína objavovať aj v bradlomom pásme, kde okrem základných sérií (czorsztynskej a pieninskej) boli vyčlenené tzv. prechodné série (pruská, podbielska, oravská, streženická, nižnanská atď. — nepočítajúc do toho série vymedzené v poľskej a sovietskej časti bradlového pásma), ktoré sa niekedy nesprávne označujú tiež ako vývoje resp. vývíny. Podobná situácia sa javí aj v súvise s manínskou sériou, v rámci ktorej boli pôvodne vyčlenené ďalšie série: klapská, streženická, kostelecká a najnovšie drietomská (M. Rakús 1977), ktorá predstavuje batymetricky hlbší vývin

vlastnej manínskej série. Z uvedeného vyplýva, že ak vyššie uvedené série sú rovnakého rádu, tak je nutné odlišovať pri dôslednom používaní v odbornej literatúre manínsku sériu s. 1. (v rámci ktorej boli podľa pôvodných definícií odlíšené ďalšie vyššie spomínané série) a manínsku sériu s. s. Takáto forma označenia je dosť neobvyklá a vo vedeckej literatúre by sa mala obmedzovať. Rovnako by sa nemali zavádzať nové pomenovania už pre existujúce a v literatúre zaužívané názvy sérií.

STRATIGRAFICKÁ KLASIFIKÁCIA

(I. Chlupač 1959, 1963, D. Andrusov et E. Scheibner 1964)

	anglicky	francúzsky	nemecky	rusky	česky	slovensky
Litostratigrafická stupnica (= miestna regionálna škála)	supergroup	supergroupe	Hauptgruppe	комплекс		
	group	groupe	Gruppe	серия	série	séria
	formation	formation	Folge	свита	souvrství	súvrstvie
	member	membre	Glied	пачка	vrstvy	vrstvy
		cap	Bank	пласт	vrstva	vrstva
	bed	lit	Schicht	слой	poloha	poloha
		couche	Flötz		lavice	lavice
Všeobecná medzinárodná stupnica	erathem	erathem	Ärathem	группа	skupina, grupa	skupina
	system	système	Formation	система	útvar	útvar
	series	série	Serie	отдел	oddělení	oddelenie
	stage	étage	Stufe	ярус	stupeň	stupeň
	substage	sous-étage	Unterstufe	подярус	podstupeň	podstupeň
	chronozone	chronozone	Chronozone	зона опельзона	chronozóna	chronozóna

Z uvedeného vyplýva, že by sa mala vykonať (a na nejakej báze aj konvencionálne prijať) redefinícia resp. rekategorizácia niektorých sérií. Napríklad v prípade streženickej, klapskej, kosteleckej a drietomskej série (rovnako sa to môže týkať aj niektorých sérií vnútorných Karpát) ide skôr o subsérie (podsérie) v rámci manínskej série. Žiaľ, pojem subséria (podséria) sa v karpatskej literatúre prakticky nepoužíva, hoci by sa tým odstránilo nie najvhodnejšie vyššie spomínané prívlastkové používanie s. 1. resp. s. s. Jeho použitím by sme mohli objektívnejšie vyjadriť nielen hierarchiu litostratigrafických jednotiek, ale aj spoločné genetické znaky pre určité sedimentačné pásmo vyššieho radu.

Okrem kategórie *séria* pre súbor hornín, najmä vulkanogénnych, metamorfovaných, pomerne bežne sa u nás používa názov komplex (napr. hronský a kráľovohoľský komplex). A. Klinec (1966), ktorý tento pojem zaviedol, chápal ho skôr v zmysle tektonickom ako litostratigrafickom. Pojem komplex je tiež neformálnou litostratigrafickou jednotkou, ktorá podľa Slovníka „Guide..." (1972, str. 21, 2.11) je zložená „... z rôznych typov hornín akéhokoľvek druhu (usadené, vyvrené,

metamorfované), alebo druhov a charakterizované značne zložitou štruktúrou ...". Postavenie komplexu v hierarchii môže byť ekvivalentné sérii, supersérii, súvrstviu alebo vrstvám. Ak z tohto hľadiska hodnotíme používanie pojmu *komplex* u nás, môžeme konštatovať, že sa v podstate používa precíznejšie ako pojem séria.

S. N. Alexandrowicz — K. Birkenmajer — E. Scheibner — V. Scheibnerová (1968) navrhujú používať namiesto pojmu séria ako chronostratigrafická jednotka termín sukcesia (Succesion). Podobne aj D. Andrusov et O. Samuel (1971) použili tento termín pre označenie napr. kysuckej sukcesie. Vzhľadom na to, že pojem séria je dnes už veľmi presne definovaný a v stratigrafickej terminológii a klasifikácii má svoje fixné miesto, nepovažujeme pojem *sukcesia* ani pre alternujúce *série* za vhodný.

Literatúra

ALEXANDROWICZ, S. N. — BIRKENMAJER, K. — SCHEIBNER, E. — SCHEIBNEROVÁ, V. 1968: Comparison of Cretaceous Stratigraphy in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). I. Geosynclinal Furrow. Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. et geogr. 16, 2, Warszawa, 78—84.

ANDRUSOV, D. et SAMUEL, O. 1971: Najnovšie stratigrafické poznatky z bradlového pásma Považia. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ANDRUSOV, D. et SCHEIBNER, E. 1964: Návrh slovenskej stratigrafickej klasifikácie a terminológie. Geol. Zborn. 15, 1, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 167—172.

Geologičeskij slovar 1—2. Izdateľstvo „NEDRA", Moskva, 1973.

CHLUPÁČ, I. 1959: Konference o československé stratigrafické terminologii v Liblicích. Věstn. Ústř. Úst. geol., 34, 6, Praha, 397—399.

CHLUPÁČ, I 1963: Vydání mezinárodních zásad stratigrafické klasifikace a terminológie. Věst. Ústř. Úst. geol., 38, 1, Praha, 61—63.

KLINEC, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Západné Karpaty 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.

MAHEĽ, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zošit 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—52.

MAHEĽ, M. 1962: Stratigrahische Fortschritte beim Studium des Jura und der Unterkreide in den Zentral-Karpaten. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 187—204.

Naučný geologický slovník I—II. Ústř. Úst. geol. — Čsl. Akad. Vied. Praha 1960,1961.

RAKÚS, M. 1977: Litostratigrafia a paleogeografia jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Braitlava.

ŽAMOJDA, A. I. — KOVALENSKIJ, O. P. — MOISEJEVA, A. I. 1969: Obzor zarubežnych stratigrafičeskich kodeksov. Izdateľstvo „Nauka", Moskva, 1—103.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 249—258 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Dušan Ďurica — Zdeněk Roth

Hypotéza globální tektoniky litosférových ploten jako nástroj naftové prospekce

1 obr. v textu

Krize v hospodaření naftou vyvolaná rozpory mezi vývozci a dovozci nafty narůstala léta s tím, jak vzrůstala světová spotřeba nafty. V plné síle propukla v oblasti vojenské a ekonomické strategie již za arabsko-izraelského konfliktu v r. 1967 a v oblasti energetiky koncem r. 1973. Šíří se dále do oblasti chemické výroby hnojiv, pesticidů a insekticidů a tím do oblasti výživy rychle přibývajícího lidstva. S rozšiřováním následků krize na nové oblasti upotřebení nafty stoupá důležitost naftové prospekce.

S nebývalou hmotnou i morální podporou začal se asi r. 1968 prudce rozvíjet geologický výzkum oceánů a na základě teorie rozpínání oceánského dna byla zformována a rychle se vyvíjí a prohlubuje globální hypotéza tektoniky kórových ploten. V r. 1973 v názorech geologů světově převládla a na jejím základě hledají nadnárodní naftové monopoly nové uplatnění v oblastech dosud nerozvinutých nebo dříve pokládaných za zcela nepřístupné pro těžbu nafty včetně Arktidy a hlubokých oceánů.

V globální tektonice našly světové naftové monopoly prostředek, jak rychle přetvořit a rozvinout své nové koncepce. Rozvoj teorie globální tektoniky (kromě rozvoje techniky a technologie naftových prací v moři) má ze stejných důvodů prvořadý význam nyní i pro vlády pokročilých i rozvojových zemí a pro hospodářská seskupení států. Vývoj, který přeměnil geotektoniku v hlavní výrobní sílu naftové prospekce již ve 30-tych letech tohoto století (viz Z. Roth 1976), její rozvoj nyní světově urychluje.

Význam teorie globální tektoniky pro strategii naftové prospekce tkví v tom, že tato teorie sjednocuje výklad vzniku a vývoje sedimentárních pánví jako sídla naftových ložisek (Beck et al. 1975). Jednotná přehledná tektonická koncepce umožňuje organizovat globálně geologická data potřebná pro vyhledávání ložiskek uhlovodíků (Bally 1975).

Výrazem rychle rostoucího významu globální tektoniky v průmyslové prospekci uhlovodíků jsou i programy 8. a 9. světového naftového kongresu, který se konal

Ing. Dušan Ďurica, CSc., Český geologický úřad, 101 59 Praha 10, Kodaňská 10
RNDr. Zdeněk Roth, DrSc., Ústřední ústav geologický, 110 00 Praha 1, Hradební 9

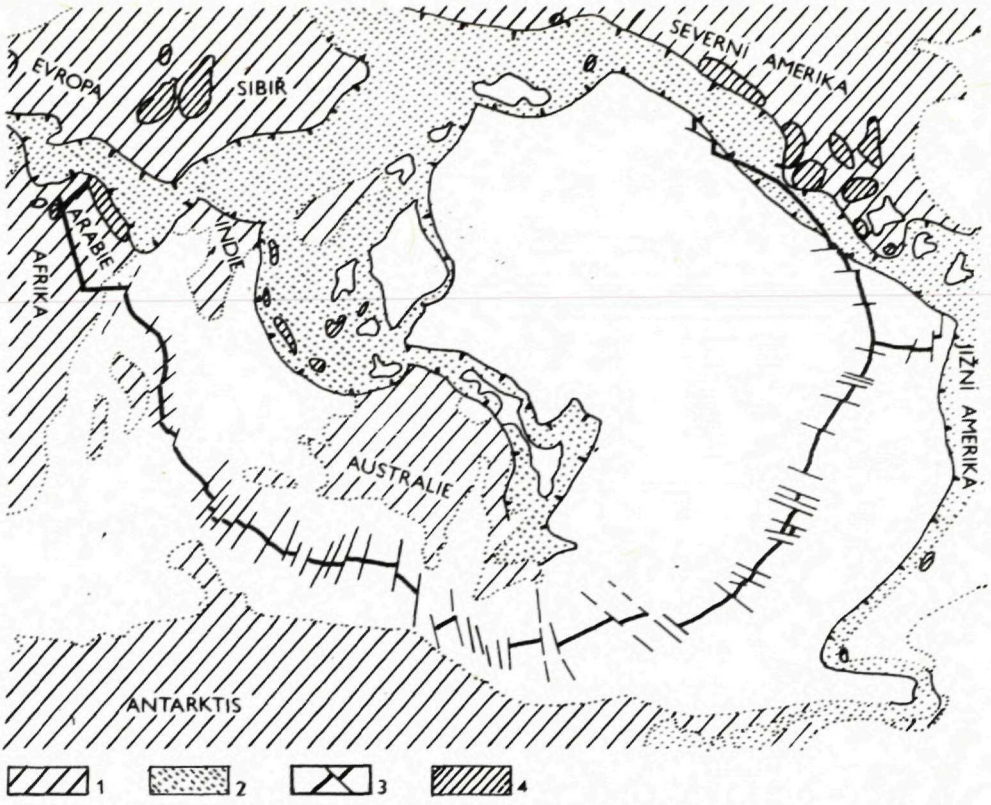
v červnu 1971 v Moskvě, resp. 11. až 16. května 1975 v Tokiu. Na moskevském kongresu byly v popředí zájmu progresivní prospekce mořské šelfy, kterým bylo věnováno 2. diskusní symposium. O hlubokomořských vrtech (JOIDES) byla na kongresu jen informativní přednáška. Těžiště geologické teorie nafty bylo v otázkách původu ložisek uhlovodíků. Na tokijském kongresu se do popředí prospekčního zájmu a geologické teorie prospekce výrazně dostává globální tektonika ve formě dnes všeobecně přijímané hypotézy korových ploten. Tato problematika byla předmětem panelové diskuse č. 1.

Hlavní referáty této diskuse jsou v preprintu kongresových Proceedings. Jsou zaměřeny dvěma směry, které teoretiky naftové prospekce především zajímají: pokrok v ověřování správnosti hypotézy korových ploten (referáty Beck et al. 1975 a Drake 1975) a pokusy prospekčního využití hypotézy na základě globální tektonické klasifikace sedimentárních pánví pro účely prospekce uhlovodíků. Poulet et al. usiloval o tektonickou klasifikaci pánví podle kvality ropy, kdežto Bally o tektonickou klasifikaci pánví z hlediska jejich produkce na jednotku plochy pánve. Zvláště Poulet et al. přitom využil mechanizovaných prostředků klasifikace dat.

Pro teorii prospekce lze pokládat za zdařilejší pokus Pouleta et al. (1975). Jde o jednu z dosud vzácných pomůcek k prognozování chemické kvality ropy v pánvích. Její spolehlivost ovšem prověří až budoucnost. Pokus Bally (1975) odhadovat předem specifickou výtěžnost v barelech na km^2 pánve naráží na těžko překonatelné potíže, neboť konečná výtěžnost pánví závisí na objektivních i subjektivních faktorech, tj. nejen na přírodních podmínkách, ale i na dovednosti lidí. Jsou to stupeň prozkoumanosti pánve, specifická mocnost matečných hornin, specifická efektivní porozita, množství uhlovodíků namigrovaných do krycích vrstev, dobývací postupy aj. Z hlediska tektonické geologie však Bally propracoval klasifikaci pánví hlouběji než Poulet et al.

Prověřování některých zásad hypotézy korových ploten je obsahem především práce Becka et al. (1975). Shrnuje výsledky seismického výzkumu firmy Shell v různých místech styku kontinentální a oceánské kůry po celém světě při pobřežích atlantského i pacifického typu. Seismika všude ukazuje, že povrch pohlcovaného fundamentu lze v subdukčních pásmech seismicky sledovat na desítky km pod přesunutou korovou plotnu. Příspěvek Drake (1975) o mezinárodním projektu studia geodynamiky je zaměřen teoreticky a metodicky šíře a přináší podobně jako příspěvek Holmgrena, Moodyho a Emmericha zajímavé historické údaje o vývoji mobilistických hypotéz. Příspěvek Holmgrenův, Moodyho a Emmerichův se kromě toho pokouší o paralelu mezi výskytem ložiskových gigantů a tektonikou korových ploten. Prognózní závěry jsou však tak, jako v práci Ballyho jen méně významné.

Všeobecně lze podle preprintu konstatovat, že zkušenosti kontinenální, především alpinské geologie včetně pojmů a terminologie se v nové globální tektonice rychle rozšiřují. Vedle názorů z anglické a americké literatury se uplatňují stále výrazněji i starší názory z literatury evropské, zvláště rakouské, sovětské, německé



Obr. 1 Struktura oblasti Tichého a Indického oceánu a sousedních pevnin (podle Becka et al. 1975). 1 + 2: pevninská kůra (1 — platformy, 2 — vrásněná pásma); 3: oceánská kůra (s vyznačením aktivních riftů); 4: hlavní naftonosné provincie

a francouzské. Na základě hypotézy pohybů korových ploten a rychlého všestranného pokroku techniky se skutečně začíná vytvářet nejen globální tektonická teorie, ale i globální pojetí prospekce uhlovodíků, na jejímž základě bude možno hodnotit perspektivy výskytu ložiskek nafty ve všech částech světa. Nepochybujeme, že (po odstranění politických překážek) to připraví aspoň široce regionální programy racionálního využití jejích geologických zásob.

Základem příspěvků z hlediska naftové prospekce nejzávažnější (Poulet et al. 1975, Bally 1975) je nová klasifikace naftonosných pánví založena na hypotéze korových ploten, která zřejmě brzy nahradí v rajonizaci starší klasifikace. Dříve než přikročíme k charakteristice základních typů bazénů, uvedeme některé nové aspekty hypotézy plynoucí z referátů.

Recentní korové plotny jsou doloženy a vymezeny pomocí zemětřesení. Navzájem je omezují aktivní zemětřesné pásy. Pokud jde o tektonickou povahu styku, jsou hranice ploten trojího typu: 1. divergující hranice tvořené rozpínavými rifty se

zemětřeseními mělkého původu, 2. transformní zlomy rovněž s mělkými zemětřeseními, 3. hranice převážně kompresní s mělkými až středně hlubokými zemětřeseními (Bally 1975).

Průběh hraničních pásem mezi plotnami nyní aktivními je nezávislý na rozšíření oceánského a pevninského typu kůry. Středooceánské hřbety jako představitelé divergujících hranic pokračují mnohde z oblasti oceánské kůry do oblasti pevninské (Rudé moře, východoafrické rifty, Kalifornský záliv) a také kompresní zemětřesná cirkumpacifická zóna pokračuje do vnitrokontinentální zemětřesné vrásněné zóny Himalají a střední Asie. Aktivní zemětřesná pásma podle toho sahají pod Mohorovičićovu diskontinuitu, která je oběma typům kůry společná (Bally 1975).

Fosilní hranice ploten nutno rekonstruovat na základě teorie rozpínání mořského dna, která umožňuje rekonstruovat historii oceánské kůry od jury. Stáří bazálních vrstev sedimentárního pokryvu oceánského dna, resp. nejvyšší části čedičového fundamentu oceánské kůry možno předpovídat podle pásových magnetických anomálií s pozoruhodnou přesností, i když není vždy jisto, zda navrtaný bazalt představuje již fundament oceánské kůry. Proto Glomar Challenger při své 37. plavbě vyhloubil na úbočí středoatlantského hřbetu 5 vrtů sahajících až přes 570 m hluboko do čedičového podkladu. Vrty ukázaly, že svrchní část fundamentu oceánské kůry tvoří bazaltové výlevy s vložkami sedimentů, jichž do hloubky rychle ubývá. Celé střídání bazaltů se sedimenty odpovídá časovému intervalu sotva 100 000 až 200 000 let. Nejmladší bazalty jsou slabě zmagnetovány a pásová anomálie je asi vyvolána souborným účinkem nakupených lávových proudů, jejichž magnetická intenzita a polarita však v širokých mezích kolísá. Nyní běžný geomagnetický model oceánského fundamentu je zřejmě velmi zjednodušen (Drake 1975).

Teorie rozpínání oceánského dna nás nutí buď předpokládat odstraňování staré kůry stejným tempem, jako vzniká nová, nebo připustit rozpínání planety, aby pro novou kůru stále vznikalo na povrchu planety místo. Analýzou expanzních hypotéz došel Wesson (1972) k závěru, že dobře jsou zdůvodněny jen dva teoretické výklady rozpínání Země (model Brans-Dickeův a model Hoyle-Narlikarův). Oba přijímají změnu gravitační konstanty s časem. Žádný z obou modelů však nevysvětlí velikost a rychlost pohybu, jak vychází podle geologických a geofyzikálních dat (Drake 1975).

K pohlcování kůry podle hypotézy ploten dochází v subdukčních zónách u orogenních pásem. Cirkumpacifické a jihoasijské subdukční zóny pohlcují oceánskou kůru vzniklou v riftové ose spojující obloukem mezi Tasmánií a Antarktidou tichomořský hřbet jdoucí z Kalifornského zálivu k jihu s Caresberským hřbetem Indického oceánu, který vstupuje od jihu do Rudého moře (Drake 1975).

Jako jsou magnetickými anomáliemi vymezena pásma oceánské kůry pásmy přirůstání zemské kůry v extensním tektonickém režimu, tak jsou druhohorní a třetihorní zvrásněná pásma místem komplexní akrece pevninské kůry za kompresního režimu (Bally 1975).

Bally (1975) sedimentární naftonosné pánve definuje jako oblasti subsidence, které obsahují (nikoli v celém svém rozsahu) více než 1 km mocné, dodnes zachované sedimenty. Nepočítá k pánvím složitě vrásněná pásma, i když obsahují mocné sedimenty a poskytují významnou produkci uhlovodíků. Klade větší klasifikační důraz než Poulet et al. (1975) na pánve spojené s pásmy konvergence, kde rozlišuje bazény perisuturální (B) a bazény episuturální (C). Bazény spojené s pásmy divergence a bazény vnitrokratonické spojuje na rozdíl od Pouleta et al. do jediné skupiny (A). Pánve v pásmech korové divergence jsou vázány na stabilní kraj pevninských bloků vzniklý při vývoji riftu.

Tvorba riftu má tři stádia (Poulet et al. 1975): a) akutní (précoce-například rýnský příkop), b) střední (např. pánev Rudého moře), c) rozvinuté (např. Atlantik — Poulet et al. 1975). Prvnímu stadiu předchází podle Favleye (1974 — in Bally 1975) termální výzdvih v místě budoucího riftu, který způsobí erozní ztenčení kontinentální kůry. Následkem ztenčení je zesílení tepelného toku. Mezi počátečním vyklenutím a vznikem první oceánské kůry v riftu může uplynout až 80 milionů let (Wonfor 1972 in Poulet et al. 1973). Ke ztenčení kůry dochází ovšem i v pásmech korové konvergence uprostřed orogeních megastruktur (Bally 1975). Zde vede až k oceanizaci pevninské kůry, k průvalům a vzniku oceánské kůry (Belousov 1978 in Drake 1975, Bally 1975).

Sedimenty se v pásmech korové divergence ukládají jako produkt eroze sousedních kontinentálních bloků především podél obou okrajů riftu. Tvoří protáhlé pánve a ve středním a rozvinutém stádiu riftu protáhlé klíny sedimentů mezi oceánskou a kontinentální oblastí.

Během vývoje riftu se osa divergence vzdaluje od obou okrajů trhliny a tepelný tok v oblasti sedimentárních klínů slábne. Na hranici mezi oceánskou a pevninskou kůrou se zde objevuje druhotná mechanická diskontinutia. Uvnitř mohutných klínů sedimentů vznikají druhotné zóny a brachyantiklinály způsobené sedáním a vytlačováním jílů hlavně v deltách, rozsáhlé skluzy na pevninských svazích důležité z hlediska naftonosnosti. Vysoké teploty podporují v prvých stádiích vývoje riftu výrazným snížením viskozity soli halokinezi (Poulet et al. 1975).

Věk nejstarších sedimentů se v pánvích a sedimentárních klínech lemujících rift mění podle doby individualizace pánví a klínů. Zpočátku se v riftech ukládají detritické kontinentální a fluviomarinní sedimenty. Pak následují sedimenty mořské, mnohde zprvu lagunární (s evapority a karbonáty). Nejmladší stádia vyznačují progradační detritické a karbonátické mořské nánosy různé povahy podle geografických a klimatických poměrů (delty a pod.). Struktura i sedimentace v pánvích vázaných na tyto stabilní okraje kontinentálních bloků je jednoduchá, ale má mnoho místních a dobových variant (Poulet et al. 1975).

Bally (1975) uvažuje vedle plynule se vyvíjejících pánví v pásmech divergence i abortivní (zakrnělé) formy, jejichž vývoj byl předčasně zastaven. K akutnímu a střednímu stádiu vývoje riftů patří Ballyho riftové příkopy (A. Ia). Přitom akutnímu stádiu odpovídají 1. počítající nebo zakrnělé rifty uvnitř pevninské kůry

(východoafrická riftová soustava, bajkalský rift aj.) a 2. zakrnělé větve riftů ústící do oceánu (Sirtský příkop v Libyi, vikingský ústřední příkop Severního moře). Střednímu stádiu odpovídají pánve mladých pasivních okrajů kontinentální kůry (Rudé moře, Suezský záliv). Všechny tři typy riftových příkopů mohou podle Ballyho vytvářet uzavřená prostředí vhodná pro vznik matečných hornin a evaporitů. Tak vznikly např. neogenní bituminosní břidlice v rýnské pánvi, mořské matečné horniny křídy v sirtské pánvi a mocné evapority v Rudém moři.

Rozvinutému stádiu riftových zón (Poulet et al. 1975) odpovídají podle Ballyho pánve (sedimentární klíny) pasivních kontinentálních okrajů atlantského typu (A. lb). Dominuje v nich poklesová tektonika. Vedle šelfových pánví (jejichž naftová produkce nyní ve světě rychle roste) hrají podstatnou roli klíny terrigenních sedimentů na pevninských svazích a jejich úpatí (rise). Mocnost sedimentů v nich dosahuje 8 až 10 km při hloubce moře 0 až 5 km. Je to velmi rozšířený typ naftonosné pánve (s výjimkou amerického a asijského pobřeží Pacifiku). Transformní zlomy vybíhající od kraje kontinentu do oblasti oceánské kůry bývají provázeny mírným vyklenutím fundamentu a mají na formování pánví při stabilním okraji riftu velký vliv. Jdou-li přibližně kolmo k okraji kontinentu, rozděluje vyvýšenina transformního zlomu lineární pánev nebo sedimentární klín na úseky (např. jihozápadní Afrika). Je-li transformní zlom s okrajem kontinentu přibližně rovnoběžný, stává se vyvýšenina podél něho bariérou pro sedimenty nanášené z pevniny a tvoří vnější okraj šelfu (např. Ghana — Pobřeží slonoviny, Poulet et al. 1975). Výplně těchto pánví jsou jak převážně terrigenní (např. Nigerie, delta Mississippi), tak i karbonátové (např. Florida, plošina Blake) nebo smíšené (např. Nova Scotia, Gabun, Angola — Bally 1975).

Podle seismických výzkumů firmy Shell (Beck et al. 1975) leží povrch fundamentu oceánské kůry před atlantským pobřežím Afriky přes 10 km hluboko. Na hranici oceánské a pevninské kůry tam sedimenty naplavené z pevniny vytvářejí mohutný klín široký asi 500 km, který je základem formy pevninského svahu a jeho úpatí a vybíhá na abyssální pláň. Největší mocnosti klín dosahuje před ústím velkých afrických řek (např. na patě delty Nigeru asi 8 km).

V pásmech korové konvergence, kde sestupuje fundament jedné ze srážejících se korových ploten do pláště a je postupně pláštěm pohlcován, se sedimentární pokryv ploten, pokud má rozměry mechanicky významné, zpravidla od svého fundamentu odděluje a vytváří samostatné složité akreční (alpinotypní) struktury, na které je vázáno několik typů pánví.

Poulet et al. 1975 rozeznává:

I. pásma konvergence oceánské a pevninské kůry (Severní a Jižní Amerika), v nichž rozlišuje:

1. Pobřežní pánve vyplněné hlavně mořským terciérem bez výrazného tektonického porušení, který transgreduje na fundament se silnou kompresní tektonikou. Tento fundament stále dosud v sousedním oceánském příkopu akrecí vzniká. Sedimentární pokryv dosahuje mocnosti až několika km a je pro naftu perspektivní.

2. Soustava vnitrohorských pánví většinou s kontinentální a jezerní výplní. Tyto pánve jsou perspektivně zajímavé, zvláště pokud ústí do moře (např. pánve Magdalena, Maracaibo v Jižní Americe).

3. Lineární perikratonické pánve, které mohou obsahovat sedimenty mocné až několik km. Na straně orogenní zóny mají tangenciální tektoniku. Obsahují vložky detritu vzniklé erozí mladého horského pásma i platformního zázemí, někde i evapority a platformní paleostruktury většinou diagonálního nebo příčného průběhu k orogenní zóně.

Klade-li kůra pohybu některé ze srážejících se ploten na různých úsecích jejich styku různý odpor, uplatňují se strukturně v pobřežních a v perikratonických bazénech střižná napětí (sv. Venezuela, Kalifornie). V platformním zázemí se tato napětí projevují někde do značné vzdálenosti od orogenní zóny (např. pánev Big Horn v USA, Syrie, sev. Irák, Alžír, Tunis). Jejich vlivem bývají v těchto oblastech patrny dva sedimentační cykly: starší, paleozoicko-mesozoický se sedimenty platformní povahy, který obsahuje ložiska uhlovodíků, a krycí cyklus terrigenních tercierních hornin nanesených z orogenní zóny.

II. Pásma konvergence uvnitř oceánské kůry (ostrovní oblouky). Zde rozlišuje Poulet et al. od pobřeží k zázemí:

1. hlubokooceánský příkop,
2. nevulkanický vnější ostrovní oblouk z nakupených tektonických šupin a shrnutého sedimentárního obalu podjíždějící plotny (melánž),
3. vnitřní pánev s klidným uložením vrstev. Pokud je dostatečný přísun sedimentů a pánev má delší trvání, je značně nadějná (např. bazén Tobago živený deltami jihoamerických řek),
4. vulkanický vnitřní oblouk s lineárními příkopy obsahujícími mocnou vulkanosedimentární výplň,
5. expanzní okrajová pánev (back-arc basin), v níž může postupně vznikat i oceánská kůra.

Jsou-li ostrovní oblouky daleko od zdrojů detritu (např. souostroví Lau, Fidži), je sedimentární výplň bazénu tenká. Jsou-li oblouky blízko kontinentu, jsou výplně mocné. Příznivou okolností pro perspektivy okrajových pánví je silný tepelný tok. K těmto pánvím lze počítat Tyrrhenské a Egejské moře i panonskou pánev (Poulet et al. 1975).

Bally (1975) užívá pro pásma korové konvergence označení kompresní megasutury (C-megasutury). Na rozdíl od pásem korové divergence, kde je kůra pevně spojena s pláštěm, dochází v pásmu C-megasutur k odloučení kůry od pláště podél mírně ukloněných ploch, ke vzniku alpinotypní stavby, intruzí a metamorfózy. Mesozoické a terciérní C-megasutury omezuje proti oceánské kůře terciérní Benioffova subdukční zóna (B-subdukce), na níž se oceánská kůra podsouvá pod kontinentální kůru nebo pod ostrovní oblouk a na opačném boku C-megasutury mesozoická a terciérní alpinotypní subdukční zóna (A-subdukce), kde se pod strukturami C-megasutury nacházejí ve středních hloubkách rozsáhlé partie přesouvané korové

plotny (např. kontinentální — Skalisté hory, Alpy). Hranice C-megasutury leží tam, kde alpynotypní struktury A-subdukce hraničí s nedeformovanými strukturami kratonu.

A-subdukce je mělčím homologem B-subdukce, má však mnohem menší amplitudu. Vystupuje mnohde se starší nebo současnou B-subdukcí.

Uvnitř pásma C-megasutury dominují kompresní deformace, ačkoli extensní deformace menšího rozsahu jsou v ní hojné. Hlavním typem korové deformace v C-megasutuře je odlepení a shrnutí sedimentů s povrchu podsouvané korové desky a šupinovité shrnování podsouvané oceánské kůry a pláště.

Příklady doložené seismickými profily přináší pro pásma konvergence Beck et al. (1975). Orogenní pásmo And (C-megasutura) je široké asi 1000 km. Na bocích má kompresní vrásněné zóny (na V A-subdukce, na Z B-subdukce) a mezi nimi osní zónu s blokovou stavbou. Hranice proti oceánské kůře Pacifiku i proti pevninské kůře guayansko-brazilského kratonu tvoří přesunové zlomy. Vnější části C-megasutury tvoří sedimenty odloučené od fundamentu. Hranice odloučení sestupuje v ose C-megasutury do hloubky pod kůru, takže bloky starého fundamentu jsou v osní části And vyzdviženy a vystupují na povrch. Ve vnitřní zóně And se soustřeďuje magmatická a intrusní činnost mesozoických a mladotřetihorních granitů s mladými vulkanity.

Při pobřeží Equadoru a Kolumbie byl seismickými profily měřenými na moři sledován povrch podsouvaného fundamentu oceánské kůry v hloubce 5—8 km na 30—50 km pod zvrásněné a zešupinatělé sedimenty kontinentálního svahu a mnohde až pod pobřežní mořské pánve. Ukázalo se, že asi pod hranou šelfu zachvacuje šupinovitá stavba již podsouvaný fundament (Beck et al. 1975). Protože v pobřežních horských pásmech Equadoru a Kolumbie vystupují ofiolity a spodnokřídové (i jurské?) polštářové lávy a hlubokomořské sedimenty jako zvrásněný fundament v podloží terciéru a, jak ukazují seismické profily, se oceánská kůra Karibského moře noří v trojúhelníku mezi Západní Kordillerou a Panamským horským pásmem k jihu pod přesunuté okraje horských pásem, lze soudit, že oceánská kůra Pacifiku, vystupující jako fundament obou pásem, kdysi tvořila jediný celek s kůrou Karibského moře. Dnes jsou její segmenty nasunuty přes kůru Karibského moře proti sobě. Západní Kordillera a Panamské horské pásmo jsou tedy kompresními strukturami uvnitř původně jednotné plotny oceánské kůry. V paleogénu do obou vrásněných pásem intrudovaly diority a s nimi spojené andesity. To přispělo k přeměně těchto tektonických podmořských hřbetů oceánské kůry v ostrovní oblouky. Dalším regionálním výzdvihem se v pliocénu a pleistocénu obojí oblouk octl na souši. I tento mladý výzdvih doprovázel vulkanismus, který dosud pokračuje (Beck et al. 1975).

Jako další příklad ostrovního oblouku vzniklého uvnitř oceánské kůry, vyvíjejícího se však daleko od kontinentů, uvádí Beck et al. tichomořský oblouk Tonga. Hřbet Tonga kryjí 2—3 km silná pyroklastika. Na přilehlém svahu hlubokomořského příkopu dosahuje mocnost sedimentů sotva 1 km. Východní předpolí příkopu

tvoří podmořská pláň v hloubce 6 km s vulkanickými ostrovy a podmořskými horami. Fundament na ní kryje asi 300 m sedimentu obsahujícího podle Glomar Challengeru na bázi eocén. Západní svah příkopu vystupuje na hřbet Tonga poměrně příkře. Povrch podsouvané plotny možno seismicky sledovat na 20—30 km daleko pod hřbet Tonga. Ve vyšší části svahu se seismicky projevuje fundament vyšší korové plotny, který pokračuje k Z za hřbetem Tonga jako seismické rozhraní porušované zlomy. Podle výchozů tvoří tento fundament andezitické čediče s intruzemi gabber a dioritů. Na něm leží střednoeocenní až svrchnoeocenní mělkovodní vápence a na nich pyroklastika. Zdá se, že hřbet Tonga existoval již v eocénu.

Tichomořský svah japonského ostrovního oblouku tvoří podle Becka et al. zvrásněné a směrem k Pacifiku sešupinatělé sedimenty. Povrch oceánského fundamentu pod nimi lze seismicky sledovat v hloubce asi 5 km na vzdálenost 50—60 km k SZ. Podle seismických projevů lze soudit, že tam šupinovitě fundament vystupuje blíže k povrchu, zatímco pásmo tektonického odloučení sestupuje hlouběji do podsouvané kůry. Malý oceánský bazén Japonského moře (back-arc basin) má v ústřední části pod 2—3 km málo porušených paleogenních sedimentů asi oceánskou kůru (rychlost lomených vln 6—7 km/s) která vystupuje uprostřed osní krystalické zóny, v níž na obou okrajích pánve vycházejí mesozoické žuly.

Poulet et al. (1975) vedle nové tektonické klasifikace bazénů se pokouší korelovat jejich tektonické postavení s chemickou povahou nafty, kterou produkují. Chemické složení nafty v sobě odráží souhrn faktorů vázaných na geotektonické postavení bazénu. Povaha nafty je, jak známo, funkcí povahy výchozí organické hmoty a sedimentačního prostředí, stupně proměny organické hmoty vlivem teploty závislé na hloubce ponoření a geotermickém gradientu, migračních změn nafty.

Při výzkumu korelace sledovali Poulet a spolupracovníci 1. hloubku produktivních obzorů, 2. hustotu těžené nafty, 3. hustotu destilační frakce 15 (podle Hempela), 4. objemové procento zbytku po odstranění frakce 15, 5. obsah síry ve váhových procentech. Strojně byla roztříděna dostupná data z řady pánví různého tektonického typu (asi 4000 rozborů popaleozoické nafty).

Korelace sa ukázaly výraznější uvnitř jednotlivých typů pánví, než v celém zkoumaném souboru. To naznačuje jednak, že přes rozdílnost zeměpisné polohy jsou uvnitř tektonických skupin pánve srovnatelné, jednak že velké tektonické jevy výrazně ovlivňují prostředí vzniku nafty. Celkově se projevila negativní korelace mezi teplotou a hustotou těžené nafty, což potvrzuje, že tepelně nejvyvinutější jsou nafty lehké.

Je úzká podobnost mezi složením nafty intrakratonních pánví (většinou mesozoických) a mesozoickými naftami pánví na stabilních okrajích platforem. Tyto nafty jsou však lehčí a parafiničtější než nafty intrakratonních pánví, což lze vyložit rozdíly tepelného toku a jeho vývoje. Dobrá je i podobnost mezi naftami předhlubní a perikratonických pánví (pánve typu předpolí Skalistých hor). Nafty perikratonic-

kých pánví jsou však lehčí. Nafty vkleslin uvnitř vrásněných pásem (typ Maracaibo) jsou těžké aromatické a sirné, málo vyvinuté. Nafty terciérních pánví při stabilních okrajích platforem mají málo destilačního zbytků a málo síry. Jsou vázány na mořskou část delt vyvíjející se za normálního tepelného toku.

Do tlače odporučili: O. Fusán a A. Biely.

Bibliografie

BALLY, A. W. 1975: A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences. Preprint Proceedings of the 9th World Petroleum Congress. Panel Discussion 1 — Global tectonics and petroleum occurrence. 12 str. Tokio.

BECK, R. H. LEHNER P., DIEBOLD P., BAKKER G. DOUST H. 1975: New geophysical data on key problems of global tectonics. Tamtéž, 14 str.

DRAKE C. L. 1975: The international geodynamics project. Tamtéž, 8 str.

HOLMGREN D. A., MOODY J. D., EMMERICH H. H. 1975: The structural settings for giant oil and gas fields. Tamtéž, 10 str.

POULET M., MONTADERT L., SALLE C., GRAU G. 1975: Tectonique globale et evolution structurale des bassins sedimentaires. Tamtéž, 16 str.

ROTH, Z. 1976: Geologie a vědeckotechnický rozvoj. Věst. Ústř. Úst. geol. 51, 5, Praha, 291—297.

Geologické Práce, Správy 68 ● str. 259—261 ● Geol. Úst. D. Štúra ● Bratislava ● 1977

Začala sa činnosť II. medzinárodnej pracovnej skupiny (Karpaty — Východné Alpy) projektu IGCP: „Prekambrium v mladších orogénnych pásmach"

Z iniciatívy rumunských geológov sa konalo v dňoch 24.—28. mája 1976 v meste Cimpulung Moldovenesc prvé zasadnutie jednej z medzinárodných pracovných skupín projektu pre štúdium prekambria Medzinárodného geologického korelačného programu, a to skupiny II: Karpaty — Východné Alpy. Úzka medzinárodná spolupráca v rámci korelácie sa pri takomto významnom projekte ukázala byť nevyhnutná. Zasadnutia sa preto zúčastnili pracovníci zaoberajúci sa problematikou kryštalinika z Juhoslávie, Maďarska, Rakúska, Rumunska, Švajčiarska a Československa.

Vo všetkých zúčastnených štátoch zaberajú kryštalinické komplexy veľké plochy. Prekambrické horniny sa nachádzajú v Rumunsku a Juhoslávii, ako aj v maďarských internidách. Referáty z ostatných zúčastnených štátov poukázali na fakt, že zatiaľ neboli nájdené priame dôkazy o výskyte prekambria na ich území, a to ani rádiogeochronologické ani palinologické. Informácia z Rakúska (prof. dr. Ch. Exner) znela: „Oficiálne nemáme prekambrium". Taktiež vo Švajčiarsku (referoval dr. M. Satir) neboli zistené horniny prekambria. Starý vek monazitov a zirkónov z niektorých metamorfovaných komplexov vysvetľujú tým, že boli transportované zo vzdialeností stoviek km, pravdepodobne z Bretagne, Škandinávie resp. zo severnej Afriky. Jedným z prvých schválených návrhov bolo preto neobmedziť prácu skupiny iba na dokázané prekambrium, nakoľko ho dosiaľ nie je možné presne ohraničiť, ale rozšíriť ju na kryštalinikum vcelku, t. j. i na paleozoikum.

Pracovný program skupiny na roky 1976—1978 bol vypracovaný vo forme záverečného protokolu. Zahrňuje hlavne návrhy na možnosti a spôsoby spolupráce zúčastnených krajín v rámci korelačného programu, pričom spolupráca sa bude uskutočňovať formou bilaterálnej i multilaterálnej kooperácie. Na tomto mieste treba pripomenúť, že veľmi úspešná úzka spolupráca so ZSSR hlavne v oblasti geochronologického datovania má u nás už viacročnú tradíciu.

Z ďalších bodov pracovného programu vyberáme: V budúcom období bude treba zjednotiť stratigrafickú, litostratigrafickú a petrografickú terminológiu. Systematicky budú spracovávané prehľady, zahrňujúce všetky doterajšie údaje o veku jednotlivých komplexov, a to ako rádiogeochronologické, tak i palinologické, nakoľko

vytvárajú konkrétny obraz o súčasnom stave poznatkov. Lexikón litostratigrafických názvov umožní lepšiu orientáciu pri korelácii.

Činnosť medzinárodnej pracovnej skupiny v záujme získania ďalších nových poznatkov umožní bezprostrednú vedeckú spoluprácu i v špeciálnych výskumoch napr. izotopov síry, v štúdiu metamorfných podmienok atď. Nemalú úlohu pri tom by mala hrať i výmena špecialistov.

Výsledkom spolupráce krajín zúčastnených na prácach skupiny II v rámci projektu IGCP budú najmä prehľadné mapy, zahrňujúce celé územie Karpát a Východných Álp (pravdepodobne v mierke 1:1 000 000), a to mapy litostratigrafické, paleogeografické, mapy metamorfizmu, mapy výskytov magmatických formácii a tiež mapy metalogenetické. Doplnené budú vysvetlivkami a korelačnými tabuľkami.

Prijatý záverečný protokol predstavuje významný stimul pre riešenie mnohých najzávažnejších otázok, týkajúcich sa komplexov kryštalinických hornín v oblasti alpsko-karpatského vrásnenia, a to nielen „prekambrických". V úzkej medzinárodnej spolupráci je záruka, že v priebehu niekoľkých rokov sa podstatne rozšíria i naše vedomosti o kryštaliniku Západných Karpát.

Mobilizujúcim podnetom pre začínajúcu prácu medzinárodnej pracovnej skupiny bola exkurzia do kryštalinika Východných Karpát, vedená dr. H. G. Kräutnerom. Išlo v podstate o prvú spoločnú „korelačnú" obhliadku terénu, v priebehu ktorej (2 dni) sa bolo možné oboznámiť prakticky so všetkými sériami kryštalinika pohorí Rodna (najvyššie pohorie V. Karpát) a severnej časti pohoria Bistrita.

Kryštalinické komplexy v tejto časti V. Karpát patria k trom sedimentárnym cyklom. K najstarším, iba sčasti hercýnsky a alpínsky prepracovaným sériám patria Bretila a Rebra (vrch. prekambrium). Séria Tulghes je vendského až spodnokambrického veku a bola taktiež prepracovaná hercýnsky. Séria Rusaia (ordovik? — silúr), Repedea (silúr resp. ordovik? — sp. karbón), Cimpoiasa (devón — sp. karbón) a Tibau (sp. karbón) patria k najmladším — paleozoickým sériám. Séria Argestru — anchimetamorfovaná, resp. metamorfovaná do sp. časti fácie zelených bridlíc je karbónskeho (?) veku. Metamorfóza sérií kryštalinika sa uskutočnila vo viacerých cykloch, a to (podľa H. G. Kräutnera) v obdobiach: 1) 850 ± 50 mil. r., čo zodpovedá dalslandskému cyklu; 2) 505 ± 5 mil. r., zodpovedajúce „mlado kaledonskému" cyklu a 3) 310 ± 10 mil. r. — hercýnsky cyklus. Pozoruhodná je značná mocnosť sérií, ako aj ich pestrá horninová náplň. Stavba pohorí Rodna a sev. časti pohoria Bistrita je príkrovová. Hlavné príkrovové systémy sú transylvánsky a bukovinský, v poslednom sú významné skupiny príkrovov Bistrita a Maramures.

Stupeň geologickej preskúmanosti územia dokumentujú systematicky publikované geologické mapy v mierke 1 : 50 000 a podrobné petrografické a geochronologické štúdie. Pre úspešnú koreláciu takto preskúmaných území so západokarpatským kryštalinikom je nevyhnutná mobilizácia a integrácia slovenských geológov. Len tak bude možné splniť záväzky medzinárodnej spolupráce tohto programu IGCP, ktorého iniciátorom je práve Československo.

Miko O. — Siegl K.

Geologické práce — Správy 68

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vede, vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1977.

Vedecký redaktor: RNDr. O. Samuel, DrSc.

Zodpovedná redaktorka: I. Bročková.

Vytlačila Kníhtlačiareň Svornosť, Bratislava, roku 1977. Náklad 800 kusov. Prvé vydanie. Povolené SÚKK 1976.

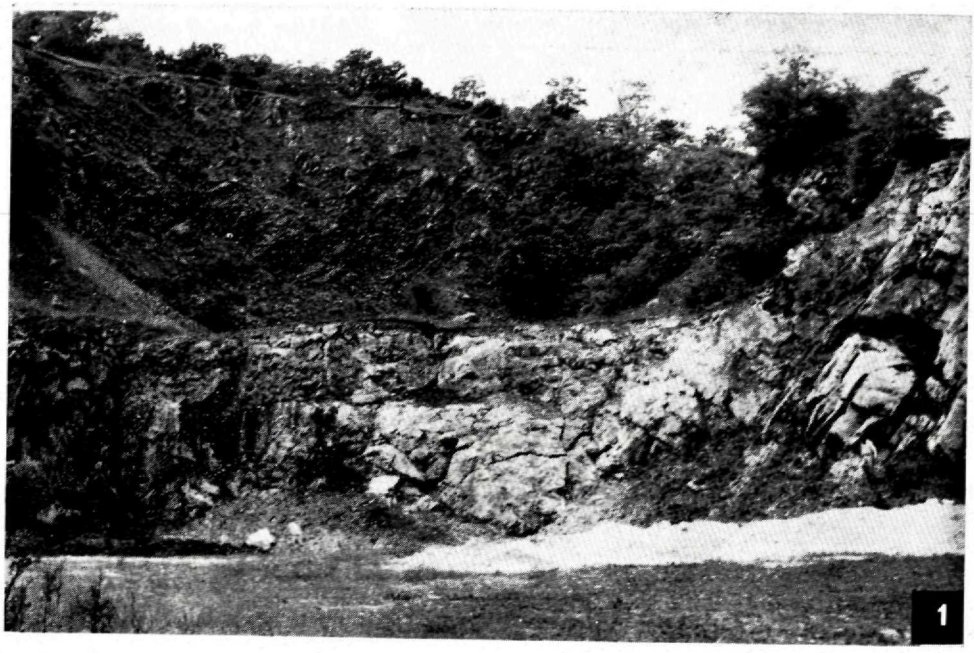
Rozsah AH 23.368. VH 23.784. Cena brož. Kčs 39.—

FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA

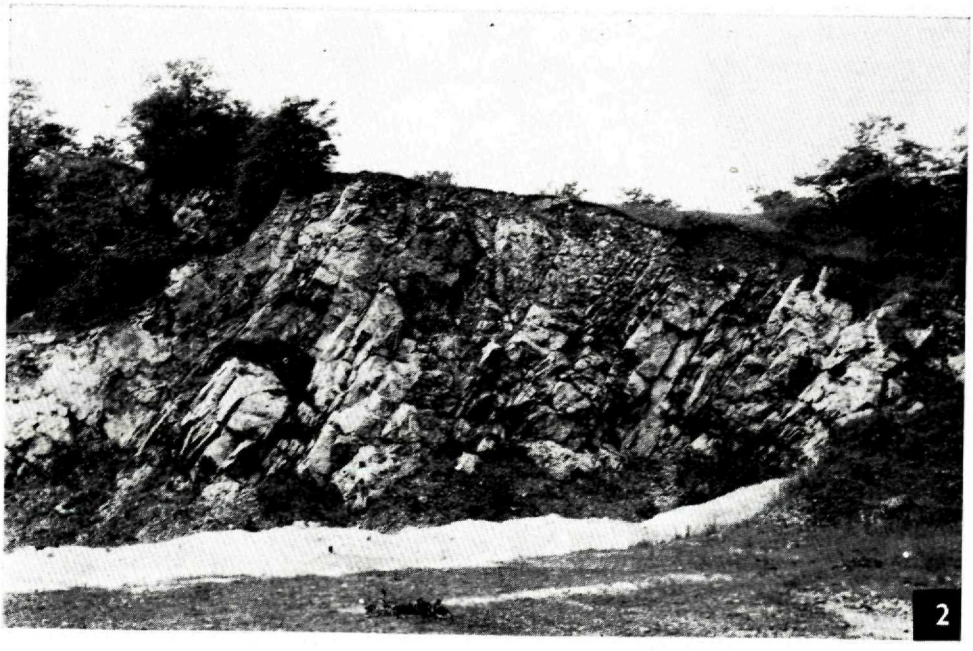
TABUĽKY I—XL

PHOTOGRAPHS

PLATES I—XL

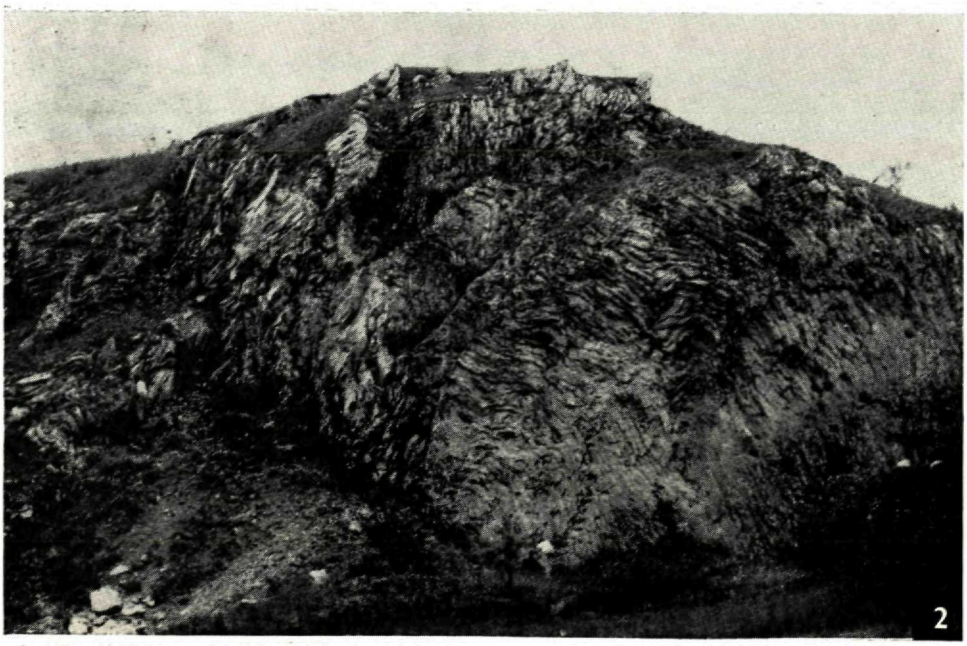


1

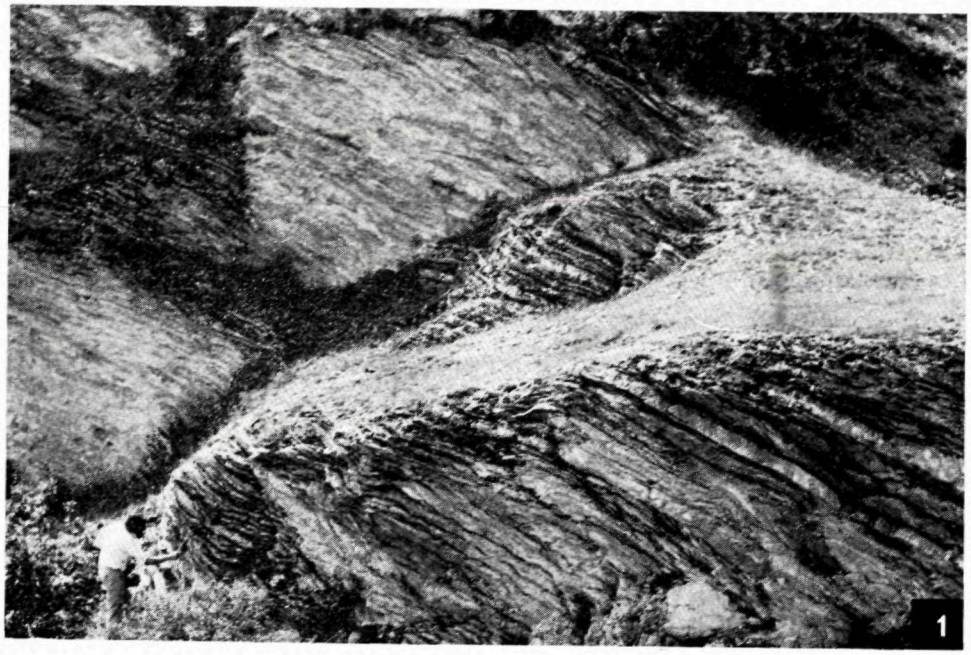


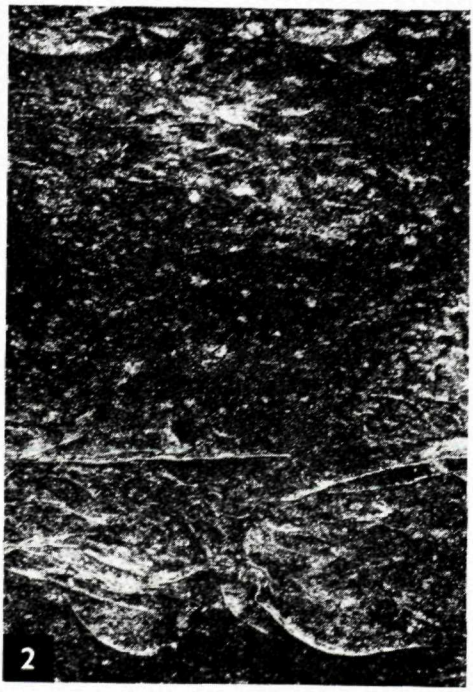
2

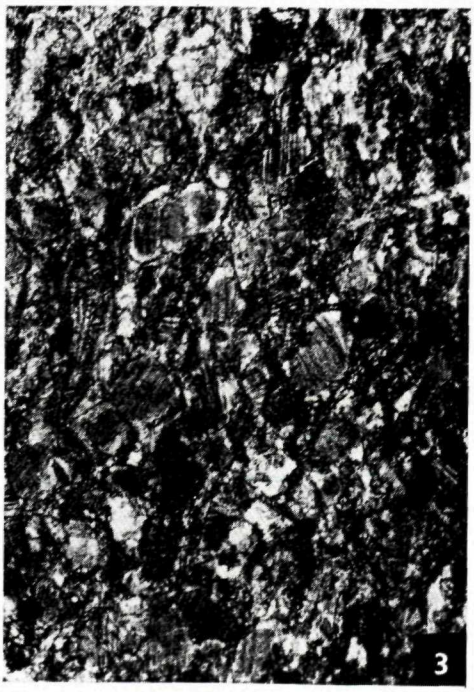
1

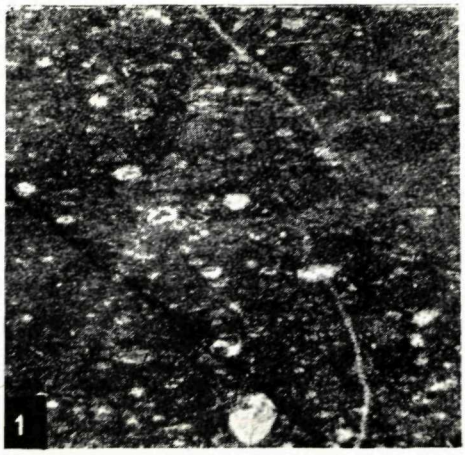


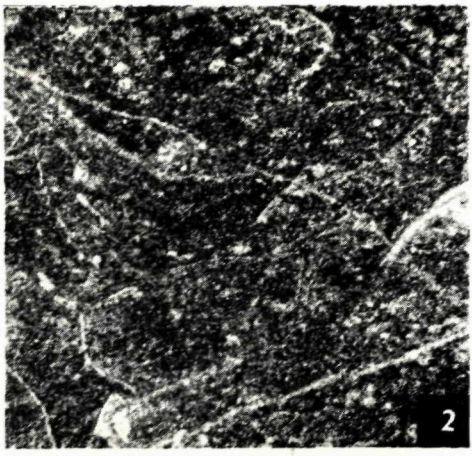
2

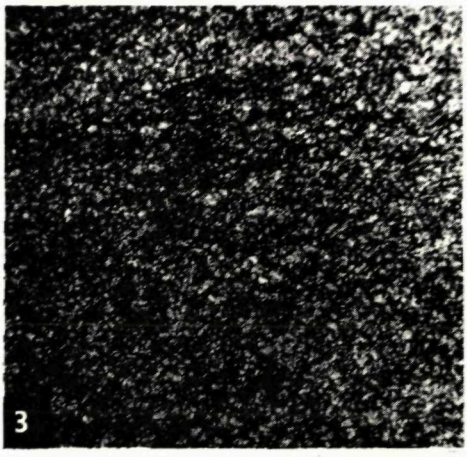


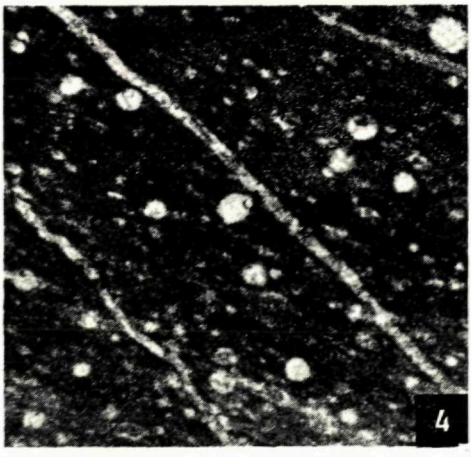


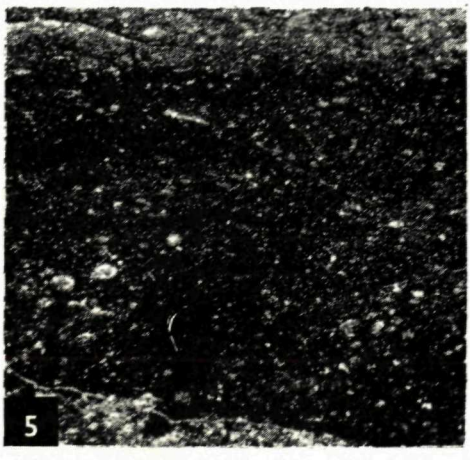


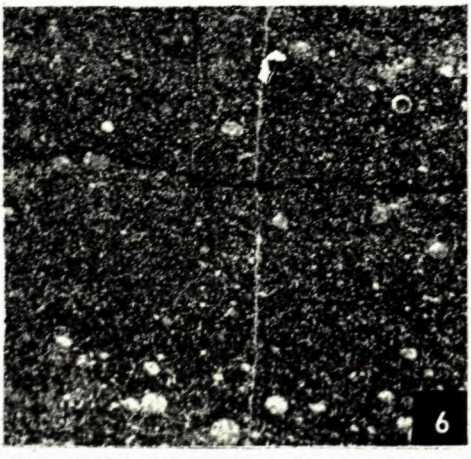

1

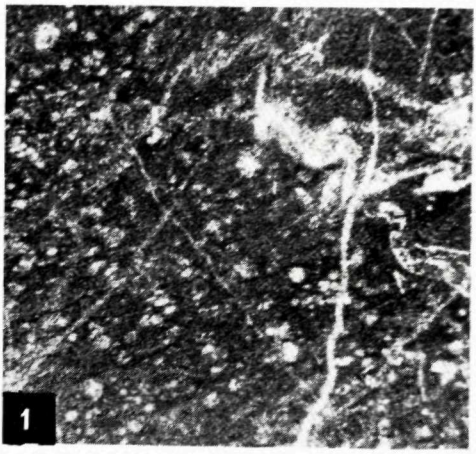

2

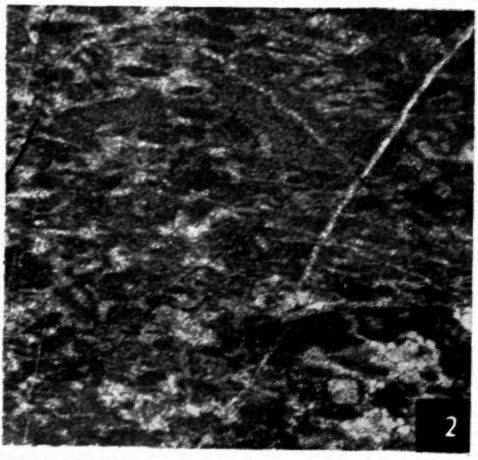

3

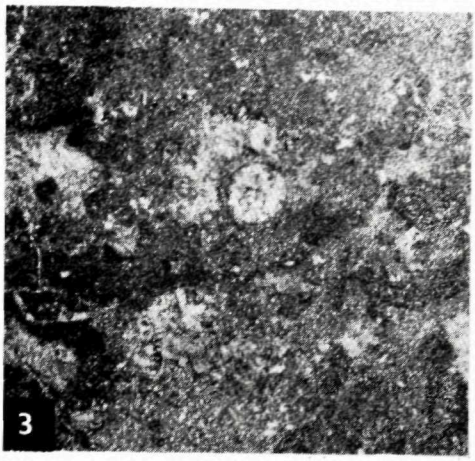

4

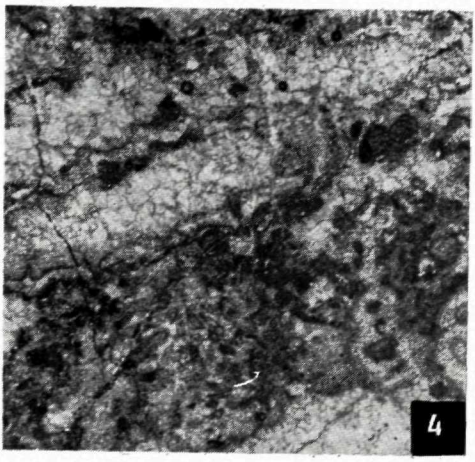

5

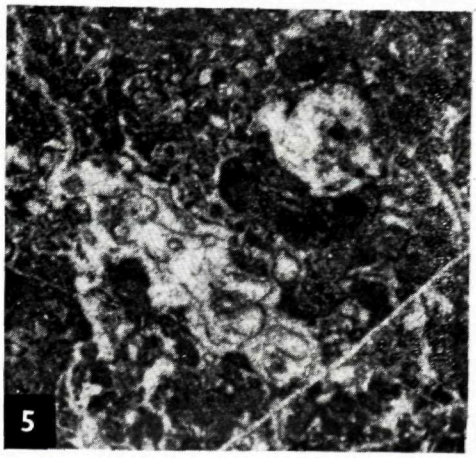

6

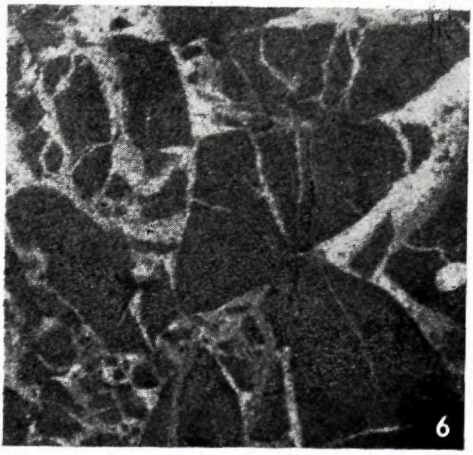

1

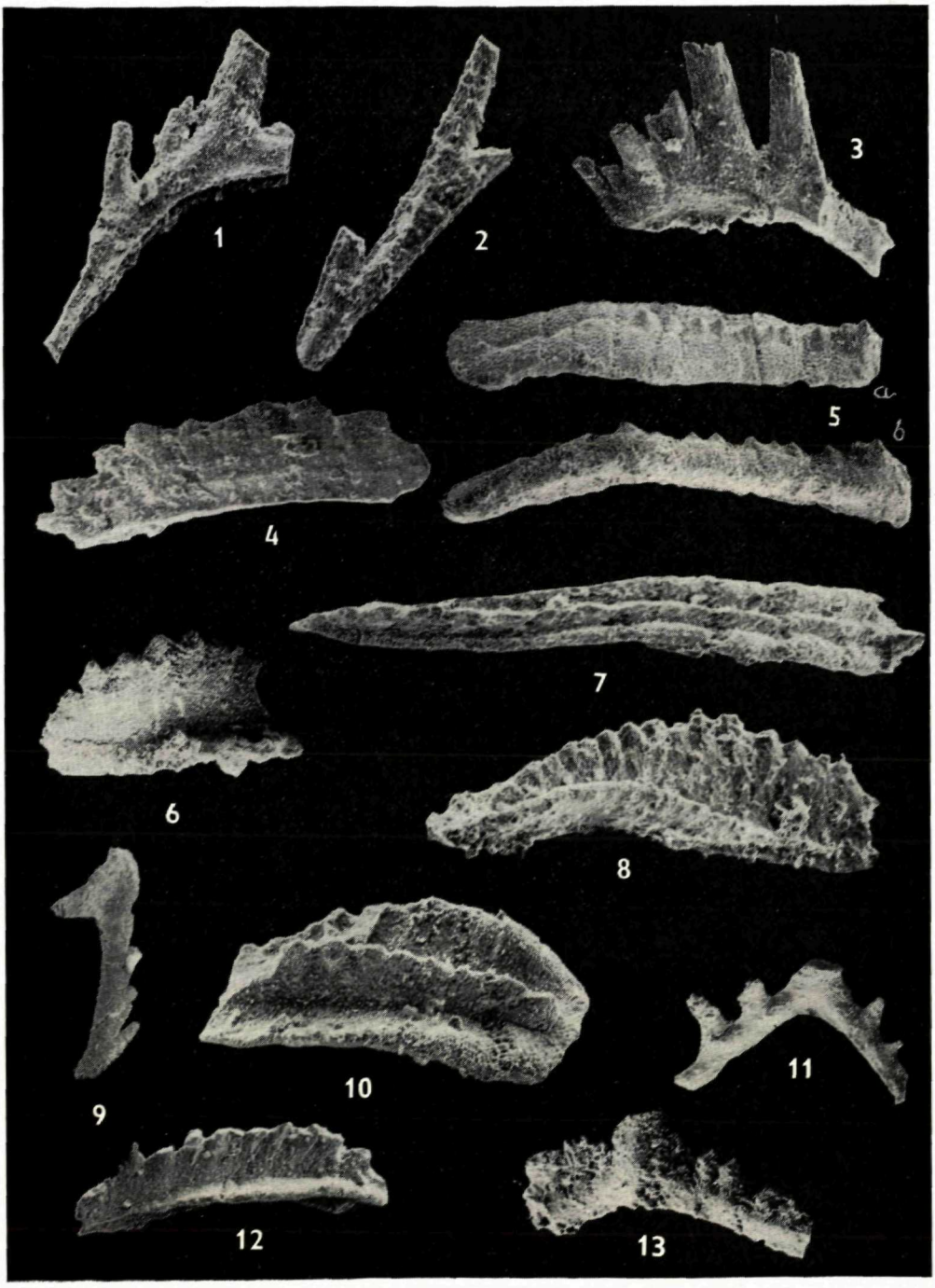

2

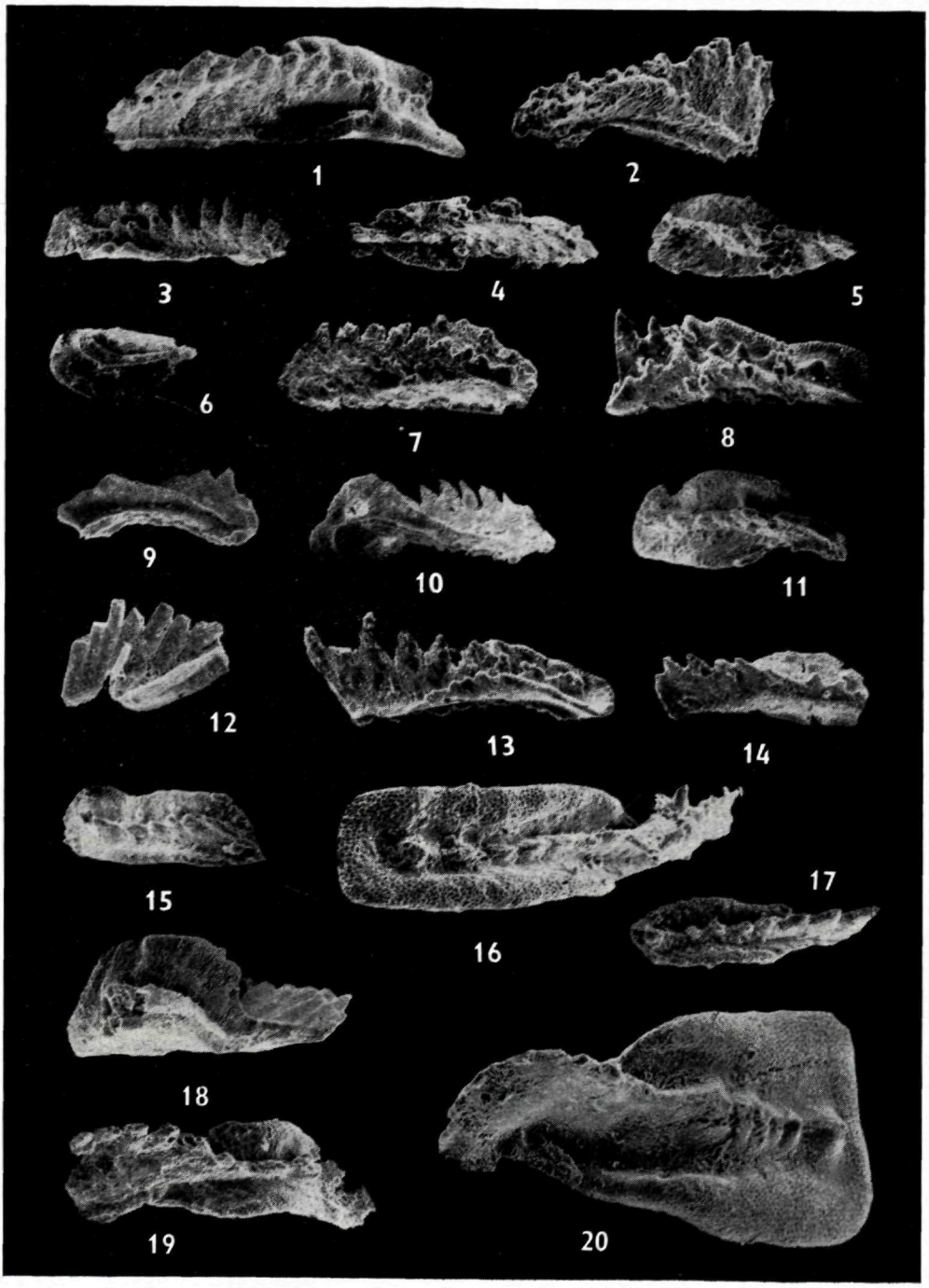

3

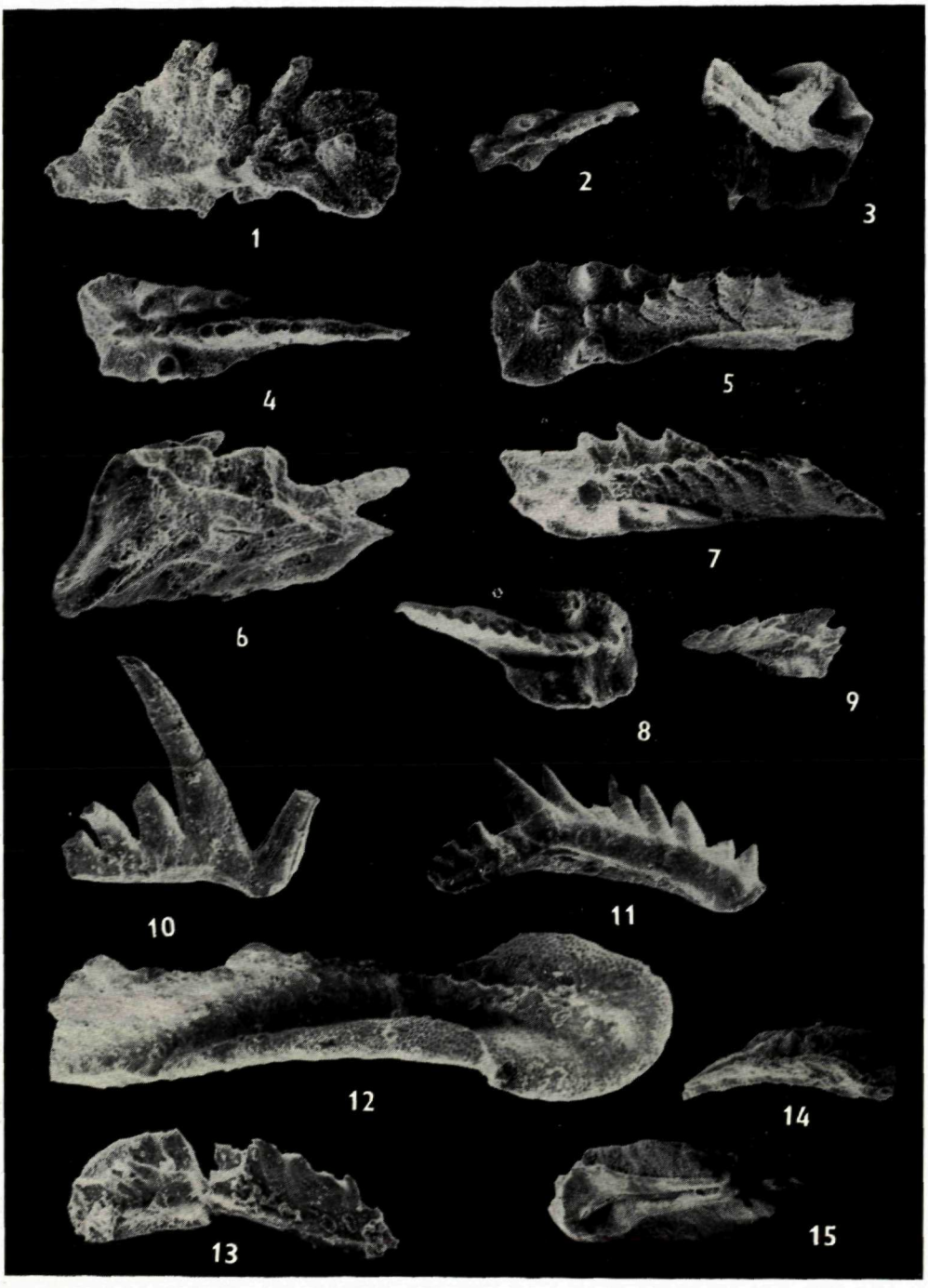

4


5

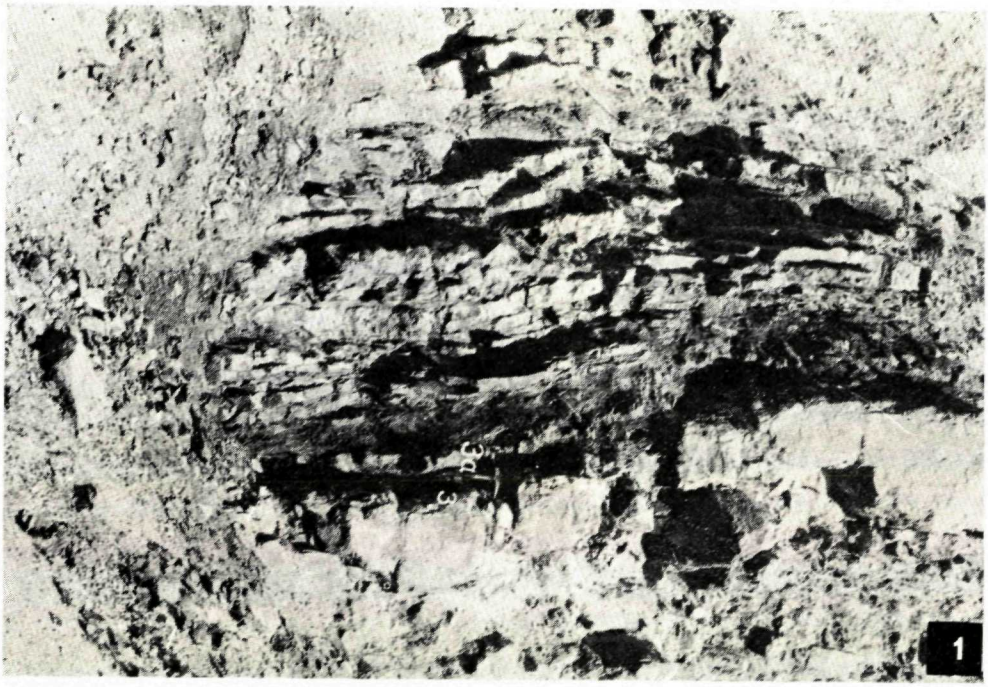

6


1
2
3
5
a
b
4
7
6
8
9
10
11
12
13


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

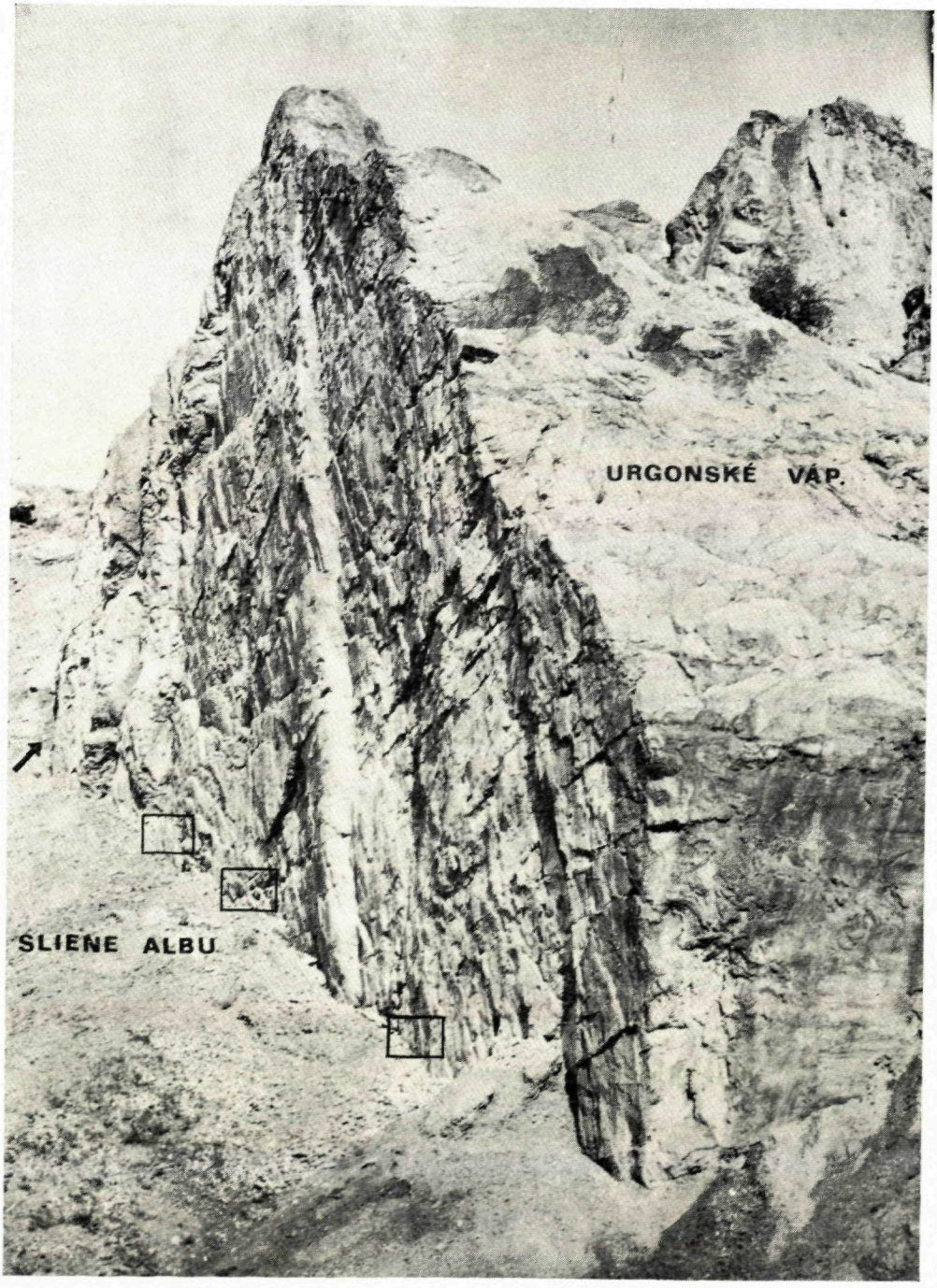

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

SIR. TOARK
TR. LIAS
VRCH. TOARK
AALEN


1

2

BAJ
KALOV - OXFORD
2
1

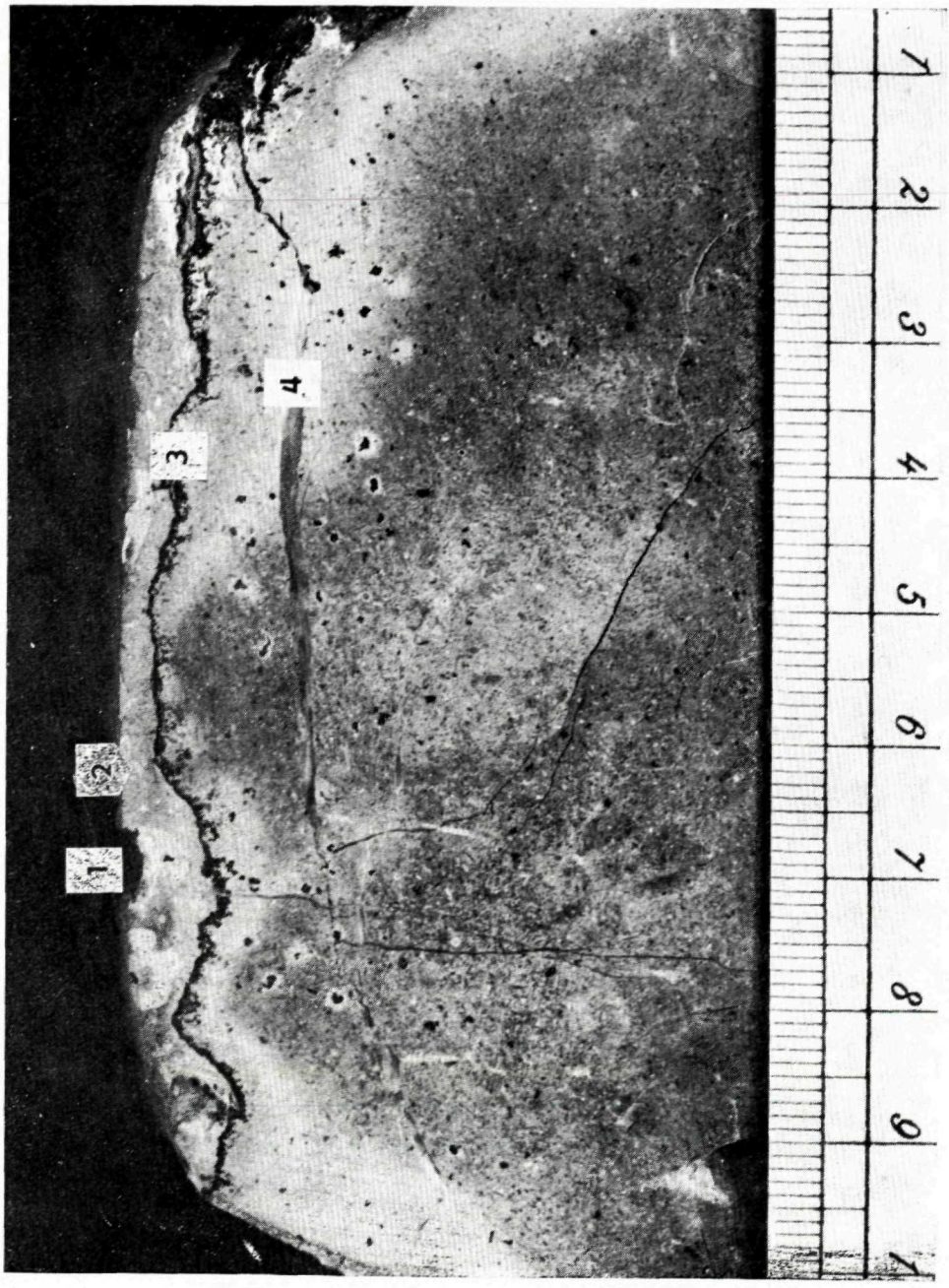

URGONSKÉ VÁP.
SLIENE ALBU

1

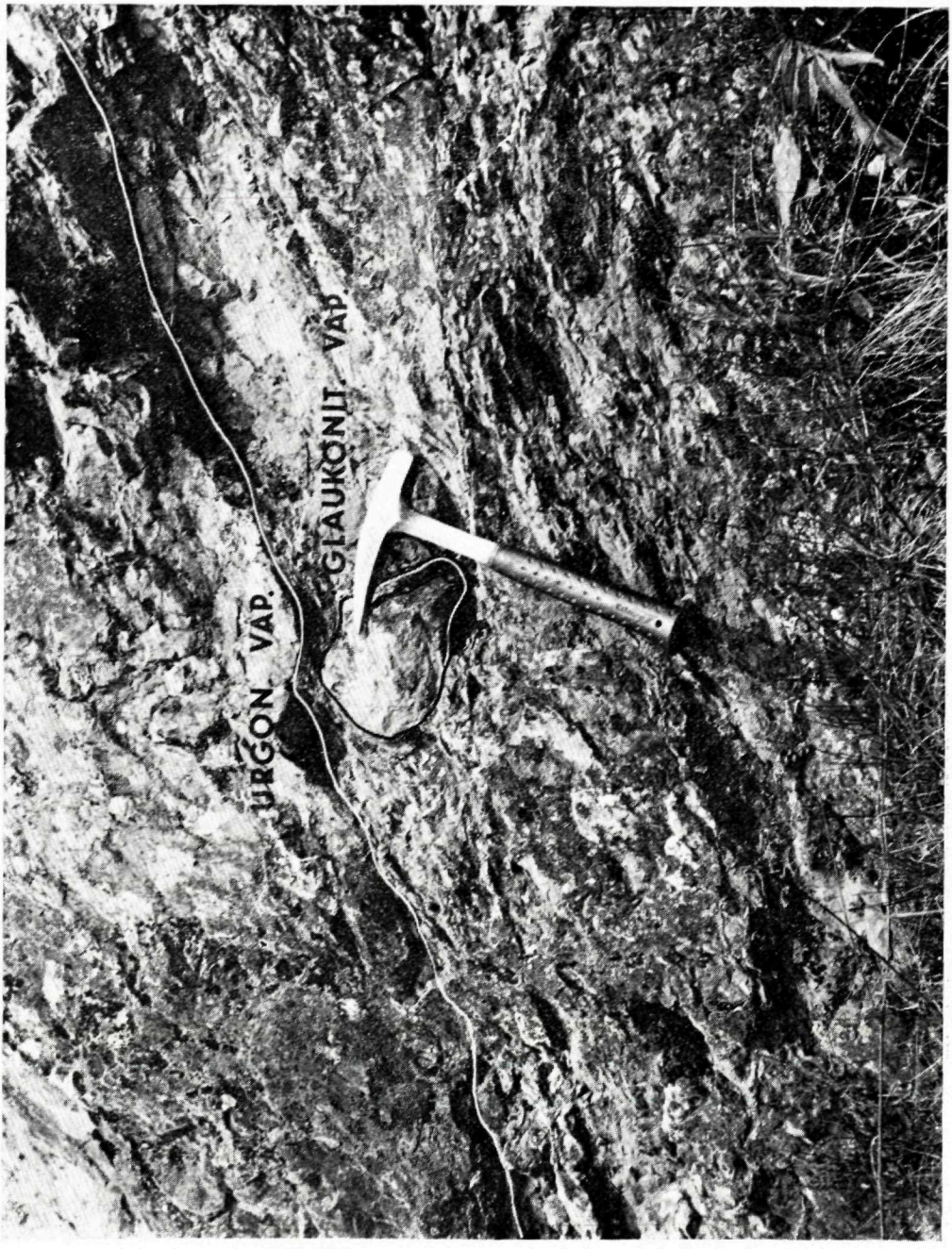
2

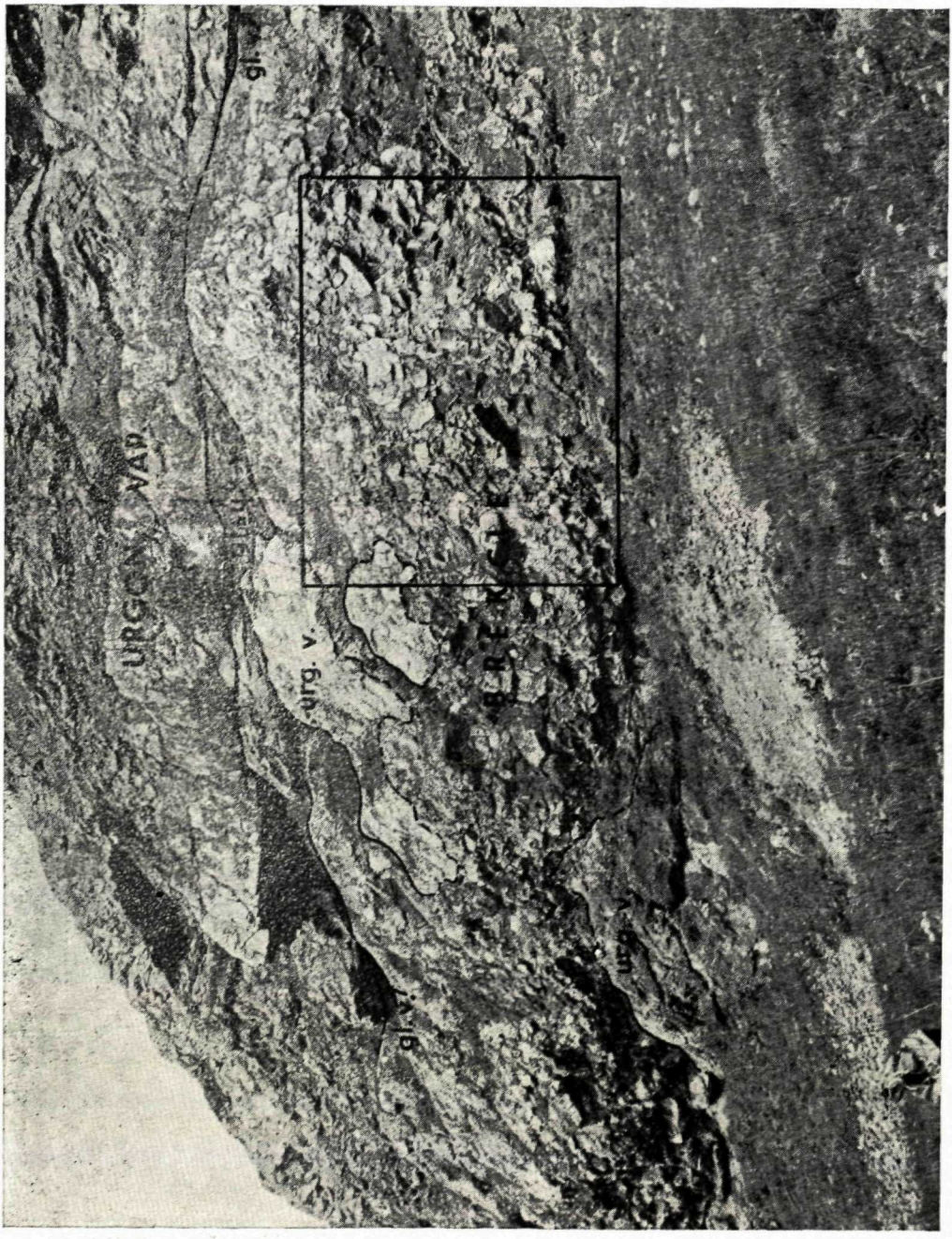
1

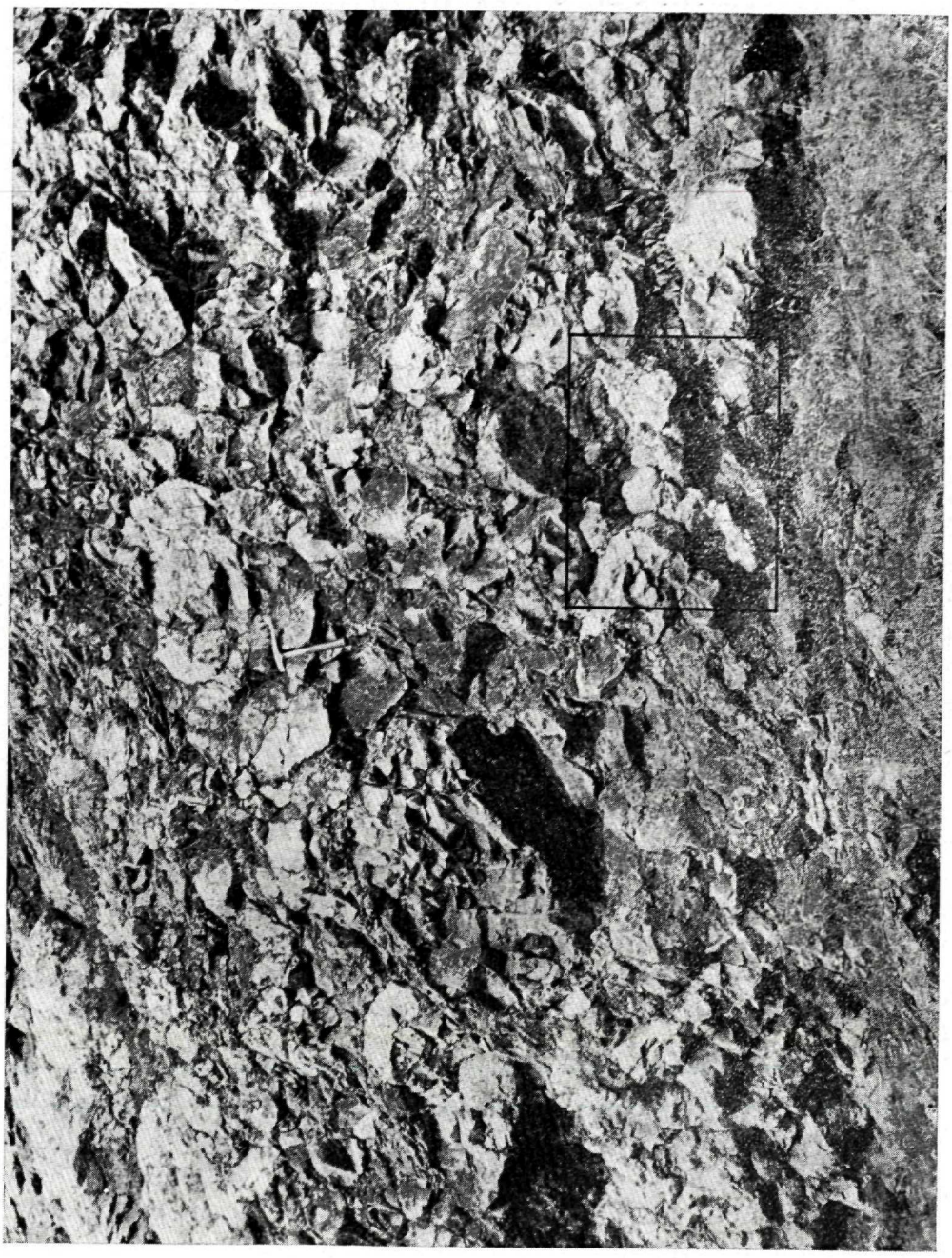
2

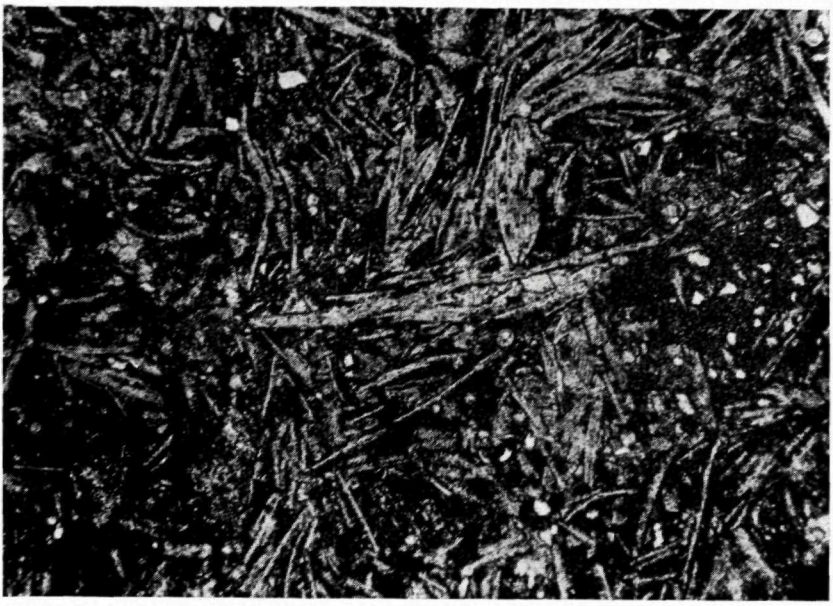

1
2
3
4
5
6
7
8
9
1
1
2
3
4

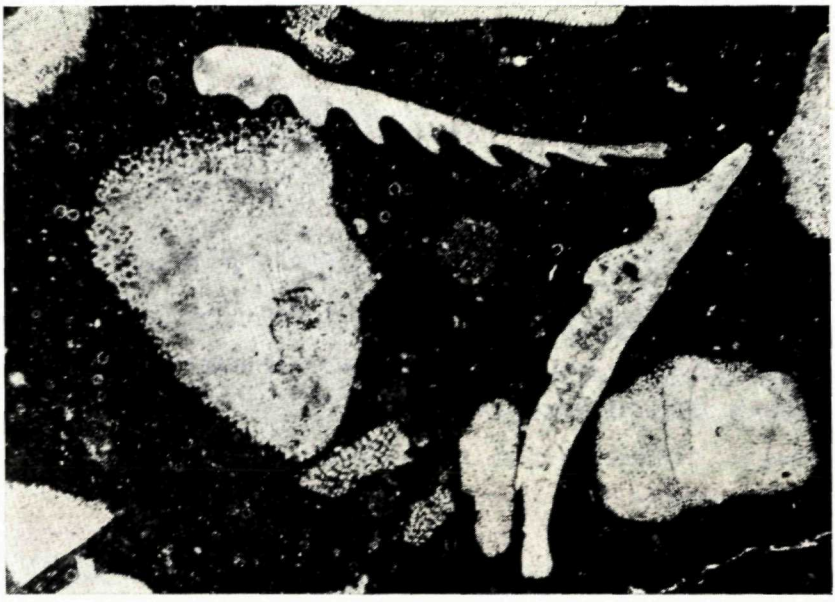
URGON. VAP.
GLAUKONIT. VAP.
URGON. VAP.

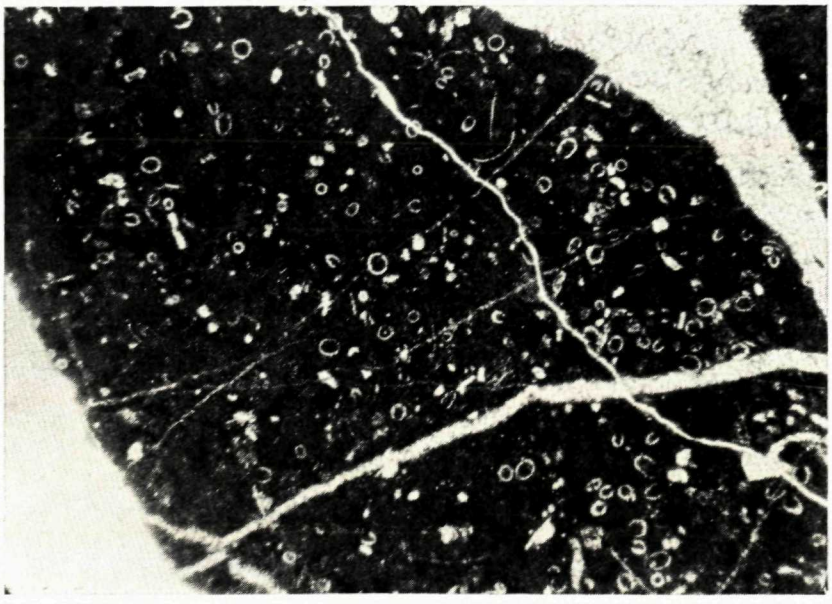

URGON. VÁP.
GLAUKONIT. VÁP.


URGON VAP.
urg. v.
gl.

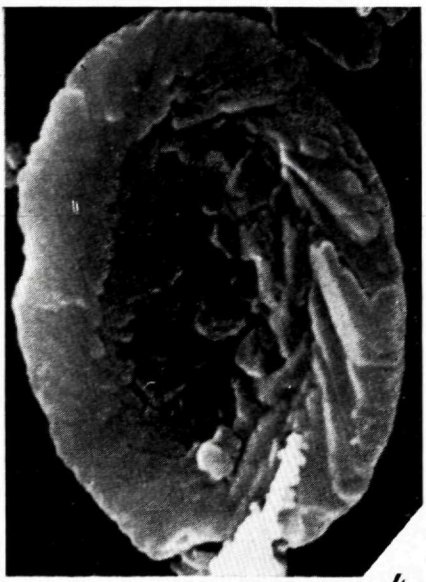




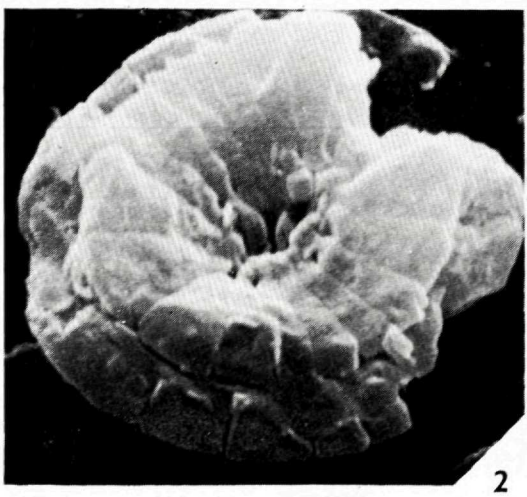




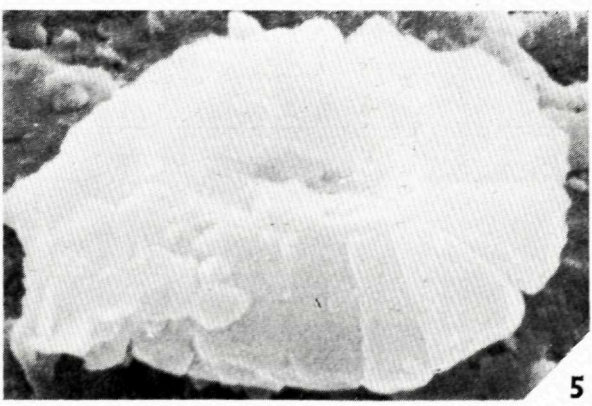
1



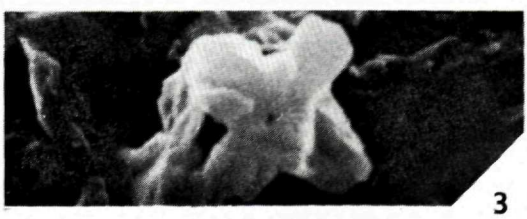
4



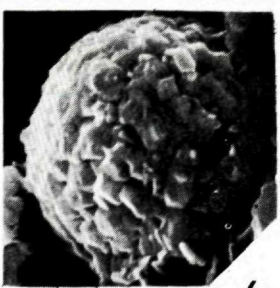
2



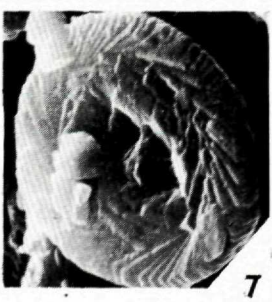
5



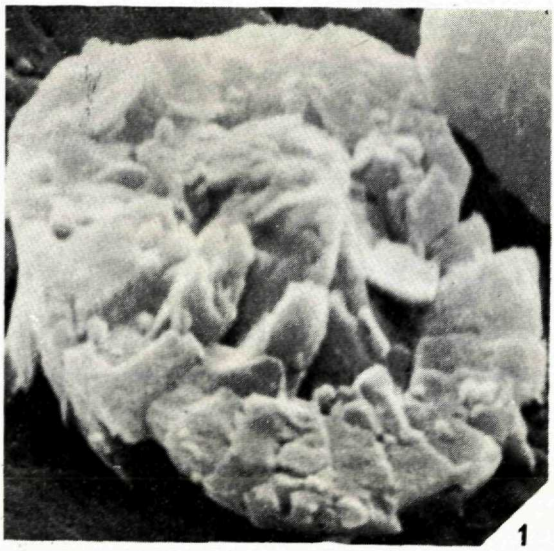
3

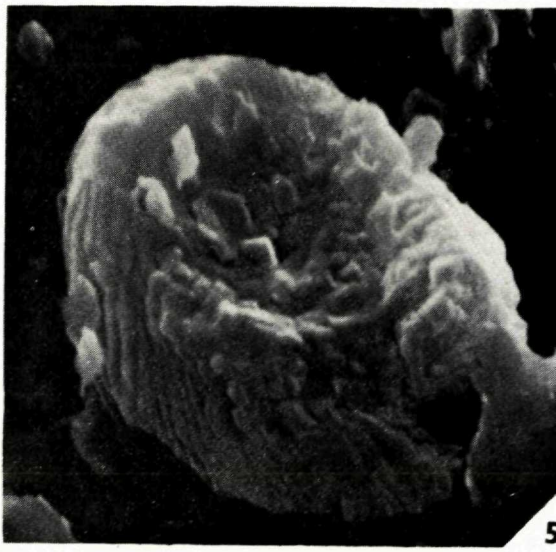


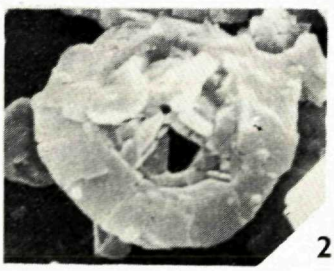
6

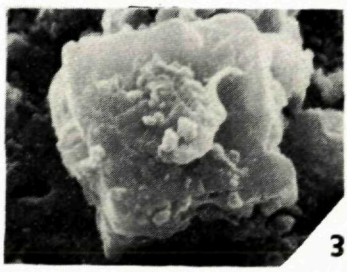


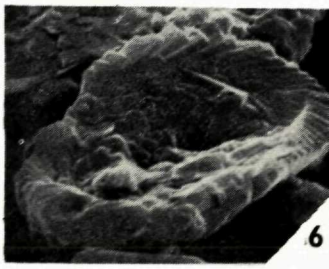
7

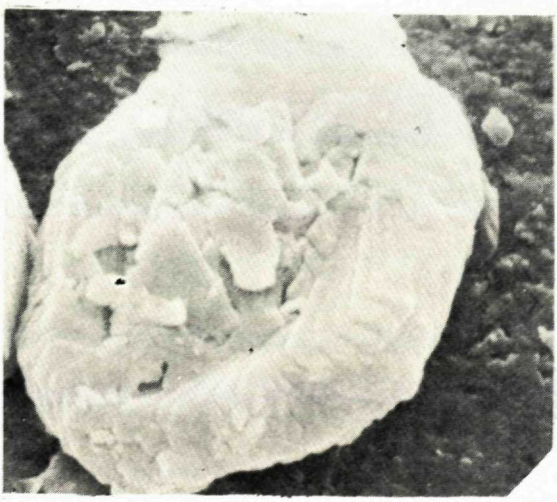

1

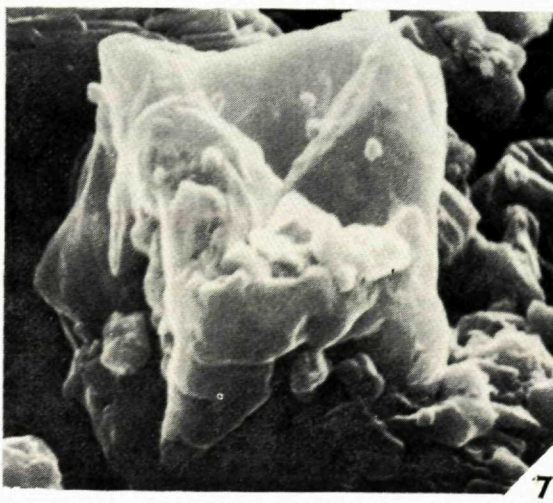

5

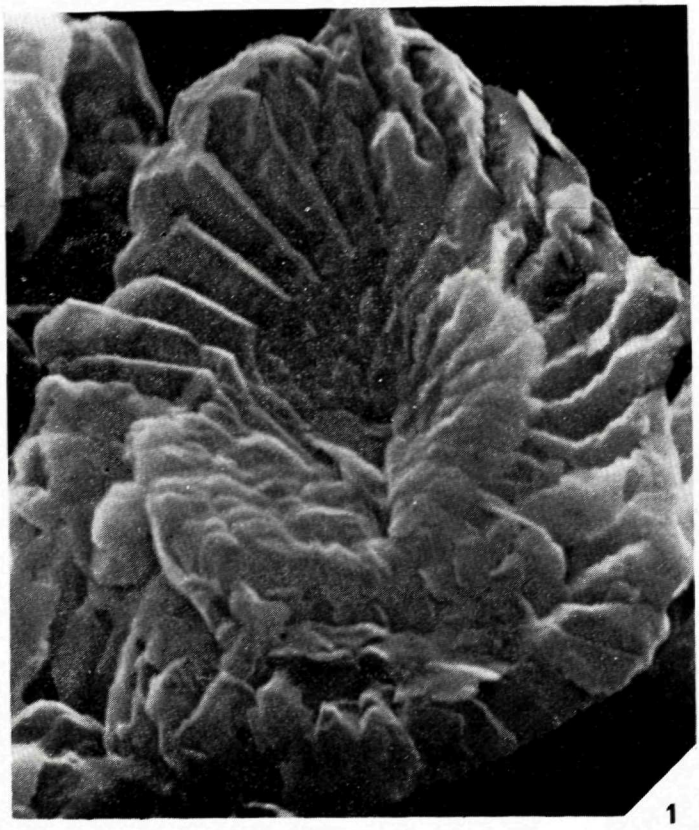

2


3

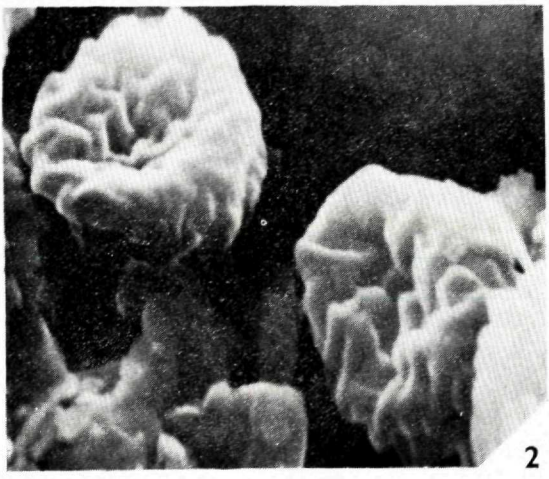

6


4

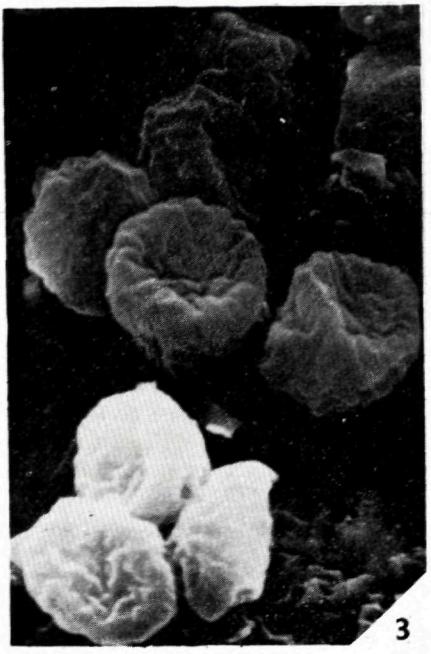

7



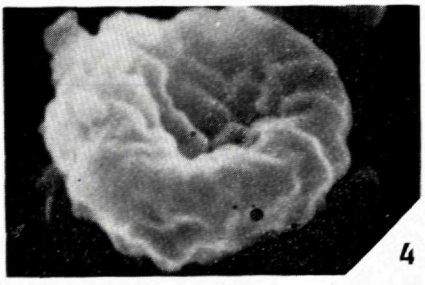
1



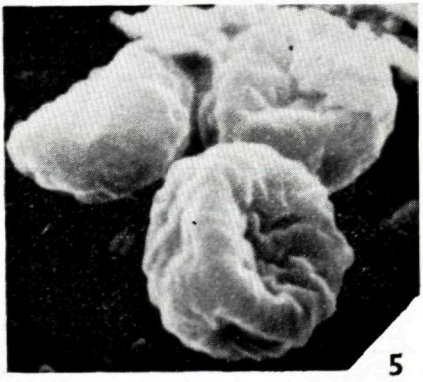
2



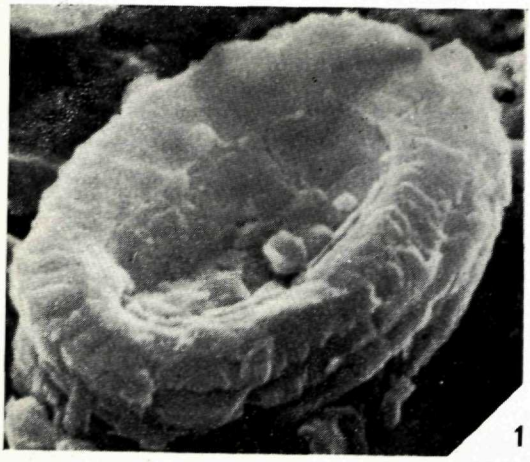
3

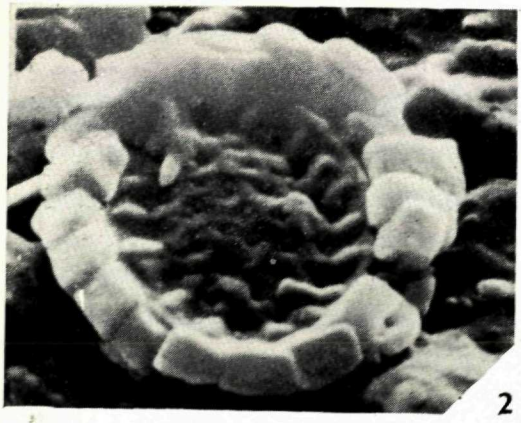


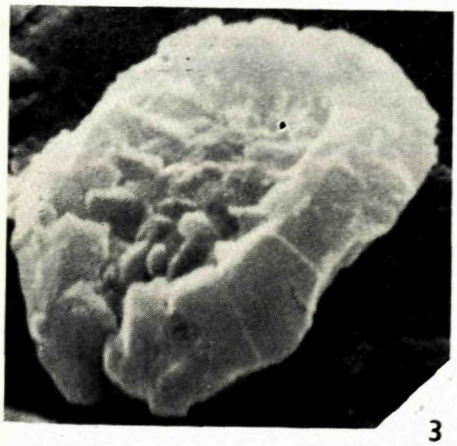
4

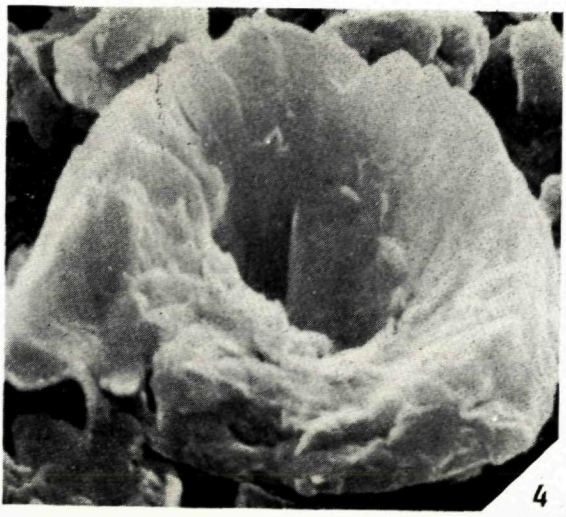


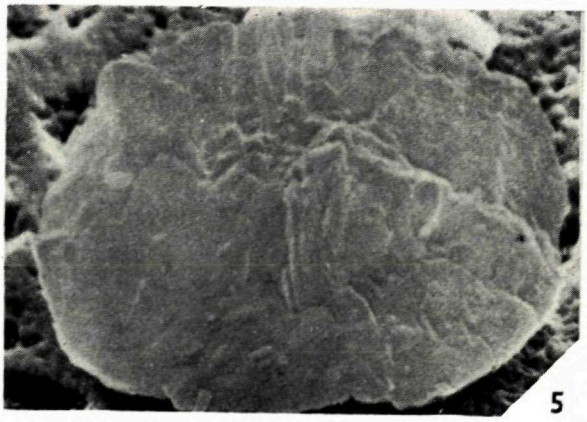
5

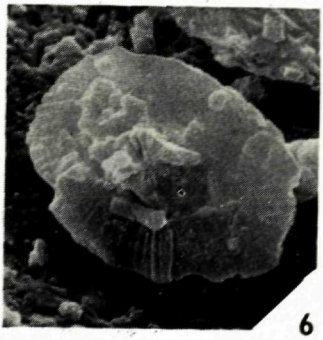

1

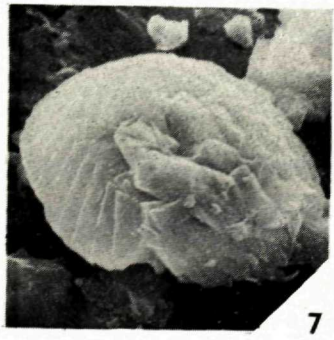

2

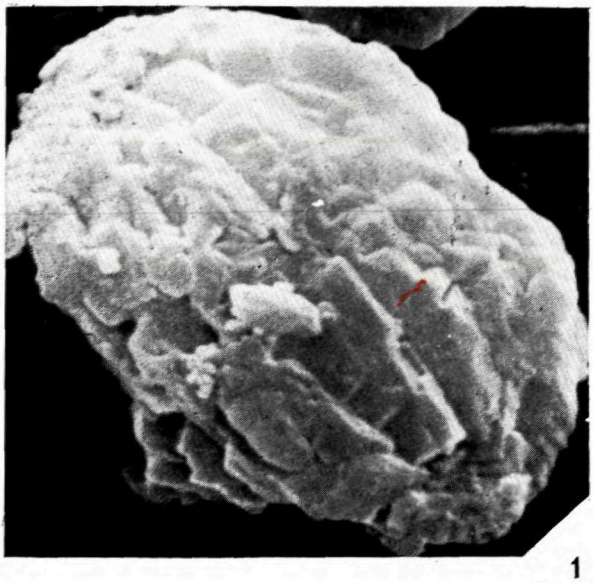

3


4

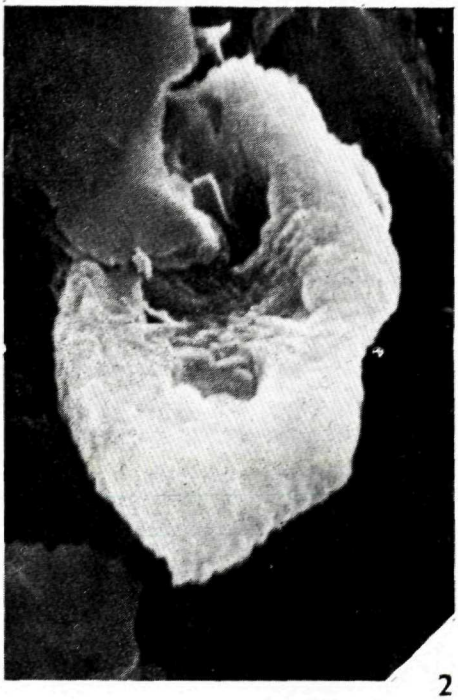

5


6

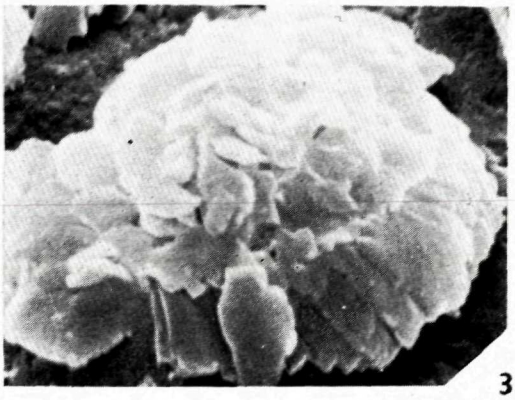

7



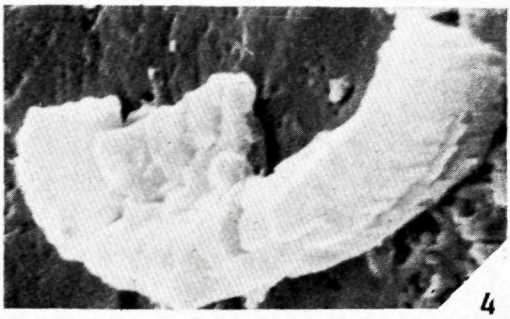
1



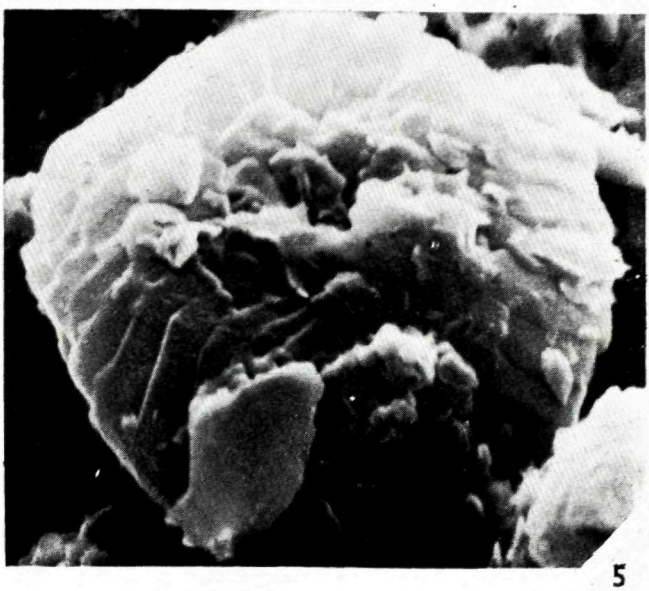
2



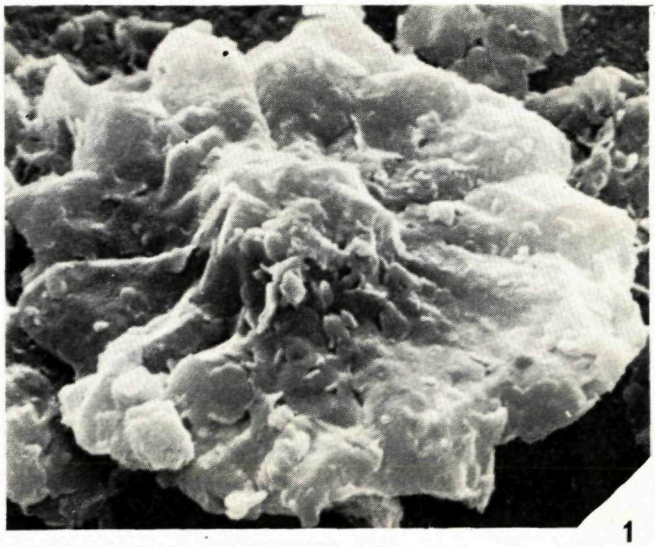
3



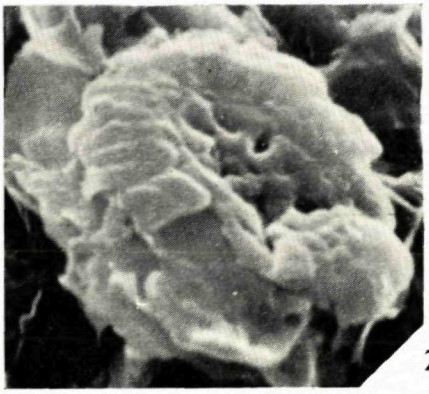
4



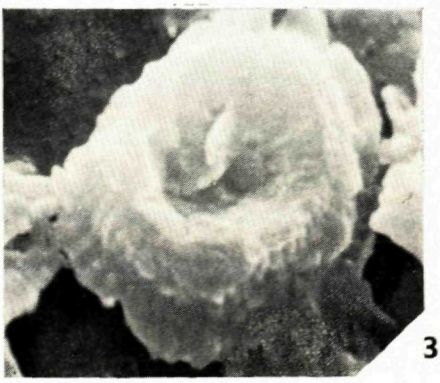
5



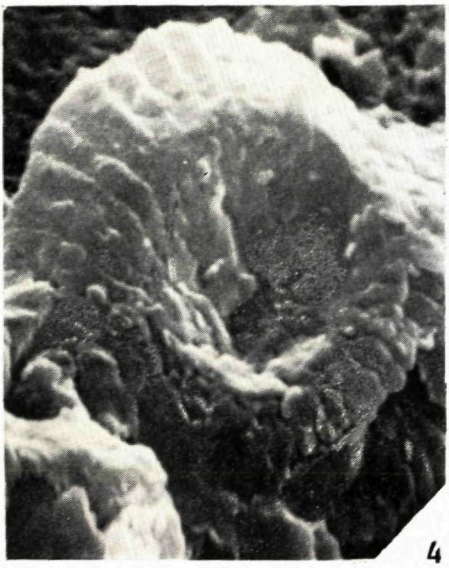
1



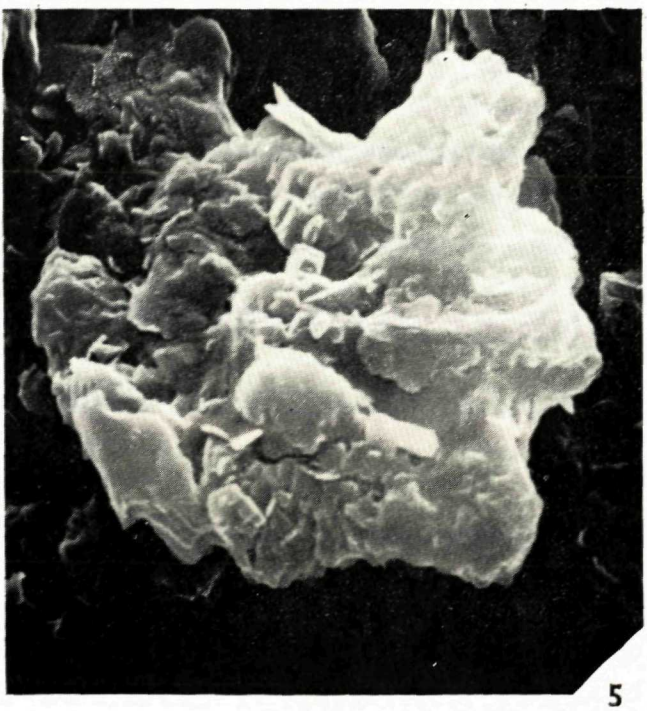
2



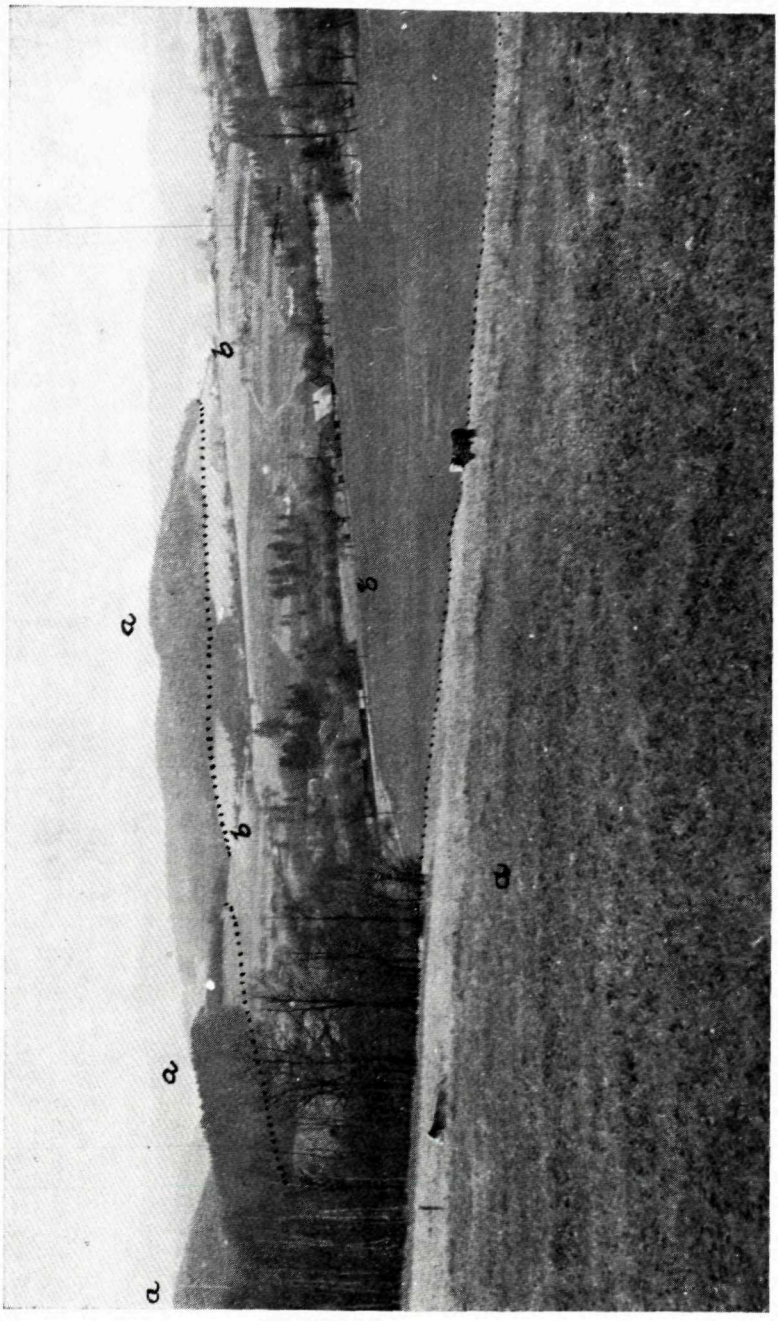
3

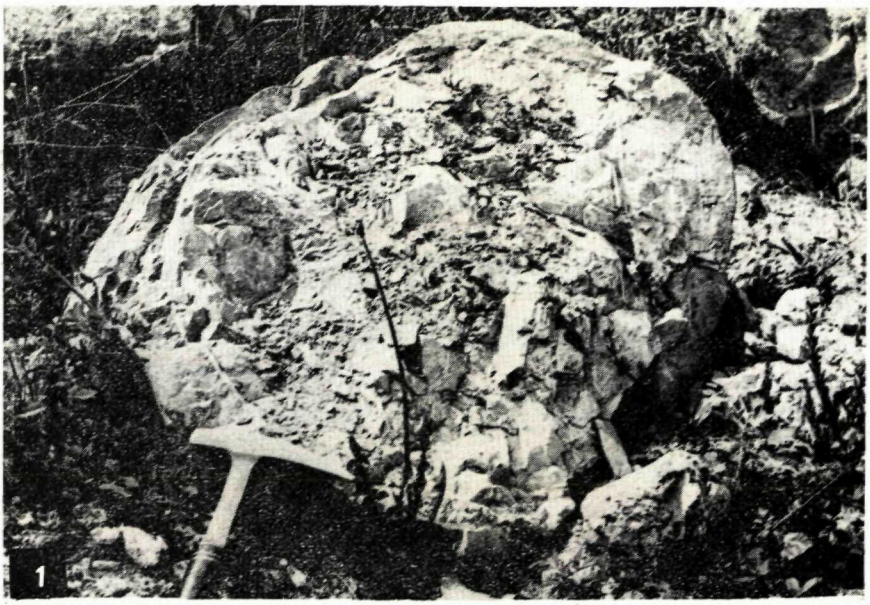


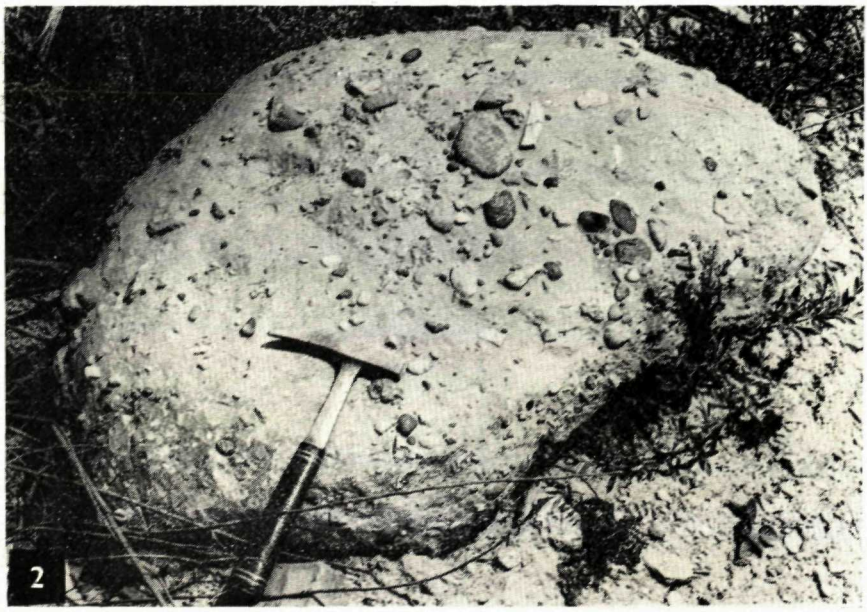
4



5


a
a
a
a
a
a


1


2

1

2

3

4