

13 196

# GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 67



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1977



Geologický ústav Dionýza Štúra
Klasifikácia: 42748
Signatúra: 42748
Kat. číslo: 42748
Kes. kupa: 42748
Kes. výška: 42748
Kes. dĺžka: 42748

*b*

<i>Za RNDr. Josefom Janáčkom, CSc.</i> . . . . .	7
<i>Deväťdesiatpäť rokov profesora Jána Volka-Starohorského</i> . . . . .	11
<i>Odhalenie pamätníka Vsevoloda Čechoviča z príležitosti jeho nedožitých 75. narodenín</i> . . . . .	13
<i>Prof. RNDr. Jakub Kamenický šesťdesiatročný</i> . . . . .	17
<i>Zemrel rakouský paleobotanik Dr. Walter Berger (29. 4. 1919 — 19. 7. 1976)</i> . . . . .	21
Borza, K.: <i>Cyklická sedimentácia dachsteinských vápencov Muránskej planiny — Zyklische Sedimente von Dachsteinkalken des Murán-Plateaus</i> . . . . .	23
Marschalko, R. — Samuel, O.: <i>Olistostromové fácie kriedového flyšu bradlového pásma pri Širokej a Krivej na Orave — Olistostrome facies of Cretaceous Flysch in Klippen Belt near Široká and Krivá in Orava</i> . . . . .	53
Borza, K. — Köhler, E. — Began, A. — Samuel, O.: <i>Orbitoidový vývin kriedy západného Slovenska — Cretaceous Orbitoid Facies in Western Slovakia</i> . . . . .	73
Samuel, O.: <i>Nález foraminifér z pestrých vrstiev pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a ich stratigrafická interpretácia — Find of foraminifers from variegated beds near Dobšinská ľadová jaskyňa (ice cave) and their stratigraphical interpretation</i> . . . . .	93
Nemčok, J. — Vaňová, M.: <i>Redeposition of Larger Foraminifers in East Slovakian Flysch Belt — Procesy redepozície veľkých foraminifér vo flyšovom pásme na východnom Slovensku</i> . . . . .	105
Halouzka, R.: <i>Príspevok k stratigrafii travertínov Ipeľskej pahorkatiny — Contribution to the stratigraphy of the travertines from the Ipeľská pahorkatina upland</i> . . . . .	135
Vozárová, A. — Vozár, J.: <i>The Upper Carboniferous of the West Carpathians — Верхний карбон Западных Карпат</i> . . . . .	141
Biely, A. — Kullmanová, A.: <i>Vrchnotriasové karbonáty vo vrtoch Láb 115 a Borský Jur 8 (viedenská panva) — Obertriassische Karbonate in den Bohrungen Láb 115 und Borský Jur 8 (Wiener Becken)</i> . . . . .	153
Biely, A.: <i>„Gemerikum“ v Trábečskom pohorí — „Gemerikum“ dans la montagne de Trábeč</i> . . . . .	163
Planderová, E. — Slávik, J.: <i>Vek bridličnatého súvrstvia z podložia východoslovenských neovulkanitov na základe peľovej analýzy</i> . . . . .	169
Mello, J.: <i>Aplikácia litofaciálnej analýzy triasových vápencov v tektonike (južná časť Plešivskej planiny) — Triassic limestones lithofacial analysis and its application in tectonics (south part of the Plešivská planina karst plateau)</i> . . . . .	175
Kullman, E.: <i>Hydrologické a hydrodynamické hodnotenie podzemných vôd v puklinovom a puklinovokrasovom prostredí — L'évaluation hydrologique et hydrodynamique des eaux souterraines dans un milieu fissuré et fissuré karstique</i> . . . . .	181
Kullman, E. — Petráš, I.: <i>Čiary vyčerpávania prameňov a ich využitie pre hydrogeologickú charakteristiku horninového prostredia — Courbes de tarissement des sources et leur utilisation pour la caractéristique hydrogéologique du milieu rocheux</i> . . . . .	211

Správy, recenzie

Ivanov, I.: Použitie prirodzenej rádioaktivity hornín ako kritérium pre stratifikáciu . . . . .	239
Lehotský, I.: K niektorým problémom Ľumbierskeho antiklinória . . . . .	243
Štohl, J.: The geology of the iron deposits west of Lusaka, Zambia . . . . .	247
Rakús, M.: Nález morského spodného miocénu pri Čremošnom . . . . .	287
Mořkovský, M.: Recenzia knihy G. Dohr: Applied Geophysics . . . . .	289



*Za RNDr.  
Josefom Janáčkom, CSc.*



Dňa 16. decembra 1975 zastihla nás veľmi neočakávane správa, že dr. Josef Janáček, kandidát geologických vied, náhle zomrel v Maroku, kde pracoval ako československý expert. Smrť prišla veľmi nečakane, kruto ho odtrhla priamo od práce, ktorá bola zmyslom jeho bytia. Vytrhla ho spomedzi tých, čo ho osobne poznali, ctili si ho a mali radi, i tých, čo o ňom vedeli, čítali, alebo počúvali jeho slová a vážili si ho. Jeho nečakaná smrť sa preto musela bolestne dotknúť mnohých. Poznali sme ho ako človeka — geológa, ktorý sa podujal riešiť najzložitejšie geologické problémy, neľutujúc pritom vynaložené úsilie a námahu. Josef Janáček bol človek neobyčajne skromný, ktorý žil pre geológiu a boril sa s jej problémami.

Narodil sa 11. mája 1915 v Mníchovom Hradišti. Po skončení základnej školy navštevoval reálne gymnázium v Mladej Boleslavi, kde roku 1933 maturoval. Po skončení gymnázia zapísal sa na Prírodovedeckú fakultu Karlovej univerzity v Prahe, kde študoval prírodopis a chémiu. Už v druhom ročníku vysokoškolského štúdia sa stal vedeckým pomocníkom a neskôr asistentom v Geologicko-paleontologickom ústave Karlovej univerzity u profesora Kettnera. Po skončení vysokoškolského štúdia sa v plnom rozsahu venoval samostatnému štúdiu geológie, ktoré ukončil v roku 1939 predložením dizertačnej práce a rigoróznymi skúškami z geológie, chémie a petrografie.

Po uzavretí českých vysokých škôl v roku 1939 prešiel pracovať ako geológ do Štátneho geologického ústavu v Prahe, potom k zemevrtnej firme „Artézia“. Koncom roku 1942 odišiel pracovať do Rakúska ako výskumný geológ na naftové ložiská. Tu sa oboznámil s problematikou naftového výskumu, počnúc od základného cez štruktúrny výskum a postupne prešiel až k hlbinnému riešeniu naftových problémov. Spoznával problémy výskumných metód a na základe svojich skúseností postupne zdokonaľoval metodiku štruktúrneho výskumu.

Po skončení vojny v roku 1945 sa vrátil pracovať naspäť do Československa a začal s úspechom v prieskume nafty a plynu v Československých naftových závodoch



v Hodoníne ako výskumný geológ. V roku 1951 po založení Ústavu pre naftový výskum v Brne bol poverený jeho odborným vedením. Od roku 1956 pracoval ako vedúci výskumu v Československých naftových doloch, n. p. v Hodoníne. V roku 1963 prešiel pracovať do Geologického ústavu Dionýza Štúra ako vedúci vedecký pracovník.

Prvé výskumné práce vykonával od roku 1937 pod vedením svojich učiteľov. Neskôr bol poverený samostatným výskumom a boli mu zverené vysoko náročné vedecko-odborné problémy zamerané prevažne na praktickú geológiu. Vo svojich začiatkoch pracoval v oblasti Štiavnického pohoria, v gemeridách, zaoberal sa štúdiom mezozoika Nízkych Tatier, moravským devónom a kulmom, českým paleozoikom a kriedou. Dlhé roky v poslednom období svojho života sa venoval karpatskému paleogénu a neogénu. Dosiahnuté výsledky predkladal pri verejných oponentúrach vo forme záverečných správ. Výsledky vedeckého rázu publikoval v niekoľkých desiatkach prác v rôznych geologických časopisoch. Pretože mal veľký zmysel pre aplikovanú geológiu, uplatňoval svoje teoretické poznanie pri vyhľadávaní nerastných surovín, zamerané najmä na naftu a zemný plyn. V tejto sfére dosiahol vynikajúce úspechy.

Počas jeho pôsobenia vo výskumných a prieskumných organizáciách došlo k významným národohospodárskym výsledkom. Boli nájdené ložiská nafty v Štefanove, Petrovej Vsi, naftové a plynové pole Láb, Malacky-západ, Brodské, Závod, Jakubov, Gajary, Vysoká, Cífer, na východnom Slovensku Trhovište a Stretava. V roku 1958 upozornil na ložisko kamennej soli severne od Sečoviec, neďaleko Albinova, kde bolo navrhované hlbokým štruktúrnym vrtom. Venoval sa problematike výskumu vodného diela na Dunaji a mnohým ďalším geologickým problémom.

V rámci svojej pracovnej náplne bol vysielaný na študijné a pracovné cesty do zahraničia. V roku 1960 bol členom čsl.-sov. komisie pre hlboké vrty do 5000 m v ZSSR. V rokoch 1969—1970 sa zúčastnil ako geológ — expert pre výskum nerastných surovín, hydrogeológiu a inžiniersku geológiu v Iraku. V auguste 1975 odišiel ako expert do Maroka.

Z osobných vlastností dr. Josefa Janáčka je potrebné vyzdvihnúť jeho schopnosť organizovať vedeckú prácu a zmysel pre prácu v kolektíve. V roku 1953 bol za dobré výsledky a úspešný geologický výskum pri objavoch nafty a zemného plynu vyznamenaný Štátnou cenou I. stupňa.

Ťažisko jeho výskumných prác bolo na území Slovenska, ku ktorému prechovával osobitný vnútorný vzťah. Tento vzťah bol jedným z hlavných dôvodov, ktoré ho v roku 1963 priviedli do Geologického ústavu Dionýza Štúra, kde mu boli zverené celospoločensky významné úlohy, ktoré vždy s úspechom ukončil. Z jeho obetavej, vysoko vedeckej a odbornej práce nám zostanú trvalé hodnoty, ktoré vždy budú vzorom nezištného prístupu a postoja človeka k práci. Československá geológia stráca v ňom jedného z najlepších odborníkov vo výskume živíc. Ešte nedávno odchádzal do zahraničia s plným životným optimizmom a ďalekosiahlymi plánmi, avšak nemilosrdný osud vyrval ho z našich radov a svoje ďalšie predsavzatia už



neuskutoční. Odišiel od nás dobrý a obetavý človek — geológ, zapálený za poznanie prírody, ktorú tak veľmi miloval.

*Ján Gašparík*

Zoznam publikovaných prác RNDr. Josefa Janáčka, CSc.

1. Příspěvky k poznání geologických poměrů Turnanské kotliny. Ein Beitrag zur Kenntnis der geol. Verhältn in Turnaner Becken. Příroda 32, 1939, s. 213—214, Brno.
2. O novém minerálním žródle v Hronově. Zprávy GÚ, 18, 1943, s. 299—300.
3. Ako sa zistí sklon a smer vrstiev v hlbinnom vrte?  
Baník, zošl. 1, 1948, Bratislava.
4. Nové tektonické a tektogenetické poznatky československé časti vnítroalpské pánve.  
Sborník ÚÚG, I. diel, 1954, Praha.
5. Některé cesty naftového průzkumu. Metody prospekce nafty podle pozorování botanických a z hydrogeologických povrchových vod. Závislost ložisek na tektonice území.  
Vesmír, 33, 1954, s. 264—266 Praha.
6. Hydrogeologická a geochemická studie výběrů sírovodíkových minerálních vod v lázních Smrdáky na Slovensku.  
Geologické práce, Zprávy 5, 1956, Bratislava.
7. Předběžná zpráva o nových stratigrafických poznatcích ve svrchním pannonu vnítroalpské pánve vídeňské.  
Geologické práce, Zprávy 10, 1957, Bratislava.
8. Hydrogeologie a geochemie vývěru léčivé jodové vody v Číži a okolí.  
Geologické práce, Zošit 47, Bratislava.
9. Nové ložisko soli na východním Slovensku.  
Geologické práce, Zprávy 14, 1958, Bratislava.
10. Objev nového solního ložiska na východním Slovensku.  
Vesmír, roč. 37, 1958, č. 8, s. 262—264.
11. Poznámky k tektonice a paleogeografii východoslov. neogénu.  
Věstník ÚÚG, 1958, č. 5, s. 354—358, Praha.
12. Předběžná zpráva o nových výsledcích stratigrafického výzkumu ve východoslovenském neogénu.  
Věstník ÚÚD, XXXIII, 1958, č. 4, s. 285—288, Praha.
13. Poznámky k hydrogeologii hlubinných vod našich mladých pánví.  
Geologické práce, Zprávy 15, 1959, Bratislava.
14. K otázce stáří a vzniku pozdišovské štěrkové formace v Potiské nížině na východním Slovensku.  
Geologické práce, Zprávy 15, 1959, Bratislava.
15. Současný stav a perspektiva průzkumu živíc na východním Slovensku.  
Geologické práce, Zošit 55, 1959, Bratislava.
16. Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska.  
Geolog. práce, Zošit 52, 1959, Bratislava.
17. Artézské vody se vztakovými písky a skutnosti při jejich jímání v Malé Podunajské nížině (M-33-143, M-33-144, L-33-012).  
Geologický průzkum, roč. I, 1959, No. 10, Praha.
18. Ložisko kamennej soli na východnom Slovensku. Slovensko východní.  
Geologický průzkum, roč. 5, 1959, No. 8, Praha.
19. Příspěvek hlubinného průzkumu k poznání hydrologie spodních vod v Malé Dunajské nížině vzhledem k poměrům nejvyšších zvodnělých obzorů.  
Sborník ÚÚG, XXVI, 1959, s. 613—636, Praha.

20. Geologické poměry solného ložiska u Michalovců na východním Slovensku.  
Geologické práce, Zprávy 20, 1960, Bratislava.
21. Hydrogeologický průzkum úzkoprůměrnými soupravami typu CF 300.  
Geologický průzkum, 6, 1960, roč. 2, Praha.
22. Geologická stavba a naftově-geologické problémy východoslovenské neogenní pánve.  
Geologické práce, Zošit 63, 1962, Bratislava.
23. K problematike výskumu a prieskumu neogénu Západných Karpát.  
Geologické práce, Zošit 63, 1962, Bratislava.
24. Konference o východoslovenském neogénu.  
Geologický průzkum, roč. 4, 1962, No. 3, Praha.
25. Další oblast s hospodářsky významným ložiskem kamenné soli (M-34-116-C).  
Geolog. průzkum, roč. 5, 1963, No. 4, Praha.
26. Některé poznatky o geologické stavbě území listu Trebišov.  
Zprávy o geologických výskumech v r. 1963, Bratislava.
27. K výskytu chemických sedimentů ve východoslovenské neogenní pánvi.  
Geologické práce, Zprávy 33, 1964, Bratislava.
28. Předběžné výsledky stratigrafického výskumu v Košické kotlině.  
Zprávy o geologických výskumech v r. 1964, Bratislava.
29. Před zakončením nového významního díla na východním Slovensku.  
Svet vedy č. 7, 1965, Bratislava.
30. Problémy tektonické stavby oblasti vodního díla Dunaj.  
Geologické práce, Zprávy 38, 1966, Bratislava.
31. Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeogr. des Miozäns im Košicer Becken.  
Spisy přír. fak. Univ. J. E. Purkyně, Brno.
32. Poznámky ke stratigrafii a paleogeografii miocénu a pliocénu Košické kotliny.  
Geologické práce, Správy 41, 1967, Bratislava.
33. Rozšíření a vývoj neogénu východoslovenské pánve.  
Zborník geologických vied Západné Karpaty 11, 1969, Bratislava.
34. Nové stratigrafické poznatky o pliocénii a pleistocénii výplni centrální části Podunajské nížiny.  
Geologické práce, Zprávy 50, 1969, Bratislava.
35. Přehled vývoje, rozšíření a mocnosti neogénu v pánvích Západních Karpat.  
Zborník geologických vied Západné Karpaty 11, 1969, Bratislava.
36. K stratigrafickému postavení a paleogeografii tortónskeho obzoru kamenné soli ve východoslovenské pánvi.  
Geologické práce, Zprávy 50, 1969, Bratislava.
37. K tektonice pliocénu ve střední části Podunajské nížiny.  
Geologické práce, Správy 55, 1971, Bratislava.
38. Character der Grenze Karpat-Baden in dem Becken von Košice.  
Geolog. zbor. Geologica Carpatica, 1975.
39. Nová zjištění o stratigrafii, tektonice a vývoji hlubšího miocénu v Košické kotlině s poznámkami k problémům výzkumu živíc.  
Geologické práce, Správy 64, 1975, Bratislava.
40. Einige Feststellungen über Stratigraphie, Tektonik und Paleogeographie des tieferen Miozäns in dem Becken von Košice, mit Bemerkungen zu Problemen der Bitumen-Forschung.
41. Die Vorkommen chemischer sediments in der Slowakei und die geochemischen probleme ihrer Sedimentation, Berlin.
42. Chemische Sediment des tschechoslowakischen Teiles der Westkarpaten. Proceedings of the X<sup>th</sup> Congr. — Sedimentology, str. 79—86, Geologický ústav D. Štúra, 1975, Bratislava.



*Deväťdesiatpäť rokov  
profesora  
Jána Volka-Starohorského*

Medzi najvýznamnejšie udalosti, ktoré zaznamenala geologická verejnosť v roku 1975, patrila XX. celoštátny zjazd členov Slovenskej geologickej spoločnosti a Československej spoločnosti pre mineralizáciu a geológiu v Košiciach (25.—27. VI. 1975). Do rámca osláv tohto jubilejného zjazdu akoby symbolicky zapadlo aj vzácné jubileum nestora a oduševneného propagátora slovenskej geológie profesora



Jána Volka-Starohorského, čestného člena Slovenskej geologickej spoločnosti.

Profesor Volko-Starohorský sa narodil 31. júla 1880 v Liptovskom Mikuláši. Svojmu rodnému mestu zasvätil nielen prevažnú časť svojho najproduktívnejšieho života (1918—1938) ako profesor prírodných vied na gymnáziu, ale v činorodej práci tu pokračuje ďalej. Má veľkú zásluhu na vybudovaní ľudového astronomického observatória a na rozvoji Múzea slovenskeho krasu v Liptovskom Mikuláši. Osobitosťou tohto v Európe ojedinelého múzea je speleologická expozícia, ktorá veľmi ilustratívne načrtáva vývoj a podmienky vzniku špecifických a tvarovo veľmi rozmanitých morfogenetických fenoménov. Krása slovenských jaskýň s ich bohatou kvapľovou výzdobou sa v posledných rokoch prof. Volkovi-Starohorskému stala témou, o ktorej rád hovorí hromadným návšteväť, najmä školskej mládeži. Podáva im nielen odborný výklad, ale zároveň vstupuje hlbokú úctu k nášmu krásnemu hornatému Slovensku a prírode vôbec. O veľkej láske nášho jubilanta k prírode a geológii najlepšie svedčí aj tá skutočnosť, že ani v súčasnosti nevynechá žiadnu príležitosť, aby propagoval vyučovanie speleológie ako osobitnej vednej disciplíny na niektorej škole. Veľmi záslužnú prácu vykonáva i na poli ochrany prírody. Jeho pričinením boli najmä v oblasti Vysokých Tatier vyhlásené niektoré unikátne prírodné úkazy, resp. oblasti za prírodné rezervácie, pričom s jemu príslovecným oduševnením bojuje za ochranu národných kultúrnych pamiatok. Láska ku geológii, najmä k rodnému kraju, sa odzrkadľuje v značnej časti jeho diel (napr. Geologická poloha Liptovského krasu na Slovensku — Čsl. kras, 2/1949, Brno; Liptovské vápenisté vrchy. — Sbor. Čsl. Spol. zeměp., 35/1929; Srazné vápence Liptova. —



Věst. VII. Sjezdu čsl. Přírodopyt. Lek. v Praze 1928, 3/1/1929, Praha; Správa o geol. mapování v okolí Kvačian (Liptov) — Zbor. muz. slov. spoloč., 23/1929, Martin atď. — porov. autobiografiu autora „Práca a dielo“ 1944, Liptovský Mikuláš, v ktorom je uvedený súbor jeho prác). Osobitnú pozornosť si pritom zasluhuje skutočnosť, že už za Rakúsko-uhorskej monarchie propaguje klasické diela slovenských vedcov, akými boli A. Kmeť, K. Zechenter, D. Štúr (pozri Kto bol D. Štúr? — Sbor. Muz. slov. spoloč., 12/1907, Turčiansky Svätý Martin; D. Štúr. Na pamiatku stého výročia narodenia slovenského učenca — Slovenské pohľady 43/1927, Bratislava atď.). S uznaním treba hodnotiť i jeho celoživotnú snahu nájsť adekvátne geologické nomenklaturické výrazy v slovenčine. Sú to najmä práce: „Pravršie či archaikum“ a „Prvotnoživotvršie či proterozoikum“ (Nakl. Múzea Slovenského krasu v Liptovskom Sv. Mikuláši, 1945—1946) a práce „Druhovršie“, „Tretovršie“, „Štvrťovršie“. Tieto práce však dnes musíme posudzovať s prihliadnutím na obdobie, v ktorom vznikli. Vedecká a najmä popularizačná publicistika prof. Volka-Starohorského je veľmi rozsiahla a rozmanitá. V každej etape jeho bohatej činnosti však akési zvláštne postavenie majú články, týkajúce sa slovenských jaskýň a speleológie vôbec (napr. Demänovské jaskyne a Vysoké Tatry. — Krása náš. Dom., 21/1929, Praha; Zpráva o výskumu Jasovskej jaskyne. — Sbor. Muz. slov. spoloč., 23/1929, Martin; Jaskyne Demänovskej doliny. — Príroda, 1/1946, Turč. Sv. Martin; Ešte z osláv jubilea Demänovských jaskýň. — Krásy Slovenska, 24/1946—7, Turč. Sv. Martin; Speleológia atď.). Svoje úvahy v popularizačnej forme uverejňoval aj v rôznych denníkoch a časopisoch.

Z každej stránky životnej činnosti Volka-Starohorského žiari veľká láska a zvláštny vzťah ku geológii, prírode ako takej, kultúrnym a historickým pamiatkam, hodnotám, ktoré presahujú rámec bytia jednotlivca, a preto ich treba chrániť pre budúce generácie. Azda toto motto preniklo celým bytím nášho jubilanta a stalo sa jeho najvyšším životným zmyslom. Len takto si vieme vysvetliť jeho nezištnú lásku, s akou sa venoval geológii a prírodným vedám a s akou ich stále propaguje i pri svojom vysokom veku. Tieto povahové črty spojené s veľkou pracovnou aktivitou si zasluhujú nielen úctu celej našej geologickej spoločnosti, ale môžu v mnohom ohľade slúžiť ako vzor zanieteného pedagóga, odborného pracovníka a propagátora geologických náuk. Za jeho aktívnu činnosť v posledných desiatich rokoch mu Geologický ústav Dionýza Štúra udelil v roku 1973 pri príležitosti X. jubilejného zjazdu Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie v Bratislave „Čestný diplom za rozvoj slovenskej geológie“, spojený s plakétou ústavu a pri príležitosti XX. jubilejného zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti a Československej mineralogicko-geologickej spoločnosti v Košiciach (1975) „Čestné uznanie“, ktoré si osobne prevzal.

Celá geologická spoločnosť želá prof. Volkovi-Starohorskému do ďalších rokov veľa úspechov, životnej pohody a optimizmu.

O. Samuel



*Odhalenie pamätníka  
Vsevoloda Čechoviča  
z príležitosti  
jeho nedožitých  
75. narodenín*

Z iniciatívy Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave a pochopenia vedúcich verejných a politických predstaviteľov okresu a mesta Veľký Krtíš bol odhalený dňa 13. septembra 1975 vo Veľkom Krtíši pamätník členovi korešpondentovi Slovenskej akadémie vied Ing. RNDr.

RTDr. Vsevolodovi Čechovičovi, DrSc. z príležitosti jeho nedožitých 75. narodenín. Na slávnostnom odhalení pamätníka sa zúčastnili významní predstavitelia verejného a politického života okresu a mesta Veľký Krtíš, vedúci pracovníci modrokamenských uhoľných baní, ako aj predstavitelia slovenskej geológie.

V roku 1975 si celá československá geologická a banícka verejnosť spomína nedožitú 75. narodeninu významného geológa, člena korešpondenta Slovenskej akadémie vied, Ing. RNDr. RTDr. Vsevoloda Čechoviča, doktora geologicko-mineralogických vied, ktorý celý svoj život zasvätil výskumu a prieskumu územia Slovenska. Tento vedec je klasickým príkladom človeka, ktorý vedel úzko spojiť vedecké bádanie s potrebami praxe. Klasickým príkladom tejto symbiózy je aj objavenie modrokamenskej uhoľnej panvy. Stala sa nielen významným zdrojom tejto pre naše národné hospodárstvo vzácnnej suroviny, ale položila aj základy pre priemyselný rozvoj a rozkvet tejto v minulosti pomerne chudobnej oblasti. Jej centrom sa stalo mesto Veľký Krtíš, na pôde ktorého spoločným úsilím a porozumením vedúcich politických a hospodárskych orgánov okresu a mesta bol odhalený pamätník tohto vedca.

S jeho menom je trvale spojené nielen objavenie modrokamenského uhoľného ložiska, ale vôbec výskum a prieskum mladotretihorných oblastí Slovenska s osobitným zreteľom na výskum uhlia.

Vsevolod Čechovič sa narodil 27. februára 1900 v meste Rovno v ZSSR. Študoval na strednej škole v Tbilisi a potom v Kijeve, kde aj maturoval. Vysokoškolské štúdiá absolvoval v rokoch 1925—1931 na Vysokej škole banskej v Příbrami, kde





nadobudol hodnosť banského inžiniera. Už v čase štúdií preukazoval zvýšený záujem o geológiu a pracoval v Geologickom ústave uvedenej školy ako vedecká pomocná sila. Už v tom čase robil samostatné vedecké výskumy v ČSR (napr. pri Handlovej), v Rumunsku a Albánsku.

Roku 1938 nastúpil do zamestnania v Handlovských uhoľných baniach, kde pracoval ako geológ i ako banský inžinier. Pritom založil malé geologické prieskumné oddelenie Handlovských uhoľných baní.

V tejto funkcii zostal do roku 1948, keď bol vymenovaný za prednostu výskumného oddelenia Oblastného riaditeľstva Baní a hút na Slovensku. Roku 1951 bol preložený do výskumného ústavu pre prieskum ložísk v Turčianskych Tepliciach (neskoršie Uhoľný prieskum, n. p., Ministerstva palív), kde zastával funkciu hlavného inžiniera. Roku 1952 bol vymenovaný za hlavného geológa Ministerstva palív v Prahe a v tejto funkcii organizoval a viedol geologický prieskum všetkých uhoľných ložísk v ČSSR. Od roku 1956 po ťažkej srdcovej chorobe nemohol naďalej zastávať toto mimoriadne ťažké zamestnanie a prešiel do služieb Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, kde viedol kolektív základného geologického výskumu slovenských treťohôr. Počas zamestnania sa V. Čechovič trvalo zaoberal vedeckým geologickým a montanistickým štúdiom. Roku 1947 predložil na Vysokej škole v Ostrave dizertačnú prácu z tohto odboru na tému „Uhoľnosný terén medzi Banskou Bystricou a Zvolenom“ a získal hodnosť doktora banských vied (RTDr.) a neskoršie (r. 1948), po predložení dizertačnej práce na tému „Geologické pomery modrokamenskej uhoľnej panvy“ dosiahol na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave hodnosť doktora prírodných vied (RNDr.). Vzhľadom na vedecké zásluhy a práce v odbore geologických vied rozhodnutím štátnej komisie pre vedecké hodnosti udelili mu v roku 1956 vedeckú hodnosť doktora geologicko-mineralogických vied (DrSc.). Roku 1956 bol zvolený za člena korešpondenta Slovenskej akadémie vied.

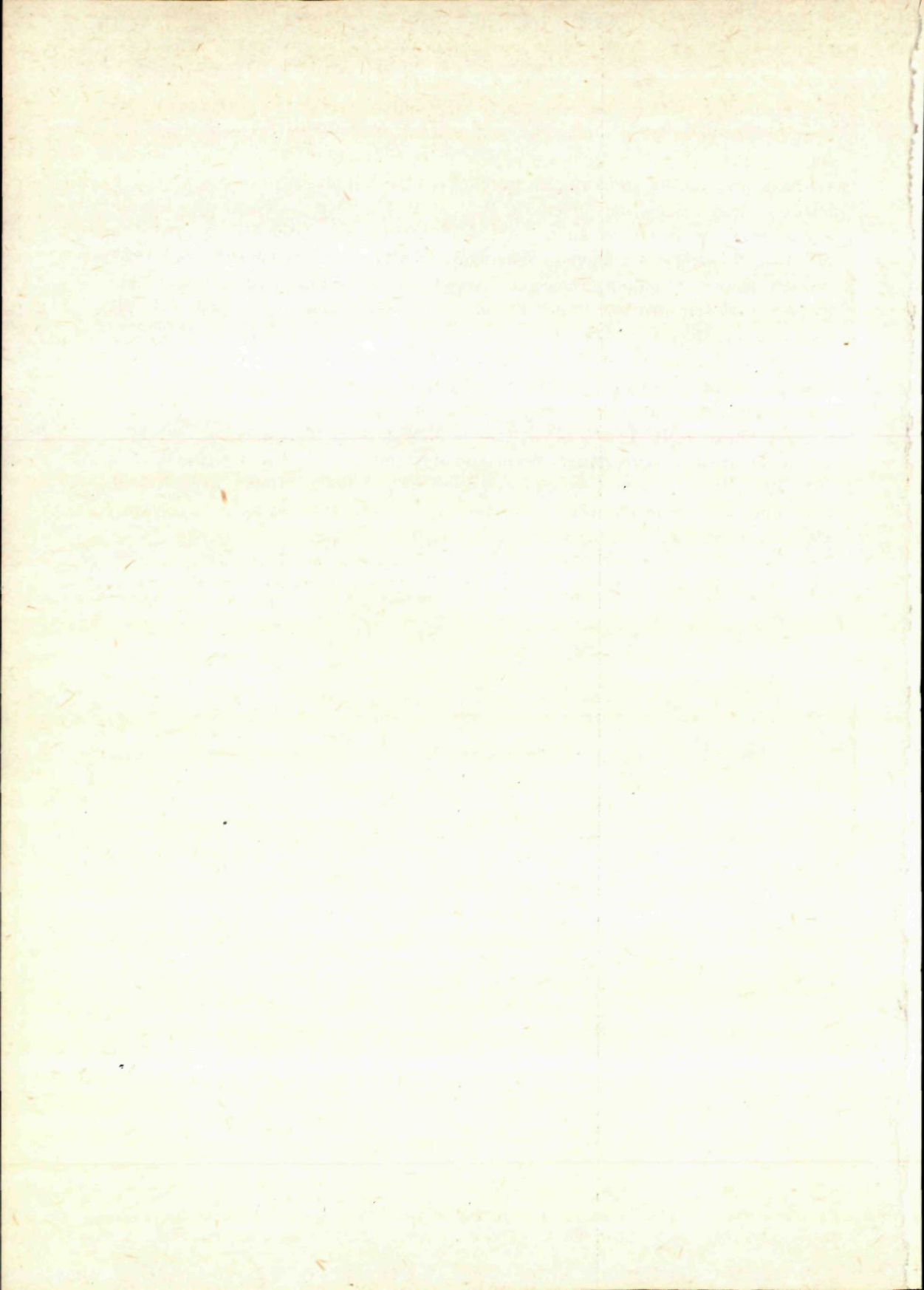
Na začiatku svojej vedeckej, prípadne praktickej činnosti, venoval sa V. Čechovič hlavne problémom ložiskovým, najmä pri prácach spojených s hodnotením ložísk uhoľných, naftových, medených, chrómových, antimónových a i. Avšak už z čias svojej práce v Handlovej sa popri prieskumných baníckych prácach spojených s hľadaním ložísk uhlia stal vynikajúcim odborníkom pre štúdium karpatského treťohorného útvaru. Bolo to potrebné práve pri hľadaní ložísk a ich zásob. Vítacie práce mu poskytli bohatý faktologický materiál pre geologické stavby jednotlivých uhoľných panví. Týmto súčasne získal veľké vedecké poznatky o treťohorách, na základe čoho mohol správne usmerňovať aplikovaný výskum pri vyhľadávaní ďalších. Podal ucelený obraz o stavbe handlovskej panvy, neskoršie nováckej, badínskej a modrokamenskej panvy. Pri svojich výskumoch úspešne používal paleontologické, ekologické, paleogeografické a i. metódy. Počas pôsobenia v Geologickom ústave Dionýza Štúra vytvoril kolektív, čím sa jeho výskumná činnosť prehĺbila a nadobudla komplexný charakter. Pri svojich prácach vychoval viacero mladších odborníkov — geológov.

Vsevolod Čechovič bol húževnatým, veľmi produktívnym vedeckým pracovníkom a praktikom, ktorý svoje schopnosti a vedomosti naplno využíval pri budovaní nášho socialistického štátu. Aplikácia vedeckého výskumu pri hľadaní uhľoňných ložísk ho viedla k dosiahnutiu vynikajúcich praktických výsledkov pri objavovaní nových hnedouhoľných panví na Slovensku. Prácam V. Čechoviča vďačíme za nájdenie a stanovenie zásob v nováckej a modrokamenskej hnedouhoľnej panve, ktoré sú popri handlovskej panve hlavnou palivovou základňou na Slovensku. Od roku 1958 bol V. Čechovič vzhľadom na charakter svojich prác členom Komisie pre klasifikáciu zásob nerastných surovín v Prahe. Zásluhy člena korešpondenta Slovenskej akadémie vied Ing. RNDr. RTDr. Vsevoloda Čechoviča, DrSc. boli plne ocenené za ľudovodemokratického zriadenia tým, že v roku 1952 mu bola udelená Štátna cena I. stupňa za geologický prieskum slovenských hnedouhoľných baní a v roku 1955 dostal banícke vyznamenanie „Za pracovnú vernosť“.

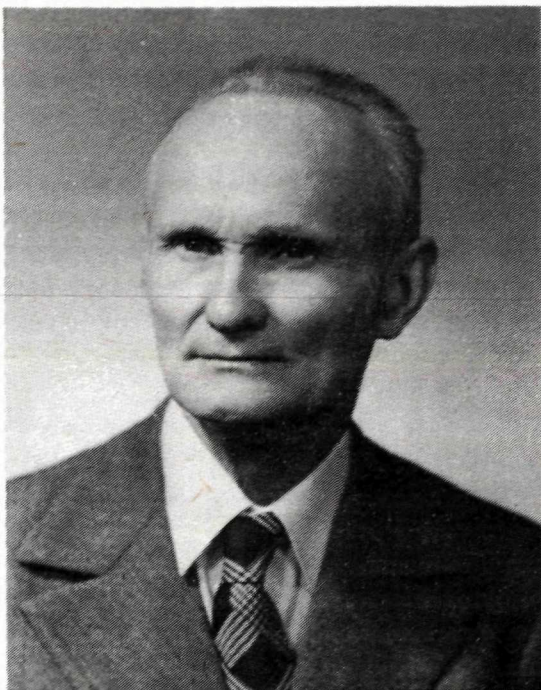
Jeho spätosť a obetavosť s týmto krajom akoby symbolizovala aj smrť, ktorá ho postihla uprostred tvorivej práce priamo na tomto mieste, vo Veľkom Krtíši, dňa 23. júna 1961. Tento pamätník, ktorý sa tu z príležitosti osláv Dňa baníkov odhalil, nech pripomína zanietenosť vedca za poznanie a objavovanie bohatstva našej krásnej vlasti v prospech našej socialistickej spoločnosti.

*O. Fusán — O. Samuel*





**Prof. RNDr. Jakub Kamenický šesťdesiatročný**



Sedemnásteho marca 1977 československá geologická verejnosť oslávila 60. narodeniny RNDr. Jakuba Kamenického, profesora petrografie a geológie kryštalinika Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave.

Jubilant po úspešnom absolvovaní stredoškolských štúdií v Košiciach pokračoval vo vysokoškolskom štúdiu na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe. Po zatvorení vysokých škôl v Prahe dokončil vysokoškolské štúdium na Prírodovedeckej fakulte v Bratislave v roku 1942. Hneď po skončení vysokoškolského štúdia začal pôsobiť ako asistent v Mineralogicko-petrografickom ústave Slovenskej vysokej školy technickej. Po skončení 2. svetovej vojny spolu s malým okruhom spolupracovníkov sa podieľal na budovaní terajšieho Geologického ústavu Dionýza Štúra. V roku 1954 pôsobil ako docent na katedre mineralógie a petrografie Geologicko-gaeografickej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave. Za riadneho profesora petrografie a geológie kryštalinika bol vymenovaný v roku 1957. Aj jeho zásluhou bola zriadená spomínaná katedra, na ktorej pôsobí plný svezosti a elánu dodnes.

Svoju vedeckovýskumnú činnosť začal u prof. R. Kettnera a prof. F. Slavíka v Prahe, u ktorých úspešne obhájil rigoróznú prácu (1947) z problematiky Spišsko-gemerského rudohoria. Rekonštrukcia vojnou zničeného národného hospodárstva, neskoršie industrializácia Slovenska, mali podstatný vplyv na ďalšie zameranie výskumnej činnosti prof. J. Kamenického. S celou svojou energiou sa začal zaoberať riešením základných geologických otázok, najmä eruptív a metamorfítov v Spišsko-gemerskom rudohorí. Dôkazom toho sú práce o kyslom vulkanizme, granitoch a horninách, ktoré sa dnes označujú ako ofiolitová formácia. Tieto práce sa



vyznačujú dôsledným a fundovaným prístupom k danej problematike, a jeho petrogenetické závery sú stále aktuálne.

Prechodom z Geologického ústavu Dionýza Štúra na vysokú školu v roku 1954 sa postupne prof. J. Kamenický začal zaoberať zatiaľ u nás veľmi málo rozpracovanou problematikou — petrogenézou horninových komplexov západokarpatského kryštalinika. V súvisi s riešením tejto problematiky zmapoval intruzívne a metamorfované komplexy Považského Inovca, z ktorého zostavil aj geologickú mapu 1:50 000 (rukopis). V ďalších rokoch sa venoval riešeniu kryštalinika a mladšieho paleozoika Slovenského rudohoria. Z tejto oblasti rozpracoval najmä otázku mylonitizácie a diaforézy horninových komplexov pararulového, amfibolového a granitového radu.

Jeho široké teoretické a praktické vedomosti sa v plnom rozsahu odrazili aj v príslušnej kapitole Regionálnej geológie Československa (editor T. Buday), v ktorej synteticky spracoval problematiku magmatizmu a metamorfizmu tatridného i veporidného kryštalinika Spišsko-gemerského rudohoria. Bohaté skúsenosti z vyššie uvedenej problematiky prof. J. Kamenický využil aj pri zostavení mapy metamorfných zón Československa (editor J. Suk), mapy metamorfnej zonálnosti západokarpatskej oblasti pre karpatobalkánsku oblasť (spoluautor E. Krist, editor E. Szádecký-Kardoss) a spolu s E. Kristom mapy „Metamorphic map of Europa“ vydané pod záštitou UNESCO (editor H. J. Zwart).

Okrem pedagogickej a vedeckovýskumnej práce sa jubilant aktívne zapájal do geologického spoločenského života. Po ustanovení odbočky československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu v Bratislave stal sa jej prvým predsedom a dlhší čas bol členom jej výboru. Bol členom vedeckej rady UK, vedeckej rady prírodovedeckej fakulty UK, Geologického ústavu, redakčnej rady Geologického zborníka a Geologických prác v Geologickom ústave Dionýza Štúra, ako aj členom komisie pre obhajoby kandidátskych a doktorských dizertačných prác z odboru mineralógie a petrografie. Určité obdobie zastával funkciu prodekana bývalej Fakulty geologicko-geografických vied. Jeho erudícia bola ocenená členstvom viacerých zahraničných geologických spoločností.

Prof. J. Kamenický hneď na začiatku svojej činnosti (1947—1948) absolvoval niekoľkomesačný pobyt vo Švajčiarsku, najmä v ústave prof. Niggliho. Skúsenosti z tejto štúdijskej cesty, ako aj z ďalších rôznych zahraničných podujatí (zasadnutia AZOPRO v Poľsku, medzinárodné zasadnutia mineralogickej asociácie v Zürichu, sympóziu o problematike európskych variscíd v NDR, študijné cesty do Belgicka, Rumunska, Maďarska, ZSSR) aplikoval nielen pri svojich výskumoch v Karpatoch, ale prenášal ich ako vynikajúci pedagóg aj na svojich žiakov. Práve geologické pôsobenie na Univerzite Komenského v Bratislave predstavuje veľmi významnú, čínorodú sféru v jeho živote. Vychoval stovky študentov, pričom mnohí z nich dnes už zastávajú popredné miesta vo vedeckom, aplikovanom či pedagogickom živote.

Všetci jeho žiaci, ako aj široká pedagogická verejnosť želajú jubilantovi do ďalších rokov veľa zdravia a úspechov vo vedeckej a pedagogickej práci.



- KAMENICKÝ, J. 1947: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Gelnica. Práce Štát. geol. úst., Zošit 16, Bratislava, 39—42.
- KAMENICKÝ, J. — KUTHAN, M. 1974: Zpráva o geologickom mapovaní andezitovej oblasti na liste Harmanec. Práce Štát. geol. úst., Zošit 16, Bratislava, 43—46.
- KAMENICKÝ, J. 1950: Bázické eruptíva spodného triasu v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. zborn. 1, Bratislava 44—46.
- KAMENICKÝ, J. 1950: Poznámky ku gemeridnému kryštaliniku na liste Gelnica. Geol. zborn. 1, 2—4, Bratislava, 252—253.
- KAMENICKÝ, J. 1951: O hadci pri Dankovej. Geol. zborn. 2, 1, Bratislava, 3—30.
- FUSÁN, O. — KAMENICKÝ, J. — KUTHAN, M. 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. zborn. 4, 1—2, Bratislava, 163—220.
- KAMENICKÝ, J. 1954: Príspevok k poznaniu hematitových ložísk v okolí Veľkého Folkmára. Geol. zborn. 5, 4, Bratislava, 279—294.
- KAMENICKÝ, J. 1954: Zpráva o petrografickom výskume vulkanizmu kremitých porfýrov staršieho paleozoika gemeríd. Geol. práce, Správy 1, Bratislava, 56—61.
- KAMENICKÝ, J. — KAMENICKÝ, L. 1954: Zpráva o petrografickom výskume gemeridných granitov. Geol. práce, Správy 1, Bratislava, 61—63.
- KAMENICKÝ, J. — KAMENICKÝ, L. 1955: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 41, Bratislava, 5—58.
- ĎUROVIČ, S. — KAMENICKÝ, J. 1955: Niekoľko poznámok k nálezu novej minerálnej paragenézy z gemeridných serpentinitov. Geol. zborn. 6, 3—4, Bratislava, 319—324.
- KAMENICKÝ, J. 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. zborn. 7, 1, Bratislava, 46—57.
- KAMENICKÝ, J. 1956: Zpráva o geologickom výskume a mapovaní severnej časti kryštalinika Považského Inovca. Geol. práce, Správy 8, Bratislava, 110—124.
- KAMENICKÝ, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 45, Bratislava, 3—71.
- KAMENICKÝ, J. 1957: Gemeridné žuly v oblasti Súľova — Hnilec (Spišsko-gemerské rudohorie). Geol. práce, Zošit 46, Bratislava, 147—149.
- KAMENICKÝ, J. 1957: Kremité porfýry porfýroidovej série Gemeríd v okolí Helcmanoviec. Spišsko-gemerské rudohorie, staršie paleozoikum, Geol. práce, Zošit 46, Bratislava, 139—140.
- KAMENICKÝ, J. 1957: Serpentinity a diabázové horniny triasu okolia Jakloviec (severovýchodný okraj Spišsko-gemerského rudohoria). Geol. práce, Zošit 46, Bratislava, 137—138.
- KAMENICKÝ, J. 1960: Niektoré poznatky z exkurzie do kryštalinika Švajčiarskych Álp. Acta geol. et geogr. Univ. Com., geol. 4, Bratislava, 279—287.
- CAMBEL, B. — KAMENICKÝ, J. — KRIST, E. 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Tribeča a záp. časti Vepora. XII zjazd Čs. spol. pre min. a geol. — Zjazdový sprievodca, Bratislava, 7—22.
- KAMENICKÝ, J. 1962: Tvorba granitoidov v Západných Karpatoch. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava, 23—32.
- KAMENICKÝ, J. 1962: Vývoj názorov, súčasný stav a základné problémy geológie kryštalinika Záp. Karpát. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava, 5—21.
- KAMENICKÝ, J. 1962: Geologicko-petrografické pomery kersantitov Nízkych Tatier. Geol. Práce, Správy 24, Bratislava, 135—142.
- KAMENICKÝ, J. 1962: K existencii porfýroidov v tatroveporidnom kryštaliniku Záp. Karpát. Geol. práce, Správy 24, Bratislava, 123—133.
- KAMENICKÝ, J. 1962: Kryštalinikum Inovca. In: Vysvetl. k prehľad. geol. mape ČSSR 1:200 000, list Wien—Bratislava. Manuskript-Geofond. Bratislava.

- KAMENICKÝ, J. 1963: Proterozoikum a paleozoikum Karpát. In: Vysvetl. k prehľad. geol. mápe ČSSR 1:200 000, list Gottwaldov. Ústř. ústav geol., Praha, 35—39.
- KAMENICKÝ, J. — MAKOVICKÝ, Ě. 1966: Molybdenit v granodiorite kraľovohofského pásma SZ od Tisovca. Geol. práce, Zprávy 39, Bratislava, 179—183.
- KAMENICKÝ, J. 1967: Die Regionalmetamorphose in den Westkarpaten. Acta geol. acad. Sci. Hung. 11, 1—3, Budapest, 3—12.
- KAMENICKÝ, J. 1967: Nekotoryje problemy kristalličeskogo massiva Zapadnich Karpat. Sbor.: Nekotoryje problemy geologii i metalogeniji Zapadnich Karpat. Geol. ústav Univ. Kom. Bratislava, 31—45.
- KAMENICKÝ, J. 1967: Crystalline complex of the West Carpathians. IGC, XXXIII-rd Ses., Prague, Guide to Exc. 16AC. Geol. ústav. D. Štúra, Bratislava, 42 s.
- MAHEL, M. — KAMENICKÝ, J. — FUSÁN, O. — MATĚJKA, A. 1967: Regionálna geológia Československa. 2, 1, Vyd. ČSAV. Praha.
- KAMENICKÝ, J. — MAHEL, M. — BUDAY, T. et al. 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part 2. The West Carpathians. Vyd. ČSAV. Praha.
- KAMENICKÝ, J. 1968: Some problems of the West Carpathians crystalline complex. Geol. zborn. — Geol. carpathica 19, 1, Bratislava, 7—20.
- KAMENICKÝ, J. 1969: Prof. RNDr. Rudolf Lukáč 60-jähring. Geol. zborn. — Geol. carpathica 20, 1, Bratislava, 201—205.
- KAMENICKÝ, J. — KRIST, E. 1969: Erläuterungen zur Karte der metamorphen Zonen der Westkarpaten. Acta geol. acad. Sci. Hung. 13, Budapest, 9—20.
- KAMENICKÝ, J. — ŠTOHL, J.: The nature of contact metamorphism of the Mesozoic of the Banská Štiavnica elevation. Acta geol. et geogr. Univ. Com., geol. 19, Bratislava, 109—127.
- KAMENICKÝ, J. — HOVORKA, D. 1972: Textures of pre-Tertiary Eruptive and Metamorphic Rocks of the West Carpathians. Acta geol. and geogr. Univ. Com., geol. 24, Bratislava, 1—407.
- KAMENICKÝ, J. 1975: Návrh IUGS na klasifikáciu a nomenklatúru plutonických hornín. Mineralia slovac 7, 1—2, Spišská Nová Ves, 1—12.
- KAMENICKÝ, J. 1976: Die Entwicklung der variszischen Tektonik in den Westkarpaten. Nova Acta Leopoldina, Neue Folge 224, 45, Halle-Saale, 135—146.
- KAMENICKÝ, J.: Der geologische Bau des nordwestlichen Teiles des Vepor-Erzgebirges. Acta geol. et geogr. Univ. Com., geol. Bratislava (in Druck).
- KAMENICKÝ, J. 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.). Mineralia slovac, 9,3, Spišská Nová Ves, 161—184.
- KAMENICKÝ, J.: Petrographie und Geochemie der Amphibolite des NW — Teiles des Vepor — Gebirges. Acta geol. et geogr. Univ. Com., geol., 33, Bratislava (in Druck).

#### Mapy

- Metamorphic map of Europe 1:2,500 000, Leiden/Unesco, Paris. (H. J. Zwart, Editor). Sheets No. 10, 11 — Carpathians. Spoluautor E. Krist.
- Mapa metamorfnej zonálnosti pre karpato-balkánsku oblasť. Časť Západné Karpaty. Spoluautor E. Krist (E. Szádecký—Kardoss, Editor), Budapest, 1977.
- Mapa metamorfní stavby Československa. Časť Západné Karpaty. (J. Suk, Editor). Praha, 1973.

O. Samuel



**Zemřel rakouský paleobotanik Dr. Walter Berger**  
(29. 4. 1919 — 19. 7. 1976)

V druhé polovině minulého století pracovala v Rakousku řada paleobotaniků, jejichž význam pro výzkum československých třetihorních květen je prvořadý. Tuto starou tradici obnovil po 2. světové válce po dobu jednoho desetiletí talentovaný paleontolog Dr. Walter Berger.

Narodil se 29. 4. 1919, vyrostl ve Vídni, kde se mu dostalo všeobecného a universitního školního vzdělání. Disertaci na téma „*Die Bullacea (Gastropoda) aus dem niederösterreichischen Tertiär*“ obhájil v r. 1949. V letech 1949—1958 pracoval u různých muzejí, jako asistent v geologickém ústavu university v Kolíně n. R.

a jako paleontolog a geolog u Mobil Oil AG v Bavorsku. Od r. 1958 do jeho smrti dne 19. 7. 1976 pracoval jako geolog a paleontolog u Österreichische Mineralölverwaltung AG v geologickém oddělení ve Vídni. Na tomto pracovišti se věnoval zpracování vrťů ve vídeňské pánvi a v molase Horního Rakouska.

Jeho vědecká činnost v paleobotanice spadá do období let 1950 až 1960, kdy publikoval 40 menších a větších prací. Věnoval se převážně zpracování mladotřetihorních květen z vídeňské pánvi a z karpatské předhlubně. Z této oblasti, bezprostředně sousedící s naším státním územím, zpracoval flóru z karpátu z Teiritzbergu a Laa a. d. Th., ze svrchního miocénu z Türkenschanze a Hernalsu ve Vídni a z pannonu z Brunn-Vösendorfu a Laaerbergu ve Vídni. Zpracoval ale také miocenní květen z Děvínské Nové Vsi u Bratislavy, z Weingrabenu v Burgenlandu, z Lavanttalu v Korutansku, ze sarmatu Monti Livornesi v Toskánsku (jeho největší práce) jakož i z řeckého terciéru. Kromě zpracování několika ojedinělých nálezů si zaslouží ještě vzpomenout souborného zpracování rodu *Carpinus* (zejména na základě nálezů z neogénu vídeňské pánve), zpracování několika dřev z rakouského flyše, jakož i dvou prací zabývajících se karbonskými flórami (Altötting v Bavorsku, Auernigské vrstvy v Korutansku). u třetihorních květen si všímal zvláště závěrů vyplývajících z jednotlivých flór pro úvahy klimatologické, ekologické a fytogeografické. Také této problematice zasvětil několik samostatných úvah.



Uvážíme-li, že Dr. Berger se nemohl věnovat jen paleobotanickým výzkumům, že se musel starat o velmi početnou rodinu a že se věnoval ve značné míře popularizačně-vědecké a osvětové činnosti, můžeme směle říci, že pro vzestup středoevropské třetihorní paleobotaniky udělal kus záslužné práce. Vzhledem k tomu, že jeho výzkumy budou ještě dlouho ovlivovat i výzkumy československých třetihorních květen, patří mu za tuto práci i náš vřelý dík.

#### Přehled nejdůležitějších prací Dr. Waltera Bergera

- Pflanzenreste aus dem Wienerwaldflysch. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., 159, 11—24. Wien. 1950.
- Pflanzenreste aus dem tortonischen Tegel von Theben-Neudorf bei Pressburg. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., 160, 273—278. Wien. 1951.
- Die altplozäne Flora der Congerienschichten von Brunn-Vösendorf bei Wien. — *Paleontographica*, Abt. B, 92, 79—121. Wien. 1952.
- Systematik und Geschichte der Gattung *Carpinus*. Mit Beschreibung einiger neuer Arten aus dem Altplozän des Wiener Beckens. — *Bot. Not.*, 106, 1—47. Lund. 1953.
- Jungtertiäre Pflanzenreste aus dem Gebiete der Ägäis (Lemnos, Thessalonien). — *Ann. géol., Pays hellén*, 5, 34—64, Athènes. 1953.
- Die obermiozäne (sarmatische) Flora der Türkenschanze in Wien. — *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 98, 226—276. Stuttgart. 1953.
- Die altplozäne Flora des Laaerberges in Wien. — *Palaeontographica*, Abt. B, 97, 81—113. Stuttgart. 1955.
- Neue Ergebnisse zur Klima- und Vegetationsgeschichte des europäischen Jungtertiärs. — *Ber. geobot. Inst. Rübel*, 1955, 12—29. Zürich. 1955.
- Untersuchungen an der obermiozänen (sarmatischen) Flora von Gabbro (monti Livornesi) in der Toskana. Ein Beitrag zur Auswertung tertiärer Blattfloren für die Klima- und Florengeschichte. *Palaeontographica italica*, 51 (n. ser. 21), 1—96. Pisa. 1958.
- Neue Funde von Oberkarbonpflanzen in den Auernigsschichten (Kärnten). — *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1960, 253—261. Wien. 1960.

*Ervín Knobloch*



Karol Borza

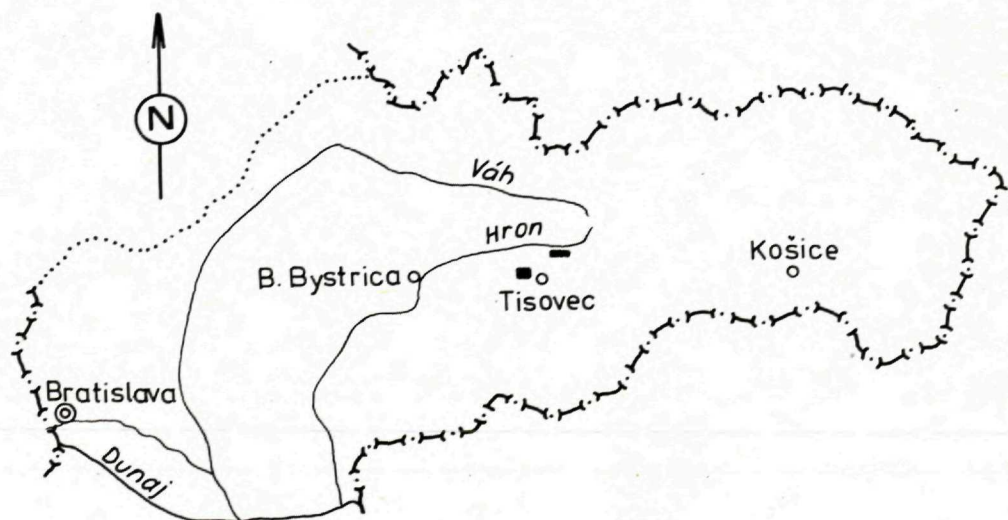
## Cyklická sedimentácia dachsteinských vápencov Muránskej planiny

4. obr. v texte, 10 tab. na kriede (I—X), anglické resumé

**Abstract.** Dachstein limestones of the Muránska planina (plateau) are lagoonal sediments containing cyclothemes distinguished on the ground of microfacial investigations. Distinguished were following facies: sublittoral, littoral and supralittoral. One cycle's duration supposed is approximately 40.000 years. The cyclical sedimentation is due to fluctuating sea-level, to amplitude of fluctuation between several meters and 10—15 m.

Dachsteinské vápence s megalodontmi boli študované na Muránskej planine (obr. 1).

Mezozoikum Muránskej planiny (trias až lias) je príkrovová troska, ktorá spočíva na metamorfovanom sedimentárnom obale (mladšie paleozoikum a mezozoikum) veporidného kryštalinika subzóny Kráľovej hole. V tektonickom členení príkrovej trosky Muránskej planiny sa rozlišuje „synklinála Dudlavej skaly“, prebiehajúca



Obr. 1 Schematický náčrt výskytu študovanej oblasti

Abb. 1 Schematische Lageskizze des Untersuchungsgebietes.



severne od údolia Hrona na južnom úpätí Nízkych Tatier, a synklinála vlastnej Muránskej planiny nazývaná tiež „synklinála Tesnej skaly“ (rozprestiera sa j. od údolia Hrona). Litologicko-stratigrafickou náplňou „synklinály Dudlavej skaly“ sú vrstvy spodného triasu až rétu, na ktorých transgresívne ležia sedimenty vrchnej kriedy. Synklinála Muránskej planiny má vrstevný sled od spodného triasu až liasu (lotharing-domer).

Práve pre tektonickú pozíciu mezozoických más sa Muránskou planinou zaoberalo značné množstvo autorov. Podrobnejšie však jej stavba bola objasnená až po druhej svetovej vojne (Z. Pouba 1951, J. Kovařík — M. Kužvart — Z. Pouba 1955) najmä však v poslednom období (J. Bystrický 1959, 1967; A. Biely 1962; V. Andrusovová-Kollárová 1960, 1961, 1967) po detailnom spracovaní stratigrafie. Vrchnotriasové foraminifery z Muránskej planiny opisuje J. Salaj (in J. Salaj — A. Biely — J. Bystrický 1967), O. Jendrejáková (1970, 1972, 1973 — in J. Bystrický 1973), konodonty z jednej lokality R. Mock (1971) a problematiká K. Borza (1975).

Dachsteinské vápence sú lagunárnymi sedimentmi, ktoré laterálne prechádzajú do furmaneckých vápencov. Vystupujú medzi Muránskou Hutou a Javorinou v nadloží furmaneckých vápencov, zaberajú stredný i vrchný nor a svojou najvyššou časťou zasahujú do rétu. Vymedzil ich J. Bystrický (1959) a označil ako svetlé a sivé lavicovité vápence s megalodontmi, alebo dachsteinské vápence. Takto ich nazval už V. Uhlig (1903, str. 680). Je to súvrstvie, ktoré sa ako celok líši od podložných masívnych vápencov, ale hranica medzi nimi je pozvoľná.

Pre poznanie litologického charakteru môžu najlepšie slúžiť odkryvy v záreze lesnej cesty z Javoriny na Veľkú lúku (obr. 2), kde je súvrstvie noru — rétu najlepšie odkryté takmer v celej mocnosti. Ide o súvrstvie lavicovitých sivých a tmavosivých vápencov s polohami brekcií, červenkastých a zelenkastých vápencov, stromatolitov a dolomitov, ktoré sa cyklicky striedajú. Miestami sa v nich vyskytujú polohy oolitických vápencov a červených, nejasne hľuznatých vápencov, ktoré makroskopicke pripomínajú hallstattské vápence. Z tohto typu vápencov M. Kochanová (1962) určila *Monotis salinaria* Bronn. (s. od Muránskej Huty) a z brekciovitých vápencov *Megalodus complanatus* Gumb. (z. od k. 912,0 — cesta na Veľkú lúku). Dasycladacea sú v dachsteinských vápencoch veľmi vzácne. Sivé vápence často obsahujú uzavreniny červených vápencov (výplne dutín).

Striedanie sivých vápencov s brekciovitými polohami si všimol už A. Biely (1962), ktorý brekcie považoval za intraformačné.

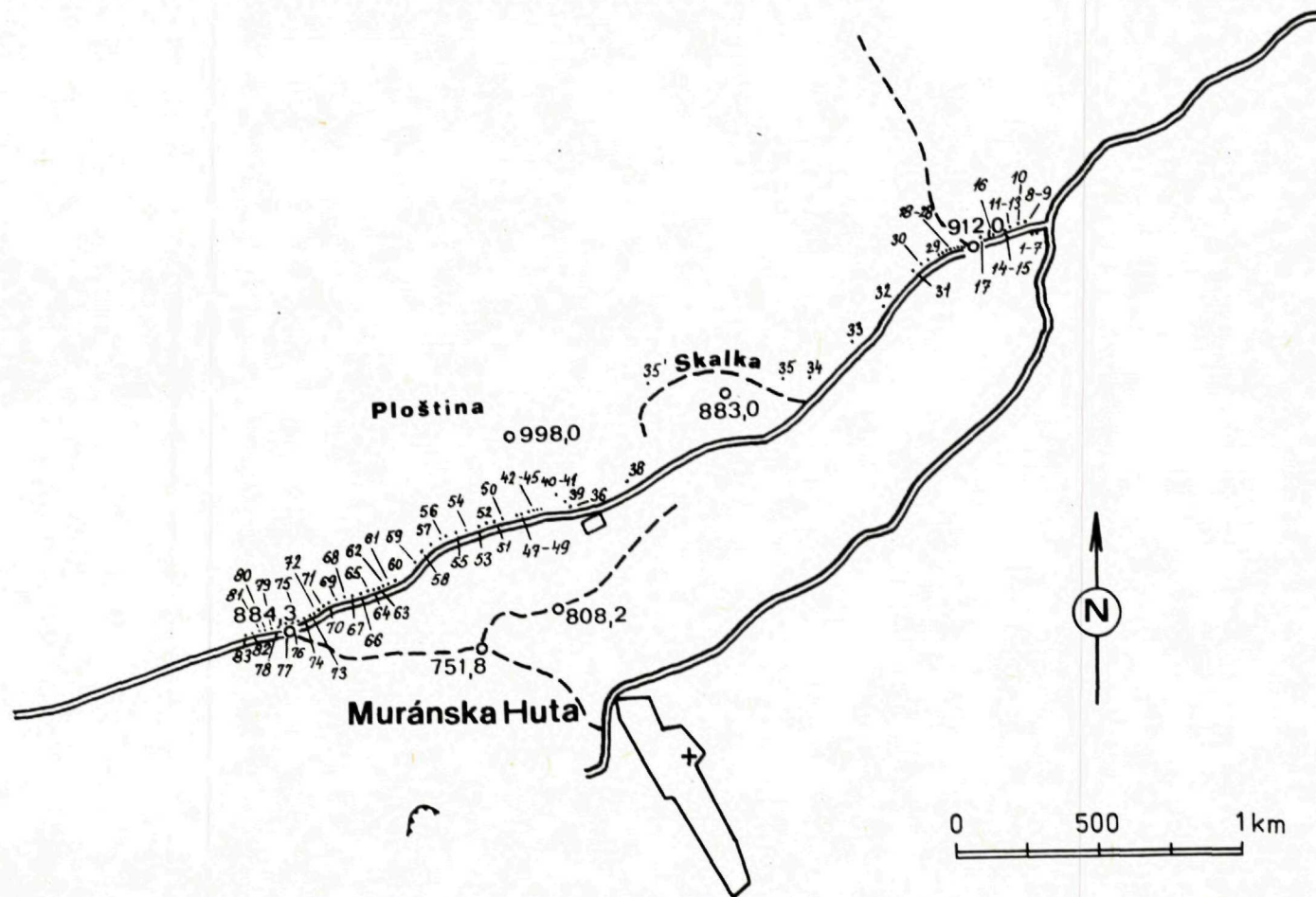
Vzhľadom na výskyt druhu *Monotis salinaria* Bronn. možno dachsteinský vápenec Muránskej planiny začleniť do podstupňa sevat (zóna s *Rhabdoceras suessi*) (V. Kollárová-Andrusovová — J. Bystrický 1974).

Najvyššiu časť dachsteinských vápencov tvoria sivé a tmavosivé vápence, ktoré sú organodetritické. V nich sa už cyklická sedimentácia nenachádza. Na základe brachiopódov sa zaraďujú do rétu.

V západnej časti Muránskej planiny (z. od Tisovca — obr. 3) vystupujú tiež

Obr. 2 Zárez cesty Javorina — Veľká lúka s vyznačením odobratých vzoriek.

Abb. 2 Einschnitt des Waldweges Javorina—Veľká lúka mit bezeichneten Probenahmestellen.





dachsteinské vápence, tam sa však cyklická sedimentácia neprejavuje, i keď vo vápencoch sa vyskytujú červené výplne dutín.

## Cyklotémy v dachsteinských vápencoch

Sedimentačné podmienky plytkovodných lagunárnych sedimentov po prvýkrát detailne analyzoval a vysvetlil A. G. Fischer (1964), ktorý odlíšil v cyklickej sedimentácii dachsteinských vápencov Álp tieto členy (obr. 4):

A. Nad skrytou diskordanciou, ktorá vznikla eróziou, nasleduje červený až sivý karbonát bohatý na íly ako reziduálny sediment predchádzajúcej erozívnej fázy.

B. Nad ňou leží 5—50 cm mocná poloha vápencovo-dolomitických milimetrových rytmitov („Lofe-rite“ podľa A. G. Fischera), ktoré podrobne opísal B. Sander (1936). A. G. Fischer (1. c.) pripojil systematiku tvorby dutín, ktoré sa sčasti vzťahujú na objavenie zmršťovania. Odlíšil pukliny kolmé na vrstvy (prism cracks) vytvárajúce prizmatické telesá, pukliny paralelné s vrstevnatosťou (sheet cracks) a póry zmršťovania (shrinkage pores), niekedy označované ako „birdseyes“.

C. Záver cyklu tvoria megalodontové vápence.

Každý cyklus podľa A. G. Fischera zodpovedá vynoreniu a vysychaniu sedimentčnej plochy (A), tvorbe wátov (intertidal mud flats), prípadne vysokých wátov (hochwates, supratidal mud flats) v litorálnom alebo supralitorálnom pásme (B) a napokon v obnovenom zaplavení (C).

Dozista nepovšimnutá zostáva skutočnosť, že člen A a B jedného cyklu často chýba, a tak v dosahu 10—100 m vychádza mocnejší člen C — megalodontové vápence. Tak sa môže stať, že v jednom mocnejšom člene sa nachádza viac menších cyklov. Táto skutočnosť poukazuje na to, že kolísanie morskej hladiny muselo prinajmenej preklenúť vopred daný reliéforského dna, prípadne je to spôsobené všeobecným klesaním sedimentačnej oblasti, alebo mohli byť tieto členy oderodované (H. Zankl 1967). Podobné javy zistili na recentných bahnových laviciach (Schlickbänken, supratidal mud flats) na sz. okraji ostrovov Andros a Bahamskej lavice E. G. Purdy — J. Imbrie (1964). Zároveň bol zistený aj synsedimentárny vznik dolomitu v týchto laviciach (E. A. Shinn — R. N. Ginsburg 1964) príznačný pre dolomitické milimetrové rytmity v dachsteinských vápencoch. B. Sander (1936) po prvýkrát na základe sedimentologických pozorovaní dokázal, že dolomity vznikali synsedimentárne.

Podľa A. G. Fischera (1. c.) v dachsteinských vápencoch Álp vytvorilo periodické kolísanie morskej hladiny najmenej 300 cyklov. Cyklická sedimentácia je podmienená kolísaním morskej hladiny a vznikom sublitorálnych, litorálnych a supralitorálnych sedimentov. Obdobia vysychania trvali dlhší čas.

Priemerné trvanie modálneho cyklu bolo približne 40 000 rokov. A. G. Fischer predpokladá pre dachsteinské vápence amplitúdu kolísania morskej hladiny od niekoľko metrov do 10—15 m.

## Dachsteinské vápence Muránskej planiny

Dachsteinské vápence Muránskej planiny sú lagunárne sedimenty, tvorené cyklotémami, ktoré majú (porovnaj obr. 4) v súlade s výsledkami A. G. Fischera z Álp tieto členy:

1. skrytá diskordancia na báze;
2. člen A — bazálny slienitý, červený alebo zelenkastý, ktorý často vyplňuje pukliny a dutiny v podloží horninách alebo tvorí tmel brekcií, niekedy však chýba;
3. člen B — litorálny (intertidal) zastúpený riasovými poduškami (algal mats)

a inými sedimentmi, ktoré v dôsledku vysychania obsahujú rôzne variety pórov zmršťovania;

4. člen C — sublitorálny (subtidal): masívne vápence s rôznymi organickými zvyškami. Tieto vápence obsahujú neptunické dajky a rôzne pukliny a dutiny vyplnené vápnitým sedimentom s odlišným charakterom fauny.

Po detailnej analýze cyklotém v Západných Karpatoch a ich porovnaní s cyklotémami dachsteinských vápencov Álp vidíme, že majú všetky znaky, ktoré sa vyskytujú v dachsteinských vápencoch Álp. Rozdiel je len v tom, že kým v Alpách je terén dokonale odkrytý a jednotlivé cykly sa nápadne farebne odlišujú, študované profily v Západných Karpatoch sú zle odkryté, horniny sú potiahnuté patinou zvetrávania, menej odolné horniny, obyčajne supralitorálne a litorálne sedimenty sú viac zvetrané a zasutené.

### Opis jednotlivých členov cyklu

Skrytá diskordancia (diskonformity) je bázou cyklu. Vápence v podloží diskordancie sú konečným členom cyklotémy. Ich najvrchnejšie časti boli vystavené silnému zvetrávaniu, v dôsledku čoho vznikli klastické zložky, ktoré sú miestami sfarbené. Na vápencoch sa miestami objavujú vertikálne pukliny hlboké niekoľko cm až dm, ojedinele aj vrstvené pukliny. Oba druhy puklín bývajú vyplnené nasledujúcim členom A. Ďalej sa vyskytujú dutiny prevažne nepravidelných tvarov. Ich pôvod sa pripisuje rozpúšťaniu (skrasovateniu) počas vynorenia. Vyskytujú sa tesne pod diskordanciou, ale aj niekoľko metrov pod ňou. Tieto dutiny bývajú vyplnené členom A. Okrem toho sa nad diskordanciou vyskytujú bazálne vápencové brekcie a konglomeráty (tab. I, obr. 1) stmelené červeným, zriedkavejšie zeleným, alebo slienitým vápencom (tab. I, obr. 2).

### Člen A

U väčšiny cyklotém sa na báze vyskytujú veľmi tenké medzivrstvičky červenastých, zriedkavejšie zelenastých slieňov a slienitých vápencov, ktoré miestami chýbajú a vyplňujú len vertikálne a vrstvené pukliny, prípadne dutiny v podložných vápencoch. Bežne však tvoria tmel brekcií (tab. I, obr. 2).

Červené slienité vápence vo výbruse sú mikritové, často však obsahujú pellety a úlomky, ktoré sú miestami výraznejšie sfarbené hydroxidmi Fe. V prípade, že tmel tvoria zelenkasté vápence, môžu byť dolomitizované, obsahujú klenčeky dolomitov o veľkosti 0,03—0,1 mm. Majú obyčajne hnedastý lem. Zriedkavo sa v červenastých a zelenastých slienitých vápencoch vyskytujú tmavšie škvrny spôsobené bioturbáciou. Vápence obsahujú veľmi jemné, pravdepodobne hydrosľudové lupienky. Dosahujú veľkosť až do 45  $\mu$ , niektoré majú výrazný zelenkastý pleochroizmus. Z terigénnej prímеси zriedkavo obsahujú zrná kremeňa. V jednom



prípade sa v nich našiel úlomok zirkónu. Ďalšou zložkou sú autigénne minerály, a to pseudokubické kryštáliky kremeňa často zrastené v nepravidelné tvary a turmalín (veľkosť  $0,066 \times 0,025$  mm) s modrastým pleochroizmom.

Z organických zvyškov sa v nich ojedinele vyskytujú ostrakódy, úlomky schránok lamelibranchiátov, *Gemericella minuta* Borza et Mišík, krinoidové články a *Fron-dicularia* sp.

V prípade, že červené vápence tvoria výplň väčších puklín alebo dutín, miestami prechádzajú do mikrosparitu. Červené výplne dutín majú niekedy jemnú lamináciu (tab. II, obr. 1), ktorá je spôsobená zmenou zrnitosti výplne a tiež intenzitou sfarbenia. Detailným mikroskopickým výskumom som zistil až 60 laminiek. I tu sa niekedy prejavuje cykličnosť. Na báze je lamina mikritová, ktorá sa postupne mení na mikrosparitovú, menej intenzívne sfarbenú a zasa na sparitovú. V mikrosparitových a sparitových laminách sa bežne vyskytujú pellety do veľkosti 0,2—0,3 mm (tab. III, obr. 1). Miestami však u sparitových lamin vidíme náznaky tvorby vláknitého sparitu. Tu sa vyskytuje obrátené triedenie, mikrity dole, „klasty“ hore so sparitom. Uvedené poradie sa môže niekoľkokrát opakovať s tým, že nad sparitovými laminami sa zriedkavo vyskytuje veľmi tenká (0,01 mm mocná) lamina hydroxidov Fe. Vrchná časť dutiny môže byť vyplnená vláknitým sparitom (tab. II, obr. 1, tab. III, obr. 1).

Z organických zvyškov sa vo výplni vyskytovali iba ostrakódy.

Tieto červené vápence z dachsteinských vápencov Álp sú v nemeckej literatúre známe ako „schwimmende Scherben“, „rote Scherben“, „rote Schmitzen“. Uvádza ich už E. V. Mojsisovics (1896, str. 25) a skúmali ich K. Leusch — H. Udluft (1926) a K. Leusch (1928). Uvedení autori predpokladali, že sú priplavené z priľahlej pevniny. A. G. Fischer (1964) predpokladá, že tieto zložky majú miestny pôvod a vznikli zvetrávaním ako reziduálny zvyšok v priebehu skrytej diskordancie na báze cyklotém. Počas návratu mora boli kôry zvetrávania premiešané s karbonátovým sedimentom a zachytené v dutinách a puklinách pod skrytou diskordanciou. Tento predpoklad potvrdzuje skutočnosť, že v materiáli, ktorý tvorí výplne dutín a puklín, sa vyskytujú fosílie (ostrakódy), karbonátové pellety často intenzívnejšie sfarbené hydroxidmi Fe a nenachádzajú sa v nich detritické zložky. Podobné horniny vystupujú tiež vo wettersteinských vápencoch v Bleiberg-Kreuth v Alpách, ktoré majú tiež cyklickú sedimentáciu. U týchto zložiek T. Bechstädt (1973) predpokladá, že sú reziduálnym zvyškom. Obdobná genéza platí i pre červené vápence uzavreté v dachsteinských vápencoch Muránskej planiny, ako aj pre podobné zložky v dachsteinských vápencoch Álp. Nepredpokladáme, že červené vápence boli preplavené z oblasti sedimentácie hallstatských vápencov, ako to uvádzajú E. Flügel — E. Flügel-Kahler (1963) z dachsteinských rífových vápencov.

E. Flügel — G. F. Tietz (1971) skúmali pôvod pestrofarebných vrchnorétických rífových vápencov a zistili, že pestrú farbu skúmaných rífových vápencov, ako aj nerozpustných zvyškov, vyskytujúcich sa v rífových dutinách, spôsobuje goetit a hydroxidy Fe.



Brekcie a konglomeráty sú vytvorené väčšinou z mikritových vápencov so zriedkavými organickými zvyškami. Úlomky sú nepravidelné, často „utopené“ v červenasto-zelenkastej vápencovej mase (tab. I, obr. 2). Na niektorých úlomkoch sú viditeľné stopy rozpúšťania (tab. I, obr. 2) a niektoré úlomky sú v dôsledku zvetrávania hnedasto sfarbené. Veľkosť úlomkov v jednotlivých polohách kolíše. Pohybuje sa v rozmedzí 0,3—20 cm. Väčšie úlomky sú niekedy slabo opracované, menšie sú väčšinou ostrohranné.

Na začiatku zárezu lesnej cesty Javorina — Veľká lúka (asi 300 m od štátnej cesty Červená Skala — Muráň) v brekciách s megalodontmi (tab. I, obr. 1) sme odlišili foraminiférové biomikrity, biokalkarenity, pelmikrity až pelsparity a oosparity.

Foraminiférové biomikrity. Ide o tmavosivé vápence, ktoré sú sčasti zatláčané červenkastým a zelenkastým, niekedy slaboslienitým vápencom, ktorý tvorí tmel brekcií. Vápenec je mikritový, bohatý na organické zvyšky, predovšetkým foraminifery (tab. IV, obr. 1). Vyskytujú sa v nich *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *Involutina sinuosa pragoides* (Oberhauser), *Involutina gaschei praegaschei* Koehn-Zaninetti, *Involutina gaschei* (Koehn-Zaninetti et Brönnimann), *Involutina minuta* Koehn-Zaninetti, *Involutina cf. eomesozoica* (Oberhauser), *Involutina* sp., *Trocholina permodiscoides* Oberhauser, *Trocholina acuta* Oberhauser, *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, *Miliolipora cuvillieri* Brönnimann et Zaninetti, *Fronicularia* sp., *Nodosaria* sp., *Calcisphaera* sp. 1, *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, gastropódy, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Globochaete hronica* Borza, *Gyroporella vesiculifera* Gümb., úlomky dasycladaceí, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Aciculella* sp., úlomky rekryštalizovaných schránok lamelibranchiátov, ostrakódy, *Halicoryne* sp., *Solenopora* sp. Z makrofosílií sa vyskytujú megalodonty (*Megalodus complanatus* Gümb.). Vápence obsahujú malé póry zmršťovania vyplnené sparitom. Zriedkavo obsahujú pellety do veľkosti 0,2 mm.

Biokalkarenity. Tmavší sivý vápenec so svetlými hniezdami. Tvorí ho pellety a intraklasty vápencov o veľkosti 0,05—0,6 mm. Najbežnejšie sa vyskytuje zložka medzi 0,1—0,3 mm. Pellety, ako aj intraklasty sú mikritové, zriedkavejšie rekryštalizované — mikrosparitové. Z organických zvyškov sú tu bohato zastúpené rôzne involutíny, sú však zle zachované — rekryštalizované. Bežne sa vyskytujú aj trocholíny, a to *Trocholina ventroplana* Oberhauser, *Trocholina permodiscoides* Oberhauser, zriedkavá je *Glomospirella* sp., *Tetrataxis* sp., ostrakódy a krinoidové články. Základnú horninu tvorí mikrosparit až sparit.

Pelmikrity až intrasparity. Sivé celistvé vápence s mikritovou až mikrosparitovou základnou masou, ktorá bola miestami vymytá. Obsahujú pellety a intraklasty, ktoré sú niekedy rekryštalizované. Veľkosť zložiek sa pohybuje v rozmedzí 0,1—0,7 mm. Vápence zriedkavo obsahujú organické zvyšky, a to ostrakódy, foraminifery [*Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, *Involutina communis* (Kristan), *Involutina tumida* (Kristan-Tollmann), *Involutina* sp., *Glomospira*



sp., *Fronicularia* sp.], rekryštalizované úlomky schránok lamelibranchiátov a *Aeolisaccus* sp.

Oosparity. Vytvorené sú z ooidov o veľkosti 0,4—0,6 mm. Ooidy majú koncentrickú a radiálne lúčovitú stavbu. Jadrá ooidov tvoria pellety a zriedkavo organické zvyšky, a to foraminifery, úlomky schránok lamelibranchiátov a krinoidové články. Niektoré ooidy majú veľké jadrá a len 1—2 obaly. Ide o superficiálne ooidy. Zriedkavo sa vyskytujú aj intraklasty do veľkosti 1 mm. Vápenec je chudobný na organické zvyšky.

## Člen B

Člen B zastupujú litorálne (intertidal), sčasti'supralitorálne sedimenty, kde počítame stromatolity (loferity), klastické dolomity (resedimentované loferity), dolomity a časť červených vápencov.

Stromatolity sú spravidla laminované karbonátové útvary, ktoré vznikli zachytávaním sedimentárneho detritu na tenkú vrstvu rias, ktoré ho zachycujú a tmelia, prerastajú sediment a tvoria ďalšie súvislé vrstvy na povrchu. Tiež aktívne zrážajú kalcit. Sú to teda organosedimentárne štruktúry. Vo fosílnych stromatolitoch sú riasy zachované len zriedkavo, identifikácia a klasifikácia stromatolitov sa opiera predovšetkým o ich vonkajší tvar.

Stromatolity v jednotlivých cykloch tvoria polohy 5—50 cm. Sú sivé, niekedy hnedasté a ružovkasté. Laminácia býva zvýraznená striedaním mikritových a pelletových polôh. Laminy sú 0,2—2 mm hrubé. Ide o tzv. stromatolity rovné (tab. II, obr. 2; tab. V, obr. 1), prípadne mierne zvlnené (tab. V, obr. 2) typu LLH-S (klasifikácia B. W. Logan et al. 1964). Vyznačujú sa typickou kresbou škvŕniiek sparitu a sú zhodné s tzv. loferitmi Álp (tab. II, obr. 3; tab. VI, obr. 1). Niekedy sa v pelletovej časti vyskytuje viac pórov zmršťovania než v mikritovej (tab. III, obr. 2). V jemne laminovaných stromatolitoch dobre viditeľné póry zmršťovania sú paralelné s vrstevnatosťou (tab. V, obr. 1).

A. G. Fischer (1964) interpretuje tieto škvŕny ako výplne pórov zmršťovania, ktoré vznikajú pri vysychaní sedimentu. G. E. Tebbutt et al. (1965) ich označujú ako „fenestrae“. V danom prípade ide o „laminoid-fenestral fabrics“ typ Wyoming A. Laminované fenestrálne dutiny môžu byť vytvorené pohybom plynov, vysychaním a zmršťovaním sedimentu. V recentných sedimentoch sa takéto štruktúry vyskytli len v supralitorálnych (supratidal) a litorálnych (intertidal) sedimentoch, a to z jz. časti Perzského zálivu (Persian Gulf) (C. G. St. C. Kendal — P. A. E. Skipwith 1968), Žraločieho zálivu (Shark Bay) (G. R. Davies 1967), Laguna Madre Florida a na Bahamách (E. A. Shinn 1968). V poslednom období klasifikáciu dutín z litorálnych sedimentov (tidal flat deposits) urobili A. Castellarin — R. Sartoni (1973). Hlavnými abiologickými faktormi vzniku dutín je vysušovanie, zmršťovanie a vyluhovanie.

Tieto dutiny boli úplne vyplnené (tab. III, obr. 2), alebo len čiastočne vyplnené



počas ranej diagenézy vnútornou sedimentáciou („internal sedimentation“) (tab. V, obr. 2; tab. VI, obr. 1, 2) ktorá obyčajne zahrňuje kombináciu mechanicky prineseného bahna a chemicky vyzrážaného kalcitu a dolomitu. Tým vznikajú fosílné vodováhy, ktoré jednoznačne určujú vrch a spodok počas sedimentácie. Zriedkavo sa však v dutinách vyskytujú aj menšie „klasty“ (priemer do 0,2 mm), ktoré sa nachádzajú na rozhraní kalu a sparitu, niekedy aj v sparite. Najpravdepodobnejšie pochádzajú zo stien dutiniek.

V stromatolitoch vystupujú pukliny kolmo k vrstevnatosti (tab. V, obr. 2; tab. VII, obr. 2), ktoré sa v nadloží rozširujú, avšak v nasledujúcej lavici nepokračujú. Bývajú vyplnené sedimentom nadložnej vrstvy. Tieto štruktúry sú označované ako znaky vysychania (Trockenrisse, prism cracks). Miestami sú dolomitové polohy celkom alebo čiastočne oddelené od svojho podložia. Ide tu o vrstevné pukliny („sheet cracks“) (tab. VII, obr. 2). Sedimenty týchto polôh musia mať veľmi skoré spevnenie. Špeciálne tejto problematike je venovaná práca. K. Germana (1969).

Stromatolity vo výbruse majú v horizontálnej polohe ojedinele viditeľné tenké vlákna. Zriedkavo obsahujú ostrakódy, *Glomospira* sp., *Fronicularia* sp., *Gemeridella minuta* Borza et Mišík a *Globochaete alpina* Lombard. Celkove sú však chudobné na organické zvyšky, čo podporuje hypotézu vysokej salinity. Často sa v nich nachádza prímes pelletov a intraklastov, ktoré sú spolu so stromatolitmi typickými zložkami recentných dolomitových kôr Perzského zálivu a karibskej oblasti („penecontemporaneous dolomites“).

Vlastná stromatolitová masa je z litologického hľadiska dolomikritom veľmi jemnej zrnitosti. Póry sú niekedy vyplnené kalcitom, na okrajoch sa však často vyskytujú jasné dolomitové klenčky. Stopy evaporitových minerálov neboli zistené.

Chemické analýzy stromatolitov z hľadiska ich anorganických komponentov uvádza viacero autorov (D. Mawson 1929; J. H. Johnson 1937; W. F. Whittard — S. Smith 1944 a i.). Uvádza ich tiež V. P. Maslov (1960), ktorý z nich vyvodil závery: chemické zloženie stromatolitov záviselo od režimu, aký panoval počas ich sedimentácie.

Stromatolity vznikajú v miestach s extrémnou salinitou (Veľké soľné jazero 200—270 ‰), v hypersalinných lagúnach (56—65 ‰ — Žraločí záliv), inde pri salinite 36—46 ‰ (Bahamy, Florida), v brakických, až dokonca vysladených vodách (plytčiny na Bahamskej lavici, prímorské jazerá v Austrálii).

Stromatolity vznikajú v litoráli a v supralitoráli, tiež v plytkom sublitoráli (infralitorál). Príklady pre vznik v litoráli máme dnes v Žraločom zálive, Perzskom zálive a na Bahamách.

Stratigrafické rozšírenie stromatolitov je značné — od prekambria dodnes.

Loferity z vrchnotriasových dolomitov krížňanského príkrovu Západných Karpát opisuje M. Mišík (in J. Bystrický 1973).

Výskyt stromatolitov v plytkých transgresívnych sedimentoch nie je zvláštnym javom. V mezozoiku sú dnes známe stromatolity z pestrého pieskovca (E. Kalkowsky 1908). Jurské stromatolity aj onkolity opísali A. Radwanski — M. Szulczewski (1966) zo strednej jury Maďarska, z batu a kalovu Svätokrížskych hôr (Poľsko) ich opisuje M. Szulczewski (1963, 1967), z obalu obalovej série Tatier J. Niegodzisz (1965).



Klastické dolomity predstavujú často vlastne znovu prepracované polohy polámaných loferitov. Niekedy sú stromatolitové laminy erodované (tab. VII, obr. 1), na nich sa usadili doloarenity a doloarenity s ruditovými klastami s nepravidelnými, bežnejšie podlhovastými dutinami. Z tvaru intraklastov možno usúdiť, že v období ich sedimentácie boli ešte plastické (Schlickgerölle). Dutiny sú vyplnené rôznou generáciou sparitu — fibrózneho, drúzového, prípadne geopetálnym sedimentom. Organické zvyšky sú zriedkavé, najčastejšie sú to úlomky schránok lamelibranchiátov, gastropódy a ostrakódy.

Miestami sa v klastických polohách vyskytujú veľmi tenké (cca 2 cm) polohy neporušených stromatolitov, v ktorých sú ojedinele pseudomorfózy (kocky prípadne obdĺžniky), pravdepodobne po soli a anhydrite vyplnené sparitom.

Pod stromatolitmi sa zriedkavo vyskytuje tmavšie sivý brekciovitý dolomit. Úlomky dolomitu sú nepravidelné, prevažne ostrohranné, dosahujú veľkosť 1 cm, väčšinou sú menšie. Stmelené sú svetlejšim dolomitom. Ide o dolomikrity s pórmí zmršťovania, ktoré majú vnútornú sedimentáciu. Organické zvyšky sa nevyskytujú.

Sivé intradolomikrity. Intraklasty dosahujú veľkosť do 0,6 mm. Sú dolomikritové. Dolomit obsahuje často póry zmršťovania, prevažne sú vyplnené vnútorným sedimentom, len časť je vyplnená dolosparitom. V niektorých dutinách sa na okrajoch vytvoril krátkovláknitý sparit a len potom boli vyplnené vnútorným sedimentom. Dolomity neobsahujú organické zvyšky.

Stromatolitové vápence aj dolomity sú svetlosivé, nápadne vyvetrávajú, voči zvetrávaniu sú menej odolné ako masívne vápence sublitorálu. Dolomitizácia, ktorá je ostro ohraničená v týchto charakteristických polohách, je považovaná za primárnu.

Recentné dolomity vznikajú v súčasnom supralitorálnom prostredí (K. S. Deffeyes et al. 1965; L. V. Illing et al. 1965; E. A. Shinn et al. 1965; G. P. Butler 1969). Tieto a iné štúdiá o recentnej dolomitizácii ukazujú, že pri supralitorálnej sedimentácii a takmer súčasnej dolomitizácii (penecontemporaneous) môžu vznikaf lavicovité dolomity. Stromatolitová riasová laminácia, jemnozrná štruktúra a znaky zmršťovania určujú, že ide o supralitorálny (supratidal) sediment (K. M. Nichols 1974).

Len ojedinele je sediment vápencový.

Z uvedených znakov vyplýva, že aj stromatolity v dachsteinských vápencoch vznikli v oblasti s krátkym alebo dlhším obdobím vysychania, a preto vznik týchto sedimentov kladieme do prostredia supralitorálneho a litorálneho.

A. G. Fischer (1964) pričlenil loferity k litorálnym sedimentom, pričom názov litoral (intertidal) nepoužíva v zmysle denných prílivov a odlivov, ale pre dná odkryté a pokryté pri extrémnych prílivoch a odlivoch (tidal extremes) v priebehu roka. V skutočnosti ide o supralitorál.

Červené a ružové vápence vyskytujúce sa nad brekciami a pod loferitmi dosahujú mocnosť do 45 cm. Od podložných červených slienitých vápencov sa odlišujú nedostatkom ílovej prímеси. Sú mikritové, väčšinou bez pórov zmršťovania. Niekedy sú nejasne hľuznaté, makroskopicky sa podobajú hallstattským vápencom. Vápence obsahujú jemne rozptýlený hematitový pigment. Sú chudobné na organické zvyšky.



Ojedinele sa v nich vyskytuje *Fronicularia* sp., ostrakódy, úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidové články, *Turrispirillina minima* Pantic', *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Halicoryne* sp. V niektorých polohách obsahujú pellety a intraklasty, ktoré sú navŕtané riasami, podobne ako úlomky schránok lamelibranchiátov. Z autigénnych minerálov obsahujú idiomorfne kryštálky kremeňa.

## Člen C

Hlavným a posledným členom cyklickej sedimentácie sú sivé až tmavosivé vápence, ktoré miestami obsahujú megalodonty. Tmavšie odtiene sa prevažne vyskytujú vo vrchnej časti cyklu. Je to pravdepodobne spôsobené organickou substanciou. V Alpách člen C dosahuje hrúbku 1—20 m. Podobne je to aj na Muránskej planine.

Vápence sú tenkolavicovité až hrubolavicovité, mocnosť lavíc sa pohybuje od 20—150 cm. Vápence majú veľmi rozdielnú štruktúru a rôzne zastúpenie organických zvyškov, na základe čoho v nich možno vyčleniť nasledovné mikrofacie: a) mikrity so zriedkavými organickými zvyškami (tab. VIII, obr. 1), b) foraminiferový biomikrit s veľmi drobnými dutinkami, c) foraminiferový mikrit, d) biomikrit s *Halicoryne* sp., e) koprolitový mikrit s veľmi drobnými dutinkami (tab. VIII, obr. 2), f) koprolitovo-pelletový mikrosparit, g) pelmikrity (tab. VIII, obr. 3), intramikrity, j) oosparity, k) intrasparity. Medzi intrasparitmi sa vyskytujú prevažne jemnozrnné a strednozrnné variety. Medzernú hmotu tvorí sparit a mikrosparit. Zriedkavo sa vyskytujú prípady, že okolo intraklastov, prípadne ooidov sa vyskytuje jemný lem vytvorený z vláknitého kalcitu a zvyšok dutiny je vyplnený mikritom.

Z makrofosílií vápence obsahujú predovšetkým megalodonty, ktoré majú pomerne veľkú schránku (5—25 cm), občas sa vyskytujú pohromade obe lastúry. Podľa H. Zapfeho (1957) megalodonty žili zahrabané v sedimente dolu s vrcholom. Takto sme ich našli viackrát aj v dachsteinských vápencoch Muránskej planiny. Ich schránky sú vyluhované a vyplnené kalcitovou drúzou. Ako uvádzajú F. Frech (1904 str. 128) a H. Zapfe (1964, str. 252), životným prostredím megalodontov nie sú rify, ale ich svahy, častejšie však žili v lagúnach a v bezprostrednom susedstve rífov. Vápence zriedkavo obsahujú koraly.

Obsahujú tieto mikrofosílie: *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj), *Involutina gaschei* (Koehn-Zaninetti et Brönnimann), *Involutina gaschei praegaschei* Koehn-Zaninetti, *Involutina communis* (Kristan), *Involutina tenuis* (Kristan), *Involutina parva* Brönnimann — Poisson et Zaninetti, *Involutina cf. eomesozoica* (Oberhauser), *Involutina cf. impressa* (Kristan-Tollmann), *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, *Diplotremmina astrofimbriata* Kristan-Tollmann, *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, *Glomospirella cf. parallela* Kristan-Tollmann, *Miliolipora cuvillieri* Brönnimann et Zaninetti, *Tetrataxis humilis* Kristan, *Tetrataxis* sp., *Trochammina cf. almtalensis* Koehn-Zaninetti, *Trochammina* sp., *Trocholina cf.*



*crassa* Kristan, *Trocholina ventroplana* Oberhauser, *Trocholina permodisoides* Oberhauser, *Planiinvoluta deflexa* Leischner, *Planiinvoluta carinata* Leischner, *Frondicularia* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., *Ophthalimidium* sp., *Textulariidae*, *Aeolisaccus inconstans* Radoičić, *Aeolisaccus tintinniformis* Mišík, *Aeolisaccus amplimuralis* Pantic, ostrakódy, gastropódy, úlomky schránok lamelibranchiátov, *Globochaete alpina* Lombard, *Globochaete tatrica* Radwański, *Globochaete hronica* Borza, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Aciculella* sp., *Gyroporella* cf. *vesiculifera* Gümb., *Diplopora* cf. *muranica* Bystrický, úlomky dasycladaceí, *Solenopora* sp., *Halicoryne* sp., *Theelia* sp., *Characea*, *Calpionella* sp., ostne ježoviek, *Favreina salavensis* (Paréjas), *Parafavreina thoronetensis* Brönnimann — Caron et Zaninetti, *Calcisphaera* sp. 1, *Calcisphaera* sp. 2 a trubičky.

Mikritové variety zriedkavo obsahujú póry zmršťovania vyplnené sparitom, niekedy kombináciou vnútorného sedimentu a sparitu. Zriedkavo sa vyskytujú väčšie dutiny spôsobené vyluhovaním, vyplnené vláknitým sparitom striedajúcim sa s mikritom a stred je vytvorený z granulovaného sparitu (tab. IX, obr. 1). Globulárne dutiny (0,05—0,13 mm veľkosť), ktoré sa v niektorých mikrofáciách vyskytujú veľmi bohato (tab. VIII, obr. 2), môžu byť stopami vzduchových bublín zachytených v sedimentoch (P. J. Dunham 1970) alebo bubliny vyvinuté vnútri sedimentu v dôsledku rozkladu organickej substance. Časť dutín mohla vzniknúť tiež činnosťou limnotvorných živočíchov (nedokonalá výplň chodbičky) a pri vyluhovaní väčších organizmov. Dutinky bývajú zriedkavo oválne, väčšinou majú nepravidelný tvar.

Vo vápencoch sa ojedinele vyskytuje laminácia zvýraznená organickými zvyškami (tab. IX, obr. 2) predovšetkým ostrakódmi. Inak sú už makroskopicky miestami badateľné tmavšie škvrny, chodbičky po červoch. Zvírenie sedimentu limnotvornými živočíchmi je zreteľné až na ojedinelé výnimky.

Geopetálne štruktúry sa okrem vyššie uvedených dutiniek s vnútornou sedimentáciou vyskytli ešte vo vzorkách s ostrakódmi, u ktorých sa bežne vyskytujú lastúry spolu. Vznikli čiastočne nedokonalým vyplňovaním schránok vápnitým kálom.

Pelletmi označujeme telieska do veľkosti 0,2 mm. Vytvorené sú z mikritu, bez náznakov vnútornej štruktúry. Prevažne sú oválne, zriedkavejšie sférické.

Intraklasty sú veľké 0,2—1,5 mm. Sú mikritové, mikrosparitové, prevažne však rekryštalizované a majú len mikritovú obrubu. Prevažne majú nepravidelné tvary.

Ooidy sa zriedkavo vyskytujú v intrasparitoch. Sú však hlavnou zložkou oolitických vápencov. Sú sférické a oválne, veľkosť 0,4—0,6 mm. Ich jadrá tvoria pellety, zriedkavo úlomky schránok lamelibranchiátov a iné organické zvyšky. Len ojedinele sa vyskytujú častice s nepravidelnou koncentrickou stavbou, ktoré možno priradiť k onkolitom.

Autigénne minerály. Z autigénnych minerálov sa najčastejšie vyskytujú klenčeky dolomitov do veľkosti 0,08 mm. Niekedy ich podiel stúpa a vápenec je dolomitický.



Vyskytujú sa tiež idiomorfne kryštáliky kremeňa. Pomer dĺžky a šírky je od 1,5 : 1 do 5 : 1 (maximálne rozmery 0,06 × 0,15 mm). Ojedinele sa vyskytujú aj pseudokubické kryštáliky kremeňa, ktoré vytvárajú rôzne zrastené agregáty.

Turmalín sa vyskytuje ojedinele, vo väčšom množstve sa nachádza v nerozpustnom zvyšku. Je výrazne pleochroický.

Hematit tvorí hexagonálne kryštáliky tmavohnedej farby, miestami na okrajoch je priesvitný, veľkosť kryštálikov 0,03—0,15 mm.

Pyrit sa našiel v imavých varietách, aj to len ojedinele vo forme globúl.

Zriedkavo sa vyskytujú pseudomorfózy kalcitu po kremeň.

Najvyššiu časť dachsteinských vápencov tvoria sivé a tmavosivé vápence, ktoré sú organodetrítické. Vápence zriedkavo obsahujú koraly, častejšie však brachiopódy a na základe výskytu *Rhaetavicula contorta* (Portl.), *Rhaetina gregaria* (Suess) a *Gervillia praecursor* Quenst. (J. Bystrický 1959, A. Biely 1962) sa považujú už za vápence rétu. V bazálnej časti tmavých vápencov v podloží vápencov s brachiopódmi sa vyskytujú dasykladaceá. Nedá sa odlišiť, či dasykladaceový horizont patrí do najvyššej časti noru, alebo už do najspodnejšej časti rétu (J. Bystrický 1967, s. 288). Doteraz jediná známa lokalita sa vyskytuje v profile lesnej cesty sv. od Veľkej lúky. Tu sa vyskytujú *Gyroporella* ex. aff. *vesiculifera* Gumb., *Diplopora muranica* Bystrický a *Heteroporella crosi* Ott (J. Bystrický 1970).

Na základe mikrofaciálnych analýz vo vápencoch možno odlišiť: a) oosparity (tab. VIII, obr. 4), b) intrasparity, c) intrabiosparity a d) rudity (tab. IV, obr. 2).

Materiál týchto polôh býva vytriedený, vyskytujú sa však aj polohy menej vytriedené. Okrem vyššie uvedených organizmov vápence obsahujú foraminifery, z ktorých O. Jendrejáková (1973 in J. Bystrický, str. 63, Tab. 4) uvádza nasledovné: *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, *Ammobaculites* sp., *Bigenenerina* sp., *Duostomina* sp., *Fronicularia* sp., *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, *Glomospirella* sp., *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj), *Involutina muranica* Jendrejáková, *Involutina tumida* (Kristan-Tollmann), *Involutina impressa* (Kristan-Tollmann), *Involutina communis* (Kristan), *Ophthalmidium triadicum* Kristan-Tollmann, *Trocholina permodiscoides* Oberhauser, *Trocholina* cf. *acuta* Oberhauser, *Triasina hantkeni* Majzon. Okrem toho sme vo vápencoch ešte zistili: *Tetrataxis* cf. *inflata* Kristan, *Tetrataxis* cf. *nanus* Kristan-Tollmann, *Diplotremina* cf. *astrofimbriata* Kristan-Tollmann, „*Sigmoilina*“ sp., *Gaudryina* sp., *Trocholina ventropilana* Oberhauser, *Trochammina* cf. *alpina* Kristan-Tollmann, *Planinvoluta deflexa* Leischner, gastropódy, ostrakódy, *Codiaceae*, *Solenoporaceae*, dasycladacea a ich úlomky, *Globochaete alpina* Lombard, *Thaumtoporella parvovesiculifera* (Raineri), krinoidové články, *Aeolisaccus* sp., ostne ježoviek, serpule, koprolity, *Calcisphaera* sp. 1, úlomky schránok lamelibranchiátov. Vápence sú vytvorené prevažne z intraklastov nepravidelných tvarov, väčšinou sú postihnuté rekryštalizáciou. Zriedkavo sa vyskytujú mikritové úlomky. Organické zvyšky sú



väčšinou postihnuté rekryštalizáciou, čo sa veľmi výrazne prejavuje najmä u foraminifér a úlomkov schránok lamelibranchiátov.

Základnú hmotu tvorí sparit, ktorý okolo intraklastov niekedy vytvára krustifikačnú štruktúru.

Z autigénnych minerálov obsahujú idiomorfne kryštáliky kremeňa, ktoré sú prizmatické, hematit, živce a ílové minerály.

Porovnaním posledných dvoch typov vápencov pozorujeme, že v organodetritických vápencoch sa častejšie vyskytuje rod *Tetrataxis*, prítomná je *Triasina hantkeni* Majzón a *Involutina muranica* Jendrejáková, ktoré sa v podložných vápencoch nevyskytujú.

Vytriedenosť materiálu je prevažne dobrá, len miestami sa vyskytujú menej vytriedené polohy. Pri sedimentácii týchto vápencov bol vyšší energetický index (W. J. Plumley et al. 1962), ako pri sedimentácii podložných vápencov.

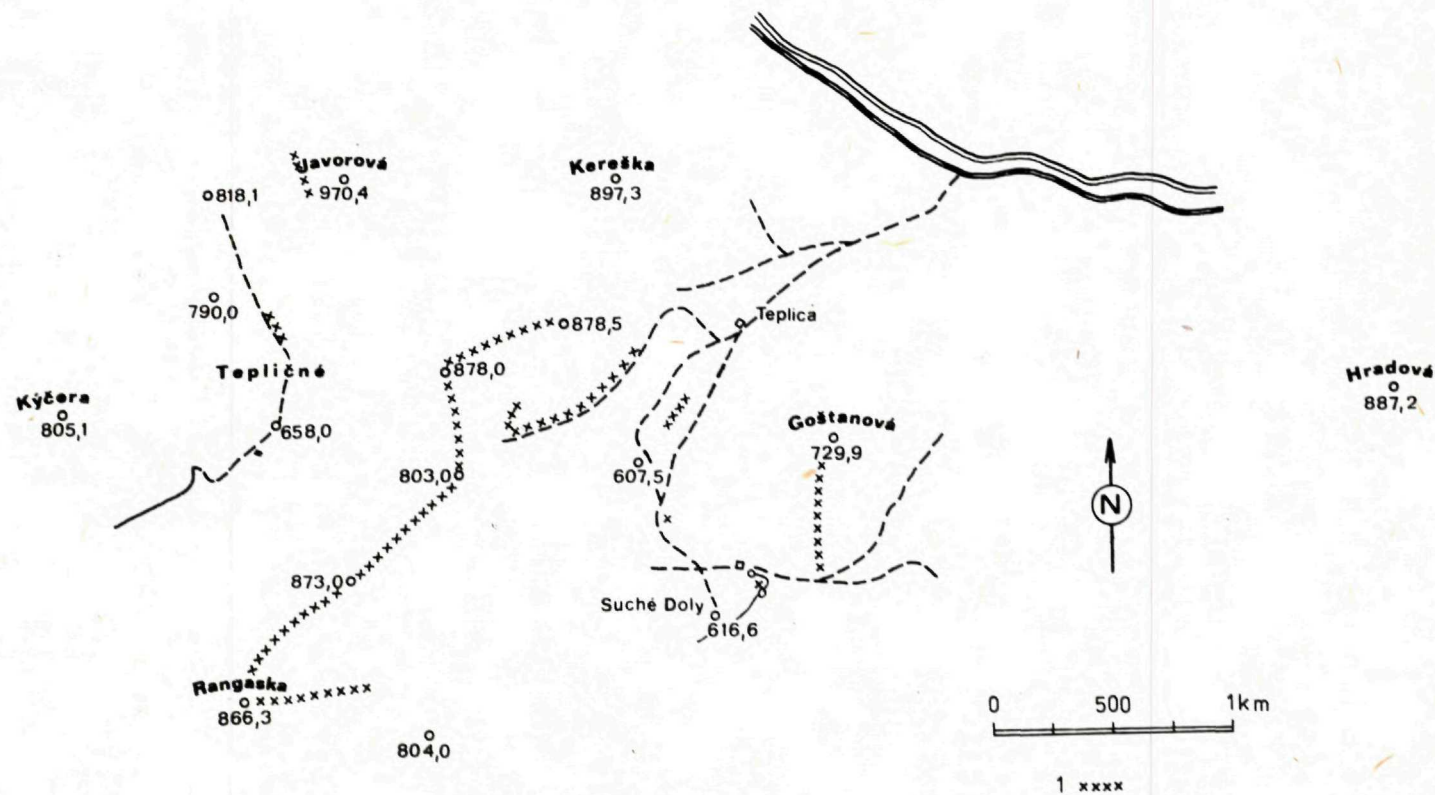
Najvyššiu časť mezozoika tvoria krinoidové vápence a nad nimi škvrnité slienité vápence a sliene patriace už do liasu.

K členu „C“ možno pričleniť tiež dachsteinské vápence, ktoré sa vyskytujú v západnej časti Muránskej planiny (z. od Tisovca — obr. 3). V nich som nezistil cyklickú sedimentáciu, nakoľko tu nie sú dobré odkryvy. Miestami sú v nich však dutiny vyplnené červeným vápencom. Skúmal som profile v oblasti k. Gošťanová, Rangaska, z. od Javorovej, na hrebeni medzi k. 873,0—803,0—878,0—878,5 (sv. od Rangasky) a v lokalite Tepličné. Sú tu zastúpené podobné mikrofácie aj obsah organických zvyškov ako v profile zárezu lesnej cesty Javorina — Veľká lúka: mikrity, foraminiférové mikrity, pelmikirity, intrasparity a oosparity. Preto ich bližšie neopisujeme. Okrem nich sa z. od Javorovej vyskytuje onkolitová fácia (tab. X, obr. 1), ktorá v nadloží prechádza do riasovej fácie (tab. X, obr. 2).

Najvyššiu časť dachsteinských vápencov na k. 729,9 Gošťanová tvoria krinoidové vápence, v ktorých sa vyskytujú hniezda brachiopódov a lamelibranchiátov. Brachiopódy spracoval J. Michalík a zistil tu nasledovné druhy (ústne oznámenie): *Rhaetina pyriformis* (Suess), *Zeilleria norica* (Suess), *Zeilleria cf. elliptica* Zugm., *Septaliphoria fissicostata* (Suess), „*Rhynchonella*“ *subrimosa* Schafh., *Sinuocosta cf. emmerichi* (Suess) *Austrirhynchia cornigera* (Schafh.) a *Zugmayerella koessenensis* (Zugm.), na základe ktorých možno uvedené vápence zaradiť do najvyššieho noru až na bázu rétu. Obdobnú, avšak bohatšiu asociáciu brachiopódov uvádza M. Siblík (1967) zo sivých celistvých a hrubozrnných lumachelových vápencov z Bleskového prameňa.

Onkolitové vápence z. od k. Javorina (tab. X, obr. 1) sú svetlosivé a tvoria polohu mocnú 1,5 m. Ide o intrabiosparity. Vytvorené sú z intraklastov o veľkosti 0,2—0,6 mm, medzi ktorými sa vyskytujú onkolity do veľkosti 1 cm. Onkolity obrastajú intraklasty, dasycladacea a ich úlomky a iné organické zvyšky. Vnútorňú štruktúru onkolitov dobre rozoznáme na navetraných jedincoch. Vyznačujú sa tým, že nemajú vrstvy pravidelné, ale vlnité a niekedy u nich vidíme „lalokovité zavinovanie“ („persistent crenulations“ — R. N. Ginsburg 1960) vrstiev. Vo

Obr. 3 Situačná mapa študovaných profilov v dachsteinských vápencoch z. od Tisovca  
 XXXX — študované profile.  
 Abb. 3 Lagekarte der untersuchten Profile in den Dachsteinkalken w. von Tisovec.  
 XXXX — untersuchte Profile.





väčšine prípadov je jadro väčšie ako obal. Z organických zvyškov vápence obsahujú foraminifery, krinoidové články, úlomky schránok lamelibranchiátov a dasyklada-cea. Tmel je sparitový.

Riasové vápence sú sivé, obsahujú tmavé škvrny, ktoré patria k fosfatizovaným riasam. Sú to intrabiosparity (tab. X, obr. 2). Vytvorené sú z intraklastov prevažne nepravidelných tvarov. Obsahujú *Diplopora muranica* Bystrický (bez sporangii) a *Heteroporella carpatica* Bystrický, foraminifery (predovšetkým involutíny) a *Solenoporaceae*.

Krinoidové vápence na k. 729,9 Goštanová sú svetlosivé. Vytvorené sú z krinoidových článkov (krinoidové biosparity), ktoré sú väčšinou rekryštalizované, len zriedkavo si zachovali sieťovitú štruktúru. Býva zvýraznená hematitovým pigmentom. Niektoré články sú navŕtané riasami a zachovali sa z nich len relikt. Z ostatných organických zvyškov sa v nich vyskytujú úlomky schránok lamelibranchiátov navŕtané riasami, brachiopódy, ostrakódy, foraminifery, ostne ježoviek a machovky. Z klastickej prímеси sa vyskytujú úlomky vápencov, z autigénnych minerálov kremeň a hematit.

### *Sedimentačné podmienky člena C*

Na základe zhodnotenia mikrofaciálnych a paleontologických údajov sa pokúsime naznačiť podmienky, za akých sedimentovali vápence sublitorálnej fácie. Ako to z opisu vyplýva, vyčlenili sme niekoľko mikrofaciálnych typov, ktoré zodpovedajú aj rôznym sedimentačným podmienkam.

Mikrofácie s mikritovou základnou hmotou. Podľa R. L. Folka (1962, str. 69) mikrit vznikol počas rýchlej biochemickej alebo chemickej sedimentácie vápniteho kalu v sedimentačnom prostredí len so slabými prúdmi alebo bez nich. Iná možnosť tvorby jemnozrnného vápence (mikritu) je pôsobením rias (algal dust, A. Wood 1941) v dôsledku fyziologického vyžrážania vápence baktériami (A. Hadding 1958) a abráziou vápnených schránok rífortvorných organizmov (K. H. Wolf 1960). V dachsteinských vápencoch riasy a rífortvorné organizmy, okrem malých výnimiek chýbajú, a tak toto vysvetlenie je málo pravdepodobné.

Mikritové vápence sa môžu tvoriť v rôznych hĺbkach tichých vôd (R. G. C. Bathurst 1967).

Mikritová (kalová) fácia zodpovedá „mud fácií“ Bahamskej plošiny. U pelletových fácií je turbulencia o niečo vyššia. Hĺbka vody je do 5 m (E. G. Purdy 1963).

Zvlášť zaujímavá je fácia foraminiferových mikritov. Vyznačuje sa sedimentáciou mikritového kalu, v ktorom sa z organických zvyškov vyskytujú hlavne foraminifery zastúpené rodom *Involutina*. Nepítomnosť mikrofaciálnych znakov, ktoré by poukazovali na resedimentáciu, svedčí o tom, že sedimentácia bola rovnomerná, neprerušená v tichej vode. Takéto podmienky sú možné len v chránenej časti lagúny (porovnaj E. D. McKee 1957). Podľa E. Flügela — E. Flügel-Kahlerovej (1963) rod *Angulodiscus* (= *Involutina* Koehn-Zaninetti) je najčastejšou for-

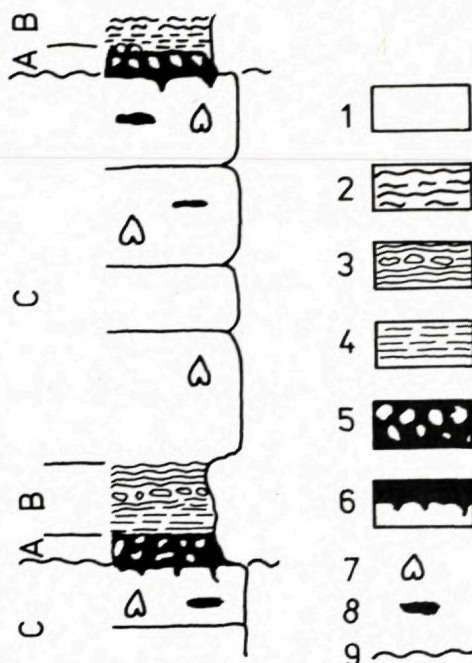
mou vrchnotriasových rífových komplexov a je známy len zo zarífovej (back-reef) oblasti. Podobný názor zastávajú tiež F. Fabricius (1969) a H. Lobitzer (1972).

Predpokladáme, že mikrity vznikli fyzikálno-chemickým vyzrážaním.

Obr. 4 Schematický modálny cyklus

1 — celistvé vápence; 2 — stromatolity; 3 — stromatolity s resedimentovanými polohami; 4 — červené vápence; 5 — zlepené a brekcie s tmelom; 6 — červené a zelené slienité vápence (tmel); 7 — megalodonty; 8 — výplne dutín slienitým vápencom; 9 — skrytá diskordancia.

Abb. 4 Schematischer Modal-Zyklus. 1 — massige Kalke, 2 — Stromatolithe, 3 — Stromatolithe mit resedimentierten Lagen, 4 — rote Kalke, 5 — Konglomerate und Brekzien mit Zement, 6 — rote und grüne mergelige Kalke (Zement), 7 — Megalodonten, 8 — Hohlraumfüllung durch mergeligen Kalk, 9 — verborgene Diskordanz.



Koprolitová mikrofácia zriedkavo obsahuje iné organické zvyšky. Najviac sú to malé schránky lamelibranchiátov a ostrakódov. Koprolitové mikrity možno porovnať s „pelletal mud facies“ Bahamskej lavice. Podľa E. D. Purdyho (1963) je obsah organických zvyškov nízky, najčastejšie sa vyskytujú lamelibranchiáty a foraminifery. Typické pre ne sú výkalové hľuzky. Hĺbka vody dosahuje 2–7 m. Pellety sú produktom bahno požírajúcich živočíchov. Pôvodne sú mäkké a lámateľné. Už pri slabom pohybe vody sú rozpadavé. V dôsledku vyzrážania vápenca (pôsobením anerobných baktérií) boli spevnené. L. S. Kornicker a E. D. Purdy (1957) zistili, že recentné koprolity sa zachovávali len vtedy, ak sú rýchlo pokryté sedimentmi. Podľa klasifikácie W. J. Plumleyho et al. (1962), založenej na indexe energie (Energy Index), patria do I. typu.

Kalkarenity sú vytvorené z intraklastov a v malej miere i z pelletov, oidov a v nemalej miere z organických zvyškov. Intraklasty podľa R. L. Folka (1959) sú fragmentmi vápneného bahna zo súčasne (penecontemporaneous) vznikajúceho karbonátového sedimentu, ktorý sa vytvoril na dne morského v ešte nepatrne konsolidovanom stave v oblasti sedimentácie a bez väčšieho transportu opäť usadené, alebo pochádzajú zo susedných oblastí (blízkyh). Toto vysvetlenie



vylučuje M. N. A. Peterson (1962) a hovorí o intraformačnej tvorbe. B. Sander (1936) takýto intraformačný vznik opísal viackrát a označil ako paradiagenetické zjavy spôsobené vlnením, činnosťou organizmov atď. Podľa R. L. Folka (1. c.) takéto vápence sedimentovali v prostredí so silnejšími prúdmi, v dôsledku čoho základnú masu (tmel) tvorí sparit.

U oolitových facií prevládajú ooidy. Ostatné zložky ako intraklasty, pellety a organické zvyšky sa vyskytujú v podradnom množstve. Ako ooidy označujeme jadrá obaľované pravidelnými koncentrickými vrstvami. Výskumy M. Kirschmayera (1962) s ooidami, ktoré vznikli v recentných dutinách, experimentálne výskumy (L. M. Lebedev 1967, s. 32), ako aj sedimentologické výskumy oolitických pieskov na Bahamskej lavici (N. D. Newell et al. 1960) znovu potvrdili, že vrstvy vznikajú hlavne chemickým vyžrážaním  $\text{CaCO}_3$ .

Podľa N. D. Newella et al. (1960) predstavujú svetlé vrstvy oolidov, ktoré sú vytvorené z pravidelne orientovaných lamiel aragonitu, chemicky vyžrážaný produkt, kým tmavé sú mechanickým uložením bahna. Ako najdôležitejšie podmienky pre vznik ooidov uvádzajú títo autori plytkú vodu (vyzreté ooidy vznikajú v hĺbke 2 m a menej, stále pokrytie vodou nie je potrebné), veľké prúdenie a presýtenie vody  $\text{CaCO}_3$ , ktoré môžu byť dosiahnuté zohriatím alebo rastlinnou asimiláciou. Ooidy môžu vzniknúť aj v pokojnom morskom prostredí (T. Freemann 1962), a preto presýtenie  $\text{CaCO}_3$  musí byť najdôležitejším faktorom. Ako „superficial oolites“ sa v americkej literatúre označujú zložky s tenkým obalom (napr. L. V. Illing 1954; A. V. Carozzi 1960; M. W. Leighton — C. Pendexter 1962).

Oolitová fácia sa podľa E. G. Purdyho (1963) obmedzuje na sz. Bahamskej lavice, na okrajový úsek šelfovej lagúny. Ooidy do veľkosti 0,2 mm vznikajú v prostredí presýtenom kalcium-karbonátom pri relatívne silnejšom pohybe vody (porovnaj tiež N. D. Newell et al. 1960; D. J. J. Kinsmann 1964; M. N. Ball 1967; R. G. C. Bathurst 1967). Hĺbka vody je podľa N. D. Newella et al. (1960, str. 487) 0—15 m, pričom vyšší obsah ooidov sa vyskytuje v plytšej vode (porovnaj tiež F. Fabricius 1967, s. 163).

U oosparitov sa sparitová základná masa vytvorila ako tmel, ktorý vznikol po vymytí pôvodného mikritu. V tomto sedimentačnom prostredí sa musí počítať so silnejšími pohybmi vody.

Veľkosť ooidov závisí od stupňa pohybu vody a rozmeru jadier. Tieto fakty potvrdzujú výskumy A. J. Eardleya (1938) a A. V. Carozziho (1957, 1960).

Kalkarenity, ako aj oosparity majú základnú hmotu sparitovú. Tmelenie sa prejavuje väčšinou v dvoch jasne odlišných fázach:

a) primárne zložky sú obklopené kryštálkami kalcitu, ktoré sú orientované kolmo na plochu narastania — sparit A,

b) ostatné dutiny sú vyplnené mozaikou neorientovaných, jasných, väčšinou hrubokryštalických kryštálikov kalcitu — sparitu B. Vylúčil sa v dôsledku cirkulácie roztokov.

Oolitické a detritické vápence sedimentovali vo vysokoenergetickom prostredí.

Onkolity a stromatolity sú vytvorené z lamín, ktoré sa pre každú z vymenovaných foriem líšia jedine geometrickým tvarom. Laminácia je ich hlavným mikroštruktúrnym rysom. Mechanizmus vzniku stromatolitov a onkolitov je identický. Rozdielnosť medzi nimi sa javí jedine v stupni stabilizácie počas ich formovania. Stromatolity sú trvale pripevnené na dne, kým onkolity ležia voľne na dne a môžu byť v čase tvorby premiestnené.

Z recentných sedimentov Bahamskej lavice opísal R. N. Ginsburg (1960) onkoidy, ktoré sa vytvorili nad podložíom oolitových pieskov v hĺbke 2,5 m. Oproti ooidom onkolity majú byť podľa B. W. Logana et al. (1964) stále pokryté vodou.

Všetky onkolity sú biosedimentárnymi štruktúrami, vznikli v dôsledku činnosti rias zachytávajúcích a viažucich karbonátové bahno. Tieto zložky boli často pomenované odlišne. M. W. Leighton a C. Pendexter (1962, s. 38) ich označili ako „algal“, prípadne „foraminiferal encrusted grains“. Podľa B. W. Logana et al. (1964) patria k typu SS (typ so sferoidálnou štruktúrou) riasových stromatolitov. V recente sa vytvárajú v litorálnej hlbšej zóne so stálym pokrytím vody, pričom sú potrebné určité pohyby obalených zŕn vlnami a prúdmi. Údaje o genéze a prostredí tvorby onkolitov obšírnejšie uvádza A. Radwański (1968, s. 93—101).

Riasová mikrofácia sedimentovala v plytkom sublitorále.

Krinoidové vápence sa mohli usadiť len v o niečo väčšej hĺbke ako oolitové vápence.

Cykličnosť dachsteinských vápencov na Muránskej planine sa zreteľnejšie prejavuje v západnom úseku zárezu cesty Javorina — Veľká lúka (obr. 2) medzi číslami vzoriek 42—81. V tomto úseku sme odlišili 39 cyklov, pričom značná časť profilu je zasutená. Najlepšie vyvinuté a pomerne málo mocné cyklotémy sa vyskytujú medzi číslami vzoriek 76—81, kde sme odlišili 7 cyklotém.

Dĺžke trvania jednotlivých cyklotém venoval pozornosť A. G. Fischer (1. c.), ktorý na základe detailnej analýzy odhaduje obdobia medzi 20 000 až 100 000 rokmi. Prikláňa sa k priemernému časovému rozpätiu 41 000 rokov. T. Bechstädt (1973) pre cyklotémy vo wettersteinských vápencoch Álp predpokladá trvanie približne 40 000 rokov.

Pre cyklotémy v dachsteinských vápencoch Muránskej planiny v zhode s výskumami A. G. Fischera predpokladáme priemerné časové obdobie približne 40 000 rokov.

Do tlače odporučil M. Mišík.



## Literatúra

- ANDRUSOVÁ-KOLLÁROVÁ, V. 1960: Nové nálezy amonoidov v triase Zapadných Karpát. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 11, 1, Bratislava, 105—110.
- BALL, M. M. 1967: Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. J. Sed. Petrology, 37, 2, Tulsa, 556—591.
- BATHURST, R. G. C. 1967: Depth indicators in sedimentary carbonates. Marine Geol. 5, Amsterdam, 447—471.
- BATHURST, R. G. C. 1968: Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. Geol. J., 5, Liverpool, 15—32.
- BECHSTÄDT, T. 1973: ZyklotHEME im hangenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). Veröf. Universität Innsbruck, 86, Innsbruck, 25—55.
- BIELY, A. 1962: In A. KLINEC: XIII. Krýštalínium Slovenska. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BORZA, K. 1975: Mikroproblematika aus der oberen Trias der Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 26, 2, Bratislava, 199—236.
- BORZA, K. — MIŠÍK, M. 1975: *Gemeridella minuta* n. gen., n. sp. aus der oberen Trias der Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 26, 1, Bratislava, 77—81.
- BUCHBINDER, B. — FRIEDMAN, G. M. 1970: Selective dolomitization of micrite envelopes: a possible clue to original mineralogy. J. Sed. Petrology, 40, Tulsa, 514—517.
- BUTLER, G. P. 1969: Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the Sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf. J. Sed. Petrology, 39, 1, Tulsa, 70—89.
- BYSTRICKÝ, J. 1959: Beitrag zur Stratigraphie des Murañer Mesozoikums (Muráň-Plateau). Geol. Prace, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—53.
- BYSTRICKÝ, J. 1967a: Die obertriadischen Dasycladaceen der Westkarpeten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 18, 2, Bratislava, 285—309.
- BYSTRICKÝ, J. 1967b: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 18, 2, Bratislava, 257—266.
- BYSTRICKÝ, J. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion D. X. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. Edit. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 137.
- CAROZZI, A. 1957: Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolites. L'exemple du Grand Lac Salé, Utah, U.S.A. Bull. Inst. Nat. Genève, 58, Genf, 1—51.
- CAROZZI, A. 1960: Microscopic Sedimentary Petrography. New York, 485.
- CASTELLARIN, A. — SARTONI, R. 1973: Desiccation shrinkage and leaching vugs in the Calcarei grigi Infra-Iassiac tidal flat (S. Massenza and Loppio, Trento, Italy). Eclogae Geol. Helv. 66, 2, Basel, 339—343.
- DEFFEYES, J. S. — LUCIA, F. G. — WEYL, P. K. 1965: Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. In PRAY, L. C. — MURRAY, R. C. (eds.): Dolomitization and limestone diagenesis. Soc. Econ. Paleontologists and Miner. Spec. Pub. Tulsa, 71—88.
- DUNHAM, R. J. 1970: Keystone Vugs in Carbonate Beach Deposits. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54, Tulsa, 845.
- EARDLEY, A. J. 1938: Sediments of Great Salt Lake, Utah. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 22, Tulsa, 1305—1411.
- FABRICIUS, F. 1967: Die Rät — und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. Geol. Rundsch. 56, 1, Stuttgart, 140—170.
- FISCHER, A. G. 1964: The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic, Kansas Geol. Survey Bull. 169, Topeka, Kansas, 107—149.
- FLÜGEL, E. 1960: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet,

- Oberösterreich). II. Untersuchungen über die Fauna und Flora des Dachsteinriffkalkes der Donnerkogel-Gruppe. Verh. Geol. B.—A. 2, Wien, 241—252.
- FLÜGEL, E. 1963: Zur Geologie der Sauwand bei Gusswerk (Steiermark). Mitt. Naturwiss. Vereins Steiermark, 93, Graz, 64—105.
- FLÜGEL, E. — FLÜGEL-KAHLER, E. 1963: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffee der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gusswerk, Steiermark, Österreich). Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. 24, Graz, 1—129.
- FLÜGEL, E. — KIRCHMAYER, M. 1962: Zur Terminologie Ooide, Onkoide und Pseudooide. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Stuttgart, 113—123.
- FLÜGEL, E. — TIETZ, G. H. 1971: Über die Ursachen der Buntfärbung in Oberrät—Riffakalken (Adnet, Salzburg). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 139, 1, Stuttgart, 29—42.
- FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 43, Tulsa, 1—38.
- FOLK, R. L. 1962: Spectral subdivision of limestones types (in HAM, W. E. : Classification of carbonate rocks. Symposium). Memoir 1. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, 62—84.
- FÖSTNER, U. — MÜLLER, G. — REINECK, H. E. 1968: Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee. N. Jb. Miner. Abh., 109, Stuttgart, 33—62.
- FREEMAN, T. 1962: Quiet water oolites from Laguna Madore, Texas. J. Sed. Petrology, 32, Tulsa, 475—483.
- FRECH, F. 1904: Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Res. D. Wiss. d. Balatonsees, 1, Wien, 1—140.
- GAŹDZICKI, A. 1974: Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. Acta Geol. Pol. 24, 1, Warszawa, 19—96.
- GERMAN, K. 1969: Reworked dolomite crusts in the Wettersteinkalk (Ladinian, Alpine Triassic) as indicators of early supratidal dolomitization and lithification. Sedimentology, 12, Amsterdam — New York, 257—277.
- GEYER, G. 1886: Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Pass Pyhrn bis zum Achensee. Jb. Geol. Reichsanst. 36, Wien, 215—280.
- GINSBURG, R. N. 1960: Ancient analogues of recent Stromatolites. XXI. Internat. Geol. Cong. 22, Copenhagen, 26—35.
- HADDING, A. 1958: Origin of the lithographic limestones. Kungl. fysiogr. Sällsk. I. Lund. Forhandl., 28, 4, Lund, 21—32.
- HOWE, M. A. 1932: The geologic importance of the lime secreting algae. Geol. Surv. Profess. Pap., 107-E, Washington, 57—64.
- CHILINGAR, G. V. — BISSEL, H. J. — FAIRBRIDGE, R. W. (edit.) 1967: Carbonate rocks. Origin, occurrence and classification. Developments in sedimentology 9A, Amsterdam—London—New York, 471.
- ILLING, L. V. 1954: Bahaman calcareous sands. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 38, Tulsa, 1—95.
- ILLING, L. V. — WELLS, A. J. — TAYLOR, J. C. M. 1965: Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. In PRAY, L. C. — MURRAY, R. C. (eds.): Dolomitization and limestones diagenesis. Soc. Econ. Paleontologists and Miner. Spec. Publ. 13, Tulsa, 89—113.
- JENDREJÁKOVÁ, O. 1970: Foraminiferen der oberen Trias des Slovakischen Karstes und des Murañ—Plateaus. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 21, 2, Bratislava, 343—350.
- JENDREJÁKOVÁ, O. 1972: Involutina muranica n. sp. in der oberen Trias der Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 23, 1, Bratislava, 197—200.
- JERZ, H. 1966: Untersuchungen über Stoffband, Bildungsbedingungen und Paleogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). Geol. Bavarica, 56, München, 3—102.



- JOHNSON, J. H. 1937: Algae and algal limestones from the Oligocene of South Park, Colorado. Bull. Geol. Soc. Amer. 48, New York, 1227—1236.
- KALKOWSKY, E. 1908: Oolith und Stromatolith in norddeutschen Buntsandstein. Zeitschr. deutsch. geol. Gesell. 60, Hannover, 112—150.
- KENDALL, CH. G. ST. C. 1969: An environmental reinterpretation of the Permian evaporite (Carbonate shelf sediments of the Guadalupe Mountain. Geol. Soc. Am. Bull. 80, 12, New York. 2503—2526.
- KENDALL, CH. G. ST. C. — SKIPWITH, P. A. E. 1969: Holocene shallowwater carbonate and evaporite sediments of Khor al Baxam, Abu Dhabi, Southwest Persian Gulf. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 53, Tulsa, 841—869.
- KINSMAN, D. J. J. 1964: The recent carbonate sediments near Halat et Bahrami, Trucial coast, Persian Gulf. Developments in sedimentology, 1, Amsterdam-New York, 185—192.
- KIRCHMAYER, M. 1962: Zur Untersuchung rezenter Ooide. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 114, Stuttgart, 245—272.
- KOCHANOVÁ, M. 1962: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamelibranchiátov a gastropódov. Manuskript—archív Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M. 1964: Správa o biostratigrafickom výskume mezozoika jadrových pohorí v Západných Karpatoch. Správy o geol. výsk. v r. 1963, 2, Slovensko, Bratislava, 74—76.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V. 1961: Amonoidné hlavonožce z triasu Slovenska. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 12, 2, Bratislava, 203—260.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V. 1967: Cephalopodenfauna und Stratigraphie der Trias der Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 18, 2, Bratislava, 267—275.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V. — BYSTRICKÝ, J. 1974: Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten. „Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias“. Symposium, Wien, 1973. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. 2, Wien, 125—136.
- KORNICKER, L. S. — PURDY, E. G. 1957: Bahamian Faecal-Pellet sediment. J. Sed. Petrology, 27, 2, Tulsa, 126—128.
- KOVÁŘÍK, J. — KUŽVART, M. — POUBA, Z. 1955: Zpráva o geologickém mapování v okolí Tisovce a Muráň. Zprávy a geol. výzk. v r. 1954, Praha.
- KRAUS, O. 1969: Die Railber Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen. Jb. Geol. B.—A. 112, 1, Wien, 81—152.
- LEBEDEV, L. M. 1967: Metacolloids in endogenic deposits. New York, 298.
- LEIGHTON, M. W. — PENDEXTER, C. 1963: Carbonate rock types. In: Classification of carbonate rocks. A symposium (ed. by HAM. W. E.). Am. Assoc. Petrol. Geologists, 1, Tulsa, 33—61.
- LEUSCH, K. 1928: Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente. I. Teil: Beobachtungen an Riffgesteine der nordalpinen Trias. N. Jb. Mineral. Geol. Paläontol. 59, Stuttgart, 357—408.
- LEUSCH, K. 1927: Geologie von Bayern. 2. Teil: Bayerische Alpen. Berlin, 374.
- LEUSCH, K. — UDLUFT, H. 1926: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen. Senckenbergiana, 8, Frankfurt, 174—199.
- LOBITZER, H. 1972: Bericht 1971 über geologisch-sedimentologische Arbeiten im westlichen Toten Gebirge auf Blatt Bad Ischl (96) und Blatt Mitterndorf (97). Verh. Geol. B.—A. 3, Wien, 46—48.
- LOGAN, B. W. — REZAK, R. — GINSBURG, R. N. 1964: Classification and environmental significance of algal stromatolites. J. Geol. 72, 1, Chicago, 68—83.
- LUCIA, F. J. 1968: Recent sediments and diagenesis of South Bonaire, Netherlands Antilles. J. Sed. Petrology, 38, Tulsa, 845—858.
- MASLOV, V. P. 1960: Stromatolity (ich genezis, metod izučnija, svjaz s facijami i geologičeskoje značenije na primere ordovika sibirskoj platformy). Trudy geolog. inst. AN SSSR, 41, Moskva, 1—188.
- MAWSON, D. 1929: Some south Australian algal limestones in proces of formation. Quart. J. Geol. Soc. London, 85, 4, London, 613—623.



- MC KEE, E. D. 1957: Primary structures in some recent sediments. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 41, 8, Tulsa, 1704—1747.
- MOCK, R. 1971: Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 22, 2, Bratislava, 241—260.
- MOJSISOVICS, E. 1896: Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Math-naturwiss. Kl.*, 105, 1, Wien, 5—40.
- NEWELL, N. D. — PURDY, E. D. — IMBRIE, E. 1960: Bahamian oolitic sand. *J. Geol.* 68, 5, Chicago, 481—497.
- NIEGIDZISZ, J. 1965: Stromatolity z albu wierchowego Tatr. *Acta Geol. Pol.* 15, 4, Warszawa, 529—553.
- NICHOLS, K. M. 1974: Coextensive supratidal dolomite and underlying secondary dolomite in the Triassic of North-Central Nevada. *J. Sed. Petrology*, 44, 3, Tulsa, 783—789.
- OBRHEL, J. 1968: Řasové stromatolity. *Čas. mineral. geol.* 13, 2, Praha, 231—245.
- PETERSON, M. N. A. 1962: The mineralogy and petrology of Upper Mississippian Carbonate Rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee. *J. Geol.* 70, 1, Chicago, 1—31.
- PLUMLEY, W. J. — RISLEY, G. A. — GRAVES, R. V. — KALEY, JR. M. E. 1962: Energy Index for limestone interpretation and classification. *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1, Tulsa, 85—107.
- POUBA, Z. 1951: Geologie střední části Muránske plošiny. *Sbor. Ústř. úst. geol.* 18, Praha, 273—300.
- PURDY, G. E. 1963: Recent calcium carbonate-facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups. 2. Sedimentary facies. *J. Geol.* 71, 3, Chicago 334—355; 4, 472—497.
- PURDY, G. E. — IMBRIE, J. 1964: Carbonate sediments Great Bahama Bank. *Geol. Soc. Amer., Guidebook for field trip*, 2, Miami, 1—58.
- RADWAŃSKI, A. 1968: Petrographical and sedimentological studies of the High-Tatric Rhaetic in the Tatra Mountains. *Studia Geol. Pol.*, 25, Warszawa, 146.
- RADWAŃSKI, A. — SZULCZEWSKI, M. 1966: Jurassic stromatolites of the Villány Mountains (south Hungary). *Ann. Univ. Sci. Budapest sect. geol.*, 9, 1965, Budapest, 87—107.
- SALAJ, J. — BIELY, A. — BYSTRICKÝ, J. 1967: Die Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. *Geol. Práce, Správy* 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—136.
- SANDER, B. 1936: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsfuge rhythmischer Kalke und Dolomite aus der Trias. Teil I, und II. *Min. petrogr. Mitt.* 48, Leipzig, 27—209.
- SHINN, E. A. 1968: Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *J. Sed. Petrology*, 38, 1, Tulsa, 215—223.
- SHINN, E. A. — GINSBURG, R. N. 1964: Formation recent dolomite in Florida and the Bahamas (Abstract). *Bull. Amer. Petrol. Geologists*, 48, Tulsa, 547.
- SHINN, E. A. — GINSBURG, R. N. — LLOYD, R. M. 1965: Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Pub.*, 13, Tulsa, 112—123.
- SIBLÍK, M. 1967: The Brachipods of the Norian locality Drnava (Southern Slovakia). *Geol. Práce, Správy* 43, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81—97.
- SZULCZEWSKI, M. 1967: Struktury stromatolitowe w transgresywnych utworach środkowej jury w Woli Morawieckiej (południowe obrzeżenie Gór Świetokrzyskich). *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 37, 4, Kraków, 515—528.
- TEBBUTT, G. E. — CONLEY, C. D. — BOYD, D. W. 1965: Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. *Wyoming Geol. Survey, Contr. Geol.* 4, 1, Laramie, 1—13.
- TOLLMANN, A. 1964: Zur Frage der Faziesdecken in den nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). *Geol. Rundsch.* 53, 1, Stuttgart, 153—170.
- UHLIG, V. 1903: Bau und Bild der Karpathen. *Wien-Leipzig.*
- WEISS, M. P. 1969: Oncolites, paleoecology, and Laramide tectonics, Central Utah. *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.* 53, Tulsa, 1105—1120.
- WEISS, M. P. 1970: Oncolites forming on snails (Goniobasis). *J. Paleont.* 44, Menasha, 765—768.



- WHITTARD, W. F. — SMITH, S. 1944: Unrecorded inliers of Silurian rocks near Wickwar, Gloucestershire, with notes on the occurrences of a stromatolite. *Geol. Mag.* 8, 2, London, 65—76.
- WILSON, R. C. L. 1967: Particle nomenclature in carbonate sediments. *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.*, 8, Stuttgart, 498—510.
- WINLAND, H. D. 1968: The role of high Mg calcite in the preservation of micrite envelopes and textural features of aragonite sediments. *J. Sed. Petrology*, 38, Tulsa, 1320—1325.
- WOLF, K. H. 1960: Simplified limestone classification. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 44, 8, Tulsa, 1414—1
- WOOD, A. 1941: „Algal dust“ and the finer-grained varieties of carboniferous limestone. *Geol. Mag.*, 78, 3, London, 192—200.
- ZANKL, H. 1967: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. *Geol. Rundsch.*, 56, 1, Stuttgart, 128—139.
- ZAPFE, H. 1957: Dachsteinkalk und „Dachsteinmuscheln“. *Natur und Volk*, 87, 3, Frankfurt/M., 87—94.
- ZAPFE, H. 1963: Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Ein Massenvorkommen von Gastropoden im Dachsteinkalk des Tennengebirges, Salzburg. *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, 65, Wien, 57—69.
- ZAPFE, H. 1964: Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Zur Kenntniss der Megalodontiden des Dachsteinkalkes im Dachsteingebiet und Tennengebirge. *Ann. Naturhist. Museums*, 67, Wien, 253—286.

Karol Borza

## **Zyklische Sedimentation von Dachsteinkalken des Murán-Plateaus**

Zusammenfassung des slowakischen Textes

Die Dachsteinkalke sind lagunäre Sedimente, lateral gehen sie in Furmanec-Kalke über. Sie treten zwischen Muránska Huta und Javorina, im Hangenden von Furmanec-Kalken auf, nehmen das mittlere und obere Nor ein und reichen mit ihrer höchsten Partie in das Rät.

Die Furmanec-Kalke sind massig, organogen, der Fazies nach sind sie ein Äquivalent des „Dachsteinriffkalkes“.

Zur Kenntnis des lithologischen Charakters der Dachsteinkalke können am besten die Aufschlüsse in dem Einschnitt des Waldweges von Javorina zu der Lokalität Vefká lúka dienen (Abb. 2), wo die Schichtenfolge des Nor-Rät am besten aufgeschlossen ist. Es handelt sich um eine Schichtenfolge bankiger grauer und dunkelgrauer Kalke mit Lagen von Brekzien, rötlichen und grünlichen Kalken, Stromatolithen und Dolomiten, die zyklisch wechsellagern. Stellenweise kommen in ihnen Lagen oolithischer Kalke und roter, undeutlich knolliger Kalke vor, die makroskopisch an Hallstätter Kalke erinnern.

Die höchste Partie der Dachsteinkalke bilden dunkelgraue organodetritische Kalke, in denen keine zyklische Sedimentation zu beobachten ist. Auf Grund des Vorkommens von Brachiopoden werden sie in das Rät gereiht.

In dem westlichen Teil des Murán-Plateaus (w. von Tisovec — Abb. 3) treten ebenfalls Dachsteinkalke auf, doch ist dort keine zyklische Sedimentation zu beobachten, obwohl die Kalke bankig sind und in ihnen rote Hohlraumfüllungen („rote Scherben“) vorkommen.

Zyklothemen bilden in den Dachsteinkalken (vergl. Abb. 4):

1. verborgene Diskordanz an der Basis;
2. Glied A — basal, mergelig, roter oder grünlicher Farbe, oft Klüfte und Hohlräume in den

liegenden Gesteinen ausfüllend, oder das Kittungsmittel von Brekzien bildend, manchmal jedoch fehlend.

3. Glied B — litoral, vertreten durch Algen-Matten und andere Sedimente, die infolge der Austrocknung verschiedene Varietäten von Schrumpfungsporen enthalten.

4. Glied C — sublitoral, massige Kalke mit verschiedenen organischen Resten.

### Beschreibung der einzelnen Glieder des Zyklus

Eine verborgene Diskordanz bildet die Basis des Zyklus. Die Kalke im Liegenden der Diskordanz stellen das Endglied des Zyklotemas dar. Ihre obersten Partien waren einer starken Verwitterung ausgesetzt, infolge dessen klastische Komponenten entstanden sind. In den Kalken sind stellenweise vertikale und auch Schichtklüfte zu beobachten, die von dem folgenden Glied A ausgefüllt sind. Weiter kommen Hohlräume unregelmässiger Formen vor, die durch Lösung während des aufgetauchten Stadiums entstanden sind. Sie pflegen ebenfalls von Glied A ausgefüllt zu sein. Über der Diskordanz befinden sich basale Kalk-Brekzien und Konglomerate (Taf. I, Fig. 1).

#### Glied A

Rote mergelige Kalke bilden an der Basis der Zyklotemen dünne Einschaltungen und auch das Kittungsmittel von Brekzien (Taf. I, Fig. 2). Manchmal sind sie grünlich und können dolomitisiert sein. Sie enthalten gemein feine Schüppchen von Tonmineralen und vereinzelt Quarzkörner von Silt-Grösse. Von authigenen Mineralen enthalten sie kleine Kristalle von Quarz und Turmalin. An organischen Resten enthalten sie vereinzelt Ostracoden, Bruchstücke von Lamellibranchier-Schalen, *Gemeridella minuta* Borza et Mišik, Crinoiden-Glieder und *Frondicularia* sp.

In Hohlräumen sind die roten Mergel manchmal feingeschichtet (Taf. II, Fig. 1) und können eine Kreuzschichtung aufweisen.

Die roten Mergel sind ein Verwitterungsprodukt und sind als residualer Rest während der verborgenen Diskordanz entstanden.

In den Brekzien und Konglomeraten haben wir folgende Komponenten unterschieden: Foraminiferen-Biomikrite (Taf. IV, Fig. 1), Biokalkarenite, Pelmikrite bis Pelsparite und Oosparite. Die Bruchstücke sind überwiegend unregelmässig, oft „versunken“ in der rötlich-grünlichen mergeligen Masse. An einigen Bruchstücken sind Lösungsspuren zu beobachten (Taf. I, Fig. 2). Die Grösse der Bruchstücke schwankt in den einzelnen Lagen, und bewegt sich in einem Bereich von 0,3—20 cm.

#### Glied B

vertreten litorale und supralitorale Sedimente, wie Stromatolithe (Loferite), klastische Dolomite (resedimentierte Loferite), Dolomite und einen Teil der roten Kalke.

Stromatolithe sind laminierte organosedimentäre Strukturen. Die Lamination pflegt durch einen Wechsel von Mikrit — und Pellet-Lagen hervorgehoben zu sein; Dicke der Feinschichten 0,2—2 mm. Es kommen plattige Stromatolithe vor (Taf. II, Fig. 2; Taf. V, Fig. 1), gegebenenfalls mässig gewellte (Taf. V, Fig. 2) vom Typ LLH-S (Klassifikation von B. W. Logan et al. 1964). Sie sind durch eine typische Zeichnung der Sparit-Flecken gekennzeichnet, und mit den sog. „Loferiten“ der Alpen identisch (Taf. II, Fig. 3; Taf. VI, Fig. 1). In den fein-laminierten Stromatolithen können Schrumpfungsporen, die mit der Schichtigkeit parallel sind, gut beobachtet werden (Taf. V, Fig. 1).

Die Poren und Hohlräume in den Stromatolithen wurden vollkommen ausgefüllt (Taf. III,



Fig. 2) oder, während der Frühdiagenese, durch eine innere Sedimentation („internal sedimentation“), die gewöhnlich eine Kombination des mechanisch zugeführten Schlammes und des chemisch ausgeschiedenen Calcits oder Dolomits ist, nur zum Teil ausgefüllt (Taf. V, Fig. 2; Taf. VI, Fig. 1, 2).

Im Dünnschliff sind in den Stromatolithen vereinzelt dünne Fasern in horizontaler Lage zu sehen. Selten enthalten sie Ostracoden, *Glomospira* sp., *Fronicularia* sp., *Gemeridella minuta* Borza et Mišić und *Globochaete alpina* Lombard. Im ganzen sind sie jedoch arm an organischen Resten. Die eigentliche Stromatolith-Masse ist lithologisch gesehen ein sehr feinkörniger Dolomikrit. Die Poren sind manchmal von Calcit ausgefüllt, doch kommen am Rand oft feine Dolomit-Romboederchen vor. Einige der Stromatolith-Lagen sind Kalke.

Klastische Dolomite stellen eigentlich oft umgelagerte Lagen — zerbrochene Loferite, dar. Manchmal kann beobachtet werden, dass die Stromatolith-Feinschichten erodiert sind (Taf. VII, Fig. 1), auf ihnen setzten sich Doloarenite und Doloarenite mit Rudit-Klastiten ab.

Unter den Stromatolithen kommt selten dunkelgrauer brekzienartiger Dolomit vor. Dolomit-Bruchstücke, überwiegend scharfkantig, bis zu 1 cm gross, sind von hellerem Dolomit verkittet. Selten kommen Intradolomikrite vor.

Die roten und rosa, undeutlich knolligen Kalke, die makroskopisch Hallstätter Kalken ähneln, sind arm an organischen Resten. Vereinzelt kommt in ihnen *Fronicularia* sp., Bruchstücke von Lamellibranchier-Schalen, Crinoiden-Glieder, *Turrispirillina minima* Pantić, *Gemeridella minuta* Borza et Mišić und *Halicoryne* sp. vor.

## Glied C

Das letzte und Haupt-Glied der zyklischen Sedimentation sind graue bis dunkelgraue Kalke, die stellenweise Megalodonten enthalten. Dunklere Abarten kommen überwiegend in dem oberen Teil des Zyklus vor. Dies ist wahrscheinlich durch eine organische Substanz bedingt. In den Alpen erreicht das Glied C eine Mächtigkeit von 1—20 m. Ähnlich verhält es sich auch auf dem Murán-Plateau.

Die Kalke sind dünn- bis dick-gebant, die Mächtigkeit der Bänke bewegt sich von 20—150 cm. Die Kalke besitzen sehr unterschiedliche Strukturen und verschiedene Vertretung organischer Reste, auf Grund dessen in ihnen folgende Mikrofazies ausgegliedert werden können: a) Mikrite mit seltenen organischen Resten (Taf. VIII, Fig. 1), b) Foraminiferen-Biomikrit, c) Foraminiferen-Biomikrit mit sehr kleinen Hohlräumen, d) Biomikrit mit *Halicoryne* sp., e) Koprolith-Mikrit mit sehr kleinen Poren (Taf. VIII, Fig. 2), f) Koprolith-Pellet-Mikrospatit, g) Pelmikrite (Tab. VII, Fig. 3), h) Intermikrite, i) Oosparite, j) Intersparite.

An Mikrofossilien enthalten die Kalke: *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *Involutina sinuosa pragoides* (Oberhauser), *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj), *Involutina gaschei* (Koehn-Zaninetti et Brönnimann), *Involutina gaschei praegaschei* Koehn-Zaninetti, *Involutina communis* (Kristan), *Involutina tenuis* (Kristan), *Involutina parva* Brönnimann — Poisson et Zaninetti, *Involutina cf. eomesozoica* (Oberhauser), *Involutina cf. impressa* (Kristan-Tollmann), *Agathamina austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, *Diplotremina astrofimbriata* Kristan-Tollmann, *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, *Glomospirella cf. parallela* Kristan-Tollmann, *Miliolipora cuvieri* Brönnimann et Zaninetti, *Tetrataxis humilis* Kristan, *Tetrataxis* sp., *Trochammina cf. almtalensis* Koehn-Zaninetti, *Trochammina* sp., *Trocholina cf. crassa* Kristan, *Trocholina ventroplana* Oberhauser, *Trocholina permodiscoides* Oberhauser, *Planinvoluta deflexa* Leischner, *Planinvoluta carinata* Leischner, *Fronicularia* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Textulariidae*, *Aeolisaccus inconstans* Radoičić, *Aeolisaccus tintinniformis* Mišić, *Aeolisaccus amplimu-*



*ralis* Pantić, Ostracoden, Gastropoden, Bruchstücke von Lamellibranchier-Schalen, *Globochaete alpina* Lombard, *Globochaete tatrica* Radwański, *Globochaete hronica* Borza, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Aciculella* sp., *Gyroporella* cf. *vesiculifera* Guemb., *Diplopore* cf. *murana* Bystrický, Bruchstücke von Dasycladaceen, *Solenopora* sp., *Halicoryne* sp., *Theelia* sp., Characeen, *Calpionella* sp., Stacheln von Seeigeln, *Favreina salavensis* (Paréjas), *Parafavreina thorontensis* Brönnimann — Caron et Zaninetti, *Calcisphaera* sp. 1, *Calcisphaera* sp. 2 und „Röhrchen“.

In den Kalken kommt vereinzelt eine durch organische Reste, vor allem Ostracoden, hervorgehobene Lamination vor (Taf. IX, Fig. 2). Ansonsten sind bereits makroskopisch stellenweise dunklere Flecken-Gänge von Würmern, zu beobachten. Die Aufwirbelung des Sedimentes durch limnische Lebewesen ist bis auf vereinzelte Ausnahmen deutlich.

Die oberste Partie der Dachsteinkalke bilden graue bis dunkelgraue organodetritische Kalke. Selten enthalten sie Korallen, oft Brachiopoden, und auf Grund des Vorkommens von *Rhaetavicula contorta* (Portl.), *Rhaetina gregaria* (Suess) und *Gervillia precursor* Quenst. (J. Bystrický 1959; A. Biely 1962) werden sie bereits als rhätische Kalke angesehen. In der basalen Partie der dunklen Kalke mit Brachiopoden, treten Dasycladaceen auf *Gyroporella* ex aff. *vesiculifera* Guemb., *Diplopore murana* Bystrický und *Heteroporella crosi* Ott (J. Bystrický 1967).

Auf Grund von mikrofaziellen Analysen können in den Kalken unterschieden werden: a) Oosparite (Taf. VII, Fig. 4), b) Intersparite, c) Interbiosparite, d) Rudite (Taf. IV, Fig. 2).

In den angeführten Kalken beschreibt O. Jendrejáková (in J. Bystrický 1973, S. 63, Tab. 4) folgende Foraminiferen: *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, *Ammobaculites* sp., *Bigenerina* sp., *Duostomina* sp., *Fronicularia* sp., *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, *Glomospirella* sp., *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *Involutina sinuosa pragoides* (Oberhauser), *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj), *Involutina murana* Jendrejáková, *Involutina tumida* (Kristan-Tollmann), *Involutina impressa* (Kristan-Tollmann), *Involutina communis* (Kristan), *Ophthalimidium triadicum* Kristan-Tollmann, *Trocholina permodiscoides* Oberhauser, *Trocholina* cf. *acuta* Oberhauser, *Triasina hantkeni* Majzon. Ausser diesen habe ich in den Kalken festgestellt: *Tetrataxis* cf. *inflata* Kristan, *Tetrataxis* cf. *nanus* Kristan-Tollmann, *Diploremmina* cf. *astrofimbriata* Kristan-Tollmann, „*Sigmoilina*“ sp., *Gaudryina* sp., *Trocholina ventropilana* Oberhauser, *Trochammina* cf. *alpina* Kristan-Tollmann, *Planinivoluta deflexa* Leischner, Gastropoden, Ostracoden, Codiaceen, Solenoporaceen, Dasycladaceen und deren Bruchstücke, *Globochaete alpina* Lombard, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Crinoiden-Glieder, *Aeolisaccus* sp., Stacheln von Seeigeln, Serpulen, Koprolithen, *Calcisphaera* sp. 1, Bruchstücke von Lamellibranchier-Schalen.

Bei einem Vergleich der beiden letzten Kalk-Typen beobachten wir, dass in den organodetritischen Kalken öfter die Gattung *Tetrataxis*, wie auch *Triasina hantkeni* Majzon und *Involutina murana* Jendrejáková auftreten, die in den liegenden Kalken nicht vorkommen.

Zu dem Glied „C“ können auch noch Dachsteinkalke gegliedert werden, die in dem westlichen Teil des Muráň—Plateaus (w. von Tisovec — Abb. 3) auftreten. In ihnen habe ich keine zyklische Sedimentation festgestellt, da keine geeigneten Aufschlüsse bestehen. Stellenweise enthalten sie jedoch von rotem Kalk ausgefüllte Hohlräume. Die untersuchten Profile sind auf Abb. 3 angeführt. Die hier vertretenen Mikrofazies und die Fossilführung ist ähnlich wie in dem Profil des Waldweges Javorina — Vefká lúka: Mikrite, Foraminiferen-Mikrite, Pelmikrite, Intersparite und Oosparite. Ausser diesen tritt w. von Javorová eine Onkolith-Mikrofazies auf (Taf. X, Fig. 1), die im Hangenden in eine Algenfazies übergeht (Taf. X, Fig. 2).



Der oberste Teil der Dachsteinkalke auf K. Gošťanová wird von Crinoidenkalken gebildet, in denen Nester von Brachiopoden und Lamellibranchien vorkommen.

Die einzelnen Fazies des Gliedes C sedimentierten in einem seichten Sublitoral.

## Abschluss

Die Zyklizität der Dachsteinkalke auf dem Muráň-Plateau ist gut zu beobachten in dem westlichen Abschnitt des Waldweges Javorina — Veľká lúka (Abb. 2), zwischen den Proben Nr. 42—81. In diesem Abschnitt habe ich 39 Zyklen unterschieden, wobei ein bedeutender Teil des Profils verschuttet ist. Die am besten entwickelten und verhältnismässig geringmächtigen Zykllothemen treten zwischen den Proben Nr. 76—81 vor, wo ich 7 Zykllothemen feststellen konnte.

Der Dauer der einzelnen Zykllothemen widmete A. G. Fischer (1964) Beachtung, der an Hand einer eingehenden Analyse Zeiträume von 20.000 bis 100.000 Jahren annimmt. Er neigt zu der mittleren Zeitspanne von 41.000 Jahren. T. Bechstäd (1973) nimmt für die Zykllothemen in Wettersteinkalken der Kalkalpen eine Dauer von 40.000 Jahren an.

Für die Zykllothemen in den Dachsteinkalken des Muráň-Plateaus nehme ich in Übereinstimmung mit den Forschungen von A. G. Fischer eine durchschnittliche Zeitdauer von 40.000 Jahren an.

## Erläuterungen zu Taf. I—X

Die Proben zu Taf. I—IX stammen aus dem Einschnitt des Waldweges Javorina—Veľká lúka.

### Taf. I

Fig. 1 Konglomerat—Lage in dem Einschnitt des Waldweges Javorina — Veľká lúka (ca 300 m von der Landstrasse Červená Skala — Muráň).

Fig. 2 Korosion von grauem Kalk durch basalen roten Kalk (Zement), in welchem sich winzige Bruchstücke von grauem Kalk befinden. Probe Nr. 19.

### Taf. II

Fig. 1 Hohlraumfüllung — roter laminierter Kalk. Kreuzschichtung der Ausfüllung ist zu sehen, der obere Teil des Hohlraumes ist von faserigem Sparit ausgefüllt. Probe Nr. 60.

Fig. 2 Stromatolithischer Kalk. In dem oberen Teil sind dunkle Flecken zu sehen — Spuren nach Wurm-Gängen. Probe Nr. 21c. — Fig. 3. Loferit mit unregelmässigen Hohlräumen und winzigen Interklasten. Probe Nr. 79/74.

### Taf. III

Fig. 1 Roter laminierter Kalk — Hohlraumfüllung. Feine Lamination verursacht durch unterschiedliche Körnigkeit und Intensität der Färbung. Der obere Teil des Hohlraumes ist völlig durch innere Sedimentation ausgefüllt, bei einem Teil der Hohlräume ist die Kombination von innerem Sediment und Sparit zu sehen. Probe Nr. 57/74, Dünnschl. Nr. 5772, Vergr. 6,5×.

### Taf. IV

Fig. 1 Foraminiferen-Mikrit. Geröll aus Konglomeraten, Probe Nr. 19, Dünnschl. Nr. 5922, Vergr. 22×.

Fig. 2 Intersparit mit Rudit-Bruchstücken. Probe Nr. 37—8, Dünnschl. Nr. 5191, Vergr. 22×.

### Taf. V

Fig. 1 Plattiger Stromatolith mit zu der Schichtigkeit und der inneren Sedimentation parallelen Spalten und Poren. Probe Nr. 61/74, Dünnschl. Nr. 5776, Vergr. 7×.

Fig. 2 Mässig gefalteter Stromatolith. Es sind Schrumpfungsporen und auf die Schichtigkeit senkrechte Spalten zu sehen. Fig. 2. Um ca 40° gedreht. Probe Nr. 50/74, Dünnschl. Nr. 5771, Vergr. 22×.

### Taf. VI

Fig. 1 Schrumpfungsporen in Dolomit. Ein Teil der Poren mit innerer Sedimentation. Probe Nr. A7/74, Dünnschl. Nr. 5804, Vergr. 7×.



Fig. 2 Foraminiferen-Mikrit mit einem auslangten Megalodonten-Gehäuse das von einer Calcit-Druse ausgefüllt ist. Danach kam es zur Auslangung des Kalkes und eines Teiles des Megalodontengehäuses, der Raum danach von innerem Sediment ausgefüllt. Probe Nr. 21, Dünnschl. Nr. 5136, Vergr. 7×.

Taf. VII

Fig. 1 Erosierte Fläche von Loferit auf welcher sich Loferit mit Interklasten von grauem Dolomit abgelagert haben. Probe Nr. A8/74.

Fig. 2 Stromatolith mit Schichtfugen und senkrechten Fugen. Probe Nr. 59/74.

Taf. VIII

Fig. 1 Mikrit mit einem Ostracoden. Probe Nr. 57—1, Dünnschl. Nr. 5250, Vergr. 115×.

Fig. 2 Mikrit mit winzigen Hohlräumen und Koprolithen. Probe Nr. 12—1, Dünnschl. Nr. 5107, Vergr. 115×.

Fig. 3 Pelmikrit. Probe Nr. 34—3, Dünnschl. Nr. 5171, Vergr. 115×.

Fig. 4 Oosparit, Ooide mit kristallischen Säumen. Probe Nr. 40—2, Dünnschl. Nr. 5206, Vergr. 115×.

Taf. IX

Fig. 1 Hohlraum ausgefüllt mit faserigem Sparit, der mit Mikrit-Feinschichten wechsellagert. Probe Nr. 10a/73, Dünnschl. Nr. 5719, Vergr. 19×.

Fig. 2 Kalk-Lamination, durch organische Reste hervorgehoben. Probe Nr. 31C, Dünnschl. Nr. 5162, Vergr. 22×.

Taf. X

Fig. 1 Intersparit mit Onkoiden. w. von Javorová, Probe Nr. 2, Dünnschl. Nr. 5443, Vergr. 7×.

Fig. 2 Algen-Intersparit. w. von Javorová, Probe Nr. 7, Dünnschl. Nr. 5452, Vergr. 7×.

Übersetzt von L. Osvald.

Vysvetlivky k tabuľkám I—X

Tab. I—IX sú zo zárezu cesty Javorina — Veľká kúka

Tab. I

Obr. 1 Poloha zlepcov v zárezu ľavej cesty Javorina—Veľká kúka (ca 300 m od štátnej cesty Červená Skala — Muráň).

Obr. 2 Korózia sivého vápenca bazálnym červeným vápencom (tmelom), v ktorom sa vyskytujú drobné úlomky sivého vápenca. Vzorka č. 19.

Tab. II

Obr. 1 Výplň dutiny — červený laminovaný vápenec. Vidieť krížové zvrstvenie výplne, vrch dutiny vyplnený vláknitým sparitom. Vzorka č. 60.

Obr. 2 Stromatolitový vápenec. Vo vrchnej časti pozorovať tmavé škvrny — stopy po chodbičke červov. Vzorka č. 21c.

Obr. 3 Loferit s nepravidelnými dutinkami a drobnými intraklastami. Vzorka č. 79/74.

Tab. III

Obr. 1 Červený laminovaný vápenec — výplň dutiny. Jemná laminácia spôsobená rôznou zrnitosťou a intenzitou sfarbenia. Vrchná časť dutiny vyplnená vláknitým sparitom. Vzor č. 60—1/74, výbr. č. 5780, zväčš. 6,5×.

Obr. 2 Pelletová poloha stromatolitu s dutinkami. Časť dutiniek je úplne vyplnená vnútorným sedimentom, u časti dutiniek vidieť kombináciu vnútorného sedimentu a sparitu. Vzorka č. 57/74, výbr. č. 5772, zväčš. 6,5×.

Tab. IV

Obr. 1 Foraminiferový mikrit. Valún zo zlepcov, vzorka č. 19, výbr. č. 5922, zväčš. 22×.

Obr. 2 Intrasparrit s ruditovými úlomkami. Vzorka č. 37—8, výbr. č. 5191, zväčš. 22×.

Tab. V

Obr. 1 Stromatolit rovný s puklinami a pórmi paralelnými s vrstevnatosťou a vnútornou sedimentáciou. Vzorka č. 61/74, výbr. č. 5776, zväčš. 7×.



Obr. 2 Stromatolit mierne zvrásnený. Vidieť vrstevné póry zmršťovania a pukliny kolmé k vrstevnatosti. Obr. otočený asi o  $40^0$ . Vzorka č. 50/74, výbr. č. 5771, zväčš. 22×.

Tab. VI

Obr. 1 Póry zmršťovania v dolomite. Časť pórov má vnútornú sedimentáciu. Vzorka č. A7/74, výbr. č. 5804, zväčš. 7×.

Obr. 2 Foraminiferový mikrit s vyluhovanou schránkou megalodonta a vyplnenou drúzou kalcitu. Po tomto došlo k vyluhovaniu vápenca a časti megalodontovej schránky, čo je potom vyplnené vnútorným sedimentom. Vzorka č. 21, výbr. č. 5136, zväčš. 7×.

Tab. VII

Obr. 1 Erodovaná plocha loferitu, nad ktorou sa usadil loferit s intraklastami sivého dolomitu. Vzorka č. A8/74.

Obr. 2 Stromatolit s vrstevnými a kolmými puklinami. Vzorka č. 59/74.

Tab. VIII

Obr. 1 Mikrit s ostrakódou. Vzorka č. 57—1, výbr. č. 5250, zväčš. 115×.

Obr. 2 Mikrit s drobnými dutinkami a koprolitom. Vzorka č. 12—1, výbr. č. 5107, zväčš. 115×.

Obr. 3 Pelmikrit. Vzorka č. 34—3, výbr. č. 5171, zväčš. 115×.

Obr. 4 Oosparit, okolo ooidov kryštalické lemy. Vzorka č. 40—2, výbr. č. 5206, zväčš. 115×.

Tab. IX

Obr. 1 Dutina vyplnená vláknitým sparitom striedajúcim sa s mikritovými laminami. Vzorka č. 10a/73, výbr. č. 5719, zväčš. 19×.

Obr. 2 Laminácia vápenca zvýraznená organickými zvyškami. Vzorka č. 31c, výbr. č. 5162, zväčš. 22×.

Tab. X

Obr. 1 Intrasparrit s onkolitami. Z od Javorovej, vzorka č. 2, výbr. č. 5443, zväčš. 7×

Obr. 2 Riasový intrasparrit. Z od Javorovej, vzorka č. 7, výbr. č. 5452, zväčš. 7×.

Robert Marschalko — Ondrej Samuel

## Olistostromové fácie kriedového flyšu bradlového pásma pri Širokej a Krivej na Orave

4 obr. v texte, 6 tabuliek na kriede (XI—XVI), anglické resumé

**Abstract.** Analyzed are two profiles (Široká and Krivá in Orava) significant for the Klippen Belt because of the extent of their preservation. For this reason the profiles were paid attention by outstanding geologists and studied mostly from the view of stratigraphy and tectonics, with rather contradictory interpretations sometimes. The authors' latest detailed investigations show that we are dealing with olistostromes with all their typical structures. As for chronology, their genesis is contemporaneous with the mediterranean phase connected with folding and formation of nappes in the inner West Carpathians.

### Úvod

Defilé kriedového flyšu v záreze železnice medzi Oravským Podzámkom a Širokou je jedno z najznámejších v bradlovom pásme. Geologické, stratigrafické a tektonické vzťahy, ako aj dobre zachované sedimentárne textúry pobádali mnohých geológov k úvahám o jeho paleotektonickom a paleogeografickom usporiadaní. Zo stratigrafického hľadiska ho opísal a vyobrazil D. Andrusov (1938), D. Andrusov et E. Scheibner (1960) a naposledy D. Andrusov et O. Samuel (1973). Stručný sedimentologický prehľad podal R. Marschalko (1973). V posledných rokoch sa opäť skúmali sedimentárne textúry a stratigrafia so snahou odlíšiť sedimentárne a tektonické geologické fenomény, a preto náš opis je novou interpretáciou geologických pomerov kriedy tejto časti bradlového pásma.

### Základný opis profilu Oravský Podzámok — Široká

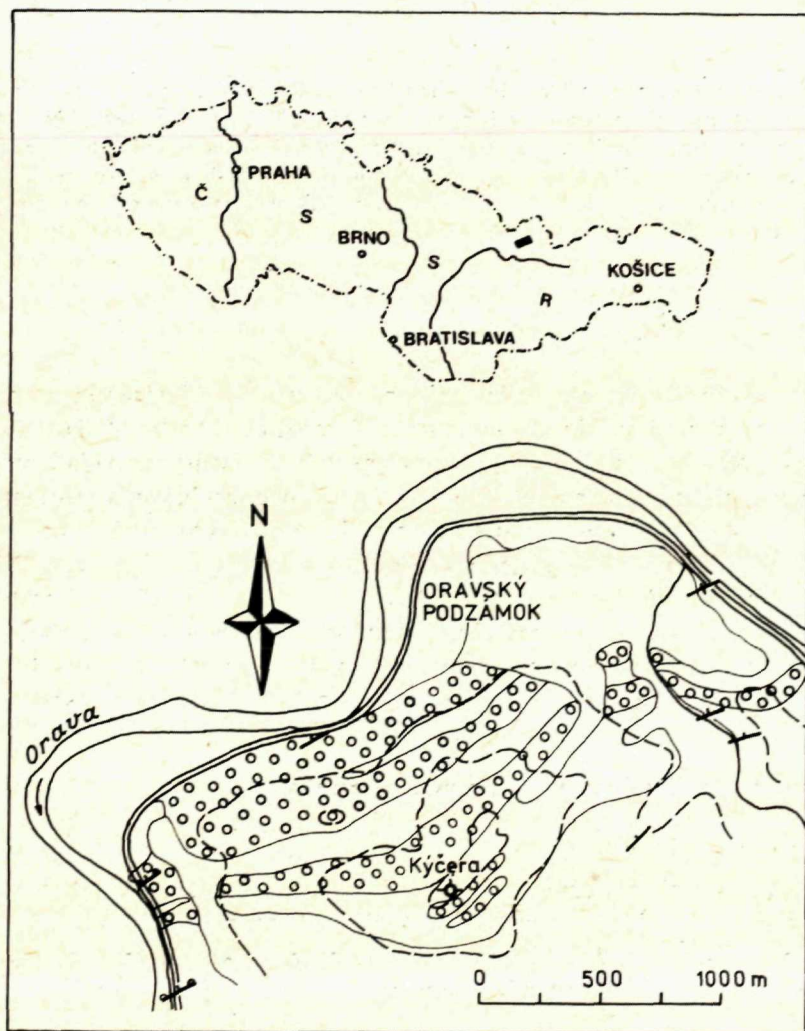
Kriedový flyš zárezu Široká patrí k južným jednotkám pienidnej geosynklinály, ktoré majú v oravskom segmente bradlového pásma karpatský priebeh (obr. 1). Smer vrstiev v záreze je generálne od JZ na SV, s úklonom 65—80° k SZ. Sekvencia flyšu je prevrátená, spodná časť sa nachádza na začiatku zárezu (od Oravského Podzámku), mladšie členy v smere toku rieky Oravy smerom k Širokej. V celom

RNDr. R. Marschalko, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, Bratislava  
RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina č. 1, Bratislava



defilé flyšu spodné vrstevné plochy sa nachádzajú na hornej strane, takže sa prúdové lineácie dajú ľahko odčítať a rekonštruovať. Podľa R. Marschalka (1973) kriedový flyš patrí k marginálnym faciám a je zložený z troch litologicky rôznorodých megarytmov. (obr. 4).

Megarytmus A: začína sa naspodku zlepenčovými hruboklastickými členmi v telesách hrubých 3—15—30 m, ktoré sú nevýrazne oddelené vložkami hemipelagických slieňov. Zlepenčové telesá navrchu zriedka prechádzajú do pieskovcov. Sú preplnené klastami slieňov s ostrohrannými okrajmi, alebo zložito formovanými závalkami o veľkosti až 5 m. Hrúbka tohto megarytmu, odhadovaná na 100 m, je



Obr. 1 Schematická mapka flyšových formácií z oblasti Širokej



neúplná a podľa rozšírenia a tvaru zlepenkových facií na hore Kýčera presahuje hrúbku najmenej 200 m.

**Megarytmus B:** zložený je z rozsiahlych telies nepravidelne rozmiestnených v sivých piesčitých slieňoch a piesčitých ílovcoch. Vyskytujú sa i chaoticky roztrúsené a nepravidelne deformované fragmenty a bloky gradačných turbiditov a celých flyšových sekvencií. Tie vytvárajú ležaté vrásky vtlačené medzi blokmi zlepenčov, resp. obklopujú a obaľujú zlepence ako zvláštne sedimentárne bradlá. Miestami dosahujú veľkosť až 20 m. Charakteristickým znakom sukcesie sú simmiktity s rozptýlenými klastami slieňov, pieskovcov a exotických valúnov v blativej základnej hmote. Majú vzhľad nevytriedených sedimentov s bimodálnou až polymodálnou distribúciou zŕn. Zvlášť dobre sú vyvinuté navrchu sekvencie B, kde sa striedajú so zlepencami fluxoturbiditového typu a s pieskovcovými turbiditmi. V zlepencoch sú roje slieňovcových intraklastov najprv roztratené a podopreté kostrou valúnov, vo vyšších polohách intraklasty obklopuje len slienito-piesčitá matrix s typickým vzhľadom bahnotokov (pebble mudstones J. C. Crowella 1957). Vo vrchnej časti megarytmu B leží konkordantne asi 10 m hrubé teleso pestrých slieňov s vložkami tenkých laminovaných pieskovcov a tenkých gradačných zlepenčov a brekcií (do 30 cm). Toto teleso nemá spojitosť s horninami okolia a ako ukázal mikrofaunistický výskum, je staršie ako okolité horniny (vrchný cenoman-turón), prípadne má alochtónny charakter. Jeho kontakt s nadložným flyšom nie je zreteľný.

**Megarytmus C:** je vytvorený z flyšu, prevažne z bezštruktúrnych gradačných alebo laminovaných litických arenitov dosahujúcich priemernú hrúbku 1 m. Vložky hemipelagických slieňov sa oddeľujú pozvoľne aj ostro od vrchných plôch pieskovcov pokrytých asymetrickými čerinami. Megarytmus náhle končí hrubou vrstvou zlepenca s veľkými ováľanými blokmi drobnozrnných zlepenčov (intraklastov?) a je vystriedaný neflyšovými pestrými slieňmi červených a sivých farieb.

### **Sedimentárne textúry a mechanizmus transportu klastík**

**Megarytmus A:** Na začiatku zárezu (prvých 25—30 m) sú zlepence zložené z hrubých, slabo vytriedených vrstiev. Gradácia podľa veľkosti zŕn nebola pozorovaná. Hrubé valúny (max. 22 cm), veľké v priemere 8—10 cm, sú vytriedené do vrstiev vyššie nad bázou (inverzná gradácia), alebo vytvárajú nad sebou niekoľko horizontov s dosť výraznou imbrikáciou plochých valúnov. Vo vrchnej časti zlepenkových telies sú tenké vrstvy (20—40 cm) bezštruktúrnych pieskovcov so slieňovcovými klastami. Viditeľné je skrútenie pieskovcových vrstiev spôsobené buď počiatočným sklzávaním, alebo náhlým doľahnutím nadložných štrkových más pri finálnej depozícii (tab. XI, obr. 1). V zriedkavých prípadoch boli na zachovaných bazálnych plochách zlepenčov viditeľné erozívne žľabovité stopy a dosť nepravidelne formované rozmyvy. Stopy naznačujú, že v počiatočnej fáze toky transportujúce hrubé klastiká tiekli rýchlo a boli turbulentné, čo znemožnilo utváranie trakčného koberca.



Hoci valúny v niektorých horizontoch nesú znaky triedenia častíc a prednostnej orientácie, zlepenec vcelku nemajú znaky plytkovodného prostredia. Nenašlo sa v nich šikmé zvrstvenie žľabovitého typu v opakovaných súboroch nad sebou. Pieskovce sú zle vytriedené, chýbajú v nich akékoľvek organické zvyšky a stopy po vysychaní a obnažovaní sedimentárnej fácie. Vrstvy však nemajú charakter turbiditov, nakoľko nie sú gradačne zvrstvené a postrádajú vrchné intervaly Boumovej sekvencie a iné diagnostické znaky. Predbežne sa v nich nenašli erozívne jamy a kanály príznačné pre sedimenty podmorských náplavových kužeľov.

Vyššie členy megarytmu sú vytvorené zo zlepenčov s podobnou veľkosťou valúnov ako predošlé a majú hrúbku 10—20 m. Chýbajú v nich akékoľvek náznaky či už laterálneho alebo vertikálneho triedenia klastík a nebola nájdená imbrikácia. Telesá sú preplnené útržkami, blokmi a závačkami slieňov a 1—5 m dlhých piesčitých bridlíc, chaoticky distribuovaných (tab. XI, obr. 2., tab. XII, obr. 1, 2). Zahnuté a deformované tvary závačkov vznikli roztrhaním nespevnených sedimentov pod vplyvom svahových sklzových pohybov. Predpokladáme, že pohyb sa dial na prudkých podmorských svahoch prilahlých k zdrojom klastík, najskôr v podobe suťových prúdov a tokov zŕn v hornej časti náplavových kužeľov pri ústí submarinného kaňonu alebo podmorského údolia. Kým v spodnej časti megarytmu A sedimenty transportované tokmi s vyššou turbulenciou vytvárali imbrikovanú a inverzne gradačnú stavbu, vo vrchnej časti sedimentácia nadobúdala charakter submarinných lavín a tokov zŕn, ktorých frekvencia a objemové množstvo narastali úmerne s tektonickou aktivitou podmorských svahov.

Megarytmus B: Má úplne porušenú vrstevnatosť. Zlepenec v šošovkách a nepravidelných fragmentoch sú uviaznuté v slieňoch a obalené vrstvami gradačných pieskovcov; vytvárajú vrásky (tab. XIII, obr. 2) alebo útvary podobné sedimentárnym bradlám. Pieskovce turbiditového typu sú zatláčané a vyvalcované zlepencami a ich pôvodné vrstevnaté slienité vložky sú vytiahnuté, roztrhané a premenené v roje intraklastov (tab. XIII, obr. 1). Svedčí to o tom, že v štádiu deformácie slienité vložky boli spevnené, pieskovce však boli plastické, nakoľko sa vtláčali do priestorov medzi úlomkami slieňov.

Na iných miestach (stredná časť megarytmu) sú šošovky piesčitých slieňov stočené a detailne zvrásnené a s pre ne charakteristickou štiepatelnosťou obklopujú telesá zlepencovitých slieňov. Sklzné plochy miestami oddeľujú dve telesá rozdielnej litológie (tab. XIV, obr. 1), a teda i rôznej intenzity litifikácie, pričom sa vytvárajú svojrázne typy zalomených textúr (tab. XIV, obr. 2). Názov sklzový namiesto strihový používame preto, lebo všetky spomínané štruktúry vznikli pohybom pevných a plastických hmôt dolu svahom, pričom pohyb sa dial pozdĺž plôch pripomínajúcich často „uhlové nesúhlasnosti, strihové plochy alebo plochy násunov“. Nakoľko bola narušená interná vrstevnatosť, čím sa narušila koherencia vrstiev, budeme v zhode s S. Dzuľynským (1963) nazývať tieto vrstvy inkoharentné sklzy. Našli sme všetky druhy premien od koherentných sklzov po bahnotoky (tab. XV, obr. 1, 2) a turbidity, u ktorých bola hranica tekutosti natoľko



prevýšená, že sklzávajúci materiál sa dostal do suspenzného štádia. Ak v prechodnom štádiu pohybujúce sa sklzy „zamrzli“, výsledné sedimenty — simiktity — obsahovali rôzne vložky, bloky a intraklasty, zvyčajne deformované pelitické útržky, tvrdé útržky a valúny exotických hornín v zmesi piesčitého slieňa, ktorú označujeme ako matrix. Simiktity sú výlučne podvodné uloženiny, typické pre podmorské svahy flyšového žlabu. Všetky opísané sklzové sedimenty budeme označovať spoločným názvom — *olistostromy*. Pozostávali prevažne z materiálu hornín resedimentovaného z blízkeho podložia, hoci obsahovali exotické horniny rôznej veľkosti (valúny), kompetencie (intraklasty) a stratigrafickej príslušnosti. V megarytme B sa *olistostromy* kumulujú najmä vo vrchnej časti a popri nich sa vyskytujú bloky rôznej stratigrafickej náplne. Taká je asi 10 m hrubá alochtónna doska pestrých, silne piesčitých slieňov (nižší, vyšší cenoman), ktorá patrí k rozdielnemu typu v týchto sedimentárnych faciách doposiaľ neznámej sukcesie. Jej pôvod možno vysvetliť dvoma spôsobmi.

1. Ako útvar oddelený od čela pohybujúcej sa alochtónnej jednotky, gravitačne sklznutý do priľahlého flyšového bazénu (napr. odlomením sa čela príkrovu pred jeho postupom v sedimentárnom bazéne, porovnaj H. Badoux 1967).

2. Ako súčasť chaotickej *olistostromovej* sedimentárnej akumulácie v postupnosti normálnych flyšových sedimentov.

Túto otázku zásadného významu pre interpretáciu štruktúry bradlového pásma nemožno vyriešiť s konečnou platnosťou v prípade Široká. Zatiaľ sa prikláňame k vysvetleniu tohto útvaru prostredníctvom sedimentácie (*olistostrom*), nakoľko sme nenašli horninu zdeformovanú tektonicky ani iné štruktúry vymedzené pre endogénne tektonické procesy. K. J. Hsu (1968) napríklad predpokladá, že v tektonických melanžách kalifornského typu sa krehké vrstvy drobových pieskovcov krusia a lámu a ulomené bloky pieskovcov obklopené premenenou pelitickou základnou hmotou sú obvykle ohraničené klivážou (t. j. šmykovými puklinami), čo sme v našom prípade nespozorovali. Melanž vzniká pod preťažením v zónach subdukcie, kde je pelitický materiál plastický, ale ostatné horniny sa drobia a lámu, kým u *olistostromov* typu Široká sa medzivrstvy slieňov trhajú a lámu v pieskovcovej základnej hmote. Bloky zlepcov a alochtónne dosky nie sú tektonické útvary ohraničené strižnými plochami. Ide o útržky oddelené od okolitých i vzdialenejších hornín sedimentárnym a úložným kontaktom. Povrch týchto separovaných blokov a dosiek prevyšoval reliéf sedimentárneho dna, nakoľko nasledujúce simiktity a toky zrn alebo aj turbidity hlbili medzi nimi plytké kanály a nivelizovali nerovnú topografiu dna. Predpokladáme preto, že celý megarytmus B, hrubý približne 120 m, je sukcesia *olistostromov* gigantických rozmerov, bloky ktorých sa trhali a lámali v nevelkých vzdialenostiach od materských hornín skôr, ako boli transportované dolu orogénetickými svahmi.

Prúdový smer a smer sklzávania dedukovaný zo sedimentárných textúr (imbrikácia, erozívne stopy a rozmyvy, kanály a erozívne jamy, osi sklzových vrás) mal šikmý až kolmý priebeh (od JJV a JV na SSZ a SZ) k štruktúre pieninského bradlového



pásma a súhlasí s paleosklonom rozsiahleho náplavového kužeľa. Jeho základňa dosahovala až 3,5 km, čím sa radí medzi stredne veľké v pieninskom pásme (R. Marschalko 1975).

**Megarytmus C:** Je zložený z flyšu s prevahou hrubších vrstiev zvyčajne negradačných litických pieskovcov naspodku a tenších navrchu. V sekvencii asi 25 m hrubej sa navrchu objavili zlepenice (7,5 m) a pieskovce s erozívnym rozmyvom hlbokým 3 až 3,5 m. Kým niektoré hrubé vrstvy (do 3,5 m v priemere 1 m) sú bezštruktúrne, ale majú laminované intervaly v hornej polohe, tenšie vrstvy (20–90 cm) majú netriedené valúny až 18 cm dlhé, kumulované na báze a priamo pokryté paralelnými laminami. Tieto anomálne akumulácie valúnov známe z piatich vrstiev nasvedčujú tomu, že sekvencie flyšu megarytmu C môžeme klasifikovať skôr ako proximálne fácie. Potvrdzovali by to nie hrubé vložky hemipelagických slieňov oddeľujúcich laminované a bezštruktúrne pieskovce. Pomerne časté sú na vrchnej, ale i na spodnej ploche tenkých vrstiev (do 20 cm) pieskovcov čeriny s asymetrickým profilom, udávajúce prednostný smer prúdov od J a JJV na SZ a S. Značná časť vrstiev (60 %) má jemnú paralelnú lamináciu po celej hrúbke (73 cm) resp. v strede (60 cm), no v prevažnej väčšine prípadov v hornom ukončení vrstiev, kde sa kombinovala s prúdovočerinovou lamináciou vznikajúcou nasypávaním piesku na záveternej strane čerinových hrebeňov. Vrstvy odlučné po paralelných laminách mali jasne viditeľnú odlučnostnú lineáciu paralelnú s prúdom. Väčšina spodných vrstevných plôch mala stopy po rozmyvoch (60 %), vlečení predmetov (10 %) alebo bola bez stôp. Smer prúdov, odčítaný z rozmyvových stôp (báza), odlučnostných lineácií (stred) a prúdových čerín (vrch vrstvy) neukázal úchylku a postupoval od JV na SSZ v zhode s regionálnym sklonom vymedzeným v predošlom štúdiu. V celom profile sú zreteľné stopy organického pôvodu spôsobené jednak lezením organizmov, najmä však požieraním bahna. Táto čulá organická aktivita na dne flyšového žľabu dokazuje, že produkcia pelagického biotopu, ako aj prínos živín z priľahlého ostrovného pásma boli neprerušené a veľmi intenzívne.

Zriedkavým sedimentologickým javom v megarytme sú zlepenice vo vrstve hrubej 7,5 m. Majú veľké (3,5 m) neopracované, ale aj celkom zaoblené bloky jemnozrnejších zlepenčov (tab. XVI, obr. 1), pravdepodobne predošlých megarytmov. Bloky elipsoideálneho plochého tvaru mali prednostnú orientáciu paralelnú s tokom. Tieto bloky, ako aj úlomky slieňovcových klastov exotického pôvodu (svetlej, čiernej, žltej farby) dokazujú, že zlepenice vznikli gravitačným pohybom prevažne štrkových vrstiev bez slieňovcových medzivrstiev, pričom nastala erózia starších zlepencových telies už litifikovaných, a tiež exotických slieňovcových sérií.

### **Stratigrafická interpretácia profilu Oravský Podzámok — Široká**

Spodná časť hrubodetritického súvrstvia (megarytmus A v poňatí autorov) v profile Široká nebola zatiaľ biostratigraficky tak doložená ako nadložné sekvencie (megarytmus B). Z tejto časti súvrstvia pravdepodobne pochádza mikrofauna santónsko-



kampánskeho, resp. kampánskeho veku, ktorú uvádza V. Kantorová et D. Andrusov (1958, str. 170). Pravdepodobne tieto dôvody ako aj celkový litofaciálny charakter a veľká mocnosť súvrstvia viedla D. Andrusova (1959, str. 320) k tomu, že ich spolu s nadložnými vrstvami (megarytmus B) považoval za typické upohlavské vrstvy. Ďalšie biostratigrafické (porov. A. Began — K. Borza — J. Salaj — O. Samuel 1965, J. Salaj et O. Samuel 1966, D. Andrusov et O. Samuel 1973 a, b) a litologicko-petrografické (K. Borza 1966) výskumy, ani posledné podrobné sedimentologicko-biostratigrafické výskumy autorov tento názor nepotvrdili. Mladší santónsko-kampánsky, resp. kampánsky vek mocnej konglomerátovej časti (megarytmus A) tohto profilu je vylúčený, ako sme to už vyššie uviedli, už aj preto, že celé súvrstvie je prevrátené so spodnou časťou na začiatku zárezu profilu (od Oravského Podzámku) a s mladšími členmi v smere toku rieky Oravy smerom k Širokej, pričom v jeho nadloží (teda nie podloží, ako sa v minulosti predpokladalo) bola identifikovaná pomerne bohatá asociácia turónskeho a koniánskeho veku.

Zo vzoriek medzivrstevných slieňov študovaného súvrstvia sme získali iba veľmi chudobné asociácie. Skladajú sa najmä z primitívnych zástupcov aglutinovaných foraminifér, ktoré sa bežne vyskytujú najmä vo flyšových formáciách vonkajšieho a vnútorného flyšového pásma. Z identifikovaných druhov (vzor. A 6—8/75) relatívne najbežnejšie sa vyskytujú formy patriace k rodu *Dendrophrya* (najmä *D. robusta* Grzybowski 1897), kým druhy *Glomospira charoides* (Jones et Parker 1860), *Trochamminoides* sp., *Trochammina* sp. sú zastúpené iba zriedka. Okrem týchto foriem boli zistené pyritizované jadrá bentónnych foraminifér a pyritizované valčeky a formy sférického tvaru neurčitej príslušnosti. Ani jedna z uvedených foriem nemá väčšiu stratigrafickú hodnotu, a preto vek tejto časti súvrstvia určujeme hlavne podľa superpozície, t. j. ako cenoman až spodný turón.

Vzorky odobraté z megarytmu B ukazujú, že asociácie foraminifér sa skladajú takmer z planktonických foriem bez akýchkoľvek stôp po redeponácii. Podľa celkového charakteru (spôsob zachovania, fosilizácia, sekundárne morfológické znaky, rozmery) sú úplne identické so spoločenstvami flyšových sekvencií v klapскеj, resp. manínskej sérii, ktoré majú z biofaciálneho hľadiska, na rozdiel od synchronných slienitých facií vlastného (pieninského) bradlového pásma, v určitých črtách odlišný ráz. Z planktonických foraminifér, napr. vo vzorke C 9 boli identifikované tieto druhy: *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny 1839), *G. coronata* Bolli 1945, *G. angusticarinata* Gandolfi 1942, *Praeglobotruncana imbricata* Hanzlíková 1972 (non Mornod 1950). Z uvedených druhov má dominujúce postavenie prvý z menovaných. O niečo menej je zastúpený druh *G. coronata* Bolli 1945, kým ďalšie sa vyskytujú iba ojedinele. Na základe súčasných všeobecne prijímaných názorov nám takéto zloženie asociácií indikuje koniánsky vek. Analogického veku je aj asociácia zo vzorky D 11. Okrem vyššie uvedených druhov sa v tejto vzorke najviac vyskytuje druh *Globotruncana ventricosa concavata* (Brotzen 1934) a *G. ventricosa primitiva* Dalbiez 1955, ktoré môžeme považovať za



indexové mikrofosilie koniaku a prvý z menovaných druhov podľa niektorých autorov až za najspodnejší santón. V práci D. Andrusova et O. Samuela (1973) bola táto časť vrstiev interpretovaná ako santón-koniak. Nakoľko sme v tom období disponovali iba s asociáciou skladajúcou sa z druhov vrchný turón — spodný senón (*G. linneiana*, *G. coronata*).

Vo vrchnej časti kolmo vztýčených vrstiev megarytmu B je odkryté teleso —olistostrom tmavých červených slieňov (viď profil, vzor. E 10). Obsahuje bohatú asociáciu, skladajúcu sa z vápnitých i aglutinovaných zástupcov bentónnych foraminifér, pričom planktonická zložka je zastúpená len v menšej miere. Z jednotlivých foriem tu boli identifikované tieto druhy: *Ammodiscus* sp., *Glomospira charoides* (Jones et Parker 1860), *G. gordialis* (Jones et Parker 1860), *Trochammina* sp., *Clavulinoides gaultinus* (Morozova 1848), *Gaudryina laevigata* Franke 1914, *Bulimina reussi* Morrow 1934, *Eponides karsteni* (Reuss 1855), *Gyroidina* sp., *Stensioeina praeexsculpta* (Keller 1935), *Stensiolina pokornyi* Scheibnerová, *Valvulineria* sp., *Praeglobotruncana biconvexa biconvexa* Samuel et Salaj 1962, *P. biconvexa gigantea* Samuel et Salaj 1962, *P. oraviensis oraviensis* Scheibnerová 1960, *P. oraviensis trigona* Scheibnerová 1960, *P. imbricata* Mornod 1950, *P. helvetica* Bolli 1944, *Rugoglobigerina holzi* (Hagn 1954), *Hedbergella agaralovae* Vassilenko 1961.

Z alochtónnej dosky pestrých slieňov (vzor. E 12/75) sme získali veľmi typickú asociáciu vyššieho cenomanu. Z planktonických foraminifér sú najviac zastúpené druhy *Rotalipora montsalvensis* (Mornod 1950), *R. ex gr. cushmani* (Morrow 1934) a *R. reicheli* (Mornod 1950), kým v inej vzorke sa našla mikrofauna zo stratigraficky nižšieho cenomanského obzoru (porov. A. Began et O. Samuel 1975, str. 217), ako sme uviedli vyššie.

Zo vzorky H-14/75, ktorá bola odobratá už z megarytmu C, sme obdržali stratigraficky netypickú asociáciu zloženú z pyritizovaných jadier cenomanských a turónskych druhov. V inej vrstvičke z tej istej plochy sme ojedinele našli dvojkýlové globotrunkány, patriace najskôr k druhu *G. linneiana linneiana* (Orbigny 1839) a *G. coronata* Bolli 1945, ktoré sú rozšírené v spodnom senóne. Mladšie elementy ako spodnosenónske tu neboli nájdené. Vychádzajúc z doterajších skúseností táto časť flyšového komplexu najpravdepodobnejšie patrí do koniaku, prípadne až do spodného santónu.

V ďalšej časti profilu vystupuje slienitá fácia najmä typu „Couches rouges“.

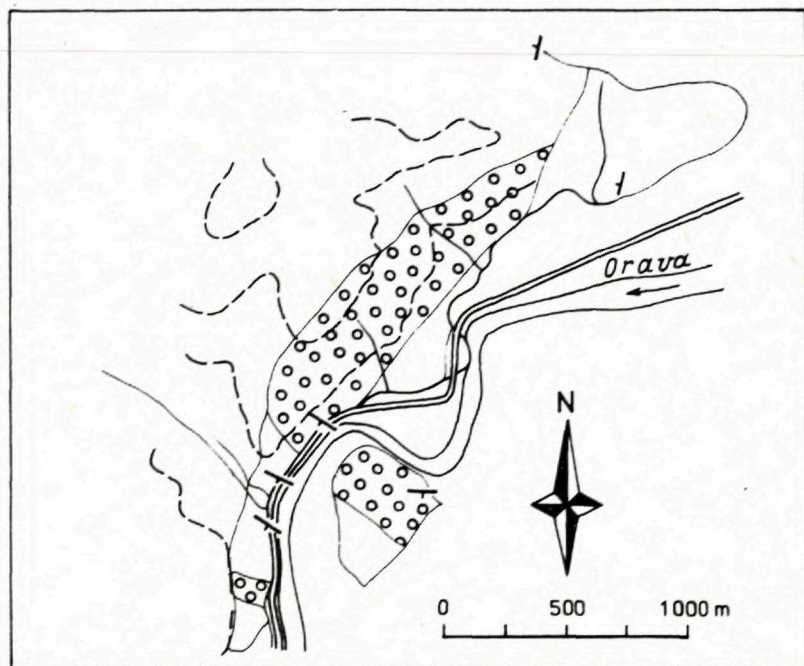
### **Základný opis profilu Krivá — Dlhá**

Defilé v záreze železnice medzi Krivou a Dlouhou po pravom nárazovom brehu Oravy je druhým najlepšie odkrytým vrchnokriedovým flyšom pieninského pásma. Hoci priebeh vrstiev 280—290<sup>0</sup>/40<sup>0</sup> k J je šikmý k štruktúrnemu priebehu bradlového pásma tejto oblasti, predsa si udržiujú stálosť v celom profile a ležia normálne



s úklonom k juhu (obr. 2). Študovali sme len spodnejšie časti profilu do jeho prerušenia potokom Luty. Jeho vrchná časť pokračuje drobne zvrásnenou flyšovou sériou s rozsiahlou vrstvou simiktitu v strope južne od potoka Luty v záreze poľnej cesty.

V záreze 400 m dlhom je odkrytý pozvoľný prechod zo spodnejších zlepenčových facií (smerom od Podbieľu) do mladších facií turbiditov (smerom k Dlhej).



Obr. 2 Schematická mapka flyšových formácií z oblasti Krivej

Priemerná hrúbka zlepenčových vrstiev v spodnej časti sekvencie dosahuje 2—6—10 až 20 m. Vrstvy sú ploché dosky ostro oddelené, ale po podrobnejšej prehliadke ukazujú hlboké pravidelné erózne jamy, pravdepodobne kanály. Vrch vrstiev na mnohých miestach je často ostrý, ale aj voľne spojený a amalgamovaný. Len v strednej časti zlepenčového súvrstvia sa nachádzajú slieňovcové vložky a v spodnej časti je 6 m hrubá vložka pieskovcov turbiditového charakteru. Vek zlepenčového vývoja bol stanovený na základe spoločenstiev planktonických a bentonických foraminifér ako vrchný cenoman až spodný turón.

Prechod zo zlepenčov do pieskovcových turbiditov je náhly. Zlepenčové telesá na tomto prechode vykazujú paralelnú lamináciu. V strope pribúdajú vložky hemipelagických slieňov s typickými spoločenstvami koniak. V turbiditoch sú 2 zlepenčové telesá (olistostromy) s klastami sivých exotických slieňov s typickou cenomanskou faunou.



Flyšové vrstvy sa vyznačujú laterálnou stálosťou, ostrým kontaktom najmä medzi slieňom a nadložným pieskovcom a typickou rytmickou stavbou. Slieňovce sú pod hrubými vrstvami pieskovcov a zlepencov znateľne silnejšie erodované ako pod tenšími.

### **Sedimentárne textúry zlepencov**

Nakoľko sedimentológovia sa rozchádzajú v názore na genézu zlepencov vo flyšových sekvenciách, podáme ich podrobnejší opis, aby sa uľahčila klasifikácia.

Zlepence profilu Krivá majú niekoľko typov usporiadania častíc a zvrstvení (obr. 3).

Prvý základný typ — dobre vytriedené valúny so stredným rozmerom 7—20 cm s dobrým tesnením a nižším podielom strednozrnej až hrubozrnej pieskovcovej základnej hmoty. Valúny sú dobre zaoblené a ploché predĺžené tvary majú prednostnú orientáciu dlhej osi v smere toku s protiprúdovou imbrikáciou. Dlhé osi sú orientované v smere z JZ 40—75° na SV. Uhol imbrikácie bol nízky, do 22° (tab. XVI, obr. 2). U tohto typu sa gradácia zŕn nenašla a prechod do pieskovca na vrchu telies je ostrý. Spodný kontakt je rovný a ostrý. Vo vrstvách nie sú intraklasty slieňov.

Druhý typ sa vyznačuje niekoľkonásobným triedením v rôznych výškach a v nepravidielných vrstvách alebo v šošovkách. Valúny o rozmeroch 6—18 cm, max. 46 cm sú v niektorých polohách imbrikované pod uhlom až 28°. Sú stredne dobre zaoblené a vo vytriedených polohách sú dobre utesnené v pieskovcovej základnej hmote. Vrstvy tohto typu dosahujú veľkú hrúbku (20 m) a svojou štruktúrou sa veľmi približujú zlepencom megarytmu A zo Širokej.

Tretí typ predstavujú chaotické, zle vytriedené, často balvanovité akumulácie s blokmi až 140 cm veľkými, majú erozívne jamy až 6 m hlboké a 15 m široké — niekedy je ich spodný kontakt rovný. Balvany sa nedotýkajú a sú podopreté drobnozrnejším zlepencom. Zaoblenie balvanov aj valúnov je dobré, prednostná orientácia klastík nebola zistená. Balvany sú u niektorých koncentrované na báze a postupne sa smerom nahor zmenšujú alebo sú rozptýlené v celej vrstve. Hrúbka vrstiev mala až 16 m.

Štvrtý typ predstavujú dobre gradačne zvrstvené zlepence približujúce sa svojou stavbou prvému typu, ale majú menšiu hrúbku (do 2 m).

Všetky vymedzené typy sa podieľali rovnakou mierou na stavbe sekvencie. Miernu prevahu mali vrstvy druhého a tretieho typu, o ktorých predpokladáme, že boli transportované lavínovými tokmi štrku, vyvolanými gravitačným sklzávaním na prudkých sumbarinných svahoch. Podľa pribúdajúcej turbulencie tokov vznikali všetky druhy zlepencov od slabovytriedených až po dobre gradačne zvrstvené. Hrúbka posledných je relatívne menšia ako u typov 1—3. Intraklasty slieňov a laminovaných siltovcov sa nachádzajú zväčša len v pieskovcoch, ktoré sprevádzajú telesá zlepencov. Erozívne kanály a jamy sa častejšie vyskytujú v strednej časti



sekvencie a nie sú závislé od žiadneho zo spomínaných typov. Ukázalo sa, že ak sú erozívne kanály zaplnené netriedenými zlepenkami, sú klasty slieňov v pieskovcovej základnej hmote dobre zaoblené. Známe sú aj vrstvy slieňovcových brekcií (olistostromy) až 3 m hrubé z nadložnej flyšovej sekvencie. Majú ostrý spodný kontakt a laminovaný vrch. Slabo zaoblené cenomanské, až 120 cm veľké klasty slieňov sú dokladom hlbokéj erózie starých sekvencií odkrytých v stenách submarinných kaňonov.

### **Sedimentárne textúry flyšu**

Prechod medzi zlepenkami a flyšom sa vyznačuje náhlym narastaním pieskovcov v sekvencii a zánikom zlepencového megarytmu. Pieskovce sú strednozrnné litické arenity. Prevažná väčšina má hrúbku do 1 m, hrubšie vrstvy (do 3 m) sú gradačné. Charakterizujú ich roje klastov a kompletne narastanie Boumových intervalov. Gradačné vrstvy s postupným vývojom intervalov sú výsledkom turbulentných, postupne zanikajúcich suspenzných prúdov. Prevažný podiel všetkých prítomných vrstiev v pieskovcoch (80 %) tvorí paralelná laminácia alebo prechody medzi paralelnou lamináciou, prúdovočerinovou lamináciou alebo naloženou prúdovou lamináciou. Gradačné i laminované vrstvy mali na spodnej ploche často erozívne rozmyvové stopy, čo ukazuje na vysokú erozívnu schopnosť tokov a rýchlu depozíciu. Na niektorých vrstvách sa takáto postupnosť neprejavovala a textúry boli zložené len z paralelných lamín alebo len zo šikmozvrstvenej laminácie. Ich príslušnosť k turbiditným prúdom je problematická. Nakoľko však nameraný transportný smer u turbiditov, i posledných spomínaných vrstiev je ten istý, ich usporiadanie textúr môžeme vysvetliť nezvyklým priebehom turbiditných prúdov.

### **Stratigrafická interpretácia profilu Dlhá — Krivá**

Ani po niekoľkonásobnom odbere vzoriek z pelitických vložiek hruboklastického flyšu sme nezískali takú mikrofaunu, na základe ktorej by bolo možné jednoznačne mikrobiostratigraficky doložiť jeho vek. Podobne ako v začiatku profilu Oravský Podzámok — Široká sa našli iba pyritizované valčeky a úlomky hrubostenných dendrofyí. Vychádzajúc zo superpozície vek hruboklastických vrstiev by zodpovedal vrchnému cenomanu až spodnému turónu.

Vo vyššej časti skúmaného profilu sa vyskytujú až 120 cm intraklasty slieňov (vzor. A<sub>2</sub>/75), ktoré obsahujú bohatú asociáciu planktonických foraminifér. Podobne ako v profile Oravský Podzámok — Široká dominujúce postavenie majú druhy *Rotalipora montsalvensis* (Mornod 1950), *R. ex. gr. cushmani* (Morrow 1934) a *R. reicheli* (Mornod 1950). Ostatné druhy sú zastúpené premenlivo.

Uvedená asociácia je zo stratigrafického i biofáciálneho hľadiska identická s vyššie spomínaným cenomanským spoločenstvom profilu Široká.



Z vrchnej časti profilu, ktorý je vytvorený už z typického flyšu, sme asi 10—15 m nad cenomanským intraklastom získali veľmi chudobnú asociáciu, skladajúcu sa z ojedinelých pyritizovaných jadier rotalipór, hedbergel a niekoľkých jedincov riadne zachovaných dvojkýlových globotrunkán, ktoré sa od pravých foriem druhu *G. linneiana* (Orbigny 1839) odlišujú jedine menšími rozmermi. Prvé primitívne formy tohto druhu sa podľa niektorých autorov začínajú objavovať už vo vrchnom turóne. Najvyššia časť tohto profilu obsahuje už druhy *Globotruncana linneiana* (Orbigny 1839), *G. coronata* Bolli 1945 a veľmi vzácnu formu *G. linneiana spinea* Kikoiné 1947, ktorá sa považuje za indexovú fosíliu koniak. a z bentónnych foriem sa vyskytol ešte druh *Stensioeina praeexsculpta* (Keller 1935). Uvedená asociácia nám indikuje už koniakský vek sedimentov, čo sa v podstate zhoduje so staršími údajmi J. Salaja et A. Began (1963).

Po prerušení tohto profilu potokom Luty v záreze súbežnom so železničnou traťou je opäť odkrytá časť flyšového súvrstvia s polohami zlepcov a tmavošedých až zelenošedých slieňov. Pravdepodobne z tejto časti pochádza asociácia foraminifér santónskeho veku, ktorú uvádza J. Salaj et A. Began (1963, str. 116) a O. Jendrejáková (in K. Borza 1966 str. 22). Naše výskumy sú v súlade s názormi spomínaných autorov na stratigrafické postavenie tejto časti flyšového súvrstvia. Zmienku si azda zasluhuje druh *Sigalia carpatica* Salaj et Samuel 1963, ktorý patrí medzi významné indexové fosílie santónu. Zaznamenali sme ho tu v najväčšom množstve.

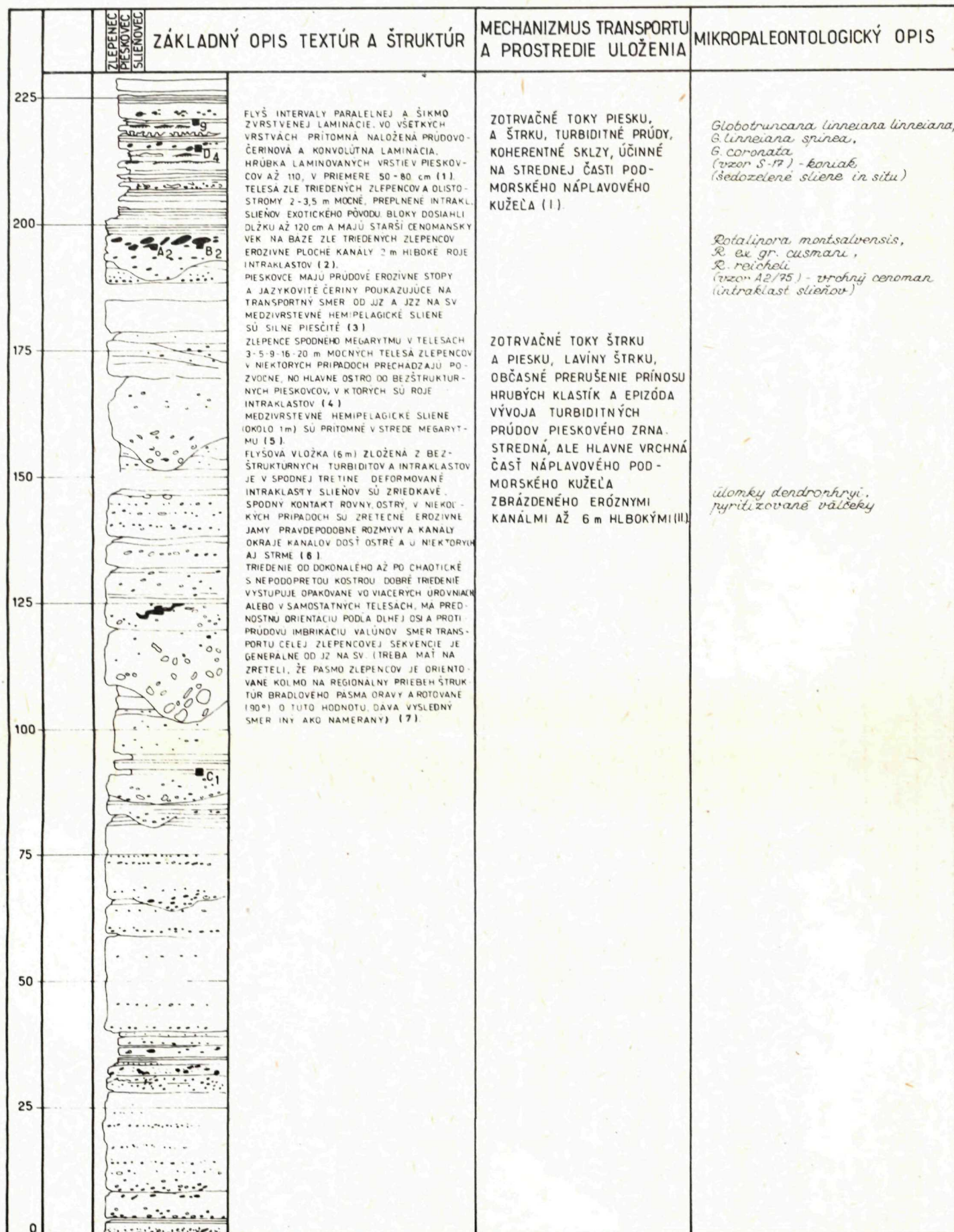
## Záver

1. Z porovnávajúceho mikrobiostratigrafického a sedimentologického výskumu, ako aj z analýzy valúnov vyplýva, že stratigrafický objem hruboklastického flyšu v profile Oravský Podzámok — Široká a Dlhá — Krivá je v podstate rovnaký a patrí k jednej sedimentárnej lifofácii.

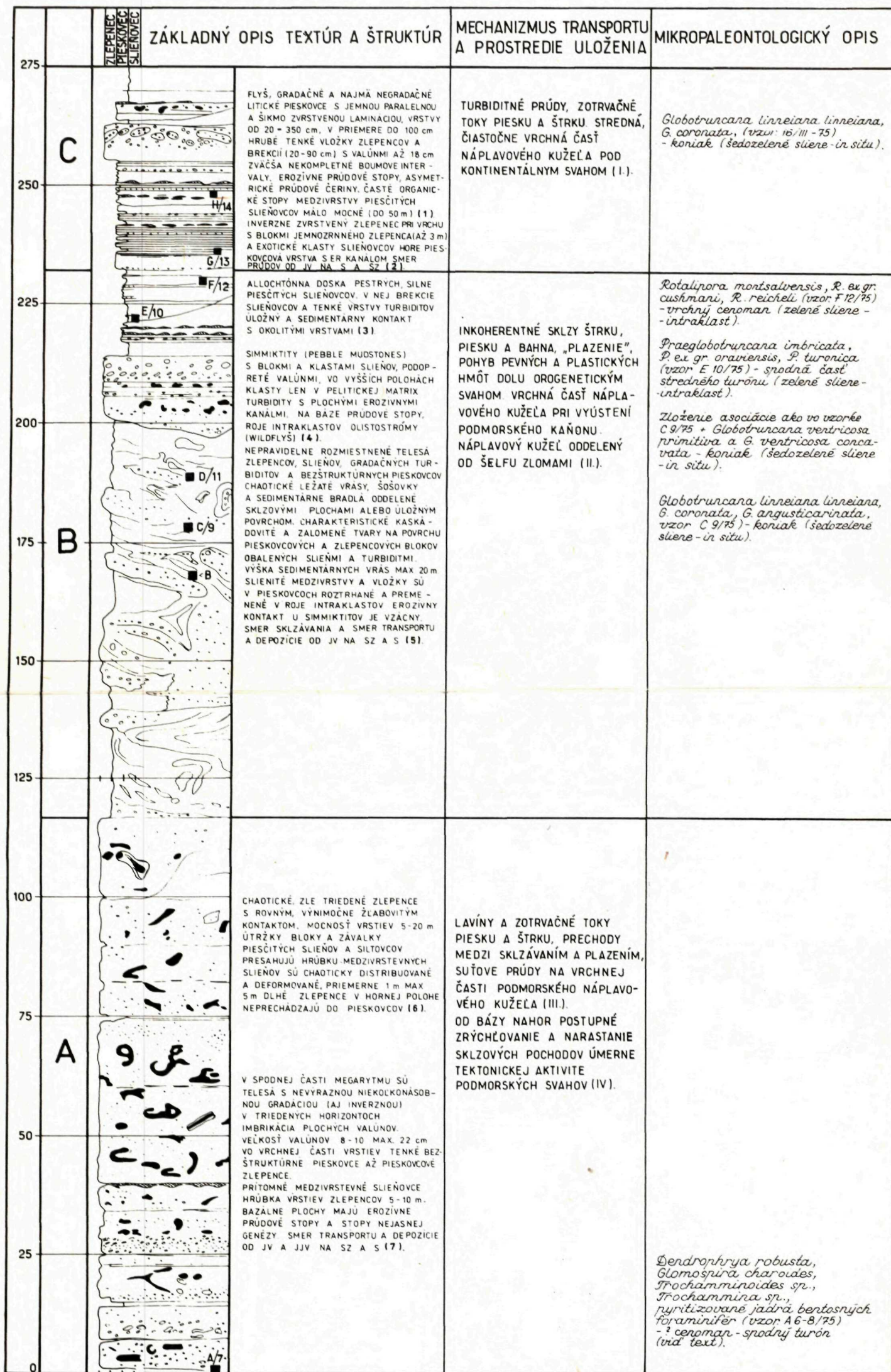
2. Na základe analýzy sedimentárnych textúr a biostratigrafie boli odlíšené sedimentárne fonométy od tektonických, čo umožnilo objasniť doteraz dosť jednostranne interpretované javy týkajúce sa najmä pozície starších vrstiev v mladších sekvenciách. Podľa našich výskumov ide o olistostromovú faciú a nie o tektonickú melanž.

3. Podľa povrchového výskytu a štruktúrneho zloženia zlepenca oblasti Široká — Kýčora boli rozptýlené ako šošovka a akumulované pozdĺž zdroja. Dnes nie je možné sledovať a vyhľadať vrchnokriedový kaňon a náplav, ktorý sa sčasti zachoval v študovanej sekvencii. Domnievame sa však, že určite existoval južne alebo juhovýchodne od výskytu zlepenčovej šošovky a usmerňoval gravitačné mechanizmy do batýálnej pláne rozprestierajúcej sa k severu a severozápadu. Zlepenca z profilu Široká ako akumulácie podmorského náplavového kužela nemôžu byť považované za molasové útvary, nakoľko im chýbajú všetky znaky molasových formácií.











4. Na odlišný charakter tohto vývoja od pienidných sérií poukazovali už V. Kantorová a D. Andrusov (1958), keď v oravskom úseku bradlového pásma vyčlenili dve od seba odlišné fácie strednej kriedy: *slienitú až zlepencovú fáciu*, pričom k tektonickej príslušnosti druhej fácie sa nevyjadrujú. Vo vrchnej kriede odlišujú taktiež dva obzory, a to *upohlavský* (santón — kampán), ku ktorému pričleňovali i nami študované profily s s olistostromovou faciou a *gbeliarsky* (kampán — maastricht). Úvahou o tektonickej príslušnosti tejto fácie sa zaoberal A. Began et O. Samuel (1975). Podľa týchto autorov možno hruboklastické flyšové súvrstvie považovať za ekvivalent zlepencov flyšového súvrstvia Považia, a tým za súčasť sedimentov južnej časti pienidnej geosynklinály (klapskej série) resp. manínskej série.

5. Medzi vznikom opísaných olistostromových facií a vyvrásnením vnútorných jednotiek Západných Karpát existuje veľmi nápadná koincidencia, ktorú môžeme dávať do vzťahu s nástupom mediteránnej fázy vrásnenia. Táto fáza v pienidnej geosynklinále i s priľahlou časťou manínskeho sedimentačného pásma nespôsobilá prerušenie sedimentácie, ale len zmenu zatiaľ jasne zonárne diferencovaných sedimentačných pásem a vznik olistostromových facií, prípadne v niektorých úsekoch zmenu charakteru facií.

Do tlače odporučil A. Began.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1938: Étude géologique de la zone des klippes internes des Carpathes occidentales III. Rozpr. Stát. geol. Úst. ČSR 9, Praha, 1—135.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát II. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—375.
- ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O. 1973a: Cretaceous-Palaeogene of the West Carpathians Mts. Guide to excursion E. X. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1—78.
- ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O. 1973b: Mjel-paleogen Zapadnych Karpat. Putevoditeľ exkurzii E. X. kongres Karpato-balkanskej geologičeskej asociácii, Bratislava, 1—82.
- ANDRUSOV, D. — SCHEIBNER, E. 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošinom. Geol. Zborn. 11, 2, Bratislava, 239—282.
- BADOUX, H. 1967: De quelques phénomènes sédimentaires et gravifiques liés aux orogénèses. Ecl. géol. Helv. 56, 2, Basel, 399—406.
- BEGAN, A. — SAMUEL, O. 1975: K interpretácii strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma Oravy. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215—219.
- BEGAN, A. — BORZA, K. — SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1965: On the Age Upohlava Conglomerates. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—138.
- BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografický výskum zlepencov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. Náuka o zemi II, Geologica 2, tab. 1—13, Bratislava, 1—68.
- BOUMA, A. H. 1962: Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier P. C. Amsterdam, 1—168.
- CROWELL, J. C. 1957: The origin of pebbly mudstones. Bull. of Geol. Soc. America 68, New York, 993—1010.



- DZULYNSKI, S. 1963: Directional structures in flysch. *Studia Geol. Polonica*, 12, Warszawa, 1—136.
- ELLIS, F. — MESSINA, A. R. 1940—1963: Catalogue of Foraminifera. Spec. Publ. Amer. Nat. Mus. New York.
- HSU, K. J. 1968: Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Bull. of Geol. Soc. America*, 79, New York, 1063—1064.
- KANTOROVÁ, V. — ANDRUSOV, D. 1958: Mikrobiostratigrafický výskum vrchnej kriedy Považia a Oravy. *Geol. Zborn.* 9, 2, Bratislava, 165—177.
- MARSCHALKO, R. 1973: The Carpathian Klippen belt, in ELIÁŠ, M.: *Sedimentological Excursion. Guide to excursion I.* X Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1—60.
- MARSCHALKO, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a príblyhých tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Náuka o zemi*, 9 *Geologica* 10, Bratislava, 1—147.
- MARSCHALKO, R. — SAMUEL, O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehrada mládeže). *Geol. Práce. Správy* 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105—114.
- SALAJ, J. — BEGAN, A. 1963: Faciálny vývoj a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. *Geol. Práce, Správy* 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—120.
- SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpatenkreide (Slowakei). *Geol. Úst. D. Štúra*, pl. 1—48, Bratislava, 1—292.

R. Marschalko — O. Samuel

### **Olistostrome facies of Cretaceous Flysch in Klippen Belt near Široká and Krivá in Orava**

Summary of the Slovak text

In the Orava part of the Klippen Belt are two particularly well-exposed profiles (Oravský Podzámok — Široká and Dlhá — Krivá). In the part they were paid attention by outstanding geologists whose stratigraphical and tectonical researches frequently led to contradictory interpretations. In the profile Oravský Podzámok — Široká the authors studied in detail the coarse-clastic part of the sequence and distinguished three megarhythms there (A, B, C).

The lower part of the coarse-detrital sequence (megarhythm A in the authors' sense) in the profile Široká has not been biostratigraphically proved so well as the overjacent sequences (megarhythm B). Most likely this is the part of the sequence form which the microfauna comes, regarded as Santon-Campanian or Campanian by V. Kantorová and D. Andrusov (1958, p. 170). These authors considered the beds together with the overjacent beds (megarhythm B) as the typical Upohlav beds. Former biostratigraphical (A. Began — K. Borza — J. Salaj — O. Samuel 1965; J. Salaj — O. Samuel 1966; D. Andrusov — O. Samuel 1973 a, b), and lithological-petrographical (K. Borza 1966) researches, neither the present lithofacial and micropaleontological researches by the authors did confirm the assumption. Later Santonian-Campanian or Campanian age of a thick conglomerate part (megarhythm A) of the profile is denied by the fact that the entire sequence is reversed; and in its overlier (not underlier — as it was supposed formerly) a rich association of Turonian and Coniacian age was recorded.

Samples from the megarhythm B indicate that the foraminifer assemblages consist of planktonic forms without any traces of redeposition. By their general nature they are identic with the assemblages of flysch sequences in the Klapa and Manín series which show some features different from the synchronous marly facies of the Klippen Belt proper, when



regarded from biofacial aspect. Among planktonic foraminifers the following species were identified: *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny 1839), *G. coronata* Bolli 1945, *G. angusticarinata* Gandolfi 1942, type *Praeglobotruncana imbricata* Hanzlíková 1972 (non Mornod 1950). The composition of the assemblages indicate Coniacian age. Of the same age are assemblages which — besides the above species — also contain many *Globotruncana ventricosa concavata* (Brotzen 1934) and *G. ventricosa primitiva* Dalbierz 1955. In a paper by D. Andrusov and O. Samuel (1973) this part of the beds was interpreted as Santonian-Coniacian, since in that period only an assemblage composed of species with Upper Turonian — Lower Senonian stratigraphical range was available (*G. linneiana*, *G. coronata*).

In the upper part of beds is an exposed large sheet of dark red silty marls (cf. profile of the sample E<sub>10</sub>). It contains a rich assemblage of calcareous and agglutinated representatives of benthos foraminifers, the planktonic component being impoverished. Among significant forms are: *Praeglobotruncana biconvexa* Samuel and Salaj 1962, *P. helvetica* Bolli 1944, *P. oraviensis* Scheibnerová 1962, *P. imbricata* Mornod 1950 and *Stensioeina praesculpta* (Keller 1935). In the West Carpathians, the composition of the assemblage corresponds with J. Salaj and O. Samuel's (1966) subzone of *Praeglobotruncana oraviensis trigona* = (lower part of the Middle Turonian).

From an allochthonous sheet of variegated marls (sample F<sub>12</sub>/75 a very typical Upper Cenomanian assemblage was recovered. Among planktonic foraminifers most frequent are *Rotalipora montsalvensis* (Mornod 1950), *R. ex gr. cushmani* (Morrow 1934) and *R. reicheli* (Mornod 1950), while in another sample was microfauna from stratigraphically lower Cenomanian horizon (cf. A. Began — O. Samuel 1975, p. 217) as mentioned above.

From the sample (H — 14/75) from the megarrhythm C, recovered was a non-typical assemblage of pyritized cores of Cenomanian and Turonian species. In other parts of the same layer were scarce two-keel globotruncanes, most likely belonging to the species *G. linneiana linneiana* (Orbigny 1839) and *G. coronata* Bolli 1945, frequent in the Lower Senonian. Elements younger than Lower Senonian were not found. Based on the existing experience, the part of the flysch complex studied belongs most likely to the Coniacian and/or to Coniacian/Lower Santonian.

In the next part of the profile is a marly facies.

The second profile studied is also composed of coarseclastic sequence. In the lower part are thick conglomerate layers gradually passing into a sandy-flysch facies toward the overlier.

Not even repeated sampling of pelitic intercalations of coarse-clastic flysch resulted in such microfauna as to provide unambiguous microbiostratigraphical evidence of its age. Only non-typical fauna was recorded-like at the beginning of the profile Oravský Podzámok — Široká. Based on superposition, the age of the coarse-clastic beds may correspond to the Upper Cenomanian through the Lower Turonian.

In the upper part of the profile under study are clasts of marls, up to 120 cm in size (sample A<sub>2</sub>/75) containing a rich assemblage of planktonic foraminifers. Like in the profile Oravský Podzámok — Široká, predominant are *Rotalipora montsalvensis* (Mornod 1950), *R. ex gr. cushmani* (Morrow 1934) and *R. reicheli* (Mornod 1950). Other species are variable in amounts.

From the stratigraphical and biofacial views, the assemblage mentioned is identic with the above mentioned Cenomanian assemblage of the cross section Široká.

From the top part of the cross section composed of typical flysch, about 10—15 m above a Cenomanian intraclast was an impoverished assemblage of scarce two-keel globotruncanes differing in a smaller size from the genuine forms of the species *G. linneiana* (Orbigny 1839). Some authors assume that the first primitive forms of the species appeared as early as the Upper Turonian. In the top part of the profile are already *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny 1839), *G. coronata* Bolli 1945 and a very rare form *G. linneiana spinea* Kikoiné



1947) regarded as the index fossil of the Coniacian. Among benthos forms was also *Stensiolina praesculpta* (Keller 1935). The assemblage indicates the Coniacian age of sediments which is approximately in accordance with earlier data by J. Salaj and A. Began (1963).

The profile is broken before the brook LUTY and there again is exposed the top part of the flysch sequence with one layer of conglomerates and darkgrey and green-grey marls. It is likely that from that part comes a foraminifer assemblage quoted by J. Salaj and A. Began (1963, p. 116), and by O. Jendrejáková (in K. Borza 1966, p. 22). Our results are in agreement with the opinions of the authors mentioned about stratigraphical position of the discussed part of the flysch sequence. Noted should also be the species *Sigalia carpatica* Salaj and Samuel 1963 which is most frequent here because it is an important index fossil of the Santonian.

## Conclusions

1. Microbiostratigraphical and lithofacial-sedimentological research, and pebble analysis show that stratigraphical range of coarse-clastic flysch in the profile Oravský Podzámok — Široká and Dlhá — Krivá is approximately the same and belongs to the same sedimentation zone.

2. Based on the analysis of sedimentary structures and on biostratigraphy, sedimentary phenomena were distinguished from tectonic to facilitate explanation of so far one-sidedly interpreted phenomena, mostly concerning the position of older beds in younger sequences. Our results show that there is an olistostrome facies and not tectonic melange or succession with several repeating tectonic slices.

3. According to surficial occurrence and structural course, the conglomerates in the area of Široká — Kýčera were dispersed in the form of an fan accumulation along the source. At present it is not possible to trace and find the Upper Cretaceous canyon whose sedimentary fan preserved partially in the sequence studied. Still, we assume that it had certainly existed south or southeast of the conglomerate fans and it controlled gravitation mechanisms into the bathyal plane extending northward and north-westward. Conglomerates of the profile Široká — as accumulations of the submarine depositional fan — cannot be regarded as molasse formations, since they lack all structures of shallow-marine formations.

4. V. Kantorová and D. Andrusov (1958) pointed out to the different nature of the facies from the Pienidy series, when in the Orava part of the Klippen Belt they distinguished two different facies of the Middle Cretaceous: marly and conglomerate facies, and another facies whose tectonical appurtenance was not commented. In the Upper Cretaceous they also distinguished two horizons: the Upohlava (Santonian-Campanian), to which they referred also the profiles with olistostrome facies (studied by the authors) and the Gbelany horizon (Campanian-Maastrichtina.)

Tectonical appurtenance of this facies was considered by A. Began — O. Samuel (1975). They consider the coarse-clastic flysch sequence as an equivalent of conglomerates of the flysch sequence in Považie, and thus as a component part of sediments in the southern part of the Pienidy geosyncline (the Klapce series) and/or of the Manín series.

5. There is a striking coincidence between the genesis of the olistostrome facies described and the folding of the inner units of the West Carpathians. The coincidence may be related with the initial stage of the Mediterranean folding phase. The phase did not cause interruption of sedimentation in the Pienidy geosyncline, nor in the adjacent part of the Manín sedimentation zone. It only caused change in distinctly zoned sedimentation zones, formation of olistostrome facies and — in some segments — change in the nature of facies.



### Explanations of fig. 3

#### LITHOLOGICAL-STRATIGRAPHICAL PROFILE NEAR KRIVÁ

1. Flysch. Intervals of parallel and cross-ripple lamination. In all beds present are ripple drift and convolute lamination. Laminated sandstone beds are up to 110 cm in thickness; 50—80 cm in average.
2. Poorly sorted conglomerates and olistostromes, 2—3.5 m in thickness, filled with intraclasts of marls of exotic origin. Blocks were up to 120 cm in length. They are of Early Cenomanian age at the base of poorly sorted conglomerates; erosive channels are 2 m deep. Swarms of intraclasts.
3. Sandstones show scour marks and linguoid ripples indicating transport direction from SSW and SWW to NE. Enclosed are sandy hemipelagic marls.
4. Conglomerates of the lower megarhythm in bodies 3—5—9—16—20 m thick. In some cases, the conglomerate bodies pass either gradually or abruptly into structureless sandstones. In the sandstones are swarms of intraclasts.
5. Enclosed hemipelagic marls (about 1 m) are in the middle of the megarhythm.
6. A flysch intercalation (6 m) composed of structureless turbidites and intraclasts is in the lower third. Deformed marl intraclasts are scarce. The basal contact is straight, abrupt; in some cases erosive channels are conspicuous.

The channel margins are steep.

7. Sorting is either good or chaotic, with unsupported framework. Good sorting is repeated at more levels or in independent bodies, it's preferably oriented along the long axis, and pebbles show upcurrent imbrication. General transport direction of the entire conglomerate sequence is from SW to NE—the conglomerate belt is normal to the regional course of structures of the Klippen Belt in Orava, and if rotated (90°) by the value, then the resulting direction differs from that measured.
- I. Inertia flows of sand and gravel, turbidity currents, coherent slumps active in the middle part of the submarine depositional fan.
- II. Inertia flows of gravel and sand, debris flow, occasional breaks in deposition of coarse clastics, and an episode of the development of grain flow. The middle, and particularly the upper part of the depositional fan grooved by erosive channels, up to 6 m deep.

### Explanations of fig. 4

#### LITHOLOGICAL-STRATIGRAPHICAL PROFILE NEAR ŠIROKA

1. Flysch. Graded and non-graded litharenites with fine parallel and cross-ripple lamination, beds 20—350 cm in thickness, up to 100 cm in average, thin intercalations of conglomerates and breccia (20—90 cm) with pebbles up to 18 cm. Bouma's intervals mostly incomplete. Scour marks, asymmetric current ripples, frequent living tracks. Intercalations of sandy marlstones of lesser thickness (up to 50 cm).
2. Inverse-bedded conglomerate, with blocks of fine-grained conglomerate (up to 3 m) at the top and clasts of exotic marlstones. At the top is a sandstone bed with erosive channel. Current direction is from SE to N and NW.
3. Allochthonous sheet of variegated sandy marlstones; with breccia of marlstones and thin beds of turbidites. Depositional and sedimentary contact with surrounding beds.
4. Simmictites (pebble mudstones) with blocks and clasts of marls, supported by pebbles; at higher levels clasts are only the pelitic matrix. Turbidites with erosive channels; current marls at the base; swarms of intraclasts. Olistostromes (Wildflysch).
5. Irregularly distributed bodies of conglomerates, marls, graded turbidites and structureless sandstones. Chaotic recumbent folds, lenses and sedimentary „klippes“ separated by slipplanes or by depositional contact. Characteristic cascade and rumpled ridges on the surface of sandstone and conglomerate blocks closed-up in marls and in turbidites. The maximum height of sedimentary folds is 20 m. Marly intercalations are disturbed in sandstones and altered in swarms of intraclasts. Erosive contact is scarce in simmictites. Slumping, transport and deposition directions are from SE to NW and N.
6. Chaotic, poorly sorted conglomerates with straight, exceptionally channelized contact. Thickness of beds is 5—20 m. Fragments, blocks and clasts of sandy marls and siltstones exceed thickness of intercalations of marls. Their distribution is chaotic, they are deformed; their maximum length is 5 m, average length — 1 m. Conglomerates in the top part do not pass into sandstones.
7. In the lower part of the megarhythm are bodies with inconspicuous multiple gradations (also inverse). In sorted horizons are imbricated flat pebbles. The size of pebbles is 8—10 cm, maximum 22 cm.

In the top part of beds are thin structureless sandstones to sandstone conglomerates. Marlstone intercalations. Thickness of conglomerate beds is 5—10 m. Basal planes display scour marks and traces of uncertain genesis. Transport and deposition directions are from SE and SSE to NW and N.

- I. Turbidity currents, inertia flow of sand and gravel. The middle and partially the upper part of the depositional fan at the foot of the continental slope.
- II. Incoherent slumps of gravel, sand and mud, „creeping“, movement of solid and plastic masses down



the orogenic slope. The upper part of the depositional fan at the head of the submarine canyon. The depositional fan is separated from shelf by faults.

III. Avalanches and inertia flows of sands and gravels, transitions between slumping and creeping, debris flows on the top part of the submarine depositional fan.

IV. From the base upward slumping processes get quicker and more frequent proportionally to the tectonic activity of submarine slopes.

#### Explanations of plates XI—XVI

##### Plate XI

Fig. 1. Thick, repeatedly sorted beds of conglomerates, separated by hemipelagic marls or beds of structureless sandstones. These are deformed by initial slumping or by shear during final deposition. Conglomerate pebbles of the maximum 22 cm in diameter 8—10 cm in length are packed with coarse-sandy matrix. Large-scale trough cross-bedding was not found out. Široká.

Fig. 2. Intraclasts of sandy marls and of laminated siltstones distributed chaotically in a layer of unsorted conglomerate and supported by pebbles. Deformed clasts are from unconsolidated beds. The clasts were cut from the basin floor by the shear gravel. Široká.

##### Plate XII

Fig. 1. Elongated intraclast, 1 m long, of sandy marlstone in conglomerate. Upper part of the megarrhythm A. Široká.

Fig. 2 Large block of graded turbidite sandstones, enclosed in conglomerate mass. lower part of the megarrhythm A. Široká.

##### Plate XIII

Fig. 1 Turbidite sandstones are suppressed by conglomerates and kneaded. The original resistant marlstone intercalations were disturbed, torn and deformed so as to form swarms of intraclasts in the sandstone matrix. Middle part of the megarrhythm B. Široká.

Fig. 2 Large lens (recumbent fold) of conglomerate, up to 15 m in length, closed up by graded sandstone, was produced by pulling apart and separation by slumping from the original beds. Then it was formed by the press of overlying sediments. Middle part of the megarrhythm B. Široká.

##### Plate XIV

Fig. 1 Disturbed and separated beds of variable thickness and competence in olistostrome are separated by sandy marls. Middle part of the megarrhythm B. Široká.

Fig. 2 Two bodies different in lithology, are separated by „slip-plane“. Rumbled ridges at the base of the conglomerate bed (on the right) were formed still in unlithified gravel bed on the contact with highly-lithified marlstone sequence (on the left). Upper part of the megarrhythm B. Široká.

##### Plate XV

Fig. 1 Simmicite composed of pelitic (muddy) matrix with „floating“ pebbles of exotic rocks and intraclasts of semi-lithified laminated sandy marls. Upper part of the megarrhythm B. Široká.

Fig. 2 Closed-up intraclast composed of laminated clastic limestones. Upper part of the megarrhythm B. Široká.

##### Plate XVI

Fig. 1 Rounded blocks of exotic finegrained conglomerates in a conglomerate. Rounded elongated blocks, up to 3 m in length, are preferred-oriented in transport direction. Upper part of the megarrhythm C. Široká.

Fig. 2 Conglomerate of the first type consists of well sorted pebbles, 7—20 cm in the average with good packing and lesser portion of coarse-grained matrix. Roundness of pebbles is good. Elongated blocks, preferred-oriented in the flow direction, display upcurrent imbrication. Abrupt transition into sandstone in the upper layer. Krivá.

Photographed by R. Marschalko.

Translated by E. Jassingerová.

#### Vysvetlivky k tabuľkám XI—XVI

##### Tabuľka XI

Obr. 1 Hrubé, viackrát vytriedené vrstvy zlepcov oddelené hemipelagickými slieňmi alebo bezštruktúrnymi vrstvami pieskovcov. Deformované sú počiatočným sklzávaním alebo šmykom štrkových hmôt



počas finálnej depozície. Valúny zlepcov max. 22 cm v priemere 8—10 cm dlhé sú tesnené hrubopiesčitou základnou hmotou. Šikmé zvrstvenie veľkých rozmerov sa nenašlo. Zárez Široká.  
obr. 2 Intraklasty piesčitých slieňov a laminovaných siltovcov chaoticky distribuované vo vrstve netriedeného zlepenca a podopreté kostrou valúnov. Deformované klasty pochádzajú z neskonsolidovaných vrstiev a boli vyrvané erodujúcou štrkovou masou z dna bazénu. Široká.

#### Tabuľka XII

Obr. 1 Pozdĺžny, 1 m dlhý intraklast piesčitého slieňovca v zlepci. Vrchná časť megarytmu A. Široká.  
Obr. 2 Veľký blok gradačných turbiditových pieskovcov uzatvorený v zlepcovej mase. Spodná časť megarytmu A. Široká.

#### Tabuľka XIII

Obr. 1 Pieskovce turbiditového typu sú zatlačené a vyvalcované zlepcami. Ich pôvodné rezistentné slieňovcové medzivrstvy boli porušené, roztrhané a deformované. Tvoria roje intraklastov v pieskovcovej základnej hmote. Stredná časť megarytmu B. Široká.  
Obr. 2 Veľká ležatá šošovka (vrása) zlepenca dlhá až 15 m obalená gradačnými pieskovcami. Vznikla „odškrtaním“ a separovaním od pôvodných vrstiev sklzávaním. Dodatočne bola formovaná tlakom nadložných sedimentov. Stredná časť megarytmu B. Široká.

#### Tabuľka XIV

Obr. 1 Potrhané a separované vrstvy rôznej hrúbky a kompetencie volistostromovom telese sú oddelené piesčitými slieňmi. Stredná časť megarytmu B. Široká.  
Obr. 2 Dve litologicky rozdielne telesá oddeľuje „sklzová plocha“. Séria zalomených hrebeňov na báze zlepcovej vrstvy (vpravo) vznikla v ešte nespevnenej vrstve štrku na styku so slieňovcovou sekvenciou vyššieho spevnenia (vľavo). Vrchná časť megarytmu B. Široká.

#### Tabuľka XV

Obr. 1 Simiktit zložený z pelitickej (blativej) základnej hmoty, v ktorej plávajú valúny exotických hornín a intraklasty polospevnených laminovaných piesčitých slieňov. Vrchná časť megarytmu B. Široká.  
Obr. 2 Intraklast kufrovitej štruktúry zložený z laminovaných klastických vápencov. Vrchná časť megarytmu B. Široká.

#### Tabuľka XVI

Obr. 1 Zlepenec so zaoblenými blokmi a balvanmi exotických drobnozrnných zlepcov. Zaoblené predĺžené ploché dosky až 3 m dlhé sú prednostne orientované v smere transportu. Vrchná časť megarytmu C. Široká.  
Obr. 2 Prvý typ zlepenca má dobre vytriedené valúny so stredným rozmerom 7—20 cm a s dobrým tesnením s nižším podielom hrubozrnnnej pieskovcovej základnej hmoty. Zaoblenie valúnov je dobré. Ploché predĺžené tvary prednostne orientované v smere toku majú protiprúdovú imbrikáciu. Prechod do pieskovca vo vrchnej polohe je ostrý. Zárez Krivá.







Karol Borza — Eduard Köhler — Augustín Began — Ondrej Samuel

## Orbitoidový vývin kriedy západného Slovenska

1 obr. v texte, 4 tab. na kriede (XVII—XX), anglické resumé

**Abstract.** The authors analyze orbitoid facies in the Klippen Belt of Western Slovakia and in the Brezová unit. Facial — lithological and stratigraphical analyses show that spatial extension of the facies associated with the inner part of the Klippen Belt and with the Brezová unit — was originally linear and considerable. As for time, the orbitoid facies is associated with the Upper Campanian through Maastrichtian and consists of heteropical facies, mostly of the neritic zone. Shallowing sedimentation environment — as indicated by facies described — is associated with orogenic phase.

### Úvod

Orbitoidový vývin vrchného senónu v Západných Karpatoch patrí nepochybne medzi najpreskúmanejšie vrchnosenónske vývoje na svete a svojím horizontálnym rozšírením, stratigrafickým diapazónom, ako i bohatosťou paleontologického obsahu sa radí ku klasickým oblastiam orbitoidového vývinu vo Francúzsku, Holandsku a Rakúsku.

Nie je síce najsprávnejšie označovať tento vývin ako orbitoidový, pretože popri zástupcoch rodu *Orbitoides* sú prítomné aj iné rody veľkých foraminifér, ako *Lepidorbitoides*, *Siderolites*, *Pseudosiderolites*, *Omphalocyclus* a *Hellenocyclina* a sú pre tento vývoj rovnako typické ako orbitoidy (niekedy sa vyskytujú i bez orbitoidov, napr. rod *Pseudosiderolites* v kampáne), ale toto označenie je v literatúre také zaužívané, že použitie iného termínu (napr. vývoj senónu s veľkými foraminiferami) by čitateľa iba zmatlo.

Orbitoidné foraminifery za súčasného stavu znalostí ich stratigrafického použitia (hlavne vďaka fylogenetickým štúdiám A. Pappa — 1954, 1955a, 1955b, 1956a, 1956b) umožňujú pomerne presne stanoviť vek vrstiev, odlišiť kampanské sedimenty od maastrichtských, prípadne urobiť ešte jemnejšie stratigrafické zónovanie v rámci týchto dvoch stupňov (pokúšal sa o to najmä A. Papp vo vyššie uvedených prácach, na našom území E. Köhler 1962).

RNDr. K. Borza, CSc. — RNDr. E. Köhler, CSc., Geologický ústav Slov. akadémie vied, Dúbravská cesta, 886 25 Bratislava.

RNDr. A. Began, CSc. — RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

Pre potreby predloženej práce stačí vymedziť charakteristické spoločenstvá veľkých foraminifér kampánu a maastrichtu (porovn. tab. 1):

Kampán je charakterizovaný najmä týmito veľkými foraminiferami: *Orbitoides tissoti tissoti* Schlumb., *Orbitoides tissoti minima* Vredenburg, *Orbitoides media media* (d'Archiac), *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé) a *Lepidorbitoides minima* Douvillé.

Do maastrichtu prechádza z kampánu *Orbitoides media media* (d'Archiac) a objavujú sa tu *Orbitoides apiculata grünbachensis* Papp, *Orbitoides apiculata plana* Köhler, *Orbitoides apiculata apiculata* Schlumb., *Orbitoides gensacicus praeivus* Köhler, *Orbitoides gensacicus gensacicus* (Leymerie), *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck a *Hellenocyclina beotica* Reichel.

Stratigrafický diapazón senónskych veľkých foraminifér v slovenských Karpatoch

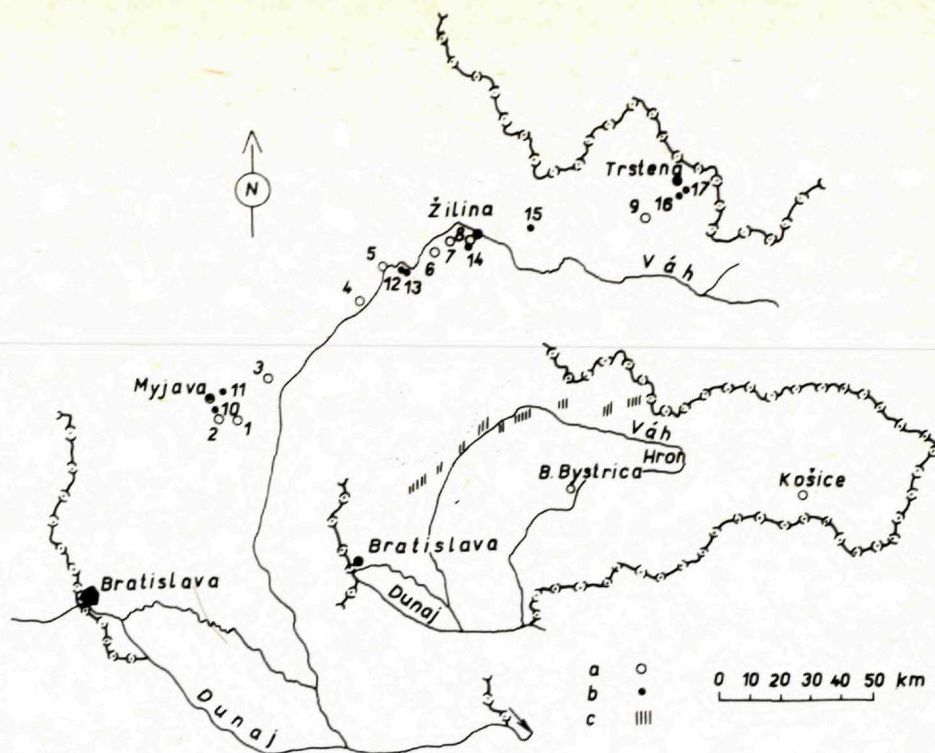
Tab. 1

názov	kampán	maastrict
<i>Orbitoides tissoti minima</i> Vredenburg		
<i>Orb. media media</i> (d'Archiac)		
<i>Orb. media planiformis</i> Papp		
<i>Orb. media megaliformis</i> Papp et Küpper		
<i>Orb. apiculata grünbachensis</i> Papp		
<i>Obr. apiculata plana</i> Köhler		
<i>Orb. apiculata apiculata</i> Schlumb.		
<i>Orb. jaegeri</i> Papp et Küpper		
<i>Orb. gensacicus praeivus</i> Köhler		
<i>Orb. gensacicus gensacicus</i> (Leymerie)		
<i>Lepidorbitoides minor</i> (Schlumb.)		
<i>Lepidorbitoides socialis</i> (Douvillé)		
<i>Pseudosiderolites vidali</i> (Douvillé)		
<i>Siderolites calcitrapoides</i> Lamarck		
<i>Omphalocyclus macroporus</i> (Lamarck)		
<i>Hellenocyclina beotica</i> Reichel		
<i>Sulcoperculina globosa</i> Cizancourt		
<i>Miscellanea</i> cr. <i>miscella</i> (d'Arch. et H.)		

Ako vyplýva z ďalšieho textu, v posledných 25 rokoch bola orbitoidovému vývoju v slovenských Karpatoch venovaná značná pozornosť a boli nájdené i opísané mnohé kampánske a maastrichtské lokality s veľkými foraminiferami. Popri výskytoch in situ boli na rôznych miestach v paleogénnych zlepencoch nachádzané i valúny orbitoidovej kriedy, ktoré zatiaľ nik podrobne neopísal.

Aby sme doplnili celkovú mozaiku faciálneho a paleogeografického rozšírenia orbitoidového senónu na západnom Slovensku, jeho stratigrafického rozpätia a paleontologického obsahu, v predloženej práci predkladáme výsledky vyhodnotenia valúnov orbitoidovej kriedy, ktoré boli nájdené na rôznych lokalitách v pruhu dlhom asi 170 km, od Myjavskej pahorkatiny až po severnú Oravu. Predpokladáme, že opis týchto valúnov umožní vytvoriť komplexný obraz o vrchnom senóne a jeho rozšírení na západnom Slovensku (obr. 1).





Situačná mapka študovaných výskytov a schématický náčrt orbitoidového vývinu na západnom Slovensku.

a) Výskyt in situ: 1 — Jandová dolina, 2 — Široké bradlo, Podlipovec, Sychrov, 3 — Bučkovec, 4 — Sedmerovce, 5 — Dohňany, Lednické Rovné, 6 — Hrabové, 7 — Hlboké n/V, 8 — Hradisko—Na Skale, 9 — Krivá.

b) výskyt vo forme valúnov a blokov: 10 — U Blatniakov, 11 — Stará Turá, 12 — jz. od kóty 380, j. od Považskej Bystrice, 13 — kóta Sv. Helena, j. od Považskej Bystrice, 14 — Ovčiarsko, 15 — Berešici, 16 — Zábiedovo, 17 — Brezovica

c) Priebeh orbitoidového vývinu na západnom Slovensku.

Situation map of occurrences studied and schematic sketch of orbitoidal facies in West Slovakia.

a) Occurrences in situ: 1 — Jandová dolina; 2 — Široké bradlo; Podlipovec, Sychrov; 3 — Bučkovec; 4 — Sedmerovce; 5 — Dohňany, Lednické rovne, 6 — Hrabové; 7 — Hlboké n/V; 8 — Hradisko—Na Skale; 9 — Krivá

b) Occurrences in the form of pebbles and blocks: 10 — U Blatniakov; 11 — Stará Turá; 12 — at the southwest of elevation point 380, southward of Považská Bystrica; 14 — Ovčiarsko; 15 — Berešici; 16 — Zábiedovo; 17 — Brezovica

c) The course of orbitoid facies in West Slovakia

## Rozšírenie orbitoidového vývoja v Karpatoch

Publikovaná literatúra (mimo nášho územia) je mimoriadne skúpa na údaje o orbitoidových vývoch\* v Karpatoch, ktoré by boli zároveň doložené i palentologickým určením veľkých foraminifér.

\*Ako orbitoidové vrstvy bývajú v literatúre (najmä sovietskej) označované i paleogénne diskocyklinové vrstvy (napr. polohy s diskocyklinami v pasečianskych pieskovochoch).

Zo Západných Karpát sa popri výskytoch na Slovensku, ktorými sa budeme podrobnejšie zaoberať v ďalšom texte, treba zmieniť o výskytoch v Poľsku. Už R. Zuber (1909) zaznamenáva *Orbitoides minor* Schlumb. a *Orbitoides apiculata* Schlumb. v Pogwizdowe pri Bochnii. Neskôr F. Bieda (1935) našiel orbitoidy v senónskom obale bradlového pásma. Podľa F. Biedu (1946) orbitoidy v poľských Karpatoch sa vyskytujú v spodných istebnianskych vrstvách (lokality Buczyna, Polom, Pogwizdow, Wielkie Niezskowice a Joniny — prevažne *Lepidorbitoides socialis* var. *minor* Schlumb. a *Orbitoides media* d'Arch.), vo flyšovom obale bradlového pásma (Jarmuty a Szlachotowa — orbitoidy a *Siderolites vidali* Douv.) a na lokalite Wisniowa v nejasnej tektonickej pozícii (zlepence s *Lepidorbitoides socialis* var. *minor* Schlumb.). F. Bieda (1946) všetky tieto výskyty zaradil do svojho prvého horizontu veľkých foraminifér a považoval ich za maastrichtské, hoci prítomnosť *Pseudosiderolites vidali* (Douv.) svedčí aj o prítomnosti kampánu.

Z údajov v sovietskej literatúre najzaujímavejší a paleontologicky doložený je údaj o výskyte maastrichtu so siderolitmi (*Siderolites krechovi* Terestschuk), ktorý bol zachytený vrtní v podloží neogénu v Predkarpatskom oblúku (Lvovská oblasť — Krechov) (A. S. Tereščuk 1961).

V literatúre z rumunských Karpát sú orbitoidy spomínané už od roku 1900, keď K. A. Redlich z valúnov zlepencov pri Brezoi opísal druhy *Orbitoides secans* Leymerie (= *Lepidorbitoides socialis*), *Orbitoides gensacica* Leymerie a *Orbitoides Faujasi* d'Orb. (= *Orbitoides media*), ktoré spolu tvoria spoločenstvo maastrichtu. V tej istej lokalite zaznamenal výskyt *Siderolites calcitrapoides* Lamarck a *Orbitoides media* (d'Arch.) aj D. Andrusov (1950).

V inocerámových vrstvách jednotky Tarcău O. Mirăuța a E. Mirăuța (1964) našli *Orbitoides* aff. *tissoti* Schlumb. a *Siderolites* sp. Gh. Bombita (1973), z približne tej istej oblasti (údolie Cuiștii Bistriței) pochádza i maastrichtské spoločenstvo zložené s *Lepidorbitoides minor* (Schlumb.), *Lepidorbitoides socialis* (Leym.), *Orbitoides media* (d'Arch.) a *Orbitoides apiculata* Schlumb.

### Primárne výskyty orbitoidovej kriedy v slovenských Karpatoch

#### Brezovské pohorie a Myjavská pahorkatina

Na senónske veľké foraminifery tejto oblasti prvý upozornil D. Andrusov (1933a, b). Na lokalite Široké bradlo našiel druhy *Siderolites vidali* Douv. a *Orbitoides apiculata* Schlumb.

Pri mapovacích prácach v posledných rokoch plošný rozsah orbitoidového vývoja a jeho vrstevný sled vymedzili hlavne J. Salaj a A. Began.

Známe výskyty veľkých foraminifér v senóne Brezovského pohoria študoval a paleontologicky spracoval roku 1962 E. Köhler. Popri výskytoch in situ opísal orbitoidy i z valúnov v paleogénnych zlepencoch (lok. U Blatniakov a Stará Turá).

Nepochybne in situ sa vyskytujú vápence stredného kampánu v Jandovej doline.



Vyskytujú sa v nich *Orbitoides tissoti minima* Vredenburg a *Pseudosiderolites vidali* (Douv.).

Vrchnokampánske sú jemnozrnné zlepenca na lokalitách Podlipovec a Sychrov, kde sa vyskytujú *Orbitoides tissoti minima* Vredenburg, *Orbitoides media media* (d'Archiac), *Orbitoides cf. jaegeri* Papp et Küpper a *Pseudosiderolites vidali* (Douv.).

Známa lokalita Široké bradlo (spomína ju D. Andrusov 1933a, 1933b, 1950, J. Salaj 1960, K. Borza 1962) obsahuje v jemnozrnnom zlepeni vrchnokampánsku asociáciu *Orbitoides media media* (d'Archiac), *Orbitoides media megaliformis* Papp et Küpper a *Pseudosiderolites vidali* (Douv.).

Západne od Bučkovca v jemnozrnejšej polohe polymiktných zlepenčov bradlového pásma sme našli *Orbitoides media media* (d'Archiac), na základe ktorého uvedené zlepenca zaraďujeme do kampánu.

Maastricht s orbitoidmi je v tejto oblasti známy iba z valúnov v paleogénnych zlepencoch, ktoré opíšeme v ďalšej kapitole.

## Stredné Považie

1. Prvú zmienku o orbitoidových vrstvách v okolí Sedmeroviec nachádzame u V. Kantorovej — A. Began (1958, str. 114), ktorí zo slieňov, pravdepodobne maastrichtského veku, opisujú lavicu zlepenčov, vytvorených z úlomkov vápencov a pieskovcov. Zložením pripomínajú jarmutské zlepenca Pienín. Zlepenca obsahujú prizmy inocerámov, foraminifery typu *Textularia*, *Orbitoides*, riasy a *Solenopora* sp.

Neskôr J. Salaj — A. Began (1963, str. 114) našli v okolí Sedmeroviec orbitoidové vápence bez paleontologického doloženia veľkých foraminifér a orbitoidové až zlepencové vápence so *Siderolites vidali* Douv., ktoré začleňujú do maastrichtu.

2. J. Salaj — A. Began (1963, str. 115) uvádzajú orbitoidové vápence až zlepenca z okolia Dohnian, ktoré obsahujú hlavne *Siderolites vidali* Douv. a sú začlenené do vrchného kampánu až maastrichtu.

3. J. Salaj (1961) našiel v okolí Lednického Rovného v zlepencovitých polohách *Pseudosiderolites vidali* (Douv.). Faunou a petrografickou charakteristikou sa toto súvrstvie veľmi podobá na faciú jarmutských vrstiev z Pienín. J. Salaj uvedené vrstvy začlenil do vrchného kampánu až maastrichtu.

4. Hrabové pri Bytči. V svahu cesty severne od objektov JRD Hrabové n/V, 450 m j. od kóty 442,8 m sa v odkryve nachádzajú 1,5—2 m hrubé polohy slieňov, ktoré sa striedajú s 5—8 cm hrubými lavicami pieskovcov. Orbitoidy sa pri zvetrávaní uvoľňujú zo slienitých polôh.

Veľké foraminifery z tejto lokality opísal E. Köhler (1960, 1971) a v monografii O. Samuel — K. Borza — E. Köhler (1972). Nachádzajú sa tu *Orbitoides media planiformis* Papp a *Orbitoides apiculata plana* Köhler. Lokalita je spodnomaastrichtská.



5. Hlboké n/V. Profil sa nachádza severne od obce Hlboké n/V (pod kótou Ostrý vrch) a bol podrobne opísaný už v prácach O. Samuel — J. Salaj — E. Köhler — K. Borza (1967) a O. Samuel — K. Borza — E. Köhler (1972). V poľnej ceste je odkryté prevažne slienité súvrstvie vyššieho kampánu až maastrichtu. Tenké vápencové polohy obsahujú iba veľké foraminifery maastrichtu. Spodnejšia poloha (v profile) obsahuje spoločenstvo nižšieho maastrichtu: *Orbitoides media planiformis* Papp, *Orbitoides apiculata grünbachensis* Papp, *Orbitoides apiculata apiculata* Schlumb., *Orbitoides gensacicus praeivius* Köhler, *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie) a *Siderolites calcitrapoides* Lamk. Vyššia poloha zodpovedá vyššiemu maastrichtu a boli z nej určené: *Orbitoides apiculata grünbachensis* Papp, *Orbitoides apiculata apiculata* Schlumb., *Orbitoides gensacicus praeivius* Köhler, *Orbitoides gensacicus gensacicus* (Leymerie), *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck a *Miscellanea cf. miscella* (d'Archiac et Haime).

6. Pri obci Hlboké n/V sa ďalšia lokalita nachádza pri Kopanickom potoku (80 m j. od kóty 372,0). Zárez poľnej cesty odкрýva súvrstvie slienov s 5—10 cm mocnými polohami pieskovcov a jemnozrnných zlepcov. V týchto polohách sa iba vzácné nachádzajú veľké foraminifery najvyššieho kampánu: *Orbitoides media media* (d'Arch.), *Orbitoides* sp., *Pseudosiderolites vidali* (Douv.) a *Siderolites* aff. *calcitrapoides* Lamarck.

7. Západne od Žiliny pod Hradiskom. V rokline na úpätí Hradiska, 450 m na sv. od kóty 441,0 m (Na Skale), v úzkom pruhu sú vyvinuté sivé piesčité sliene, v ktorých sú na pravom svahu rokliny na dvoch miestach odkryté i polohy zlepcov. Uvedené súvrstvie D. Andrusov — M. Kuthan (1944) považovali za paleogénne. Lokalita sa uvádza ešte v prácach E. Köhlera (1960, 1971), K. Borzu (1966) a O. Samuel — K. Borza — E. Köhler (1972).

V polymiktných zlepcoch s bohatým organickým obsahom boli nájdené veľké foraminifery vrchného maastrichtu: *Orbitoides apiculata apiculata* Schlumb., *Orbitoides media media* (d'Archiac), *Orbitoides gensacicus praeivius* Köhler, *Orbitoides gensacicus gensacicus* (Leymerie), *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie) a *Siderolites calcitrapoides* Lamarck. Okrem veľkých foraminifér sa vyskytujú hlavne úlomky makrofauny (gastropódov a lamelibranchiátov), vzácné solitárne koraly, koralinné riasy, machovky, krinoidové články, ostrakódy, zriedkavé su *Emscheria* sp. a „*Solenomeris*“ sp.

V nadloží tejto lokality v nejasnom postavení v podloží zlepcov spodného eocénu (cuisu) sa nachádza poloha hnedozvetrávajúceho piesčitého vápenca, z ktorej pochádzajú maastrichtské formy (porovn. tab. XVIII, obr. 1, 2): *Orbitoides apiculata apiculata* Schlumb., *Orbitoides apiculata plana* Köhler, *Orbitoides gensacicus gensacicus* (Leymerie), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck a *Hellenocyclina beotica* Reichel.



V piesčitej polohe zlepcov zárezu cesty vedúcej do obce Krivá J. Salaj — O. Samuel (1963) zaznamenávajú hojný výskyt orbitoidov: *Orbitoides gensacicus* (Leymerie), *Orbitoides apiculata* Schlumb., *Orbitoides apiculata grünbachensis* Papp, *Orbitoides apiculata plana* Köhler a *Siderolites calcitrapoides* Lamarck. Okrem týchto foriem určil E. Köhler (in K. Borza 1966, str. 26) z tejto lokality i poddruh *Orbitoides gensacicus praeivius* Köhler. Lokalita je spodnomaastrichtského až strednomaastrichtského veku.

### Výskyty valúnov orbitoidovej kriedy

#### Myjavská pahorkatina a Brezovské pohorie

Paleogénne zlepence tejto oblasti sú polymiktné a popri iných valúnoch sa v nich nachádzajú i vrchnosenónske valúny s orbitoidmi. Zlepence spracoval K. Borza (1962) a orbitoidy z valúnov opísal E. Köhler (1962).

1. Pri osade U Blatniakov v odkryve bazálnych paleogénnych zlepcov bol nájdený valún jemnozrnného do hrdzava zvetrávajúceho pieskovca. Vytvorený je prevažne zo zrn kremeňa (85 %), menej z úlomkov vápencov a slieňov (10 %) a živcov (3 %). Vyskytuje sa i muskovit, biotit a chlorit. Z akcesorických minerálov sa nachádza granát, zirkón a rutil, z epigenetických minerálov pyrit a autigénny chlorit. Veľkosť zrn sa pohybuje v rozmedzí 0,08—0,3 mm, ojedinele sú zrná i väčšie. Tmel pieskovca je vápnitoželezitý (limonitický) a dáva pieskovcu hnedé sfarbenie.

Pieskovec je preplnený schránkami orbitoidov (tab. XVIII, obr. 3). Obsahuje *Orbitoides apiculata grünbachensis* Papp a *Orbitoides apiculata plana* Köhler (nižší maastricht).

2. V záreze cesty pod viaduktom (pri cintoríne) v Starej Turej sa nachádzajú dobre opracované valúny (o priemere až 30 cm) sivých piesčitých slienitých vápencov v paleogénnych zlepencoch. Základná masa valúnov je mikritová, vyskytujú sa v nej úlomky klastického kremeňa (35 %), prevažne ostrohranné, ojedinelé úlomky vápencov, živcov (andezín) a muskovit. Z autigénnych minerálov je tu chlorit, z epigenetických pyrit. Z organických zvyškov pozorujeme machovky, rekryštalizované úlomky schránok lamelibranchiátov, úlomky rudištov, ostne ježoviek, krinoidové články, *Solenopora* sp., *Globigerina* sp. Valúny obsahujú aj veľké foraminifery vyššieho maastrichtu (tab. XVIII, obr. 4, tab. XIX, obr. 1): *Orbitoides apiculata apiculata* Schlumb., *Orbitoides gensacicus praeivius* Köhler, *Orbitoides gensacicus gensacicus* (Leymerie), *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck a *Hellenocyclina beotica* Reichel.



V okolí Považskej Bystrice sa nachádzajú valúny s orbitoidmi v ilerdských sedimentoch na dvoch miestach (porovn. O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972):

1. Jemnozrnné až strednozrnné zlepenice s ojedinelými blokmi paleocénnych biohermných vápencov budujú chrbát kóty 380 medzi Dolným Moštencom a Považskou Bystricou (asi 1 km jz. od k. 391 — Sv. Helena). Zlepenice miestami prechádzajú do hrubozrnných a strednozrnných pieskovcov.

Zlepenice sú polymiktné, vytvorené prevažne z valúnov karbonátových hornín (vápence triasu až spodnej kriedy a triasové dolomity), zriedkavo sa vyskytujú valúny žilného kremeňa, triasové kremité pieskovce a kremence, kremité porfýry a melafýry, ojedinele i žuly. V tejto asociácii sa vo vzácnych prípadoch vyskytujú i valúny orbitoidových pieskovcov a ružové organogénne vápence senónu.

Organogénny pieskovec (orbitoidová lumachella) je vytvorený zo schránok orbitoidov (viď tab. XIX, obr. 2), medzi ktorými sú rozptýlené zrná kremeňa, úlomky karbonátov, ojedinele silicity, lupienky muskovitu, biotit, turmalín a zirkón. Veľkosť klastík sa pohybuje v rozmedzí 0,1—1,2 mm, prevažne však medzi 0,4—0,6 mm. Z veľkých foraminifér sa masovo vyskytuje *Orbitoides media planiformis* Papp, ojedinele *Lepidorbitoides* sp. Z ďalších organických zvyškov sa zriedkavo vyskytujú úlomky schránok lamelibranchiátov, machovky, úlomky korálných rias, *Ethelia alba* (Pfeiffer) a foraminifery. Na základe uvedenej asociácie valún možno zaradiť do vyššieho kampánu až spodného maastrichtu.

Ružový organogénny jemnozrnný vápenec je biomikrospartitový. Obsahuje veľké množstvo organických zvyškov, predovšetkým foraminifery (miliolidy, globigeríny, rotalidy), *Acicularia* sp., koralinné riasy, zriedka sa vyskytujú krinoidové články, machovky, úlomky schránok lamelibranchiátov, *Planorbulina cretae* (Marsson), *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Pithonella multicava* Borza, serpuly, ostne ježoviek a úlomky dasykladaceí. Z klastickej prímеси sa vyskytujú zrná kremeňa (pod 1 %, veľkosť 0,15 mm) a úlomky karbonátov. Vo výbruse je zachytený len okrajový prierez orbitoidom (*Orbitoides* sp.). Valún zaraďujeme do ?kampánu.

2. Druhou oblasťou s výskytom ilerdských sedimentov (pôvodne spojenou s predchádzajúcou oblasťou) je okolie kóty 391, južne od Považskej Bystrice. V okolí kostolíka sv. Heleny je niekoľko odkrytov hrubozrnných pieskovcov až jemnozrnných zlepeníc s bohatými spoločenstvami ilerdských veľkých foraminifér. Zvetrané bloky zlepeníc sa často vyskytujú na medziach a poliach v blízkosti kostolíka. Materiál zlepeníc je polymiktný. Medzi valúnmi sme našli tiež valúny vápencov s orbitoidmi.

Sú to sivé organogénne piesčité vápence až vápnité pieskovce. Piesčité prímеси tvoria zrná kremeňa, úlomky karbonátov (pelletový vápenec, piesčité sliene), agregáty kremenných zrn, zriedkavo sa vyskytuje muskovit, biotit a chlorit, akcesoricky sa nachádza zirkón, ojedinele i zrná glaukonitu. Veľkosť klastík sa pohybuje



v rozmedzí 0,2—0,5 mm. Majú prevažne nepravidelný tvar, často sú ostrohranné. Karbonáty sú opracovanejšie. Z veľkých foraminifér sa vyskytujú (porovn. tab. XIX, obr. 3—4, tab. XX, obr. 1): *Orbitoides gensacicus gensacicus* (Leymerie), *Orbitoides apiculata apiculata* Schlumb., *Orbitoides apiculata plana* Köhler, *Orbitoides media media* (d'Archiac), *Orbitoides media megaliformis* Papp et Küpper, *Orbitoides gensacicus praeivus* Köhler, *Orbitoides jaegeri* Papp et Küpper, *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Hellenocyclina beotica* Reichel a po prvýkrát v Karpatoch nájdená *Sulcoperculina globosa* Cizancourt. Z ďalších zložiek obsahujú úlomky schránok lamelibranchiátov, gastropódov a rudistov, koralinné riasy, koralý, foraminifery, serpuly, *Planorbulina cretae* (Marsson), *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, *Pithonella ovalis* (Kaufmann) a krinoidové články. Hornina patrí do vyššieho maastrichtu.

V lokalite sa vyskytuje aj sivý biohermný vápenec. Je biosparitový. Obsahuje veľa koralinných rias, *Peyssonelia antiqua* Johnson, *Ethelia alba* (Pfender), *Solenopora* sp., machovky, vzácne úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidové články, zriedkavo foraminifery, medzi nimi aglutinované a sesilne, *Planorbulina cretae* (Marsson), *Acicularia* sp., *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, serpuly a ostne ježoviek. Ojedinele sa vyskytuje *Pithonella ovalis* (Kaufmann), z veľkých foraminifér iba *Siderolites calcitrapoides* Lamarck. Vápenec obsahuje jemne rozptýlený pyrit, z klastickej prímеси sa zriedkavo nachádzajú zrná kremeňa. Valún je maastrichtského veku.

### Ovčiarsko pri Žiline

V poľnej ceste vedúcej z Ovčiarska do Žiliny popod Hradisko, asi 700 m od posledných domov Ovčiarska sa nachádza v zlepenčovom súvrství spodného lutétu blok rífového vápenca, ktorý opisujú O. Samuel—K. Borza—E. Köhler (1972, str. 102) a K. Borza (1972). Vápenec je svetlosivej farby popretkávaný veľkým množstvom žiliek druhotného kalcitu. Je biosparitový, len miestami biomikritový, ojedinele sú v ňom pelletové polohy. Z organických zvyškov sa najčastejšie vyskytujú koralinné riasy [*Lithothamnium* cf. *cuvillieri* Poignant et Chafaut, *Peyssonelia antiqua* Johnson, *Mesophyllum* sp., *Archaeolithothamnium* sp., *Ethelia alba* (Pfender)], zriedkavo sa vyskytujú koralý, miestami je väčšie množstvo malých foraminifér ako *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Anomalina* sp., *Nummofalotia* sp., *Rugoglobigerina* cf. *rugosa* (Plummer), *Marssonella oxycona* (Marsson), *Lockhartia* sp. a *Textularia* sp., sesilne formy, *Planorbulina cretae* (Marsson), rôzne problematické prierezy, úlomky lastúrníkov, machovky, serpuly, *Dasycladaceae*, *Acicularia* sp., *Cadosina undosa* Borza, *Cadosina spinosa* Borza, *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Calcisphaerula innominata* Bonet. Z veľkých foraminifér je prítomná iba *Miscellanea* cf. *miscella* (d'Archiac et Haime) (porovn. tab. XX, obr. 2). Z klastickej prímеси obsahuje vápenec zriedkavo zrná



kremeňa siltovej veľkosti a úlomky karbonátov, z epigenetických minerálov pyrit. Blok bol zaradený do maastrichtu.

#### Terchová — Berešici

Na túto lokalitu prvý upozornil E. Scheibner (1968), ktorý uvádza, že pri osade Nižní Berešici a Krištofici sa v nejasnom kontakte so súvrstvom danu vyskytuje súvrstvie zvrásnených plytkovodných sedimentov paleogénu. Nachádzajú sa v ňom bloky rífov, ktoré vznikali pravdepodobne v otvorenom litorálnom prostredí. E. Scheibner predpokladal, že rífy sú paleogénneho veku.

Pri novom podrobnom preskúmaní tohto výskytu sme zistili, že medzi osadami Berešici a Krištofici (pri ceste z Terchovej do Zázrivej, asi 1 km v. od okraja Terchovej) sa v tesnej blízkosti bradlového pásma nachádza flyšoidné súvrstvie, v ktorom bola zistená mikrofauna spodného lutétu (vzorka pochádza z ľavého brehu potoka tečúceho cez osadu Berešici): *Globigerina hagni* Gohrbandt, *Globigerina linaperta* Finlay, *Globigerina eocaena* Gümbel, emend. Hagn et Lindberg, *Globigerapsis index* (Finlay), *Turborotalia* (A.) *crassata densa* (Cushman), ako aj preplavené strednocenomanské až vrchnocenomanské rotalipory a dvojkýlové globotrunkány [*Globotruncana linneiana* (Orbigny)].

V tomto súvrství sa popri laviciach pieskovcov až piesčitých vápencov nachádzajú miestami početné valúny tmavosivých karbonátových hornín. Valúny majú priemer 10—30 cm a sú vytvorené prevažne z dvoch typov vápencov:

a) Valúny sivých, prevažne mikrosparitových vápencov s prímiesou siltového kremeňa a s jemnými lupienkami muskovitu. Okrem toho sa zriedkavo vyskytujú nepravidelne rozmiestnené väčšie úlomky hornín, predovšetkým karbonátov (mikritové a mikrosparitové vápence, biomikrit s rekryštalizovanými *Involutina* sp., mikrity s *Halicoryne* sp., piesčité vápence, dolosparity, brekciovitité dolomity), agregáty kremenných zŕn s chloritom, úlomky fylitov a kremitých pieskovcov s pyritom. Veľkosť úlomkov hornín sa pohybuje v rozmedzí 0,6—3 mm, ojedinele dosahujú až 1 cm. Akcesoricky sa vyskytuje turmalín a z epigenetických minerálov pyrit. Zrná kremeňa sú ostrohranné, nepravidelných tvarov, úlomky hornín (najmä karbonátov) sú vo väčšine prípadov opracované. Vápence bežne obsahujú organické zvyšky, ktoré sú nepravidelne rozmiestnené. Zo zriedkavých veľkých foraminifér (tab. XX, obr. 3—4) boli určené: *Orbitoides media media* (d'Archiac), *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Hellenocyclina beotica* Reichel. Z ďalších zložiek sú prítomné koralinné riasy, *Solenoporaceae*, *Ethelia alba* (Pfender), machovky, malé foraminifery, *Planorbulina cretae* (Marsson), koralý, krinoidové články, úlomky schránok lamelibranchiát, ostrakódy, ostne ježoviek dasycladacea, *Acicularia* sp., *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Pieninia oblonga* Borza et Mišík a holoturie. Tento typ vápencov možno zaradiť do maastrichtu.

b) Valúny sivých biohermných vápencov. Sú biomikritové, miestami biosparitové.



Obsahujú predovšetkým značné množstvo koralinných rias, machovky a malé foraminifery. Zriedkavejšie sa vyskytuje *Peyssonnelia antiqua* Johnson, *Ethelia alba* (Pfender), *Planorbulina cretae* (Marsson), úlomky schránok lamelibranchiátov, koralý, *Acicularia* sp., *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, ostrakódy, krinoidové články, ostne ježoviek a *Cadosina* aff. *spinosa* Borza. Z veľkých foraminifér sú prítomné vzácne schránky *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides* Lamarck a *Hellenocyclina beotica* Reichel. Z klastickej prímesi sa bežne vyskytujú zrná kremeňa a úlomky karbonátov, veľkosť klastík sa pohybuje v rozmedzí 0,1—0,2 mm. I tieto valúny sú maastrichtského veku.

## Severná Orava

Valúny senónskych zlepcovitých vápencov v podhalskom flyši na Orave (južne od Trstenej a Tvrdošína) uvádza r. 1950 D. Andrusov. Podľa neho sa popri siderolitoch v nich vyskytuje i *Orbitoides media* (d'Archiac).

Podrobnejšie sa valúnmi v paleogénnych zlepcoch tejto oblasti zaoberali M. Mišík — O. Fejdiová — E. Köhler (1968). V bielopotockom súvrství sa na viacerých lokalitách vyskytujú parakonglomeráty s veľmi pestrým zložením valúnov. Popri často sa vyskytujúcich valúnoch mezozoika i paleogénu sa v lokalite Brezovica a v údolí potoka Zábídivčiek nachádzajú i valúny biohermných vápencov s rudistami a orbitoidmi. Na základe prítomnosti *Orbitoides media media* (d'Archiac), *Orbitoides media megaliformis* Papp et Küpper, *Lepidorbitoides* sp., *Pseudosiderolites vidali* (Douv.) a *Miscellanea* cf. *miscella* (d'Arch. et Haime) zaradili tieto vápence do kampánu a konštatovali, že ide o prvý známy výskyt biohermných vápencov v karpatskom kampáne.

Autori predloženej práce vyzbierali nový materiál zo známych lokalít na severnej Orave. Popri veľkom množstve valúnov z paleogénu (budú spracované samostatne) boli nájdené i valúny zo senónu s orbitoidmi.

1. V ryhách pri južnom okraji obce Brezovica popri valúnoch z kampánu, ktoré opísali už vyššie uvedení autori, našli sme aj niekoľko valúnov karbonátových organogénnych pieskovcov. Odlišujú sa od seba čiastočne veľkosťou klastických zložiek, podielom zŕn kremeňa, úlomkov chloritických fylitov a agregátov kremených zŕn. Vytvorené sú predovšetkým z úlomkov karbonátov (vápencov a dolomitov), zriedkavo sa vyskytujú úlomky piesčitých vápencov, jurských rádiolaritov, úlomky vrchnotriasových vápencov s *Turrispirillina minima* Pantić a úlomky vápencov s *Pieninia oblonga* Borza et Mišík. Úlomky karbonátov sú prevažne slabo opracované. Z ďalších zložiek (asi 5 %) sa vyskytujú zrná kremeňa, agregáty kremenných zŕn, úlomky chloritických fylitov, muskovit, biotit, chlorit a amfibol. Klastiká dosahujú maximálny priemer 3 mm (karbonáty), ich priemer prevažne kolíše medzi 0,4—0,8 mm. Zo syngenetických minerálov sa ojedinele nachádza glaukonit a epigenetický pyrit, ktorý niekedy fosilizuje koralinné riasy. Z diagen-



tických javov sa prejavuje vtláčanie kremenných zŕn do karbonátov. Pieskovce obsahujú veľa organických zvyškov (tab. XXI, obr. 1—3). Z veľkých foraminifér sme určili *Orbitoides media media* (d'Archiac), *Orbitoides media megaliformis* Papp et Küpper, *Orbitoides apiculata plana* Köhler, *Lepidorbitoides minor* (Schlumb.), *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Miscellanea* sp., „*Operculina*“ aff. *fleuriasi* (d'Orbigny), „*Operculina*“ sp. Z ďalších organických zvyškov sú prítomné koralinné riasy, *Ethelia alba* (Pfender), *Peyssonnelia antiqua* Johnson, malé foraminifery (texturárneho typu, miliolidy, rotalidy, globotrunkány), *Planorbulina cretae* (Marsen), úlomky schránok lamelibranchiátov, úlomky hipuritov, machovky, krinoidové články (časť z nich opticky zhodne dorastá), *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, *Calcisphaerula innominata* Bonet, ostrakódy, ostne ježoviek a fosfatizované šupiny rýb. Veľké foraminifery, ako aj úlomky schránok lamelibranchiátov bývajú navŕtané riasami. Valúny stratigraficky treba zaradiť do nižšieho maastrichtu.

Zlepence, v ktorých sa nachádzajú valúny orbitoidovej kriedy, sú považované za vrchnoeocénne, lebo v slienitých polohách bola nájdená mikrofauna: *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace, *Turborotalia* (T.) *centralis* (Cushman et Bermúdez), *Anomalina* aff. *grosserugosa* (Gümbel), *Cancris subconicus* (Terquem), *Cibicides* aff. *lopjanicus* Mjatljuk, *Cystamina pauciloculata* (Brady).

2. Zo svahu potoka Zábidočiek, 1 km jv. od obce Zábiedovo, z vrchnoeocénnych parakonglomerátov pochádza valún sivého karbonátového pieskovca. Piesčité zložku tvoria predovšetkým úlomky karbonátov (vápence a dolomity), zriedkavo zrná kremeňa a agregáty kremenných zŕn. Medzi úlomkami vápencov sa vyskytujú kalpionelové vápence (vrchný titón-spodný berrias), kalcisferulové vápence (? vrchný alb) a mikritové vápence. Niektoré úlomky vápencov a dolomitov majú na povrchu tenké povlaky pyritu, ktorý je niekedy limonitizovaný. Niektoré úlomky sú limonitizované. Klastiká majú nepravidelný tvar, sú slabo opracované, nie sú vytriedené, veľkosť 0,2—2,5 mm, prevažná väčšina má priemer 0,5—1,0 mm. Z organických zvyškov sú prítomné koralinné riasy, machovky, úlomky schránok lamelibranchiátov, foraminifery (rotalidy, globigeríny, globotrunkány a i.), ojedinele sa vyskytuje *Pithonella ovalis* (Kaufmann). Z veľkých foraminifér sa v tomto valúne vyskytuje iba *Pseudosiderolites vidali* (Douv.) (tab. XXI, obr. 4). Nápadným javom v tomto valúne je silicifikácia úlomkov schránok lamelibranchiátov, rotalidov a pseudosiderolitov. Valún je kampánskeho veku.

## Záver

1. Z uvedeného rozboru vyplýva, že orbitoidový vývin vrchnej kriedy z litologicko-petrografického hľadiska predstavuje niekoľko rozdielných facií:

a) Prvým typom sú vápnité pieskovce až vápence s polohami jemnozrnných



zlepencov a slieňov. Táto fácia je najviac rozšírená v brezovskom (gosauskom) vývine a J. Salaj (1960) ju označil ako orbitoidové vrstvy, resp. vápence.

b) Druhý typ fácie orbitoidového vývinu predstavuje flyšové súvrstvie, vytvorené z rytmicky sa striedajúcich polôh slieňov a lavíc vápnitých pieskovcov až vápencov. V tomto súvrství sa miestami objavujú i polohy prevažne jemnozrnných zlepencov. Časť takto definovanej fácie v karpatskej literatúre rôzni autori pričleňujú k jarmutským vrstvám, ktoré pôvodne opísal L. Horwitz a F. Rabowsky (1929) z poľských Pienín. Vychádzajúc z paleoekologickej analýzy vrchnosenónskych veľkých foraminifér môžeme súhlasne s K. Birkenmajerom (1956, 1957) konštatovať, že jarmutské vrstvy v širokom ponímaní rôznych autorov sa usadzovali v batymetricky rozdielnych pásmach (podľa nášho názoru od neritika až po plytký batyál). Jarmutský vývin zo západného Slovenska (Hrabové, západne od Žiliny) opísal roku 1969 D. Andrusov.

c) Tretí typ fácie orbitoidového vývinu predstavujú polohy vytvorené prevažne zo zlepencov rôznej frakcie. Veľké foraminifery sa vyskytujú v polohách jemnozrnných zlepencov.

d) Fácia biohermných vápencov je známa iba z valúnov. Úlomky hornín s orbitoidmi sa vyskytujú i v zlepencoch v rôznych stratigrafických nivách paleogénneho súvrstvia bradlového, resp. pribradlového — považsko-hanušovského pásma (porovn. O. Samuel 1972) a vnútrokarpatského paleogénu. Z litofaciálneho hľadiska patria ku všetkým vyššie opísaným základným typom facií.

2. Hlavným indikátorom pri posudzovaní primárneho prostredia vzniku sedimentov sú fosilne organizmy. Vychádzajúc z paleoekologických i recentných štúdií veľké foraminifery senónu boli plytkovodné organizmy, ktoré zostupovali možno až do hĺbok zodpovedajúcich maximálnej spodnej hranici neritického pásma. Žili v tropickej a subtropickej zóne, spravidla pod hranicou vlnenia. Z uvedeného vyplýva, že orbitoidné foraminiféry nám indikujú plytkovodné neritické prostredie spôsobu života, a tým aj vzniku sedimentov, na ktoré sú viazané. Zároveň si treba objasniť, či máme do činenia s autochtónnou tanatocenózou alebo alochtónnou resedimentovanou pseudoasociáciou. V prípade orbitoidových vápencov brezovskej jednotky a biohermných vápencov nemáme dôvody pochybovať o tanatocenóze in situ. Tento názor potvrdzujú i ojedinelé výskyty koralov a vysoké percentuálne zastúpenie litotamnií, ktoré sú typickými predstaviteľmi neritického fytálu. Pokiaľ ide o orbitoidné foraminifery z flyšových, resp. flyšoidných vrchnosenónskych sedimentov v západnej časti bradlového pásma, môžeme predpokladať, že sú tiež autochtónne. Pelitický komponent týchto flyšových vrstiev — na rozdiel od strednokriedového a spodnoseneného flyšu ako aj pelagická slienitá fácia, obsahujú bohatú bentóznú zložku s početnými formami, ktoré v recentných moriach vznikali v plytkovodnom prostredí. K takémuto typu možno počítať napr. flyšové sedimenty pri Hrabovom, Hlbokom n/V a v brezovskom vývine. Zdá sa, že v relatívne hlbšom (v žiadnom prípade nie hlbokomorskom) prostredí sa usadzovali vrchnosenónske flyšové sedimenty (jarmutské vrstvy), vystupujúce v južných štruktúrach bradlového pásma na



východnom Slovensku. Ojedinele obsahujú schránky orbitoidných foraminifér. Nakoľko nemáme k dispozícii podrobnú litologicko-faciálnu analýzu týchto sedimentov, nemožno jednoznačne odpovedať, či máme do činenia s autochtónnou alebo alochtónnou (avšak synchrónnou) asociáciou.

Na základe tejto analýzy vyplýva, že orbitoidový vývin v doterajšom ponímaní predstavuje heteropické fácie neritického pásma a patria k nemu orbitoidové vrstvy (resp. vápence) a iba čiastočne jarmutské vrstvy (v zmysle K. Birkenmajera 1956, 1957).

3. Z vyššie uvedeného rozboru tiež vyplýva, že vznik heteropických facií orbitoidového vývinu je viazaný na vyšší kampán a maastricht. Z paleogeografického hľadiska je spravidla viazaný na vnútornú časť bradlového pásma a brezovský vývin. Po vonkajšej strane bradlového pásma súčasne v tomto období ešte pokračovala sedimentácia slienitej fácie, ktorá predstavuje batymetricky hlbší typ sedimentov.

V spodnom kampáne najrozšírenejším typom facií v bradlovom pásme boli púchovské (gbelanské) sliene, ktoré sú všeobecne považované za hlbekomorský typ sedimentov. Na základe litologicko-faciálnej analýzy môžeme konštatovať, že prvé prejavy splytčovania sedimentačného priestoru začali vo vrchnom kampáne a pokračovali do konca kriedy, čo súvisí s prejavmi wernigerodskej a ressenskej fázy.

Od paleocénu boli v dôsledku prejavov laramskej fázy niektoré oblasti bradlového pásma a prilahlých štruktúr vnútorného bradlového pásma vynorené a stali sa typickým archipelovým pásmom. Dodávali materiál do diferencovaných sedimentačných priestorov, o čom svedčia viaceré nálezy valúnov orbitoidového vývinu v paleogénnych sedimentoch (od ilerdu až po priabón).

Na základe uvedených poznatkov treba prehodnotiť prejavy intenzity laramskej fázy, najmä presun manínskeho príkrovu a vznik laramíd.

Záverom treba konštatovať, že orbitoidový vývin západného Slovenska — dnes zachovaný iba v reliktoch a vo valúnoch — predstavoval v svojej pôvodnej podobe pravdepodobne najlepšie vyvinutý a najúplnejší orbitoidový vývin v Karpatoch vôbec.

Do tlače odporučil J. Salaj.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1933a: Poznámky o geologii Považí. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR 9, Praha, 191—194.  
ANDRUSOV, D. 1933b: Siderolites vidali Douvillé z karpatské křidy. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR 9, Praha, 338—339.  
ANDRUSOV, D. 1950: Skameneliny karpatských druhohôr, I. Rastliny a prvoky. Práce Št. geol. Úst. 25, Bratislava, 3—163.  
ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, II, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava. 375.



- ANDRUSOV, D. — KUTHAN, M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina (4361/2) v mierke 1 : 25 000. *Práce Št. geol. Úst.* 10, Bratislava, 196.
- BIEDA, F. 1935: Sprawozdanie z badań nad otworami fliszu pieníńskiego. *Posiedz. nauk. P. Inst. Geol. Warszawa.* 5—10.
- BIEDA, F. 1946: Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otworów. *Roczn. Pol. Tow. geol.* 16, Kraków, 1—33.
- BIRKENMAJER, K. 1956: Sedimentary characteristics of the Jarmuta Beds (Maestrichtian) in the Pieniny Klippen-Belt (Central Carpathians). *Bull. Acad. Pol. Sc.* 4, 10, Warszawa, 729—735.
- BIRKENMAJER, K. 1957: Uwagi o sedimentacji aalenu flyszowego i warst jarmuckich pasa skalkowego. *Roczn. Pol. Tow. geol.* 26, Kraków, 165—176.
- BOMBITA, Gh. 1973: Macroforaminifères des Carpates Orientales: leur position et leur signification stratigraphique. *Eclogae geol. Helv.* 66, 2, Basel, 447—477.
- BORZA, K. 1962: Petrografický výskum valúnov sedimentárnych hornín kriedových a paleogénnych zlepcov Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 13, 2, Bratislava, 241—256.
- BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografický výskum zlepcov bradlového pásma. *Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. Náuka o zemi, Geologica* 2, 68, Bratislava.
- BORZA, K. 1972: Neue Arten der Gattungen *Cadosina* Wanner, *Pithonella* Lorenz und *Palinosphaera* Reinsch aus der oberen Kreide. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 23, 1, Bratislava, 139—150.
- HORWITZ, L. — RABOWSKY, F. 1929: Przewodnik wycieczki Pol. Tow. geol. w Pieniny 18, až 21. V. 1929. *Roczn. Pol. Tow. geol.* 6, Kraków, 109—137.
- KANTOROVÁ, V. — BEGAN, A. 1958: Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského. *Geol. Práce, Správy* 14, Bratislava, 107—117.
- KÖHLER, E. 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 11, 1, Bratislava, 67—82.
- KÖHLER, E. 1962: Veľké foraminifery v senóne Brezovského pohoria. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 13, 1, Bratislava, 91—128.
- KÖHLER, E. 1971: Veľké foraminifery a stratigrafia vnútorného „príbradlového“ pruhu medzi Belušou a Žilinou. *Manuskript — archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied*, 195, Bratislava.
- MIRAUTA, O. — MIRAUTA, EL. 1964: Flisul cretacic si paleogen din valea Cuediului si valea Horaitei. *C. R. Inst. Geol. Roum.* 50, 1, Bucuresti.
- MIŠÍK, M. — FEJDOVÁ, O. — KÖHLER, E. 1968: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství pohorského paleogénu Oravy. *Geol. Práce, Správy* 46, Bratislava, 161—171.
- PAPP, A. 1954: Über die Entwicklung von Pseudorbitoides und Lepidorbitoides in Europa. *Verhandl. Geol. Bundesanst.* 3, Wien, 162—169.
- PAPP, A. 1955a: Orbitoiden aus der Oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten). *Sitzb. Österr. Akad. Wiss.*, 1, 164, Wien, 303—315.
- PAPP, A. 1955b: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten). IV. Biostratigraphische Ergebnisse in der Oberkreide und Bemerkungen über die Lagerung des Eozäns. *Sitzb. Österr. Akad. Wiss.* 1, 164, Wien, 317—323.
- PAPP, A. 1956a: Die morphologisch-genetische Entwicklung von Orbitoiden und ihre stratigraphische Bedeutung im Senon. *Pal. Zeitschr.*, 30, Stuttgart, 45—49.
- PAPP, A. 1956b: Orbitoiden aus dem Oberkreideflysch des Wienerwaldes. *Verhandl. Geol. Bundesanst.*, 2, Wien, 100—110.
- REDLICH, K. A. 1900: Geologische Studien im Gebiete des Olt- und Oltetzthales in Rumänien. *Jb. d. k. k. Geol. Reichsanst.* 49, Wien, 100—200.
- SALAJ, J. 1960: Predbežná správa k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. *Geol. Práce, Správy* 18, Bratislava, 119—130.
- SALAJ, J. 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. *Geol. Práce, Správy* 22, Bratislava, 83—97.



- SALAJ, J. — BEGAN, A. 1963: Faciálne vývoje a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 30, Bratislava, 113—120.
- SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1963: Contribution to the stratigraphy of the Cretaceous of the Klippen Belt and Central West Carpathians. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava, 109—125.
- SAMUEL, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 59, Bratislava, 285—298.
- SAMUEL, O. — SALAJ, J. — KÖHLER, E. — BORZA, K. 1967: Relation to the Cretaceous to the Paleogene in the Klippen Belt of the Váh riverside (West Carpathians). Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 18, 1, Bratislava, 125—132.
- SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh valley (West Carpathians). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 246.
- SCHEIBNER, E. 1968: Contribution to the knowledge of the Paleogene reef-complexes of the Myjava—Hričov—Haligovka Zone (West Carpathians). Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 8, München, 67—97.
- TEREŠČUK, A. S. 1961: O novoj mikrofaunističeskoj zone Siderolites krechovi iz verchnemelovykh otloženij Predkarpattja. Paleont. Sbornik, 1, Lvov, 105—108.
- ZUBER, R. 1909: Przyczynki do stratigrafii i tektoniki Karpat. Kosmos, Czasop. Pol. Tow. Przynr. im. Kopernika, 34, Lvov, 1—50.

K. Borza — E. Köhler — A. Began — O. Samuel

### **Cretaceous Orbitoid Facies in Western Slovakia**

Summary of the Slovak text

The Upper Senonian orbitoid facies of the West Carpathians belongs among the world's best investigated Upper Senonian facies. By its horizontal distribution, stratigraphical range, and high content of paleontologic material it may be ranged among classical regions of orbitoid facies in France, in the Netherlands and in Austria.

Actually it is not quite right to denote the facies with the term „orbitoid“ since besides Orbitoides there are also other genera of larger foraminifers like *Lepidorbitoides*, *Siderolites*, *Pseudosiderolites*, *Omphalocyclus* and *Hellenocyclina*. These are as typical of the facies as orbitoids (sometimes they even occur without orbitoids, as for example the genus *Pseudosiderolites* in the Campanian). Since the term „orbitoid“ has already been used in literature for quite long, introducing a new term (e. g. Senonian facies with larger foraminifers) would only confuse readers.

Orbitoid foraminifers at the present state of knowledge about their application in stratigraphy (mostly owing to phylogenetic investigations by A. Papp 1954, 1955a, 1955b, 1956a, 1956b) — facilitate comparatively exact age determination of beds; distinguishing Campanian and Maastrichtian sediments, or still more detailed stratigraphical zonation within the two stages (A. Papp tried it in his above mentioned works, and E. Köhler 1962 in our country).

For our purposes determination of characteristic assemblages of Campanian and Maastrichtian larger foraminifers (cf. Tab. 1) will do:

Of the Campanian characteristic are mostly larger foraminifers: *Orbitoides tissoti tissoti* Schlumb., *Orbitoides tissoti minima* Vredenburg, *Orbitoides media media* (d'Archiac), *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé) and *Lepidorbitoides minima* Douvillé.

From the Campanian into Maastrichtian passes *Orbitoides media media* (d'Archiac); and also *Orbitoides apiculata gruenbachensis* Papp, *Orbitoides apiculata plana* Köhler,



*Orbitoides apiculata apiculata* Schlumb., *Orbitoides gensacicus praeivus* Köhler, *Orbitoides gensacicus gensacicus* (Leymerie), *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Siderolites calcitrapoides* (Lamarck) and *Helicencyclina beotica* Reichel appear there.

During the last 25 years the orbitoid facies in the Slovak Carpathians was paid considerable attention. Recorded and described were many Campanian and Maastrichtian localities with larger foraminifers. Besides occurrences in situ, Cretaceous pebbles with orbitoids were found in many places in the Paleogene conglomerates. The pebbles were not described in detail.

To accomplish the mosaic of facial and paleogeographical distribution of the orbitoid Senonian in Western Slovakia, of its stratigraphical range and paleontological content, we want to present a detailed description of the orbitoid Cretaceous pebbles found at localities in a belt about 170 km long, extending between the Myjavská pahorkatina (Upland) and Northern Orava.

1. The analysis shows that the orbitoid facies of the Upper Cretaceous represents several diverse facies, if regarded from lithological-petrographical view:

a) A facies of the first type is that of calcareous sandstones and limestones with layers of fine-grained conglomerates and marls. The facies is most extensive in the Brezová (gosau) unit, J. Salaj (1960) denoted it as orbitoid beds or limestones.

b) An orbitoid facies of the second type is a flysch sequence of rhythmically alternating layers of marls and beds of calcareous sandstone and limestones. In some parts of the sequence are fine-grained conglomerates.

A part of the facies was ranged to the Jarmuta beds by some authors of the Carpathian literature. Originally the Jarmuta beds were described by L. Horwitz and F. Rabowsky (1929) from the Polish Pieniny Mountains. Based on the paleoecological analysis of Upper Senonian larger foraminifers, we may — in accordance with K. Birkenmajer (1956, 1957) — state that the Jarmuta beds in a broader sense of more authors — deposited in bathymetrically diverse zones (in our opinion from the neritic to the shallow bathyal zone). The Jarmuta beds of Western Slovakia (Hrabové, West of Žilina) were described by D. Andrusov in 1969.

c) An orbitoid facies of the third type is represented by layers mostly composed of conglomerates of diverse fraction. Larger foraminifers occur in fine-grained conglomerates.

d) A facies of bioherm limestones is only known from pebbles.

Fragments of rocks with orbitoids occur in conglomerates in various stratigraphical levels of the Paleogene sequence of the Klippen or Periklippen — Považie — Hanušovce zone (cf. O. Samuel 1972) and of the Inner-Carpathian Paleogene. As for lithofacial aspect, they belong to all above described principal types of facies.

2. Fossil organisms are best indicators of the primary sedimentation environment. The results of paleoecological and recent investigations show that the Senonian larger foraminifers were shallow-water organisms descending perhaps even to depths corresponding to the bottom limit of the neritic zone. They lived in the tropical and the subtropical zones, mostly below the waving line. It follows that orbitoid foraminifers indicate a shallow-water neritic living environment and deposition environment with which they are associated. Here it is necessary to know whether we deal with autochthonous thanatocenosis or allochthonous resedimented pseudoassociation. As regards orbitoid limestones of the Brezová unit, and bioherm limestones, there is no doubt about a thanatocenosis in situ. The opinion is also supported by isolated finds of coral and high percent of lithotamnians which are typical of the neritic phythol. As for orbitoid foraminifers of the flysch of flyschoid Upper Senonian sediments in the western part of the Klippen Belt — we may assume that they are autochthonous. The pelitic component of the flysch beds — in contrast to Middle Cretaceous and Lower Senonian Flysch — and of the pelagic marly facies contain a benthos component



with many forms quoted from shallow-water environment of recent seas. Among those we may range the flysch sediments near Hrabové, Hlboké n/V, and in the Brezová unit. Perhaps in a comparatively deeper (not in deepsea) environment, the Upper Senonian flysch sediments (the Jarmuta beds) deposited, cropping out in the southern structure of the Klippen Belt in East Slovakia. They contain scarce tests of orbitoid foraminifers. Since the results of a detailed lithological — facial analysis of the sediments are not available, we cannot say unambiguously whether the assemblage is autochthonous or allochthonous (yet synchronous).

The analysis shows that the orbitoid facies — as understood at now — represents heterotropical facies of the neritic zone and comprises the orbitoid beds (or limestones) and partially the Jarmuta beds (in the sense of K. Birkenmajer 1956, 1957).

3. The above analysis also shows that heterotropical orbitoid facies formed during the Upper Campanian and the Maastrichtian. From the view of paleogeography the heterotropical orbitoid facies are associated with the inner part of the Klippen Belt and with the Brezová unit. At the same time, sedimentation of marly facies continued along the outer side of the Klippen Belt. The marly facies represents bathymetrically deeper sediments.

In the Lower Campanian of the Klippen Belt, the Púchov (Gbelany) marls were the most frequent type of facies. Generally, they are regarded as sediments of the deep-sea type. Based on the results of lithological — facial analysis it may be assumed that shallowing of the sedimentation area commenced in the Upper Campanian and lasted up to the Cretaceous. The fact is associated with the wernigerode and rhenish orogenic phases.

Owing to the Laramian phase activity, beginning with the Paleocene, some areas of the Klippen Belt and of adjacent structures of the inner Klippen Belt emerged to form an archipelago zone. These areas supplied material into differentiated sedimentation areas, as proved by many finds of pebbles of the orbitoid facies in the Paleogene sediments (from the Illerian through the Priabonian).

With respect to above mentioned facts it is necessary to reevaluate intensity of the Laramian phase, particularly as regards the overthrust of the Manín nappe and the genesis of the laramides.

It follows that the orbitoid facies in Western Slovakia — well preserved only in relicts and in pebbles — in its original form represented most likely the best developed and the most complete orbitoid facies in the Carpathians.

## Explanations of plates XVII—XX

### Plate XVII

Fig. 1 Sandy limestone with cross-sections of *Hellenocyclina beotica* Reichel (a — top left). Locality: Na Skale near Žilina; thin-section Nr. B—4635, magn. 10 ×, Maastrichtian.

Fig. 2 Sandy limestone with cross-section of *Orbitoides apiculata apiculata* Schlumb. Locality: Na Skale near Žilina; thin-section B—4634, magn. 10 ×, Maastrichtian.

Fig. 3 Fine-grained organogenous sandstone with cross-sections of *Orbitoides apiculata plana* Köhler (a) and *Orbitoides apiculata grünbachensis* Papp. Locality: U Blatniakov, thin-section 5/K, magn. 10 ×, Maastrichtian.

Fig. 4 Sandy marly limestone with cross-sections of *Orbitoides gensacicus gensacicus* (Leymerie) and *Siderolites calcitrapoides* Lamarck. Locality: Stará Turá, thin-section 37/K, magn. 10 ×, Maastrichtian.

### Plate XVIII

Fig. 1 Sandy marly limestone with cross-sections of *Orbitoides gensacicus praeivius* Köhler and *Orbitoides apiculata apiculata* Schlumb. Loc.: Stará Turá, thin-section 32/K, magn. 10 ×, Maastrichtian.

Fig. 2 Organogenous sandstone with cross-sections of *Orbitoides media planiformis* Papp. Locality: elevation point 380 near Považská Bystrica, thin-section B—3692; magn. 10 ×, Campanian-Maastrichtian.



Fig. 3 Organogenous sandy limestone with cross-sections of *Orbitoides* sp. and *Sulcoperculina globosa* Cizancourt (a). Locality: Sv. Helena near Pov. Bystrica, thin-section B—4645, magn. 10 ×. Maastrichtian.

Fig. 4 Organogenous sandy limestone with cross-section of *Orbitoides gensacicus praeivius* Köhler. Locality: Sv. Helena near Pov. Bystrica, thin-section B—4648, magn. 10 ×. Maastrichtian.

#### Plate XIX

Fig. 1 Sandy limestone with a cross-section of *Orbitoides apiculata plana* Köhler and with corals (in its lower part). Locality: Sv. Helena near Pov. Bystrica, thin-section 3/K, magn. 10 ×. Maastrichtian.

Fig. 2 Bioherm limestone with cross sections of *Miscellanea* cf. *miscella* (d'Archiac et Haime) and with coralline algae. Locality: Ovčiarско, thin-section 24/K; magn. 10 ×. Maastrichtian.

Fig. 3 Organogenous limestone with cross-sections of *Orbitoides media media* (d'Archiac), of coralline algae, corals and echinoderm spines. Locality: Berešici, thin-section B—6209, magn. 10 ×. Maastrichtian.

Fig. 4 Slightly sandy limestone with a cross-section of *Orbitoides media media* (d'Archiac). Locality: Berešici, thin-section B—6204; magn. 10 ×. Maastrichtian.

#### Plate XX

Fig. 1 Organogenous sandstone with cross-sections of *Siderolites calcitrapoides* Lamarck (a). Locality: Brezovica; thin-section B—6198, magn. 10 ×. Maastrichtian.

Fig. 2 Organogenous sandstone with cross-sections of *Orbitoides apiculata plana* Köhler and *Lepidobitoides minor* (Schlumb.). Locality: Brezovica, thin-section B—6195; magn. 10 ×. Maastrichtian.

Fig. 3 Organogenous sandy limestone with cross-sections of *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) (a — top left); *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Lepidobitoides minor* (Schlumb.) and *Lepidobitoides socialis* (Leymerie) (b — below). Locality: Brezovica, thin-section B—6195, magn. 10 ×. Maastrichtian.

Fig. 4 Calcareous sandstones with cross-sections of *Pseudosiderolites vidali* (Douv.). (a). Locality: Zábiedovo; thin-section B—6192, magn. 10 ×. Campanian.

Translated by E. Jassingerová.

#### Vysvetlivky k tabuľkám XVII—XX

##### Tabuľka XVII

Obr. 1 Piesčitý vápenc s prierezom *Hellenocyclina beotica* Reichel (a — vľavo hore). Lok. Na Skale pri Žiline, výbr. B—4635, zväčš. 10 ×. Maastricht.

Obr. 2 Piesčitý vápenc s prierezom *Orbitoides apiculata apiculata* Schlumb. Lok. Na Skale pri Žiline, výbr. B—4634, zv. 10 ×. Maastricht.

Obr. 3 Jemnozrnitý organogénny pieskovec s prierezmi *Orbitoides apiculata plana* Köhler (a) a *Orbitoides apiculata grünbachensis* Papp. Lok. U Blatniakov, výbr. 5/K, zv. 10 ×. Maastricht.

Obr. 4 Piesčitý slienitý vápenc s prierezmi *Orbitoides gensacicus gensacicus* (Leymerie) a *Siderolites calcitrapoides* Lamarck. Lok. Stará Turá, výbr. 37/K, zv. 10 ×. Maastricht.

##### Tabuľka XVIII

Obr. 1 Piesčitý slienitý vápenc s prierezmi *Orbitoides gensacicus praeivius* Köhler a *Orbitoides apiculata apiculata* Schlumb. Lok. Stará Turá, výbr. 32/K, zv. 10 ×. Maastricht.

Obr. 2 Organogénny pieskovec s prierezmi *Orbitoides media planiformis* Papp. Lok. k. 380 pri Pov. Bystrici, výbr. B—3692, zv. 10 ×. Kampán—maastricht.

Obr. 3 Organogénny piesčitý vápenc s prierezmi *Orbitoides* sp. a *Sulcoperculina globosa* Cizancourt (a). Lok. Sv. Helena pri Pov. Bystrici, výbr. B—4645, zv. 10 ×. Maastricht.

Obr. 4 Organogénny piesčitý vápenc s prierezmi *Orbitoides gensacicus praeivius* Köhler. Lok. Sv. Helena pri Pov. Bystrici, výbr. B—4648, zv. 10 ×. Maastricht.

##### Tabuľka XIX

Obr. 1 Piesčitý vápenc s prierezom *Orbitoides apiculata plana* Köhler a koralmi (v spodnej časti). Lok. k. Sv. Helena pri Pov. Bystrici, výbr. 3/K, zv. 10 ×. Maastricht.

Obr. 2 Biohermný vápenc s prierezmi *Miscellanea* cf. *miscella* (d'Archiac et Haime) a koralinnými riasami. Lok. Ovčiarско, výbr. 24/K, zv. 10 ×. Maastricht.

Obr. 3 Organogénny vápenc s prierezmi *Orbitoides media media* (d'Archiac), koralinných rias, koralov a ostňa ježovky. Lok. Berešici, výbr. B—6209, zv. 10 ×. Maastricht.



Obr. 4 Slabo piesčitý vápenec s prierezom *Orbitoides media media* (d' Archiac). Lok. Berešici, výbr. B—6204, zv. 10 x. Maastricht.

Tabuľka XX

obr. 1 Organogénny pieskovec s prierezmi *Siderolites calcitrapoides* Lamarck (a). Lok. Brezovica, výbr. B—6198, zv. 10 x. Maastricht.

Obr. 2 Organogénny pieskovec s prierezmi *Orbitoides apiculata plana* Köhler a *Lepidorbitoides minor* (Schlumb.). Lok. Brezovica, výbr. B—6195, zv. 10 x. Maastricht.

Obr. 3 Organogénny piesčitý vápenec s prierezmi *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) (a — vľavo na okraji hore), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Lepidorbitoides minor* (Schlumb.) a *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie) (b — dole). Lok. Brezovica, výbr. B—6195, zv. 10 x. Maastricht.

Obr. 4 Vápnitý pieskovec s prierezmi *Pseudosiderolites vidali* (Douv.) (a). Lok. Zábiedovo, výbr. B—6192, zv. 10 x. Kampán.



Ondrej Samuel

## Nález foraminifér z pestrých vrstiev pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a ich stratigrafická interpretácia

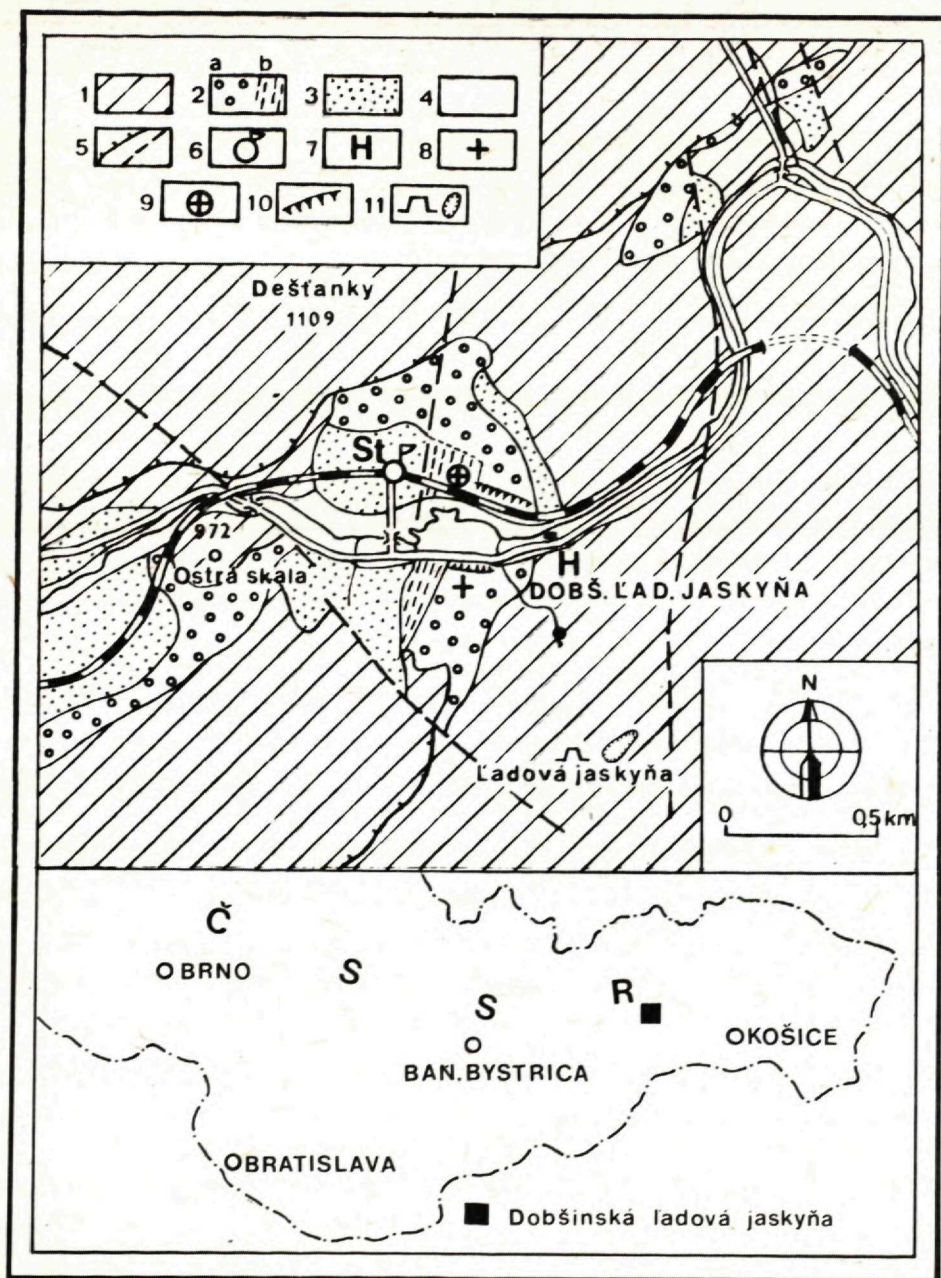
(1 obr. v texte, anglické resumé)

**Abstract.** The author describes the first find of foraminifers in the variegated beds near the ice cave Dobšinská ľadová jaskyňa. Formerly some authors regarded the beds as a continental facies of the so-called gosau Cretaceous (Senonian), others as a basal Paleogene sequence of the Inner West Carpathians (= Upper Lutetian — Upper Eocene). The foraminifers found indicate the Lower Campanian. It follows then, that the variegated beds described deposited from the uppermost Santonian to the Campanian. The bed sequence displays many lithological and stratigraphical characters in common with the beds exposed near Šumiac.

### Úvod

V oblasti Horehronia a v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (okolie Brezna — Dolná a Horná Lehota, Dobšinská ľadová jaskyňa, Šumiac, Kľuknava) sa vyskytujú, i keď v obmedzenej miere, sedimenty, ktoré sú zo stratigrafického, litofaciálneho i paleotektonického hľadiska veľmi zaujímavé. Ležia diskordantne na starších predvrchnokriedových, najmä triasových (menej paleozoických) útvaroch. Litofaciálne sú veľmi pestré a z nedostatku paleontologických údajov boli stratigraficky interpretované rôzne.

Pestré súvrstvie, ktoré vystupuje v niekoľkých povrchových odkryvoch v okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne, bolo známe už koncom minulého storočia (J. Noth 1874, D. Štúr 1868). Ďalšiu zmienku o ňom nájdeme v prácach V. Illésa (1904), J. Oppenheima (1931), R. Schöenberga (1948), ktorí ho bez uvedenia bližších stratigrafických dôvodov považovali za eocénne. Osobitnú pozornosť tomuto inak zaujímavému vývinu venoval až R. Kettner (1951), ktorý sa na základe litofaciálneho charakteru a tektonickej pozície (miestami sú vrstvy až 80<sup>0</sup> vztýčené) domnieva, že ide o kontinentálnu faciú gosauského vývinu (senón), známeho z rakúskych Álp, z Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny Západných Karpát. Podrobnou litofaciálnou analýzou (najmä valúnov) sa zaoberala A. Salontayová (A. Kullmanová — pozn. autora) a A. Varčeková (in M. Maheľ 1957), pričom posledná menovaná autorka sa prikláňa k názoru R. Kettnera (l.c.) o kontinentálnom charaktere vrchnokriedového veku tohto súvrstvia.



Náčrt geologických pomerov okolia Dobšinskej ľadovej jaskyne (geológia podľa M. Maheľa — pôvodná rukopisná mapa 1 : 25 000, rozdelenie senónu podľa D. Andrusova; fide D. Andrusov et P. Snopková, 1976; vysvetlivky textu doplnené autorom).

A sketch of geological conditions around the Dobšinská ľadová jaskyňa ice cave (geology by M. Maheľ — an original map 1 : 25 000; division of the Senonian by D. Andrusov; fide D. Andrusov — P. Snopková 1973).



Okrem J. Notha (1874), u ktorého nachádzame zmienku o náleze vrstvičky uhlia a morskej fauny lamelibranchiátov a gastropódov pri Hnilci, ani jeden z vyššie menovaných autorov neuvádza ďalšie paleontologické údaje o výskyte fauny, resp. flóry, na základe čoho by bolo možné exaktne určiť vek a sedimentačný charakter opísanej fácie. Po takmer storočnom časovom odstupe nachádzame zmienku u V. Scheibnerovej (1960) o sporadickom výskyte veľmi zle zachovaných foraminifér. Táto autorka z červených a zelených bridlíc nachádzajúcich sa vo forme nepatrných vložík v hrubodetritickom konglomerátovom súvrství, ktoré vystupuje v profile zárezu železničnej trate v blízkosti stanice pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, uvádza formy patriace k rodu *Glomospira* Rzehak 1885, *Trochaminoides* Cushman 1910, *Globigerina* Orbigny 1826 a *Globorotalia* Cushman 1927, pričom prvé výskyty posledných dvoch uvádzaných rodov sa podľa všeobecne prijímaných názorov (porov. A. R. Loeblich et H. Tappan 1964, W. H. Blow 1969 etc.) uvádzajú od spodného paleocénu (danu). Zrejme z týchto dôvodov autorka považuje pestré súvrstvie od Dobšinskej ľadovej jaskyne za bazálne súvrstvie paleogénu vnútorných Západných Karpát, ktorého morský sedimentačný cyklus v stredoslovenskej oblasti sa začína v najvyššom lutéte a v niektorých častiach až v priabóne (porov. D. Andrusov — E. Köhler 1963, E. Planderová — M. Pulc — O. Samuel — M. Vaňová 1963, O. Samuel — J. Salaj 1968, O. Samuel 1973). K názoru V. Scheibnerovej (l.c.) sa neskoršie priklonil i D. Andrusov (1965), ktorý toto súvrstvie spolu s pestrými vrstvami známymi pri severnom okraji Spišsko-gemerského rudohoria (v malej „kľuknavskej panve“), ďalej na Pohroní, s. od Brezna (v okolí Dolnej a Hornej Lehoty) začleňuje do tzv. kľuknavského vývinu. Tento vývin podľa D. Andrusova predstavuje osobitnú fáciu bazálneho (súľovského) súvrstvia (vrchný lutét-priabon) paleogénneho sedimentačného cyklu vnútorných Západných Karpát.

Vysvetlivky: 1 — Trias zóny Galmus — Stratená; 2 — senón; a — červené zlepence, koniak — santon (biostratigraficky nedoložený — poznámka autora); b — rozdrvené slie, santón (biostratigraficky nedoložený — poznámka autora) — kampán; 3 — íl a detritus; 4 — náplavy; 5 — predsenónske tektonické línie; 6 — železničná stanica Dobšinská ľadová jaskyňa; 7 — hotel Ľadová jaskyňa; 8 — miesto s nálezom palinoflóry spodného santónu až vrchného kampánu (a foraminifér spodnokampánskeho veku — poznámka autora); 9 — miesto chudobnej asociácie foraminifér kampánskeho veku (upravené autorom); 10 — zárez železničnej dráhy a hlavnej cesty; 11 — vchod do Dobšinskej ľadovej jaskyne.

Explanations: 1. Triassic of Galmus zone — Stratená; 2. Senonian; a — red conglomerates; Coniacian — Santonian (no paleontological evidence — the author's remark); b — crushed marls Santonian (no paleontological evidence — the author's remark) — Campanian; 3. clay and detritus; 4. alluvial deposits; 5. pre-Senonian tectonic lines; 6. railway station Dobšinská ľadová jaskyňa; 7. Hotel Ľadová jaskyňa (Ice Cave); 8. a find of Lower Santonian — Upper Campanian paleoflora (and foraminifers of Lower Campanian age — the author's remark); 9. a find of a poor foraminiferal assemblage of Campanian age (modified by the author); 10. cutting of railway and of high road; 11. entrance in the ice cave Dobšinská ľadová jaskyňa.



## Mikrobiostratigrafický opis

Pri posledných stratigrafických výskumoch, ktoré v tejto oblasti robil D. Andrusov a P. Snopková v spolupráci s autorom, bola zo sivých až tmavosivých slieňov a vápnitých piesčitých ílovcov vystupujúcich nad konglomerátmi<sup>\*</sup> v profile zárezu hlavnej cesty, asi 350 m od hotela Ladová jaskyňa, získaná pomerne bohatá marinná asociácia foraminifér (vzor I). V skúmanom spoločenstve prevláda planktonická zložka nad bentósnou. Z významnejších planktonických foraminifér boli identifikované druhy *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny 1839), *G. linneiana marginata* (Reuss 1845), *G. arca* Cushman 1926 *G. fornicata fornicata* Plummer 1931, *G. fornicata plummerae* Gandolfi 1955, *G. aff. tricarinata* (Quereau 1893) a *G. cretacea* (Orbigny 1840), kým z bentósnych foriem *Stensioeina pommerana* Brotzen 1936, *Osangularia cordieriana* (Orbigny 1840) a *Gyroidina globosa* (Hagenow 1842). Ďalšie vyskytujúce sa formy patria k priebežným druhom so širším vekovým rozpätím. Zo stratigrafického rozšírenia druhov *Globotruncana arca* (Cushman 1926), *G. fornicata plummerae* Gandolfi 1955 a *Stensioeina pommerana* Brotzen 1936 v Západných Karpatoch, najmä v kriede bradlového pásma a brezovského vývinu rozšírenej v oblasti Myjavskej pahorkatiny (porov. J. Salaj et O. Samuel 1966), ako aj zo všeobecných literárnych údajov vyplýva, že spodná hranica ich výskytu je v spodnom kampáne. Nakoľko ďalšie uvádzané vápnité formy majú širšie vekové rozpätie (senón resp. i turón) a mladšie elementy charakteristické pre najvyšší kampán, až maastricht sa v asociácii nevyskytujú, môžeme konštatovať, že sedimentácia marinných vrstiev prebiehala v oblasti Dobšinskej ľadovej jaskyne v kampáne. Tieto údaje sú v podstate v súlade aj s palinofloristickou analýzou (stredný senón) rovnakých vzoriek ako na mikrofaunu (porov. D. Andrusov et P. Snopková 1976). Z ďalších dvoch analyzovaných vzoriek bola jedna vzorka bezfosilna (vzor. č. II), jedna vzorka (č. III) obsahuje len ojedinele pyritizované jadrá foraminifér, s ktorými sme sa stretli aj v asociácii so vzorkou č. I. Vzorky analyzované z ďalšieho profilu v záreze železničnej trate boli tiež bezfosilne. Jedine vo vzorke zo sivých až tmavosivých vápnitých, trieskovite sa rozpadajúcich ílovcov, ktoré sme získali z príležitostného odkryvu pre elektrické vedenie (asi 25 m západne od posledného odkryvu v profile zárezu železničnej trate, našla sa veľmi chudobná a zle zachovaná asociácia foraminifér. Skladá sa výlučne z úlomkov pyritizovaných jadier foraminifér, z nich časť javí afinitu k druhu *Rugoglobigerina-Globotruncana cretacea* (Orbigny 1840) resp. *G. linneiana marginata* (Reuss 1845). U niektorých zle zachovaných pyritových jadier úplne chýbajú stopy po kýloch (ktoré sú i tak vyvinuté veľmi jemne), najmä u druhu *Globotruncana cretacea*, takže pripomínajú rod *Globorotalia* a u úlomkov schránok so sférickejšími komôrkami rod *Globigerina*. Takýmto materiálom z tohto

<sup>\*</sup>Podrobný litofaciálny opis profilu uvádza D. Andrusov — P. Snopková (1976).



profilu pravdepodobne disponovala i V. Scheibnerová (1960), keď z neho uvádza spomínané rody *Globorotalia* Cushman 1927 a *Globigerina* Orbigy 1826, ktoré, ako sme sa už vyššie zmienili, začínajú sa objavovať až v spodnom paleocéne.

Na základe uvedenej analýzy môžeme teda konštatovať, že sivé až tmavosivé bridlice zo zárezu železničnej trate i hlavnej cesty sú stratigraficky ekvivalentné a predstavujú určitý interval morskej sedimentácie v komplexe študovaného súvrstvia, z ktorého prevažná časť má buď kontinentálny (najmä bazálne hrubodetritické vrstvy), alebo sladkovodný, prípadne brakický pôvod. Svojráznu faunu lamelibranchiátov a gastropódov tu v poslednom období našiel M. Rakús (ústne oznámenie). Táto fauna sa nachádza v jeho zbierkach. Ďalší faktologický materiál o makrofaune, na ktorý sa vo svojej práci odvoláva D. Andrusov — P. Snopková (1976), sa nikde v zbierkach nenachádza, a preto tieto údaje nemožno považovať za dostatočne hodnoverné.

Za účelom mikrobiostratigrafickej korelácie sme opäť preskúmali aj nepatrné reliktu sivých slieňov, ktoré pri štúdiu mezozoika v roku 1960 objavil A. Biely. Podľa tohto autora a J. Salaja (1966) patria k vrchnému santónu (porov. zoznam mikrofauny), kým vápence s rudistami objavené J. Bystrickým (in A. Andrusov — J. Bystrický 1959) obsahujú formy, ktoré podľa najnovších výskumov D. Andrusova (1976) majú vekový rozsah vrchný santón až kampán. Vo vzorke z tmavosivých až tmavých slieňov, odobraných D. Andrusovom a P. Snopkovou, bola identifikovaná veľmi podobná asociácia, ako uvádza A. Biely — J. Salaj (l.c.) s tým rozdielom, že z významných foraminifér sa v našej asociácii na jednej strane nevyskytujú formy charakteristické pre spodný senón (*Stensioeina praeexculpta* (Keller 1935), *S. granulata* (Olbertz 1942), *S. exculpta juvenilis* Hofker 1957), kým na druhej strane sa objavujú formy mladšie ako santón [*Globotruncana arca* (Cushman 1926) a *Stensioeina pommerana* Brotzen 1936]. Z celkového charakteru asociácie usudzujeme, že skúmané spoločenstvo malých foraminifér nám indikuje spodnokampánsky vek. Podobne ako v predchádzajúcom prípade (Dobšinská ľadová jaskyňa), ani tu sme sa nestretli s formami charakteristickými pre vrchný kampán, resp. maastricht\*, z čoho vyplýva, že sedimenty (vápence s rudistami i slieňe) majú morský pôvod a usadzovali sa v rozpätí najvyššieho santónu až kampánu. Zo stratigrafického i biofaciálneho hľadiska ide o sedimenty v podstate ekvivalentné. Hoci ich veľmi obmedzený výskyt, ako aj nedostatočné odkryvy nám nedovoľujú určiť presné vzájomné vzťahy jednotlivých litotypov (či už v okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne, alebo pri Šumiaci, resp. navzájom), určitá litofaciálna podobnosť a stratigrafický rozsah nás oprávňujú konštatovať, že uvedené reliktu paleogeograficky medzi sebou súviseli. Podľa M. Mahefa (1957) sedimenty vrchnej kriedy sa usadzovali v morfológických depresiách. D. Andrusov — P. Snopková (1976) tento názor nevyklúčujú, avšak upozorňujú, že v súčasnosti sa kriedové

\*Na základe určenia J. Sigala (in D. Andrusov — M. Delga — J. Geyssant 1967, str. 1097) vyskytuje sa tu i asociácia malých foraminifér strednokampánskeho až vrchnokampánskeho veku.

**Zoznam mikrofauny a palinoflóry z Dobšinskej ľadovej jaskyne a Šumiaca**

Zoznam druhov	1	2	3	4	5	6	7
<i>Rhabdammina</i> sp.	+	+	-	-	-	-	-
<i>Bathysiphon</i> sp.	-	-	+	-	-	-	-
<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzybowski, 1897	+	-	+	-	-	-	-
<i>Dendrophrya</i> sp.	+	-	-	-	-	-	-
<i>Glomospira charoides</i> (Jones et Parker, 1860)	-	-	+	+	-	-	-
<i>Trochamminoides</i> sp.	+	-	-	-	-	-	-
<i>Haplopragmoides impensus</i> Martin, 1964	-	-	+	-	-	-	-
<i>Haplopragmoides</i> cf. <i>impensus</i> Martin, 1964	+	-	-	-	-	-	-
<i>Haplopragmoides kirki</i> Wickenden, 1932	+	-	-	-	-	-	-
<i>Textularia</i> sp.	+	-	-	-	-	-	-
<i>Trochammina intermedia</i> Grzybowski, 1896	-	-	+	-	-	-	-
<i>Gaudryina laevigata</i> Franke, 1914	-	-	+	+	-	-	-
<i>Dorothyia oxycona</i> (Reuss, 1860)	+	-	+	-	-	-	-
<i>Dorothyia trochoides</i> (Marsson, 1878)	+	-	+	+	-	-	-
<i>Arenobulimina</i> sp.	-	-	+	-	-	-	-
<i>Plectina</i> cf. <i>conversa</i> (Grzybowski, 1901)	-	-	+	-	-	-	-
<i>Fronicularia mucronata</i> Reuss, 1845	-	-	+	-	-	-	-
<i>Lenticulina</i> sp.	+	-	+	+	-	-	-
<i>Saracenaria pseudonavicula</i> Marie	-	-	-	-	+	-	-
<i>Bulimina reussi</i> Morrow, 1934	-	-	-	+	-	-	-
<i>Pullenia cretacea</i> Cushman, 1936	-	-	+	-	-	-	-
<i>Eponides biconvexus</i> Marie, 1941	-	-	-	+	-	-	-
<i>Eponides</i> sp. (cf. <i>E. praemegastomus</i> Mjatluk, 1953)	-	-	+	-	-	-	-
<i>Gyroidina globulosa</i> Hagenow, 1842	+	-	-	-	-	-	-
<i>Gyroidina</i> sp.	-	-	-	+	-	-	-
<i>Osangularia cordieriana</i> (Orbigny, 1840)	+	-	+	-	-	-	-
<i>Stensioeina exsculpta juvenilis</i> Hofker, 1957	-	-	-	+	-	-	-
<i>Stensioeina granulata</i> (Olbertz, 1942)	-	-	-	+	-	-	-
<i>Stensioeina pommerana</i> Brotzen, 1936	+	-	+	-	-	-	-
<i>Stensioeina praexsculpta</i> (Keller, 1935)	-	-	-	+	-	-	-
<i>Heterohelix globulosa</i> (Ehrenberg, 1840)	-	-	-	+	-	-	-
<i>Planomalina</i> ( <i>Globigerinelloides</i> ) sp.	-	-	-	+	-	-	-
<i>Hedbergella agalarovae</i> (Vassilenko, 1961)	-	-	-	+	-	-	-
<i>Globotruncana arca</i> (Cushman, 1926)	+	-	+	-	-	-	-
<i>Globotruncana creatacea</i> (Orbigny, 1840)	+	+	+	-	-	-	-
<i>Globotruncana fornicata fornicata</i> Plummer, 1931	+	-	+	-	-	-	-
<i>Globotruncana fornicata manauensis</i> Gandolfi, 1955	-	-	-	+	-	-	-
<i>Globotruncana fornicata plummerae</i> Gandolfi, 1955	-	-	+	-	-	-	-
<i>Globotruncana linneiana linneiana</i> (Orbigny, 1834)	+	-	+	+	-	-	-
<i>Globotruncana linneiana marginata</i> (Reuss, 1845)	+	+	+	+	-	-	-
<i>Globotruncana</i> gr. <i>marginata</i> (Reuss, 1845)	-	-	-	-	+	-	-
<i>Globotruncana</i> ex gr. <i>rosetta</i> (Carsey, 1926)	-	-	+	-	-	-	-
<i>Globotruncana saratogensis</i> (Applin, 1925)	-	-	-	+	-	-	-
<i>Globotruncana tricarinata</i> (Quereau, 1893)	-	-	+	-	-	-	-
<i>Globotruncana</i> cf. <i>tricarinata</i> (Quereau, 1893)	+	-	-	-	-	-	-
úlomky ihlic húb	+	+	+	-	-	-	-
ostne ježoviek	+	+	+	-	-	-	-
juvenilné pyritizované jadrá gastropód	+	+	-	-	-	-	-
<i>Oculopollis</i> cf. <i>baculatus</i> Kruttsch et Pacltová, 1970	-	-	-	-	-	+	-
<i>Emscherinollis gracilis minutus</i> Kruttsch et Pacltpvá, 1970	-	-	-	-	-	+	-
<i>Papilopollis minimalis</i> Kruttsch et Pacltová, 1970	-	-	-	-	-	+	-
<i>Oculopollis orbicularis</i> Góczan, 1964	-	-	-	-	-	+	-
<i>Oculopollis parvoculus</i> Góczan, 1964	-	-	-	-	-	+	-
<i>Semioculopollis praedicatus</i> (Weyl et Pflug) Góczan—Groot	-	-	-	-	-	+	-
— Pacltová, 1967	-	-	-	-	-	+	-
<i>Semioculopollis lapillus</i> Pflug, 1953	-	-	-	-	-	+	-
<i>Oculopollis zaklinskaiae</i> Góczan, 1964	-	-	-	-	-	+	-



Zoznam druhov	1	2	3	4	5	6	7
<i>Krutzschipollis crassis</i> (Góczan, 1967)	-	-	-	-	-	+	-
<i>Longanulipollis baytai</i> (Góczan, 1964)	-	-	-	-	-	+	-
<i>Extratropipollenites coronatus</i> Góczan, 1967	-	-	-	-	-	+	-
<i>Pseudooculopollis principalis</i> (Weyl et Pflug) Krutzsch 1967	-	-	-	-	-	+	-
<i>Trudopollis capsula</i> Pflug, 1953	-	-	-	-	-	+	-
<i>Trudopollis conector</i> Pflug, 1953	-	-	-	-	-	+	-
<i>Trudopollis rusticus</i> Pflug, 1953	-	-	-	-	-	+	-
<i>Trudopollis imperfectus</i> Pflug, 1953	-	-	-	-	-	+	-
<i>Oculopollis baculotrudens</i> Pflug, 1953	-	-	-	-	-	+	-

sedimenty nachádzajú v synklinálnej zóne a nie v morfológických depresiách, pričom povaha predsenónskeho bazénu nemôže byť stanovená. Z tohto dôvodu je aj veľmi ťažké určiť celkové rozšírenie vrchnosenónskych sedimentov vo vnútorných Západných Karpatoch, ako aj ich vzťah k brezovskému vývinu. Absolútny nedostatok vrchnosenónskych valúnov, resp. redeponovaných foraminifér vo vnútrokarpatskom paleogéne svedčí skôr o tom, že vnútorné jednotky Západných Karpát neboli vrchnosenónskym morom. Svedčia o tom aj niektoré palinologicky doložené výskyty kontinentálnych sedimentov napr. šošovky bauxitov pri Markušovciach (P. Snopková — ústne oznámenie), výplne krasových dutín pri Gombaseku (J. Mello et P. Snopková 1973), ako aj relikt sedimentov v tzv. kľuknavskej panve, v okolí Hornej a Dolnej Lehoty (severne od Brezna), bauxity v okolí Mojtiňa atď. Hoci vek sedimentov v posledných dvoch menovaných oblastiach nebol priamo stratigraficky doložený, možno jednoznačne konštatovať, že sa tvorili po strednej kriede a pred sedimentačným cyklom vnútrokarpatského paleogénu (lutét — spodný oligocén), nakoľko ležia na vyvrásnených jednotkách vnútorných Západných Karpát mediteránnou fázou. Už spomenuté obmedzené výskyty nie sú dostatočným podkladom pre takú sedimentologickú analýzu, na základe ktorej by bolo možné určiť smer transgresie, a tým i širšie paleogeografické vzťahy. Preto sme odkázali len na určité logické úvahy vychádzajúce zo širších paleogeografických vzťahov. Teoreticky vyššie opísaný vrchnosenónsky typ fácie by sa mohol usadzovať v úzkom žľabe tiahnúcim sa pozdĺž severného okraja spišsko-gemerskej kordiliery (O. Samuel 1973, str. 59), ktorá bola v tomto období vynorená. V prospech tohto názoru nepriamo hovorí prítomnosť valúnov niektorých paleozoických (resp. i mladších) hornín typických pre túto jednotku, ako aj pestré súvrstvie navŕtané v podloží neovulkanitov v okolí Banskej Štiavnice. V tomto prípade by transgresia pokračovala zo západu a paleogeograficky by súvisela s brezovským (gosauským) vývinom. Pri druhej alternatíve nutne musíme predpokladať smer transgresie z juhu, cez elevačné depresie spišsko-gemerskej kordiliery do vnútorných jednotiek Západných Karpát. V prospech tohto názoru hovorí morský výskyt kriedy strednosenenónskeho veku (santón — kampán) v Upponskom pohorí, ako aj niektoré ďalšie výskyty, napr. pri juhovýchodnom okraji Rudabanského pohoria a pri Drieňovci. V tejto súvislosti treba poznamenať, že senónsky vek sedimentov z posledných dvoch uvádzaných

oblastí nebol biostratigraficky doložený. Ich vek sa určuje len na základe litofaciálnej korelácie s kriedou Upponského pohoria, resp. celkovej paleogeografickej a tektonickej pozície (porov. D. Andrusov 1959, str. 334).

**Stratigrafická tabuľka senónskych sedimentov z okolia Horehronia**

	Vek	Šumiac	Dobšinská ľadová jaskyňa	Kľuknava, Horná a Dolná Lehota	
				„kľuknavský vývin“	
PALEOGÉN	sanois	+ = stredný—vrchný kampán (porov. J. Sigal in D. Andrusov—D. Delga etc. 1967) — mikrofauna foraminifér ● = spodný kampán — foraminifery			
	priabón				
	lutét	* = vrchný santón (porov. A. Biely et J. Salaj 1966) — foraminifery		pestrá hrubodetritická (do červena sfarbené konglomeráty a brekie) kontinentálna fácia	pestrá hrubodetritická (prevažne do červena sfarbené brekie a konglomeráty) kontinentálna fácia
	cuis				
	ilerd	□ = vrchný santón — kampán (podľa D. Andrusova (1976) — hypurity (s. 1.)			
	thanet-mont				
dán					
SENÓN	maastricht	?	?		
	kampán	+ marinné sivé až ● tmavosivé sliene * a vápence s hy- puritmi	pestré hrubodetritické, prevažne kontinentálne súvrstvie, vo vrchnej časti s polohou sivých až sivozelených marinných slienov		
	santón				
	koniak	?	?		

## Záver

1. Na základe analýzy foraminifér možno konštatovať, že vek sivých až tmavosivých vložiek vystupujúcich v záreze hlavnej cesty pri hoteli Ľadová jaskyňa je spodnokampánsky a môžeme ho korelovať s tmavosivými vápnitými až slienitými bridlicami z profilu zárezu železničnej trate.

2. Vek podložínych pestrých konglomerátových vrstiev môžeme posudzovať len nepriamo podľa superpozície. Podľa toho sa začali usadzovať najpravdepodobnejšie



v santóne a predstavujú, vychádzajúc z celkového charakteru sedimentov (červené sfarbenie, nedostatočne vytriedený materiál atď.), kontinentálnu faciú.

3. Zo stratigrafického a čiastočne i litofaciálneho hľadiska (marinné sliene s obsahom prevažne pelagických foriem) opisované sedimenty z okolia Dobšinskej ľadovej jaskyne sú identické s vrstvami od Šumiaca.

4. Ich širšie paleogeografické vzťahy nie sú zatiaľ dostatočne objasnené. Do úvahy prichádza možnosť, že sa usadzovali buď v úzkom žľabe tiahnúcom sa lineárne po severnej strane spišsko-gemerskej kordiliery, alebo v priečných depresiách cez elevačné pásmo spišsko-gemerskej kordiliery. V prvom prípade by transgresia smerovala od západu a súvisela by s brezovským vývinom, kým v druhom prípade ju musíme predpokladať z juhu, z oblasti Upponského pohoria.

5. Z doterajšej analýzy vyplýva, že relikt sedimentov nachádzajúce sa v oblasti Horehronia, Dobšinskej ľadovej jaskyne, Šumiaca a tzv. kľuknavskej panvy patria k dvom, resp. trom rozdielnym sedimentačným cyklom: a — strednosennónskemu (santón — kampán) sedimentačnému cyklu s prevahou marinných sedimentov (Šumiac, Dobšinská ľadová jaskyňa); b — vnútrokarpatskému paleogénnemu (vrchný lutét — spodný oligocén) sedimentačnému cyklu (niektoré relikt v okolí Brezna, Polomky atď.); c — kontinentálnej facii usadzujúcej sa v období medzi mediteránnou fázou vrásnenia vnútorných jednotiek Západných Karpát a morským sedimentačným cyklom vnútrokarpatského paleogénu (koniak — spodný lutét, resp. až spodný priabón).

6. Stratigraficky doložený vek pestrých vrstiev od Dobšinskej ľadovej jaskyne a Šumiaca je ďalším dôkazom vcelku všeobecne prijímaného názoru o vyvrásnení a presunutí vnútorných jednotiek Západných Karpát počas predsenónskej mediteránej fázy.

Do tlače odporučil A. Began.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, II. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—443.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát, III. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—392.
- ANDRUSOV, D. mit Benutzung eines Manuskriptes von OTHMAR KÜHN, 1976: Neue Rudisten-faunen aus den Westkarpaten und aus Albanien. Geol. Zborn. 27, 1, Bratislava, 11—34.
- ANDRUSOV, D. — BYSTRICKÝ, J. 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. Geol. Zborn. 10, 2, Bratislava, 324—326.
- ANDRUSOV, D. — DELGA, D. — GEYSSANT, J. 1967: Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. Bull. Soc. géol. de France, 7, 7, Paris, 1027—1107.
- ANDRUSOV, D. — KÖHLER, E. 1963: Nummulites facies et développement pré-tectonique des Carpathes occidentales centrales au Paléogène. Geol. Zborn. 14, 1, Bratislava, 175—192.

- ANDRUSOV, D. — SNOPOKOVÁ, P. 1976: Trouvaille d'une palynoflore sénonienne dans le membre a conglomérats rouges de Dobšinská ľadová jaskyňa (Slovaquie centrale). Geol. Zborn. 27, 2, Bratislava, 231—236.
- BIELY, A. — SALAJ, J. 1966: K problematike vrchnokriedových uloženín na Horehroní. Geol. Práce, Správy 40. Bratislava, 172—174.
- BLOW, W. H. 1969: Late middle to Recent Foraminiferal biostratigraphy. Proceedings of the first International conference on planktonic microfossils, 1, pl. 1—54, Geneva, 199—421.
- ILLÉS, V. 1904: Montangeologische Verhältnisse in der west. Umgebung von Dobsina. Jahresber. Ung. geol. Reichsanst. f. 1902, Budapest, 134—144.
- KETTNER, R. 1951: O formaci patrně gosauského stáří poblíže stanice Dobšinská ľadová jaskyňa na Slovensku. Věstn. čes. spol. nauk. Tř.—přír. No 10 —r. 1950), Praha, 1—9.
- LOEBLICH, A. R. Jr. — TAPPAN, H. 1964: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2, 1—2. Sarcodina chiefly „Thecamobians“ and Foraminifera, C1—C900. New York.
- MAHEL, M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny, Geol. Práce, Zošit 48a, Bratislava, 1—201.
- MELLO, J. — SNOPOKOVÁ, P. 1973: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov gombaseckého lomu. Geol. Práce, Správy 61, Bratislava, 239—253.
- NOTH, J. 1874: Kleine Mitt. 4 Kohlenvorkommnisse aus der Stratena-Höhle bei Dubschau. Verh. geo.. Reichsanst. Wien, 245—246.
- OPPENHEIMER, J. 1931: Die geologischen Verhältnisse an der Bahn Červená skala — Margecany. Věstn. stát. geol. Úst. ČSR, 7, Praha, 417—422.
- PLANDEROVÁ, E. — PULEC, M. — SAMUEL, O. — VÁŇOVÁ, M. 1963: Poznámky k litologicko-stratigrafickým pomerom Banskobystrickej a Zvolenskej kotliny. Geol. Práce, Správy 30, Bratislava, 147—159.
- SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpatenkreide (Slowakei). Geol. Úst. D. Štúra, pl. 1—48, Bratislava, 1—292.
- SAMUEL, O. 1973: Paleogeografický náčrt a prejavy orogenetických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a priľahlej časti Maďarského stredohoria. Geol. Práce, Správy 60, Bratislava, 55—83.
- SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Geol. Úst. D. Štúra, pl. 1—31, Bratislava, 1—232.
- SCHEIBNEROVÁ, V. 1960: Príspevok k diskusii o veku pestrého súvrstvia pri Dobšinskej ľadovej jaskyni. Geol. Zborn. 11, 1, Bratislava, 91—93.
- SCHÖNENBERG, R. 1948: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpaten). Zeitsch. deutsche geol. Ges. 98, Stuttgart, 70—119.
- ŠTÚR, D. 1868: Bericht über die geol. Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jahrb. geol. Reichsanst. 18, Wien, 412—413.

O. Samuel

**Find of foraminifers from variegated beds near Dobšinská ľadová jaskyňa (ice cave) and their stratigraphical interpretation**

Summary of the Slovak text

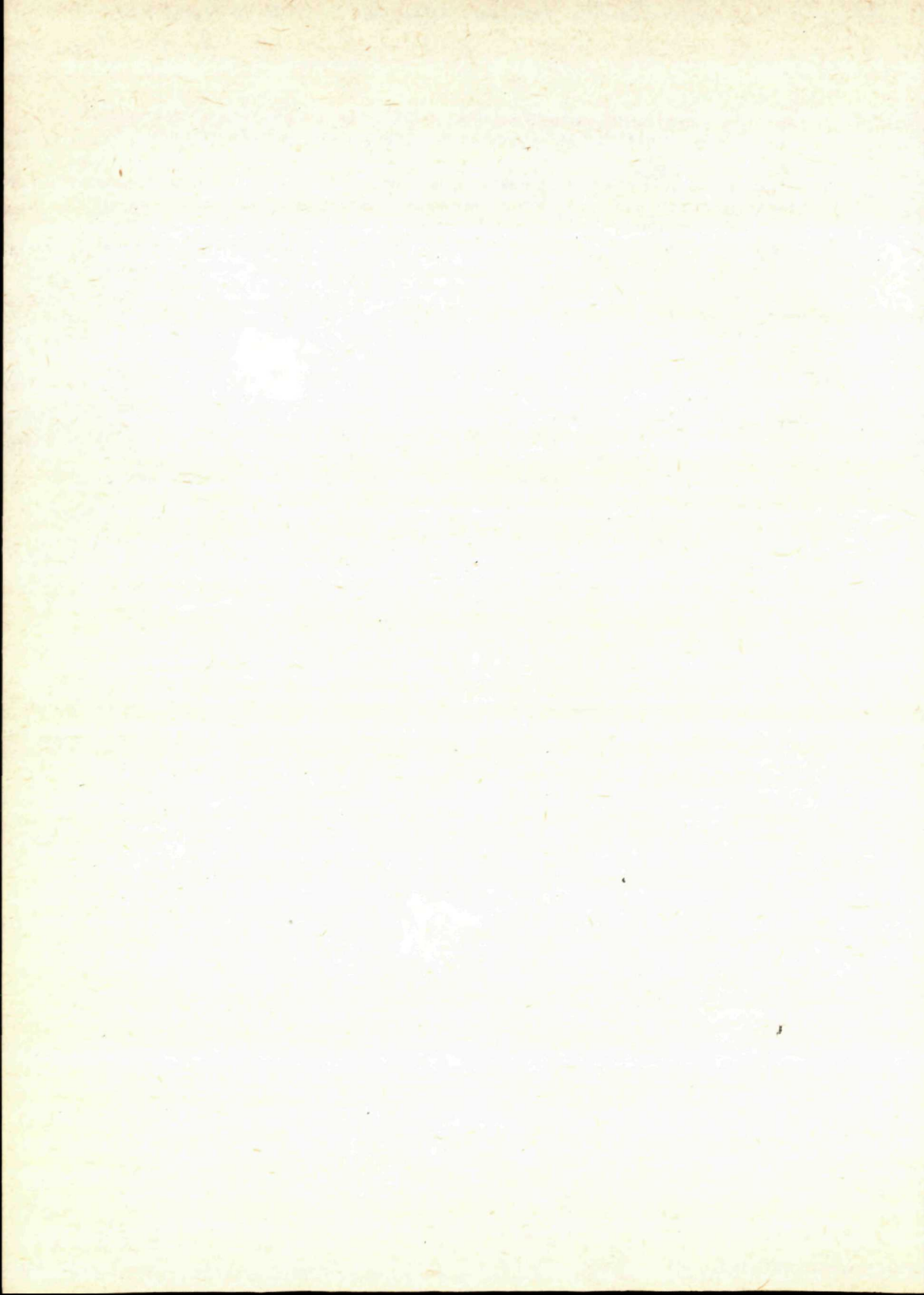
In the last years biostratigraphical research of variegated beds very scarcely distributed in the vicinity of the Dobšinská ľadová jaskyňa (ice cave) and around Šumiac was carried out by Prof. D. Andrusov and P. Snopková in cooperation with the author. Stratigraphical interpretations of the bed sequence at the ice cave were rather diverse in the past. Some



authors (R. Kettner, M. Mahef 1957) regarded the sequence as a continental facies of the gosau type (Senonian), others as the Paleogene (D. Štúr 1868, J. Noth 1874, V. Illés 1904, J. Oppenheimer 1931, R. Schönberg 1948, V. Scheibnerová 1960, D. Andrusov 1965).

For microbiostratigraphical analysis sampled were the profile of a railway cutting near the station at Dobšinská ľadová jaskyňa and a high road cutting at the hotel Ľadová jaskyňa (ice cave). In the latter profile, variegated conglomerates are overlain by grey and darkgrey marls and calcareous clays (a detailed description of the profile is in an article by D. Andrusov and P. Snopková 1976). From the marls mentioned quite well preserved and stratigraphically identifiable assemblage of foraminifers was recovered, with pelagic planktonic forms predominant over benthos. Among significant forms were: *Globotruncana linneiana linneiana* Plummer 1931, *G. fornicata plummerae* Gandolphi 1955, *G. arca* Cushman 1926, *G. cretacea* (Orbigny 1840) and *G. aff. tricarinata* (Queureau 1893), *Stensioeina pommerana* Brotzen 1936. Stratigraphical range of the individual species shows that the assemblage indicates the Lower Campanian age of the beds discussed. The beds may be correlated with darkgrey marls randomly exposed about 25 m above variegated conglomerates cropping out in the other profile (the railway cutting at the station Dobšinská ľadová jaskyňa), since they contain a stratigraphically analogous, although badly preserved foraminiferal assemblage. Then we may state that sedimentation of the variegated sequence commenced most likely as early as the Santonian and continued in the Campanian. No younger (Maastrichtian) age has been evidenced in the area so far. The sequence described has generally continental to brackish nature and contains layers of marine beds. As regards stratigraphy and lithofacies, the facies may be correlated with those rather scarce beds at the locality Šumiac (cf. D. Andrusov — J. Bystrický 1959; A. Biely — J. Salaj 1966; D. Andrusov 1976). A foraminiferal assemblage in darkgrey marls at Šumiac also indicates the Upper Campanian beds. Besides the localities mentioned, small relicts composed of variegated conglomerate beds cemented by red cement are also in the small „ľuknavská panva“ basin and north of Brezno (Horná and Dolná Lehota). Their age has not been biostratigraphically evidenced as yet. The author presumes that in contrast to the above localities (the Dobšinská ľadová jaskyňa ice cave, Šumiac) these are entirely continental in their nature. They deposited after folding and overthrust of the internal units of the West Carpathians, after the Middle Cretaceous (in the period of the mediterranean phase) and prior to the inner-Carpathian Paleogene sedimentation cycles (Upper Lutetian — Lower Oligocene). Direct evidences on the transgression direction are missing because of only partial preservation. When the general paleogeographical situation in the West Carpathians and in adjacent regions during the Senonian is considered, then the sediments described may be supposed to have deposited either in a narrow channel along the northern part of a cordillera in Spiš-Gemer, or in elevation depressions situated across the cordillera. If the first part of the supposition is right, then the transgression advanced from the west and was connected with the Brezová (Gosau) facies. In case of the second supposition being right, the transgression advanced from the south (the Uppony mountains in Hungary).

Translated by E. Jassingerová.





Ján Nemčok — Margita Vaňová

## Redeposition of Larger Foraminifers in East Slovakian Flysch Belt

3 text-figs, 4 plates (XXI—XXV), 9 tables. Slovak summary

**Abstract.** Presented are results of examination of larger foraminifers from all the sites known in the Flysch Belt in East Slovakia. Besides stratigraphical significance of larger foraminifers, most attention is paid to redeposition processes and to sedimentological analysis of Flysch sequences containing larger foraminifers. The analysis of sedimentologic processes controlling redeposition of foraminifers facilitated the study of paleogeography in the East—Slovakian Flysch Belt.

### Introduction

Paleocurrents transported and sorted clastic material together with the fauna of larger foraminifers. Sorting and manner of preservation of the foraminifers depended upon the duration of transport. The size of larger foraminifers approximates that of pebbles. Occasionally, the foraminifers are larger than surrounding grains and pebbles. They, are however, almost equal in weight. Their regular disc-like shape was ideal for transport in a current of even lesser transporting power.

In the flysch sediments of the outer Flysch Belt, larger foraminifers are comparatively most frequent in slump bodies, in graded-bedded sandstones, organodetrital sandstones and limestones, and in homogeneous sandstones. In the Central-Carpathian Paleogene, larger foraminifers are in Nummulite limestones, less in slump bodies, graded-bedded sandstones, homogeneous sandstones.

Manner of preservation of larger foraminifers in different lithotypes shows particular characters respectively. Manner of preservation is quite different in slump bodies. It is due to both the genesis and internal structure of slump bodies. A slump body as a whole exhibits some indications of grading but the inside arrangement of its structural elements is chaotic. Owing to submarine slumping, the fauna of larger foraminifers from the primary area got deeper into a sedimentation area, without conspicuous sorting inside the slump body. Marked sorting is in graded-bedded sandstone beds, in lithotamnian calcareous sandstones and sandy limestones. The richest accumulations of larger foraminifers are indicative the nearness of shallow-water environment of the littoral zone. The Nummulite limestones of the Central-Carpathian Paleogene are a typical example.

DNDr. J. Nemčok, CSc. — RNDr. M. Vaňová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

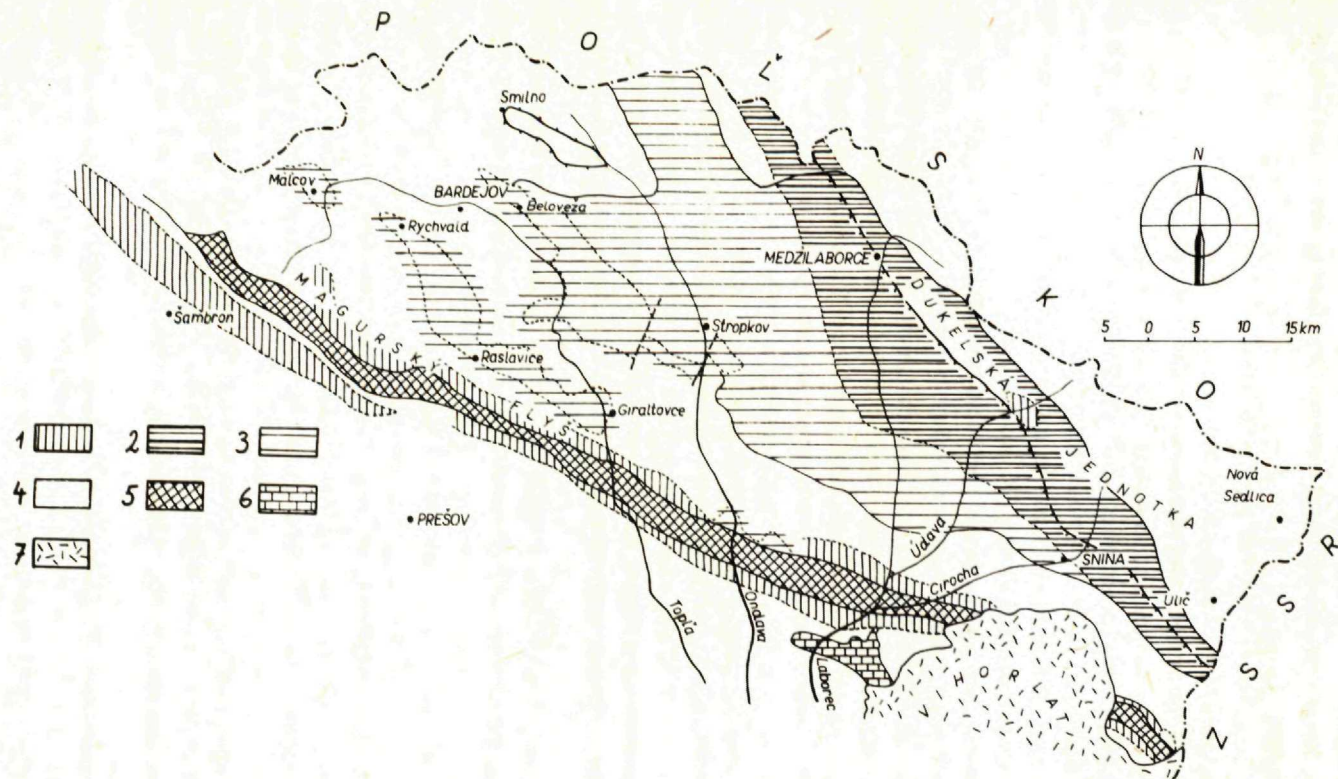


Fig. 2 A Map of Nummulite Occurrences in the East-Slovakian Flysch  
 1 — in submarine slump bodies; 2 — in organodetrital limestones; 3 — in graded-bedded sandstones; 4 — dispersed in sandstones; 5 — the Klippen Belt; 6 — the Mesozoic; 7 — volcanic rocks



off synsedimentary flysch sequences containing mostly large specimens of larger foraminifers. Slump bodies of the type of „pebble mudstones“ are actually without large pebbles and angular shreds and they only contain small specimens of larger foraminifers. Slump bodies of this type are farthest in the north of the presumed source area of the East-Slovakian Flysch Belt.

Accumulation and replacement of larger foraminifers in submarine slump bodies are controlled by the same physical-mechanical conditions as other components of slump bodies. The only difference is in other grains, pebbles and entire flysch sequences of anorganic origin being harder than tests of larger foraminifers. The tests reflect some phenomena of dynamic processes inside slump bodies during their replacement from littoral and circalittoral areas. F. Bieda (1960) examined fauna of a slump body near Chmeľov and found the manner of preservation „somewhat unusual“. He explained the test deformation by enormous accumulation of tests on one another. The fresh-dead tests of larger foraminifers being soft, press one another by their flat surfaces, cause twisting of tests and impress grains into them. Our examinations resulted in the opinion about the deformations taking place in slump bodies. Internal stress in submarine slump bodies caused twisting of tests of larger foraminifers and impression of quartz grains into tests. The twisting of tests and impression of grains in to them are rather particular than regular phenomena in Nummulite limestones of the Central-Carpathian Paleogene. Consequently, accumulations of larger foraminifers in situ (Nummulite limestones) were not subject to such mechanical stress as in slump bodies.

c) Larger foraminifers from the bottom surfaces of graded-bedded sandstones have extensive areal distribution in the East Slovakian Flysch Belt, both in the Dukla and the Magura unit, as well as in the Central-Carpathian Paleogene. The same type of graded bedding with larger foraminifers occurs in the Malcov beds, less in the Zlín beds of the lithofacial Rača unit, in the Papín beds, and in the Central-Carpathian Paleogene of the Hromoš-Šambrón anticlinal belt.

In literature concerning the Carpathians and Caucasus, graded bedding is the most frequently described type of bedding of flysch sequences. Of graded bedding characteristic is gradual diminishing of grains sorted according to size, from bottom upwards. This paper does not concern the types of graded bedding as described by M. Książkiewicz — C. J. Migliorini (1950), N. B. Vassoevich (1948—1951) a.o. We shall only deal with the type of graded bedding with larger foraminifers and with other clastic elements.

In graded-bedded sandstones assemblages of larger foraminifers are sorted according to size from the bottom upwards. Together with pebbles they represented a type of bedding on the principle of deposition of larger and heavier specimens prior to deposition of the smaller and lighter. In East Slovakia, graded beds with larger foraminifers are in a greater distance from the place of primary occurrences of larger foraminifers in slump bodies. Most likely, the graded beds deposited farther from the source area than slump bodies of the same stratigraphic level. At the present state of



sedimentologic data, we may even admit that the graded-bedded sandstones represent continuous sedimentation of slump bodies.

d) Organodetrital limestones and calcareous sandstones with abundant larger foraminifers in East Slovakia are also denoted as „the lithotamnian horizon“ because they contain fragments of lithotamnians as well. They differ from basal Nummulite limestones mostly in their position. They are in the form of single beds amidst flysch sediments of the Magura, Dukla, and Central-Carpathian Paleogene. According to sedimentological criteria they are related to or even identical with graded-bedded flysch sequences. Their material composition differs from that of the above described sandstone beds.

According to T. Ďurkovič's (1965) petrographical examination, thin beds of this type are sandy organodetrital limestones. In foreign literature such rocks are denoted as calcarenites. From the view of petrography, they are intermediary rocks from sandstones to organodetrital limestones. In many cases organogenic detritus is missing and the rocks are denoted as sandy limestones. Besides clastic minerals of quartz, muscovite, biotite, orthoclase, plagioclase, garnet, zircon, rutile, rock fragments and autigene minerals, they also contain relicts of organisms. In thin sections were nummulites, discocyclines, fragments of solenopores, bryozoans, lithotamnians, quinqueloculines, triloculines, biloculines, globigerines, and foraminifers of the rotalid type. In some cases, fragments and whole specimens of microfauna represent even as much as 5 % of a rock. In connection with what has been said above, we may regard it as a type of sediment whose origin is due to redeposition of detrital material (terrigenous and organic) from littoral and sublittoral areas into deeper parts of the sedimentation basin.

Manner of preservation of larger foraminifers in these limestones is different from preservation of larger foraminifers in basal Nummulite limestones, slump bodies and graded-bedded sandstones. Shells of larger foraminifers in organodetrital limestones are broken and abraded. In contrast to other organisms, nummulites are brittle and therefore only the first two whorls are preserved in most cases. Smaller specimens are preserved completely.

In the Papín beds and in the Zlín beds of the Rača unit, organodetrital sandstones and sandy limestones contain the smallest specimens of larger foraminifers. The beds are in fine-rhythmical flysch sequences or they appear as isolated beds in the claystone member. Most abundant organodetrital sandy limestones contain Lutetian and Upper Priabonian fauna.

e) Larger foraminifers dispersed in subgraywackes and in coarsegrained homogeneous sandstones are scarcest. Homogeneous sandstone beds (S. Džułyński — A. Radomski 1955) with the only predominant fraction are most typical of the Magura unit. The beds are particularly abundant in the Čerhov unit. Their amount and their thickness decrease towards the northern periphery of the Magura Flysch belt.

Results of sedimentological research (J. Nemček — T. Koráb — T. Ďurkovič



1968) show that material of homogeneous sandstones from the overlier of the Beloveža beds migrated into the flysch basin from a cordillera south of the flysch sedimentation area. This is also explanation of the presence of the thickest succession of coarse-grained sandstones in the southernmost Magura unit.

In homogeneous sandstone beds are no anomalous concentrations of larger foraminifers. Small anomalous concentrations of plant matter are in the Čerhov sandstones. The carbonized plant detritus is irregularly distributed in small lenses in massive sandstones of the Čerhov unit. Some insignificant concentrations of larger foraminifers might have occurred in homogeneous sandstone beds in some places.

Sandstones of the Čerhov unit, overlying the Beloveža beds, correspond stratigraphically better to sandstones of the Bystrica unit than to sandstones of the Zlín beds of the Rača unit. While the overjacent sandstone complex (the Čerhov sandstones, J. Nemčok 1970) above the Beloveža beds, and homogeneous sandstone of the Bystrica unit do not surpass stratigraphical range of the uppermost Middle Eocene; sandstones of the Zlín beds of the Rača unit extend to the Upper Eocene.

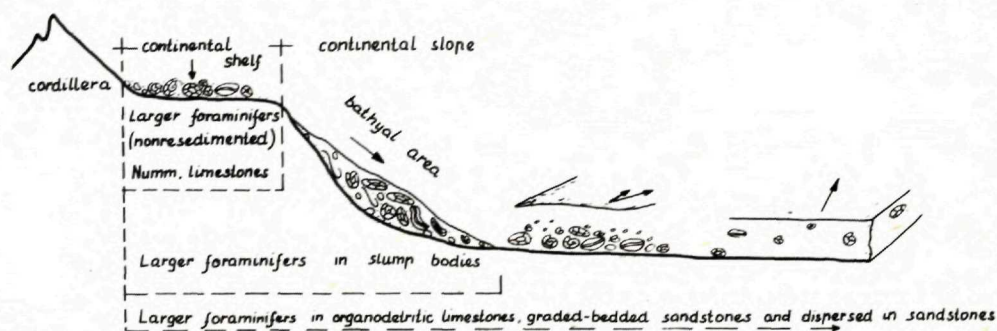


Fig. 3 A scheme of distribution of larger foraminifers based upon their occurrences in Flysch sediments  
 → transport direction in Flysch sediments.

Number of specimens in the homogeneous mass of sandstone beds cannot be given in per-cent. There are isolated finds of Lower Eocene larger foraminifers in arcose sandstones of the Magura unit. Some forms are from the lower part of the Middle Eocene. So far, no specimen has been found in massive sandstones of Submenilite Eocene of the Dukla unit.

Tectonic significance of larger foraminifers was partially treated by R. Marschal-ko (1968) and R. Marschal-ko — A. Radomski (1970). Here E. Köhler and M. Vaňová determined assemblages of larger foraminifers, mostly from the basal transgressive lithofacies. The authors analyzed sedimentologic processes with respect to stratigraphical significance of larger foraminifers and pointed out to tectonic origin and decay of cordilleras supplying clastic material into the Central-Carpathian Paleogene during several stratigraphic stages.



The period of Illyrian tectonic movements was very important from sedimentologic-tectonic and faunistic views. On the boundary of the Middle and Upper Eocene, changes in the transport of clastic material (J. Nemčok 1970) were due to tectonic movements causing changes in the sedimentation area. New sources of clastic material (cordilleras) appeared; direction of traction flows changed, as well as petrographic composition of sediments. Globigerinous marls, the Menilite beds, the Krosno-Malčov beds with the Lowermost Priabonian-Lower Oligocene stratigraphical range, show a transport direction of clastic material different from that of the subjacent stratigraphical-lithological lithofacies of the Lower and Middle Eocene. Slump bodies in the Magura and the Dukla units concentrated on the boundary of the Middle and Upper Eocene, are a product of the Illyrian tectonic movements.

The number of slump bodies in the central flysch area and their internal structure testify to the tectonic impulse of the rise of slump bodies from the boundary of the lower part of the Middle to Upper Eocene. Torn out and folded flysch beds wedged in slump bodies indicate their sudden formation by great erosive force comparable with recent avalanches. Single components of the slump matter, forming stable particles, point out to the internal stress in the slump body.

Shells of larger foraminifers preserved in slump bodies, represent atypical environment in which they preserved. Folded shells and sandy grains imprinted in the shell surface prove internal stress inside slump bodies. Conditions and place of formation of slump bodies on the boundary of the Middle and Upper Eocene differ from conditions of deposition of flysch sediments in subjacent and overjacent sequences. Macrofaunistic and microfaunistic investigations also proved the period to be an important epoch (not only tectonic) in the history of the flysch sedimentation area of the Paleogene. Generally, the Middle Eocene is regarded as a very important epoch in the history of larger foraminifers. The same are results of investigations in the Flysch Carpathians. In the Middle Eocene, the species of larger foraminifers either end their stratigraphical range or their lower boundary begins. Beginning with the Middle Eocene, most discocyclines show the maximum distribution. Numulite assemblages comprise a few species quoted solely from the Middle Eocene. Most forms appear in the Middle Eocene and last to the Upper Eocene. The upper part of the Middle Eocene is characterized by mixed agglutinated and calcareous microfauna.

Microfaunistic study showed that in the Lower and Middle Eocene the agglutinated microfauna predominates, and in the Upper Eocene to Lower Oligocene are calcareous benthos and plankton (J. Nemčok 1971).

As regards larger foraminifers two groups may be distinguished according to basal features. The species of one group lived from the beginning of the Paleogene to the Middle Eocene; the second group are Middle Eocene-Upper Eocene Species. Of the first group most characteristic are *Nummulites planulatus* (Lamarck), *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Harpe), *Nummulites partschi partschi* Harpe, of the second group most typical are *Nummulites perforatus perforatus*



(Montfort), *Nummulites fabianii* (Prever) a.o. Their diverse stratigraphical significance facilitate determination of the time of submarine slumping. Ancient species occur in the basement of slump bodies and younger in their overlier.

M. Marchetti (1957) described slump bodies (olistostromes) from the Sicilian Cenozoic. In M. Marchetti's opinion slump bodies are a result of tectonic activity in some parts of the sea floor. N. B. Vassoevich and S. Korotkov (1935) explain the slumps by increasing slope of the sea floor due to tectonic activity, by irregular accumulation of deposits, by current erosion and by equilibrium disturbances due to earthquakes.

In the East-Slovakian flysch area, the composition of slump bodies of submarine slumps in the upper Middle Eocene and Upper Eocene indicates that their formation was positively affected by Illyrian tectonic activity in the sedimentation area and in its cordilleras.

### **Biostratigraphic characteristics of the East-Slovakian Flysch units**

In the East-Slovakian Flysch, larger foraminifers are recorded from many sites in individual stratigraphical-tectonical complexes.\*

We were reminded of the localities Veľká Kýčora, Kamenica/Torysa r., Šarišské Dravce, Dlhý Potok, Milpoš by R. Marschalko; of the localities Vaniškovce, Abrahámovce by B. Leško, of the elevation point Šibeň, Vyšné Čabiny and Osadné — by T. Koráb. Here we want to acknowledge them for it.

Larger foraminifers occur in:

1. the Central-Carpathian Paleogene, 2. in the Paleogene of the Klippen Belt, 3. in the Paleogene of the Magura nappe: A. in the Čerhov (Krynica) lithofacial unit, B. in the Bystrica lithofacial unit, C. in the Rača lithofacial unit, 4. in the Dukla unit Paleogene. As it was mentioned, they were found in the basal transgressive lithofacies (a), in slump bodies (b), in graded-bedded sandstones (c), in organodetrital limestones and sandstones (the „lithotamnian horizon“) (d) and they also were dispersed in subgraywackes and in coarse-grained homogeneous sandstones (e). Resedimented larger foraminifers are in all associations except the bioassociation at Veľká Kýčora.

#### **1. The Central-Carpathian Paleogene**

There larger foraminifers are most frequent. We shall only deal with localities nearest to the Klippen Belt.

\*Occurrences of larger foraminifers recorded so far in East Slovakia are in Illustration 1. Accurate localisation of occurrences is given in this chapter. It is on topographic bases 1 : 25 000 and 1 : 50 000 Presented are also localities quoted by F. Bieda (1957, 1960, 1963).

a) *The basal transgressive lithofacies*

Veľká Kýčora

North of Ružbachy, on the top and slopes of the hill Veľká Kýčora (elevation point 958.5), in fine-rhythmical compact, darkbrown limestones are mass occurrences of the species *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) and very scarce discocycline. F. Bieda (1963) recorded the species *Nummulites rotularius* Deshayes, *Nummulites perforatus* (Montfort) and *Nummulites puschi* Archiac from limestones overlying the Ružbach Mesozoic. Here the basal transgressive lithofacies is Upper Lutetian. An association with *Nummulites puschi* Archiac from the overlier of the Ružbachy Mesozoic corresponds with associations of the Tatran Eocene (F. Bieda 1963).

b) *Slump bodies*

Kamenica nad Torysou

East of the railway-station Kamenica/Torysa r. in a small cut south of the stop, in coarse-sandstone beds of the Šambrón beds is the species *Nummulites perforatus sismondai* Archiac-Haime. The locality is Upper lutetian.

Jakubovany

On the northern periphery of Jakubovany, 250 m WNW from the elevation point 502 are scarce blocks of coarse-conglomeratic slump body, with pebbles of grey limestone. Besides in a conspicuous bed of slump nature, nummulites occur in the lower part of graded-bedded coarse-fractioned microconglomerate. The slump body is a component part of the Šambrón beds.

In the basement of the slump body, found were the species *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *Nummulites anomalus anomalus* Harpe, *Nummulites kovacsiensis* Hantken-Madarász, *Operculinoides* sp., *Discocyclina* sp.

In the slump body were *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *Nummulites striatus minor* Archiac-Haime, *Nummulites chavannesi* Harpe and *Nummulites pulchellus* Harpe.

In the overlier of the slump body were the species *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites* cf. *millecaput millecaput* Boubeé, *Nummulites kovacsiensis* Hantken-Madarász, *Discocyclina roberti llarenai* Ruiz de Gaona, *Discocyclina fortisi* (Archiac) and *Discocyclina discus* (Rütimeyer).

The slump body and its basement are ranged to the Lower Priabonian.

c) *Graded-bedded sandstones*

The borehole Šambrón PU—1

In the Šambrón beds, in the borehole PU—1 two layers of extremely compact



nummulitic sandstones were encountered. One of them extended from 21.10 m to 43.20 m; the second was at the depth of 820.30 m. At the depths of 21.00 m—31.80 m and 820.30 m, among larger foraminifers was only *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) which was quite abundant there. Both layers are ranged in the Upper Lutetian.

#### Šarišské Dravce

About 4 1/2 km far from the village Plavnica, 250 M SW from the elevation point 588.0 m the left bank of the brook Šambronka in the Šambron beds are 10—50 cm thick beds of graded-bedded sandstones with microconglomerate layers and with the layers of fine-rhythmical flysch. In graded-bedded sandstones recorded were *Nummulites perforatus sismondai* Archiac-Haime and *Nummulites incrassatus incrassatus* Harpe. The assemblage is ranged in the Upper Lutetian.

#### Dlhý potok (brook)

In the Dlhý potok (brook), about 0.5 m up stream from its connection with Šambronka, in the right bank are exposed lower layers of the Šambron beds. They consist of small beds of blue-grey, compact calcareous, in lower parts finebrecciated sandstones with scarce, badly preserved nummulites. Among them were *Nummulites perforatus sismondai* Archiac-Haime, *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *Nummulites anomalus anomalus* Harpe, and *Nummulites* cf. *striatus* (Bruguière). The assemblage is ranged in the Upper Lutetian.

#### To the N of Jakubovany

To the north of Jakubovany, near the elevation point 508.7, in sandstones of the Šambron beds was an isolated transitional form from *Nummulites striatus minor* Archiac-Haime to *Nummulites striatus pannonicus* (Rozložník). It is difficult to range the form within the Upper Lutetian and Priabonian. On the basis of lithofacial resemblance of the beds mentioned with other localities, the form may be ranged in the Lower Priabonian.

#### Milpoš

About 2 km to the S of the village Milpoš in the field, on the left bank of the Milpoš brook, in the Šambron beds found were sandstones with very scarce *Nummulites perforatus sismondai* Archiac-Haime, *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *Nummulites incrassatus incrassatus* Harpe, *Nummulites chavannesi* Harpe, *Nummulites* cf. *budensis* Hantken and transitional form from *Nummulites fabianii* (Prever) to *Nummulites fichteli fichteli* Michelotti. In 1963 M. Vaňová ranged the forms in the boundary between the Upper Lutetian and Lower Priabonian in the sense of F. Bieda (1957). We range the assemblage in the Upper Priabonian.

## 2. Paleogene of the Klippen Belt

### b) Slump body

#### Chmeľov

On the contact of the Čerhov unit and of the Klippen Belt, most likely in the Proč beds, about 2 km northward from Chmeľov is a slump body. F. Bieda (1960) recovered from B. Leško's samples a comparatively varied assemblage of larger foraminifers, comprising *Nummulites exilis* Douvillé, *Nummulites planulatus* (Lamarck), *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Harpe), *Nummulites aquitanicus* Benoist, *Nummulites pustulosus* Douvillé, *Nummulites globulus* Leymerie, *Nummulites subdistans* (Harpe), *Nummulites irregularis* Deshayes, *Nummulites muchisoni* (Rütimeyer), *Nummulites atacicus* Leymerie, *Nummulites rotularius* Deshayes, *Nummulites partschi partschi* Harpe, *Nummulites distans* Deshayes, *Operculina libyca* Schwager, *Assilina douvillei* Abrard-Fabre, *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), *Discocyclina scalaris* (Schlumberger), *Discocyclina umbo* (Schafhäutl) and *Discocyclina andrusovi* Cizancourt. F. Bieda (1960) ranged the assemblage in the Cuisian. It is actually Cuisian in character, only there are strange species *Discocyclina umbo* (Schafhäutl) and *Discocyclina andrusovi* Cizancourt. According to F. Bieda (1963), *Discocyclina umbo* (Schafhäutl) appeared in the Lower Lutetian. *Discocyclina andrusovi* Cizancourt was described from the Upper Lutetian (M. Cizancourt 1948). J. Schweighauser (1953) recorded it in the Lower and Middle Lutetian. In F. Bieda's (1960) table giving age range of foraminifers of periklippen flysch there is a question mark at the Lower Eocene, indicating their possible occurrence in that period. Since we are dealing with replaced sediments, it is difficult to admit broader age range of the species mentioned. We therefore do not regard F. Bieda's (1960) ranging of the assemblage from Chmeľov into the Lower Eocene as unambiguous, but we not deny its possibly Lower Lutetian age\*.

### c) Graded-bedded sandstones

#### Radvanovce

Northward of Radvanovce and eastward of Chmeľov, in the Proč beds in medium- to coarse-grained calcareous sandstones with nummulite fauna difficult to prepare, B. Leško took samples for F. Bieda to examine. F. Bieda (1960) found there *Nummulites exilis* Douvillé, *Nummulites planulatus* (Lamarck), *Nummulites aquitanicus* Benoist, *Nummulites globulus* Leymerie, *Nummulites rotularius* Deshayes, *Operculina couisaensis* Doncieux and *Assilina douvillei* Abrard-Fabre. F. Bieda (1960) ranged the locality in to the Cuisian.

\*B. Leško, and O. Samuel recorded these larger foraminifers from the upper layers of the Proč beds referred to the Lower Eocene.



Bas t. l.	Slump body	Graded—bedded sandstones								Lithofacies	
										Cuisian	
										Lutetian	
										Priabonian (Eocene coll. Paris 1968, Propositions)	Lower— <i>N. aff. fabianii</i> (Prever)
											Middle— <i>N. fabianii</i> (Prever)
											Upper— <i>N. problematicus</i> Tellini
Velká Kýčora (F. Bieda 1963)	Kamenica nad Torsou	Jakubovany slump body	Šambron borehole PU—1	Šarišské Dravce	Dlhý potok	to the N of Jakubovany	Jakubovany, the underlier of the slump body	Jakubovany, the overlier of the slump body	Milpoš	Locality	
+										<i>N. rotularius</i> Deshayes	
							+	+		<i>N. variolarius</i> (Lamarck)	
	+			+	+				+	<i>N. perforatus sismondai</i> A — H	
								+		<i>N. cf. millecaput millecaput</i> Boub.	
+		+	+		+		+		+	<i>N. perforatus perforatus</i> (Mont.)	
					+		+			<i>N. anomalus anomalus</i> Harpe	
+										<i>N. puschi</i> Archiac	
							+	+		<i>N. kovácsiensis</i> Hant.— Mad.	
					+					<i>N. cf. striatus striatus</i> (Bruguière)	
		+								<i>N. striatus minor</i> Arch.— Haime	
						+				Transitional form from <i>N. striatus minor</i> Archiac — Haime to <i>N. striatus pannonicus</i> (Rozložník)	
				+						+ <i>N. incrassatus incrassatus</i> Harpe	
		+								+ <i>N. chavannesi</i> Harpe	
		+								<i>N. pulchellus</i> Harpe	
										<i>N. cf. budensis</i> Hantken	
										+ Transitional form from <i>N. fabianii</i> (Prever) to <i>N. fichteli fichteli</i> Michelotti	
							+			<i>Operculina</i> sp.	
								+		<i>D. roberti llarenai</i> Ruiz de Gaona	
								+		<i>D. fortisi</i> (Archiac)	
								+		<i>D. discus</i> (Rütimeyer)	
+							+			<i>Discocyclina</i> sp.	

Lithofacies	Cuisian	Lutetian	Priabonian (Eocene colloquium, Paris 1968, Propositions)			Locality
			Lower— <i>N. aff. fabianii</i> (Prever)	Middle— <i>N. fabianii</i> (Prever)	Upper— <i>N. problematicus</i> Tellini	
Graded bedded sandstones	-----					Radvanovce
Slump body	-----	?				Chmefov

### 3. Paleogene of the Magura nappe

#### A. The Čerhov (Krynica) lithofacial unit

##### b) Slump bodies

##### Starina

In a slump body southward of Starina, in the left tributary of the brook, about 450 m southward from the end of the village, found were *Nummulites jacquoti* Harpe and *Nummulites partschi partschi* Harpe. The locality is ranged in the Cuisian. The slump body is in the Čerhov beds.

##### Ujak

Below the Malcov-Menilite series, in a slump body near Ujak, are *Nummulites gallensis* (Heim), *Nummulites millecaput minor* (Heim), *Nummulites millecaput millecaput* Boubée, *Nummulites puschi* Archiac, *Nummulites pulchellus* Harpe, *Nummulites fabianii* (Prever), transitional forms from *Nummulites fabianii* (Prever) to *Nummulites fichteli fichteli* Michelotti, *Assilina* sp. and *Discocyclina scalaris* (Schlumberger). The assemblage is referred to the upper Priabonian.

##### Lopúchov

In the Malcov beds, southward of Lopúchov, in slopes and in a small quarry, in slump



Species		
<i>Nummulites exitis</i> Douvillé	+	+
<i>Nummulites planulatus</i> (Lamarck)	+	+
<i>Nummulites burdigalensis burdigalensis</i> (Harpe)		+
<i>Nummulites aquitanicus</i> Benoist	+	+
<i>Nummulites pustulosus</i> Douvillé		+
<i>Nummulites globulus</i> Leymerie	+	+
<i>Nummulites subdistans</i> (Harpe)		+
<i>Nummulites irregularis</i> Deshayes		+
<i>Nummulites murchisoni</i> (Rütimeyer)		+
<i>Nummulites atacicus</i> Leymerie		+
<i>Nummulites rotularius</i> Deshayes	+	+
<i>Nummulites partschi partschi</i> Harpe		+
<i>Nummulites distans</i> Deshayes		+
<i>Operculina libyca</i> Schwager		+
<i>Operculina couizaensis</i> Doncieux	+	
<i>Assilina douvillei</i> Abrard—Fabre	+	+
<i>Discocyclina archiaci</i> (Schlumberger)		+
<i>Discocyclina scalaris</i> (Schlumberger)		+
<i>Discocyclina umbo</i> (Schafhäutl)		+
<i>Discocyclina andrusovi</i> (Cizancourt)		+

beds are larger foraminifers. Among them are *Nummulites rotularius* Deshayes, *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites millicaput millicaput* Boubeé, *Nummulites aturicus* Joly-Leymerie, *Nummulites brongniarti* Archiac-Haime, *Nummulites anomalus anomalus* Harpe, *Nummulites anomalus lopuchovensis* Vaňová, *Nummulites puschi* Archiac, *Nummulites striatus pannonicus* (Rozložník), transitional form from *Nummulites striatus minor* Archiac-Haime to *Nummulites striatus pannonicus* (Rozložník), *Nummulites incrassatus incrassatus* Harpe, *Nummulites pulchellus* Harpe, *Nummulites budensis* Hantken, *Nummulites bouillei* Harpe, transitional forms from *Nummulites fabianii* (Prever) to *Nummulites fichteli fichteli* Michelotti, *Operculina alpina* Douvillé, *Assilina* sp., *Operculinoides* sp., *Grzybowskia reticulata* (Rütimeyer), *Grzybowskia multifida* Bieda, *Spiroclypeus carpaticus* (Uhlig), *Spiroclypeus granulatus* Boussac, *Discocyclina* cf. *varians* (Kaufmann). The assemblage is referred to the Upper Priabonian.

### c) Graded-bedded sandstones

#### Ďurďoš

About 300 m northward from Ďurďoš, in a cut of the highway are coarse-grained Čerhov sandstones. F. Bieda (1960) got two free specimens of *Nummulites atacicus* Leymerie from B. Leško. Basing upon lithological resemblance of the locality with others, we refer the coarsegrained sandstones to the Lutetian.

Lithofacies	Cuisian	Lutetian	Priabonian (Eocene colloquium, Paris 1968, Propositions)			Locality	Species			
			Lower— <i>N. aff. fabianii</i> (Prever)	Middle— <i>N. fabianii</i> (Prever)	Upper— <i>N. problematicus</i> Tellini		<i>Nummulites burdigalensis burdigalensis</i> (Harpe)	<i>Nummulites gallensis</i> (Heim)	<i>Nummulites millecaput minor</i> (Heim)	<i>Assilina</i> sp.
Subgraywackes and coarse-grained homogeneous-bedded						Ruský Kručov		+	+	+
						Sibeň	+			

### Giraltovce

Northward of Giraltovce, in disintegrating Čerhov sandstones, found were *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Harpe), *Nummulites burdigalensis* ssp. a Schaub, *Nummulites partschi partschi* Harpe, *Nummulites partschi tauricus* (Harpe), transitional form from *Nummulites partschi partschi* Harpe to *Nummulites partschi tauricus* (Harpe), *Nummulites gallensis* (Heim), *Discocyclina roberti* Douvillé and *Discocyclina fortisi* Archiac.

Northwestward of Giraltovce 150 m westward from the elevation point 311.0, in sandstones found were *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Harpe), *Nummulites burdigalensis* ssp. b. Schaub, *Nummulites subdistans* (Harpe), *Nummulites partschi partschi* Harpe and *Discocyclina fortisi* Archiac.

Northwestward of Giraltovce, 500 m westward from the elevation point 311.0 found were *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Harpe), *Nummulites gallensis* (Heim), *Nummulites partschi partschi* Harpe, *Nummulites partschi tauricus* (Harpe), *Discocyclina roberti* Douvillé and *Discocyclina fortisi* (Archiac). The assemblages from Giraltovce are referred to the Lower Lutetian.

### Vaniškovce

Southeastward of Vaniškovce, in the left bank of the brook Sekčov, in the coarse-grained Čerhov sandstones found were *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Harpe), *Nummulites gallensis* (Heim) and *Nummulites millecaput minor* (Heim). The assemblage is rather poor in species. According to *Nummulites*



	Lithofacies	Cuisian	Lutetian	Priabonian (Eocene colloquium, Paris, 1968 Propositions)	Locality	Species
				Lower— <i>N. aff. fabiani</i> (Prever) Middle— <i>N. fabiani</i> (Prever) Upper— <i>N. problematicus Tellini</i>		<i>Nummulites vonderschmidti</i> Schaub <i>Nummulites jacquoti</i> Harpe <i>Nummulites burdigalensis minor</i> (Harpe) <i>Nummulites burdigalensis burdigalensis</i> (Harpe) <i>Nummulites burdigalensis ssp. a</i> Schaub <i>Nummulites burdigalensis ssp. b</i> Schaub <i>Nummulites subdistans</i> (Harpe) <i>Nummulites atacicus</i> Leymerie <i>Nummulites rotularius</i> Deshayes <i>Nummulites partschi partschi</i> Harpe <i>Nummulites partschi tauricus</i> (Harpe) Transitional forms from <i>Nummulites partschi partschi</i> Harpe to <i>Nummulites partschi tauricus</i> (Harpe) Transitional forms from <i>Nummulites partschi partschi</i> Harpe to <i>Nummulites bactissariensis</i> (Rozložník) <i>Nummulites variolaris</i> (Lamarck) <i>Nummulites gallensis</i> (Heim) <i>Nummulites millecaput minor</i> (Heim) <i>Nummulites millecaput Boubeé</i> <i>Nummulites aturicus Joly—Leymerie</i> <i>Nummulites perforatus perforatus</i> (Montfort) <i>Nummulites brongiarti</i> Archiac—Haime <i>Nummulites anomalus anomalus</i> Harpe <i>Nummulites anomalus lopuchovensis</i> Vaňová <i>Nummulites puschi</i> Archiac <i>Nummulites semicostatus</i> (Kaufmann) <i>Nummulites striatulus striatulus</i> (Bruguière) <i>Nummulites striatulus minor</i> Archiac—Haime <i>Nummulites striatulus pannonicus</i> (Rozložník) Transitional forms from <i>Nummulites striatulus minor</i> Archiac—Haime to <i>Nummulites striatulus pannonicus</i> (Rozložník) <i>Nummulites incrassatus</i> Harpe <i>Nummulites chavannesi</i> Harpe <i>Nummulites puchellus</i> Harpe <i>Nummulites budensis</i> Hantken <i>Nummulites bouillei</i> Harpe <i>Nummulites fabiani</i> (Prever) Transitional forms from <i>Nummulites fabiani</i> (Prever) to <i>Nummulites fichteli fichteli</i> Michelotti <i>Operculina alpina</i> Douville <i>Operculinoides sp.</i> <i>Operculinoides nassauensis</i> Cole <i>Gryzbowskia reticulata</i> (Rütimeyer) <i>Gryzbowskia multirifida</i> Bieda <i>Spirocyclus carpaticus</i> (Uhlig) <i>Spirocyclus granulosis</i> (Boussac) <i>Discocyclina scalaris</i> (Schlumberger) <i>Discocyclina roberti</i> Douvillé <i>Discocyclina marthaë</i> (Schlumberger) <i>Discocyclina roberti larenai</i> Ruiz de Gaona <i>Discocyclina aspera</i> Gümbel <i>Discocyclina fortisi</i> (Archiac) <i>Discocyclina varians</i> (Kaufmann) <i>Discocyclina cf. varians</i> (Kaufmann) <i>Asterocyclina stella</i> (Gümbel) <i>Asterocyclina stellata</i> (Archiac) <i>Asterocyclina pentagonalis</i> (Schhädtl)
Subgraywackes and coarse grained homogeneous bedded sandstones					Ladičkovce + to the NW of Brestov + + +	+ + + +
Graded — bedded sandstones				Kračúnovec to the N of the Klippen belt 150 m to the N from Kračúnovec Raslavice to the NW of Brestov Abrahámovce Vaniškovce Gíraltovce Dúrdoš	+ + + + + + + +	+ + + + + + + +
Slump body				Lopúchov Újak to the S of Starina	+ + +	+ + +







Graded—bedded sandstones		Organodetrital limestones and sandstones (lithotamnian horizon)		Lithofacies	
				Cuisian	
				Lutetian	
				Lower— <i>N. aff. fabianii</i> (Prever)	Priabonian (Eocene Colloquium, Paris 1968, Propositions)
				Middle— <i>N. fabianii</i> (Prever)	
				Upper— <i>N. problematicus</i> Tellini	
Vyšné Cabiny	Hostovice	Papin	Osadné	Locality	
	+	+		<i>Nummulites rotularius</i> Deshayes	
	+	+		<i>Nummulites variolarius</i> (Lamarck)	
	+			<i>Nummulites perforatus perforatus</i> (Montfort)	
		+	+	<i>Nummulites anomalus anomalus</i> Harpe	
	+	+		<i>Nummulites anomalus lopuchovensis</i> Vaňová	
	+			<i>Nummulites ex. gr. striatus</i> (Bruguière)	
	+			<i>Nummulites incrassatus incrassatus</i> Harpe	
	+		+	<i>Nummulites pulchellus</i> Harpe	
		+		<i>Nummulites bouillei</i> Harpe	
				<i>Nummulites fabianii</i> (Prever)	
	+	+	+	Transitional form from <i>Nummulites fabianii</i> (Prever) to <i>Nummulites fichteli fichteli</i> Michelotti	
		+		<i>Operculinoides nassauensis</i> Cole	
			+	<i>Operculinoides</i> sp.	
+				<i>Sphaerogypsina globulus</i> (Reuss)	
	+			<i>Discocyclina nummulitica</i> (Gümbel)	
			+	<i>Discocyclina</i> sp.	

## Stratigraphical position of localities with larger

Lithofacies		Basal transgressive lithofacies					Slump body				
Age	Cuisian	Lutetian	Priabonian (Eocene colloquium, Paris 1968, Propositions)			Cuisian	Lutetian	Priabonian (Eocene colloquium, Paris 1968, Propositions)			
			L	M	U			L	M	U	
Central Carpathian Paleogene		Veľká Kýčera						Kamenica nad Torsou	Jakubovany		
Klippen belt						Chmelov	?				
Magura nappe	Čerhov lithofacial Unit					to the S of Starina				Ujak Lopúchov	
	Bystrica lithofacial Unit										
Dukla Unit											



Graded—bedded sandstones Organodetrital limestones and sandstones (lithotamnian horizon)*					Subgraywackes and coarse — grained homogeneous — bedded sandstones						
Cuisian	Lutetian		Priabonian (eocene colloquium, Paris 1968, Propositions)			Cuisian	Lutetian		Priabonian (Eo- cene colloquium, Paris 1968, Propositions)		
			L	M	U				L	M	U
		Šambrón borehole PU—1	Jakubo- vany the overlier of the slump body		Milpoš						
		Šarišské Dravce	Jakubo- vany the underlier of the slump body								
		Dlhý potok	to the N of Jaku- bovany								
Radva- novce											
	Giral- tovce		150 m to the N from Kračú- novce				to the N of Brestov				
	Ďurďoš Vaniškovce Abrahámovce		Kračú- novce to the N of the Klippen belt				Ladičkovce				
			Raslavice to the NW of Brestov								
						Šibeň	Ruský Kručov				
					Vyšné Čabiny Hosto- vice Papín*						

[illegible]



*millecaput minor* (Heim) it might be Lutetian or Lower Priabonian. Since the species living in the Priabonian and those appearing in the upper Lutetian are missing, the association is referred to the Lutetian without exactly saying whether to the Lower or to the Upper.

#### Abrahámovce

In a slumped slope, westward of the village Abrahámovce, in fragments of coarse-grained sandstones of the Zlín beds found was a nummulite assemblage containing *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Harpe), transitional form from *Nummulites partschi partschi* Harpe to *Nummulites bactchissaraensis* (Rozložník), *Nummulites gallensis* (Heim), *Nummulites millecaput millecaput* Boubeé and *Assilina* sp.

The assemblage is also referred to the Lutetian for the same reasons as that from Vaniškovce.

#### To the NW of Brestov

Northwestward from Brestov, in graded-bedded sandstones, below the Maľcov-Meňilite series are abraded and broken nummulites with one or at most one and a half whorl. It was only possible to identify *Nummulites striatus striatus* (Bruguière) which is insufficient for exact determination of the age of the sandstones: They are referred to the Upper Lutetian-Lower Priabonian.

#### Raslavice

150 m westward from the church in Vyšné Raslavice in a cut of the road are the Maľcov beds with coarse-grained microconglomerate layers with nummulites.

From B. Leško's samples F. Bieda (1957) recovered *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *Nummulites anomalus anomalus* Harpe, *Nummulites semicostatus* (Kaufmann), *Nummulites incrassatus incrassatus* Harpe, *Nummulites chavannesi* Harpe, *Nummulites pulchellus* Harpe, *Operculina alpina* Douvillé, *Operculinoides nassauensis* Cole, *Spiroclypeus carpaticus* (Uhlig), *Discocyclina aspera* (Gümbel), *Discocyclina marthae* (Schlumberger), *Asterocyclina pentagonalis* (Schafhäütl), *Asterocyclina stella* (Gümbel), *Asterocyclina stellata* (Archiac). F. Bieda (1960) referred the locality to the Lower Priabonian.

#### Kračúnovce

About 150 m westward from Kračúnovce, in a slope are fragments of coarse-grained sandstones of the Maľcov beds with Nummulites. F. Bieda (1960) recorded nummulites from samples from Kračúnovce obtained from B. Leško.

Northward of the Klippen Belt found were *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites millecaput* Boubeé, *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *Nummulites puschi* (Archiac), *Nummulites semicostatus* (Kaufmann), *Opercu-*

*linoides nassauensis* Cole, *Grzybowskia reticulata* (Rütimeyer), *Grzybowskia multifida* Bieda, and *Spiroclypeus carpaticus* (Uhlig).

At the beginning of a road northward of the Klippen Belt F. Bieda found *Nummulites ataticus* (Leymerie), *Nummulites rotularius* Deshayes, *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *Nummulites striatus minor* Archiac-Haime, *Nummulites incrassatus* Harpe, *Nummulites fabianii* (Prever), *Operculinoides nassauensis* Cole, *Grzybowskia multifida* Bieda, *Spiroclypeus granulosus* Boussac, and *Discocyclusa varians* (Kaufmann). F. Bieda referred both occurrences to the Lower Priabonian.

#### e) Sandstones with dispersed Nummulites

To the NW of Brestov

Northwestward of Brestov, between Brestov and Gruzovce, southward of the elevation point 273.4, in disintegrating Čerhov sandstones are larger foraminifers: *Nummulites vonderschmidti* Schaub, *Nummulites burdigalensis minor* (Harpe), *Nummulites burdigalensis* ssp. a Schaub, *Nummulites burdigalensis* ssp. b Schaub, *Nummulites rotularius* Deshayes, *Nummulites partschi partschi* Harpe, *Assilina* sp., *Discocyclusa roberti llarenai* Ruiz de Gaona, and *Discocyclusa fortisi* (Archiac). This association is related with associations from Giraltovec owing to comprising the species *Nummulites burdigalensis* ssp. b Schaub, *Nummulites partschi partschi* Harpe and *Discocyclusa fortisi* (Archiac). It is referred to the Lower Lutetian. The association is also related to that from Chmeľov, containing Lutetian discocyclines besides Lower Eocene Nummulites.

Ladičkovce

In the Zlín beds, northward of Ladičkovce found were dispersed Nummulites represented by fauna intermediate between *Nummulites partschi partschi* Harpe and *Nummulites bactchissaraensis* (Rozložník), and by *Nummulites millecaput millecaput* Boubé. Both species were also found in an association of Nummulites at Abrahámovce. Boh, Abrahámovce and Ladičkovce are ranged in the Lutetian without exact determination of the lower or the upper Lutetian.

#### B. The Bystrica lithofacial unit

#### e) Sandstones with dispersed Nummulites

The elevation point Šibeň

Southeastward of Bardejov, at the elevation point Šibeň (365.5) are coarse-grained layers in the Zlín beds. T. Koráb found there two specimens. One is *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Harpe), the second could not have been identified because of bad preservation. The locality is ranged into the Cuisian. It is to be



noticed, however, that according to G. I. Nemkov (1967, 1968) *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Harpe) lived both in the Cuisian and the Lower Lutetian.

#### Ruský Kručov

Between the villages Viláš and Ruský Kručov are coarsegrained sandstones from the overlier of the Beloveža beds. The sandstones contain *Nummulites gallensis* (Heim), *Nummulites millecaput minor* (Heim), and *Assilina* sp. The association is referred to the Lutetian without exact determination as to the Upper or the Lower Lutetian because of the absence of species living in the Upper Lutetian only. The association reminds of those at Vaniškovce and Abrahámovce owing to *Nummulites gallensis* (Heim) and *Nummulites millecaput minor* (Heim), but missing are *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Harpe) and *Nummulites partschi* Harpe.

#### 4. The Paleogene of the Dukla unit

In the Dukla unit most nummulite localities are in the top sequences of the submenilite Eocene. In many places the Papín beds are literally overfilled by organodetrital intercalations with abundant small nummulites besides lithotamnians.

##### c) Graded-bedded sandstones

#### Vyšné Čabiny

North of Vyšné Čabiny, about 500 m north-northeastward of the elevation point 270.0 m, in a slope are the Papín beds with small nummulites. They are badly preserved, in most specimens not even the first whorl is preserved. Besides these inidentifiable nummulites found were some specimens of *Sphaerogypsina globulus* (Reuss). Exact stratigraphical ranging is not possible, but most likely the locality is Upper Priabonian.

#### Hostovice

In graded-bedded sandstones of the Papín beds, 2 km northeast of Hostovice, found were *Nummulites rotularius* Deshayes, *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *Nummulites anomalus lopuchovensis* Vaňová, *Nummulites* ex gr. *striatus* (Bruguière), *Nummulites incrassatus incrassatus* Harpe, *Nummulites pulchellus* Harpe, transitional form from *Nummulites fabianii* (Prever) to *Nummulites fichteli fichteli* Michelotti, *Discocyclina numulitica* (Gümbel). The association from Hostovice is referred to the Upper Priabonian.

##### d) Organodetrital limestones and sandstones („the lithotamnian horizon“)

## Papín

Northwest of Papín, in a field path, about 500 m northeast of the elevation point 380.7 m in the Papín beds is a layer of organodetrital limestones with *Nummulites* and *Lithotamnia*. Among *Nummulites* are *Nummulites rotularius* Deshayes, *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites anomalus anomalus* Harpe, *Nummulites anomalus lopuchovens* Váňová, *Nummulites bouillei* Harpe, transitional form from *Nummulites fabianii* (Prever) to *Nummulites fichteli fichteli* Michelotti, *Operculinoides nassauensis* Cole. The locality is referred to the Upper Priabonian.

## Osadné

In organodetrital limestones of the Papín beds, 1 km eastward of Osadné, found were *Nummulites anomalus anomalus* Harpe, transitional forms from *Nummulites fabianii* (Prever) to *Nummulites fichteli fichteli* Michelotti, *Operculinoides* sp., and *Discocyclina* sp. The association is referred to the Upper Priabonian.

Translated by E. Jassingerová.

## References

- BIEDA, F. 1957: Fauna veľkých foraminifér vrchného eocénu Slovenska. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 8, Bratislava.
- BIEDA, F. 1959: Numulity serii magurskiej polskich Karpat Zachodnich. Biul. Inst. geol. 131, Warszawa.
- BIEDA, F. 1960: Veľké foraminifery priútesového flyšu na Východnom Slovensku. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIEDA, F. 1963: Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. Prace Inst. geol., 37, Warszawa.
- CIZANCOURT, M. 1948: Nummulitidae a Orbitoidae eocénu od Bojnicých kúpeľov na Slovensku. Práce Štát. geol. Úst. 17, Bratislava.
- ĎURKOVIČ, T. 1965: Klastické sedimenty dukelských vrás. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- DŻUŁYŃSKI, S. — RADOMSKI, A. 1955: Origin of groove casts in the light of turbidity currents hypothesis. Acta geol. pol. 5, 1, Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI, S. — SŁĄCZKA, A. 1958: Directional structures and sedimentation of the Krosno beds (Carpathian flysch). Roczn. Pol. Tow. geol., 28, Kraków.
- HOTTINGER, L. — SCHAUB, H. 1960: Zur Stufeneinteilung des Paleozäns und des Eozäns. Eclogae geol. Helv. 56, 1, Basel.
- HOTTINGER, L. — SCHAUB, H. 1964: Le synchronisme des biozones basé sur les nummulites, assilines et alvéolines. In HOTTINGER, L. — LEHMANN, R. — SCHAUB, H.: Données actuelles sur la biostratigraphie du nummulitique méditerranéen. Mém. Bur. Rech. géol. min., 28, 2, Paris.
- KSIĄŻKIEWICZ, M. 1954: Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch. Roczn. Pol. Tow. geol., 22, Kraków.
- KUENEN, Ph. H. — MIGLIORINI, C. J. 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol., 58, Chicago.



	F. Bieda 1957, 1960, 1963	H. Schaub 1951, L. Hottinger—H. Schaub 1964	G. I. Nemkov 1967, 1968
	Eocene	Eocene (Eocene colloquium, Paris 1968, Propositions)	Paleocene Eocene Oligocene
Species or Subspecies	Ypresian Lutetian Priabonian	Lutetian Biarritzian Priabonian	Bacthissaraian ((Cuisian)) Simpheropolian (Lutetian) Priabonian Bodracian Albian
<i>Nummulites gallensis</i> (Heim)			
<i>Nummulites millecaput minor</i> (Heim)			
<i>Nummulites perforatus sismondai</i> Archiac			
<i>Nummulites millecaput millecaput</i> (Heim)			
<i>Nummulites aturicus</i> Joly — Leymerie			
<i>Nummulites perforatus perforatus</i> (Montfort)			
<i>Nummulites brongniarti</i> Archiac — Haime			
<i>Nummulites anomalus anomalus</i> Harpe			
<i>Nummulites puschi</i> Archiac			
<i>Nummulites semicostatus</i> (Kaufmann)			
<i>Nummulites striatus triatus</i> (Bruguière)			
<i>Nummulites striatus minor</i> Archiac — Haime			
<i>Nummulites striatus pannonicus</i> (Rozlozsnik)			
<i>Nummulites incrassatus incrassatus</i> Harpe			
<i>Nummulites chavannesesi</i> Harpe			
<i>Nummulites pulchellus</i> Harpe			
<i>Nummulites budensis</i> Hantken			
<i>Nummulites boulei</i> Harpe			
<i>Nummulites fabianii</i> (Préver)			
<i>Operculina libyca</i> Schwager			
<i>Operculina couisaensis</i> Doncieux			
<i>Operculina alpina</i> Douvillé			
<i>Assilina douvillei</i> Abrard—Fabre			



## Tab. 9

[illegible]



- LEŠKO, B. — SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. 1. vyd. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 245.
- MARCHETTI, M. 1957: The occurrence of Slide and Flowage Material (Olistostromes) in the Tertiary Series of Sicily. Congr. geol. intern. 20-a Sess., Sect. 5 (1), Mexico.
- MARSCHALKO, R. 1962: Stratigrafický výskum flyša severne od Čiernej Hory. Geol. Práce, Zošit 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARSCHALKO, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií centrálnych Karpát (Šarišská hornatina). Zborn. Geol. Vied, Záp. Karpaty 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARSCHALKO, R. 1968: Facies distributions, paleocurrents and paleotectonics of the paleogene Flysch of Central west-Carpathians. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 19, 1, Bratislava.
- MARSCHALKO, R. — RADOMSKI, A. 1970: Sedimentárne textúry a vývoj okrajových facií eocénného flyša pri Ždiari (Vysoké Tatry). Geol. Práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARSCHALKO, R. — MIŠÍK, M. — KAMENICKÝ, L. 1976: Petrografia flyšových zlepcov a rekonštrukcia ich zdrojových zón. (Paleogén bradlového pásma a priľahlých tektonických jednotiek východného Slovenska). Západné Karpaty, sér. Geológia, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- NEMČOK, J. — KORÁB, T. — ĎURKOVIČ, T. 1968: Litologický výskum zlepcov magurského flyša na východnom Slovensku. Geol. Práce, Správy 44—45. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1970: Príspevok k poznaniu niektorých tektonických zmien východoslovenského flyša vo vzťahu k paleoprúdovým systémom. Geol. Práce, Správy 53. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1971: Prejavy ilýrskej fázy vrásnenia vo flyši východného Slovenska. Geol. Práce, Správy 57, Bratislava.
- NEMKOV, G. I. 1967: Nummulitidy Sovetskogo Sojuza i ich biostratigrafičeskoe značenie. Mater. Pozn. geol. Stroen. SSSR, 16 (20), Moskva.
- NEMKOV, G. I. 1968: Nummulites de l'U.R.S.S. leur evolution, systématique et distribution stratigraphique. Mém. Bur. Rech. géol., 58, Paris.
- NEUMANN, M. 1958: Révision des Orbitoides du crétacé et de l'éocène en aquitaine occidentale. Mém. Soc. géol. France, N. S., t. 28, 2—3, 4—14, mém. 83, Paris.
- SCHAUB, H. 1962: Über einige stratigraphisch wichtige Nummuliten Arten. Eclogae geol. Helv., 55, 2, Basel.
- SCHAUB, H. 1966: Über die Grossforaminiferen im Untereozän von Campo (Ober Aragonien). Eclogae geol. Helv. 59, 1.
- SCHWEIGHAUSER, J. 1953: Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Palaeozän und Eozän des Vicentin (Noridtalien). Schweiz. paläont. Abh, 70, Basel.
- TASCH, P. 1953: Causes and paleoecological significance of dwarfed fossil marine invertebrates. J. paleont., 27, 3, Menasha.
- VAŇOVÁ, M. 1964: Veľké foraminifery z hromošsko-šambronského antiklinálneho pásma. Správy o geol. výskumoch v roku 1963, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŇOVÁ, M. 1972: Nummulites from the area of Bojnice, the Upper-Hron Depression, and the Budín Paleogene around Štúrovo. Zborn. geol. Vied, Západné Karpaty 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŇOVÁ, M. 1976: A new subspecies of nummulites from the locality Lopúchov. Západné Karpaty. Ser. Paleontológia, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASSOEVIČ, N. B. 1948: Fliš i metodika ego izučeniya. Vses. neft.-geol. razv. nauč. issled. Inst. Leningrad—Moskva.
- VASSOEVIČ, N. B. 1951: Uslovija obrazovaniya fliša. Gostoptechizdat. Moskva.
- VASSOEVIČ, N. — KOROTKOV, S. 1935: K poznavaniju javlenij krupnykh podvodnykh opolznei v oligocenovuju epochu na severnom Kavkaze (v Majkopskom okruge): Trudy Vsesojuz. neft. nauč.—issled. geol. razv. Inst., ser. A, 53, Moskva—Leningrad.



## Procesy redepozície veľkých foraminifér vo flyšovom pásme na východnom Slovensku

resumé anglického textu

Vo vonkajšom flyšovom pásme východného Slovenska nachádzame numulitové asociácie v bradlovom pásme, v maľcovských vrstvách, čerhovských pieskovcoch, zlínskych vrstvách a papínskych vrstvách. Centrálnokarpatský paleogén bol oddávna stratifikovaný na základe numulitových bioasociácií.

Zo sedimentologického hľadiska veľké foraminifery nachádzame vo flyši východného Slovenska buď v gradačne zvrstvených pieskovcoch, homogénnych pieskovcoch, sklzových telesách, alebo vo vápencoch až piesčitých vápencoch. Voľne ich môžeme nájsť v sklzových telesách vypadnuté z ílovitopiesčitého tmelu. Pevne diageneticky stmelené asociácie veľkých foraminifér v pieskovcoch sú z papínskych vrstiev, maľcovských vrstiev, zlínskych a pročských vrstiev, ako aj piesčitých vápencov až vápencov.

Stratigraficky najstaršie asociácie veľkých foraminifér sú známe z bradlového paleogénu a bystrickej litofaciálnej jednotky. Najmladšie veľké foraminifery pochádzajú z maľcovských vrstiev, papínskych vrstiev a centrálno-karpatského paleogénu.

Numulitová fauna okrem stratigrafickej hodnoty je výborným sedimentologickým indikátorom. Namerané paleoprúdové stopy indikujúce obrazy dynamiky paleoprúdov nám nie vždy s určitosťou ukazujú, odkiaľ bol materiál do bazénu dodávaný, ale s určitosťou nám prezrádzajú smer transportu po dne flyšového sedimentačného bazénu. Tieto prúdy spolu s klastickým materiálom prinášali a triedili aj faunu veľkých foraminifér.

Najbohatšie lokality veľkých foraminifér sú v bazálnych vápencoch centrálno-karpatského paleogénu a v sklzových telesách vonkajšieho východoslovenského flyšu. Podmorské sklzové telesá nie sú tak silne diageneticky stmelené ako nadložné i podložné flyšové sedimenty. Fauna veľkých foraminifér spolu s úlomkami korálov a lamelibranchiátov v sklzových telesách sa nachádza voľne. Ílivo-piesčitý tmel a slabé diagenetické spevnenie sklzových telies dovoľuje ich rýchly rozpad. Podmorské sklzávanie zapríčinilo, že sa nahromadená fauna z pobrežných zón vo forme zosunu dostala hlbšie do sedimentačného priestoru bez akéhokoľvek vytriedenia. V gradačne zvrstvených laviciach pieskovcov je fauna veľkých foraminifér vytriedená. Na základe týchto poznatkov usudzujeme, že fauna veľkých foraminifér zo sklzových telies je relatívne bližšie k ich miestu odumretia a prvotného nahromadenia ako tá fauna, ktorá je v gradačne zvrstvených pieskovcoch a mikrokonglomerátoch. Gradačne zvrstvené mikrokonglomeráty až pieskovce sú usadené ďalej od zdrojovej oblasti ako sklzové telesá. Tento predpoklad potvrdzujú nielen sedimentologické štúdiá z vonkajšieho flyšu (J. Nemčok — T. Koráb. — T. Ďurkovič 1968), ale aj pozorovania R. Marschalka (1960—1970) z centrálno-karpatského paleogénu.

Sklzové telesá majú svoje charakteristické sedimentárne znaky a textúry. Spôsob zachovania veľkých foraminifér a ďalších litorálnych foriem v sklzových telesách je úplne odlišný od veľkých foraminifér, vyskytujúcich sa v pieskovcových a mikrokonglomerátových laviciach. Je to podmienené samotnou genézou sklzových telies ako aj ich vnútorným usporiadaním. Sklzné teleso ako celok má náznaky gradačného usporiadania, ale vo svojom vnútri má chaotické usporiadania stavebných častíc. Podmorským sklzávaním fauna veľkých foraminifér nahromadená v litorálnej oblasti sa dostala hlbšie do sedimentačného priestoru bez výrazného vytriedenia v sklzovom telese. Zjavné vytriedenie pozorujeme v gradačne zvrstvených pieskovcových laviciach a litotamniových vápnitých pieskovcoch až piesčitých vápencoch.

Najbohatšie nahromadenie veľkých foraminifér indikuje blízkosť plytkovodného prostre-



dia príbrežnej zóny. Typickým príkladom sú numulitové vápence cetrálnokarpatského paleogénu. Fauna veľkých foraminifér vonkajšieho, ako aj centrálnokarpatského flyšu, ktorá sa dostala pomocou prúdov do vzdialenejších oblastí flyšového sedimentačného bazénu sa v sedimentoch rozptýlila. Sporadické výskyty veľkých foraminifér sú takto dôkazom najvzdialenejšieho vystupovania od pôvodného nahromadenia.

Povrch veľkých foraminifér nám prezrádza niektoré zaujímavosti sedimentologických procesov. Ich schránky v bazálnych numulitových vápencoch sú takmer neporušené. Z toho vyplýva, že po odumretí zostali na mieste, alebo prekonalí minimálny transport. Veľké foraminifery v sklzových telesách gradačne zvrstvených pieskovcoch, ako aj tektonických piesčitých vápencoch sú dolámané, obrúsené, poprehýbané a na ich povrchu často pozorujeme vtlačanie kremenných zŕn do schránky. F. Bieda (1960) sa domnieva, že k sprehybaniu schránok došlo v dôsledku enormného nahromadenia schránok jednej na druhú. Z našich pozorovaní vyplýva, že sprehybanie schránok a vtlačanie kremenných zŕn do schránok bolo spôsobené počas transportu v sklzových telesách.

Numulitová fauna okrem stratigrafického a sedimentologického významu sa určitou mierou podieľa aj na tektonickom objasnení tektonických pohybov vo flyšovom sedimentačnom priestore. Pri tektonickej identifikácii tektonických pohybov veľké foraminifery sú cenným materiálom objasňujúcim vznik sklzových telies.

Náhle zmeny v zanikaní a veľký rozvoj nových druhov i rodov (napr. rod *Discocyclina*) signalizujú zmeny nielen životného prostredia fauny, ale aj príčiny týchto zmien, medzi ktoré patria aj tektonické pohyby. Že obdobie stredný eocén až vrchný eocén bolo vážnym medzníkom nielen sedimentologickým, tektonickým, ale aj ekologickým vo flyšovej geosynklinále, svedčia aj mikrofaunistické pozorovania. Aglutinujúca mikrofauna je dominujúcou zložkou v spodnom až v strednom eocéne, kým vo vrchnom eocéne až spodnom oligocéne prevláda výlučne vápnitý bentos a planktón (J. Nemček 1970). Stredný eocén charakterizuje zmiešaná aglutinovaná i vápnitá mikrofauna. Zmena mikrofauny, výrazné nastupovanie a zanikanie veľkých foraminifér a sedimentologické zmeny, ako aj vznik zosuvných telies charakterizujú rozhranie v priebehu stredného eocénu po vrchný eocén ako tektonický korelačný horizont vo flyšových paleogénnych Karpatoch. Na východnom Slovensku vo flyšovej oblasti rozloženie podmorských sklzových telies na rozhraní stredný eocén po vrchný eocén vyvoláva predpoklad, že k ich vzniku dopomohol nepokoj v sedimentačnom priestore a jeho kordilierovej oblasti vyvolaný ilýrskymi tektonickými pohybmi.

### **Biostratigrafická charakteristika jednotiek východoslovenského flyšu**

Výskyty numulitov vo východoslovenskom flyši sú nám známe 1. z centrálnokarpatského paleogénu, 2. z paleogénu bradlového pásma, 3. z paleogénu magruského príkrovu: A. z čerhavskej (krynickej) litofaciálnej jednotky, B. z bystrickej litofaciálnej jednotky, C. z račianskej litofaciálnej jednotky a 4. z paleogénu dukelskej jednotky. Našli sa, ako sme už uviedli, a) v bazálnej transgresívnej litofácii, b) v sklzových telesách, c) v gradačne zvrstvených pieskovcoch, d) v organodetrilitických vápencoch až pieskovcoch („litotamniový horizont“), e) rozptýlené v drobových a hrubozrnných homogénne zvrstvených pieskovcoch. Všetky asociácie až na bioasociáciu z lokality Veľká Kýčora obsahujú preplavené veľké foraminifery.

1. V centrálnokarpatskom paleogéne bazálna transgresívna litofácia (a) vystupuje na svojich kopca Veľká Kýčora. Tmavosivohnedé vápence tu obsahujú vrchnolútetsku bioasociáciu zloženú z druhov *Nummulites rotularius* Deshayes, *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *Nummulites puschi* Archiac a veľmi zriedkavé diskocyclíny (F. Bieda 1963).

Sklzové telesá (b). Kým sklzové teleso z lokality Kamenica nad Torysou obsahuje iba druh *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), asociácia v Jakubovaniach je bohatšia.



Okrem druhu *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) a iných vrchnolutétsko-priabónských druhov sa našli i druhy *Nummulites chavannesi* Harpe a *Nummulites pulchellus* Harpe. Sklzové teleso z Kamenice zaraďujeme do vrchného lutétu. Sklzové teleso z Jakubovian spolu s jeho nadloží a podloží zaraďujeme do spodného priabónu. Obe sklzové telesá sú súčasťou šambrónskych vrstiev.

Gradačne zvrstvené pieskovce (c). V gradačne zvrstvených pieskovcoch šambrónskych vrstiev na lokalitách Šarišské Dravce, vrt Šambrón PU—1 (hĺbka 21,00—31,80 m 820,00 m) a Dlhý potok vystupuje vrchnolutétske spoločenstvo zložené z druhov *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *Nummulites perforatus sismondai* Archiac-Haime, *Nummulites anomalus anomalus* Harpe, *Nummulites cf. striatus* (Bruguière) a *Nummulites incrassatus incrassatus* Harpe. Na lokalite Milpoš (šambrónske vrstvy) vystupujú s vyššie uvedenými druhmi i druhy *Nummulites chavannesi* Harpe, *Nummulites cf. budensis* Hantken a prechodná forma od druhu *Nummulites fabianii* (Prever) ku druhu *Nummulites fichteli fichteli* Michelotti. V r. 1963 M. Vaňová zaradila túto asociáciu na rozhranie medzi lutétom a priabónom v zmysle F. Biedu (1957). Na S od Jakubovian (šambrónske vrstvy) sa našiel ojedinelý exemplár prechodnej formy od druhu *Nummulites striatus minor* Archiac-Haime k druhu *Nummulites striatus pannonicus* (Rozložník).

Gradačne zvrstvené pieskovce na lokalitách Šarišské Dravce, vrt šambrón PU—1 a Dlhý potok zaraďujeme do vrchného lutétu, na lokalite Milpoš do vrchného priabónu. Na lokalite s od Jakubovian na základe litofaciálnej podobnosti vymedzeného súvrstvia s ostatnými lokalitami pri Jakubovianoch ide o spodný priabón.

2. V paleogéne bradlového pásma pravdepodobne v pročských vrstvách asi 2 km s. od Chmeľova sa našlo sklzové teleso (b) bohaté počtom exemplárov i počtom druhov. Je zaujímavé tým, že všetky numulity začínali v cuise. Uvedieme z nich iba niektoré typické, ako sú *Nummulites pustulosus* Douvillé, *Nummulites burdigalensis* (Harpe), *Nummulites partschi* Harpe, *Nummulites planulatus* (Lamarck), *Nummulites exilis* Douvillé a *Nummulites aquitanicus* Benoist. Ďalšími cuiskými druhmi sú *Operculina libyca* Schwager, *Assilina douvillei* Abrard-Fabre a *Discocyclus archiaci* (Schlumberger). V lutéte začínali *Discocyclus umbo* (Schafhäütl) a *Discocyclus andrusovi* Cizancourt. F. Bieda (1960) pre posledné dva druhy v tabuľke vekového rozšírenia foraminifér priútesového flyšu v spodnom eocéne uvádza otáznik, čím sa prikláňa k domnienke, že azda mohli žiť už v tomto období. Keďže tu ide o premiestnené sedimenty, ťažko sa vysloviť u uvedených druhov o možnosti väčšieho vekového rozpätia. Z toho dôvodu F. Biedove zaradenie (1960) asociácie z Chmeľova do spodného eocénu nepovažujeme za jednoznačné, pričom nevylučujeme jej spodnolutétsky vek.

Gradačne zvrstvené pieskovce (c) v paleogéne bradlového pásma na lokalite Radvanovce (pročské vrstvy) obsahujú cuiské druhy *Nummulites planulatus* (Lamarck), *Nummulites exilis* Douvillé, *Nummulites aquitanicus* Benoist, *Operculina couizaensis* Doncieux a *Assilina douvillei* Abrard-Fabre (F. Bieda 1960).

3. Paleogén magurského príkrovu je pomerne bohatý na výskyt veľkých foraminifér.

A. V Čerhovskej litofaciálnej jednotke zo sklzových telies (b) sklzové teleso Starina (čerhovské vrstvy) s výskytom druhov *Nummulites jacquoti* Harpe a *Nummulites partschi partschi* Harpe má cuiský vek. Sklzové telesá pri Ujaku (malcovsko-menilitová séria) a Lopúchove (malcovské vrstvy) zaraďujeme do vrchného priabónu. Našli sa v nich druhy ktoré začínajú v lutéte a prechádzajú do priabónu, ako i druhy, ktoré žili iba v priabóne. K prvým patria druhy *Nummulites rotularius* Deshayes a *Nummulites variolarius* (Lamarck). K druhým patria druhy *Nummulites millicaput minor* (Heim), *Nummulites millicaput millicaput* Boubé, *Nummulites aturicus* Joly-Leymerie, *Nummulites brongniarti* Archiac-Haime a *Nummulites striatus pannonicus* (Rozložník). K posledným patria druhy *Nummulites pulchellus* Harpe, *Nummulites budensis* Hantken, *Nummulites*



*bouillei* Harpe, *Nummulites fabianii* (Prever), prechodné formy od druhu *Nummulites fabianii* (Prever) ku druhu *Nummulites fichteli fichteli* Michelotti, *Grzybowskia multifida* Bieda, *Spiroclypeus carpaticus* (Uhlig) a *Spiroclypeus granulatus* Bousac.

Gradačne zvrstvené pieskovce (c) obsahujú asociácie spodného lutétu, spodného priabónu a vrchného priabónu. Okrem nich na lokalitách Vaniškovce (čerhovské pieskovce) a Abrahámovce (zlínske vrstvy) vystupujú druhy, podľa ktorých nemôžeme presne určiť, či ide o spodný alebo vrchný lutét. Na lokalite Ďurdoš (čerhovské pieskovce) môžeme uviesť lutétsky vek na základe litologickej podobnosti s inými lokalitami. Na lokalite sz. od Brestova (pieskovce pod maľcovsko-menilitovou sériou) môžeme vymedziť iba vrchný lutét až vrchný priabón. V asociáciách spodného lutétu pri Giraltovciach (čerhovské pieskovce) prevládajú cuisské druhy *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Harpe), *Nummulites burdigalensis* ssp. a Schaub, *Nummulites burdigalensis* ssp. b Schaub, *Nummulites subdistans* (Harpe), *Nummulites partschi partschi* Harpe a *Nummulites partschi tauricus* (Harpe). Lutétsku zložku tvoria tu druhy *Nummulites gallensis* (Heim) a *Discocyclina fortisi* (Archiac). V asociáciách spodného priabónu na lokalitách Raslavice (maľcovské vrstvy) (F. Bieda 1957) a asi 150 m z. od Kračúnoviec (maľcovské vrstvy) (F. Bieda 1960) spomedzi numulitov žijúcich od lutétu do priabónu vystupujú druhy *Nummulites millecaput* Boubé, *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *Nummulites anomalus* Harpe, *Nummulites puschi* Archiac, *Nummulites semicostatus* (Kaufmann), *Nummulites incrassatus incrassatus* Harpe, *Discocyclina aspera* Gümbel, *Asterocyclina stellata* (Archiac), *Asterocyclina pentagonalis* (Schafhäutl). Priabónske formy sú zastúpené druhmi *Nummulites chavannesii* Harpe, *Nummulites pulchellus* Harpe, *Nummulites fabianii* (Prever), *Operculinoides nassauensis* Cole, *Grzybowskia multifida* Bieda a *Spiroclypeus carpaticus* (Uhlig).

Pieskovce s rozptýlenými numulitmi (e) v Ladičkovciach (zlínske vrstvy) obsahujú iba prechodné formy od druhu *Nummulites partschi partschi* Harpe k druhu *Nummulites bactchissaraensis* (Rozložník) a druh *Nummulites millecaput millecaput* Boubé. Severozápadne od Brestova medzi Brestovom a Gruzovcami (čerhovské pieskovce) voľne vystupujú druhy *Nummulites vonderschmidti* Schaub, *Nummulites burdigalensis minor* (Harpe), *Nummulites burdigalensis* ssp. a Schaub, *Nummulites burdigalensis* ssp. b Schaub, *Nummulites partschi partschi* Harpe, *Discocyclina roberti llarenai* Ruiz de Gaona a *Discocyclina fortisi* (Archiac). Asociáciu s. od Ladičkoviec zaraďujeme do lutétu a asociáciu sz. od Brestova zaraďujeme do spodného lutétu.

B. V bystrickej litofaciálnej jednotke vystupujú numulity rozptýlené v pieskovcoch (e). Juhovýchodne od Bardejova na kóte Šibeň (zlínske vrstvy) našiel T. Koráb dva exempláre. Jeden z nich je *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Harpe), druhý pre zlé zachovanie nebol určiteľný. Ďalší chudobný výskyt numulitov je v hrubozrnných pieskovcoch pri Ruskom Kručove, medzi Vilášom a Ruským Kručovom (nadložie belovežských vrstiev). Numulity sú tu zastúpené druhmi *Nummulites gallensis* (Heim) a *Nummulites millecaput minor* (Heim). Hrubozrnnnejšie polohy pieskovcov v zlínskych vrstvách na kóte Šibeň zaraďujeme do cuisu, pričom však poznamenávame, že podľa G. I. Nemkova (1967, 1968) *Nummulites burdigalensis* (Harpe) žil i v spodnom lutéte. Numulity od Ruského Kručova zaraďujeme do lutétu.

4. Paleogén dukelskej jednotky má najviac numulitových lokalít v najvyšších sekvenciách podmenilitového eocénu. Papínske vrstvy na mnohých miestach sú preplnené organodetritickými vložkami s litotamniami a hojne zastúpenými drobnými numulitmi.

Gradačne zvrstvené pieskovce (c) môžeme charakterizovať asociáciou z Hostovic (papínske vrstvy), zaradenou do vrchného priabónu. Popri druhoch *Nummulites rotularius* Deshayes, *Nummulites variolarius* (Lamarck) *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *Nummulites ex gr. striatus* (Bruguière), *Nummulites incrassatus incrassatus* Harpe, vystupujú priabónske druhy *Nummulites pulchellus* Harpe, prechodná forma od *Nummulites fabianii* (Prever) ku druhu *Nummulites fichteli fichteli* Michelotti.

Organodetrítické vápence až pieskovce („litotamniový horizont“) (d) charakterizujú asociácie sz. od Papína (papínske vrstvy) v poľnej ceste asi 500 m ssv. od k. 380,7 m asociácie 1 km na V od Osadného (papínske vrstvy). Obe asociácie sa od asociácie z Hostovic odlišujú neprítomnosťou druhu *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), prítomnosťou rodu *Operculinoides* a v asociácii z Papína tiež prítomnosťou druhu *Nummulites bouillei* Harpe. Obe asociácie zaraďujeme do vrchného priabónu.

Do tlače odporučil R. Marschalko a O. Samuel.

#### Explanations of plates XXI—XXIV

##### Plate XXI

1—2 *Nummulites distans* Deshayes

1 B form, number of the specimen 30, Chmefov, slump body,  $\times 8,2$

2 B form, number of the specimen 31, Chmefov, slump body,  $\times 8,2$

Foto M. Vaňová

##### Plate XXII

1 *Nummulites aturicus* Joly — Leymerie, B form, number of the specimen 92, Lopúchov, slump body,  $\times 4,3$

Foto M. Vaňová

##### Plate XXIII

1—2 *Nummulites partschi partschi* Harpe, B form, number of the specimen 3, Starina, slump body,  $\times 9,3$ .

3—4 *Nummulites variolarius* Lamarck, A form, number of the specimen 39, Lopúchov, slump body,  $\times 16$ .

5—6 *Grzybowskia reticulata* (Rütimeyer), A form, number of the specimen 131, Lopúchov, slump body,  $\times 15$ .

7 *Nummulites partschi partschi* Harpe, A form, number of the specimen 5, to the N of Giraltovce, graded-bedded sandstones,  $\times 13,4$ .

8—9 *Spiroclypeus carpaticus* (Uhlig), A form, number of the specimen 129, Lopúchov, slump body, 8  $\times 16$ , 9  $16,6 \times$ .

Foto M. Vaňová

##### Plate XXIV

1—2 *Nummulites aturicus* Joly — Leymerie, A form, number of the specimen 82, Lopúchov, slump body,  $1 \times 10,6$   $2 \times 9,8$ .

3 *Nummulites aturicus* Joly — Leymerie, A form, number of the specimen 81, Lopúchov, slump body,  $\times 10,4$ .

4 *Nummulites striatus pannonicus* (Rozložník), A form, number of the specimen 86, Lopúchov, slump body,  $\times 10$ .

5—6 *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), A form, number of the specimen 5 slump body, graded-bedded sandstones,  $\times 10,1$ .

7 *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), A form, number of the specimen 70, Lopúchov, slump body,  $\times 11$ .

Foto M. Vaňová



Rudolf Halouzka

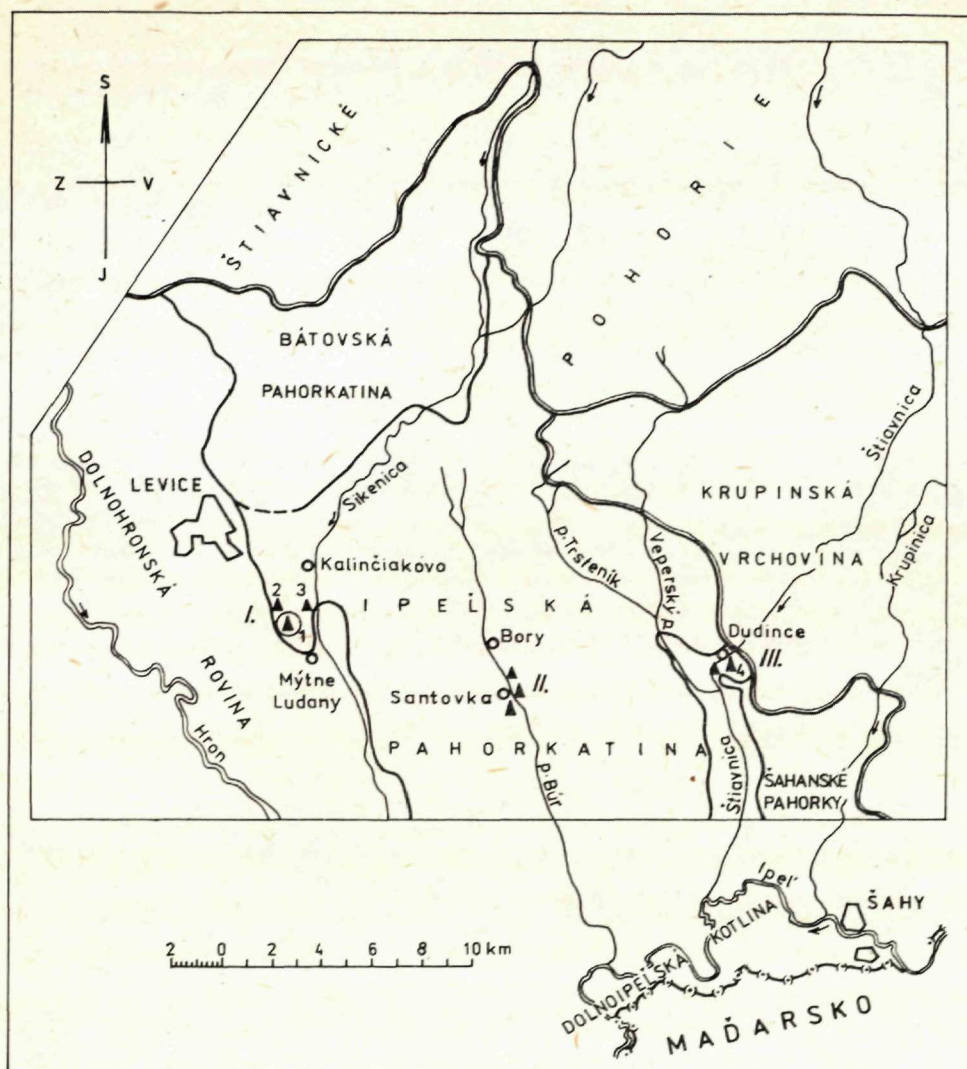
## Príspevok k stratigrafii travertínov Ipeľskej pahorkatiny

1 obr. v texte, anglické resumé

Abstrakt. Im Ipeľ-Hügelland (SW—Slowakei) kommen Travertine in dessen N—Teil (Hron — Štiavnica — Zwischenstromgebiet in der Umgebung von Levice) vor, und zwar in drei Gruppen von Lagerstätten (von Levice, Santovka und Dudince). In den Travertinen der ersten Gruppe wurde an der Lokalität Vápnik („Šikloš“) in Mýtne Ludany ein fossiler Fund der Schildkröte *Emys orbicularis* (L.) festgestellt. Auf Grund der Analyse der geologisch—morphologischen Verhältnisse an der Lokalität in Beziehung zur Morphotektonik des weiteren Gebietes des Hügellandes sind die Travertine von Vápnik in das Pliozän gereiht worden (? Dak bis Beginn des Rumans); aus dem petrographischen Charakter der Travertine und dem Funde der Schildkröte können ähnliche stratigraphische Schlüsse gezogen werden. Die angewendete Methode ist ein geeignetes Hilfsmittel auch bei der Feststellung des Alters der übrigen Travertine des Gebietes (mit Ausnahme des Leviceer „goldenen Onyxes“ sind alles quartäre Kalke).

Sladkovodné vápence (travertíny) sa v tejto oblasti vyskytujú (obr. 1) v s. časti pahorkatiny — pri jej z. okraji na styku s Podunajskou nížinou (levická skupina), vo vnútri pahorkatiny (santovská skupina) i na jej sv. styku s Krupinskou vrchovinou (dudinská skupina). Vznikli obdobne, t. j. z temperovaných a termálnych minerálnych prameňov, vystupujúcich po tektonických líniah (J. Kovanda 1971). Petrograficky sa z nich vydeľujú najmä travertíny levickej skupiny, osobitne na lokalitách Levice (známy „aragonit“, nazývaný „zlatý onyx“) a Mýtne Ludany—Vápnik („Šikloš“). Osobitný zreteľ venujeme poslednej lokalite, kde bol zistený (Z. Schmidt 1976a) fosílny výskyt korytnačky *Emys orbicularis* (L.). Na jej príklade chceme ozrejmiť použitie rozboru geologicko-morfologických pomerov ložiska na lokalite (vo vzťahu k morfologetektonike širšieho územia pahorkatiny) ako pomôcky pre odvodenie stratigrafie travertínov celej študovanej oblasti.

V severnej časti pahorkatiny sa priebeh tektonických línii s mladou aktivitou pohybov (pliocén — kvartér) neprejavil iba výstupmi minerálnych prameňov. Charakter disekcie reliéfu pahorkatiny (štruktúra siete doliniek, zahĺbenie dolín do kvartérnych zarovnaných povrchov) poukazuje totiž jasne na to, že vo vývoji reliéfu na území pahorkatiny — počnúc vznikom súše v posarmatskej regresii — bola najmä v kvartéri erózia tokov tektonicky ovplyvňovaná. Prejavovalo sa to v ovplyvnení priebehu a smeru tokov, ktoré sledovali dislokačné línie, ako aj zvýšením intenzity



Obr. 1 Severná časť Ipeľskej pahorkatiny s príslušnými regiónmi — výskyt travertínov a náčrt morfogenetickej regionalizácie (orig.).

Vysvetlivky:

trojuholníčky — výskyt travertínov (v krúžku nálezovalokalita *Emys orbicularis* (L.)); I — levická skupina ložísk travertínov; II — santovská skupina; III — dudinská skupina; 1 — lokalita Mýtne Ludany—Vápnik; 2 — lokalita Levice (ložisko „zlatého onyxu“); 3 — lokalita Kalinčiakovo; 4 — lokalita Dudince — plošina „Gestence“ (i s príslušným ložiskom, nález *Archidiskodon meridionalis* a malakofauny).

Fig. 1 Northern part of the Ipeľská pahorkatina upland with adjacent regions — occurrence of travertines and outline of morphogenetic regional subdivision.

Explanations:

triangles — occurrences of travertines (in circle the locality of the find of *Emys orbicularis* (L.)); I — Levice group of travertine deposits; II — Santovka group; III — Dudince group; 1 — locality Mýtne Ludany—Vápnik; 2 — locality Levice (deposit of “golden onyx”); 3 — locality Kalinčiakovo; 4 — locality Dudince — “Gestence” platform (also with adjacent deposit, find of *Archidiskodon meridionalis* and malacofauna).



hlbkovej erózie, čo zapríčiňovalo opakované znižovanie eróznej bázy tokov. Priama tektonická diferenciácia povrchu vo vnútri pahorkatiny, resp. vo vnútri jej hlavných častí, bola pritom na väčšine jej územia v priebehu kvartéru pomerne malá. Poukazuje na to výšková zhoda jednotlivých kvartérnych zarovnaných povrchov na území. Výrazné výškové diferencie tektonických kryh a blokov v najmladšom geologickom období zaznamenala však morfotektonická jednotka pahorkatiny ako celok vo vzťahu k okolitým jednotkám, a to v Podunajskej nížine, kde ide o sústavu kryh depresie Dolnohronskej roviny ako celku, na dolnom Poiplí a v Krupinskej vrchovine.

Uvedené tektonické okolnosti boli rozhodujúce pre novozistenú skutočnosť, že ešte v kvartéri prebiehalo na povrchu pahorkatiny rozsiahle zarovnávanie povrchu — zrejme väčšími tokmi (Hron, Ipeľ). Táto skutočnosť bola odvodená zo vzťahu k terasám Hrona a Ipľa, zachovaným pozdĺž okrajov j. časti pahorkatiny, a upresnená na najstarší čiže premindeľský pleistocén. Takto vznikla sústava plošín — dnes ležia vo výškovom rozpätí 200—250 m n.m., prípadne až 275 m n.m. Premindeľské (eopleistocénne) plošiny sme zistili v úrovniach 200—205 m n.m. a 220—225 m n.m., menej často okolo 235—240 m n.m. a 250 m n.m.; úroveň 275 m n.m. je už vrchnopliocénna. Po zarovnávaní nasledovala disekcia povrchu dvíhajúcej sa pahorkatiny tokmi terajšej siete dolín v pahorkatine za opísaného spolupôsobenia tektoniky, pahorkatina paleogeograficky postupne nadobúda charakter rozvodia. Súčasná disekcia pahorkatiny je v prevažnej miere mladšia ako zarovnávanie jej povrchu a náleží už k vlastnému pleistocénu (plenipleistocénu — pojem R. Halouzka in R. Halouzka — D. Minaříková 1977, tab. 3). Dôsledkom tektonického ovplyvnenia priebehu disekcie povrchu pahorkatiny bol aj vysoký stupeň zachovania zarovnaných povrchov, najmä v severnej časti pahorkatiny v okolí výskytu travertínov, a silný odnos ich pôvodného akumulačného krytu (dnes sú to erózne plošiny, len miestami s roztratenými reziduálnymi štrkami).

Načrtnutím genézy a predpokladaného stratigrafického rozpätia veku (najvyšší vrchný pliocén — najstarší pleistocén) zarovnaných povrchov Ipeľskej pahorkatiny, ktoré sú výrazné najmä v jej s. časti, sme sa pomocou geomorfologickej analýzy dostali k odvodeniu hlavného geologicko-morfologického kritéria pre stanovenie veku (stratigrafie) travertínov na nálezovej lokalite Vápnik („Šikloš“) v Mýtnych Ludanoch pri Leviciach. Ložisko totiž tvorí v reliéfe kopec, ktorý má jasne zarovnaný plošinový povrch. Ten výškovo korešponduje so zarovnanými povrchmi Ipeľskej pahorkatiny s výškou 270—275 m n.m.; tieto v sústave úrovni povrchu jej s. časti predstavujú zvyšky najvyšších povrchov zarovnávaní v pahorkatine, povrchov „poriečnej rovne“ (pojem používame skutočne iba pre úrovne povrchu v pozícii, vekove príslušnej „pliocénno-pleistocénnemu prechodnému obdobiu“ — v zmysle R. Halouzka in R. Halouzka — D. Minaříková l.c.). Z toho môžeme vyvodiť, že vek travertínov lokality Vápnik („Šikloš“) nemôže byť mladší ako vrchný pliocén; podľa pozície travertínov na najpravdepodobnejšie sarmatských sedimentoch miocénu vyvodzujeme spodnú limitáciu veku travertínov. Preto podľa geolo-



gických, tektonických (vrátane aplikácie známeho chronostratigrafického zaradenia tektonických fáz) a geomorfologických hľadísk môžeme považovať „šiklošské“ travertíny za pliocénne? (dak až začiatok rumanu).

Na starší vek travertínov lokality poukazuje tiež ich osobitý petrografický charakter v porovnaní s ostatnými ložiskami travertínov s. časti Ipeľskej pahorkatiny (pevné, žltkasto sfarbené, výrazne zvrstvené a pórovité sladkovodné vápence, na kalcitovom základe sú miestami vyzrážané zhluky *aragonitu*). Podobný charakter má sčasti iba ložisko levického „zlatého *onyxu*“ („*aragonitu*“), nachádzajúce sa asi 1 km severne od Vápnika. V doterajšej literatúre, kde chýbali paleontologické dôkazy veku, sa travertíny obidvoch lokalít uvádzajú ako neogénne (pozri J. Kovanda 1971). Nález korytnačky *Emys orbicularis* (L.) podporuje vyššie odvodený pliocénny vek travertínov ložiska Vápnik (Z. Schmidt 1976a).

Metódu komplexnej geologicko-morfologickej a morfotektonickej analýzy ložiska travertínov a jeho okolia sme aplikovali okrem ložiska Vápnik v Mýtnych Ludanoch taktiež na ostatné výskyty travertínov v s. časti Ipeľskej pahorkatiny.

Nateraz možno konštatovať iba to, že travertíny levickej skupiny (Mýtne Ludany, Levice, Kalinčiakovo) sú určite najstaršie, pričom, ako sme sa už zmienili, ložisko v Mýtnych Ludanoch i Leviciach treba zaradiť ešte do pliocénu a prakticky všetky ostatné výskyty travertínov oblasti (pozri obr. 1) predstavujú kvartérne vápence (J. Kovanda 1971).

Podľa predbežného rozboru (napr. poloha v reliéfe voči zarovnaným povrchom, charakter travertínov a sčasti aj ich paleontologický obsah) ich možno s veľkou pravdepodobnosťou začleniť (s výnimkou problematického ložiska v Kalinčiakove) výlučne až do vlastného pleistocénu (plenipleistocénu) a holocénu. Za najstaršie doložené travertíny považujeme sivobiely pevný vápnitý sinter (s rozvetraným povrchom) plošiny Gestence v Dudinciach, kde sa podľa osobného oznámenia V. Ložeka našla staršia kvartérna malakofauna indikujúca vlhkejšie prostredie na prechode medzi teplým (interglaciálnym) a chladným (glaciálnym) obdobím, ale tiež zub slona druhu *Archidiskodon meridionalis* f. evol. (Z. Schmidt 1976b). V roku 1971 boli dočasne novoodkryté ložiská pevných travertínov pri Santovke, ktoré podľa ich charakteru a najmä ich významnej pozície v reliéfe pahorkatiny zaraďujeme zhruba do obdobného veku ako travertíny Gestence v Dudinciach, t. j. na rozhranie eopleistocénu a plenipleistocénu (cromer až mindel). Podotýkame, že otázka najstarších kvartérnych vápencov oblasti (najmä v Dudinciach) bude bližšie rozobraná v pripravovanej osobitnej stati autora. Na druhej strane za zrejme najmladšie prirodzené travertínové teleso oblasti považujeme kopu mäkkých penovcových travertínov, vyzrážaných v nive potoka Búr pri obci Bory (santovská skupina ložísk). Podľa pozície na nívnych sedimentoch ide o mladšie obdobia holocénu (holocén tu uvádza aj J. Kovanda 1971). Zostávajúcu základnú väčšinu travertínových ložísk Santovky a Dudiniec musíme potom s veľkou pravdepodobnosťou stratigraficky začleniť do takto limitovaného stratigrafického rozpätia v kvar-



téri (? crómer až holocén), zrejme s významným podielom posledného riss—würmského interglaciálu na tvorbe travertínov.

Riešenie problému stratigrafie travertínov Ipeľskej pahorkatiny a stratigrafie kvartéru na území ich výskytu vôbec je však ešte v štádiu rozpracovania a paleontologické nálezy sú zatiaľ len zriedkavé, najmä preto nie je dodnes možné v otázke stanovenia ich presného veku podať úplnejšiu alebo súhrnnú správu. Postupnosť tvorby travertínových ložísk oblasti sa nám teraz načrtáva iba v hrubých a neúplných obrysoch. Napredujúcim sústavným výskumom kvartéru ich územia bude však už v najbližšej dobe možné tento problém výrazne upresniť a skompletizovať.

Do tlače odporučil O. Samuel.

## Literatúra

- HALOUZKA, R. — MINAŘÍKOVÁ, D. 1977: Stratigraphic correlation of Pleistocene deposits of the river Danube in the Vienna and Komárno Basins. Sborn. geol. Věd, Ř. A, 11 Praha, 7—55.
- KOVANDA, J. 1971: Kvartérni vápence Československa. Sborn. geol. Věd, Ř. A, 7, Praha. 1—240.
- SCHMIDT, Z. 1976a: *Emys orbicularis* z travertínov Vápnika v Mýtne Ludanoch na Ipeľskej pahorkatine. Západné Karpaty, sér. paleontológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SCHMIDT, Z. 1976b: Geografické rozšírenie archidiskodontov na Slovensku. Západné Karpaty, sér. paleontológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Rudolf Halouzka

### Contribution to the stratigraphy of the travertines from the Ipeľská pahorkatina upland

Summary of the Slovak text

In the Ipeľská pahorkatina upland (SW—Slovakia) travertines are found in its northern part (Hron—Štiavnica interfluvium near Levice), in three groups of deposits (of Levice, Santovka and Dudince.) In travertines of the first group the occurrence of the fossil tortoise species *Emys orbicularis* was found at the locality Vápnik („Šikloš“) in Mýtne Ludany. As to petrography, there are solid yellowish travertines, calcite with locally preprecipitated aragonite, stratified and porous (similar to the known „golden onyx“ of the near deposit in Levice).

The travertine deposit of Vápnik is a „riverain-plain“ levelled by erosion (defined for surface levels in the position corresponding to a „Plio-Pleistocene transitional period“).

Resulting from the analysis of the geological position of travertines (in the overlier of Sarmatian strata) and of their shape in the relief (erosion-levelled surface of deposit), carried out according to relations to the results of the morphotectonic analyses of the wider area (southern part of the Ipeľská pahorkatina upland with occurrences of travertines and its surroundings), the Pliocene age of the Vápnik travertines (? Dacian to the beginnings of the Romanian) was deduced. This age is also indicated by the find of tortoise and petrography of

beds. The deposit of „golden onyx“ in Levice, similar in petrography and position, should be also considered as Pliocene in age (in the Levice group of deposits the age is uncertain in travertines of the locality Kalinčiakovo only).

The applied method is a suitable aid also in establishing the age of other travertines in the area (i. e. for Quaternary limestones of the Santovka and Dudince group). According to this method and on the basis of the finds of malacofauna and the youngest form of archidiskodont (Gestence platform in Dudince) we range the travertines of Santovka and Dudince stratigraphically to the Pleistocene proper (Plenipleistocene) to Holocene and climatostratigraphically to the time of the Cromer-Holocene.

A sketch-map of travertine occurrences of the northern Ipel'ská pahorkatina upland part and a new morphogenetic regional subdivision of the area with its surroundings is attached to the paper.

Translated by J. Pevný.



Anna Vozárová — Jozef Vozár

## The Upper Carboniferous of the West Carpathians

Papers submitted to the 8th International Congress on Stratigraphy and Geology of the Carboniferous — ICC — Moscow, 8—13th September 1975

3 encl., Russian summary

**Abstract** In the West Carpathians, the Upper Carboniferous is developed in more tectonic complexes: in the Gemerides, the Veporides, the Choč nappe, „the Zemplín horst“. As regards stratigraphy it is represented by the Namurian, Westphalian and Stephanian; all paleontologically evidenced. In the original sedimentation area, the upper Carboniferous of different areas offered conditions favourable for sedimentation of both continental and marine facies. In the marine environment, particularly in the Gemerides distinguished may be littoral (surf, deltaic) and marine facies. Paleogeographically the area of the West Carpathians was linked with the rest of the Mediterranean area in the Upper Carboniferous. It is best evidenced particularly in the southern sedimentation areas. The present paper gives global valuation of the Upper Carboniferous of the West Carpathians with respect to paleogeography, and to its lithological and stratigraphical nature.

### Introduction

The nappe structure of the West Carpathians, resulting from the Alpine orogen is their characteristic feature. Then it is necessary to consider the fact in approach to the present-day distribution of tectonic units and the extension of individual stratigraphical formations. From the view of the Alpine tectonics the stratigraphically evidenced Upper Carboniferous is only in these units: the Gemerides, the Choč nappe, „the Zemplín horst“. According to lithofacial relationship also some sediments (sandstones, schists, conglomerates) cropping out on the crystalline complex of the Veporides, may be related to the Upper Carboniferous. With respect to paleogeographical analysis of the original sedimentation areas developed gradually in the Upper Carboniferous, and in connection with further development of the Central West Carpathians, distinguished are:

- a) the sedimentation area of the Gemerides, which is more southern (inner) spatially;
- b) the sedimentation area of the Choč nappe, which is more northern spatially;
- c) the sedimentation area of the Veporides, which is most northern spatially (it is

RNDr. A. Vozárová, CSc — RNDr. J. Vozár, CSc. Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, 809 40 Bratislava

the southern fringe of the Veporide crystalline including the Čierna hora mountains).

Paleogeographic division of areas in the Upper Carboniferous (and/or in the Permian as well) is based upon Variscian-stabilized segments of pre-Upper Carboniferous formations. Between the individual megaanticlinal structures extensive cumulation zones formed as early as the upper Carboniferous. They were laterally mutually connected (for lithofacial and stratigraphical reasons); still they might have been locally separated by partial anticlines. Owing to that, morphotectonic dissection inside the sedimentation basins became more conspicuous (because of syn-sedimentary tectonics). The present-day distribution of the Upper Carboniferous in the West Carpathians is affected by the Alpine tectonics and therefore in the present paper summarized are the most important data on lithology, volcanology and stratigraphy of the Upper Carboniferous in its present extent, and presented is the paleogeographical pattern of the original sedimentation area.

### **Characteristics of the Upper Carboniferous in individual areas**

#### **A. The Upper Carboniferous of the Gemerides**

It is the northern fringe of the formations of the Gemeride Early Paleozoic (Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian). The Upper Carboniferous sequences are generally oriented eastwestwards. Namurian B—C, westphalian A—B, C—D have been proved palinologically (Ž. Ilavská 1962 in J. Chmelík 1962).

For the first time the Gemeride Upper Carboniferous was determined as the Moscovian basing upon relict fauna (at the locality Dobšiná, G. Rakusz 1932). Later on, according to floral and faunal relicts the same locality was referred to the Westphalian A—B, and comparatively more southern occurrences (the locality Ochtiná) were referred to the Namurian B—C (B. Bouček — A. Přibyl, 1953 1960). In the northern part of the Gemerides, the occurrences of the Upper Carboniferous (the locality Rudňany) are referred to the Westphalian A—B (F. Němejc 1946) according to the floral relicts.

In the Gemerides the Upper Carboniferous is represented by sediments of the following depositional environments:

- a) the intermediary — littoral environment (the Bindt-Rudňany facies, O. Fusán 1959); paralic (M. Máška 1957);
- b) the marine-neritic environment (the Ochtiná — Podrečany facies, O. Fusán 1959)
- c) the marine-bathyal environment (complex of shales with basic volcanics, L. Rozložník 1963).

Sediments of facies of the marginal littoral environment (mostly conglomerates) in basal parts display characteristic features of surf facies; in the upper parts of a conglomerate horizon with marked influence of fluvial or deltaic depositional environment (A. Vozárová 1973). At present these sediments of the littoral



environment are preserved in the immediate overlier of the Early Paleozoic of the Gemerides. Their position is autochthonous (angular unconformity). The terrigene material comes from the Early Paleozoic of the Gemerides, which was exposed and denuded in the Upper Carboniferous. The direction of transport of the terrigene material was from the exposed denuded massif into the sedimentation basin (generally from the south to the north).

In the overlier of the conglomerate horizon described, are sandstones, phyllites, graphitic schists, sericitic schists of various types, with layers of blue-grey limestones.

At present, the inner parts of the original sedimentation basin (shallow-marine-neritic environment) are mostly represented by light crystalline limestones, altered in various degrees into magnesites with other accompanying sediments (schistose sandstones, schists, phyllites) and with basic volcanic rocks of a spillite formation (A. Abonyi — M. Abonyiová 1961). Stratigraphically, the sequence is overlain by white crystalline limestones and phyllites with layers of diabases and accompanying pyroclastics. The most upper, locally preserved constituent of the bed sequence are phyllites, sandstones with subsidiary monomict conglomerates (sediments of paralic environment, M. Máška 1957). The two top horizons are not paleontologically evidenced.

In the overlier of the Upper Carboniferous described, the Permian is distributed throughout the Spišsko-Gemerské rudohorie mountains. Between both formations is conspicuous discordance indicating more significant paleogeographical alterations at the Upper Carboniferous/Permian boundary.

#### B. The Upper Carboniferous of the Choč nappe

The Upper Carboniferous is in various mountain ranges of the West Carpathians, always at the base of the Choč nappe (the Malé Karpaty mountains, the Považský Inovec, the Tríbeč mountains, the basement of the Central-Slovakian neovolcanites, the Nízke Tatry mountains). The Upper Carboniferous of the Choč nappe was palinologically evidenced by Ž. Ilavská (1963, 1964). Basing upon the relict macroflora, the stratigraphy was determined as the Stephanian (V. Sitár — J. Vozár 1973).

With respect to the nappe character of the tectonic unit, its overthrust caused marked reduction of basal sequences. Owing to that, in the present-day pattern of the West Carpathians, the lowermost formation preserved of the Choč nappe is the Stephanian sequence. It indicates the sedimentation conditions in an intermediary environment, and reflects conditions of deltaic facies and of facies of hyposaline lagoons. Among the sediments predominant are graywackes, subgraywackes, sandy and pellicite (sericite, chlorite, graphite) schists, finegrained conglomerates. In the sequences irregular vertical and lateral alternations were observed. No effusive rocks were found. In the overlier of the Stephanian is a well developed variegated volcanogenic — sedimentary sequence of the Lower and Upper Permian. The Upper Carboniferous Permian boundary is emphasised by a layer of Permian conglomerates.



The original sedimentation basin of the Choč nappe started forming as early as the Upper Carboniferous. It had a form of a through basin acquiring the nature of a larger cumulation zone, particularly in the Permian. On the basis of related lithofacies, not only Stephanian, but also Permian the Choč facies may be correlated with the North-Gemeride facies. There are also the reasons of direct connection between both original basins. In both areas, the synsedimentary tectonics was quite intensive as early as the Upper Carboniferous. The synsedimentary tectonics might have been also reflected in partially uplifted anticlinal elements separating some partial basins.

### C. The Zemplín hills

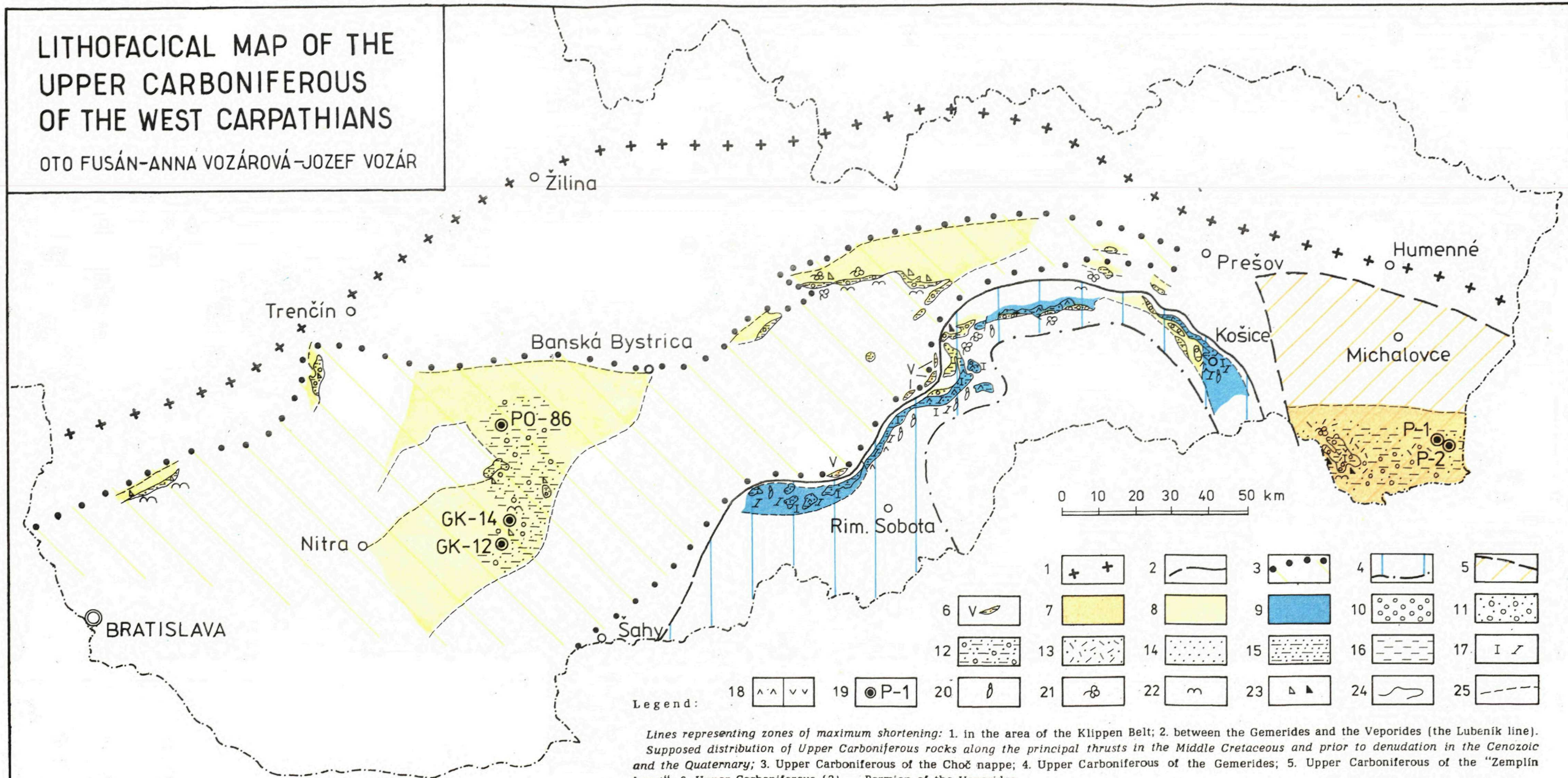
In the south-eastern part of the Slovak territory, amidst the Neogene mantle sediments is a tectonic block termed „the Zemplín horst“ (I. Ferenczi 1943, B. Bouček — O. Fusán 1963). The structure of the „horst“ consists of the crystalline, of Late Paleozoic (Upper Carboniferous, Permian) and Triassic formations. The Upper Carboniferous rests unconformably on crystalline rocks. It is represented by a variegated suite of terrigene sediments (variegated micaceous sandstones and subgraywackes, conglomerate layers, sandy, sandy-marly shales, grey arcose sandstones) with layers of black graphitic claystones and with anthracite seams. The sequence of the Upper Carboniferous was referred to the Stephanian according to macrofloral relicts (B. Bouček — A. Přibyl 1959). It is overlain by a variegated sequence of paleontologically evidenced Permian (the Lower and the Upper Permian). The analysis of sediments of the Stephanian (and of the overlying Permian) is unambiguously indicative of a common continental environment with possibly developed subaqueous and subaerial facies.

The „Zemplín horst“, of a comparatively small extension, represents the basement of the East-Slovakian lowland, which is covered by the Neogene in the most part. As regards facies, particularly with respect to the history of the Permian, the „Zemplín horst“ is related to northern (Veporide) facies of the Central West Carpathians and it is correlable with the mountains of the Branisko, the Čierna hora (O. Fusán in V. Čechovič — O. Fusán 1963). In relationship to the inner units of the Central West Carpathians (the Choč nappe, the Gemerides), the „Zemplín horst“ displays a facially different evolution of the Upper Carboniferous, although in all units the common formation — the Stephanian — is stratigraphically represented. According to general profiles, particularly of the Permian, the Zemplín horst shows many features in common with the Marmarosh massif in the Eastern Carpathians (cf. A. K. Bojko 1970). It was recently pointed out by J. Slávik (1973). He distinguished the independent Zemplín block extending over the most part of the basement of the East-Slovakian lowland. Basing upon lithofacial character of the Late Paleozoic it is rather referred to the East Carpathians.

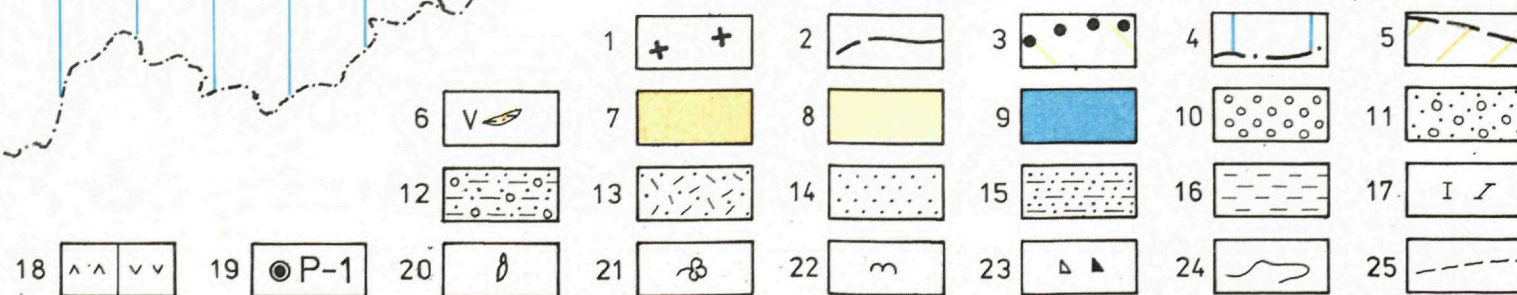


# LITHOFACICAL MAP OF THE UPPER CARBONIFEROUS OF THE WEST CARPATHIANS

OTO FUSÁN-ANNA VOZÁROVÁ-JOZEF VOZÁR



Legend:



Lines representing zones of maximum shortening: 1. in the area of the Klippen Belt; 2. between the Gemerides and the Veporides (the Lubeník line).  
Supposed distribution of Upper Carboniferous rocks along the principal thrusts in the Middle Cretaceous and prior to denudation in the Cenozoic and the Quaternary; 3. Upper Carboniferous of the Choč nappe; 4. Upper Carboniferous of the Gemerides; 5. Upper Carboniferous of the "Zemplin horst"; 6. Upper Carboniferous (?) — Permian of the Veporides.

Environment of deposition: 7. continental environment generally; 8. intermediary environment; 9. marine environment.

Lithofacies: 10. conglomerate; 11. sandy conglomerate; 12. conglomerate, sandstone, schist; 13. arcose; 14. sandstone; 15. sandstone with schist intercalations; 16. schist; 17. carbonates, magnesites; 18. basic eruptives, basic pyroclastics; acid eruptives, acid pyroclastics.

Other data: 19. structural borehole; 20. fossil faunal relicts; 21. fossil floral relicts; 22. palynologically determined age; 23. carbonized organic remains, anthracite; 24. delimitation of lithofacies in the surface; 25. supposed delimitation of lithofacies in the basement of younger formation.

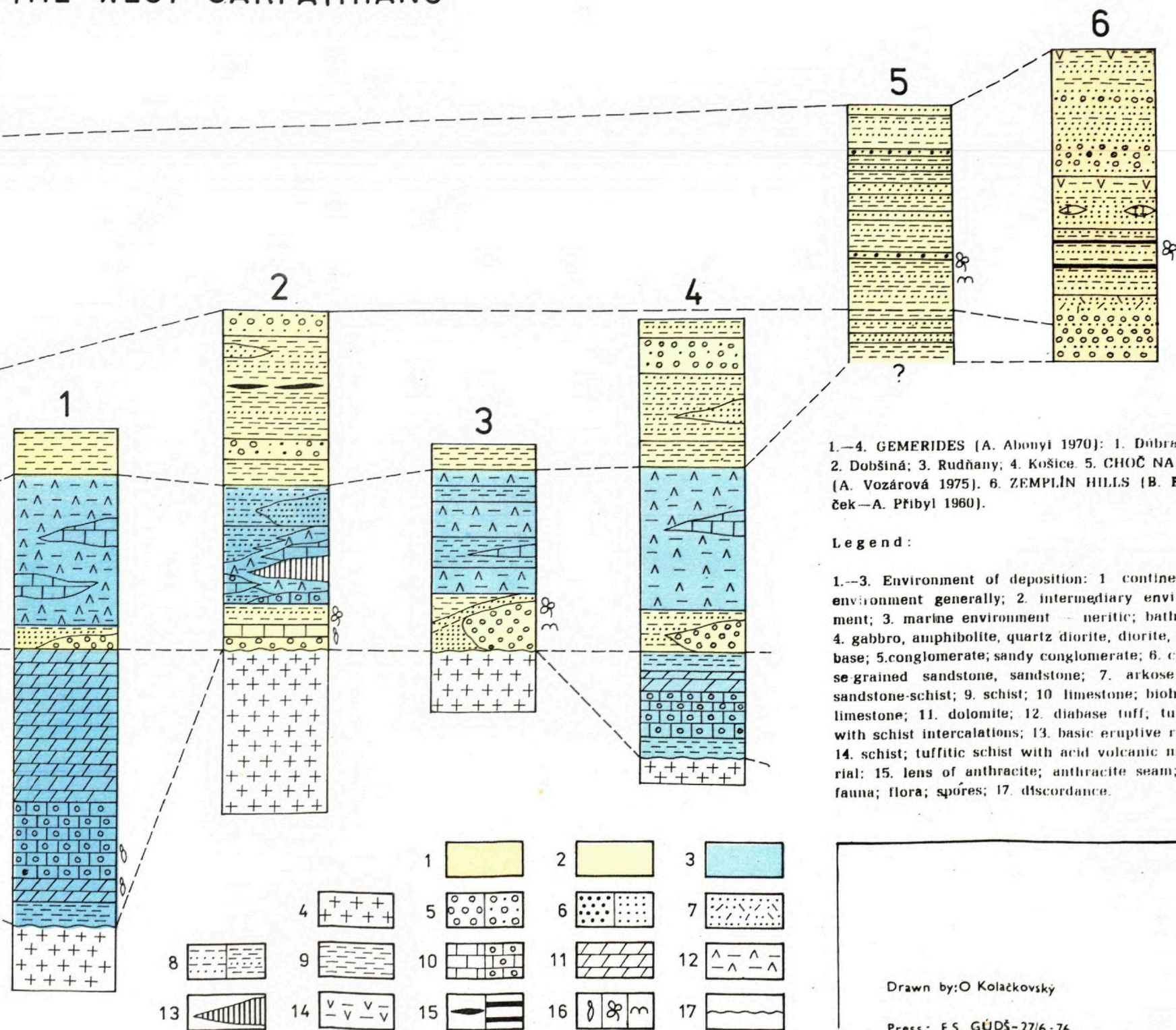






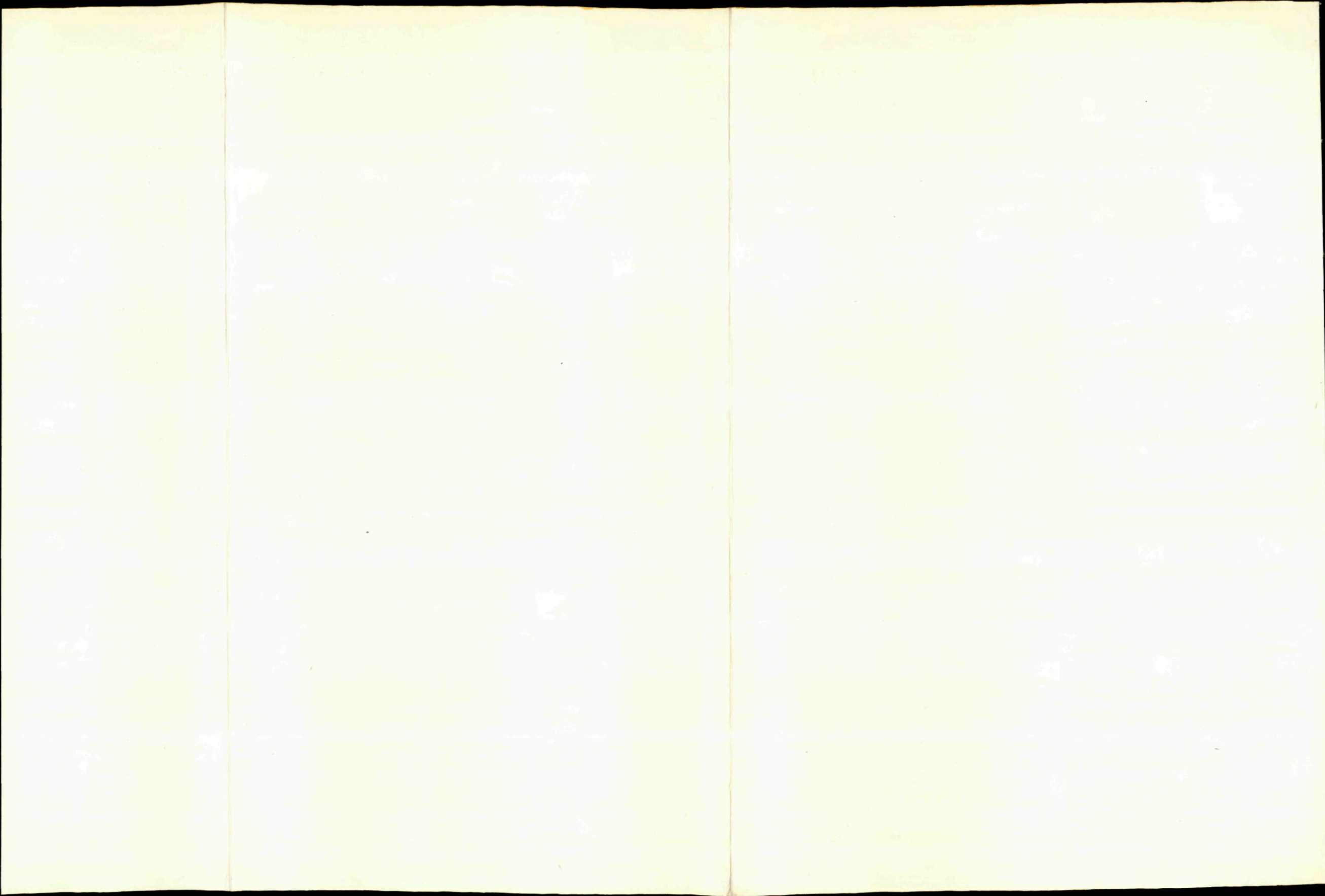
# LITHOSTRATIGRAPHICAL PROFILES OF THE UPPER CARBONIFEROUS OF THE WEST CARPATHIANS

NEW SCALE MOSCOV, 1975				WEST-EUROPEAN SCALE			
SUB-SYSTEM				SERIES			
SERIES				STAGE			
P E N N S Y L V A N I A N				STEPHANIAN		KASIMOVIAN	GZHELIAN
				STEPHANIAN			
M O S C O V I A N		M O S C O V I A N		UPPER CARBON.		STEPHANIAN	
BASHKIRIAN		M O S C O V I A N		UPPER CARBON.		STEPHANIAN	
M I D D L E C A R B O N .				UPPER CARBON.			
NAMURIAN B-C		WESTPHALIAN A - B   C - D		UPPER CARBON.			
DEVON. - LOWER CARBON				UPPER CARBON.			



Drawn by: O Kolačkovský

Press: E.S. GÚDŠ-27/6-76

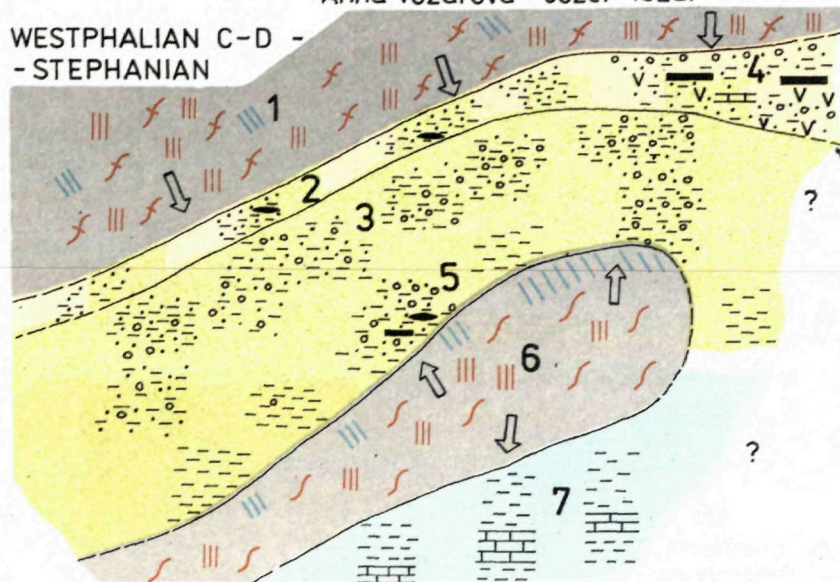




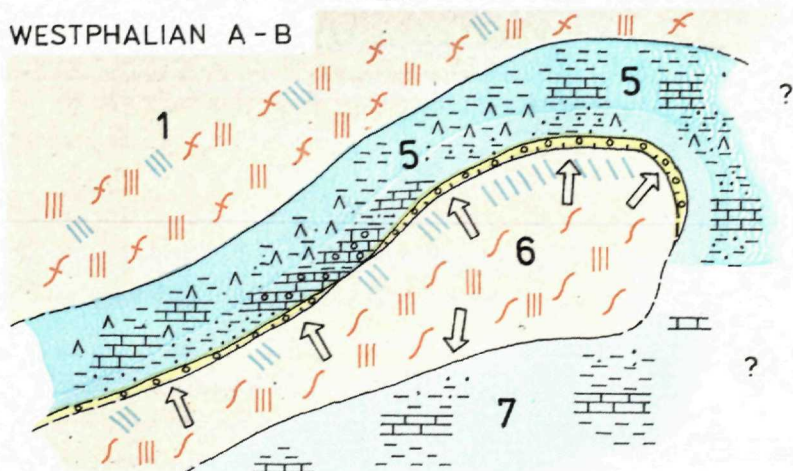
# PALINSPASTIC MAPS OF UPPER CARBONIFEROUS OF THE WEST CARPATHIANS

Anna Vozárová - Jozef Vozár

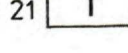
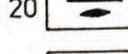
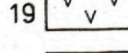
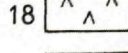
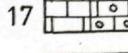
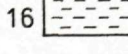
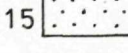
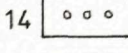
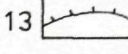
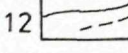
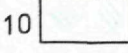
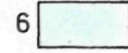
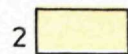
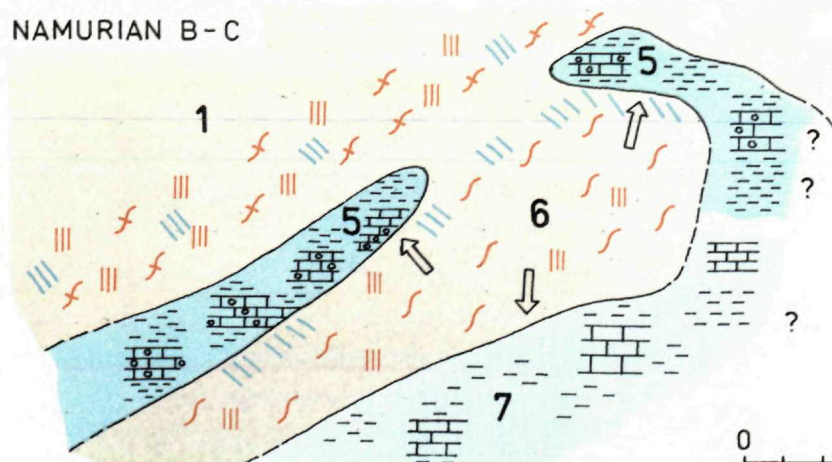
WESTPHALIAN C-D -  
-STEPHANIAN



WESTPHALIAN A-B



NAMURIAN B-C



## Explanations:

1. denuded source areas;
2. continental environment generally;
3. intermediate environment;
4. marine environment - neritic;
5. marine environment - bathyal;
6. marine environment generally;
7. denuded areas built of mesozonal and katazonal - metamorphosed rocks;
8. denuded areas built of epizonal - metamorphosed rocks;
9. denuded areas built of and intermediary eruptive rocks;
10. denuded areas built of basic eruptive rocks;
11. the principal direction of transport of terrigene material;
12. determined and supposed delimitation of deposition and paleogeographic complexes;
13. steep slope with traces of surf activity;
14. conglomerate;
15. sandstone;
16. schist;
17. limestone;
18. bioherm limestone;
19. basic eruptives; basic pyroclastic; acid eruptives; acid pyroclastics;
20. lens of anthracite; anthracite seam; carbonized organic remains;
21. supposed extension of the areas determined, in the original sedimentation area:

1 - denuded area of the "Tatrides" and "Veporides"; 2 - sedimentation area near the southern margin of the "Veporides"; 3 - sedimentation area of the "Choč nappe"; 4 - sedimentation area of the "Zemplín" Upper Carboniferous; 5 - sedimentation area of the Upper Carboniferous of the "Gemerides"; 6 - denuded area of the Early Paleozoic of the "Gemerides"; 7 - sedimentation area of the "Bükk" Upper Carboniferous.

0 100 KM





## Paleogeography

Variscian-stabilized crystalline massifs served a basis for the development of the Late Paleozoic of the West Carpathians. The mountain-range, folded and solidified by the Variscian orogen was rapidly denuded in the Upper Carboniferous (the Namurian, the Westphalian, the Stephanian), in the Lower and Upper Permian. An extensive denudation is indicated by exposures of even deep-seated intrusive bodies of magmatites. The disintegrated material was transported both into distant cumulation areas and into immediately near sedimentation basins (lithological evidence). In the Upper Carboniferous and in the Permian significant was the role of the synsedimentary tectonics (the fault tectonics, uplifts, subsidences, horizontal shifts), particularly for the formation of sedimentation basins and for volcanism. The period of the Upper Carboniferous and the Permian in the West Carpathians is an evolutionary epoch immediately following the Variscian orogen and immediately connected with further history of the Alpides. From the view of the global evolution of the Alpine geosyncline, the Late Paleozoic represents an early epoch (embryonal, early-Alpine development, J. Vozár 1968, 1973). From the view of the distribution and development of the Late Paleozoic (and also Mesozoic) evident is direct relationship of the West Carpathians to the adjacent areas of the Alpine-Carpathian system. Some sedimentation zones (the Gemerides) were directly connected with the southern areas (the facies of the Bukové hory Mts., and the Rudabánya facies, extended in Hungary at present). The individual formations may be correlated from the view of general paleogeography, lithological and/or stratigraphical contents.

In the Bükk mountains is a complete marine facies of the Upper Carboniferous and of the Permian in connection with the Mesozoic (mostly the Triassic). In connection with the area mentioned, in the southern part of the Gemerides only the Permian developed (at the base of the Permian are terrigenous sediments and acid effusive volcanites of the continental environment, higher in the Permian are sediments of the intermediary environment in connection with the marine environment in the Mesozoic). In the Upper Carboniferous the southern part of the Gemerides was an exposed denuded area. In the lithological and stratigraphical profiles of the Bükk mountains and of the southern part of the Gemerides is evident substitution of continental facies by intermediary and marine facies in the course of the Late Paleozoic. It is visible in polar section and in areal view. It resulted in the onset of the marine environment from the south to the north. With respect to global evolution, the briefly discussed area to the south of the Variscian — stabilized Early Paleozoic of the Gemerides is termed as *the southern sedimentation area* (A. Vozárová — J. Vozár 1975).

To the north of the exposed Early Paleozoic of the Gemerides was an extensive *central sedimentation area* of an elongated shape with conspicuous manifestations of synsedimentary, mostly linear fault tectonics resulting in partial basins of trough nature (A. Vozárová — J. Vozár 1973, 1975). In the central sedimentation area



three facies of the Late Paleozoic with variable representation of lithofacies of the individual formations may be distinguished:

- a) the North-Gemeride facies (Upper Carboniferous, Permian);
- b) the Choč facies (Upper Carboniferous, Permian);
- c) a south Veporide facies (Upper Carboniferous ? — Permian);

The Upper Carboniferous in the northern part of the Gemerides is represented by facies of the intermediary environment and of the marine environment in the stratigraphical range of the Namurian B, C, Westphalian A, B, Stephanian (?) gradually from the centre to the marginal part of the basin.

The Upper Carboniferous of the Choč nappe is only represented by the Stephanian preserved (V. Sitár — J. Vozár 1973). Sediments of the Stephanian were genetically related to an intermediary (hyposaline, deltaic) environment. The Choč sedimentation area had — as early as the Upper Carboniferous, and particularly in the Permian — the character of an elongated (trough-like) cumulation zone with marked manifestations of symsedimentary tectonics.

*In the northern sedimentation area* the Upper Carboniferous did not develop. It is supposed that in the Upper Carboniferous the area was exposed, intensively denuded, with the transport of the desintegrated material into other cumulation areas. Here sedimentation is evident as late as the Permian.

As regards paleogeographical environment, interesting is the Upper Carboniferous (Stephanian) of the Zemplín hills (B. Bouček — A. Příbyl 1959). Its tests on metamorphosed crystalline and the character of sediments indicates the nature of facies of the continental environment (B. Bouček — O. Fusán 1963).

The three sedimentation areas characterized, distinguished on the grounds of investigation of the Late Paleozoic of the West Carpathians are related to the post-Variscian period by their genesis, but in connection with later geosynclinal development in the Mesozoic (A. Vozárová — J. Vozár 1975). In these three sedimentation areas might have been sedimentation areas of the units which were folded out in the Alpine orogen, and in the present-day pattern they represent the nappe structure of tectonic complexes superimposed on one another (as for the tectonic structure cf. D. Andrusov 1958, 1959, 1967; M. Maheľ et al. 1967; M. Maheľ et al. 1974; D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973).

## Conclusions

1. The Upper Carboniferous in the West Carpathians is — as to its distribution — restricted mostly to tectonic units connected with the central sedimentation area — as regards sedimentation areas — (the Choč nappe, the northern part of the Gemerides). To this also the maximum cumulation of sediments of the Upper Carboniferous just in the central sedimentation area is due.

2. From the view of lithology, volcanology, stratigraphy (the Namurian B—C, Westphalian A—B) and the total thickness of the Upper Carboniferous, the most



extensive is the North-Gemeride facies with evidently maximum subsidence of the axial part of the original sedimentation basin. According to lithological data we may suppose its gradual extension from the middle toward the periphery. Owing to this, in the southern and the northern parts of the original central sedimentation area it broadened markedly. Within the North-Gemeride facies the facies of the intermediary and of the neritic marine sedimentation environment may be distinguished.

3. To the north of the North-Gemeride basin, in the central sedimentation area the Choč sedimentation basin extended, their mutual interconnection being evident. The Stephanian sequence preserved reflects the conditions in the intermediary sedimentation environment. Considerable was cumulation of terrigene sediments with marked subsidence of the original basin of the trough nature at simultaneous synsedimentary tectonics. Because of the nappe character of the Choč unit, at present only the upper part of the Carboniferous sequences is preserved (the basal sequences have been tectonically reduced).

4. In the southeastern part of Slovakia (the Zemplín hills) amidst the Neogene sediments is an isolated block of the Paleozoic (the Zemplín „horst“). The Upper Carboniferous (Stephanian) is represented by facies of the continental sedimentation environment. The relationship of the Carboniferous to the sedimentation areas of the West of East Carpathians has not been unambiguously determined so far.

Reviewed O. Fusán.

Translated E. Jassingerová.

## Literatúra

- ABONYI, A. 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ABONYI, A. 1973: Main tectonic elements of the West Gemerides and their relation to sub-tatric nappes. Sborn. geol. Věd, řada Geologie 26, Ústř. geol., Praha.
- ABONYI, A. — ABONYIOVA, M. 1961: Geologické pomery karbónu medzi Turčokom a Ochtinou so zameraním na magnezitové ložiská. Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BADÁR, J. — NOVOTNÝ, L. 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky severovýchodnej časti Nízkych Tatier. Mineralia slovaca, 3, 9, Spišská N. Ves.
- BALOGH, K. — PÁNTÓ, G. 1953: Mezozoikum severního Maďarska a přilehlých částí Juhoslovenského krasu. Sborn. geol. Věd, řada Geologie 20, Ústř.Úst. geol., Praha.
- BIELY, A. 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribča. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BOJKO, A. K. 1970: Dverchnepaleozoiskij kompleks severozapadnovo okončaniya marmaroškovo massiva. Izdat. Lvovskovo Univerziteta, Lvov.
- BOUČEK, B. — PŘIBYL, A. 1958: Předbežná zpráva o paleontologickém výzkumu spišského karbónu ve Spiško-gemerském rudohoří. Geol. Práce, Správy 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BOUČEK, B. — PŘIBYL, A. 1958: O geologických poměrech zemplinského pohoří na východním Slovensku. Geol. Práce, Zošit 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.



- BOUČEK, B. — PŘIBYL, A. 1960: Revise tribolitů slovenského vrchního karbónu. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BOUČEK, J. — FUSÁN, O. 1963: in Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 — list Trebišov — Čierna. Geofond, Bratislava.
- ĐUROVIČ, V. 1968: Petrografia, litológia a sedimentológia melafýrovej série na sv. svahoch Nizkych Tatier. Manuskript — archív Katedry petrografie, Prír. FUK, Bratislava.
- ĐUROVIČ, V. 1970: Petrografia, litológia a sedimentológia melafýrovej (vulkanogénno-sedimentárnej) série Centrálnych Západných Karpát. Manuskript — archív Katedry petrografie, Prír. FUK, Bratislava.
- FERENCZI, I. 1943: Geologische Verhältnisse des Zemplener Inselgebirges. Jahresber. d. Kgl. Ungar. geol. Anst., 1939—1940, Budapest.
- FUSÁN, O. 1958: Náčrt geologických pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Geol. Práce, Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FUSÁN, O. 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemerid. Geol. Práce, Zošit 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FUSÁN, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Vysoké Tatry. Stať: Mladšie paleozoikum. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FUSÁN, O. in MAHEL, M. et al. Regionální geologie ČSSR, 2, Nakl. ČSAV, Praha.
- FUSÁN, O. in ANDRUSOV, D. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide — Book for geological exc. X. Congres of CBGA, Bratislava.
- IVANOV, M. 1965: Litológia, petrografia a metamorfizmus paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÁ, Ž. 1963: Predbežná správa o palinologických štúdiách v melafýrovej sérii severného svahu Nizkych Tatier. Správy o geol. výsk. v r. 1963. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÁ, Ž. 1964: Sporen und Hystrichosphaeritiden aus dem Karbon der Niederen Tatra. Geol. zborn. Geol. Carpathica, Slov. Akad. Vied, 15, Bratislava.
- ILAVSKÁ, Ž. in Chmelík, J. 1962: Ročná správa za úlohu „Litofaciálny výskum v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J. 1958: Predbežná správa o geologicko-petrografickom výskume severnej časti Inovca. Manuskript — archív PFUK, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J. 1961: in Zjazdový sprievodca pre XII. sjazd čl. spoloč. pre min. a geológiu. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J. 1963: in Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Gottwaldov, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2, Nakl. ČSAV, Praha.
- MAHEL, M. et al. 1974: Tectonics of the Carpathians Balkan Regions. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MÁŠKA, M. 1957: Správa o výskume paleozoika Spišsko-gemerského rudohorí (1—perm). Zprávy o geologických výzk. v r. 1956. Praha.
- MÁŠKA, M. 1957: Správa o výskume paleozoika Spišsko-gemerského rudohorí (III. Karbon — celkově). Správy o geol. výsk. v r. 1957. Praha.
- NĚMEJC, F. 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. Rozpravy II. tř. České Akad., Praha.
- PLANDEROVÁ, E. 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč-Unit in the NE part of Nizke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKUSZ, Gy. 1932: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyó. Geol. Hungarica, series Palaeontol., Budapest.
- REICHWALDER, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty, 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.



- RÖSING, F. 1949: Die geologischen Verhältnisse des Branisko — Gebirges u. der Čierna Hora. (Karpathen). Deutsche geologische Gesellschaft, 99 (1947), Berlin.
- SITÁR, V. — VOZÁR, J. 1973: Die ersten Makrofloren — Funde in dem Karbon der Choč-Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). Geol. Zborn. Geologica Carpathica 24, 2, Bratislava.
- SLÁVIK, J. 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v neoeurope. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO, L. 1966: Stratigrafické členenie vrchného karbónu SGR. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SZADE CZKY, Gy. 1897: A Zempléni Szigethegyseg földtani viszonyai. Bez samoló, Budapest.
- ŠALÁT, J. 1954: Príspevok k petrografii verukánskych hornín z územia medzi Margecanmi a Košicami. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty. 18. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. — VOZÁR, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 64, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1967: Der permische Vulkanismus in der Choč—Decke (Westkarpaten). Geol. Práce, Správy 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1968: Der perm—mesozoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ostalpen. Geol. Práce, Správy 44—45, Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1971: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1973: Spodný perm v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 61, D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1974: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkych Tatier. Západné Karpaty, seria miner., petrogr., geochem., ložiská, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1975: Diskusia o zastúpení karbónu a permu chočského príkrovu v pohorí Považský Inovec. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ZOUBEK, V. 1931: Tektonická skizka širšieho okolí Brezna n/Hronom. Vestník Stát. Geol. Úst. 7, Praha.
- ZOUBEK, V. 1962: Tektonický vývoj Československa. Nakl. ČSAV, Praha.

**Анна Возарова — Йозеф Возар**

## **ВЕРХНИЙ КАРБОН ЗАПАДНЫХ КАРПАТ**

### **Резюме**

В Западных Карпатах верхний карбон представлен в нескольких тектонических комплексах: в гемеридях, в хочком покрове, в вепоридах и «земплинском острове». На основании палеонтологических данных доказано наличие намюра, вестфали и стефанского яруса. В верхнем карбоне в зоне осадконакопления в различных областях существовали условия отложения континентальных и морских фаций. В пределах морской среды можно точно выделить (особенно в гемеридях) прибрежные фации (прибойную и дельтовую) и морские фации. В палеогеографическом отношении в верхнем карбоне область Западных Карпат имела прямую связь с остальной средиземноморской областью, что можно особенно ясно констатировать в южных седиментационных зонах. В настоящем сообщении дается общий обзор верхнего карбона Западных Карпат — его распространение, палеогеография, литология и стратиграфия.



## Палеогеографическая

Стабилизированные во время главного варисского орогенеза кристаллические массивы явились фундаментом, который перекрыли отложения верхнего палеозоя Западных Карпат. В верхнем карбоне, нижней и верхней перми эти массивы подверглись быстрому разрушению. О сильной денудации свидетельствуют выходы глубинных интрузивных тел. Материал, возникавший в результате разрушения, сносился и в отдаленные области аккумуляции, и в близкие седиментационные бассейны (литологические доказательства). В верхнем карбоне и в перми большую роль сыграла синседиментационная тектоника (разломы, взбросы, сбросы, горизонтальные сдвиги), особенно при образовании и формировании бассейнов осадконакопления и проявлениях вулканизма. Верхнекарбонный и пермский периоды были в Западных Карпатах этапом развития, непосредственно следующим за варисским орогенезом и прямо связанным с последующим развитием альпид. В общей эволюции альпийской геосинклинали верхнепалеозойское время является ранним этапом. Распространение и развитие верхнего палеозоя (и мезозоя) ясно выявляет прямую связь Западных Карпат с прилегающими областями альпийско-карпатской системы. Некоторые зоны осадконакопления (гемериды) непосредственно сообщались с более южными областями (развитие гор Бюкк и рудабаньское, представленное на территории Венгрии). Отдельные формации можно коррелировать по их общей палеогеографии, литологии и, в некоторых случаях, стратиграфии.

В горах Бюкк наблюдается развитие морских фаций карбона и перми, с которыми связано и последующее развитие мезозоя (прежде всего триаса). В южной части гемерид представлена лишь пермь (на базе — терригенные осадки и кислые эффузивные породы, образовавшиеся в континентальной среде; выше — отложения переходной среды, ставшей в мезозое морской). В верхнем карбоне южная часть гемерид была уже обнаженной областью и подвергалась размыву. По литологическим и стратиграфическим профилям в области гор Бюкк в южной части гемерид видно, что в верхнепалеозойское время континентальные фации уступили место переходным и морским. Эта замена наблюдается как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении — морская среда распространялась с юга на север. Область, расположенную южнее стабилизированного во время варисской складчатости нижнего палеозоя гемерид, мы назвали — принимая во внимание общее развитие — южной областью осадконакопления (А. Возарова — Й. Возар 1975).

Севернее обнаженного нижнего палеозоя гемерид была расположена обширная средняя область осадконакопления вытянутой формы, в которой отчетливо выражены явления синседиментационной, по большей части линейной, тектоники разломов, обусловившей образование небольших бассейнов характера трогов (А. Возарова — Й. Возар 1973, 1975). В этой средней области характера трогов наблюдается следующее развитие верхнего палеозоя:

- а) северогемеридное развитие (верхний карбон, пермь);
- б) хочское развитие (верхний карбон, пермь);
- в) южновепоридное развитие (верхний карбон? — пермь).

В северной части гемерид верхний карбон развит в фациях переходной среды (О. Фусан 1959, — М. Машка 1957) и морской среды (Г. Ракус 1932) со стратиграфическим объемом намяур В, С, вестфаль А, В, С, Д стефанский ярус (?), отлагавшихся постепенно в направлении от центра бассейна к окраинной части.

От верхнего карбона хочского покрова сохранились только отложения стефанского яруса (В. Ситар — Й. Возар 1973), которые образовались в переходной (лагунной, дельтовой) среде. Уже в верхнем карбоне, и особенно в перми, хочская область



осадконакопления имела вытянутую (троговую) форму, и проявления синседиментационной тектоники были очень отчетливыми.

В северной области осадконакопления верхний карбон не представлен. Мы предполагаем, что она была тогда обнажена, сильно размыта, и материал разрушения снесен в другие области. Накопление осадков началось лишь в перми!

В Земплинском холмгорье палеогеографическая обстановка отложения верхнего карбона (стефанского яруса) отличалась своеобразными чертами (Б. Боучек — А. Пршибыл 1959). Слои залегают на кристаллических породах, подвергшихся метаморфизму при варисской складчатости; характер осадков указывает на континентальную среду (Б. Боучек — О. Фусан 1963). По развитию пермских отложений область Земплинского холмгорья можно сопоставить с северной областью осадконакопления (О. Фусан и В. Чехович — О. Фусан 1963); однако фашиально она отчасти напоминает и верхний палеозой Мармарошского массива (ср. А. К. Бойко 1970, Я. Славик 1973).

По своему генезису три области осадконакопления, которые мы охарактеризовали и выделили на основе изучения верхнего палеозоя Западных Карпат, приурочиваются к послеварисскому периоду, но прослеживаются и при последующем развитии геосинглинали в мезозое (А. Возарова — Й. Возар 1975). В приведенных трех областях осадконакопления можно проследить, как развивались бассейны тех единиц, которые позднее, при альпийском орогенезе, были смяты в складки, надвинуты друг на друга как тектонические структуры, в результате чего возникло современное покровное строение (ср. Д. Андрусов 1958, 1959, 1967, М. Магель и др. 1967, 1974, Д. Андрусов — Я. Быстрицкий — О. Фусан 1973).

## Заключение

1. Верхний карбон Западных Карпат приурочен главным образом к тем тектоническим единицам, бассейны осадконакопления которых находились в связи со средней седиментационной областью (хочский покров, северная часть гемерид). Поэтому именно в средней седиментационной области наблюдается максимальная аккумуляция отложений верхнего карбона.

2. Наибольший объем в литологическом, вулканическом и стратиграфическом (на мюр В—С, вестфаль А—В) отношениях верхний карбон в северогемеридном развитии с ясным максимальным погружением осевой части бассейна осадконакопления. Основываясь на литологических данных, можно предположить, что этот бассейн постепенно расширялся от середины к краям. В связи с этим как южная, как и северная части первоначальной средней области осадконакопления значительно увеличились. В пределах северогемеридного развития можно выделить переходную и неритовую фации морской седиментационной среды.

3. К северу от северогемеридного бассейна, в пределах средней области осадконакопления, была расположена хочская седиментационная область, сообщавшаяся с первой. Сохранившиеся отложения стефанского яруса отражают условия, существовавшие в переходной седиментационной среде. Значительная аккумуляция терригенных осадков при явном погружении первоначального бассейна, имевшего характер трота, сопровождалась явлениями синседиментационной тектоники. В настоящее время, вследствие покровного строения хочской единицы, в ней представлена лишь верхняя часть толщи карбона (базальные слои были тектонически вытянуты до полного исчезновения.).

4. В юго-восточной части Словакии (Земплинское холмгорье) посреди неогеновых отложений выходит на поверхность изолированный останец палеозоя («земплинский

остров»). Верхний карбон (стефанский ярус) представлен континентальными фациями. Взаимоотношения этого останца с областями осадконакопления Западных и Восточных Карпат еще не вполне выяснены.

Перевод В. Андрусовой.



Anton Biely — Anna Kullmanová

## Vrchnotriasové karbonáty vo vrtoch Láb 115 a Borský Jur 8 (viedenská panva)

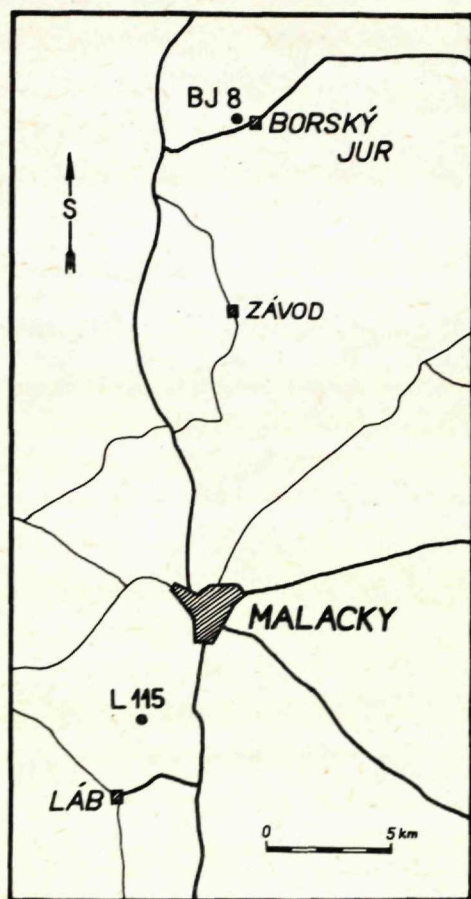
1 obr. v texte, 6 tab. na kriede (XXV—XXX), nemecké resumé

**Abstract.** Le forage Láb 115 traversait le soubassement du Néogène de 2575,0 à 4191,0 m. L'étude des carottes a montré qu'il s'agit de calcaires du Dachstein dont l'âge Norien-Rhaetien a été prouvé par la microfaune. Par le forage Borský Jur 8 au dessous de Néogène (de 3655,0 à 4000,0 m) a été reconnu un complexe de dolomie avec des intercalations de calcaires qui, d'après la microfaune correspond au Norien-Rhaetien.

### Úvod

Pri výskume podložia československej časti viedenskej panvy sme mali príležitosť preskúmať vzorky vrtných jadier zo všetkých vrtov, ktoré prenikli do predneogénnych vnútrokarpatských elementov alebo do bradlového pásma. Z týchto vrtov, ktoré v rámci svojho prieskumného programu urobila Nafta, n. p. Gbely, sa nám ako zvlášť zaujímavé javia dva (obr. 1). Prvý z nich, Láb 115, v severnej časti lábskej elevácie prevrútal pod neogénom karbonátový komplex od 2575 do 4191 m. Druhý vrt, Borský Jur 8, bol realizovaný v juhozápadnom pokračovaní štefanovsko-šaštínskej elevácie. Týmto smerom sa podložie neogénu ponára do väčších hĺbok a bolo prevrútané od 3655 do 4000 m. V niektorých výbrusoch z jadier týchto vrtov bola zistená asociácia foraminifér indikujúcich vrchnotriasový vek prevrútaných karbonátov. Tento poznatok nám umožňuje urobiť litostratigrafickú koreláciu oboch komplexov a na základe nej načrtnúť čiastkovú tektonickú koreláciu, ktorá sa nám zdá byť najpravdepodobnejšia.

Láb 115



Obr. 1 Situačný náčrt štruktúrnych vrtov Láb 115 a Borský Jur 8.

Z litologického hľadiska sú navŕtané mezozoické horniny vo vrte Láb 115 reprezentované svetlosivými vápencami a vápnitými dolomitmi. Vyznačujú sa loferitovou textúrou (podrobne ju v severných vápencových Alpách preštudoval A. G. Fischer 1964). Charakteristická je striedaním svetlých a tmavších lamín (hrúbka 0,3—0,7 mm); v našich vzorkách je obvyčajne svetlá stromatolitická lamina hrubšia a výraznejšia. Laminy sú často temer paralelné s osou jadra, čo poukazuje na veľmi strmé uloženie karbonatického komplexu, a vysvetľuje tak zároveň jeho veľkú nepravú mocnosť. Odlišný litofaciálny typ predstavujú horniny v najspodnejšej časti vrtného profilu (hĺbka 4055,00—4191,00 m). Vystupujú tu sivé a hnedoružové celistvé vápence, ktoré miestami obsahujú tenké medzivrstvičky sivozelených slienitých bridlíc.

Z výbrusového materiálu uvedených karbonátov boli zistené tieto štruktúry:

brekciovitá, stromatolitická (loferity) a biomikritická.

**Brekciovitá štruktúra.** Bola zistená v jednom návрте (hĺbka 2855,0—2858,0 m). Ulomky tvoria ostrohranné nevytriedené karbonáty rôznych štruktúr (napr. dolomit mozaikovej štruktúry, vápnitý dolomit stromatilitickej a mikrokryštalickej štruktúry). Medzihmota je vytvorená zo svetlého kryštalického kalcitu.

**Stromatolitická štruktúra.** Vo výbruse je charakterizovaná striedaním svetlejšej laminy s tmavšími mikritickými laminami. Svetlejšie laminy sa vyznačujú sparitickými kresbami. Najčastejšie sú to deformované škvrny lalokovitého tvaru, ktoré podkladáme za póry zmršťovania, tzv. shrinkage pores (tab. XXV, obr. 1).



Tieto póry sú často subparalelne usporiadané a vytvárajú nepravidelné plošné trhliny, alebo sú to drobné okruhlé prierezy vyplnené sparitom (tab. XXV, obr. 2). Z organických zvyškov sa v mikritických laminách nachádzajú foraminifery. V sparitických laminách sa zasa vo väčšom množstve vyskytujú prierezy rekryštalizovaných diplopór (hĺbka 3763,0—3766,0 m a 3853,0—3856,0 m) (tab. XXVII, obr. 1—3). Deštrukčné vplyvy sa prejavujú vo forme roztrhnutých lamín a ich mierneho sprehybania pozdĺž prizmatických puklín (tab. XXVI, obr. 1). V hĺbke 3047,0—3050,0 m bolo zistené bohaté foraminiferové spoločenstvo, v ktorom boli určiteľné: *Agathammina austroalpina* Kristan — Tollmann et Tollmann, *Duostomina* sp., *Trochammina almtalensis* Koehn—Zaninetti.

Foraminiferovo-riasová mikroasociácia. Zistená bola v hĺbke 3545,0—3546,0 m. Foraminifery sú zastúpené druhmi: *Involutina gaschei* (Koehn — Zaninetti et Brönnimann), *In. sinuosa oberhauseri* (Salaj), *In. tumida* (Kristan — Tollmann), *Triasina oberhauseri* Koehn — Zaninetti et Brönnimann, *Palzovella austriaca* (Kristan — Tollmann), *In. impressa* (Kristan — Tollmann) (tab. XXVII, obr. 1—4). Spolu s foraminiferami sa vyskytujú riasy *Diplopora* sp. a *Solenopora* sp.

Stromatoliticko-onkolitová štruktúra. Bola zistená vrtom v hĺbke 3047,0—3050,0 m. Onkolity sa nachádzajú spolu so stromatolitickými vápencami. Jadrá onkolitov sú najčastejšie vytvorené z úlomkov rias solenopór, ale nájdu sa aj úlomky rekryštalizovaného riasového stromatolitu. Jadrá sú obalené pelitomorfnou hmotou s drobnými idiomorfnými zrnkami dolomitu. Ich vznik si vysvetľujeme tak, že úlomky boli obaľované vápnitým bahnom a až potom boli zasiahnuté počiatočnou dolomitizáciou (tab. XXVI, obr. 2).

V najspodnejšej časti vrtného profilu ležia častočne dolomitické sivohnedé celistvé vápence s ružovkastým nádychom (hĺbka 4055,0—4191,0 m). V mikritickej základnej hmote sa vyskytujú v horninotvornom množstve prierezy tenkoschránkových lamelibranchiátov. Zriedkavejšie nachádzame úlomky krinoidov, globochéty a prierezy schránok gastropódov. Foraminifery sú zastúpené druhom *Fronicularia woodwardi* Howchin. V niektorých výbrusoch boli zistené pseudomorfozy po sadrovci, ktoré sú vyplnené klencami dolomitu. Ich vonkajšie obmedzenie je dosť ostré, i keď rekryštalizácia zotrela pôvodné kontúry po idiomorfných kryštálikoch. Okrem nich sa zriedkavo vyskytujú prierezy okrúhleho tvaru vyplnené taktiež dolomitom. V literatúre sú označované ako biele očka „birdseyes“.

Zachované organické zvyšky v stromatolitických typoch dolomitických vápencov určujú ich vrchnotriasový, presnejšie nóricko-rétický vek. Vzhľadom na tento vek a litologický charakter uvedených vrstiev sa nám zdá byť zjavná ich litostratigrafická korelácia s dachsteinskými vápencami. Prevažne mikritické vápence sivých červenkastých odtieňov s náznakmi hfuznatosi, nachádzajúce sa v spodnej časti vrtného profilu, majú vlastnosti blízke halstattským vápencom. Takúto koreláciu však nemôžeme potvrdiť, lebo podobné typy karbonátov sa vyskytujú ako polohy aj v dachsteinských vápencoch. Nemôžeme ani stanoviť, či uvedené mikritické vápence



sú podloží alebo nadloží prevažne stromatolitických dolomitických vápencov. Celkove hodnotíme komplex karbonátov prevrtaných vrtom Láb 115 ako dachstein-skú faciú. V podloží panvy za litostratigrafický homológ tohto komplexu považujeme dachsteinské vápence s mocným vývojom loferitov zo štruktúry Baumgarten, prevrtané vrtom Baumgarten 5 (A. Kröll — G. Wessely 1973). Za ekvivalentné považujeme v Malých Karpatoch vápence v najvyššej časti havranického príkrovu, pôvodne označované ako rétické (M. Maheľ 1958), neskôr ako dachsteinské vápence (J. Bystričný 1972). Dodajme však, že polohy typu kössenských vrstiev neboli v podloží panvy zistené.

Uvedená litostratigrafická korelácia nemá zjavné nedostatky. Pozícia dachstein-ských vápencov nad dolomitmi typu karbonatickej platformy je istá v baumgartenskej elevácii a v havranickom príkrove a veľmi pravdepodobná v lábskej elevácii. S výnimkou havranického príkrovu chýbajú však v nej údaje o prítomnosti wettersteinských vápencov v podloží dolomitov. Berúc na zreteľ priestorovú pozíciu triasových komplexov v baumgartenskej a lábskej elevácii, zdá sa nám logický predpoklad, že tvoria s havranickým (príp. aj s veternickým) príkrovom jednu tektonickú jednotku. Nechceme riešiť problém, či táto jednotka je vyšším tektonickým príkrovom, ako je ötscherský (A. Kröll — G. Wessely 1973; G. Wessely 1975), lebo to presahuje rámec tohto príspevku. Chceme poukázať len na to, že tektonický element „vápencových Álp“ v podloží neogénu rakúskej časti viedenskej panvy, považovaný za najjužnejší, prechádza na naše územie a havranický príkrov Malých Karpát je pravdepodobne jeho súčasťou. Proti takejto korelácii možno namietť, že spája kriedové tektonické jednotky (karpatské) s paleogénnymi (alpskými). Stojíme teda pred takou istou dilemou ako naši predchodcovia. Ak je však navrhnutá korelácia správna, potom v podloží neogénu československej časti panvy by mal byť kontakt tejto jednotky so severnejšou paleogénnou približne takej povahy, ako to znázornil G. Wessely (1975) v priestore Tallesbrunnu.

## Borský Jur 8

Vrt Borský Jur 8 zastihol v podloží neogénu karbonatický komplex v hĺbke 3620,0 až 4000,0 m. Prevládajú v ňom svetlohnedé vápence a vápnité dolomity s kalcitickými žilkami. Na povrchu vrtného jadra sú výrazné drobné škvvrnky vyplnené kryštalickým kalcitom. Chemické analýzy dávajú tieto hodnoty: CaO 33,36—32,91 %, zložka MgO sa pohybuje od 18,35—17,44 %.

Výbrusová analýza hornín dokazuje, že prevláda stromatolitická štruktúra s organickými zvyškami. Zriedkavejšie nachádzame stromatoliticko-peletovú a brekciovitú štruktúru.

Stromatolitická štruktúra. V mikritickej základnej hmote badáme drobné škvvrny „shrinkage pores“, rozmiestnené v základnej hmote. V zrnitejších mikritoch majú škvvrnky ostrohranné obmedzenie, sú väčšie a redšie rozmiestnené v základnej hmote (tab. XXIX, obr. 1—2). Miestami sa spájajú a vytvárajú zložitejšie škvvrny



lalokovitého tvaru. V hĺbke 3655,0—3658,0 m sa nachádzajú prierezy okruhlého tvaru, označované ako biele očka. Organické zvyšky sú zastúpené foraminiferami nóricko-rétického veku. V hĺbke 3655,0—3658,0 m boli zistené *Triasina oberhauseri* (Koehn — Zaninetti et Brönnimann). Pestrejšia foraminiferová asociácia je v hĺbke 3777,0—3784,0 m. Vystupuje tu: *Triasina oberhauseri* (Koehn — Zaninetti et Brönnimann), *Involutina gaschei* (Koehn — Zaninetti et Brönnimann), *Inv. impressa* (Kristan — Tollmann), *In. friedli* (Kristan — Tollmann) (tab. XXX, obr. 1—2). Spolu s foraminiferami boli zistené prierezy schránok ostrakódov, gastropódov a amonitov.

Stromatoliticko-peletová štruktúra. Bola zistená v hĺbke 3721,0—3725,0 m a 3804,0—3809,0 m. Póry zmršťovania nepatrných rozmerov nie sú výrazne oddelené od základnej mikritickej hmoty. Spolu s nimi sa vyskytujú drobné tmavé pelety.

Brekciovitá štruktúra. Bola zistená v najhlbších častiach vrtného profilu. Ostrohranné úlomky pochádzajú z jedného litologického typu hornín (mikrokryštallické vápence). Stmelené sú svetlým sparitom.

Uvedené fosílie nám indikujú, že prevrtané karbonatické horniny sú vrchnotriasového — nóricko-rétického veku. Ich litostratigrafická korelácia je však menej jasná ako u vápencov vo vrte Láb 115. Domnievame sa, že v podstate ide o hlavné dolomity, v ktorých sú polohy vápencov dachsteinského typu. V danom prípade si však nekladíme za cieľ presnú litostratigrafickú koreláciu vrstiev a na základe toho i zistenie ich tektonickej príslušnosti. Môžeme však vylúčiť, ku ktorým tektonickým jednotkám prevrtaný karbonatický komplex nepatrí a potvrdiť jednu z doteraz navrhnutých interpretácií.

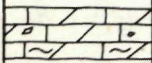
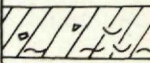
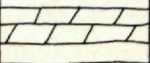
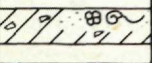
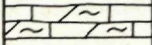
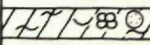
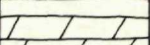
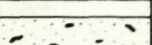
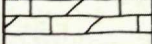
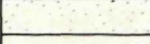
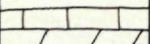
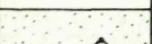
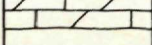
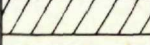
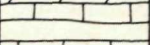
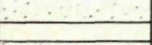
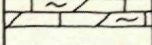
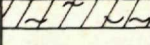
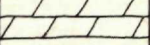
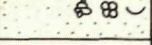
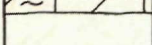
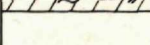
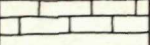
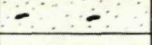
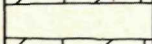
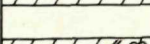
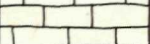

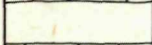
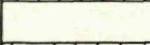
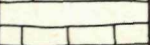
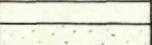
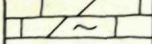
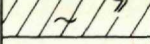
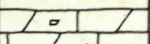
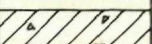
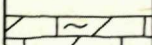
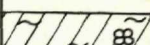
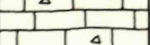
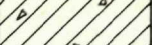
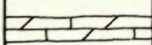
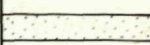
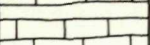
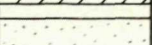
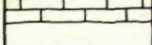
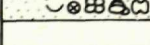
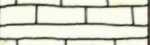
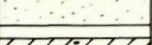
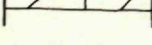
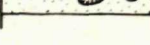
Tak ako v priestore Šaštína a Smolinského, aj tiažový chrbát vysledovaný až do závodskej oblasti bol interpretovaný ako pokračovanie bradlového pásma, pričom lokálne pozitívne anomálie by mali predstavovať nahromadenie karbonátových komplexov tohto pásma (T. Buday — V. Špička 1965, T. Buday et al. 1967). Vrt Borský Jur 8 z tejto interpretácie potvrdil, že v podloží neogénu priamo vystupuje karbonatický komplex. Kým jeho stratigrafické zaradenie nebolo doložené paleontologicky a označoval sa za stredno-vrchnotriasový, nebolo možné potvrdiť, či ide o bradlové pásmo alebo o vnútrokarpatské elementy, ako to predpokladali iní autori (K. Bílek — R. Čajka 1963; M. Dlabač — Z. Adam 1963, K. Bílek 1969, A. Kocák et al. 1973 a iní). Nakoľko dnes vieme, že mocný dolomiticko-vápencový komplex je nóricko-rétického veku, je isté, že nie je súčasťou bradlového pásma, ani krížňanského príkrovu, lebo súdobé sedimenty týchto jednotiek sú v celých Karpatoch reprezentované pestrým karpatským keuperom a kössenskými vrstvami. Takéto konštatovanie nám umožňuje tvrdiť, že v pásme kladných anomálií, a to nielen v oblasti Šaštína, ale aj Borského Jura, sa v podloží neogénu okrem bradlového pásma nesporne vyskytujú aj vyššie vnútrokarpatské jednotky ako krížňanský príkrov. Predpokladáme, že v danom prípade ide o vrchný trias chočského príkrovu, ktorého staršie elementy boli zistené v šaštínskej oblasti.

Takáto korelácia naznačuje, že chočský príkrov, ktorý sa medzi Šaštínom a Bor-

PROFIL VRTU  
LÁB-115

PROFIL VRTU  
BORSKÝ JUR-8

Zostavila: A. KULLMANOVÁ, 1973

LITOLÓGIA	HĽBKA V M	MIKROFÁCIA	VEK	LITOLÓGIA	HĽBKA V M	MIKROFÁCIA	VEK
	2575,0 - 2578,0 2855,0 - 2860,0 2941,0 - 2944,0		S A I R T Y N H C R V		3655,0 - 3658,0		S A I R T Y N H C R V
	3047,0 - 3050,0				3692,0 - 3696,0		
	3156,0 - 3161,0				3721,0 - 3725,0		
	3360,0 - 3364,0				3749,0 - 3758,0		
	3497,0 - 3500,0				3777,0 - 3784,0		
	3543,0 - 3546,0				3804,0 - 3809,0		
	3681,0 - 3682,0				3838,0 - 3847,0		
	3763,0 - 3766,0				3880,0 - 3883,3		
	3853,0 - 3860,0				3905,0 - 3910,0		
	3996,0 - 4000,0				3941,0 - 3950,0		
	4055,0 - 4057,0		V		3971,0 - 3979,0		V
	4122,0 - 4125,0				3998,0 - 4000,0		
	4188,0 - 4191,0						

VYSVETLIVKY:

 celistvé vápence	 mikrit	 „birdseyes“	 globochéty
 dolomitické vápence	 sparit	 amonity	 krinoidy
 dolomity	 laminovaný stromatolit	 gastropódy	 solenopóry
 brekciovitý vápenec, dolomit	 pelety	 foraminifery	 riasy
		 ostrakódy	



ským Jurom k bradlovému pásu primyká priamo, prípadne aj prostredníctvom krížňanského príkrovu (M. Maheľ — M. Dlabač 1968), má severné obmedzenie zhruba zjz.—vsv. smer. Je pravdepodobné, že pokračuje na juhozápad a nadväzuje na lunzsko-frankenfelský šupinovitý systém v podloží rakúskej časti panvy, ale nedostatočné informácie o jursko-kriedových vrstvách, ako aj o pozícii senónsko-paleogénnych vrstiev na našej strane v súčasnosti neumožňujú vážnejšiu argumentáciu. Pravda, takáto predstava nutne predpokladá, že chočský príkrov — predgosauská tektonická jednotka — ale nielen on, bol neskoršie pojatý do alpinotypných deformácií a začlenený do paleogénnych štruktúr severalpského typu. Nasvedčujú tomu i zistené pomery v lakšárskej elevácii (K. Bílek — R. Čajka 1963 a i.). Schematický profil v podloží viedenskej panvy vyjadrujúci prejav paleogénnych deformácií zostavil M. Maheľ (in M. Dlabač 1968).

## Záver

Z vrto, ktoré prenikli do podložia neogénu viedenskej panvy, Láb 115 prevrtal komplex dachsteinských vápencov, na základe čoho trias lábskej elevácie koreluje s triasom baumgartenskej elevácie a považujeme ich za súčasť jednej tektonickej jednotky. Z litostratigrafického, ale aj geometrického hľadiska za pokračovanie tejto jednotky považujeme havranický príkrov na severných svahoch Malých Karpát. A. Kröll a G. Wessely (1973) túto istú jednotku v podloží neogénu považujú za pokračovanie vyššieho príkrovu, ako je ötscherský príkrov na východnom okraji severných vápencových Álp. Z geometrického a faciálneho hľadiska sú obe korelácie možné. Problém spočíva v tom, že uvažovaná tektonická jednotka je v Alpách paleogénna a jej podloží z juhu je grauwacková zóna, kým v Karpatoch by mala byť predsenónska a jej podloží je chočský a krížňanský príkrov.

Vrt Borský Jur 8 prevrtal dolomiticko-vápencový komplex vrchnotriasového veku. Na základe toho možno vylúčiť, že by patril k bradlovému pásu alebo krížňanskému príkrovu. Považujeme ho za súčasť chočského príkrovu. Z geometrického hľadiska by mohol byť pokračovaním lunzsko-frankenfelského šupinovitého systému z rakúskej časti panvy. Ale určitejšie argumenty pre takéto tvrdenie chýbajú.

Zdá sa, že štruktúrne elementy z rakúskej časti panvy prechádzajú na našu stranu, čo indikuje, že predgosauská príkrovová štruktúra vnútorných Karpát bola v oblasti československej časti viedenskej panvy prepracovaná na systém paleogénnych tektonických štruktúr. Jediný priamy dôkaz takejto deformácie bol u nás zistený v oblasti lakšárskej elevácie.

Do tlače odporučil J. Mello.



## Literatúra

- BIELY, A. — JANÁČEK, J. — KULLMANOVA, A. — LEŠKO, B. — PLANDEROVÁ, E. — SAMUEL, O. 1973: Geologické vyhodnotenie podložia viedenskej panvy. Archív GUDŠ Bratislava, 1—148.
- BÍLEK, K. 1969: Pioniersky prieskum mezozoika centrálno-karpatského podložia neogénu viedenskej panvy. Manuskript—archív „Nafta“, n. p., Gbely.
- BÍLEK, K. — ČAJKA, R. 1963: Zpráva o průzkumu centrálnokarpatského podloží Vídenské pánve. Manuskript. Geofond, Bratislava.
- BUDAY, T. — MAHEL, M. et. al. 1962: Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M—34—XXXV, Wien—Bratislava, 1—247.
- BUDAY, T. — ŠPIČKA, V. 1965: Centrálnokarpatské jednotky v podloží československé časti Vídenské pánve. Sbor. geol. Věd, řada 6, 7, Praha.
- BUDAY, T. — ŠPIČKA, V. — MENČÍK, E. 1967: Tektogenéze vnitrohorských depresí Karpat z hlediska stavby a reliéfu podloží vídenské pánve. Rozpravy ČSAV, Mat.—Přír., 77, 6, Praha, 1—51.
- BYSTRICKÝ, J. 1972: Faziesverteilung der mitleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 289—310.
- BYSTRICKÝ, J. — MAHEL, M. 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. Geol. Zborn., 21, 1, Bratislava.
- DLABAČ, M. et al. 1968: Výzkum předneogenního podloží v JV části Vídenské pánve. Manuskript. Geofond, Bratislava.
- FISCHER, A. G. 1964: Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. Symp. on Cyclic sedimentation, Kansas Geol. Surv. Bull., 169, 107—199.
- GAŹDZICKI, A. 1974: Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. 17—96. Acta geologica Polonica, 24, 1, Warszawa.
- JENDREJÁKOVÁ, O. 1970: Foraminiferen der oberen Trias des Slowakischen Karstes und des Muráň—Plateaus. Geol. Zborn. Geologica carpatica 21, 2, Bratislava.
- JENDREJÁKOVÁ, O. 1973: Foraminiferen aus Dasycladaceen-Fazies der Trias der Westkarpaten. Geol. Zborn. Geologica carpatica, 24, 1, Bratislava.
- KOCÁK, A. — MAYER, ST. — NĚMEC, F. 1973: Zpráva o reflexně-seizmickém měření metodou SRB ve vídenské panvi v letech 1971—1972. Manuskript—archív Geofyzika, Brno.
- KOEHN—ZANINETTI, L. 1968: Triasina oberhauseri n. sp. un Foraminifere des Alpes Calcaires septentrionales (Autriche). Publ. Inst. Paléont. Univ. Genève.
- KOEHN—ZANINETTI, L. 1969: Les Foraminifères du Trias de la région de l'Almtal (Haute—Autriche). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband, 14, Wien, 1—115.
- KRÖLL, A. — WIESENER, H. 1972: The Origin of Oil and Gas Deposits in Vienna Basin (Austria) 24 th. Inter. Geol. Congr. (Canada) Sect. 5, 153—160.
- KRÖLL, A. WESSELY, G. 1973: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluss im Wiener Becken. Erdöl—Erdgas—Zeitschrift, Heft 11, 400—413.
- KRYSTYN, L. 1974: Probleme der biostratigraphischen Gliederung der alpinmediterranen Obertrias. Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Symposium Wien, Mai 1973, Wien—New York.
- MAHEL, M. 1958: Rét chočskej jednotky v Malých Karpatoch. Geol. Práce, Správy, 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—7.
- MELLO, J. 1973: Litológia a fácie stredno- a vrchnotriasových karbonátov centrálnej časti Slovenského krasu. (Kandidátska dizertačná práca). Archív GUDŠ, Bratislava, 1—141.
- MELLO, J. 1974: Facial Development and Facial Relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (West Carpathians, Southern Part of Gemerids). Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Symposium Wien, Mai 1973, Wien—New York.
- MIŠÍK, M. 1969: Litologická a faciálna analýza stredného triasu jadrových pohorí Západných Karpát (doktorská dizertačná práca). Bratislava, 1—247.



- SALAJ, J. 1976: On the Phylogeny of Ammodiscidae Rhumbler 1895: Fischerinidae Millet 1898 and Involutinidae Butschki 1880, emend. Salaj—Biely and Bystrický 1967, from the Central—Carpathian Triassic of Slovakia. *Západné Karpaty sér. Paleontológia* 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- WESSELY, G. 1975: Rand und Untergrund des Wiener Beckens—Verbindungen und Vergleiche. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 66—67, Wien, 265—287.

A. Biely — A. Kullmanová

### **Obertriassische Karbonate in den Bohrungen Láb 115 und Borský Jur 8 (Wiener Becken)**

Zusammenfassung des slowakischen Textes

Von den Bohrungen, welche in den Untergrund des Neogens des Wiener Beckens eingedrungen sind, werden hier zwei beschrieben.

Die Bohrung Láb 115 durchbohrte unter dem Neogen (2575,0—4191,0 m) hauptsächlich stromatolitische graue oder weniger dolomitische hellgraue Kalke, im unteren Teil auch mikritische hellgraue oder rötliche Kalke. Auf Grund der Mikrofauna ist ein norisch—rhätisches Alter der Kalke bestimmt worden, welche wir lithostratigraphisch mit den Dachsteinkalken korrelieren. Vom lithofaziellen und geometrischen Standpunkte schliessen wir, dass die Trias auf der Láb—Elevation und in der Baumgarten—Struktur einer tektonischen Einheit angehört, als deren Teil wir in den Kleinen Karpaten die Havranica—Decke betrachten.

Die Bohrung Borský Jur 8 durchbohrte unter dem Neogen (3655—4000 m) einen Komplex von Dolomiten mit Lagen von mehr oder weniger dolomitischen Kalken. Der Mikrofauna nach sind die durchbohrten Schichten norisch—rhätischen Alters. Diese Tatsache erlaubt uns zu bestätigen, dass im Raume des Schwererückens, der sich von Šaštín bis in das Závod—Gebiet erstreckt, befinden sich im Untergrunde des Neogens ausser der Klippenzone auch innerkarpatische Elemente und von den letzteren bestimmt höhere als die Krížna—Decke. Wir nehmen an, dass es sich um die Choč—Decke handelt, deren ältere Schichten im Raume von Šaštín festgestellt wurden.

Übersetzt von J. Pevný.

Vysvetlivky k tabuľkám XXV—XXX

Tab. XXV

obr. 1 Póry zmršťovania („shrinkage pores“) v stromatolitovom dolomite

Láb 115 (hlbka 3853,0—3856,0 m) č. v. 880/73

foto: L. Deák × 12

obr. 2 Laminovaná stromatolitová štruktúra Láb 115 (hlbka 3763,0—3766,0 m č. v. 878/73)

foto: L. Deák × 12

Tab. XXVI

obr. 1 Trhliny v stromatolitovom vápenci

Láb 115 (hlbka 3763,0—3766,0 m) č. v. 878/73

foto: L. Deák × 12

obr. 2 Onkoidy v dachsteinskom vápenci (jadro onkoidov je vytvorené zo solenopór)

Láb 115 (hlbka 3047,0—3050,0 m)

foto: L. Deák × 12

Tab. XXVII

obr. 1 *Involutina tumida* (Kristan — Tollmann)

Láb 115 (hlbka 3543,0—3546,0 m) č. v. 877/73

foto: L. Deák × 80

obr. 2—4 *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj)

Láb 115 (hlbka 3543,0—3546,0 m) č. v. 877/73

Foto: L. Deák × 80

Tab. XXVIII

obr. 1 Diplopóry v stromatolitovom vápenci

Láb 115 (hlbka 3543,0—3546,0 m) č. v. 875/73

foto: L. Deák × 50

Tab. XXIX

obr. 1—2 Stromatolitová štruktúra v dolomitickom vápenci

Borský Jur 8 (hlbka 3655,0—3658,0 m) č. v. 1253/73

foto: L. Deák × 12

Tab. XXX

obr. 1 *Involutina gaschei* (Koechnzaninetti et Brönnimann)

Borský Jur 8 (hlbka 3777,0—3784,0 m) č. v. 1257/73

foto: L. Deák × 60

obr. 2 Organogénny vápenec s foraminiferami

Borský Jur 8 (hlbka 3777,0—3784,0 m) č. v. 1257/73

foto: L. Deák × 12



Anton Biely

## „Gemerikum“ v Tríbečskom pohorí

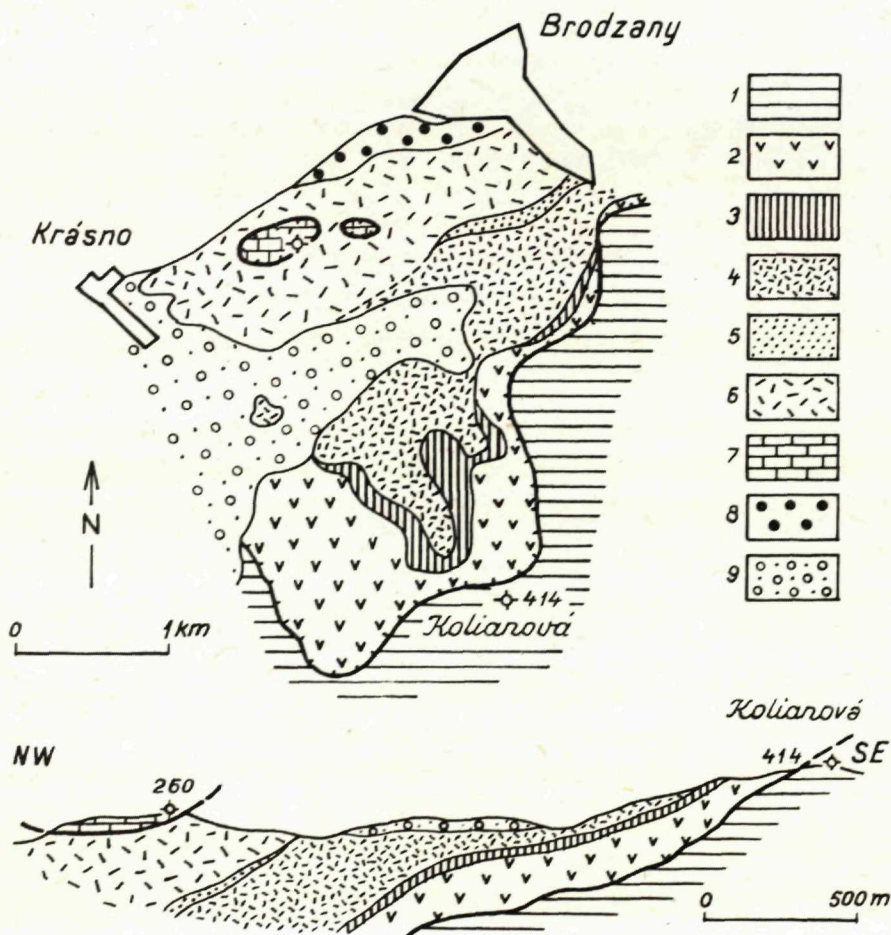
1 obr. v texte, 1 tab. na kriede XXXVII), francúzske resumé

Tak ako v iných pohoriach vnútorných Karpát aj v Tríbeči bola zistená štruktúra charakteristická pre pásmo jadrových pohorí tromi tektonickými jednotkami: *tatridné jadro* s jeho normálnym mladopaleozoicko-mezozoickým obalom, *krížňanský príkrov* a *chočský príkrov* (A. Biely 1961, 1962). Takáto sukcesia tektonických jednotiek je však len v severovýchodnej časti pohoria, v masíve Razdiela. V poslednej citovanej práci je geologická stavba pohoria dostatočne opísaná a tento príspevok sa zaoberá len chočským príkrovom, najmä dvoma malými izolovanými troskami bielych a svetlosivých vápencov pri údolí rieky Nitry, medzi Krásnom a Brodzanmi, ktoré boli vtedy nesprávne považované za integrálnu súčasť chočského príkrovu. V publikovanej geologickej mape Tríbeča 1 : 50 000 z roku 1975 sú už tieto vápence označené ako stredný trias strážovského príkrovu. V predloženom článku sú uvedené dôvody, ktoré autora viedli k takémuto určeniu.

Chočský príkrov má v masíve Razdiela značne nehomogénne zastúpenie. V juho- východnej časti medzi Topolčiankami a Pílou je reprezentovaný dvoma šupinami, ktoré sú vytvorené z permokarbónskych a spodotriasových hornín. Naopak, v severozápadnej časti masívu, pozdĺž údolia Nitry sa perm a spodný trias vyskytujú iba sporadicky, prevažujú tam dolomity stredného a vrchného triasu. V severovýchodnej časti, v miestach, kde sa predsenónska príkrovová sústava ponára pod vulkanity Vtáčnika, sú v nadloží krížňanského príkrovu zachované len malé izolované trosky permských hornín. V podloží neovulkanitov Vtáčnika je však perm s melafýrmi rozšírený temer systematicky (J. Gašparík 1969). Znamená to, že chočský príkrov po celom obvode razdielskeho masívu prekrýva krížňanský príkrov a krížňanský príkrov vystupuje v rozsiahlom tektonickom polookne.

Triasové karbonatické komplexy chočského príkrovu sú teda zachované najmä medzi Krásnom a Veľkými Uhercami. V roku 1957, keď autor toto územie mapoval, bol tam stanovený vrstevný sled, ktorý sa zhoduje s čiernovážskym faciálnym vývojom (A. Biely 1961, 1962; obr. 2). Od tohto vývoja sa odlišoval v tom, že v nadloží vrchnotriasového hlavného dolomitu boli zistené už spomenuté trosky svetlosivých masívnych vápencov medzi Krásnom a Brodzanmi.

Väčšia z vápencových trosiek je 500—600 m východne od Krásna (plošné rozšírenie vid. obr. 1), kde buduje vrcholovú časť plochého hrebeňa, lemovaného zo severu alúviom rieky Nitry. Vápence sú najlepšie odkryté vo východnej časti trosky, kde sa aj morfológicky jasne vynímajú nad dolomitovými „pieskami a múčkami“, ktoré sa občas ťažia v stenovom lome (tab. XXXVII, obr. 1). Vápence sú masívne, zriedka nezreteľne vrstevnaté, biele a svetlosivé, často organodetritické, čo je najlepšie viditeľné na navetraných plochách. Na čerstvom lome sú jemnozrnné, prípadne aj celistvé. Zriedkavo sa vyskytujú polohy pseudoolitické, výnimočne sa nájde hniezdo lumachel zložené z tenkostenných lamellibranchiátov. Vápence sú silne tektonicky postihnuté, čo sa prejavuje veľkým množstvom puklín a trhlín vyhojených kalcitovými kôrami alebo pokrytých limonitickými povlakmi. Organo-



Obr. 1 Geologická skica územia medzi Krásnom a Brodzanmi: 1. križňanský príkrov; 2—6. chočský príkrov; 2. melafýry, pieskovce, kremence, bridlice — perm — spodný trias; 3. gutensteinské vápence; 4. ramsauské dolomity; 5. lunzské vrstvy; 6. hlavné dolomity; 7. „gemerikum“: wettersteinské vápence; 8. paleogenne zlepenice; 9. pliocenne štrky, štrkopiesky a vápence.



detritický charakter hornín sa jasne prejavuje vo výbrusoch. Z úlomkov organizmov sú v horninách prierezy gastropódov, lastúrníkov, brachiopódov, húb a rias a ojedinele foraminifér. Predovšetkým huby indikujú pôvod vápencov spojený s rífovým prostredím.

Kontakt vápencov s podložnými dolomitmi je sprostredkovaný červeno sfarbenými horninami podobnými rauwackom, ktoré sú rozšírené hlavne zo západnej strany vápencov. Naopak, tieto horniny úplne chýbajú v stene dolomitového kameňolomu. Plocha kontaktu sa z kontúr zdá byť málo ukľonená k S, pravdepodobne len niekoľko stupňov. V dolomitoch na juh od vápencovej trosky boli namerané úklony až 45° k SZ., čo indikuje, že plocha kontaktu vápencov s dolomitmi je nekonformná s vrstevnatosťou dolomitov.

Druhá, podstatne menšia troska, je na hrebienku asi 250—300 m východne. Vybudovaná je z tých istých vápencov ako v predchádzajúcom prípade a je od nich oddelená len erozívne.

Opísané vápence som pôvodne označil ako najmladší člen vrstevného sledu chočského príkrovu, ako vápence litofaciálne síce odlišné od dachsteinských vápencov, ale stratigraficky ekvivalentné, t. j. nórické. Takéto stratigrafické začlenenie sa opieralo o polohu vápencov nad hlavnými dolomitmi, t. j. o predpoklad normálnej stratigrafickej pozície. Z organických zvyškov M. Kochanová vtedy určila len rod *Daonella*. Hoci nebolo možné vylúčiť, že tento exemplár patrí k druhu *Daonella imperialis* Kittl, jedinému nórickému zástupcovi *Daonell*, pri stratigrafickom zaradení vápencov do nóru sme uprednostnili ich pozíciu, čo sa neskôr ukázalo ako chybné. Pri výskume sphinctozoi v Západných Karpatoch E. Jablonský (1973) preskúmal aj vápence východne od Krásna. Zistil v nich prítomnosť druhu *Colospongia catenulata* Ott, na základe čoho stanovil ich strednotriasový vek.

Tento nový a veľmi cenný údaj bol zaujímavý nielen z hľadiska stratigrafického, ale v danom prípade aj tektonického, lebo indikoval anormálnu polohu vápencov nad dolomitmi. To bolo dôvodom opätovného biostratigrafického výskumu vápencov, ktorým sme chceli dokumentovať ich strednotriasový vek aj takými fosílnymi organizmami, ktorých stratigrafický význam bol v Karpatoch niekoľkokrát preverený. Z nových zberov M. Kochanová potvrdila prítomnosť *Daonella* sp. Hoci stav novonájdeného exempláru nie je dostatočný pre presné druhové určenie, na základe systému rebrovania možno vylúčiť, že ide o *Daonella imperialis*, t. j. možno vylúčiť, že vápence sú vrchnotriasového veku. Najskôr ide o druh *Daonella indica* Bitt., indikujúci ladinský vek. Okrem toho vo výbrusoch sa našlo niekoľko úlomkov dasykladaceí, z ktorých J. Bystrický určil druh *Macroporella beneckeí* Salom, ktorý tiež dokazuje ladinský vek vápencov. Stanovenie strednotriasového veku vápencov E. Jablonského je teda potvrdené aj inými fosíliami. Zároveň je tak dokázaná aj tektonická superpozícia vápencov nad hlavnými dolomitmi chočského príkrovu.

Medzičasom bol s postupujúcou ťažbou v stene kameňolomu obnažený aj kontakt vápencov a podložných dolomitov (tab. XXXVII, obr. 1). Má nerovný priebeh a vyplnený je červeným ílom o hrúbke do 10 cm. Pod kontaktom sú biele dolomity



zväčša vo forme dolomitovej drte alebo múčky, miestami s guľovitými konkréciami od 2 do 200 cm v priemere (tab. XXXVII, bŕ. 2). Zhruba v strede kameňolomu sú rozpukané a podruvené vápence korytovite zaborené do dolomitov. Na okrajoch lomu je nad dolomitmi len vápencová suť. Tak ako to vyplýva zo stratigrafických pomerov, aj štúdium lomovej steny potvrdzuje tektonický kontakt vápencov a dolomitov.

Stanovenie ladinského veku vápencov východne od Krásna nastoľuje otázku litostratigrafickej a tektonickej korelácie. E. Jablonský (1973, tab. 1, str. 7) ich označil ako raminské vápence, ktoré patria do chočského príkrovu. Takáto korelácia je v zásade možná, ale v našej lokalite sotva možno dokázať, že ide o prechodný typ medzi wettersteinskými a reiflinskými vápencami, ako by sa to podľa pôvodnej definície predpokladalo. Vychádzajúc z charakteru vápencov a obsahu fosílií v nich a nakoniec aj z ich tektonickej pozície nad hlavným dolomitom chočského príkrovu, považujeme spomínané vápence za wettersteinské. Z tektonického hľadiska predstavujú trosku, hoci nepatrnú, jedného zo skupiny vyšších príkrovov ako je chočský, zo skupiny „gemerika“, pre ktoré je zastúpenie wettersteinských vápencov charakteristické. Je absolútne nemožné stanoviť, ktorému z tejto skupiny príkrovov troska v Tríbečskom pohorí zodpovedá. Táto troska však nesporne dokumentuje, že aj v oblasti Tríbečského pohoria boli pred senónom elementy „gemerika“ široko reprezentované.

Troska wettersteinských vápencov „gemerika“ pri Krásne sa nachádza zhruba v polovičnej vzdialenosti od známych odkryvov tejto skupiny príkrovov pri Leviciach a v Strážovskej hornatine. Uloženie triasových komplexov „gemerika“ v spomenuťom meridiáne v nadloží chočského príkrovu buď v bielovážskom (oblasť Levíc, Strážovská hornatina), alebo v čiernovážskom (Tríbeč, Strážovská hornatina) faciálnom vývine svedčí o nezávislosti prvej skupiny príkrovov na druhej, že nejde o laterálne (v. — z.) prechody jedných do druhých, ale že príkrovy prvej skupiny majú všeobecne južnejší pôvod ako príkrovy druhej skupiny.

## Záver

Bolo potvrdené, že malé trosky bielych a svetlosivých vápencov medzi Krásnom a Brodzanmi v najsevernejšej časti Tríbečského pohoria sú ladinské. Vápence sú korelované s wettersteinskými vápencami. Na základe ich anormálnej polohy nad hlavným dolomitom chočského príkrovu sú považované za zvyšky „gemerika“.

---

\*Tento termín je použitý v zmysle A. Bieleho — J. Bystrického — O. Fusána (1968), a D. Andrusova — J. Bystrického — O. Fusána (1973). Nové poznatky zo Slovenského krasu ukázali, že pôvodná náplň tohto termínu je sotva platná, ale v podstate nemenia definovaný vzťah mezozoika „vyšších subatranských príkrovov“ k mezozoiku „gemerid ss.“. Pretože novšia definícia a názov pre mezozoické komplexy „gemerika“ neboli doteraz navrhnuté, používam tento termín.



## Literatúra

- ANDRUSOV, D. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1973: Outline of geological structure of the West Carpathians. X. Congress of Carpathian — Balkan Geological Association, Bratislava.
- BIELY, A. 1961: Predbežná správa o geologickom výskume v Triebečskom pohorí. Geol. Práce, Správy 22. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIELY, A. 1962: Geológia mezozoika Triebeča. Manuskript—archív GÚDŠ, Bratislava.
- BIELY, A. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1968: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. Int. geol. Congress, Report of the 23 session, Czechoslovakia, Proceedings of sect., 3. Prague.
- GAŠPARIK, J. 1969: Podložné série neogénu Hornonitrianskej kotliny a pohoria Vtáčnik. Geol. Práce Správy 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava
- JABLONSKÝ, E. 1973: Triassische Sphinctozoen aus den Westkarpaten. Geol. Zborn. — Geologica carpatica, 24, Bratislava.

A. Biely

### „Gemicum“ dans la montagne de Triebeč

#### Résumé

Le massif de Razdiel (partie orientale de la montagne de Triebeč) montre la structure caractéristique d'une zone des Karpates internes — dite zone de montagnes à noyaux cristallins. Au-dessus du cristallin anté-carbonifère repose la couverture sédimentaire normale permienne et mésozoïque et sur celle-ci les nappes de charriages : la nappe de Krížna en bas et la nappe du Choč plus en haut. Cette dernière est représentée par les unités lithostratigraphiques allant du Carbonifère supérieur au Trias supérieur. Les petits lambeaux de calcaires gris-clair, reposent sur la dolomie principale (Carnien supérieur — Norien) ont été jadis considérés comme l'élément le plus récent du Trias de la nappe du Choč c'est à dire l'équivalent stratigraphique du calcaire de Dachstein (Norien). Par l'étude des fossiles renfermés dans les calcaires mentionnés un âge ladinien a été prouvé (*Colospongia catenulata* Ott, *Macroporella beneckeii* Salom, *Daonella* sp.). En conséquence, la position des calcaires sur la dolomie principale doit être anormale.

Vu l'âge et le faciès des calcaires, leur corrélation avec des calcaires du Wetterstein s'impose. En tenant compte de la position anormale des calcaires du Wetterstein sur la dolomie principale de la nappe du Choč, leur appartenance tectonique au „Gemicum“ est à accepter. Ces petits témoins des calcaires du Wetterstein indiquent qu'une des nappes plus élevées que la nappe du Choč, même dans ces contrées, ont été autrefois largement représentées.

Do tlače odporučil J. Mello.

Tabuľka XXXVII

Obr. 1 Kameňolom východne od Krásna

a) hlavné dolomity chočského príkrovu

b) wettersteinské vápence „gemicum“

Orb. 2 Guľovité konkrécie v hlavných dolomitoch

Fig. 1 La carte géologique schématisée du territoire entre Krásno et Brodzany.

1. Nappe de Križna; 2—6 Nappe du Choč: 2. Melaphyres, grès, quartzites, marnes schisteuses — le Permien—Trias inférieur 3. Calcaire de Guttenstein; 4. Dolomie de Ramsau; 5. Couches de Lunz; 6. Dolomie principale; 7. Gemicum, Calcaire de Wetterstein; 8. Conglomérats du Paléogène; 9. Graviers et sables et calcaires du Pliocène

Planche XXXVII

Fig. 1 Carrière à l'est de Krásno.

a) Dolomie principale de la nappe de Choč

b) Calcaire de Wetterstein — „gemicum“

Fig. 2 Concretions sphériques de Dolomies principales.



Eva Planderová — Ján Slávik

## Vek bridličnatého súvrstvia z podložia východoslovenských neovulkanitov na základe peľovej analýzy

3. obr. v texte, 1 tabuľka na kriede (XXXVIII)

Na podnet J. Slávika sme z podložia východoslovenských neovulkanitov palinologicky vyhodnotili vzorky z vrtu Ptrukša—7 a Pozdišovce—1.

Oblasť, kde bol situovaný vrt Ptrukša—7, patrí podľa J. Slávika (1974) do tzv. zemplinika a nachádza sa juhovýchodne od zemplinského bloku. Sedimenty tohto vrtu v podloží neogénu O. Fušán (1971) podľa litológie považoval za pravdepodobný karbón. Litologicko-petrografický profil vrtu uvádzame v rozpätí 2712—3006 m, čo zahŕňa okrem palinologicky vyhodnoteného súvrstvia (2950—2962 m) nadložné aj podložné sedimenty (obr. 1). Palinologicky vyhodnotené vzorky sú tmavošedé metamorfované grafitické bridlice s nepravidelnými vložkami silne prekremenenej arkózy. V podloží týchto sedimentov sa vyskytli chloritické, silne metamorfované bridlice.

Vrt Pozdišovce—1 bol situovaný pri Pozdišovciach, v tzv. pozdišovsko-iňačovskej tektonickej jednotke, ktorú vymedzil J. Slávik (1974) a zaradil ju do spoločnej tektonickej skupiny zemplinika. Pre tmavošedé bridlice z podložia neogénu uvádza mladopaleozoický vek. Palinologicky boli spracované tmavé epizonálne metamorfované bridlice z hĺbky 2050—2180 m. Litologicko-petrografickú charakteristiku uvádzame od 1083—2200 m, čím sú charakterizované podložné aj nadložné sedimenty (obr. 2).

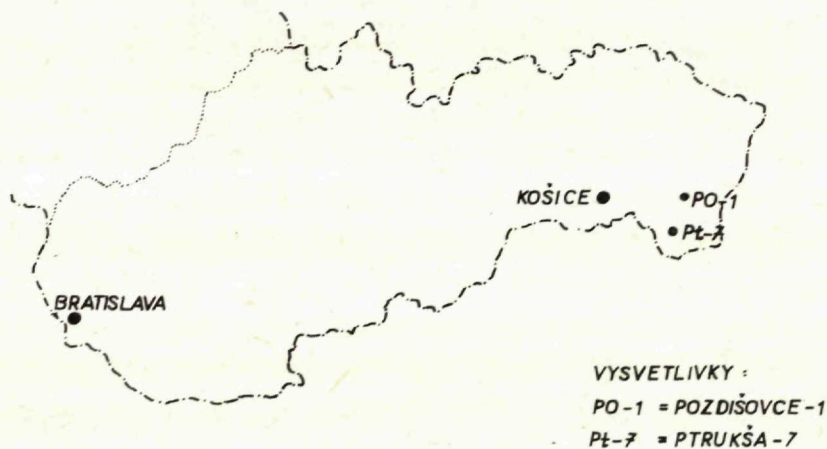
### Peľová analýza

Vzorky odobraté na peľovú analýzu boli väčšinou pozitívne na sporomorfy. Boli však často silne porušené koróziou alebo zakryté grafitickým nánosom. Zložitou maceračnou metódou pomocou  $\text{HNO}_3$  a postupnou oxidáciou Schulzovým roztokom sa podarilo získať značnú časť spór určiteľnú na druhy, alebo aspoň na rody. Pritom časť spór bola natoľko porušená, že ani náročnou maceráciou sme nezískali neporušené a grafitického nánosu zbavené spóry.

Palinologický výskum sedimentov z tohto vrtu bol urobený na základe vyhodnotenia asi desiatich vzoriek, z ktorých najbohatšiu a najlepšie zachovanú mikroflóru sme získali z hĺbky 2962—2950 m.

Druhove najbohatšie boli bisakkátne spóry typu *Klausipollenites*, *Lueckosporites*, *Pityosporites*, *Limitisporites*, *Striatites*, *Taeniaesporites* a *Karpatisporites*.

Trilétne spóry boli zastúpené podstatne nižším percentom. Z trilétnych a monolétnych spór sme určili: *Lophotriletes* sp., *Punctatisporites* fsp., *Krauselisporites wargalensis* Balme 1970, *Punctatasporites* fsp. Zo sakkátnych spór sú to: *Klausipollenites staplini* J. Jansonius (1962), *Bharadwajispora labichensis* J. Jansonius (1962), *Bharadwajispora* fsp., *Taeniaesporites* fsp., *Protosacculina* cf. *glabrescens* (Malj. 1953) J. Jansonius 1962 *Protosacculina* fsp., *Lueckisporites parvus*



W. Klaus (1963), *Karpatisporites oblonga* E. Planderová (1973), *Karpatisporites gracilis* E. Planderová (1973), *Illinites* fsp., *Limitisporites moersensis* W. Klaus (1963). Veľa typov bisakkátnych striátnych spór sme určili len rodovo ako *Striatisporites*, *Taeniaesporites*. Z polyplikátnych spór sú to *Gnetaceaepollenites steevesi* J. Jansonius (1962). Z monosulkátnych *Monosulcites* fsp. a *Cycadopites* f. R. (J. Jansonius 1962). Ojedinele sa našli druhy bližšie neurčiteľné *Hystrichosphaeridae*.

V spórovom spoločenstve percentuálne prevládajú druhy rodu *Karpatisporites*, *Klausipollenites*, *Taeniaesporites* a *Striatites*. Vcelku striátne bisakkátne spóry prevládajú nad nestriátnymi bisakkátnymi spórmi, čo je charakteristické pre vrchnopermské spórové diagramy podľa P. Rheinhardta (1964), R. F. A. Clarkeho (1965), B. E. Balmeho (1970) a iných autorov. Druhové zastúpenie poukazuje na vrchný zechstein, hoci percentuálne neprevládajú druhy rodu *Lueckisporites*, ktoré sú veľmi charakteristické pre vrchnopermské spórové spoločenstvá.



Obr. 1

**Časť profilu vrtu Ptrukša—7**

2712 m Šedý, slabo jemnopiesčitý sfudnatý spevnený vápenatý il. svetlozelený  
ryolitový tufit, svetlošedý vápenatý pieskovec

2801 m Šedý, slabo jemnopiesčitý vápenatý il. svetlošedý až svetlozelenošedý  
ryolitový tufit. Vložky svetlošedej až šedej arkózy, jemnozrnitého vápe-  
nateho piesku a zrnitý vápenatý pieskovec

2906 m Šedé, silne sfudnaté, slabometamorfované sericitické bridlice. Šedý,  
jemnopiesčitý vápenatý il. svetlošedý, jemnozrnitý vápenatý pieskovec,  
tmavošedé bridlice

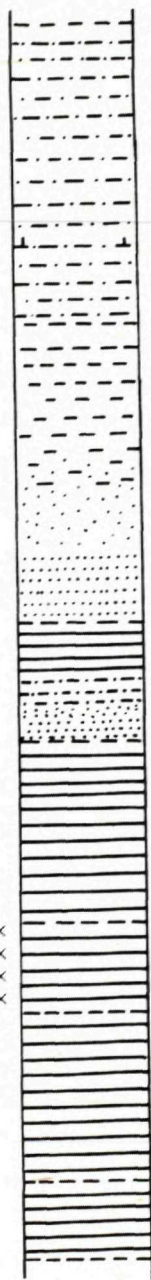
2925 m Tmavošedé grafitické bridlice, svetlozelenošedé chloritické bridlice, šedá  
arkóza

2950 m Tmavošedé, silne metamorfované grafitické bridlice s nepravidelnými  
vložkami silne prekremenenej arkózy

2965 m Svetlozelenošedé, silne metamorfované chloritické bridlice. Tmavošedé  
grafitické bridlice, svetlozelenošedé chloritické bridlice, šedá arkóza

2993 m Tmavošedé, pri báze fialovohnedé silne metamorfované chloritické  
bridlice

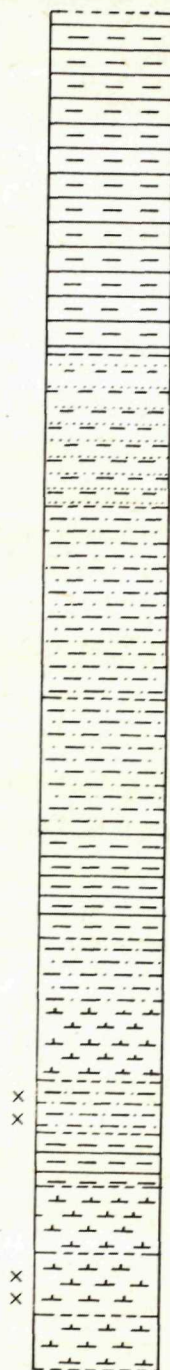
3006 m Chloriticko-grafitické bridlice



Vysvetlivky: × Polohy, z ktorých boli odoberané vzorky na palinológiu

Obr. 2 Časť profilu vrtu Pozdišovce—I

- 1083 m Šedý, miestami až silne jemnopiesčitý, jemne sfudnatý vrstevnatý ílovec, miestami tektonicky porušený. Svetlozelenošedý, jemnopiesčitý fialovohnedoškvritný íl, šedý až zelenošedý jemnopiesčitý ílovec
- 1815 m Svetlozelenošedý, jemnopiesčitý, silne fialovohnedoškvritný íl, vápenatý pieskovec
- 1840 m Šedý, jemnopiesčitý íl, šedý až zelenošedý, slabo jemnopiesčitý íl, svetlošedý, jemnozrnný, jemnosfudnatý vápenatý pieskovec
- 1900 m detto  
Svetlošedý kremeň so žilkami bieleho sadrovca. Šedý, slabo jemnopiesčitý, až jemnopiesčitý bridličnatý, slabo metamorfovaný ílovec
- 2000 m Šedé sericitické bridlice, tmavé grafitické bridlice, biely kremeň, jemnozrnný vápenatý pieskovec
- 2941 m Šedý, slabo metamorfovaný ílovec. Miestami intenzívne zvrásnený. Prekremenený. Polohy tmavošedého piesčitého ílovca
- 2050 m Šedé sericitické bridlice, tmavé grafitické bridlice, biely kremeň, škvritný jemnozrnný vápenatý pieskovec
- 2962 m Biela žila kremenná s medzivrstvičkami šedého slabo fylitizovaného ílovca
- 2085 m Šedé fylitické bridlice spevnené. Grafitické bridlice. Šedé fylity slabo metamorfované. Šedé fylitické bridlice, úlomky bieleho kremeňa.
- 2180 m Svetlozelenkavošedé chloriticko-sericitické bridlice. Grafitické bridlice.
- 2200 m Svorovitý fylit silne prekremenený. Mezozonálne metamorfované kryštalikum. Šedé fylitické bridlice. Svetlozelenkavošedé.





Palinologicky bolo vyhodnotených 5 vzoriek, z ktorých len jedna bola v hĺbke 2050 m pozitívna na určiteľné druhy spór. Vyskytli sa tam spóry rodu *Taeniaesporites*, *Karpatisporites gracilis* E. Planderová (1972), *Striatites*, *Gnetaceapollenites*. Hoci sme v metamorfovaných bridliciach zistili len toto druhové chudobné spoločenstvo spór, na základe ich určenia môžeme vylúčiť karbónsky aj spodno-permský vek. Podľa výskytu druhu *Karpatisporites gracilis*, ktorý sa vo vrchnom perme chočského aj krížňanského príkrovu nachádza vo veľkom množstve, a výskytu druhov rodu *Taeniaesporites* a *Striatites*, ktoré sa začínajú objavovať až od vrchnej časti spodného permu, a *Gnetaceapollenites* vyskytujúce sa len od vrchného permu, predpokladáme, že i sedimenty tohto vrtu sú vrchnopermského, prípadne spodnotriasového veku.

Určiteľné druhy z vrtu Pozdišovce—1 sa vyskytujú aj vo vrte Ptrukša—7. Zistili sme, že mikroflóra z vrtu Ptrukša—7 je kvantitatívne aj kvalitatívne oveľa bohatšia, čo môže byť zapríčinené rôznym stupňom metamorfózy sedimentov v oboch vrtoch.

Z porovnania vrchnopermskej mikroflóry zo Slovenska z chočského a krížňanského príkrovu (E. Planderová 1973, 1974) vyplýva, že zloženie mikroflóry pripomína typickú mikroflóru vrchného permu euroamerickej oblasti. Podobnosť medzi mikroflórou vrchného permu podložia východoslovenských neovulkanitov a vrchným permom chočského a krížňanského príkrovu je hlavne v zastúpení malých bisakkátnych spór rodu *Karpatisporites* v zložení striátnych trilétnych a monolétnych spór. Rozdiel je v bohatšom a lepšie zachovanom spórovom spoločenstve z vrchného permu melafýrovej série (E. Planderová 1973) a starohorského permu (E. Planderová 1974).

Z hľadiska veku skúmaných sedimentov je dôležitý výskyt druhu *Klausipollenites schaubergeri*, J. Jansonius 1962, ktorý má úzke vekové rozpätie len pre obdobie vrchného permu. Rovnaký význam má aj vyššie uvedené spórové zloženie, ktoré sme korelovali s vrchným permom susedných oblastí. Výskyt skupiny *Hystrichosphaeridae* poukazuje na morské sedimentačné prostredie.

Do tlače odporučila P. Snopková.

## Literatúra

- BALME, B. E. 1970: Palynology of Permian and Triassic Strata in the Salt Range and Surghar Range West Pakistan. Private circulation from Stratigraphic boundary problems. University of Kansas, USA.
- CLARKE, R. F. A. 1965a: Keuper miospores from Worcestershire England, *Paleontology*, 8, 2, London, 294—321.
- CLARKE, R. F. A. 1965b: British Permian saccate and Monosulcate miospores. *Paleontology*, 8, 2, London, 322—354.

- FUSÁN, O. 1971: Geological structure of the basement of the covered parts of southern part of inner West Carpathians. *Západné Karpaty* 15. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava.
- JANSONIUS, J. 1962: Palynology of Permian and Triassic sediments. Peace River Area, western Canad. *Paleontographica*, B., 110. Lfg. 1—4. Stuttgart. 35—98.
- KLAUS, W. 1963: Sporen aus dem südalpinen Perm. Vergleichstudie für die Gliederung nordalpinen Salzserien. *Geol. Bundesamst.* 106, Wien.
- PLANDEROVÁ, E. 1973: Palynological Research in the melaphyre series of the Choč unit in the NE Part of Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. *Geol. Práce, Správy* 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143—168.
- PLANDEROVÁ, E. 1974: Poznámky k veku starohorského paleozoika na základe palinologického výskumu. *Mineralia slovac* 6, 1. Spišská Nová Ves. 63—72.
- RHEINHARDT, P. 1964: Über die Spores dispersae der Thüringer Trias. *Monatsheft. Deutsch. Akad. Wiss.* 6, 1. Berlin, 46—56.
- SLAVIK, J. 1974: Zemplinikum — nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. Práce. Správy* 65. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava.

#### Vysvetlivky k tabuľke XXXVIII

- 1 *Punctatisporites* fsp.
- 2 *Lophotriletes* fsp.
- 3 *Klausipollenites* fsp.
- 4 *Lueckisporites* form.
- 5 *Lueckisporites* form.
- 6 *Klausipollenites* fsp.
- 7 *Klausipollenites staplini* Jansonius 1962
- 8 *Klausipollenites schaubergeri* Jansonius 1962
- 9 *Karpatisporites gracilis*
- 10 *Karpatisporites gracilis*
- 11, 13 *Karpatisporites gracilis*
- 12 cf. *Karpatisporites*
- 14 cf. *Karpatisporites*
- 15 *Taeniaesporites* fsp.
- 16 *Karpatisporites oblonga* Planderová 1973
- 17 *Protosacculina* fsp.
- 18 *Gnetaceapollenites steevesi* Jansonius 1962
- 19 *Cycadopites* fsp.
- 20 *Monosulcites* fsp.
- 21 *Hystriospheraeidae*



Ján Mello

## **Aplikácia litofaciálnej analýzy triasových vápencov v tektonike (južná časť Plešivskej planiny)**

2 obr. v texte, 1 tab. na kriede (XXXIX), anglické resumé

**Abstract.** In south part of Plešivská planina karst plateau (the Slovak Karst, West Carpathians) the Wetterstein Bioherm and Lagoonal Limestones of different units are in a tectonic contact. It was ascertained that a morphological boundary is in comparison with tectonic and facial one shifted as much as 250 m at places. The most probable explanation of the fact is given.

Rozsiahle územia Slovenského krasu, ale i iných pohorí Západných Karpát (najmä Stratskej hornatiny, Muránskej planiny, Galmusa, Strážovskej hornatiny a Malých Karpát) sú vybudované z nevrstevnatých vápencov wettersteinského typu. Ich úložné pomery a tektonickú stavbu nemožno zisťovať bežnými mapovacími metódami. Výhodne sa tu však dajú využiť sedimentologické a faciologické metódy.

Ako príklad možno uviesť planinu Dolný vrch v Slovenskom krase, kde bola pomocou sedimentárnych plošných prvkov (najmä laminácií loferitov) vo wettersteinských vápencoch zistená synklinálna stavba a šikmé ufatie mladšími tektonickými plochami (J. Mello 1976).

Faciologickými metódami možno tiež veľmi presne (omnoho presnejšie než na základe morfológie) lokalizovať priebeh tektonických plôch.

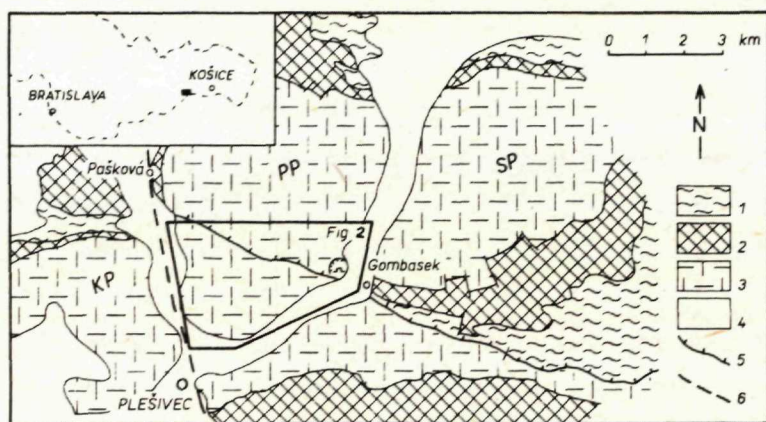
V južnej časti Plešivskej planiny vybudovanej z masívnych wettersteinských vápencov prebieha tektonická hranica medzi silicko-turnianskou a plešivsko-brešovskou štruktúrou silického prikrovu (terminológia sensu J. Bystrický in O. Fusán et al. 1962, s. 75 a H. Kozur — R. Mock 1973). Priebeh línie je v krasovej planine morfológicky vyznačený radom závrťov, ktoré tvoria výraznú depresiu tiahnúcu sa od Gombaseckého lomu k Paškovej (obr. 1). Pri mapovacích prácach v tejto oblasti (J. Bystrický 1964, J. Mello 1970) bola tektonická hranica oddeľujúca obe štruktúry vedená dnom depresie.

Podrobné faciálne štúdium profilov kolmých na priebeh línie ukazuje, že morfológická hranica sa v tomto prípade nekryje s tektonickou hranicou. Na tektonickej ploche sa tu totiž stýkajú wettersteinské vápence biohermnej fácie severnejšej

silicko-turnianskej štruktúry s wettersteinskými vápencami lagunárnej fácie južnejšej plešivsko-brezovskej štruktúry.

Za priaznivých okolností možno vápence oboch facií rozlíšiť už makroskopicky, najmä na vhodne navetranom povrchu.

Biohermné vápence (tab. XXXIX, obr. 1) majú organogénnu alebo organodetrítickú štruktúru so spoločenstvom organizmov, typickým pre biohermné fácie (huby, koral, hydrozoa, stromatopory, machovky, problematiká), prípadne ďalšie znaky.



Obr. 1 Geografická a geologická situácia študovaného územia. 1—3 silický príkrov: 1 — spodnotriasové súvrstvia, 2 — súvrstvia anisu, 3 — wettersteinské vápence (ladin-cordevol), 4 — kvartérne sedimenty, 5 — prešmyky, 6 — zlomy, KP — planina Koniart, PP — Plešivská planina, SP — Silická planina.

Fig. 1 Geographical and geological sketch of the area studied. 1—3 The Silica nappe: 1 — Lower Triassic sequences, 2 — Anisian sequences, 3 — The Wetterstein Limestones (Ladinian — Cordevolian), 4 — Quaternary sediments, 5 — reverse faults, 6 — faults. KP — Koniart karst plateau, PP — Plešivská planina karst plateau, SP — Silická planina karst plateau.

Lagunárne vápence majú odlišné zloženie. Prevládajú riasové stromatolity (loferity) a organodetrítické riasovo-foraminiforové vápence (tab. XXXIX, obr. 2). Obe uvedené skupiny facií wettersteinských vápencov boli podrobne preštudované a sú charakterizované v iných publikáciách (J. Mello 1975, 1976).

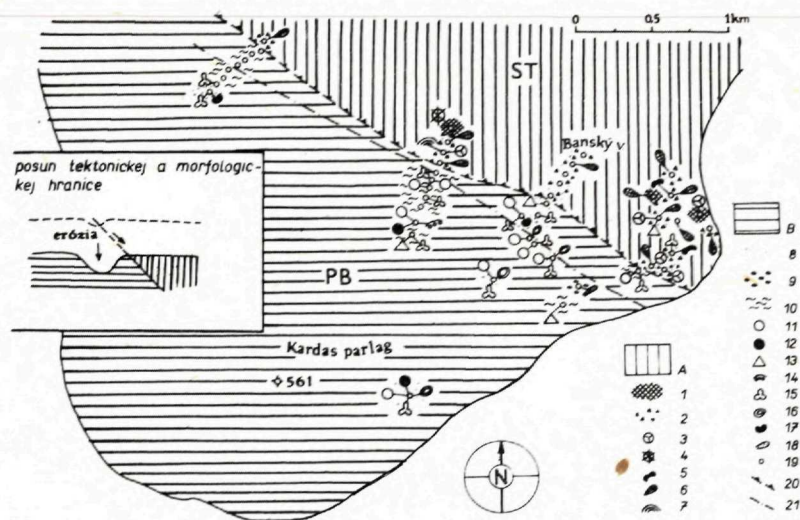
Morfologická hranica je v týchto vápencoch (z hľadiska krasovatenia rovnocenných) oproti tektonickej a faciálnej hranici značne posunutá (až 250 m) (obr. 2). Tento posun možno vysvetliť eróziou podľa náčrtku v obr. 2: uklonená tektonická plocha (v tomto prípade k SV) sa s postupujúcou eróziou „vzďaľuje“ od radu závrto, ktoré sa ďalej prehĺbujú vo vertikálnom smere.

Pokiaľ ide o presnejšie vekové zaradenie vápencov, nálezy riasy *Poikiloporella duplicata* svedčia o cordevolskom, príp. mladšom veku lagunárnych wettersteinských vápencov plešivsko-brezovskej štruktúry. Naproti tomu biohermné wettersteinské vápence v priľahlých častiach silicko-turnianskej štruktúry (Gombasecký lom a okolie) by mali byť staršie (patria azda do ladinu). Z úložných pomerov



vyplýva, že tu ide o spodnú časť komplexu biohermných vápencov, spod ktorého sa na protiľahlých svahoch Silickej planiny (gombasecké serpentíny) vynárajú spodnoladinské a aniské prechodné a pelagické súvrstvia (cf. J. Mello — J. Bystrický in J. Bystrický et al. 1973, s. 38).

Tento záver možno podporiť ešte iným spôsobom: Podľa faciálnej schémy E. Otta (1972, obr. 9), ktorá platí i v Slovenskom krase (J. Mello 1976) pri postupujúcej „rífovej transgresii“ sa vytvára nasledovná faciálna sukcesia (odspodu



Obr. 2 Tektonický styk biohermných a lagunárnych wettersteinských vápencov v južnej časti Plešivskej planiny.

A — Biohermné vápence: 1 — organogénne vápence, 2 — organodetritické vápence, 3 — vápnité huby, 4 — koraly, 5 — inkrustujúce organizmy, 6 — problematika, 7 — evinospongie;  
B — Lagunárne vápence: 8 — organodetritické vápence, 9 — peletové vápence, 10 — stromatolitické vápence, 11 — *Poikiloporella duplicata*, 12 — *Teutloporella herculea*, 13 — solenopory, 14 — machovky, 15 — foraminifery, 16 — obalované zrná a onkoidy, 17 — intraklasty loferitov, 18 — ostne ježoviek, 19 — dokumentované body, 20 — hranica tektonická a faciálna, 21 — hranica morfológická.

Fig. 2 Tectonic contact of the Wetterstein Bioherm and Lagoonal Limestones in the south part of Plešivská planina karst plateau.

A. — The Bioherm Limestones: 1 — biogenic limestones, 2 — bioclastic limestones, 3 — calcareous sponges, 4 — corals, 5 — encrusting organisms, 6 — problematic, 7 — evinosponges,  
B — The Lagoonal Limestones: 8 — bioclastic limestones, 9 — pellet limestones, 10 — stromatolitic limestones, 11 — *Poikiloporella duplicata*, 12 — *Teutloporella herculea*, 13 — solenopores, 14 — bryozoans, 15 — foraminifers, 16 — coated grains and oncooids, 17 — loferite intraclasts, 18 — sea urchine spines, 19 — sampling points, 20 — tectonic and facial boundary, 21 — morphological boundary. Sketch at the left shows shifting of the tectonic and morphological boundaries with progressing erosion.

hore): pelagické sedimenty, prechodné fácie, sedimenty rífovej haldy, rífové jadro a lagunárne sedimenty. Z toho vyplýva, že biohermné fácie sú v takejto sukcesii (vertikálne) vždy staršie než lagunárne.

Do tlače odporučil J. Bystrický.



## Literatúra

- BYSTRICKÝ J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. (Bratislava), Ústř. Úst. Geol. Praha, 204 s.
- BYSTRICKÝ J. et al. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion C. X. Congres CBGA. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 137 p. + Supplement.
- FUSAN, O. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Rimavská Sobota. Geofond, Bratislava
- KOZUR, H. — MOCK, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. Geol. Zbor. Geologica carpathica, 24, 2, 3, Bratislava, 365—374.
- MELLO, J. 1970: Geologická stavba Plešiveckej planiny. Geofond, Bratislava, 74 s.
- MELLO, J. 1975: Triassische Biohermenkalke im östlichen Teil des Slowakischen Karstes. Geol. Zborn. Geologica carpathica, 26, 1, Bratislava, 21—46.
- MELLO, J. 1976: Faciálne a stratigrafické členenie wettersteinských vápencov územia planiny Dolný vrch. Geol. Práce, Správy 65, Bratislava, 37—52.
- OTT, E. 1972: Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Agäis) — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, Innsbruck, 251—276.

J. Mello

### **Triassic limestones lithofacial analysis and its application in tectonics (south part of the Plešivská planina karst plateau)**

Summary of the Slovak text

Large West Carpathians areas are built up by the massive limestones of the Wetterstein type. Ascertaining of tectonic structure in these areas is almost impossible by current mapping methods. Sedimentological and faciological methods can be advantageously used instead.

The synclinal structure and diagonal truncation has been found out for instance in such a way in the Wetterstein Limestones of Dolný vrch karst plateau (J. Mello 1976).

In south part of Plešivská planina karst plateau, made up of the massive Wetterstein Limestones, a tectonic line runs separating two different partial units of the Silica nappe. Course of the line is in the karst plateau morphologically marked by the set of sinkholes, which form a conspicuous depression between Gombasek quarry and Pašková village (Fig. 1).

A detailed facial study carried out in profiles perpendicular to the tectonic line has revealed, that morphological boundary (bottom line of the depression) doesn't coincide with true tectonic boundary. In tectonic contact are here namely bioherm and lagoonal Wetterstein Limestones of the northern and southern partial units respectively. The limestones of both groups are easy to distinguish, especially microscopically (Plate XXXIX, fig. 1, 2).

Morphological boundary is in comparison with tectonic and facial one shifted as much as 250 m at places (Fig. 2). The sketch in Fig. 2 illustrates the most probable explanation of the fact: tilted tectonic plane with progressing erosion „withdraws“ the line of vertically sinking sinkholes.

Concerning the age of the limestones, according finds of *Poikiloporella duplicata* the Lagoonal Wetterstein Limestones of the southern Plešivec — Brezová subunit are Cordevolian, and eventually younger in age. On the other hand, the Bioherm Wetterstein Limestones in the adjacent parts of the northern Silica — Turna subunit (in Gombasek quarry and its



surroundings) ought to be older (most probably but Ladinian in age). It follows from the geological structure — the limestones in question belong to lower part of the Wetterstein Bioherm Limestone complex, from beneath of which the Lower Ladinian and Anisian transitional and pelagic strata emerge near-by at Silická planina plateau in Gombasek twisting road (cf. J. Mello — J. Bystrický in J. Bystrický et al. 1973, p. 38).

Besides, this conclusion can be supported by the facial scheme by E. Ott (1972, Fig. 9), validity of which has been confirmed in the Slovak Karst area, as well (J. Mello 1976). According this scheme following facial succession (from below up) arises: pelagic sediments, transitional type sediments, sediments of a reef-talus, reef sediments and lagoonal sediments. Hence, lagoonal sediments are in this succession always younger than bioherm ones (if considered vertically).

Translated by the author.

#### Explanations of plate XXXIX

Fig. 1, 2 The Bioherm Wetterstein bioclastic limestones with calcareous sponges (kindly determined by E. Jablonský) in the Silica — Turna subunit in the south part of Plešivská planina karst plateau; **a** — *Vesicocaulis* sp. (cf. *depressus*?), PL—597, 51—229, X 12; **b** — *Vesicocaulis alpinus* Ott, PL—95/c, 52—402, X 12.

Fig. 3, 4 The Lagoonal Wetterstein limestones in the Plešivec — Brezová subunit in the south part of the Plešivská planina karst plateau; **a** — algal stromatolites (loferites), PL—483, 51—215, X 12, **b** — algal bioclastic limestones with *Poikiloporella duplicata* (Pia) Pia, PL—97, 51—203, X 12.

Photos by the author.

#### Vysvetlivky k tabuľke XXXIX

Obr. 1, 2 Organodetritické biohermné wettersteinské vápence s vápnitými hubami (určil E. Jablonský) silicko-turnianskej štruktúry v južnej časti Plešivskej planiny; **a** — PL—597, 51—229, vľavo dole *Vesicocaulis* sp. (cf. *depressus*?), X 12, **b** — PL—95/c, 52—402, vľavo hore *Vesicocaulis alpinus* Ott, X 12.

Obr. 3, 4 Lagunárne wettersteinské vápence plešivsko-brezovskej štruktúry v j. časti Plešivskej planiny, **a** — riasové stromatolity (loferity), PL—483, 51—215, X 12; **b** — riasové organodetritické vápence s *Poikiloporella duplicata* (Pia), Pia, PL—97, 51—203, X 12.





Eugen Kullman

## Hydrologické a hydrodynamické hodnotenie podzemných vôd v puklinovom a puklinovokrasovom prostredí

8 obr. v texte, francúzske resumé

**Abstract.** The presented work on „Hydrologic and Hydrodynamic Evaluation of Groundwaters in Jointed and Karst-Jointed Environment“ analyses the method and possibilities of this evaluation in carbonate hydrogeological structures. For this evaluation there was used a series of methods, applied to the example of hydrogeological structure of carbonate rocks in the Little Carpathian mountain range. Among the used methods there is also the recently prepared application method of depletion curve of hydrogeological structure as a whole to divide the underground discharge in relationship to precipitations from various periods. The application of this method enables the calculation of groundwater volume infiltrated to the structure from the precipitations of the evaluated period and by it also the solution of relationships between precipitations and infiltrations.

The result of the work, apart from demonstrating the useability of several methods for the evaluation of hydrologic and hydrodynamic conditions of the structure, is also the presentation of a complex hydrologic and hydrodynamic evaluation of the hydrogeologic structure selected from 10 hydrological years (1957—1966).

### Úvod

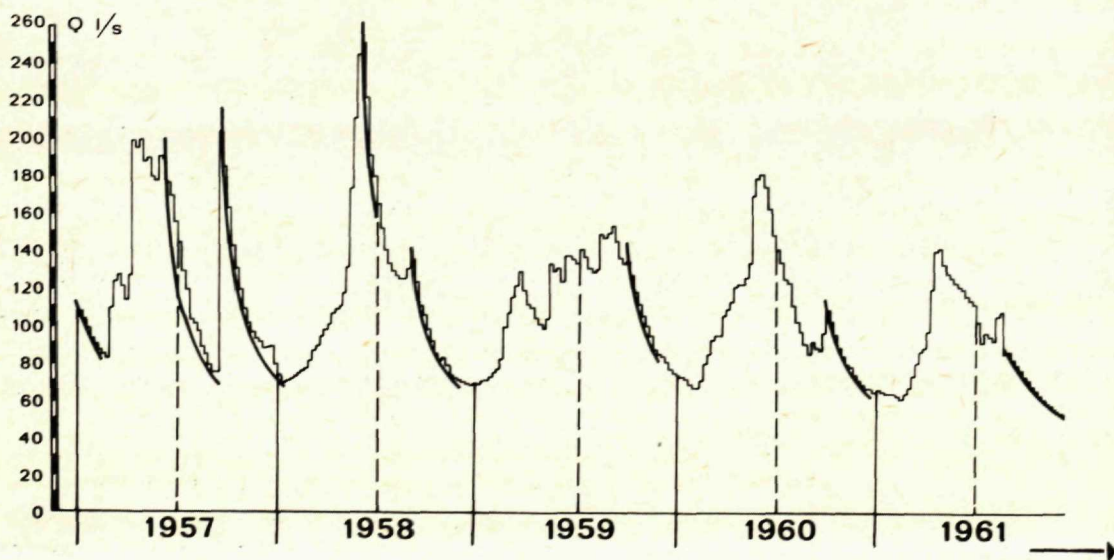
V hydrogeologickej praxi je v širokej miere rozpracovaná metodika kvantitatívneho hodnotenia podzemných vôd v horninách s pórovou priepustnosťou, vychádzajúca z predpokladu homogenity a izotropie hodnoteného prostredia.

Pre puklinové a puklinovokrasové prostredie možno tieto metódy aplikovať iba vo veľmi obmedzenej miere, a preto je veľmi ťažko podať základnú hydrologickú charakteristiku a hydrodynamické parametre prostredia s puklinovou a puklinovokrasovou priepustnosťou. Ide väčšinou o viac-menej nehomogénne a anizotropné prostredie s rôznym stupňom a charakterom rozpukanosti a skrasovatenia. Sú tu silne porušené, hydrogeologicky predisponované zóny s drenážnym účinkom popri menej porušených i neporušených zónach. Ak by sme chceli hydrologicky i hydrodynamicky zachytiť variabilnosť tohto prostredia napr. prostredníctvom hydrogeologických vrtov a výsledkov z čerpacích skúšok, uvažujúc s analogickým postupom ako pri výskume v pórových prostrediach, vyžiadalo by si to veľké finančné náklady.

Ing. E. Kullman, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

Za podstatne vhodnejší spôsob považujeme detailné rozborý sústavných meraní výdatnosti prameňov a na ich podklade vypracovanie metód pre podanie hydrologickej charakteristiky puklinového a puklinovokrasového prostredia a jeho hydrodynamických parametrov. Metódy založené na štúdiu výdatnosti prameňov a ich zmien v čase v závislosti na klimatických faktoroch sú výhodné najmä z ekonomického hľadiska, okrem toho však prameň a zmeny jeho výdatnosti v čase najrepresentatívnejšie odrážajú hydrodynamiku a hydrológiu podzemných vôd hodnoteného horninového prostredia prilahlého k prameňu a podávajú priemernú charakteristiku príslušnej časti hydrogeologickej štruktúry.

Problematika detailnejšieho rozboru výtoky podzemných vôd v prameňoch, ako aj problematika vzťahu výdatnosti a ich zmien v závislosti na klimatických činiteľoch (zrážky, výpar atď.) bola napriek značným možnostiam, ktoré u nás poskytujú vhodné hydrogeologické štruktúry, veľké množstvo sústavne meraných prameňov a tiež hustá sieť zrážkomerných staníc, študovaná dosiaľ málo. V tomto príspevku chceme poukázať jednak na metodické možnosti riešenia týchto problémov, jednak na výsledky komplexného hodnotenia podzemného odtoku v prameňoch z hydrogeologickej štruktúry puklinových a puklinovo-krasových vôd. Pre toto riešenie bola vybraná hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov časti križňanského príkrovu Malých Karpát obmedzená nepriepustnými súvrstvami a vyznačujúca sa dlhodobým sústavným meraním prameňov, ktoré ju odvodňujú.



Obr. 1 Grafické vyjadrenie zmien sumárnej výdatnosti prameňov hydrogeologickej štruktúry karbonátov križňanského príkrovu Malých Karpát za hydrologické roky 1957—1966 s vyznačením vybraných čiar vyčerpávania pre zostavenie priemernej čiar vyčerpávania hodnotenej hydrogeologickej štruktúry.



Pri skúmaní tejto štruktúry boli rozpracované jednak metodiky riešenia základnej hydrologickej charakteristiky a podania základných hydrodynamických parametrov v puklinovom a puklinovokrasovom prostredí, jednak boli získané výsledky, ktorých platnosť presahuje rámec hodnotenej oblasti.

### Stručná geologická a hydrogeologická charakteristika vybranej hydrogeologickej štruktúry

Hodnotená hydrogeologická štruktúra patrí orograficky k Malým Karpatom, ktoré sú vybudované z kryštallického jadra a jeho sedimentárneho obalu vytvoreného z tatrid, krížňanského a chočského príkrovu.

Štruktúra, ktorú hodnotíme, zaberá jz. časť krížňanského príkrovu, vystupujúceho na povrchu v 2—4 km širokom pásme medzi obcami Kuchyňa a Lošonec. Vytvára monoklinálu zvodnených súvrství s generálnym úklonom k SZ. Monoklinála leží na najvyšších súvrstviach obalovej — malokarpatskej série, a to na jej nepriepustných súvrstviach vytvorených hlavne zo slienitých bridlíc a vápnitých pieskovcov albu-cenomanu. Zo severozápadu je hodnotená štruktúra krížňanského príkrovu blokována nadložnými nepriepustnými súvrstviami vytvorenými z permo—verfénu chočského príkrovu. Tieto súvrstvia vytvárajú spolu s vrchnými

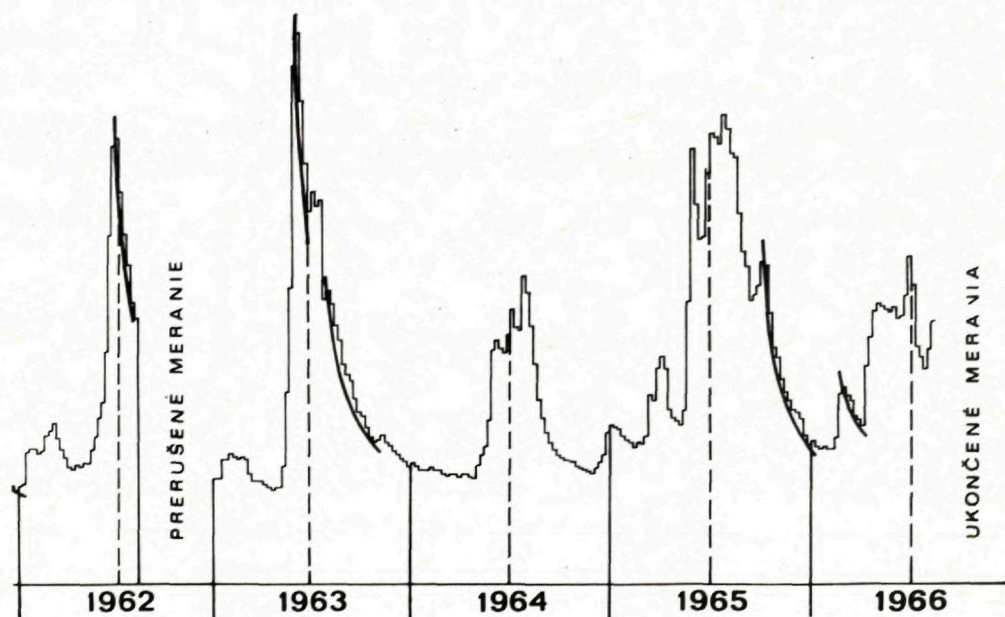


Fig. 1 L'expression graphique des changements du débit total des sources de la structure hydrogéologique de roches carboniques de la nappe Krížňanská des Petites Carpathes pour les années hydrologiques 1957—1966 avec l'indication des courbes de tarissement pour l'établissement de la courbe de tarissement moyenne de la structure hydrogéologique évaluée.

členmi krížňanského príkrovu bariéru podzemným vodám hodnotenej hydrogeologickej štruktúry a podmieňujú výstup prevažnej časti podzemných vôd hydrogeologickej štruktúry na tejto bariére.

Vlastná hydrogeologická štruktúra zaberajúca rozlohu 12,88 km<sup>2</sup> má šupinovitú stavbu a je v podstatnej miere vytvorená z dolomitických a vápencových súvrství stredného a vrchného triasu a sčasti z bridličnatého súvrstvia karpatského keupru a vápencov jury. Nakoľko má šupinovitú stavbu, medzi vápencovo-dolomitickými súvrstviami sa nachádzajú šupiny nepriepustného súvrstvia karpatského keupru, ktoré podmienili jednak výstup časti prameňov na menších bariérach na styku dolomitov a vápencov s karpatským keuprom nad hlavnou bariérou, jednak rozčlenenie výstupu podzemných vôd zo štruktúry do väčšieho počtu prameňov. Pre riešenie načrtnutých hydrogeologických problémov tieto čiastočné vnútorné komplikácie v geologickej stavbe nemajú podstatný význam a môžeme štruktúru pri našom štúdiu považovať za jednotný hydrogeologický celok.

Pre rozpracovanie základných hydrologických a hydrodynamických problémov puklinových a puklinovo-krasových vôd bola vybratá táto štruktúra z viacerých dôvodov, a to:

- a) môžeme dostatočne presne vymedziť jej rozsah;
- b) odvodňovaná je prakticky výlučne prameňmi bez stálych povrchových tokov;
- c) množstvo podzemných vôd vystupujúcich priamo do povrchových tokov pri okraji štruktúry, preverené viacnásobnými hydrometrickými meraniami, je zanebateľné;

d) všetkých 17 význačnejších prameňov štruktúry bolo v období od roku 1957 do roku 1966 sústavne meraných HMU Bratislava. Niektoré prevažne krátkodobé prerušenia meraní spôsobené poškodením objektov boli doplnené koreláciou. Letné polroky 1962—1966 pre prerušenie meraní neboli hodnotené.

Sumárnu výdatnosť prameňov hodnotenej hydrogeologickej štruktúry a ich zmien za obdobie 1957—1966 podáva obr. 1.

Štruktúra je odvodňovaná nasledovnými prameňmi:

obec Kuchyňa — pramene Modranská skala, Vývrat

obec Rohožník — pramene Hajzochová I, II, III,

obec Sološnica — pramene Malý Raštún, Polčina I, II, III, IV,

Holba Grunty I, III, IV, V, VII a Tmavá,

obec Doľany — prameň Adamová.

### **Špecifické odtoky podzemných vôd štruktúry**

Jednou zo základných hydrologických charakteristík hydrogeologických štruktúr sú špecifické odtoky podzemných vôd. Ich hodnoty sú odrazom infiltračných možností horninového komplexu štruktúry.

Sústavné merania prakticky všetkých význačnejších prameňov hodnotenej štruk-



túry, ktorých sumárna hodnota reprezentuje celkový odtok podzemných vôd, nám dostatočne presne umožňujú vyčíslit priemerné špecifické odtoky podzemných vôd za jednotlivé hydrologické polroky, ako aj za celé hydrologické roky. V tab. 1 sú uvedené celkové odtečené množstvá podzemných vôd počas hydrologických polrokov a rokov v období 1957—1966 s výnimkou dvoch letných polrokov (1962, 1966), ktoré neboli hodnotené pre neúplnosť sústavných meraní, ako aj priemerné špecifické odtoky z toho istého obdobia.

Získané výsledky ukazujú, že priemerné špecifické odtoky podzemných vôd v 10 hodnotených zimných hydrologických polrokoch kolísali od 5,83 l/s/km<sup>2</sup> do 10,9 l/s/km<sup>2</sup> pri priemernom špecifickom odtoku z týchto období v hodnote 8,31 l/s/km<sup>2</sup>. Priemerné špecifické odtoky podzemných vôd v 8 hodnotených letných hydrologických polrokoch kolísali od 5,8 l/s/km<sup>2</sup> do 12,43 l/s/km<sup>2</sup> pri priemernom špecifickom odtoku podzemných vôd z tých období v hodnote 8,44 l/s/km<sup>2</sup>. Priemerné špecifické odtoky podzemných vôd 8 hydrologických rokov kolísali od 6,4 l/s/km<sup>2</sup> do 10,67 l/s/km<sup>2</sup> pri priemernom špecifickom odtoku podzemných vôd za 8 hydrologických rokov v hodnote 8,42 l/s/km<sup>2</sup>.

Špecifický odtok podzemných vôd svojou vysokou hodnotou vo vzťahu k hodnotenému územiu dokumentuje jednak veľmi dobrú infiltračnú schopnosť štruktúry, jednak potvrdzuje výsledky ostatných hodnotení o odvodňovaní štruktúry prameňmi.

**Špecifické odtoky podzemných vôd karbonátov hydrogeologickej štruktúry krížňanského príkrovu Malých Karpát**

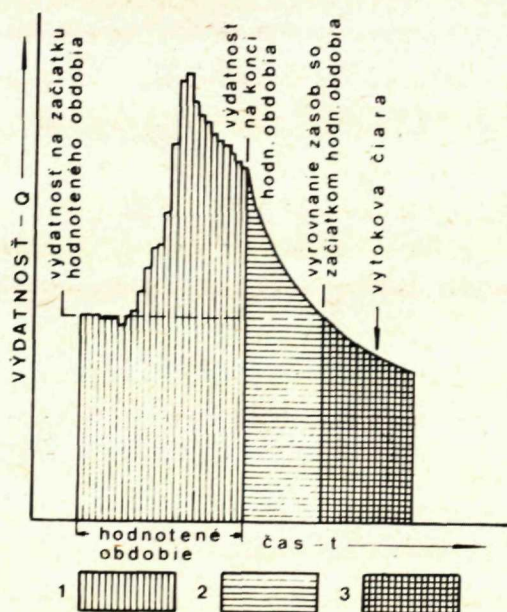
Tabuľka 1

hydr. rok	celkový odtečený objem podzemných vôd v m <sup>3</sup>			špecifický odtok podz. vód v l/s/km <sup>2</sup>		
	zimný polrok	letný polrok	hydrolog. rok	zimný polrok XI—IV	letný polrok V—X	hydr. rok XI—X
1957	2 198 399	1 839 814	4 038 213	10,90	8,99	9,94
1958	1 911 357	1 658 740	3 570 096	9,49	8,10	8,79
1959	1 655 200	1 891 385	3 546 585	8,22	9,24	8,73
1960	1 757 404	1 481 323	3 238 726	8,68	7,23	7,95
1961	1 500 348	1 186 597	2 686 945	7,45	5,80	6,62
1962	1 433 619	nehodnotené	nehodnotené	7,12	—	—
1963	1 559 930	1 799 879	3 359 809	7,74	8,79	8,27
1964	1 180 020	1 425 268	2 605 288	5,83	6,96	6,40
1965	1 789 299	2 544 983	4 334 282	8,88	12,43	10,67
1966	1 771 002	nehodnotené	nehodnotené	8,79	—	—

## Stručný opis návrhu novej metódy výpočtu prenosu zásob podzemných vôd

Dlhodobé sústavné merania výdatnosti prameňov z jednotlivých hydrogeologických štruktúr nás už v minulých rokoch viedli k hodnoteniu zákonitosti podzemného odtoku (E. Kullman 1961, 1964, 1965 b) a k hľadaniu vzťahov medzi zrážkami a podzemným odtokom v puklinovom a puklinovo krasovom prostredí (E. Kullman 1965 a, D. Duba — E. Kullman 1968). Hodnotenie vzťahu zrážok a podzemného odtoku, ktorým sa zaoberá práca D. Dubu — E. Kullmana 1968, ukázalo, že najmä karbonatické komplexy s prevahou puklinovej priepustnosti (prevažne dolomitické útvary) majú veľkú vyrovnávaciu schopnosť, ovplyvňujúcu prenos zásob medzi hodnotenými časovými obdobiami. Tieto prenosy zásob stierajú vzťahy medzi zrážkami a podzemným odtokom. Pre zistenie bližších závislostí podzemného odtoku a zrážok treba preto poznať kvantitatívne zmeny stavu zásob v štruktúre, t. j. ich kvantitatívne narastanie alebo vyčerpanie v jednotlivých hodnotených obdobiach.

Pre kvantitatívne hodnotenie zmien zásob a ich prenosu medzi jednotlivými obdobiami som navrhol metódu založenú na štúdiu výtokových pomerov štruktúry



Obr. 2 Grafické znázornenie prenosu zásob podzemných vôd a ich kvantitatívneho vyjadrenia  
1 — Odtok podzemných vôd v hodnotenom období; 2 — objem zásob podzemných vôd zo zrážok hodnoteného obdobia vytečený v nasledujúcom období; 3 — objem vytečených zásob podzemných vôd zo zrážok infiltrovaných pred hodnoteným obdobím.

Fig. 2 La représentation graphique du transfert des réserves d'eaux souterraines et leur expression quantitative 1 — le drainage des eaux souterraines durant la période évaluée; 2 — le volume des eaux souterraines venant des précipitations de la période évaluée dans la période suivante; 3 — le volume des eaux souterraines drainées provenant des précipitations et infiltrées avant la période évaluée.



v zrážkami neovplyvnených obdobiach a na aplikácii týchto poznatkov na rozčlenenie podzemného odtoku a kvantitatívne hodnotenie zmien zásob.

Platí, že ak po určitom časovom období (napr. po hydrologickom polroku), v priebehu ktorého výdatnosť prameňov kolíše v závislosti na nerovnomernej dotácii infiltrovaných zrážkových vôd, nedôjde k dopĺňovaniu štruktúry ďalšími zrážkami, jej zásoby sa budú vyprázdňovať podľa zákonitostí výtoku vyjadrených čiarou vyčerpávania. Tento výtok je v bezzrážkovom období vlastne vyprázdňovaním zásob podzemných vôd nahromadených zo zásob predchádzajúceho obdobia, napr. z predchádzajúceho hydrologického polroku, až dovtedy, kým stav pri vyprázdňovaní štruktúry nedosiahne stav na začiatku hodnoteného obdobia (obr. 2). Predpokladáme, že kvantitatívne rovnaký odtok zo štruktúry reprezentuje rovnaké naplnenie štruktúry podzemnými vodami. V prípade, že sa hydrogeologická štruktúra bude ďalej vyprázdňovať, poklesne pod počiatočnú výdatnosť hodnoteného obdobia (napr. hydrologického polroku), ide o vyčerpávanie zásob podzemných vôd z predchádzajúcich období. Navrhnutú metodiku vysvetľuje obr. 2. Týmto postupom možno hodnotiť jednotlivé pramene i hydrogeologickú štruktúru ako celok za predpokladu dlhodobých sústavných meraní výtoku celého súhrnu jej podzemného odtoku a za predpokladu, že výtokové pomery v rôznych, zrážkami neovplyvnených obdobiach sú stále alebo sa menia iba málo. Z hľadiska časových období možno hodnotiť ľubovoľný časový úsek. Predpokladáme, že okrem účelu, na ktorý používame spomínanú metódu v tejto práci, by ju bolo možné použiť aj pri iných príležitostiach, napr. pri hodnotení efektívnych zrážok a pod.

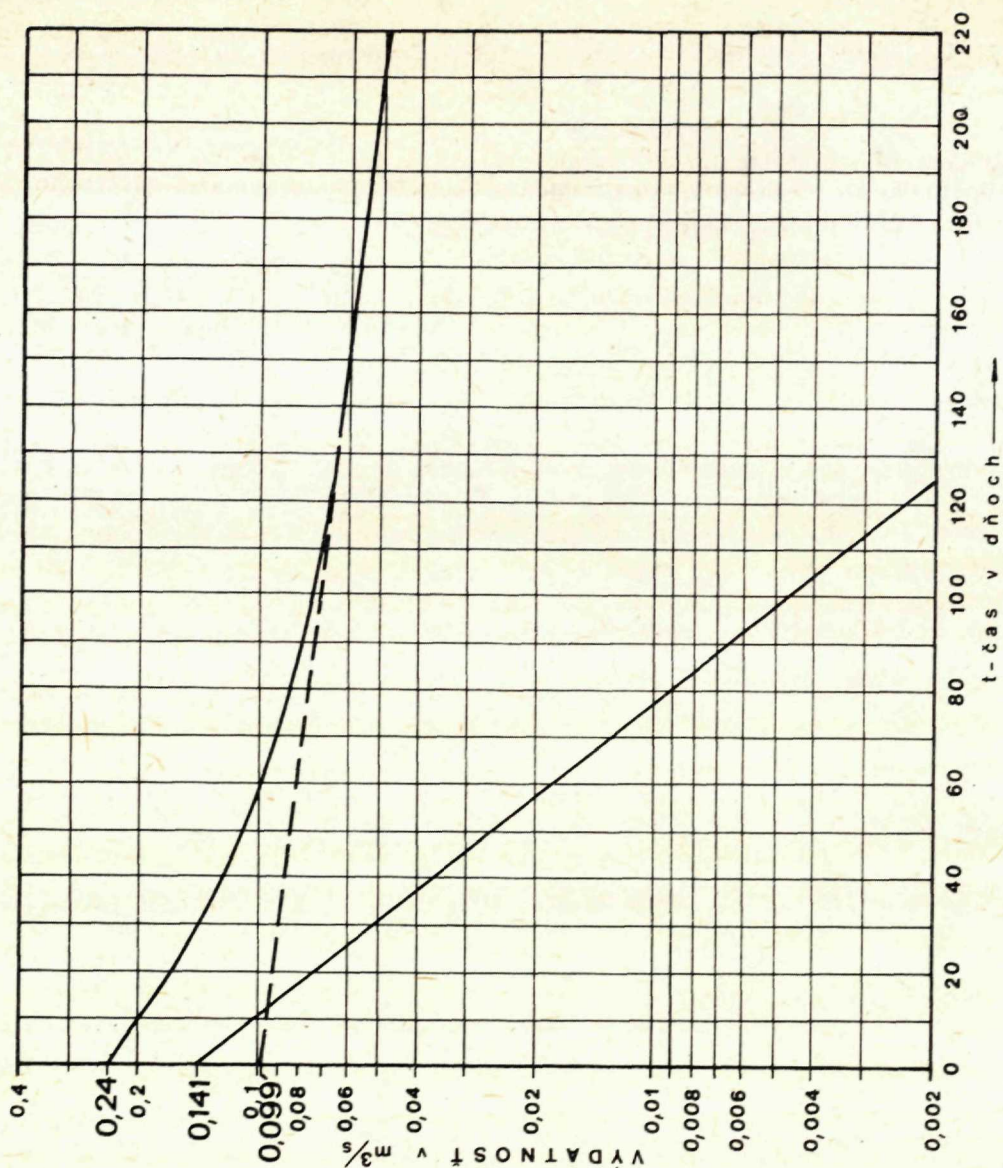
### Hodnotenie vyprázdňovania hydrogeologickej štruktúry

Celkový odtok podzemných vôd štruktúry reprezentuje sumárnu hodnotu odtoku sústavne meraných prameňov. Priebeh zmien sumárneho odtoku za celé hodnotené obdobie reprezentuje obr. 2. Na základe zrážkami neovplyvnených výtokov podzemných vôd v hodnotenom období (viď vyznačené čiary výtoku na obr. 1) bola zostavená priemerná čiara vyčerpávania reprezentujúca vyprázdňovanie podzemných vôd štruktúry ako celku v bezzrážkových obdobiach. Vybrané čiary vyčerpávania v jednotlivých obdobiach sa vzájomne málo líšia, a preto zostavenú priemernú čiaru vyčerpávania možno považovať za reprezentatívnu pre túto štruktúru.

Čiaru vyčerpávania bolo možné matematicky vyjadriť — Boussinesqovou rovnicou, ktorej základný tvar je  $Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$ . Pre presné matematické vyjadrenie hodnotenej čiary vyčerpávania bola rovnica upravená superpozíciou na tvar  $Q_t = Q_{01} e^{-\alpha_1 t} + Q_{02} e^{-\alpha_2 t}$ .

Takto superponovaná rovnica vyhovuje pre matematické vyjadrenie skutočnej priemernej čiary vyčerpávania štruktúry (obr. 3) a možno ju matematicky vyjadriť v tvare:

$$Q_t = 0,099 e^{-0,00325t} + 0,141 e^{-0,0341t} \quad Q_t — \text{výdatnosť v m}^3/\text{s} \quad t — \text{čas v dňoch}$$



Obr. 3 Čiara vyčerpávania hydrogeologickej štruktúry vápencovo-dolomitického komplexu krížňanského príkrovu v Malých Karpatoch (zostavená na základe sumárnej hodnoty odtoku prameňov štruktúry za obdobie 1957—1966).

Fig. 3 La courbe de tarissement de la structure hydrogéologique du complexe calcaire-dolomitique de la nappe Krížňanská dans les Petites Carpatés (établie sur la base de la valeur totale de drainage des sources de la structure pour la période de 1957—1966).



Vychádzajúc od  $Q_{\max} = 0,24 \text{ m}^3/\text{s}$  možno vyčíslíť jednak celkový vytečený objem  $W = \int_{t_0}^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} \cdot dt = \frac{Q_0}{\alpha} \left( \frac{1}{e^{\alpha t}} \right)_{t_0}^{\infty} = \frac{Q_0}{\alpha}$

ako aj odtečené objemy podzemných vôd za príslušné časové úseky pre jednotlivé superponované časti čiary vyčerpávania. Základná rovnica výpočtu vytečeného objemu za obmedzené časové obdobie má tvar:

$$W = \int_{t_0}^t Q_0 e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0 - Q_1}{\alpha} \cdot 86.400$$

Výpočet vytečeného objemu superponovanej rovnice za určitý časový úsek možno vyjadriť v tvare:

$$W = \int_{t_0}^t Q_{01} e^{-\alpha_1 t} dt + \int_{t_0}^t Q_{02} e^{-\alpha_2 t} dt = \left[ \frac{Q_{01} - Q_{11}}{\alpha_1} + \frac{Q_{02} - Q_{12}}{\alpha_2} \right] \cdot 86.400$$

$W$  = vytečený objem za časový úsek  $t$  v  $\text{m}^3$

$Q_{01}, Q_{02}$  — výdatnosti v čase  $t_0$

$Q_{11}, Q_{12}$  — výdatnosti v čase  $t$

$\alpha_1, \alpha_2$  — koeficienty vyčerpávania

Zostavená čiara vyčerpávania podáva jednak hydraulickú charakteristiku štruktúry, jednak umožňuje vyčíslíť vytečené objemy podzemných vôd štruktúry ako celku za ľubovoľné časové úseky od príslušného  $Q_{\max}$  totožného s  $Q_0$  čiary vyčerpávania. V tab. 2 sú vyčíslené vytečené objemy podzemných vôd štruktúry v 30-denných intervaloch za 210 dní od naplnenia štruktúry reprezentovanej výdatnosťou  $0,24 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Tabuľka 2

t dni	Q výdatnosť v $\text{m}^3/\text{s}$	W celkový objem dynam. zásob podzemných vôd v štruktúre $\text{m}^3$	W vytečený objem za časový úsek v $\text{m}^3$	podiel výtoku za jednotlivé úseky z celk. vyteč. obj. za 210 dní v %
0	0,24	2 989 132	—	—
30	0,1405	2 515 758	473 374	28,52
60	0,0997	2 212 760	302 998	18,25
90	0,0805	1 981 325	231 435	13,94
120	0,0694	1 787 250	194 075	11,69
150	0,0617	1 618 498	168 752	10,17
180	0,0552	1 467 547	150 951	9,09
210	0,05	1 329 256	138 291	8,33

Koeficienty vyčerpávania  $\alpha_2 = 0,0341$  a  $\alpha_1 = 0,00325$  spolu s objemovou charakteristikou výtoku vyjadrenou v tab. 2 charakterizujú hydrogeologickú štruktúru silne a pomerne rovnomerne rozpukaných hornín s hustou sieťou puklín, bez význačnejšieho skrasovatenia.

Ak v zmysle Schoellera a Droga (E. Kullman 1973) považujeme výtok s koeficientom vyčerpávania  $\alpha_1$  za výtok z drobných puklín a výtok s koeficientom  $\alpha_2$  za výtok z väčších otvorených puklín, porúch, prípadne krasových kanálov, potom na vyprázdňovanie drobných puklín pripadá v priemere objem reprezentujúci 78,5 % celkového vytečeného objemu a na široké otvorené pukliny a kanále iba 21,5 % z celkového objemu. Reprezentuje to vysoký podiel odvodňovania z drobných puklín, čo je v súlade s geologickým prostredím, t. j. s prevahou silne rozpukaných nekrasovejúcich dolomitov.

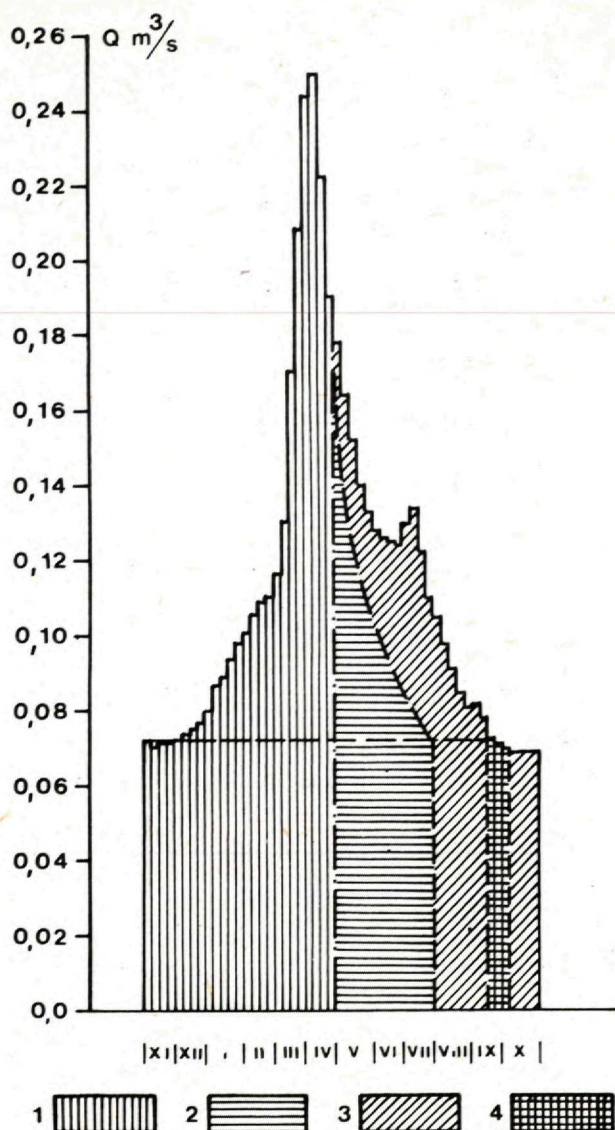
### **Rozčlenenie podzemného odtoku štruktúry za obdobie 1957—1966**

Separácia odtoku podzemných vôd štruktúry za jednotlivé hydrologické roky a ich polroky metodikou uvedenou v predchádzajúcich kapitolách a využívajúcou poznatky o čiarach vyčerpávania umožnila rozčleniť celkový podzemný odtok pre jednotlivé hydrologické roky na podzemný odtok zo zrážok zimného polroku odtečený v zimnom polroku, na prenos zásob zo zimných zrážok do letného polroku, na odtok v letnom polroku zo zimných zrážok, na odtok v letnom polroku z letných zrážok a na prenos zásob do nasledujúceho roku, prípadne boli vyčíslené odčerpané zásoby vôd štruktúry nahromadené v štruktúre v predchádzajúcich rokoch. Na základe tohto rozboru možno hodnotiť vzťah zrážok a infiltrácie, ako aj urobiť výpočet presunov zásob podzemných vôd medzi jednotlivými hydrologickými rokmi a polrokmi.

Pre veľký rozsah hodnotenia spojený so separáciou odtoku podzemných vôd za hodnotené obdobie 10 hydrologických rokov detailnejšie rozvedieme ako príklad iba jeden hydrologický rok, a to rok 1958 (obr. 4). Ostatné hydrologické roky podáme v tabelárnom spracovaní (tab. 3).

V hydrologickom roku 1958 reprezentoval odtok podzemných vôd v zimnom polroku z celého rozsahu štruktúry  $1\,911\,356\text{ m}^3$ , čo v prepočte na plochu štruktúry reprezentuje 149 mm. Tento podzemný odtok bol dotovaný výlučne infiltrovanými zrážkami spadnutými v tom istom období. Tento podzemný odtok reprezentoval však iba časť z infiltrovaných zrážkových vôd zimného polroku hydrologického roku. Druhá časť infiltrovaných zrážkových vôd prešla ako zvýšené zásoby v štruktúre do letného polroku hydrologického roku a podieľala sa význačnou mierou na odtoku podzemných vôd v letnom polroku. Ako možno vidieť z obr. 4, na odtoku podzemných vôd v letnom polroku 1958 sa podieľali prakticky infiltrované zrážkové vody z troch období, a to zrážky zimného polroku, ktoré boli prenesené ako zvýšené zásoby štruktúry do letného polroku, zrážky





Obr. 4 Rozčlenenie odtoku podzemného odtoku hydrogeologickej štruktúry vápencovo-dolomitického komplexu krížňanského príkrovu Malých Karpát v hydrologickom roku 1958:

1 — Odtok podzemných vôd v zimnom polroku z infiltrovaných zrážok zimného polroku; 2 — odtok podzemných vôd v letnom polroku z infiltrovaných zrážok zimného polroku; 3 — odtok podzemných vôd v letnom polroku z infiltrovaných zrážok letného polroku; 4 — odtok podzemných vôd zo zásob hydrogeologickej štruktúry, nahromadených v predchádzajúcich rokoch.

Fig. 4 La division de l'écoulement souterrain de la structure hydrogéologique du complexe calcaire-dolomitique de la nappe Krížňanská des Petites Carpatés durant l'année hydrologique de 1958

1 — L'écoulement des eaux souterraines durant le semestre d'hiver des précipitations infiltrées du semestre d'hiver; 2 — l'écoulement des eaux souterraines durant la saison d'été des précipitations infiltrées du semestre d'hiver; 3 — l'écoulement des eaux souterraines durant le semestre d'hiver des précipitations infiltrées du semestre d'été; 4 — l'écoulement des eaux souterraines de la structure hydrogéologique accumulées durant les années précédentes.

Tabuľka 3

hydrologický rok	zimný polrok hydrol. roku							letný polrok hydrologického roku							hydrologický rok ako celok						
	úhrn zrážok zimného polroku XI—IV	celkový odtok podz. vód v zimnom polr.	rozčl. podz. odt. zim. polr.		prenos zásob zo zim. zrážok do letného polroku	celková infiltrácia zo zimných zrážok	úhrn zrážok letného polroku V—X	celkový odtok podz. vód v letnom polr.	zo zrážok zimného polroku	rozčlenenie podz. odtoku letn. polr.			celková infiltrácia z letných zrážok	ročný úhrn zrážok	celkový odtok podz. vód v hydrolog. roku	rozčlen. podz. odtok			celk. infiltrácia zo zrážok hydr. roku		
Z <sub>z</sub>	O <sub>z</sub>	O <sub>z</sub> – R <sub>d</sub>	R <sub>d</sub>	R <sub>wz</sub>				I <sub>z</sub>	Z <sub>L</sub>	O <sub>L</sub>	R <sub>wz</sub>	O <sub>L</sub> —R <sub>wz</sub> ±R <sub>d</sub>		–R <sub>d</sub>	+R <sub>d</sub>	I <sub>L</sub>	Z <sub>z+L</sub>	O <sub>z+L</sub>		O <sub>z+L</sub> ±R <sub>d</sub>	–R <sub>d</sub>
1957	357	171	136	35	44	180	599	143	44	95	4	—	95	956	314	275	39	—	275		
1958	284	149	149	—	64	213	585	128	64	55	9	—	55	369	277	268	9	—	268		
1959	327	129	129	—	55	184	587	147	55	92	—	10	102	914	276	276	—	10	286		
1960	380	137	117	20	64	181	593	115	64	51	—	—	51	973	251	232	20	—	232		
1961	255	117	117	—	41	158	412	92	41	34	17	—	34	667	209	192	17	—	192		
1962	347	111	111	—	122	233	372	neh.	122	neh.	—	25	neh.	719	neh.	neh.	—	25	neh.		
1963	447	121	121	—	102	223	465	140	102	38	—	12	50	912	261	261	—	12	273		
1964	234	92	92	—	55	147	620	111	55	56	—	25	81	854	203	203	—	25	228		
1965	360	139	124	15	80	204	655	198	80	120	—	—	120	1015	337	324	15	—	324		
1966	318	138	138	—	56	194	725	neh.	56	neh.	neh.	neh.	neh.	1043	neh.	neh.	neh.	neh.	neh.		



vlastného letného polroku a napokon zásoby štruktúry nahromadené v predchádzajúcich hydrologických rokoch. Podiel jednotlivých zložiek na odtoku v letnom polroku bol vypočítaný pomocou čiar vyčerpávania metodikou vysvetlenou v predchádzajúcich kapitolách a ilustruje ju obr. 3.

Na základe urobenej separácie odtoku v roku 1858 vychádza, že na celkovom letnom odtoku podzemných vôd, ktorý reprezentuje objem  $1\,658\,739\text{ m}^3$ , čo v prepočte na plochu štruktúry je 128 mm, sa podieľa  $829\,665\text{ m}^3$  (64 mm) podzemných vôd zo zrážok infiltrovaných v zimnom polroku, čo je 50 % z celkového letného odtoku. Infiltrované zrážkové vody letného polroku sa podieľali na celkovom letnom odtoku objemom  $709\,243\text{ m}^3$ , v prepočte na plochu 55 mm, čo reprezentuje 42,8 % z celkového odtoku letného polroku. Okrem toho v tomto polroku bolo odčerpaných ďalších  $119\,831\text{ m}^3$  podzemných vôd zo zásob štruktúry nahromadených v predchádzajúcich rokoch, čo v prepočte na plochu reprezentuje 9 mm a tvorí to 7,2 % podiel z celkového letného odtoku. Z urobenej separácie je zrejmé, že tento hydrologický rok z hľadiska akumulovania zásob bol pasívny, pretože okrem infiltrovaných vôd v 1958 roku bola vyčerpaná i časť zásob z predchádzajúcich rokov.

Takým istým spôsobom ako bol rozdelený podzemný odtok v roku 1958, bolo urobené rozčlenenie podzemného odtoku v jednotlivých hydrologických rokoch z desaťročia 1957—1966. Ďalšie roky po roku 1966 už nebolo možné hodnotiť, pretože väčšina sústavných meraní podzemného odtoku z tejto štruktúry bola v 1966 roku ukončená.

Získané výsledky v tabelárnom spracovaní podáva tab. 3. Výsledky v tab. 3 sú prepočítané z celkových objemov na mm vo vzťahu k ploche hydrogeologickej štruktúry ( $12,88\text{ km}^2$ ).

Tabuľka 3 podáva rozbor podzemného odtoku v jednotlivých hydrologických rokoch a ich polrokoch. Z tabuľky možno vyčítať celú skladbu podzemného odtoku, ako aj prenosy zásob podzemných vôd štruktúry medzi jednotlivými hydrologickými rokmi i hydrologickými polrokmi.

Z urobeného hodnotenia možno podať charakteristiky podzemného odtoku v zimných polrokoch, letných polrokoch i hydrologických rokoch ako celkoch.

Vyčlenenie odtoku v zimných polrokoch z celkového úhrnu infiltrácie v tom istom období podáva v % tab. 4. Celková infiltrácia v jednotlivých zimných polrokoch bola vyčíslená z celkového odtoku v jednotlivých zimných polrokoch odpočítaním vyčerpaných zásob z predchádzajúcich rokov v prípade, že došlo k vyčerpaniu zásob (roky 1957, 1960, 1965). V prípade, keď zásoby neboli vyčerpané, za celkovú infiltráciu považujeme podzemný odtok v hodnotenom hydrologickom polroku + prenos zásob do nasledujúceho polroku.

Ako vyplýva z tab. 4, v zimných hydrologických polrokoch obdobia 1957—1966 podiel podzemného odtoku zo zrážok kolísal medzi 47,6 % a 75,6 %. Zvyšná časť zimnej infiltrácie, a to od 24,4 % do 52,4 % podľa jednotlivých rokov dotovala



**Rozčlenenie celkovej infiltrácie v zimných polrokoch na podzemný odtok v tom istom polroku a na prenos zásob z tejto infiltrácie do letných polrokov**

Tabuľka 4

zimný polrok hydrol. roku	podzemný odtok v zimnom polr. v % z infiltra- cie v zimnom polroku	prenos zásob do letného polroku v % z infiltra- cie zimného polroku
1957	75,6 %	24,4 %
1958	70,0 %	30,0 %
1959	70,0 %	30,0 %
1960	64,6 %	35,4 %
1961	74,1 %	25,9 %
1962	47,6 %	52,4 %
1963	54,3 %	45,7 %
1964	62,6 %	37,4 %
1965	60,8 %	39,2 %
1966	71,1 %	28,9 %

odtok podzemných vôd letných polrokov, prípadne prešla ako časť zásob do nasledujúcich rokov.

Obdobné hodnotenie ako v zimných polrokoch možno urobiť i v letných polrokoch hydrologických rokov. Percentuálny podiel jednotlivých zložiek, a to odtoku zo zrážok toho istého letného polroku, odtoku zo zásob predchádzajúceho zimného polroku a zo zásob predchádzajúcich rokov na celkovom odtoku podzemných vôd v letných polrokoch podáva tab. 5.

Ako vyplýva z tab. 5, v letných hydrologických polrokoch obdobia 1957—1966 (bez polrokov 1962 a 1966) podiel podzemného odtoku z infiltrovaných zrážok toho istého polroku kolísal medzi 27,1 % a 66,4 %. Odtok z prenesených zásob z predchádzajúcich zimných polrokov kolísal od 30,8 % do 72,9 % a napokon k odtoku zo zásob z predchádzajúcich rokov došlo iba v troch letných polrokoch (1957, 1958, 1960), pričom tento podiel v rokoch 1957 a 1958 bol malý, a to 2,8 % a 7 %. Význačné zásoby boli odčerpané v 1961, kedy sa na celkovom odtoku podieľali 18,5 %.

Z hodnotenia vyplynulo, že v jednotlivých hydrologických rokoch nenastávali veľmi význačné presuny podzemných vôd vo vzťahu k infiltrácii. Najväčšie vyčerpanie zásob podzemných vôd z predchádzajúcich rokov bolo zaznamenané v 1957 roku, a to v zimnom polroku 35 mm a v letnom polroku ďalšie 4 mm. V nasledujúcom 1958 roku bolo zo zásob vyčerpané ďalších 9 mm. V 1959 roku bolo 10 mm doplnené. V rokoch 1960 a 1961 bolo vyčerpané zo zásob 20 mm a 17 mm. Roky 1962—1964 napriek tomu, že boli pomerne suché, doplnili zásoby



**Percentuálne rozčlenenie odtoku podzemných vôd v letných polrokoch (v % z celkového odtoku letného polroku)**

Tabuľka 5

letný polr. hydr. roku	odtok zo zrážok letného polroku v %	odtok zo zásob predchádzajúceho zim. polr. v %	odtok zo zásob z predchádzajúcich rokov v %
1957	66,4	30,8	2,8
1958	43,0	50,0	7,0
1959	62,6	37,4	0
1960	44,3	55,7	0
1961	37,0	44,5	18,5
1962	nehodnotené	pre prerušenie	meraní odtoku
1963	27,1	72,9	0
1964	50,5	49,5	0
1965	59,6	40,4	0
1966	nehodnotené pre	prerušenie	meraní odtoku

postupne o 25 mm, 12 mm a 25 mm (sumárne 62 mm). Rok 1965 dokumentoval znova vyčerpanie určitej časti zásob (15 mm).

Ak posudzujeme kolísanie zásob, ich vyčerpávanie a dopĺňanie medzi jednotlivými hodnotenými rokmi, môžeme tým urobiť i kontrolu výpočtov a zhodnotenie stavu za celé obdobie ako celku. Toto hodnotenie možno urobiť medzi rokmi 1957—1965 (rok 1966 má hodnotený iba prvý polrok). Z prenosov zásob medzi jednotlivými hydrologickými rokmi od 1957—1965 vychádza, že v rôznych obdobiach bolo z dlhodobých zásob štruktúry vyčerpané sumárne 100 mm zásob podzemných vôd. Za to isté obdobie bolo späť doplnené 72 mm zásob podzemných vôd. Z toho vyplýva, že na základe výpočtov podľa jednotlivých rokov bolo zo zásob podzemných vôd štruktúry, akumulovaných pred 1957 rokom v období 1957—1965, vyčerpané 28 mm zásob podzemných vôd. Bolo by zaujímavé sledovať túto otázku v dlhšom období, pretože hodnotených 9 hydrologických rokov je z hľadiska hodnotenia dlhodobého vyčerpávania zo zásob podzemných vôd hydrogeologickej štruktúry krátke obdobie.

Dokumentovaných 28 mm vyčerpaných zásob podzemných vôd vypočítaných z prenosov zásob medzi jednotlivými hydrologickými rokmi môžeme porovnať s výpočtom vyčerpania zásob podzemných vôd medzi začiatkom a koncom hodnoteného obdobia, teda medzi 1. IX. 1957 a 30. X. 1965. Zásoby hydrogeologickej štruktúry na začiatku hodnoteného obdobia 1. IX. 1957 reprezentoval odtok podzemných vôd v hodnote 107 l/s. Zásoby hydrogeologickej štruktúry na konci hodnoteného obdobia 30. X. 1965 reprezentoval odtok podzemných vôd v hodnote 75 l/s. Tou istou metodikou použitou na rozčlenenie podzemného



odtoku v predchádzajúcich kapitolách môžeme vypočítať, aký rozdiel v zásobách reprezentuje rozdiel v zistených výdatnostiach. K výtoku zásob podzemných vôd zo štruktúry zo 107 l/s na 75 l/s dôjde podľa výtokovej čiary za 48 dní a vytečený objem podzemných vôd za toto časové obdobie reprezentuje 359 017 m<sup>3</sup> podzemných vôd, čo v prepočte na plochu štruktúry (12,88 km<sup>2</sup>) predstavuje uvedený schodok 28 mm dokumentovaných vyčerpaných zásob.

### **Vzťah atmosferických zrážok a infiltrácie vôd do hodnotenej štruktúry za obdobie 1957—1966**

Prostredníctvom predchádzajúceho rozčlenenia podzemného odtoku hydrogeologickej štruktúry na jeho jednotlivé časti podľa obdobia dopĺňania možno určiť tú časť podzemného odtoku, ktorá pochádza zo zrážok hodnoteného obdobia a ktorú môžeme zhruba považovať za infiltráciu z príslušných zrážok.

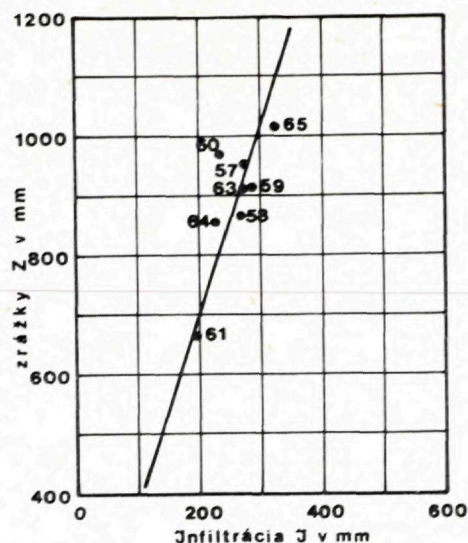
Ďalej zhodnotíme vzťahy medzi atmosferickými zrážkami a k nim prislúchajúcim odtokom podzemných vôd, či už odtečenými v tom istom období s obdobím zrážok alebo prenesenými do nasledujúcich období vo forme zvýšenia zásob podzemných vôd v hydrogeologickej štruktúre (samozrejme s odpočítaním prípadných vyčerpaných zásob akumulovaných v štruktúre pred hodnoteným obdobím). Táto sumárna hodnota podzemných vôd reprezentuje prakticky celkovú infiltráciu zo zrážok príslušného hodnoteného obdobia. Podané zhodnotenie sme urobili pre hydrogeologickú štruktúru ako celok za obdobie 1957—1966, a to pre hydrologické roky a hydrologické polroky. Pre hodnotenie prínosu navrhutej metodiky podáme porovnanie výsledkov získaných touto metódou s výsledkami riešenia závislosti podzemného odtoku a zrážok za jednotlivé hydrologické roky a polroky bez uvažovania o prenosoch zásob podzemných vôd v štruktúre medzi jednotlivými hydrologickými rokmi a hydrologickými polrokmi. Vstupné údaje pre tieto hodnotenia (zrážky, infiltrácia, podzemný odtok) podáva tab. 3.

### **Zrážkovo-infiltračné vzťahy za hydrologické roky 1957—1965**

Vzťah medzi zrážkami a infiltráciou hodnotený za 8 hydrologických rokov (roky 1962 a 1966 pre nekompletnosť meraní neboli hodnotené) reprezentuje obr. 5. Bola dokumentovaná dobrá závislosť infiltrácie a zrážok s koeficientom korelácie 0,78. V priemere vzťah medzi zrážkami a infiltráciou môžeme vyjadriť rovnicou regresnej priamky v tvare:  $Z - 3,172 I - 71 = 0$ .

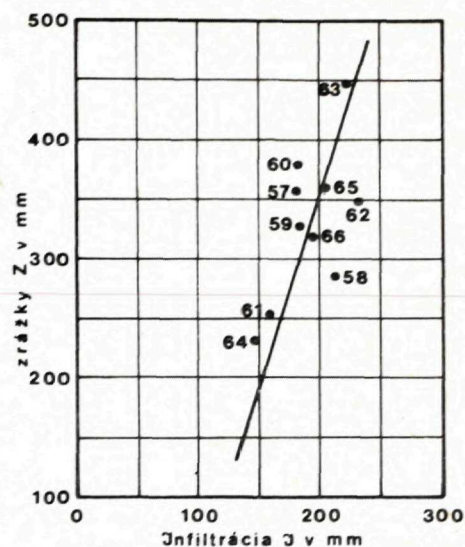
Porovnanie vzťahu zrážok a infiltrácie s koeficientom korelácie 0,78 so vzťahom zrážok a podzemného odtoku bez uvažovania o prenosoch zásob s koeficientom korelácie 0,74 nevykazuje významný rozdiel. Vyplýva to zo skutočnosti, na ktorú poukazujú už predchádzajúce kapitoly, t. j. že jednotlivé hydrologické roky tvoria z hľadiska zmien zásob podzemných vôd v štruktúre viac-menej uzavreté celky s malými prenosmi zásob medzi jednotlivými hydrologickými rokmi (viď tab. 3).





Obr. 5 Regresná priamka závislosti zrážok a infiltrácie za hydrologické roky 1957—1965

Fig. 5 La droite régressive de la dépendance des précipitations et de l'infiltration pour les années hydrologiques de 1957—1965.



Obr. 6 Regresná priamka závislosti zrážok a infiltrácie za zimné polroky hydrologických rokov 1957—1966

Fig. 6 La droite régressive de la dépendance des précipitations et de l'infiltration pour les semestres d'hiver des années hydrologiques de 1957—1966.

### Zrážkovo-infiltračné vzťahy za zimné polroky obdobia 1957—1966

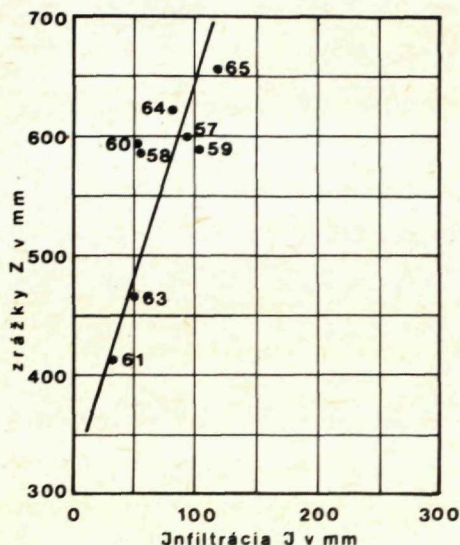
Vzťah medzi zrážkami a infiltráciou bol hodnotený za 10 zimných polrokov obdobia 1957—1966 (obr. 6). Tesnosť tohto vzťahu vyjadruje koeficient korelácie v hodnote 0,63. Bol dokumentovaný pomerne značný rozptyl hodnôt, ktorý mohol byť ovplyvnený radom faktorov (nepresnosti meraní v zimnom období, retardácia v komplexe, prípadne určitá variabilita vo výtokovej čiare). Dokumentovaný vzťah môžeme vyjadriť rovnicou regresnej priamky:  $Z - 3,271 I + 296 = 0$ .

Porovnaním hodnotenia zrážkovo-infiltračných vzťahov za zimné polroky s koeficientom korelácie 0,63 s hodnotením vzťahu zrážok a podzemného odtoku za tie isté obdobia jednotlivých zimných hydrologických polrokov s koeficientom korelácie 0,33, vidíme veľký vplyv prenosov medzi zimnými a letnými polrokmi jednotlivých hydrologických rokov na odtok podzemných vôd z hydrogeologickej štruktúry.

### Zrážkovo-infiltračné vzťahy za letné polroky obdobia 1957—1965

Vzťah medzi zrážkami a infiltráciou bol hodnotený za 8 letných hydrologických polrokov (letné hydrologické polroky 1962 a 1966 pre neúplnosť meraní neboli

hodnotené). Bola dokumentovaná dobrá závislosť s koeficientom korelácie 0,76 (obr. 7). Vzťah môžeme vyjadriť rovnicou regresnej priamky:  $Z - 3,376 I - 316 = 0$ . Z hodnotenia vyplýva, že v priemere v letných polrokoch úhrn zrážok do 316 mm prakticky neovplyvňuje podzemný odtok a zo zrážok nad 316 mm sa na infiltrácii podieľa iba cca 30 %.



Obr. 7 Regresná priamka závislosti zrážok a infiltrácie za letné polrokky hydrologických rokov 1957—1965

Fig. 7 La droite régressive de la dépendance des précipitations et de l'infiltration pour les semestres d'été des années hydrologiques de 1957—1965.

I v letných polrokoch sa prejavil významný vplyv prenosov zásob podzemných vôd v štruktúre v tom, že prakticky na letnom podzemnom odtoku sa podieľajú významným, často podstatným podielom prenesené zásoby podzemných vôd v štruktúre zo zrážok predchádzajúcich zimných polrokov. Keď podobne ako v predchádzajúcich prípadoch porovnáme koeficienty korelácie zrážky — infiltrácia (0,76) a zrážky — podzemný odtok (0,56), vidíme, že vplyv prenosu zásob podstatne ovplyvňuje zrážkovo-odtokové pomery.

Celkové výsledky z vybranej štruktúry puklinovo-krasových podzemných vôd dokumentovali významnú úlohu prenosu zásob podzemných vôd pre formovanie odtoku podzemných vôd najmä v rámci jednotlivých hydrologických rokov. Vyrovnávací schopnosť hydrogeologických štruktúr často stiera závislosť medzi zrážkami a odtokom a sťažuje ich bližšie hodnotenie. Poznanie akumulčných možností hydrogeologických

štruktúr je preto veľmi dôležitým faktorom pre riešenie mnohých hydrologických a hydrogeologických otázok. Predložené hodnotenie možno považovať za čiastočný príspevok k tomuto riešeniu. Získané poznatky bude treba konfrontovať s hodnotením ďalších hydrogeologických štruktúr, aby sme získali všeobecne platné zákonitosti. Naviac sme si vedomí toho, že predložené riešenie utrpelo určitými nepresnosťami, ktorými sú zafaržené merania zrážok, ako aj merania podzemného odtoku.

### Hydrologická bilancia štruktúry

Hodnotená monoklinála zvodnených karbonátov obmedzená v podloží i nadloží nepriepustnými súvrstviami a odvodňovaná prakticky iba dlhodobe sústavne meranými prameňmi je vhodnou štruktúrou pre hydrologickú bilanciu. Vyčíslenie



všetkých základných členov bilančnej rovnice jednak priamymi meraniami (zrážky, odtok), jednak výpočtovými metódami (rozčlenenie odtoku, výpar) umožňuje okrem podania vlastnej bilancie posúdiť i jej presnosť v jednotlivých hodnotených obdobiach.

Vlastné bilančné hodnotenie za 9 hydrologických rokov (1957—1965) po hydrologických polrokoch a hydrologických rokoch sme urobili podľa zjednodušenej bilančnej rovnice v tvare:

$$Z = O + V \pm R_{wz} \pm R_D \pm S$$

Bilančné rovnice pre jednotlivé obdobia boli upravené do nasledovného tvaru:

zimný polrok:  $Z_z = O_z + V_z + R_{wz} - R_D \pm S$

letný polrok:  $Z_L = O_L + V_L - R_{wz} \pm R_D \pm S$

$Z$  — atmosferické zrážky ( $Z_z$  — zimného polroku,  $Z_L$  — letného polroku,  $Z_{z+L}$  — celého hydrologického roku)

$V$  — úhrnný výpar ( $V_z$  — zimného polroku,  $V_L$  — letného polroku,  $V_{z+L}$  — hydrologického roku)

$\pm R_{wz}$  — odtok v letnom hydrologickom polroku zo zásob štruktúry vytvorených zrážkami zimného hydrologického polroku

$\pm R_D$  — vyčerpanie zo zásob predchádzajúcich hydrologických rokov alebo prenos zásob do nasledujúcich hydrologických rokov

$I$  — infiltrácia: zimný polrok  $I = O_z + R_{wz} - R_D$ ; letný polrok  $I = O_L - R_{wz} \pm R_D$ ;

Hydrologický rok  $I = O_{z+L} \pm R_D$

$\pm S$  — člen vyjadrujúci presnosť hydrologickej bilancie. Rozdiel medzi zrážkami za hodnotené obdobie na jednej strane a úhrnným výparom, odtokom a zmenou zásob na druhej strane zhrňuje rad faktorov, a to jednak nepresnosti z hodnotenia jednotlivých členov bilančnej rovnice, jednak možné chyby z nezachytenia maxim podzemného odtoku pri týždenných meraniach prameňov, ako aj prípadných nezohľadnených možných ronových vôd.

## Vstupné údaje

### Atmosferické zrážky

Zrážky za hydrologické polrokoch a hydrologické roky obdobia 1957—1966 boli vyčíslené z máp izohyet 1 : 50 000, zostavených pre jednotlivé hydrologické polrokoch kolektívom autorov V. Peterka — F. Šamaj — J. Tomlain (1966—1968). Izohyety boli zostavené za predpokladu určitého stupňa generalizácie, pretože v hodnotenom území chýbajú vrcholové ombrometrické stanice. Boli využité ombrometrické stanice na úpätí Malých Karpát (Kuchyňa — Vývrat, Sološnica, Častá, Dolné Orešany), použitá plošná interpretácia nameraných údajov a stanovený pluviometrický gradient pre oblasť Malých Karpát.

Pri stanovení vertikálneho gradientu sa vychádzalo okrem nameraných hodnôt

**Hydrologická bilancia hydrogeologickej štruktúry karbonátov časti krížanského príkrovu Malých Karpát za obdobie 1957—1965**

Tabuľka 6

200

zimný polrok (XI—IV)					letný polrok (V—X)				hydrologický rok			
hyd- rolog. rok	z <sub>n</sub> mm	V <sub>n</sub> mm	I <sub>n</sub> (O <sub>n</sub> +R <sub>vn</sub> -R <sub>d</sub> ) mm	S Z <sub>n</sub> -(V <sub>n</sub> +I <sub>n</sub> ) mm	Z <sub>n</sub> mm	V <sub>i</sub> mm	I <sub>i</sub> (O <sub>i</sub> -R <sub>vn</sub> ±R <sub>d</sub> ) mm	S Z <sub>i</sub> -(V <sub>i</sub> +I <sub>i</sub> ) mm	Z <sub>n+i</sub> mm	V <sub>n+i</sub> mm	I <sub>n+i</sub> (O <sub>n+i</sub> ±R <sub>d</sub> ) mm	S L <sub>n+i</sub> -(V <sub>n+i</sub> +I <sub>n+i</sub> ) mm
		% zo Z <sub>n</sub>	% zo Z <sub>n</sub>	% zo Z <sub>n</sub>		% zo Z <sub>i</sub>	% zo Z <sub>i</sub>	% zo Z <sub>i</sub>		% zo Z	% zo Z	% zo Z
1957	357	106	180	71	599	364	95	140	956	470	275	211
		29,7	50,4	19,9		60,8	15,9	23,4		49,2	28,8	22,0
1958	284	73	213	-2	585	396	55	134	869	469	268	132
		25,7	75,0	-0,7		67,7	9,4	22,9		54,0	30,8	15,2
1959	327	77	184	66	587	427	102	58	914	504	286	124
		23,5	56,3	20,2		72,7	17,4	9,9		55,1	31,3	13,6
1960	380	100	181	99	593	382	51	160	973	482	232	259
		26,3	47,6	26,0		64,4	8,6	27,0		49,5	23,9	26,6
1961	255	116	158	-19	412	350	34	28	667	466	192	9
		45,5	62,0	-7,5		84,9	8,3	6,8		69,9	28,8	1,3
1962	347	100	233	14	372	391	nehodnotené pre prerušené merania podzemného odtoku		719	491	nehodnotené pre prerušené merania odtoku v letn. polroku	
		28,8	67,2	4,0		105,1	68,3					
1963	447	71	223	153	465	384	50	31	912	455	273	184
		15,9	49,9	34,2		82,6	10,7	6,7		49,9	29,9	20,2
1964	234	95	147	-8	620	417	81	122	854	512	228	114
		40,6	62,8	-3,4		67,3	13,1	19,6		60,0	26,7	13,3
1965	360	66	204	90	655	420	120	115	1015	486	324	205
		18,3	56,7	25,0		64,1	18,3	17,6		47,9	31,9	20,2
Priemerné S		13,1 %		Priemerné S		16,7 %		Priemerné S		16,6 %		



z normálov, ktoré stanovil A. Gregor pre jednotlivé výškové stupne ČSSR, z mapy zrážkových úhrnov publikovanej v Atlase podnebia ČSSR a z odchýlok úhrnov daného obdobia od klimatického normálu. Podľa týchto údajov priemerné ročné úhrny zrážok vzrastajú z hodnoty 600 mm postupne bližšie k pohoriu na 700 mm, od úpätia k vrcholom vzrastá množstvo zrážok pri malej horizontálnej vzdialenosti až na 850 mm. Autori pripúšťajú pri tomto hodnotení chybu do 7—8 %.

### Úhrnný výpar

Výpar z povrchu pôdy pre jednotlivé hydrologické roky, ako aj pre jednotlivé hydrologické polroky hodnoteného obdobia 1957—1965 bol stanovený kolektívom autorov V. Peterka — F. Šamaj a J. Tomlain, (1966—1968) a to metódou M. I. Budyka a L. J. Zubenoka, založenou na spoločnom riešení rovníc vodnej a tepelnej bilancie. Priemerná nadmorská výška hodnotenej štruktúry je 500 m n.m. Výpar bol stanovený pre túto nadmorskú výšku, a to osobitne pre jednotlivé hydrologické polroky. Podľa autorov možná chyba pri hodnotení výparu za hydrologické polroky môže dosahovať maximálne 10—15 %. Predpokladá sa však skôr podhodnotenie výparu ako jeho nadhodnotenie.

### Odtok

Hodnotená štruktúra je odvodňovaná v podstate iba prameňmi bez permanentného povrchového odtoku. Možno pripustiť iba občasný povrchový odtok — ronové vody po obdobiach extrémnych zrážok, ktorý bol pri hodnotení zanedbaný. Podzemný odtok bol sústavne meraný v 17 prameňoch, a to 1 × týždenne Hydrometeorologickým ústavom v Bratislave. Sumárnu hodnotu výdatnosti prameňov a ich zmien v čase vyjadruje obr. 1.

Prevažná časť prameňov bola meraná formou plnenia nádrží v pramenných záchytkách, a preto namerané hodnoty považujeme za dostatočne presné.

### Prenosy zásob ( $\mp R_{wz}$ ; $\pm R_D$ )

Prenosy zásob podzemných vôd medzi jednotlivými hydrologickými polrokmi a jednotlivými hydrologickými rokmi boli vyčíslené pomocou výtokových čiar. Metodika výpočtu a jeho aplikácia je náplňou predchádzajúcich kapitol.

Vlastná hydrologická bilancia štruktúry za jednotlivé hydrologické polroky a za jednotlivé hydrologické roky je podaná v tab. 6.

### Hydrologická bilancia zimných polrokov

Predložená hydrologická bilancia zimných polrokov 1957—1965 dokumentovala, že v hodnotenej hydrogeologickej štruktúre zo zrážok zimných polrokov (XI—IV),

reprezentujúcich priemerný úhrn zrážok 332 mm za hydrologický polrok (100 %) a kolišúcich od 234 mm—447 mm, tvoril úhrnný výpar v priemere 28,3 % (od 15,9 %—45,5 %) a infiltrácia 58,7 % (od 47,6 % do 75,0 %). Presnosť bilancie bola v priemere 13,1 %.

### Hydrologické bilancie letných polrokov

Hydrologická bilancia 8 letných polrokov (letný polrok 1962 nebol hodnotený pre nekompletné merania odtoku) dokumentovala, že v štruktúre zo zrážok letných polrokov ( $V-X$ ), reprezentujúcich priemerný úhrn zrážok 565 mm (100 %) a kolišúcich od 412 mm—655 mm, tvorí v priemere 70,6 % úhrnný výpar (rozkyv výparu v jednotlivých hydrologických polrokoch od 60,8 % — 84,9 %) a iba 12,7 % (s rozkyvom od 8,3 % — 18,3 %) tvorí infiltrácia zo zrážok letného polroku. Škoda, že nemohol byť hodnotený letný polrok 1962 roku, nakoľko tu bol letný polrok s najnižšími zrážkovými úhrnmi z hodnotených polrokov (372 mm), pričom vypočítaný celkový výpar v tomto polroku (391 mm je zhruba zhodný (s prihliadnutím na presnosť stanoveného výparu i zrážok) so zrážkovým úhrnom. Presnosť bilancie za letné polroky bola v priemere 16,7 %.

### Celková hydrologická bilancia jednotlivých hydrologických rokov

Bilancia 8 hydrologických rokov (rok 1962 nebol hodnotený) dokumentovala, že v štruktúre z celkového priemerného úhrnu zrážok 895 mm (100 %) s rozkyvom v jednotlivých rokoch od 667 mm do 1015 mm pripadá v priemere 54,4 % na úhrnný výpar s rozkyvom od 47,9 % — 69,9 % v jednotlivých rokoch a iba 29,0 % na podzemný odtok a dopĺňanie zásob. Presnosť bilancie za hydrologické polroky bola v priemere 16,6 %.

### Problematika presnosti bilančného hodnotenia

Rozdiel medzi zrážkami za hodnotené obdobie na jednej strane a k nim príslušného odtoku, dopĺňania zásob a výparu (vyjadrených v % zo zrážok) na druhej strane vyjadruje buď súhrn chýb u jednotlivých členov bilančnej rovnice, alebo neevidovanú časť odtoku, napr. nezachytené maximá podzemného odtoku pri týždenných meraniach alebo neevidované ronové vody po veľkých zrážkach. Celkove priemerná presnosť hydrologických bilancií (13,1 % ; 16,7 % ; 16,6 %) je pre hydrogeologickú prax pracujúcu s údajmi zaťaženými radom chýb dostatočná.

Je však pozoruhodné, že táto presnosť hydrologickej bilancie v jednotlivých hydrologických polrokoch a hydrologických rokoch jednak dokumentuje prevažné podhodnotenie ostatných členov bilančnej rovnice vo vzťahu k zrážkam, jednak okrem menších výnimiek presnosť hydrologickej bilancie klesá úmerne so zvyšovaním sa zrážkových úhrnov za príslušné obdobia. Zatiaľ sú v hydrologických rokoch



a ich polrokoch úhrny zrážok minimálne až priemerné, výsledky hydrologickej bilancie sú relatívne veľmi presné, v obdobiach s vyššími zrážkovými úhrnmi presnosť podstatne klesá. Dokumentuje to tab. 7 vyjadrujúca vzťah celkového úhrnu zrážok za hodnotené obdobia a príslušnej presnosti bilančného hodnotenia v % zo zrážok.

Tabuľka 7

Zimný polrok			letný polrok			hydrologický rok		
zrážky mm	zimný polrok hydr. roku	chyba v hydr. bil. $\pm S$ v % zo $Z_Z$	zrážky mm	letný polrok hydr. roku	chyba v hydr. bil. $\pm S$ v % zo $Z_L$	zrážky mm	hydro- logic- ký rok	chyba v hydr. bil. $\pm S$ v % zo $Z_{Z+L}$
234	1964	-3,4	372	1962	nehod.	667	1961	1,3
255	1961	-7,5	412	1961	6,8	719	1962	nehodn.
284	1958	-0,7	465	1963	6,7	854	1964	13,3
327	1959	20,2	585	1958	22,9	869	1958	15,2
347	1962	4,0	587	1959	9,9	912	1963	20,2
357	1957	19,9	593	1960	27,0	914	1959	13,6
360	1965	25,0	599	1957	23,4	956	1957	22,0
380	1960	26,0	620	1964	19,6	973	1960	26,6
447	1963	34,2	655	1965	17,6	1015	1965	20,2

Najzreteľnejšie sa to prejavuje v zimných polrokoch hydrologických rokov, avšak v hrubých črtách to platí i pre letné polroky a tiež pre hydrologické roky. Jednoznačne určiť príčinu je ťažko. Vzhľadom na to, že najzreteľnejšie sa to prejavuje v zimných polrokoch, kedy by podzemný odtok mal byť v porovnaní s letným polrokom vyronanejší, mohlo by ísť buď o nadhodnotenie zrážok alebo o podhodnotenie vypočítaného výparu vo vzťahu k narastaniu zrážkových úhrnov.

#### Určenie priemernej hodnoty súčiniteľa prietochnosti T vápencovo-dolomitického komplexu hodnotenej hydrogeologickej štruktúry ako celku pomocou čiar vyčerpávania

Čiary vyčerpávania podzemných vôd umožňujú popri ich využití v predchádzajúcich aplikáciách podať ďalšiu dôležitú charakteristiku hydrogeologickej štruktúry, a to priemernú hodnotu súčiniteľa prietochnosti T hodnotenej štruktúry.

Pri riešení tohto problému sa opierame o metodiku rozpracovanú B. Mi-jatovičom (1968, 1974) a aplikujeme ju na hydrogeologickú štruktúru ako celok.

Funkčná závislosť medzi súčiniteľom prietochnosti (T) a čiarou vyčerpávania umožňuje oceniť súčiniteľ prietochnosti použitím metódy logaritmického priblíženia

Theisa a Jacobsa. Súčinitele prietochnosti určené týmto spôsobom sú v puklino-vo-krasovom prostredí reprezentatívnejšie ako hodnoty súčiniteľa prietochnosti vypočítané z čerpacích skúšok v hydrogeologických vrtoch. Odrážajú zmeny v celej zóne prináležiacej k prameňu, zatiaľ čo hydrogeologický vrt, ak nie je umiestnený v privilegovanej drenážnej zóne, ale v periférnej časti hlavných odvodňovacích zón, môže dávať skreslené výsledky, ktoré nevyjadrujú priemernú hodnotu hodnotenej časti hydrogeologickej štruktúry.

Táto metóda je založená na analýze čiary vyčerpávania v tvare  $Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$  (1) a na približnej logaritmickej rovnici Theisa a C. Jacobsa pre nepermanentný režim podzemných vôd v tvare

$$\Delta h = \frac{0,183 Q}{T} \cdot \log \frac{2,25 \cdot T \cdot t_0}{x^2 \cdot S} \quad (2)$$

Aplikácia rovnice (1) s rovnicou (2) na podzemný odtok, t. j. na výdatnosť prameňa na jednej strane a na hladinu podzemných vôd na druhej strane, umožňuje určiť hodnotu súčiniteľa prietochnosti  $T$ .

#### Výpočet súčiniteľa prietochnosti $T$

Na základe zákonitosti výtoku podľa čiar vyčerpávania objem podzemnej vody akumulovaný v hodnotenej štruktúre alebo jej časti je vyjadrený v základnom

$$\text{tvare } W_t = \frac{Q_t}{\alpha}$$

$$\text{Pre } t = t_0 \text{ je } W_0 = \frac{Q_0}{\alpha} \cdot 86\,400 \text{ (v m}^3\text{)}$$

Pre ďalší výpočet treba určiť: hodnotu akumulácie v mm ( $\Delta r$ ) a zmenu zásob v hodnotenom období v mm ( $\Delta R$ ).

$$\Delta r_0 = \frac{W_0}{F} = \frac{Q_0 \cdot 86\,400}{F \cdot \alpha};$$

$W_0$  = celkový objem podzemných vôd pri  $Q_0$

$Q_0$  = výdatnosť na začiatku vyprázdňovania

$F$  = plocha zbernej oblasti

$\alpha$  = koeficient vyčerpávania

pre  $t \neq t_0$

$$\Delta r_t = \frac{W_t}{F} = \frac{Q_t \cdot 86\,400}{F \cdot \alpha}$$

$$\text{Z toho zmena zásob } \Delta R = \Delta r_0 - \Delta r_t = \frac{86\,400}{F \cdot \alpha} \cdot (Q_0 - Q_t)$$

Analogicky s čerpaním podzemných vôd z vrtov výdatnosť prameňa v dobe vyprázdňovania môže byť považovaná za čerpanie s premenlivou výdatnosťou



Tabuľka 8

hodnotené časové úse- ky v dňoch	čas t v sek.	dynamické zás. podz. vód v m <sup>3</sup>	hodnota zásob v mm $\Delta r$	zmena zásob v mm $\Delta R$
0	0	2 989 132	232	0
po 30 dňoch	$2\,592 \cdot 10^6$	2 515 758	195	37
po 60 dňoch	$5\,184 \cdot 10^6$	2 212 760	172	60
po 90 dňoch	$7\,776 \cdot 10^6$	1 981 325	154	78
po 120 dňoch	$1\,037 \cdot 10^7$	1 787 250	139	93
po 150 dňoch	$1\,296 \cdot 10^7$	1 618 498	126	106
po 180 dňoch	$1\,555 \cdot 10^7$	1 467 547	114	118
po 210 dňoch	$1\,814 \cdot 10^7$	1 329 256	103	129

a hodnota  $\Delta R$  za postupné znižovanie hladiny v priebehu čerpaceho pokusu s ustáleným režimom.

Na základe toho dostávame funkciu  $y = a(\log b + \log x)$ , ktorá zodpovedá rovnici log. priblíženia (rovnica 2). Konštanta  $a$  je vyjadrená  $a = \frac{0,183 \cdot Q}{T}$

a premenné sú  $y = \Delta R$  a  $x = t$ . Reprezentatívnu priamku tejto funkcie dostaneme nanesením na semilogaritmický graf závislosti  $\Delta R$  a  $t$ .

Táto priamka dovoľuje vypočítať hodnotu súčiniteľa prietochnosti  $T$  (bližšie zdôvodnenie viď B. Mijatović 1968, 1974).

$$\frac{0,183 Q}{T} = \Delta R = C \text{ alebo } T = \frac{0,183 Q}{C(10)}$$

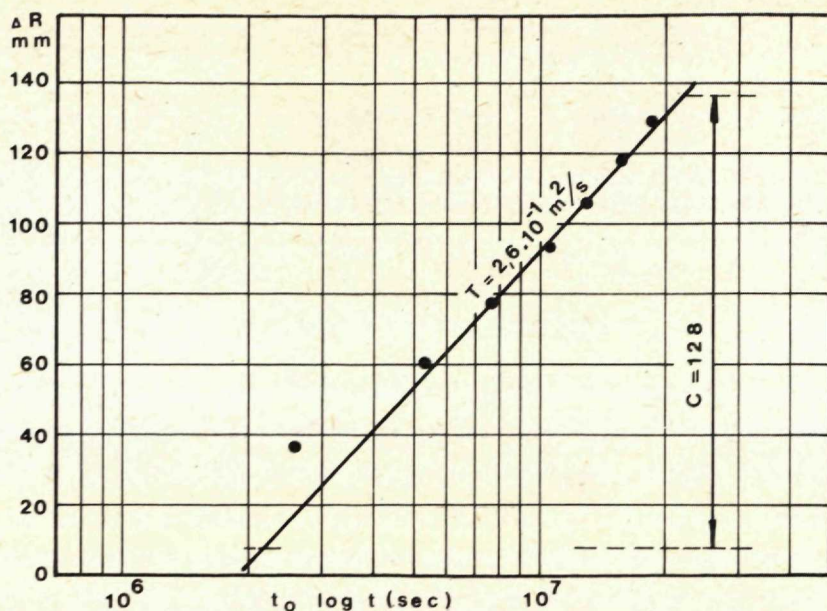
Takto získanú hodnotu  $T$  treba zvýšiť o číselný koeficient, aby sme zohľadnili celý depresný kužel v oblasti prameňa. Tento číselný koeficient je prevažne 2, pretože v prameňoch väčšinou ide o polovičné depresné kužele.

Používajúc túto načrtnutú metodiku pri hodnotení našej štruktúry využijeme zostavenú čiaru vyčerpávania (viď predchádzajúce kapitoly), platiacu pre celú plochu štruktúry, t. j. pre rozlohu  $F = 12,88 \text{ km}^2$ .

Vypočítaný súčiniteľ prietochnosti  $T$  bude potom priemerným súčiniteľom prietochnosti pre štruktúru ako celok.

Hodnoty zásob, ako aj zmeny v čase pri vyprázdňovaní hodnotenej štruktúry v porovnaní s objemom zásob zodpovedajúcemu celkovej výdatnosti  $Q_0 = 0,24 \text{ m}^3/\text{s}$  podáva tab. 8.

Vzťah závislosti  $\Delta R$  a  $t$  v semilogaritmickom grafe znázorňuje obr. 8. Ak odhliadneme od počiatočných veľkých zmien výdatností ovplyvnených kombináciou oboch režimov prúdenia, k plynulému vyprázdňovaniu dochádza po 60 dňoch



Obr. 8 Grafické riešenie rovnice logaritmického priblíženia (priamka zníženie —  $\log t$ ) pre hydrologickú štruktúru vápencovo-dolomitického komplexu križňanského príkrovu Malých Karpát

Fig. 8 La solution graphique de l'équation de l'approximation logarithmique (la droite de la diminution —  $\log t$ ) pour la structure hydrogéologique calcaire-dolomitique du complexe Križňanský nappe des Petites Carpathes.

od  $t_0$ . S priemernou výdatnosťou vyprázdňovania možno uvažovať v časovom úseku  $t_{60} - t_{210}$ , čomu zodpovedá vytečený objem  $883\,504\text{ m}^3$ . V tomto období to reprezentuje priemernú výdatnosť  $Q = 0,0682\text{ m}^3/\text{s}$ . Podľa tab. 8 a obr. 8 dostaneme:

$$T = 2 \cdot \frac{0,183 \cdot 0,0682}{0,128} = 1,95 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}.$$

Priemerný súčiniteľ prietochnosti hodnotenej hydrogeologickej štruktúry vápencovo-dolomitického komplexu križňanského príkrovu Malých Karpát je  $1,95 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ .

Do tlače odporučil L. Melioris.



## Literatúra

- DROGUE, C. 1967: Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures. *Chronique d'hydrogéologie*, 10, Paris. 23—30.
- DUBA, D. — KULLMAN, E. 1968: Water balance calculation for the Small Carpathians. *Geol. Práce, Správy* 44—45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 281—289.
- KARRENBERG, H. — WEYER, K. V. 1970: Beziehung zwischen geologischen Verhältnissen und Trockenwetterabfluss in kleinen Einzugsgebieten des Rheinischen Schiefergebirges. *Z. deutsch. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrogeochem.* Hannover, 27—41.
- KULLMAN, E. 1964: Krasové vody Slovenska a ich hydrogeologický výskum. *Geol. Práce, Správy* 32, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 9—28.
- KULLMAN, E. 1965a: Vzorový výpočet zásob krasových vôd severozápadnej časti Malých Karpát. *Manuskript-Geofond*. Bratislava.
- KULLMAN, E. 1965b: Karstovyje vody Zapadnych Karpat. *Carpatho-Balkan Geological association VII. Congress, Reports, part. 5*, Sofia.
- KULLMAN, E. 1973: Hydrogeologia Manína a možnosti využitia jeho podzemných vôd. *Geol. Práce, Správy* 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 33—51.
- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západní Karpaty, 1, Ústř. Úst. geol., Čs. Akad. Věd, Praha, 495.
- MAHEL, M. 1972: Geologická mapa Malých Karpat 1 : 50 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- MIJATOVIC, B. 1968: A method of Studying the Hydrodynamic regime of Karst Aquifers by Analyses of the Discharge Curre and Level Fluctuations During Recession. *Vesnik Zavoda za geoloska i geofyzicka istrazivanja, Ser. B*, 8, Beograd, 43—81.
- MIJATOVIC, B. 1973: Podzemna kraška akumulacija Poličnik kao najracionalniji način rešenja problema vodosnabdevanja Zadra i okoline. *Zbor. Radova*, 16, Beograd, 97—128.
- MIJATOVIC, B. 1974: Détermination de la transmissivité et du coefficient d'emagasinement par la courbe de la tarissement dans les aquifères karstiques. *Memoires de Congres de Montpellier, France*, Paris, 225—230.
- PETERKA, V. — ŠAMAJ, F. — TOMLAIN, J. 1966: Zrážky a výpar z pôdy z oblasti Záhorskej nížiny a Malých Karpát. *Manuskript. Laboratórium pre meteorol. a klimatol. Prírod. fak. UK, Bratislava*.
- TOMLAIN, J. 1968: Výpar z povrchu pôdy z oblasti Malých Karpát a Záhorskej nížiny (ročné výpary za obdobie 1957—1965). *Manuskript. Laboratórium pre meteorol. a klimatol. Prírod. fak. UK, Bratislava*.

E. Kullman

### **L'évaluation hydrologique et hydrodynamique des eaux souterraines dans un milieu fissuré et fissuré-karstique**

#### **Résumé**

L'article présenté décrit la méthode de l'évaluation hydrologique et hydrodynamique des eaux souterraines des structures hydrogéologiques fissurées et fissurées karstiques. Pour cette évaluation on utilise une série de méthodes qui sont appliquées sur l'exemple de la structure hydrogéologique formée par les roches carboniques dans les Petites Carpates. L'évaluation fut effectuée pour la période de 10 années hydrologiques s'étendant de 1957 à 1966.



Des méthodes utilisées l'auteur considère pour l'apport principal de l'article la méthode d'application récemment développée de la courbe de tarissement des eaux souterraines de la structure dans l'ensemble pour la division de l'écoulement souterrain dans le rapport à la période de précipitation appropriée. L'application de cette méthode rend possible l'évaluation des rapports entre les totaux des précipitations pour une certaine période et les quantités des eaux souterraines leur appartenant.

A part l'objectif méthodique du travail, l'application des méthodes utilisées sur la structure hydrogéologique choisie avait apporté toute une série de résultats concrets et rendu possible la présentation d'une caractéristique hydrologique et hydraulique plus profonde de la structure hydrogéologique choisie, représentant les roches carboniques contenant les eaux des fissures et des fissures karstiques.

Se basant sur les expériences acquises on peut présenter la caractéristique hydrologique et hydraulique suivante de la structure, basée sur l'évaluation d'une période de 10 années hydrologiques s'étendant de 1957 à 1966.

L'écoulement annuel moyen spécifique des eaux souterraines de la structure variait de 6,4 l/s/km<sup>2</sup> à 10,67 l/s/km<sup>2</sup> pour la période évaluée dont l'écoulement semestriel moyen spécifique des eaux souterraines variait de 5,83 l/s/km<sup>2</sup> à 10,9 l/s/km<sup>2</sup> pour les semestres d'hiver et pour les semestres d'été de 5,8 l/s/km<sup>2</sup> à 12,43 l/s/km<sup>2</sup>.

L'évacuation totale des eaux souterraines de la structure évaluée peut être caractérisée par une courbe moyenne de tarissement des eaux souterraines de la structure dans la forme suivante

$$Q_t = 0,099 e^{-0,00325t} + 0,141 e^{-0,0341t}$$

La capacité d'accumulation de la structure est caractérisée par volume que la structure est capable de débiter sans alimentation à partir de son emmagasinement maximal correspondant au débit maximal des sources jusqu'à leur débit minimal. Ce volume à partir de l'emmagasinement maximal de la structure, représentant le débit total des sources 0,24 m<sup>3</sup>/s jusqu'à l'évacuation correspondant au débit total des sources de 0,05 m<sup>3</sup>/s représente 1 659 876 m<sup>3</sup> d'eaux souterraines et l'écoulement de cette quantité prend lieu sans l'influence des précipitations durant une période de 210 jours.

A cet écoulement souterrain contribuent les eaux souterraines des petites fissures en 78,5 % du volume total et les eaux souterraines des fissures ouvertes lages et des canaux karstiques dans le montant de 21,5 %.

Les coefficients de tarissement  $\alpha_2 = 0,0341$  et  $\alpha_1 = 0,00325$ , ainsi que la stabilité de la courbe de tarissement dans le temps caractérisent la structure hydrogéologique de roches fissurées fortement et uniformément au réseau dense de fissures, sans la karstification plus étendue.

L'évaluation de l'infiltration dans le rapport aux précipitations avait documenté que de l'infiltration totale durant les semestres individuels d'hiver on avait vu s'écouler durant les semestres correspondants dans la forme de l'écoulement souterrain 47,6 à 75,6 % et le reste (24,4 % à 52,4 %) fut transféré dans la structure en forme de réserves pour la dotation de l'écoulement souterrain durant les semestres d'été. Durant les semestres d'été à l'écoulement souterrain total contribuaient les 27,1 % jusqu'à 66,4 % de la précipitation du semestre d'été propre, 30,8 % à 72,9 % de réserves transférées emmagasinées des précipitations des semestres d'hiver précédents et 0,0 % à 18,5 % épuisement des réserves d'eaux souterraines de la structure emmagasinées durant les années hydrologiques précédentes.

L'évaluation des rapports précipitations-infiltrations pour la période de 1957 à 1965 avait documenté pour les années hydrologiques dans l'ensemble le rapport avec le coefficient de la corrélation 0,74, pour les semestres d'hiver le rapport avec le coefficient de la corrélation 0,63 et pour les semestres d'été le rapport avec le coefficient de la corrélation 0,76.



Les résultats du bilan hydrologique total, de la structure évaluée, effectué durant les années hydrologiques individuelles et leurs semestres respectifs documentèrent :

pour les années hydrologiques individuelles de la somme des précipitations totale 895 mm (100 %) avec la fluctuation pour les années individuelles de 667 mm à 1015 mm, 54,4 % vont en moyenne à l'évapotranspiration (la fluctuation dans les années individuelles de 47,9 % à 69,9 %) et seulement 29 % vont à l'écoulement souterrain ainsi que pour compléter les réserves. La précision des bilans annuels était en moyenne de 16,6 %.

Durant les semestres d'hiver de la somme moyenne totale des précipitations de 332 mm (100 %) (la fluctuation durant les années individuelles étant de 234 mm à 447 mm) la somme moyenne totale de l'évapotranspiration est de 28,3 % (la fluctuation durant les années individuelles va de 15,9 % à 45,5 %) et l'infiltration 58,7 % (la fluctuation durant les années individuelles va de 47 % à 75 %). La précision du bilan en moyenne était de 13,1 %.

Durant les semestres d'été de la somme moyenne totale des précipitations de 565 mm (la fluctuation pour les semestres individuels allait de 412 mm à 655 mm) 70,6 % forment en moyenne l'évapotranspiration (la fluctuation de l'évapotranspiration durant les années individuelles allait de 60,8 % à 84,9 % et seulement 12,7 % l'infiltration (la fluctuation de l'infiltration durant les semestres individuels allait de 8,3 % à 18,3 %). La précision du bilan pour les semestres d'été était en moyenne de 16,7 %.

Il a été simultanément documenté que durant les années de précipitations basses et moyennes en sommes la précision du bilan hydrologique fut substantiellement plus élevée que durant les années des sommes de précipitations élevées.

Pour compléter le tableau de la caractéristique hydraulique de la structure évaluée on avait calculé pour elle comme pour l'ensemble la transmissivité dans la valeur de  $T = 1,95 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ .

L'évaluation présentée avait montré tant sur les possibilités méthodiques, ainsi que sur les résultats acquis la possibilité de donner l'évaluation hydrologique et hydraulique complexe des structures fissurées karstiques des eaux souterraines.

Traduit par E. Bleho.





Eugen Kullman — Ivan Petráš

## Čiary vyčerpávania prameňov a ich využitie pre hydrogeologickú charakteristiku horninového prostredia

5 obr. v texte, francúzske resumé

**Abstract.** The presented work solves the possibilities of hydrogeological evaluation of rock environment by analysis of curves of sources depletion. It consists of two parts.

In the first part it presents the fundamental hydraulic laws of groundwater discharge from rock complexes, a review of basic equations of groundwater discharge, an evaluation of depletion coefficient  $\alpha$  and a calculation method of fundamental parameters of depletion curve.

In the second application part it analyses the groundwater depletion problem from a karst-jointed environment, evaluates the depletion curves in sources selected from carbonate exomplexes with a varied degree of disintegration and also with a different flow regime. It points out on concrete examples the difference of depletion coefficients  $\alpha$  dependently on the differences of geological character of rock environment, mainly on the differences and forms of its disintegration.

### Úvod

Poznanie režimu prameňov, využiteľných zásob vody v horninovom prostredí a určenie zákonitostí výdatností prameňov vo vzťahu k horninovému prostrediu sú základným predpokladom pri riešení mnohých hydrogeologických i vodohospodárskych úloh.

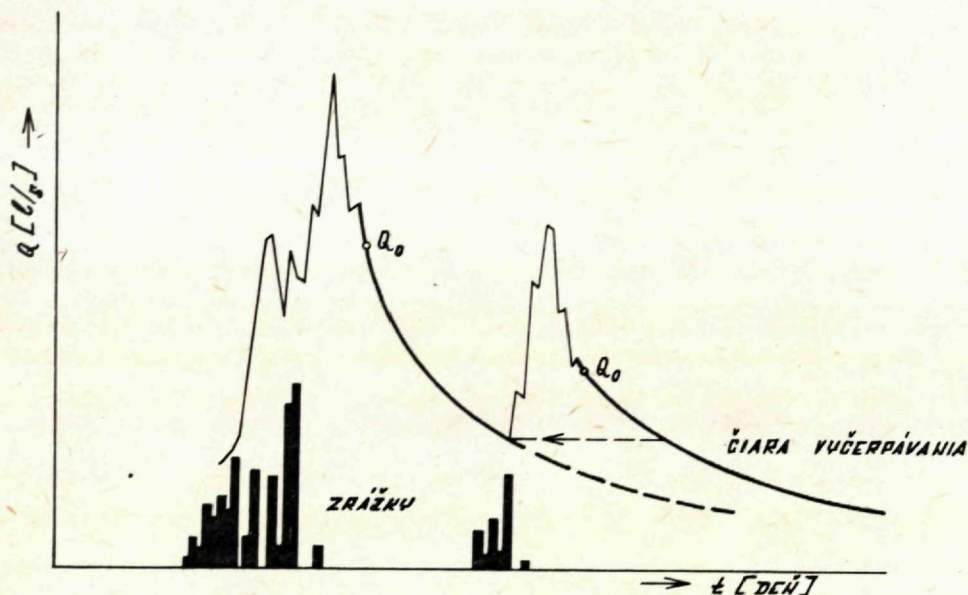
Na základe doterajších čiastkových výsledkov v tejto problematike sa ukazuje, že takéto poznatky možno získať i skúmaním a analýzou čiar vyčerpávania prameňov.

V nasledujúcich kapitolách chceme poukázať na to, ako možno využiť čiary vyčerpávania v praxi pri určovaní vzťahov medzi obehom podzemných vôd a horninovým prostredím. Predkladáme v nich prehľad matematického vyjadrenia základných hydraulických závislostí vyprázdňovania podzemných vôd z horninového prostredia, spôsob konštrukcie čiar vyčerpávania a jej základných parametrov a niektoré prípady konkrétneho využitia čiar vyčerpávania demonštrované na príkladoch.

Klesajúca časť neporušených čiar výdatnosti prameňa vykazuje plynulú tendenciu v klesaní výdatností s časom. Je to prejavom zákonitého procesu vyčerpávania vodných zásob horninového prostredia (komplexu), čiže fázy procesu odtoku

v neovplyvnenom období režimu podzemných vôd (obdobie bez dopĺňania zásob podzemných vôd).

Závislosť poklesnutia výdatnosti prameňa na čase, vyjadrenú graficky alebo analyticky, označujeme termínom čiara vyčerpávania. Pod týmto názvom rozumieme čiaru, ktorá vyjadruje poklesnutie výdatnosti prameňa za obdobie, v ktorom



Obr. 1 Schematické znázornenie čiary vyčerpávania

Fig. 1 La représentation schématique de la courbe de tarissement

zásoby podzemných vôd horninového prostredia (komplexu) nie sú dopĺňované novými vodnými prírastkami, ale zásoby sa len vyčerpávajú (obr. 1).

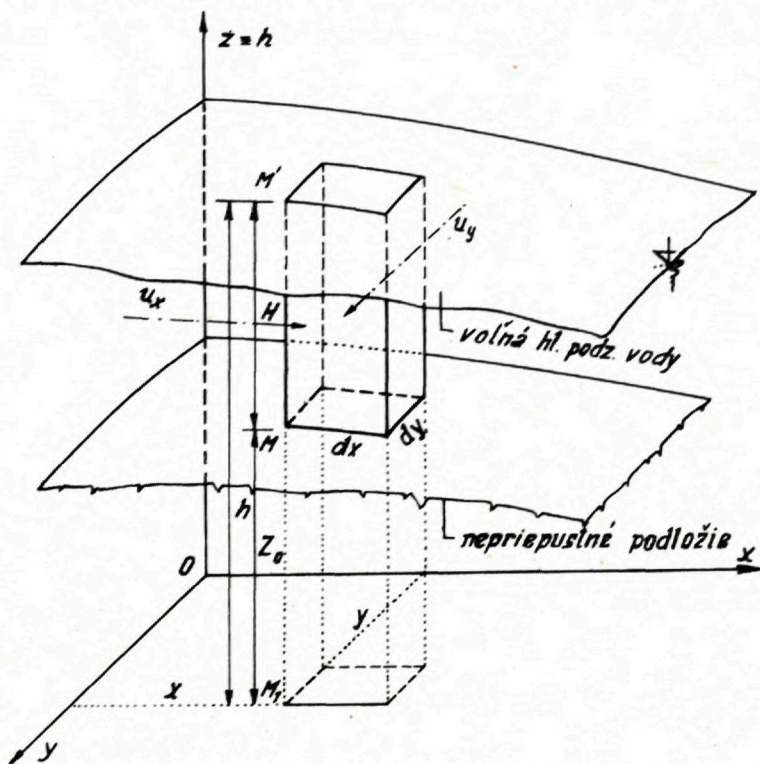
Proces vyprázdňovania podzemnej vody z horninového prostredia počas neovplyvneného obdobia sa viacerí autori pokúšali vyjadriť rozdielnymi rovnicami. Ak študujeme práce z posledných rokov, využívajú sa pre toto hodnotenie najmä rovnice odvodené zo základnej nelineárnej parciálnej diferenciálnej rovnice pre neustálené filtračné prúdenie s voľnou hladinou, ktorú odvodil Boussinesq a rovnice odvodené pre pohyb podzemnej vody s voľnou a napätou hladinou pri laminárnom, zmiešanom a turbulentnom prúdení v zvodnenej vrstve, uloženej na vodorovnom alebo sklonenom nepriepustnom podloží.



## Základné hydraulické závislosti vyprázdňovania podzemných vôd z horninových komplexov

### Výskum Boussinesqa

Neustálené filtračné prúdenie podzemnej vody s voľnou hladinou v homogénnom pórovitom prostredí, ktoré leží nad povrchom nepriepustného podložia, vyjadruje Boussinesqova rovnica. Pri jej odvodení sa vychádza zo sledovania zmeny hmotnosti vody za čas  $dt$  v elementárnom štvorbokom hranole o výške  $H$  (obr. 2),



Obr. 2 Schéma neustáleného pohybu podzemnej vody

Fig. 2 Le schéma du mouvement non stabilisé des eaux souterraines

ktorého dolnú základňu o ploche  $dx dy$  vytvára povrch nepriepustného podložia. Zhora hranol vymedzuje plocha voľnej hladiny neustálene prúdiacej podzemnej vody. V pravouhlom súradnicovom systéme môžeme napísať všeobecnú rovnicu v priestore a v čase sa meniacej hladinovej plochy v tvare  $z = h = f(x, y, t)$ .

Základná nelineárna parciálna diferenciálna rovnica neustáleného prúdenia s voľnou hladinou v anizotropnom prostredí, ktorú odvodil Boussinesq v roku 1904, má tvar:

$$\frac{k_x}{m} \frac{\partial}{\partial x} \left( H \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{k_y}{m} \frac{\partial}{\partial y} \left( H \frac{\partial h}{\partial y} \right) - \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\xi}{m} = 0 \quad (1)$$

Ak neberieme do úvahy infiltráciu a evapotranspiráciu, pre izotropné prostredie ( $k_x = k_y = k$ ) rovnica (1) nadobudne tvar:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{k}{m} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( H \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( H \frac{\partial h}{\partial y} \right) \right] \quad (2)$$

Analytické riešenie nelineárnej parciálnej diferenciálnej rovnice (2) nie je známe a pri výpočte konkrétnych prípadov sa používajú približné numerické metódy.

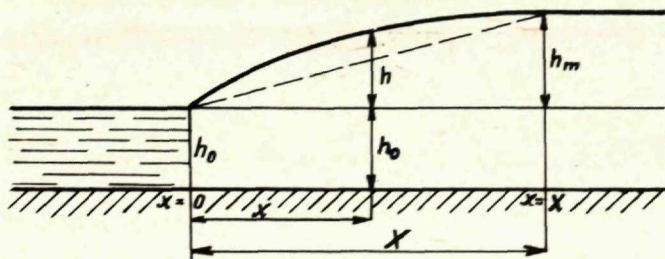
Neriešiteľnosť Boussinesqovej rovnice (2) analytickým spôsobom si vyžiadala zjednodušenie a úpravy rovnice na tvar, ktorého riešenie je známe v iných vedných odboroch (napr. Fourièrova diferenciálna rovnica vedenia tepla v tuhých látkach).

Použitím Dupuitovej—Forchheimerovej idealizácie v prípade neustáleho prúdenia sa rovnica (2) zjednoduší pre jednorozmerný pohyb na tvar:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{k}{m} \frac{\partial}{\partial x} \left( H \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad (3)$$

Boussinesq pri svojom výskume a odvodzovaní tvaru exponenciálnej rovnice, ktorá sa najčastejšie používa pre vyjadrenie vyčerpávania vody z horninového prostredia v závislosti na čase, vychádzal zo zjednodušenej nelineárnej parciálnej diferenciálnej rovnice pre jednorozmerný pohyb, t. j. z rovnice (3).

Uvažujme s prúdiacou podzemnou vodou s voľnou hladinou na vodorovnom nepriepustnom podloží, ktorá prechádza do hladiny o výške  $h_0$  (obr. 3):



Obr. 3 Podzemná voda s voľnou hladinou pri vodorovnom nepriepustnom podloží

Fig. 3 L'eau souterraine de la nappe libre dans le sous-sol horizontal non perméable

Za predpokladu, že  $h$  je veľmi malé v porovnaní s  $h_0$ , urobí sa linearizácia rovnice (3), pričom  $H$  z rovnice (3) sa nahradí  $h_0$ , t. j.  $H = H_s = h_0$ . Po linearizácii rovnice (3) dostaneme výraz:

$$\frac{m}{k h_0} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad (4)$$

Predpokladajme, že riešenie rovnice (4) je takéto:

$$h = Ue^{-at} \quad (5)$$



$$U = f(x, \alpha)$$

$\alpha$  je kladná konštanta

$U$  reprezentuje zložku  $h$  v závislosti na dĺžke  $x$ .

Po dosadení výraz 5 do rovnice 4 a zderivovaní dostaneme:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = -\frac{m\alpha}{kh_0} U \quad (6)$$

položme  $\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = y''$ ;  $\frac{m\alpha}{kh_0} = d$ , kde  $d > 0$ ;  $U = y$

Potom  $y'' + dy = 0$

Predpokladajme, že  $y = e^{rx}$  je riešením rovnice (7).

Z toho dostaneme:

$$U = y = C \sin(\sqrt{d} x + C_1) \quad (8)$$

kde  $C$  a  $C_1$  sú ľubovoľné konštanty.

V ďalšom riešení si postavíme nasledujúce okrajové podmienky (obr. 3):

$$\text{pri } x = 0, h = 0 \quad (9)$$

$$\text{a pri } x = X, \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad (10)$$

alebo okrajová podmienka vzhľadom na  $U$

$$\text{pre } x = 0, U = 0 \quad (11)$$

$$\text{a pre } x = X, \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \quad (12)$$

Z podmienky (11) po dosadení do rovnice (8) dostaneme:

$$C \sin C_1 = 0$$

Predpokladajme, že  $C \neq 0$ , potom  $C_1 = 0$ .

Z podmienky (12) po dosadení do zderivovanej rovnice (8) dostaneme:

$$\frac{\partial U}{\partial x} = C \cos(\sqrt{d} x + C_1) \sqrt{d}$$

potom po dosadení podmienok

$$0 = C \cos(\sqrt{d} X + 0) \sqrt{d}$$

ak  $C \neq 0$ , potom

$$C \cos(\sqrt{d} X) = 0, \text{ čo znamená že } \sqrt{d} X = \frac{\pi}{2}$$

$$\text{Z toho } d X^2 = \frac{\pi^2}{4} \Rightarrow d = \frac{\pi^2}{4X^2} \quad (13)$$

Pretože  $d = \frac{m\alpha}{kh_0}$ , porovnaním s výrazom (13) a vyjadrením  $\alpha$  dostaneme:

$$\alpha = \frac{\pi^2 kh_0}{4mX^2} \quad (14)$$

Čiže z rovnice (8) dostávame riešenie v tvare:

$$U = C \sin\left(\frac{\pi x}{2X}\right)$$

Nakonko podľa (5)  $h = Ue^{-\alpha t}$ , potom

$$h = C \sin\left(\frac{\pi x}{2X}\right) e^{-\alpha t}$$

kde  $\alpha$  je vyjadrená výrazom (14).

V ďalšom riešení predpokladáme, že

$$h' = C \sin\left(\frac{\pi x}{2X}\right) \quad \text{kde} \quad 0 \leq x \leq X$$

Toto partikulárne riešenie sa nazýva základným jednoduchým riešením. Ale v prípade, ak ide o pôvodnú ľubovoľnú voľnú hladinu, výraz  $h$  sa redukuje na toto základné riešenie.

V tomto prípade prietok na jednotku šírky v priereze výtoku pri  $x = 0$  sa rovná:

$$q = kh_0 \left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_{x=0} = \frac{\pi kh_0}{2X} C e^{-\alpha t} \quad (15)$$

kde  $\alpha$  je koeficient vyčerpania (vzťah 14).

Ak označíme  $h_m$  za maximálnu denivelizáciu, ktorá sa vytvára proti prúdu na vzdialenosť  $x = X$ , potom

$$q = \frac{\pi}{2} kh_0 \frac{h_m}{X}$$

kde  $h_m = C e^{-\alpha t}$

Výraz môžeme napísať v tvare:

$$q = \frac{\pi}{2} kh_0 I = 1,5708 kh_0 I$$

Lahko sa presvedčíme o tom, že ak v rovnici (15) čas  $t$  sa rovná nule ( $t = 0$ ), ktorému zodpovedá počiatočný prietok  $q_0$ , rovnica (15) vedie k výrazu:

$$q = q_0 e^{-\alpha t} \quad (16)$$

Podrobné odvodenie exponenciálneho tvaru Boussinesqovej rovnice (16) je v práci I. Petráša (1975).

Boussinesq ďalej dokázal, že ak hodnota  $h_0$  je vzhľadom k  $h$  malá (obr. 3), potom prietok sa rovná (H. Schoeller 1962):

$$q = \frac{q_0}{[1 + \alpha(t - t_0)]^2} \quad (17)$$

V danom prípade

$$\alpha = 5,572 \frac{kV_1}{4mX^3} \quad (18)$$

kde  $V_1$  sa rovná objemu zvodnenej vrstvy.



Pri ohraňčenom skúmaní najčastejšie sa vyskytujúcich prípadov vyčerpávania podzemnej vody z horninového prostredia boli odvodené základné rovnice, ktoré sú uvedené v nasledujúcej kapitole.

### Prehľad základných rovníc

Všeobecne možno pohyb vody v horninovom prostredí vyjadriť vzťahom

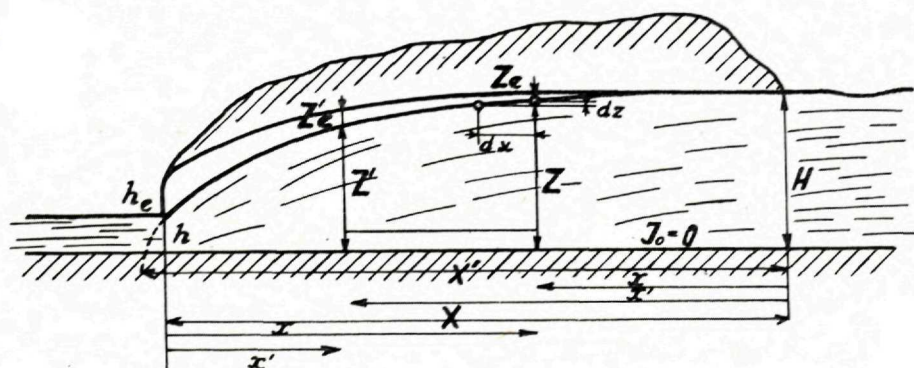
$$u = kI^n$$

kde  $n \in (1, 2)$  je exponent, ktorý závisí od druhu horninového prostredia a veľkosti hydraulického sklonu  $I$  a zohľadňuje laminárne, turbulentné i zmiešané prúdenie podzemnej vody.

Lineárny zákon Darcyho platí len do určitej kritickej rýchlosti  $u_k$ . Nad ňou je táto závislosť krivková a laminárny filtračný pohyb sa mení na filtračný turbulentný pohyb s premennou hodnotou koeficientu filtrácie  $k$ .

Ďalej uvedieme rovnice pre určenie prietoku pri najčastejšie sa vyskytujúcich prípadoch pohybu podzemnej vody s voľnou a napätou hladinou. Základné rovnice sú prevzaté z práce H. Schoellera (H. Schoeller 1962). Podrobné teoretické odvodenie základných rovníc i ostatných uvedených vzťahov je v práci I. Petráša (1975).

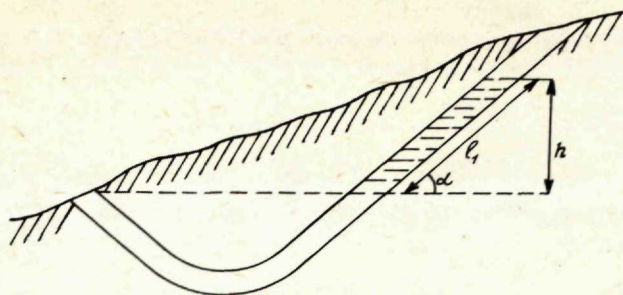
Rovnice zostavené pre prúdenie podzemnej vody s voľnou hladinou sú odvodené za predpokladu, že nepriepustné podložie je vodorovné (obr. 4) a pri prúdení



Obr. 4 Nerovnomerný pohyb podzemnej vody pri vodorovnom nepriepustnom podloží

Fig. 4 Le mouvement des eaux souterraines non uniforme dans le sous-sol horizontal non perméable

podzemnej vody s napätou hladinou sa počíta so zvodnenou vrstvou, ktorej klesajúca vetva má sklon k oblasti vyprázdnenia (obr. 5).



Obr. 5 Vyprázdňovanie podzemnej vody s napätou hladinou

Fig. 5 Le tarissement des eaux souterraines de la nappe captive

*Podzemná voda s voľnou hladinou s laminárnym prúdením*

$$\frac{1}{\sqrt{q}} - \frac{1}{\sqrt{q_0}} = \beta (t - t_0) \quad (19)$$

$$\text{kde } \beta = \frac{3}{2m} \sqrt{\frac{k}{2x^3}} \quad (20)$$

alebo

$$q = \frac{q_0}{[1 + \alpha (t - t_0)]^2} \quad (21)$$

$$\text{kde } \alpha = \frac{q_0}{V_0} = \beta^2 V_0 = \frac{9}{8} \frac{k V_0}{m^2 x^3} \quad (22)$$

*Podzemná voda s voľnou hladinou s prúdením zmiešaným*

$$\frac{1}{q^{\frac{n+1}{n}}} - \frac{1}{q_0^{\frac{n+1}{n}}} = B^{\frac{n+1}{n}} (t - t_0) \quad (23)$$

$$\text{kde } B = \frac{q_0}{V_0^{\frac{n+1}{n}}} = \frac{(n+2)^{\frac{n+1}{n}} k}{(n+1)^{\frac{n+1}{n}} m^{\frac{n+1}{n}} x^{\frac{n+2}{n}}} \quad (24)$$

alebo

$$q = \frac{q_0}{[1 + \alpha (t - t_0)]^{n+1}} \quad (25)$$

$$\text{kde } \alpha = \frac{q_0}{V_0} = B V_0^{\frac{1}{n}} \quad (26)$$

*b) turbulentným*

$$\frac{1}{q^{\frac{1}{3}}} - \frac{1}{q_0^{\frac{1}{3}}} = \beta (t - t_0) \quad (27)$$



$$\text{kde } \beta = B^{\frac{2}{3}} \quad (28)$$

(B má hodnotu danú výrazom 24)

$$\text{alebo } q = \frac{q_0}{[1 + \alpha (t - t_0)]^3} \quad (29)$$

$$\text{kde } \alpha = \frac{q_0}{V_0} = \frac{8}{9} \frac{k V_0^{\frac{1}{2}}}{m^2 x^2} \quad (30)$$

### *Podzemná voda s napätou hladinou s laminárnym prúdením*

$$q = q_0 e^{-\alpha (t - t_0)} \quad (31)$$

$$\text{kde } \alpha = \frac{q_0}{V_0} = \frac{k \sin \alpha}{m l} \quad (32)$$

### *Podzemná voda s napätou hladinou s prúdením*

#### *a) zmiešaným*

$$q^{n-1} - q_0^{n-1} = -\alpha (t - t_0) \quad (33)$$

$$\text{kde } \alpha = k^n \epsilon^{n-1} \frac{\sin \alpha}{l m} \left( \frac{n-1}{n} \right) \quad (34)$$

#### *b) turbulentným*

$$q - q_0 = -\alpha (t - t_0) \quad (35)$$

$$\text{kde } \alpha = \frac{1}{2} k^2 \epsilon \frac{\sin \alpha}{l m} \quad (36)$$

### **Hodnotenie koeficientu vyčerpávania $\alpha$**

V praxi sa najčastejšie používa rovnica, vyjadrujúca vyčerpávanie horninového komplexu za laminárneho prúdenia, napríklad podzemnej vody s napätou hladinou, ktorá pre výpočet prietoku má tvar

$$Q = Q_0 e^{-\alpha (t - t_0)} \quad (37)$$

Ak čas  $t_0 = 0$ , potom rovnica (3.1) nadobúda tvar:

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (38)$$

Táto rovnica sa v praxi bežne používa i v prípade vyjadrenia vyčerpávania podzemných vôd s voľnou hladinou, pretože tieto majú obvykle rozsiahlu nádrž priľahlú k prameňu a z toho dôvodu sa povrch hladiny vyčerpávaním mení málo.

Predpokladajme, že exponenciálna závislosť (38) zodpovedá skutočnému zákonu vyčerpávania daného horninového komplexu. Prameň je vo väčšine prípadov

zásobovaný vodou, ktorá je v horninovom komplexe rozmiestnená v zhode s priepustnosťou hornín, z ktorých je komplex zložený.

Ak čas  $t_0$  je začiatkom vyčerpania horninového komplexu v neovplyvnenom období a jednotka času je dostatočne veľká, výdatnosť prameňa v čase  $t$  sa bude rovnať sume exponenciálnych výrazov:

$$Q = Q_{01}e^{-\alpha_1 t} + Q_{02}e^{-\alpha_2 t} + \dots + Q_{0n}e^{-\alpha_n t} \quad (39)$$

kde  $\alpha_i$  a  $Q_{0i}$  zodpovedajú rôznym zásobám vody v horninovom komplexe.

Rozložením výrazu (39) do radu použitím Mac Laurinovho radu pre rozvoj funkcie  $f(x)$  podľa mocnín  $x$  dostaneme výraz:

$$Q = \sum_{i=1}^n Q_{0i} - t \sum_{i=1}^n \alpha_i Q_{0i} + \frac{1}{2!} t^2 \sum_{i=1}^n \alpha_i^2 Q_{0i} - \dots \quad (40)$$

Na druhej strane, ak uznáme exponenciálny zákon za správny pre celý horninový komplex, môžeme napísať:

$$Q = \left( \sum_{i=1}^n Q_{0i} \right) e^{-\alpha t} \quad (41)$$

alebo po rozložení do radu:

$$Q = \sum_{i=1}^n Q_{0i} - \alpha t \sum_{i=1}^n Q_{0i} + \frac{1}{2!} \alpha^2 t^2 \sum_{i=1}^n Q_{0i} - \dots \quad (42)$$

Rovnice (40) a (42) budú identické za podmienky:

$$\alpha = \frac{\sum Q_{0i} \alpha_i}{\sum Q_{0i}}; \alpha^2 = \frac{\sum Q_{0i} \alpha_i^2}{\sum Q_{0i}}; \dots; \alpha^n = \frac{\sum Q_{0i} \alpha_i^n}{\sum Q_{0i}} \quad (43)$$

Identičnosť týchto výrazov bude platiť i pri  $\alpha_1 = \alpha_2 = \dots = \alpha_n$ , t. j. ak je horninové prostredie rovnorodé.

V opačnom prípade považujeme:  $\alpha_i = \bar{\alpha} + \sigma_i$ , kde  $\bar{\alpha}$  je priemerná hodnota  $\left( \frac{\sum \alpha_i}{n} \right)$  koeficientov vyčerpania, rôznych zásob rôznych častí horninového prostredia.

Podmienka (43) v tomto prípade má tvar:

$$\alpha = \bar{\alpha} + \frac{\sum Q_{0i} \sigma_i}{\sum Q_{0i}}; \alpha^2 = \bar{\alpha}^2 + 2\bar{\alpha} \frac{\sum Q_{0i} \sigma_i}{\sum Q_{0i}} + \left( \frac{\sum Q_{0i} \sigma_i}{\sum Q_{0i}} \right)^2 \quad (44)$$

Každé  $\alpha_i$  je malé pri porovnaní s jednotkou.  $\sigma_i$  pri strednej absolútnej hodnote je ešte menšie, nakoľko označuje odchýlku  $\alpha_i$  od priemernej hodnoty  $\bar{\alpha}$ . Možno dokázať, majúc toto na zreteli, že pri zámene

$$\frac{\sum Q_{0i} \sigma_i^2}{\sum Q_{0i}} \quad \text{výrazom} \quad \left( \frac{\sum Q_{0i} \sigma_i}{\sum Q_{0i}} \right)^2$$

zistená chyba je veľmi malá, aj keď sa veličina  $\alpha$  mení vo veľkom rozmedzí. Aj v tomto prípade je vyjadrená hodnotou tretieho a vyššieho rádu.



Z toho vyplýva, že rovnice (44) nebudú nezlučiteľné, a preto možno napísať:

$$\alpha = \bar{\alpha} + \frac{\sum Q_{oi} \sigma_i}{\sum Q_{oi}} \quad (45)$$

Ak je zásobovanie horninového komplexu zo zrážok dostatočné a rovnaké na celej ploche infiltračného územia, teda ak je plná vodná kapacita (PVK) celého horninového komplexu do určitej výšky jeho nasýtenia, i keď nerovnaká vzhľadom na jeho nerovnorodosť, ale v každom prípade (t. j. v rôznych obdobiach) na začiatku vyčerpávania podobná, potom môžeme prijať exponenciálny zákon vyčerpávania vody z horninového komplexu.

Keď je splnený uvedený predpoklad, sú možné dva prípady. V prvom prípade je koeficient vyčerpávania  $\alpha$  stály pre daný komplex v priebehu každého obdobia výtoku. V druhom prípade, ktorý naznačuje veľmi nerovnomerné horninové prostredie, ak sa vyčerpávanie vyjadruje exponenciálnym zákonom (37), je stredná hodnota  $\sigma$ , veľká a koeficient  $\alpha$  nebude ďalej stály.

Jednako i pri rovnomerom horninovom prostredí proces vyčerpávania horninového komplexu môže prebiehať rôzne, ak je v dôsledku nerovnomerného rozloženia zrážok v priestore a čase zásobovaný nepravidelne. Vtedy krivky vyčerpávania len približne zodpovedajú exponenciálnemu vzťahu, veličina môže byť stála len pre jedno obdobie a bude sa meniť podľa jednotlivých období. Koeficient vyčerpávania zodpovedá v tomto prípade prevládajúcemu zásobovaniu niektorej časti horninového komplexu. Takéto prípady sa však vyskytujú pri veľkých infiltračných oblastiach priľahlých k prameňom, čo nie je typické pre naše podmienky.

Predchádzajúci komentár k systému rovníc (39) až (45) podľa práce M. Rochea (M. Roche 1971) autori upravili pre typ rovnice (38) a pre vyprázdňovanie horninového komplexu.

Pohyb vody v horninovom prostredí v procese vyčerpávania môžeme lepšie pochopiť, ak analyzujeme koeficienty vyčerpávania prameňov. Dá sa predpokladať, že zvodnená sieť pórov, dutín a puklín má hydraulicky rozdielne režimy v určitom horninovom komplexe a že tieto režimy sa v jeho jednotlivých častiach môžu meniť. Vplýva to na hydrologickú bilanciu i na infiltračno-odtokové vzťahy.

Priebeh konkrétnej čiary vyčerpávania možno matematicky presne vyjadriť použitím viacerých rovníc, ktorých platnosť je obmedzená pre jej jednotlivé časti, v závislosti od druhu pohybu podzemných vôd.

V súlade s predchádzajúcimi úvahami, a ako ďalej uvedieme, superpozíciou rovnice (38) pre ľubovoľnú čiaru vyčerpávania však máme možnosť jej pomerne veľmi presného matematického vyjadrenia.

Hodnotou, ktorou sa líšia čiary vyčerpávania z rozdielnych horninových prostredí, je koeficient vyčerpávania  $\alpha$ , ktorý v sebe zahrňuje rad faktorov odrážajúcich charakteristiku zvodneného prostredia.

Ak porovnáme koeficienty vyčerpávania  $\alpha$  použité v rovniciach, ktoré vyjadrujú rôzne druhy pohybu podzemnej vody za rôznych podmienok (koeficienty  $\alpha$



vyjadrené vzťahmi: 14; 18; 22; 30; 32; 36), zistíme pri uplatnení určitej schematizácie, že koeficient  $\alpha$  je vo všetkých prípadoch priamoúmerný koeficientu filtrácie  $k$  a nepriamoúmerný koeficientu vodnej výdatnosti  $m$  a dĺžke zvodnenej vrstvy.

Podľa toho pre všetky odvodené druhy pohybu podzemných vôd platí, že vyčerpávanie štruktúry bude tým rýchlejšie, čím bude väčší koeficient  $\alpha$ . Inými slovami, rýchlosť vyčerpávania štruktúry bude rásť so zväčšovaním sa koeficientu filtrácie  $k$ , zmenšovaním koeficientu vodnej výdatnosti  $m$  a dĺžky zvodnenej vrstvy a naopak.

V ďalšom riešení pri vyjadrení vyčerpávania podzemnej vody z horninového prostredia, vychádzame z rovnice v tvare:

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (38)$$

Ak podrobnejšie analyzujeme koeficient vyčerpávania vyjadrený pre túto rovnicu napr. Boussinsqom v tvare

$$\alpha = \frac{\pi^2 k h_0}{4 m X^2} \quad (14)$$

vidíme, že koeficient  $\alpha$  je ešte priamoúmerný výške zvodnenej vrstvy, ale nepriamoúmerný jej dĺžke.

Po zavedení rozmeru šírky do vzťahu (14) môžeme konštatovať, že koeficient  $\alpha$  bude priamoúmerný ploche prierezu zvodnenej vrstvy a nepriamoúmerný ploche zvodnenej vrstvy, resp. ploche hladiny, lebo táto sa vyčerpávaním mení málo.

Ak tento pomer označíme  $\frac{F}{S}$

kde  $F$  — ploche priečného prierezu zvodnenej vrstvy

$S$  — plocha hladiny podzemnej vody,

potom vzorec (14) môžeme napísať v tvare

$$\alpha = a \frac{k}{mX},$$

kde konštanta  $a$  je súborom konštánt zlomku (14) a je závislá od pomeru  $\frac{F}{S}$ .

Na základe tejto úvahy môžeme dodať, že vyčerpávanie štruktúry bude rýchlejšie, teda i koeficient vyčerpávania  $\alpha$  bude narastať so zväčšovaním  $a$ , ktoré závisí od vzájomného pomeru  $\frac{F}{S}$ .

Ak porovnávame dva koeficienty vyčerpávania  $\alpha$ , jeden malý a druhý veľký, prináležiace dvom čiarom vyčerpávania, ktoré majú rovnakú hodnotu  $Q_0$  v čase  $t_0$ , zistíme, že zvodnený systém s malou hodnotou  $\alpha$  vydá v tom istom časovom úseku od  $t_0$  po  $t$  viac vody ako systém s veľkou hodnotou koeficientu  $\alpha$ .

Nakoniec treba dodať, že koeficient vyčerpávania  $\alpha = \frac{Q_0}{V_0}$ , je recipročnou hodnotou času, ktorý by bol potrebný na vyčerpávanie vody z horninového komplexu, aby prietok ostal konštantný.



## Spôsob výpočtu základných parametrov čiary vyčerpávania a jej konštrukcia

Prvoradou úlohou pri zisťovaní vzťahu medzi prameňmi a horninovým prostredím je vyjadriť vybrané čiary vyčerpávania vhodným matematickým vzťahom tak, aby sa dali navzájom porovnávať, pozorovať zmeny v priebehu výdatnosti a z toho prihliadnúc na typ horninového prostredia, v ktorom sa skúmaný prameň nachádza, zisťovať závislosti medzi prameňom a horninovým prostredím počas neovplyvneného obdobia.

Pre riešenie tohto problému sme použili v praxi často používanú a v predchádzajúcich kapitolách odvodenú a zdôvodnenú rovnicu exponenciálneho tvaru (38):

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t}$$

Po jej zlogaritmovaní dostaneme:

$$\log Q = \log Q_0 - \alpha t \log e$$

$$\log Q = \log Q_0 - 0,4343 \alpha t$$

Znamená to, že ak nanesieme takto definovanú krivku v semilogaritmickej stupnici, dostaneme priamku. Koeficient vyčerpávania  $\alpha$  je smernicou tejto priamky a daná rovnica platí pre celý rozsah krivky. Druhý parameter čiary vyčerpávania  $Q_0$  reprezentuje poradnicu tejto čiary v čase  $t = 0$ .

V skutočnosti však, vzhľadom na rôzne spôsoby vyčerpávania podzemných vôd z horninových komplexov, priamku dostaneme len v prípade, keď daná rovnica priamo vystihuje spôsob vyčerpávania, t. j. pri rovnomernom izotropnom prostredí celej zvodnenej vrstvy napájajúcej prameň. V týchto prípadoch sa potom mení len sklon priamky, teda hodnota koeficientu vyčerpávania  $\alpha$  podľa typu horninového prostredia. Čím je prostredie priepustnejšie, tým je krivka strmšia, teda i hodnota  $\alpha$  väčšia.

V ostatných prípadoch, kde danou rovnicou nevystihneme spôsob vyčerpávania, t. j. kde je priebeh vyčerpávania zložený z viacerých rozdielnych foriem vyčerpávania, v semilogaritmickej stupnici nedostaneme priamku ale krivku, teda i hodnota  $\alpha$  je premenlivá v čase. V týchto prípadoch treba použiť superpozíciu viacerých exponenciálnych rovníc vyššie uvedeného typu.

Ak pri vyčerpávaní vzniká okrem laminárneho pohybu i turbulentný pohyb, čo sa stáva v niektorých prípadoch v prvých fázach od maximálneho naplnenia štruktúry, použijeme kombináciu exponenciálnych rovníc s lineárnou rovnicou.

Koeficient  $\alpha$  určíme týmto spôsobom: do grafu nesieme čas v lineárnej mierke a výdatnosť v logaritmickej mierke. Pri tomto grafickom vyjadrení spodná časť čiary vyčerpávania sa transformuje na priamku, ktorá logaritmickú os pretína v bode  $Q_{01}$ . Hodnotu  $\alpha_1$  vypočítame z rovnice

$$\alpha_1 = \frac{\log Q_{01} - \log Q_{t1}}{0,4343 t} \quad (46)$$

Pre zostávajúcu časť skutočnej krivky, ktorá sa líši od priamky, vytvoríme ďalšiu priamku tak, že vynášame znovu do toho istého grafu rozdiel medzi prvou



priamkou a skutočnou krivkou. Získame tak ďalšiu priamku, pre ktorú určíme  $Q_{02}$  a  $\alpha_2$  ako v prvom prípade. Takto postupujeme dovtedy, kým celú skutočnú krivku vyjadríme superpozíciou priamok. Pre úplné vyjadrenie skutočnej čiary vyčerpávania spravidla postačia dve alebo tri priamky. V takomto prípade získame niekoľko hodnôt  $\alpha$ , ktoré charakterizujú rôzne etapy vyčerpávania horninového komplexu.

Po určení  $\alpha$  a  $Q_0$  môžeme vypočítať zásoby podzemných vôd horninového komplexu v čase  $t_0$  zo vzťahu

$$V_0 = Q_0 \int_0^\infty e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Pomerne veľmi zložitým problémom je vlastný rozbor čiar vyčerpávania, ktorý treba urobiť na viacerých čiarach u toho istého zdroja, a to veľmi zodpovedne, pretože rôzne vplyvy, hlavne zrážkové v čase vyčerpávania často značne deformujú čiaru vyčerpávania, čo môže viesť k skresleným výsledkom. Vyberajú sa preto pramene s dlhodobými presnými sústavnými meraniami, umožňujúcimi rozbor čiar vyčerpávania. Určité rozdielnosti v ich priebehu sú spôsobené predkulmináčnymi vplyvmi, ako sú lokálna premenlivosť zrážok v rámci čiastkových plôch infiltračnej oblasti a stupeň naplnenia komplexu, ktoré možno ťažko vylúčiť. Ako sme už uviedli, ukazuje sa, že tieto vplyvy v našich podmienkach nie sú veľmi silné, pretože väčšina infiltračných oblastí jednotlivých prameňov nemá veľký plošný rozsah. Ďalšie vplyvy, spôsobené zrážkami v čase vyčerpávania komplexu je niekedy ťažko posúdiť.

### **Vyčerpávanie podzemných vôd z puklinovo-krasového prostredia**

V puklinovo-krasovom prostredí je vyčerpávanie podzemných vôd odrazom ich značne zložitého režimu. Čiara vyčerpávania v obdobiach vysokých výdatností poukazuje vo väčšine prípadov na existenciu viacerých režimov prúdenia v štruktúre, v priebehu vyčerpávania v jednom neovplyvnenom období. Čiara vyčerpávania odráža väčšinou dve formy režimu prúdenia podzemných vôd zúčastňujúcich sa na výdatnosti prameňa v čase vyčerpávania zvodneného komplexu. Jeden z veľkých puklín a krasových kanálov s turbulentným alebo laminárnym prúdením, druhý s rozdielnym koeficientom vyčerpávania z drobných puklín, vždy s laminárnym prúdením. S poklesom výdatnosti prameňa čiara vyčerpávania s turbulentným prúdením, prípadne s laminárnym prúdením s vysokým koeficientom vyčerpávania postupne zaniká a v niektorých prípadoch už pri stredných a vždy pri nízkych výdatnostiach prebieha vyčerpávanie podľa zákonov laminárneho prúdenia.

Celý režim vyčerpávania a jeho rozdielnosť regulujú dva vyčerpávané systémy v hornine. Je to systém veľkých puklín a krasových kanálov a systém drobných puklín. Po naplnení štruktúry na celkový odtok spolupôsobia obidva tieto systémy, pritom úloha veľkých puklín a krasových kanálov je veľmi rozdielna podľa



výškovej polohy. Krasové kanály a veľké pukliny nad celkovou úrovňou krasových vôd v masíve vedú veľké množstvá zrážkových vôd. Ich vyčerpávanie je rýchle a strhávajú so sebou vody puklín. Je to sumárna hodnota dvoch systémov vyčerpávania s rozdielnymi koeficientmi vyčerpávania. Krasové kanály a veľké pukliny spodnej časti zvodnelého komplexu vedú všetku vodu, ale výdatnosť prietoku v týchto kanáloch je v druhej fáze odtoku limitovaná iba výdatnosťou drobných puklín. Veľké krasové kanály a otvorené pukliny vedú vodu i naďalej, majú však hlavne funkciu zberačov podzemných vôd z drobných puklín, pričom veľkosť výdatnosti výtoku je založená v tejto fáze na vododajnosti drobných puklín. Rozbor čiar vyčerpávania umožňuje potom hodnotiť podiel odtoku z krasových kanálov a veľkých puklín a podiel odtoku z drobných puklín. Niekoľko hodnotení tohto javu u nás prinieslo vierohodné výsledky. Napr. v prameni z Manínskeho bradla (infiltračná oblasť — paleogénne karbonátové zlepence) podiel krasových kanálov a veľkých puklín je iba 7,5 % a podiel drobných puklín 92,5 % (E. Kullman 1973). V krasovom prameni „Jergaly“ v Nízkych Tatrách s infiltračnou oblasťou vo vápencoch a dolomitoch bol dokumentovaný podstatne vyšší podiel krasových kanálov (15,9 %) k drobným puklinám (84,1 %) (E. Kullman — I. Valušiak 1974).

Podobne v hydrogeologickej štruktúre krížňanského príkrovu v Malých Karpatoch vybudovanej z vápencov a dolomitov a hodnotenej ako celok podiel veľkých puklín a krasových kanálov tvorí 21,5 % a drobných puklín 78,5 % (E. Kullman 1977).

Odtok z drobných puklín sa vo väčšine prípadov iba pozvoľna znižuje. Zriedkavé sú prípady, keď sa z neho stáva permanentný odtok.

#### **Aplikácia čiar vyčerpávania na vybraných prameňoch z horninových komplexov s rôznymi režimami prúdenia**

Hlavným zámerom ďalšej práce na tejto problematike je hodnotenie podzemných vôd v litologicky a tektonicky rozdielnych geologických útvaroch prostredníctvom čiar vyčerpávania a ich rozdielnych priebehov.

V ďalších kapitolách predkladáme niekoľko príkladov ilustrujúcich reálnosť vytýčenej úlohy a poukážeme na nich na nasledovné skutočnosti:

1. V pomerne homogénnom horninovom prostredí (napr. rovnomerne porušené dolomity) sú čiarvy vyčerpávania z viacerých prameňov v pomerne dobrej zhode i pri rozdielnych výdatnostiach prameňov.

2. Rozdielne horninové prostredie, a tým i rozdielny režim podzemných vôd, sa prejavuje na čiarach vyčerpávania veľkými rozdielmi. Rozbor týchto rozdielností u čiar vyčerpávania umožňuje, ako vyplýva z doterajších poznatkov, dobre hodnotiť hydrogeologické pomery jednotlivých geologických útvarov, čo je významným prínosom pre riešenie mnohých hydrologických a hydrogeologických problémov.



## Čiary vyčerpávania z relatívne homogénneho puklinového prostredia

Pre posúdenie charakteru čiar vyčerpávania z pomerne homogénneho prostredia sme vybrali karbonatický komplex krížňanského príkrovu, tvoriaci súčasť mezo-zoického pásma tiahnuceho sa v smere JZ—SV naprieč Malými Karpatmi, od obce Kuchyňa až k obci Lošonec. Vlastný karbonatický komplex vytvára úzky pruh jz.—sv. smeru, ktorý upadá sz. smerom strmo do hĺbok. V jeho podloží sú nepriepustné súvrstvia, hlavne slienité bridlice a vápnité pieskovce tatridnej — obalovej série. V nadloží karbonatického komplexu ležia znova nepriepustné bridličnaté súvrstvia keupru vlastného krížňanského príkrovu a ostatných hydrogeologicky nepriaznivých nadložných súvrství (kriedy a jury krížňanského príkrovu a permu—triasu chočského príkrovu), tvoriace bariéru podzemným vodám hodnoteného karbonatického celku. Vlastný zvodnený karbonatický celok je vybudovaný z triasových súvrství, v ktorých prevažujú triasové, rovnomerne rozpukané dolomity. Tento karbonatický celok je odvodňovaný výlučne na svojom obvode viacerými pretekavými bariérovými prameňmi, ktoré odvodňujú prebytky vôd komplexu. Jeho juhozápadnú časť odvodňuje 17 význačných prameňov.

Uvedené pramene boli sústavne merané v priebehu minimálne 10 rokov, a to od roku 1957 do roku 1966.

Pre zhodnotenie čiar vyčerpávania sme vybrali 2 pramene; prehľadovali sme ich čiary vyčerpávania a porovnali s priemernou čiarou vyčerpávania sumáru všetkých prameňov.

### Vybrané pramene:

1. Prameň „Holba grundy I“ — vystupujúci v Sološnickej doline ako pretekavý — bariérový prameň s výdatnosťou kolísajúcou medzi 4,35 l/s a 36,4 l/s. Vystupuje z rovnomerne rozdrtených dolomitov na styku s bridličnatou bariérou karpatského keupru. Prameň bol sústavne meraný v priebehu 11 rokov (1956—1966). Po prehodení celého rozsahu sústavných meraní bolo vybraných 6 období, o ktorých sa dá predpokladať, že čiary vyčerpávania neboli veľmi ovplyvnené. Menšie ovplyvnenia boli vylúčené vyrovnaním (extrapolovaním). V tabuľke 1 uvádzame výsledné hodnoty tohto riešenia.

Graficko-početné spracovanie čiar vyčerpávania z tohoto prameňa zvolenou metódou podáva nasledujúci príklad.

Ako vidieť z priloženej tabuľky, koeficient vyčerpávania  $\alpha_1$ , t. j. koeficient vyčerpávania z drobných puklín je veľmi stály a kolíše v rozmedzí  $2,623 \cdot 10^{-3}$  —  $3,326 \cdot 10^{-3}$ . Koeficient vyčerpávania  $\alpha_2$  z väčších kanálov a puklín má o niečo vyšší rozkyv, avšak i tento je pomerne stály v rozmedzí  $2,187 \cdot 10^{-2}$  —  $4,545 \cdot 10^{-2}$ .

2. prameň „Polčiná III“, vyvierajúci v Sološnickej doline z takého istého karbonatického-dolomitového komplexu taktiež ako bariérový prameň na styku dolomitov s bridličnatým súvrstvom karpatského keupru. Prameň bol sústavne meraný v priebehu 11 rokov (1956—1966). Jeho výdatnosť kolísala v rozpätí



Príklad graficko-početného spracovania čiary vyčerpávania

a) početná časť:  
stanica: Sološnica; prameň: Holba Grunty I  
čiara vyčerpávania, obdobie: 9. 9.—16. 12. 1959

Tabuľka 1

t [dni]	A empirická čiara [l/s]	B čiara pre $\alpha_1$ [l/s]	C čiara rozdielov (A—B) [l/s]	D čiara pre $\alpha_2$ [l/s]	E teoretická čiara (B+C) [l/s]
0	9,38	6,800	2,580	2,580	9,380
7	8,39	6,645	1,745	1,874	8,519
14	7,80	6,493	1,307	1,362	7,855
21	7,48	6,344	1,136	0,989	7,333
28	7,00	6,199	0,801	0,719	6,918
35	6,58	6,058	0,522	0,522	6,580
42	6,35	5,919	0,431	0,379	6,298
49	5,98	5,784	0,196	0,275	6,059
56	5,76	5,652	0,108	0,200	5,852
63	5,53	5,523	0,007	0,145	5,668
70	5,38	5,397	-0,017	0,106	5,503
77	5,23	5,273	-0,043	0,077	5,350
84	5,18	5,153	0,027	0,056	5,209
91	5,04	5,035	0,005	0,040	5,075
98	4,92	4,920	0,000	0,029	4,949

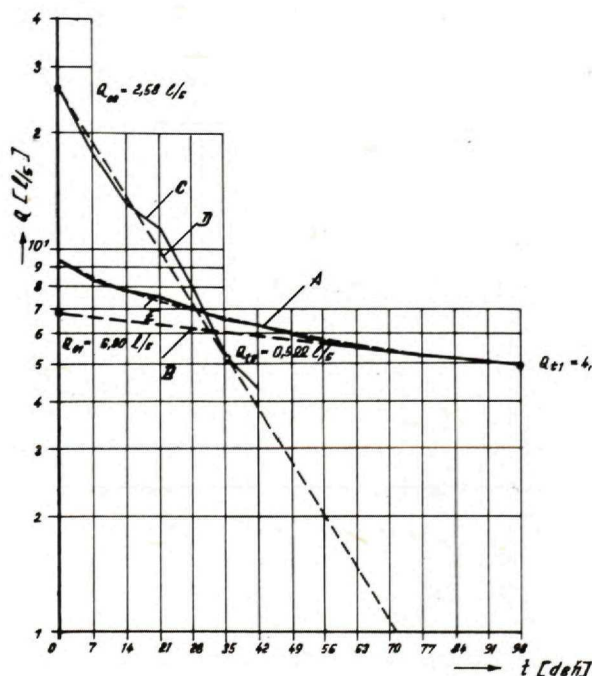
b) grafická časť:  
Stanica Sološnica — prameň Holba  
grunty I.  
čiara vyčerpávania, obdobie 9. 9. —  
16. 12. 1959

Legenda:

- A empirická čiara
- B čiara pre  $\alpha_1$
- C čiara rozdielov A — B
- D čiara pre  $\alpha_2$
- E teoretická čiara

$$\alpha_1 = 3,30214 \cdot 10^{-3} \quad (Q_{01} = 6,80 \text{ l/s}; \\ Q_{11} = 4,92 \text{ l/s}; t = 98 \text{ dní}) \\ \alpha_2 = 0,045653, (Q_{02} = 2,58 \text{ l/s}; \\ Q_{12} = 0,522 \text{ l/s}; t = 35 \text{ dní}) \\ Q = 2,58 \cdot e^{-0,045653 \cdot t} + 6,80 \cdot e^{-0,00330214 \cdot t}$$

b) la partie graphique  
Station de Sološnica — la source Hol-  
ba grunty I.  
la courbe de tarissement, la période  
de 9. 9. à 16. 12. 1959  
La légende:  
A la courbe empirique  
B la courbe pour  $\alpha_1$   
C la courbe des différences A—B  
D la courbe pour  $\alpha_2$   
E la courbe théorique  
 $\alpha_1 = 3,30214 \cdot 10^{-3} \quad (Q_{01} = 6,80 \text{ l/s}; \\ Q_{11} = 4,92 \text{ l/s}; t = 98 \text{ jours}) \\ \alpha_2 = 0,045653, (Q_{02} = 2,58 \text{ l/s}; \\ Q_{12} = 0,522 \text{ l/s}; t = 35 \text{ jours}) \\ Q = 2,58 \cdot e^{-0,045653 \cdot t} + 6,80 \cdot e^{-0,00330214 \cdot t}$



por. č.	obdobie vyčerpávania	Q max (m <sup>3</sup> /s)	Q min (m <sup>3</sup> /s)	t dni	$\alpha_2$	$\alpha_1$
1	7. 7. 1957 — — 25. 12. 1957	0,01170	0,00540	112	$2,929 \cdot 10^{-2}$	$2,933 \cdot 10^{-3}$
2	14. 5. 1958 — — 29. 10. 1958	0,01330	0,00582	168	$2,187 \cdot 10^{-2}$	$2,623 \cdot 10^{-3}$
3.	9. 9. 1959 — — 16. 12. 1959	0,00940	0,00492	98	$4,565 \cdot 10^{-2}$	$3,302 \cdot 10^{-3}$
4.	10. 7. 1960 — — 21. 12. 1960	0,00960	0,00495	133	$3,853 \cdot 10^{-2}$	$2,712 \cdot 10^{-3}$
5.	5. 7. 1961 — — 18. 10. 1961	0,00725	0,00435	105	$4,050 \cdot 10^{-2}$	$2,903 \cdot 10^{-3}$
6.	19. 6. 1963 — — 25. 3. 1964	0,01270	0,00369	201	$2,190 \cdot 10^{-2}$	$3,326 \cdot 10^{-3}$

1,31 l/s — 11,6 l/s. Na základe rozboru sústavných meraní bolo obdobie ako u predchádzajúceho prameňa vybraných 5 období neovplyvnených prípadne málo ovplyvnených čiar vyčerpávania. Získané výsledky podáva priložená tabuľka 2.

por. č.	obdobie vyčerpávania	Q max (m <sup>3</sup> /s)	Q min (m <sup>3</sup> /s)	t dni	$\alpha_2$	$\alpha_1$
1.	28. 4. 1958 — — 17. 10. 1958	0,00474	0,00172	182	$3,310 \cdot 10^{-2}$	$3,105 \cdot 10^{-3}$
2.	8. 7. 1959 — — 9. 11. 1959	0,00302	0,00174	126	$2,740 \cdot 10^{-2}$	$2,716 \cdot 10^{-3}$
3.	27. 4. 1963 — — 29. 10. 1963	0,00589	0,00169	163	$3,060 \cdot 10^{-2}$	$2,887 \cdot 10^{-3}$
4.	17. 6. 1964 — — 6. 10. 1964	0,00311	0,00164	112	$2,570 \cdot 10^{-2}$	$2,784 \cdot 10^{-3}$
5.	23. 6. 1965 — — 15. 12. 1965	0,00622	0,00207	133	$3,144 \cdot 10^{-2}$	$2,535 \cdot 10^{-3}$

Ako vidieť z tabuľky 2, koeficient vyčerpávania  $\alpha_1$  (t. j. koeficient vyčerpávania z drobných puklín) kolíše na základe vyhodnotených piatich čiar vyčerpávania v rozpätí  $2,535 \cdot 10^{-3}$  —  $3,105 \cdot 10^{-3}$ . Koeficient vyčerpávania  $\alpha_2$  (koeficient vyčerpávania z rozsiahlych puklín prípadne krasových dutín) kolíše v medziach  $2,570 \cdot 10^{-2}$  —  $3,310 \cdot 10^{-2}$ . Rozdielnosti u jednotlivých čiar vyčerpávania u oboch koeficientov sú malé, dokonca menšie ako u prameňa „Holba grunty I“.

Ak porovnáme výsledky z oboch týchto prameňov, vidíme, že koeficienty vyčerpávania u oboch týchto prameňov (viď tab. 3) sa príliš nelíšia a navyš, ak ich porovnáme s priemernými koeficientmi vyčerpávania súčtu výdatnosti všetkých 17 meraných prameňov štruktúry za obdobie 1957—1966, vidíme malé rozdiely. Možno teda dokumentovať dobrú vzájomnú zhodu medzi čiarami vyčerpávania oboch hodnotených prameňov tiež zhodu vyčerpávania prameňov s priemernou



čiarou vyčerpávania štruktúry ako celku. Možno dokonca konštatovať, že u tejto štruktúry čiary vyčerpávania sumáru prameňov majú v priebehu viacerých rokov menšie rozdielnosti, ako čiary vyčerpávania jednotlivých prameňov (E. Kullman 1977).

Tabuľka 3

	$\alpha_2$	$\alpha_1$
prameň „Holba grunty I“	$2,190 \cdot 10^{-2} - 4,565 \cdot 10^{-2}$	$2,623 \cdot 10^{-3} - 3,326 \cdot 10^{-3}$
prameň „Polčiná III“	$2,570 \cdot 10^{-2} - 3,310 \cdot 10^{-2}$	$2,535 \cdot 10^{-3} - 3,105 \cdot 10^{-3}$
sumár odtoku 17 prameňov z karbonatického komplexu krížňanského príkrovu v M. Karpatoch	$3,410 \cdot 10^{-2}$	$3,250 \cdot 10^{-3}$

Tabuľka 3 dokumentuje rovnomerne rozpukané horninové prostredie s málo rozdielnymi čiarami vyčerpávania. I pri malých rozdieloch v hodnotených koeficientoch možno však vidieť, že prameň „Polčiná III“ v porovnaní s priemerným odtokom z komplexu sa vyčerpáva pomalšie a rovnomernejšie ako prameň „Holba grunty I“, čo dokumentuje rovnomernejšie a pravidelnejšie rozpukanie s podstatnejším podielom drobných puklín.

Čiary vyčerpávania ako odraz rozdielneho režimu podzemných vôd z rozdielnych horninových prostredí

Charakter čiary vyčerpávania ovplyvňuje veľa rôznych faktorov. Z nich najvýznamnejšie sú rôzny stupeň rozpukanosti, vzťah podielu drobných puklín, otvorených porúch a krasových kanálov. Detailné hodnotenie a vzájomné porovnávanie čiar vyčerpávania z rozdielnych horninových prostredí umožňuje lepšie spoznať režim puklinových a puklinovo-krasových vôd, a tým riešiť závažné problémy.

V rámci tejto kapitoly uvedieme niekoľko príkladov veľkých rozdielností v čiarach vyčerpávania, v závislosti od veľkých rozdielností hydrogeologického charakteru geologických prostredí.

Pre demonštrovanie týchto rozdielností boli zhodnotené:

1. Pramene viazané na prevažne dolomitové, silne rovnomerne rozpukané komplexy (prameň Holba grunty I; prameň Polčiná III v krížňanskom príkrove Malých Karpát — pozri predchádzajúca stať).

2. Pramene viazané na karbonátové komplexy vybudované sčasti z rovnomerne rozpukaných dolomitov a sčasti z vápencov s veľkými otvorenými puklinami a krasovými kanálmi (prameň „Kamenná dolina“ v oblasti Kľačna — Strážovská hornatina).

3. Pramene viazané na krasové územie so silne rozvinutým krasom v prevažne vápencových útvaroch (prameň „Pri moste“ v Slatine nad Bebravou v Strážovskej

hornatine, prameň „Buzgó“ v oblasti Krásnohorskej Dlhej Lúky v Slovenskom krase).

1. Pramene viazané na prevažne dolomitové, silne rovnomerne rozpukané komplexy vhodne reprezentujú pramene „Holba grundy I“ a „Polčiná III“. Vyznačujú sa nízkymi hodnotami  $\alpha_1$  a  $\alpha_2$ , čo dokumentuje plynulé pozvoľné vyčerpávanie komplexov. Ich koeficient vyčerpávania  $\alpha_1$  sa pohybuje prevažne od  $1 \cdot 10^{-3}$ — $5 \cdot 10^{-3}$ , koeficient  $\alpha_2$  od  $1 \cdot 10^{-2}$ — $5 \cdot 10^{-2}$ . I v rámci tejto skupiny hornín, ktorá zahŕňa hlavne silne rovnomerne rozpukané dolomity, puklinovo-pórovité prostredie neovulkanitov, terciérne pieskovce a iné, je pri zhodnotení väčšieho počtu prameňov predpoklad ešte pre detailnejšie členenie.

2. Pramene viazané na karbonátové komplexy s podielom pomerne rovnomerne rozpukaných dolomitov a podielom vápencov s rôznym stupňom skrasovatenia tvoria prechod od prvej skupiny k prameňom viazaným na rozvinutý kras. Ako príklad uvádzame prameň „Kamenná dolina“ v oblasti obce Kľačno v Strážovskej hornatine. Prameň je pozorovaný za obdobie 1951—1975. Jeho výdatnosť kolísala v rozmedzí 2,38 l/s — 25,3 l/s. Infiltračnou oblasťou prameňa sú vápence a dolomity stredného a vrchného triasu krížňanského príkrovu. U prameňa boli vyhodnotené 4 čiary vyčerpávania (tab. 4).

Prameň: „Kamenná dolina“

Tabuľka 4

por. č.	obdobie vyčerpávania	$Q_{\max}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{\min}$ (m <sup>3</sup> /s)	t dni	$\alpha_2$	$\alpha_1$
1.	1. 4. 1964 — — 17. 6. 1964	0,00745	0,00339	70	$7,23 \cdot 10^{-2}$	$7,60 \cdot 10^{-3}$
2.	12. 8. 1964 — — 30. 10. 1964	0,00437	0,00320	40	—	$7,70 \cdot 10^{-3}$
3.	24. 8. 1966 — — 2. 11. 1966	0,00868	0,00500	50	$6,24 \cdot 10^{-2}$	$7,80 \cdot 10^{-3}$
4.	21. 7. 1971 — — 20. 10. 1971	0,00875	0,00510	70	$5,30 \cdot 10^{-2}$	$7,74 \cdot 10^{-3}$

Zvýšené koeficienty  $\alpha_1$  i  $\alpha_2$  prameňa jednoznačne potvrdzujú rýchlejšie vyčerpávanie komplexu, t. j. väčšiu, i keď relatívne ešte rovnomernú rozpukanosť. Získané výsledky sa rádovo nelíšia od predchádzajúcich, sú však celkove 2—3 násobne vyššie. Je zrejmé, že pri zhodnotení väčšieho počtu prameňov u tohto prechodného typu dôjde v závislosti na pomere dolomitov a vápencov, ako aj v závislosti na rôznom stupni skrasovatenia vápencov k väčšiemu rozkvyvu hodnôt  $\alpha$  u jednotlivých čiar vyčerpávania.

3. Poslednú skupinu tvoria pramene viazané na krasové územia so silne rozvinutým krasom. Ako príklad uvedieme dva zhodnotené pramene.

Prameň „Pri moste“ v Slatine nad Bebravou v Strážovskej hornatine vyviera z triasových, silne skrasovatených vápencov horskej skupiny Žihľavníka. Bol pozorovaný za obdobie 1952—1968. Jeho výdatnosť v tomto čase kolísala v rozmedzí 37,8 l/s — 485 l/s. Odvodňuje časť významnej kryhy chočského



príkrovu ležiacej na nepriepustných kriedových súvrstviach, ktoré tvoria najmladšie členy nižšieho — križňanského príkrovu. Z dlhodobých meraní prameňa boli vyhodnotené 4 čiary vyčerpávania. Výsledky vyhodnotenia podáva tabuľka 5.

Prameň: „Pri moste“

Tabuľka 5

por. č.	obdobie vyčerpávania	$Q_{\max}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{\min}$ (m <sup>3</sup> /s)	t (dni)	$\alpha_1$	$\alpha_2$
1.	26. 6. 1963 — — 14. 8. 1963	0,1540	0,0780	42	$9,28 \cdot 10^{-2}$	$1,15 \cdot 10^{-2}$
2.	1. 4. 1964 — — 20. 5. 1964	0,1540	0,0776	42	$9,55 \cdot 10^{-2}$	$1,08 \cdot 10^{-2}$
3.	4. 8. 1965 — — 17. 11. 1965	0,2060	0,1150	40	$9,49 \cdot 10^{-2}$	$1,05 \cdot 10^{-2}$
4.	12. 6. 1968 — — 28. 8. 1968	0,0870	0,0460	35	$1,49 \cdot 10^{-1}$	$1,14 \cdot 10^{-2}$

Ako vidieť z tabuľky, koeficient  $\alpha_1$  kolíše v rozpätí  $1,05 \cdot 10^{-2} - 1,15 \cdot 10^{-2}$  a koeficient vyčerpávania  $\alpha_2$  v rozpätí  $9,28 \cdot 10^{-2} - 1,49 \cdot 10^{-1}$ , čo v porovnaní s predchádzajúcimi hodnotenými prameňmi svedčí o veľmi rýchlom vyčerpávaní v zrovnaní s predchádzajúcimi prameňmi.

Ďalší prameň z podobného hydrogeologického prostredia je prameň „Buzgó“ z oblasti Krásnohorskej Dlhej Lúky v Slovenskom krase. Tento prameň je pozorovaný od roku 1956 do roku 1975 a počas pozorovacieho obdobia jeho výdatnosť kolísala v rozmedzí 8,30 l/s — 450,0 l/s. Infiltračná oblasť prameňa je vytvorená z triasových vápencov gemeríd s veľmi rozvinutým, povrchovým i podzemným krasom. Prevažujú otvorené pukliny a krasové kanály s veľmi rýchlym obehom podzemných vôd, čo dokumentuje aj vyhodnotených 5 čiar vyčerpávania z dlhodobých sústavných meraní prameňa (tab. 6).

Prameň: „Buzgó“

Tabuľka 6

por. č.	obdobie vyčerpávania	$Q_{\max}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{\min}$ (m <sup>3</sup> /s)	t (dni)	$\alpha_2$	$\alpha_1$
1.	24. 7. 1957 — — 11. 9. 1957	0,0754	0,0150	60	$1,55 \cdot 10^{-1}$	$1,35 \cdot 10^{-2}$
2.	24. 12. 1958 — — 25. 2. 1959	0,1727	0,0400	50	$1,11 \cdot 10^{-1}$	$1,19 \cdot 10^{-2}$
3.	21. 1. 1970 — — 11. 3. 1970	0,1370	0,0240	40	$1,77 \cdot 10^{-1}$	$1,27 \cdot 10^{-2}$
4.	26. 8. 1970 — — 18. 11. 1970	0,1030	0,0280	30	$9,65 \cdot 10^{-2}$	$1,18 \cdot 10^{-2}$
5.	25. 4. 1973 — — 6. 6. 1973	0,0920	0,0240	40	$1,18 \cdot 10^{-1}$	$1,28 \cdot 10^{-2}$

Prameň má podobný charakter odtoku ako prameň „Pri moste“ a dokumentuje ešte o niečo viac rozvinutý kras v infiltračnej oblasti. Dokumentuje to najmä koeficient  $\alpha_2$ , ktorý odráža vyčerpávania z veľkých otvorených puklín a z krasových

Vzťah koeficientov vyčerpávania  $\alpha$  ku geologickému charakteru horninového prostredia

Tabuľka 7

geologická charakteristika horninového prostredia	charakter a stupeň porušenia hornín	rozsah porušenia hornín	použité príklady prameňov	$\alpha_2$	$\alpha_1$
dolomity mezozoika — stredný až vrchný trias krížňanského príkrovu	silne rozpukané až rozdrvené dolomity s hustou a pravidelnou sieťou puklín bez skrasovatenia	väčšia rovnomernosť rozpukania, celkovo drobnejšie pukliny	prameň: „Polčína III“ — Krížňanský príkrov Malých Karpát	$2,570 \cdot 10^{-2} - 3,310 \cdot 10^{-2}$	$2,535 \cdot 10^{-3} - 3,105 \cdot 10^{-3}$
		menšia rovnomernosť rozpukania, relatívne väčšie pukliny	prameň: „Holba grundy I“ — krížňanský príkrov Malých Karpát	$2,187 \cdot 10^{-2} - 4,565 \cdot 10^{-2}$	$2,623 \cdot 10^{-3} - 3,326 \cdot 10^{-3}$
vápence a dolomity mezozoika — trias krížňanského príkrovu	silne rozpukané dolomity, striedajúce sa s rozpukanými a skrasovatenými vápencami	význačné rovnomerné porušenie dolomitov, malé až stredné skrasovatenie a rozpukanie vápencov	prameň: „Kamená dolina“ — Krížňanský príkrov Stražovskej hornatiny	$5,30 \cdot 10^{-2} - 7,23 \cdot 10^{-2}$	$7,60 \cdot 10^{-3} - 7,80 \cdot 10^{-3}$
vápence mezozoika — trias chočského príkrovu a príkrovu gemeríd	prevažne čisté vápence s veľkými otvorenými puklinami a rozsiahlym skrasovatením	menší rozsah veľkých otvorených puklín a skrasovatených kanálov	prameň: „Pri moste“ — Chočský príkrov — Strážovská hornatina	$9,28 \cdot 10^{-2} - 1,49 \cdot 10^{-1}$	$1,05 \cdot 10^{-2} - 1,15 \cdot 10^{-2}$
		väčší rozsah veľkých otvorených puklín a kanálov	prameň: „Buzgó“ — príkrov gemeríd — Slovenský kras	$9,65 \cdot 10^{-2} - 1,77 \cdot 10^{-1}$	$1,18 \cdot 10^{-2} - 1,35 \cdot 10^{-2}$



kanálov. Celkove koeficient  $\alpha_1$  u tohto prameňa kolíše od  $1,18 \cdot 10^{-2}$  –  $1,35 \cdot 10^{-2}$  a koeficient  $\alpha_2$  od  $9,65 \cdot 10^{-2}$  –  $1,77 \cdot 10^{-1}$ .

Na týchto niekoľkých príkladoch možno demonštrovať, i keď len orientačne, vzťahy medzi horninovým prostredím a koeficientom vyčerpávania  $\alpha$  (tab. 7).

## Záver

Problematika čiar vyčerpávania prameňov úzko nadväzuje na problematiku vzájomných vzťahov medzi vodou a horninovým prostredím, pretože koeficient vyčerpávania  $\alpha$  odráža prakticky všetky litologické, tektonické i rozsahové charakteristiky horninového prostredia, prípadne hydrogeologickej štruktúry, na ktoré nadväzuje hodnotený prameň.

Predpokladáme, že najmä v puklinových a puklinovo-krasových systémoch sú získané hydrogeologické charakteristiky prostredia, podané na podklade výsledkov z vrtných prác, málo reprezentatívne. Podstatne reprezentatívnejšie hodnoty dávajú výsledky z hodnotení prameňov.

Našou snahou v rámci riešenej úlohy je upozorniť na základe rozboru čiar vyčerpávania prameňov vyvierajúcich z litologicky a tektonicky odlišných geologických komplexov, na ich základne rozdielnosti, odrážajúce sa práve v koeficiente vyčerpávania  $\alpha$  a v jeho zmenách.

S prihliadnutím na existujúce čiastkové výsledky, možno i keď v pomerných hodnotách na základe koeficientov vyčerpávania hodnotiť hlavne rozsah pórovitosti, rozsah a charakter puklinovitosti a rozsahy skrasovatenia. Dá sa predpokladať, že detailným hodnotením čiar vyčerpávania bude možné v podstatne lepšej miere ako doteraz podať nielen základné charakteristiky hodnotených prameňov, ale aj charakteristiky ich infiltračných oblastí ako odrazu charakteru štruktúry a jej litológie.

Ďalšie možnosti rozpracovania tejto problematiky sú napr. v podrobnejšom určení rozdielnosti čiar vyčerpávania v závislosti na rozdielnosti litológie a s tým súvisiaceho koeficientu filtrácie  $k$  a koeficientu vodnej výdatnosti  $m$ , i keď treba rátať s tým, že veličiny sú ovplyvnené plošným i objemovým rozsahom príslušného horninového komplexu (problematika retardácie a pod.). Zo zahraničnej literatúry je zistené, že pri veľkých infiltračných oblastiach príslušných k prameňu (často niekoľko 100 km<sup>2</sup>, napr. prameň Vaucluse — infiltračná oblasť viac ako 360 km<sup>2</sup>, prameň Foux de la Vis 282 km<sup>2</sup>), sa čiara vyčerpávania v jednotlivých rokoch môže značne meniť, čo možno vysvetliť nerovnomerným množstvom zrážok v jednotlivých rokoch na jednotlivé časti infiltračnej oblasti, rozdielnym charakterom dopĺňania štruktúry v jednotlivých rokoch a rozdielnymi retardáciami vo vzťahu k prameňu. Ako ukazujú dosiahnuté výsledky v našich podmienkach, tieto vplyvy budú podstatne menšie, pretože infiltračné oblasti príslušné k jednotlivým prameňom, okrem niekoľko málo výnimiek, neprekračujú rozlohu niekoľko desiat km<sup>2</sup> a prevažne sa pohybujú od niekoľko km<sup>2</sup> do 10 až 20 km<sup>2</sup>.

## Zoznam symbolov

- a, B, C,  $C_1$ — konštanty  
e— základ prirodzených logaritmov  
F— plocha priečného prierezu zvodnenej vrstvy  
H,  $H_0$ , h,  $h_0$ ,  $h_m$ — výšky hladín podzemnej vody  
h— tlaková strata pozdĺž dráhy 1 (obr. 5)  
I— hydraulický sklon  
k— koeficient filtrácie  
 $k_x$ ,  $k_y$ — koeficient filtrácie prúdení v smere osí x, y  
l— dĺžka dráhy prúdu podzemnej vody  
m— koeficient vodnej výdatnosti horniny pri neustálenom klesaní, resp. koeficient nedostatku nasýtenia horniny pri stúpaní hladiny podzemnej vody  
n— exponent [ $n \in (1, 2)$ ]  
PVK— plná vodná kapacita  
Q— prietok v čase t  
 $Q_0$ — prietok v čase  $t_0$  (počiatočný prietok)  
 $Q_{\max}$ — maximálny prietok  
 $Q_{\min}$ — minimálny prietok  
q— prietok v čase t na jednotku šírky  
 $q_0$ — prietok v čase  $t_0$  na jednotku šírky  
S— plocha hladiny podzemnej vody  
t— čas  
 $t_0$ — počiatočný čas od ktorého uvažujeme vyčerpávanie  
u— filtračná rýchlosť  
 $V_0$ — objem vody v horninovom prostredí v čase  $t_0$   
X, x— priemet dĺžky dráhy prúdu podzemnej vody na vodorovnú os x  
Z,  $Z'$ — vertikálna súradnica piezometrickej hladiny podzemnej vody  
 $Z_e$ ,  $Z'_e$ — rozdiel medzi skutočnou a piezometrickou hladinou podzemnej vody  
 $\alpha$ ,  $\beta$ — koeficient vyčerpávania  
 $\sin \alpha \rightarrow \alpha$ — uhol sklonu zvodnenej vrstvy  
 $\epsilon$ — hrúbka zvodnenej vrstvy  
 $\xi$ — objem kvapaliny, ktorý infiltruje za jednotku času z povrchu terénu  
 $\sigma$ — odchýlka od priemeru

Do tlače odporučil M. Balco.



## Literatúra

- BALCO, M. 1967: Metodika predpovede prietokov neovplyvneného vodného režimu. Čiastková správa. ÚHH, Slov. Akad. Vied Bratislava.
- BOUSSINESQ, M. J. 1904: Recherches théoriques sur l'écoulements des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. Journal de mathématiques. 5<sup>e</sup>. série, tome 10. Fasc. 1, § 1—6. Paris.
- BRATRÁNEK, A. 1938: Dlouhodobé předpovědi vodních průtoků na Vltavě ve Štěchovicích pro období sucha. Práce a studie, Sešit 29, Praha.
- DROGUE, C. 1967: Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Évaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures. Chronique d'Hydrogéologie. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Paris.
- FORKASIEWICZ, J. — PALOC, H. 1967: La regime de tarissement de la Foux de la Vies. Etude préliminaire. Chronique d'Hydrogéologie. Bureau de Rech. Géol. Min. Paris.
- KULLMAN, E. 1972: Hydrologický režim krasových vód Západných Karpát vo vzťahu k možnostiam zvýšenia ich využiteľných výdatností. Hydrologické problémy Slovenska. Konferencia ZP SVTS HMÚ, Bratislava, 207—216.
- KULLMAN, E. 1973: Hydrogeológia Manína a možnosti využitia jeho podzemných vód. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 33—51.
- KULLMAN, E. 1974: Le régime hydrologique des eaux karstiques des Carpatés accidentales dans le rapport de possibilités de l'augmentation de leurs débits exploitables. Hydrogeology and Engineering Geology „Section V“. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 82—95.
- KULLMAN, E. — VALUŠIAK, J. 1974: Hydrogeologický prieskum krasových vód oblasti Jergaly pre účely ich zachytenia a ochrany. Manuskript—archív Geofond. Bratislava.
- KULLMAN, E. 1977: Hydrologické a hydrodynamické hodnotenie puklinových a puklinovo-krasových vód. Geol. Práce, Správy 67. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LOUPANEC, M. — PELIKÁN, V. 1972: Slovenský kras II. Režimné měření 1969, 1970 a 1968—1970. Geotest, n. p. Brno.
- MARTINEC, J. 1963: Sezónní předpovědi průtoků pro přehrady. Práce a studie. Sešit 110, VÚV, Praha.
- PETRÁŠ, I. 1975: Využitie výtokových čiar pre určenie vzťahov medzi prameňmi a horninovým prostredím. Pisomná práca k aspirantskému minimu. HMÚ. Bratislava.
- RADČENKO, I. 1970: Nestacionárne drenážne prúdenie podzemnej vody a jeho riešenie na hydraulickom kontinuálnom analogóne. Kandid. dizert. práca, ÚHH. Slov. Akad. Vied. Bratislava.
- RADČENKO, I. 1971: Neustálené drenážne prúdenie v podmienkach regulácie úrovne hladiny podzemnej vody drenážnym systémom. Vodohosp. čas. 2. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 146—175.
- RADČENKO, I. 1971: Diskusný príspevok k článku F. Tresu a poznámky k odpovedi F. Tresu. Vodohosp. čas. 5. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- RIGGS, H. C. — HANSON, R. L. 1967: Seasonal low-flow forecasting. Hydrological forecasting (Proceedings of the WMO) UNESCO Symposium on Hydrological Forecasting, Surfers Paradise, Australia). Technical Note 92.
- ROCHE, M. 1971: Hidrologia suši. Hidrometeorologičeskoe izdatel'stvo. Leningrad, 92—110.
- SCHOELLER, H. 1962: Les Eaux Souterraines. Masson Cie. Paris. 177—227.
- SCHOELLER, H. 1965: Hydrodynamique dans le karst. Actes du colloque de Dubrovnik, octob. 1965.
- SCHOELLER, H. 1967: Hydrodynamique dans le karst. Chronique d'Hydrogéologie. Bureau de Rech. Géolog. Min. Paris.
- TRESA, F. 1971: Nestacionárne prúdenie podzemných vód v svahoch stavebných jám v nesúdržných zeminách. Vodohosp. čas. 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- TRESA, F. 1971: Odpoveď na diskusný príspevok I. Radčenka. Vodohosp. čas. 5. Slov. Akad. Vied. Bratislava.

Résumé

**Courbes de tarissement des sources et leur utilisation pour la caractéristique hydrogéologique du milieu rocheux**

L'article a pour objectif la solution de rapports entre l'écoulement des eaux souterraines et le milieu rocheux au moyen des courbes de tarissement des sources. La condition pour l'utilisation des courbes de tarissement en vue de la solution de ces rapports est l'expression des courbes de tarissement choisies par une équation mathématique convenable de façon à pouvoir les comparer entre elles et ainsi évaluer les diminutions des rendements non affectés par les précipitations. Se basant sur cela on prend en considération le type du milieu rocheux drainé par la source étudiée, ce qui permet de juger sur le caractère hydrogéologique du milieu rocheux en partant des courbes de tarissement.

La méthode de calcul choisie remplit la condition d'une expression mathématique convenable. La possibilité de l'expression mathématique relativement très précise d'une courbe de tarissement arbitraire permet l'utilisation de la superposition de plusieurs équations du type  $Q = Q_0 e^{-\alpha(t-t_0)}$  éventuellement leur superposition avec l'équation de l'écoulement turbulent dans la forme de  $Q = Q_0 - \alpha(t - t_0)$ .

Le coefficient de tarissement  $\alpha$  pris des équations indiquées comprend pratiquement toutes les caractéristiques lithologiques, tectoniques et d'étendue du milieu rocheux, éventuellement la structure hydrogéologique drainée par la source évaluée.

Le but de l'article est de signaler sur les exemples concrets tant la bonne concordance des coefficients de tarissement des complexes rocheux avec le caractère conforme, ainsi que les différences des coefficients de tarissement  $\alpha$  dépendamment du caractère différent du milieu rocheux. Ceci a été démontré sur les sources choisies dans les complexes calcaires dolomitiques au degré et forme différents de leur désagrégation. Les résultats obtenus sont contenus dans le tableau joint (Tab. 7).

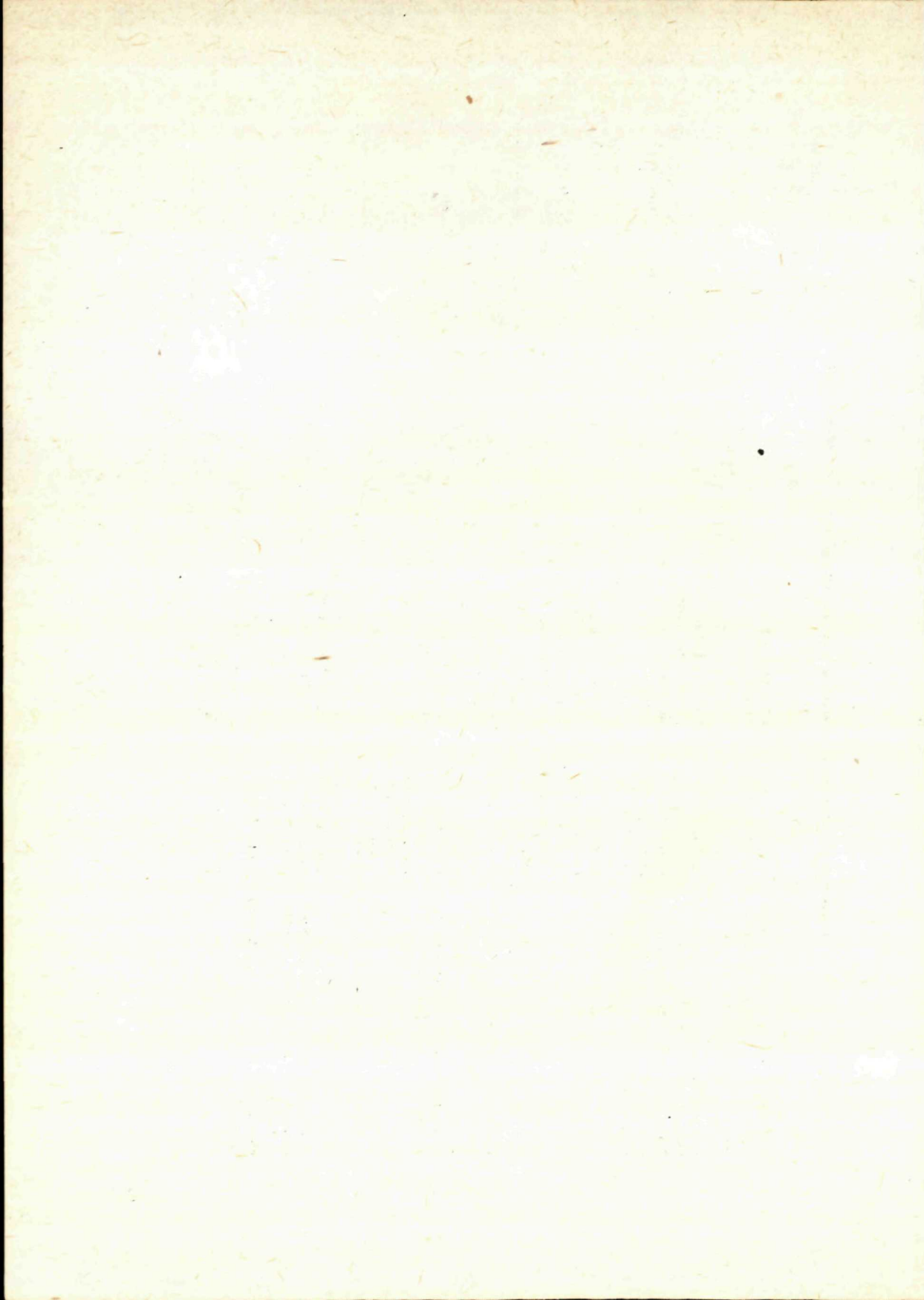
Traduit par E. Bleho.



Rapport des coefficients de tarissement  $\alpha$  au caractère géologique du milieu rocheux

Tableau 7

Caractère géologique du milieu rocheux	Caractère et degré de désintégration de roches	Etendue de la désintégration des roches	Exemples de sources utilisés	$\alpha_2$	$\alpha_1$
Dolomites du Mésozoïque — Trias moyen et supérieur de la nappe križňanský	Dolomites fortement fissurés jusqu'à triturés avec un réseau de fissures dense et régulier sans karstification	Uniformité de fissuration plus grande, fissures plus petites dans l'ensemble	Source : „Polčíná III“ — Nappe Križňanský des Petites Carpates	$2,570 \cdot 10^{-2} - 3,310 \cdot 10^{-2}$	$2,535 \cdot 10^{-3} - 3,105 \cdot 10^{-3}$
		Uniformité de fissuration plus petite, fissures relativement plus grandes	Source : „Holba grunty I“ — Nappe Križňanský des Petites Carpates	$2,187 \cdot 10^{-2} - 4,565 \cdot 10^{-2}$	$2,623 \cdot 10^{-3} - 3,326 \cdot 10^{-3}$
Calcaires et dolomites du Mésozoïque — Trias de la nappe križňanský	Dolomites fortement fissurés, alternant avec les calcaires fissurés et karstifiés	Désintégration uniforme caractéristique des dolomites, karstification petite et moyenne et fissuration des calcaires	Source : „Kamenná dolina“ — Nappe križňanský du plateau Strážovská hornatina	$5,30 \cdot 10^{-2} - 7,23 \cdot 10^{-2}$	$7,60 \cdot 10^{-3} - 7,80 \cdot 10^{-3}$
Calcaires du Mésozoïque — Trias de la nappe chočský et de gemeridy	Calcaires prédominamment purs aux fissures larges ouvertes et karstification étendue	Fissures larges ouvertes et karstification de canaux moins étendues	Source : „Pri moste“ — Nappe Chočský, plateau Strážovská hornatina	$9,28 \cdot 10^{-2} - 1,49 \cdot 10^{-2}$	$1,05 \cdot 10^{-2} - 1,15 \cdot 10^{-2}$
		Larges fissures ouvertes et canaux plus étendus	Source : „Buzgó“ — nappe des gemeridy — Karst slovaque	$9,65 \cdot 10^{-2} - 1,77 \cdot 10^{-1}$	$1,18 \cdot 10^{-2} - 1,35 \cdot 10^{-2}$





Miroslav Ivanov

## Použitie prirodzenej rádioaktivity hornín ako kritérium pre stratifikáciu

V poslednom období venujeme značnú pozornosť geochemii magmatických, sedimentárnych i metamorfovaných hornín Karpát. Študujeme ich makrochemizmus i mikrochemizmus, sledujeme petrochemické a geochemické zvláštnosti jednotlivých magmatických (vulkanických) fáz a litofácií v čase a v priestore.

Z doterajších geochemických štúdií hornín vyplynulo, že jednotlivé magmatické (vulkanické), časovo oddelené fázy, ako aj sedimentárne (metamorfované) horniny, ktoré vykazujú regionálne faciálnu stálosť v Karpatoch (máme na mysli určujúce stratigrafické horizonty), sa vyznačujú špecifickou, pomerne stálou asociáciou makroprvkov i mikroprvkov, ktoré môžu slúžiť i ako kritérium k stratigrafickému začleneniu horniny.

Pri týchto geochemických prácach sa u makroelementov opierame o výsledky kompletných (silikátových) analýz, u mikroelementov o výsledky kvantitatívnych, príp. kvalitatívnych spektrálnych analýz. Týmito metódami však získavame obraz o distribúcii len asi 25—30 prvkov.

Hoci toto spektrum prvkov tvorí väčšinu geochemického zloženia horniny, predsa nám uniká značná časť prvkov Mendelejevovej sústavy a nepoznáme ich klarkové obsahy v horninách. Spôsobuje to zväčša nedostatočná citlivosť používaných analytických metód.

Medzi takéto prvky patrí okrem iných aj skupina rádioaktívnych prvkov. Ide o elementy, ktoré sú zastúpené primárne v horninách vo veľmi malých koncentráciách. Ich analytické stanovenie by si vyžiadalo značnú a zdĺhavú prácu. Na druhej strane sa však dá veľmi jednoducho a rýchlo pomocou scintilačných  $\gamma$  — rádiometrov zistiť  $\gamma$  — žiarenie ako produkt ich prirodzeného rozpadu. Nie sú to síce absolútne hodnoty, ktoré by mohli slúžiť na zistenie klarkových obsahov rádioaktívnych prvkov v hornine, ale relatívne hodnoty charakterizuje  $\gamma$  — radiáciu viacerých rádioaktívnych prvkov, menovite  $K^{40}$ , U, Th a malého množstva Ra.

Prirodzená rádioaktivita hornín, ako ukazujú doterajšie štúdiá, je pomerne stalou hodnotou pre určitý genetický, prípadne stratigraficky diferencovaný typ horniny.

Pri meraní rádioaktivity hornín treba však mať na zreteli, že jej hodnota je závislá od geometrie merania. Nemožno napr. porovnávať rádioaktivitu nameranú priamym priložením hlavice rádiometra k miestu odkryvu horniny na povrchu s rádioaktivitou nameranou pri  $\gamma$  — karotáži vrtov, príp. meraním rádioaktivity hornín v jamkách.

Dá sa však usúdiť, že rádioaktivita hornín meraná vo vrtoch (4  $\pi$ ) predstavuje približne dvojnásobnú hodnotu oproti rádioaktivite hornín meranej na povrchu odkryvu (plošne — 2  $\pi$ ).

Pre porovnávacie štúdie táto metóda merania rádioaktivity hornín stačí. Treba však vždy urobiť čo najväčší počet meraní z daného typu horniny na širších regiónoch, aby sa vylúčilo prípadne miestne anomálne nahromadenie rádioaktívnych prvkov. Takto získaný koeficient môže vhodne doplniť geochemickú charakteristiku daného magmatického, sedimentárneho, prípadne metamorfovaného typu horniny.

Je na škodu vecí, že pracovníci, ktorí sa bezprostredne zaoberajú vyhľadávaním rádioaktívnych surovín a ktorí majú k dispozícii najviac konkrétneho materiálu z celých Západných Karpát, nezverejňujú určitou formou tieto „fonové“ výsledky merania rádioaktivity pre jednotlivé typy hornín.

Poznaním prirodzenej rádioaktivity hornín Karpát by základný výskum mohol ľahšie plniť niektoré výskumné úlohy. Uvedieme napríklad výskum vzácnych zemín, kde by tieto výsledky značne uľahčili ich vyhľadávanie. Ako je známe, anomálne nahromadenie vzácnych zemín v hornine je spojené temer vždy so zvýšenou rádioaktivitou. Minerály obsahujúce Y, Yb, Sc, La, Nb, Ta totiž spravidla obsahujú v menších koncentráciách i rádioaktívne prvky Th, U.

Pri doterajších regionálnych geochemických štúdiách hornín Karpát sme sa zatiaľ zapodievali meraním rádioaktívneho poradia poväčšinou len na horninách mezozoika Strážovskej hornatiny a sz. časti Malých Karpát a na horninách karpatského keupru od Bratislavy po Turčiansku kotlinu.

Na tomto mieste by sme chceli uviesť výsledky týchto meraní pre jednotlivé určujúce stratigrafické horizonty.

Všetky merania boli uskutočnené rovnakým spôsobom (priložením hlavice rádiometra k miestu odkryvu). Použitý bol scintilačný  $\gamma$  — rádiometer PSR—01 (čsl. výroby), ktorý má veľmi citlivý prvý rozsah (0—50  $\mu$ R). Ako etalon nám slúžila trúba s  $\text{Co}^{60}$  emulziou. Uvedené výsledky vyplynuli zo stovky meraní z viacerých miest výskytu danej litofácie a predstavujú priemernú hodnotu.

#### Určujúce litofácie krížňanskej série:

verfénske bridlice majú rádioaktivitu . . . . .	18—22 $\mu$ R/hod
verfénske piesčité bridlice až droby . . . . .	10—12 $\mu$ R/hod
spodnotriasové kremence . . . . .	6— 8 $\mu$ R/hod
svetlé strednotriasové vápence (typ wettersteinský) . . . . .	3— 4 $\mu$ R/hod
sivé strednotriasové dolomity . . . . .	2— 5 $\mu$ R/hod
červené keuperské bridlice . . . . .	15—19 $\mu$ R/hod

Poznámka: U hornín karpatského keupru, ako bolo uvedené, boli priemerné hodnoty rádioaktivity získané na rozsiahlom areáli. Medzi meraniami sa vyskytli i anomálne hodnoty dosahujúce 21—26  $\mu$ R/hod (Triebeč — oblasť Veľké Pole, durčinská séria v Malej Fatre).



U bridlíc karpatského keuperu výsledky meraní rádioaktivity dosť kolíšu a sú proporcionálne obsahom trojmocného železa v hornine.

kremence karpatského keuperu majú

rádioaktivitu . . . . .	8—10 $\mu\text{R/hod}$
dolomity karpatského keuperu . . . . .	6— 8 $\mu\text{R/hod}$
rétické modrošedé lumachelové vápence . . . . .	7— 9 $\mu\text{R/hod}$
rétické tmavé bridlice . . . . .	10—12 $\mu\text{R/hod}$
grestenské šedé bridlice . . . . .	16—17 $\mu\text{R/hod}$
liasové škvrnité vápence . . . . .	4— 6 $\mu\text{R/hod}$
doggerské šedé vápence . . . . .	4— 5 $\mu\text{R/hod}$
doggerské rádiolarity . . . . .	4— 5 $\mu\text{R/hod}$
malmské červené vápence . . . . .	6— 8 $\mu\text{R/hod}$
malmské rádiolarity . . . . .	6 $\mu\text{R/hod}$
neokomské vápence (typ biancone) . . . . .	4— 7 $\mu\text{R/hod}$
slienitejšie polohy dosahujú až . . . . .	12 $\mu\text{R/hod}$

Určujúce litofácie chočskej série:

svetlosivé vápence stredného triasu majú

rádioaktivitu . . . . .	3— 4 $\mu\text{R/hod}$
hnedasté vápence stredného triasu . . . . .	3— 5 $\mu\text{R/hod}$
reiflinské vápence . . . . .	6— 7 $\mu\text{R/hod}$
strednotriasové šedé dolomity . . . . .	2— 5 $\mu\text{R/hod}$
lunzské bridlice . . . . .	8—10 $\mu\text{R/hod}$
svetlošedé retické vápence . . . . .	2— 3 $\mu\text{R/hod}$
liassko-doggerské krinoidové vápence . . . . .	< 2 $\mu\text{R/hod}$

Poznámka: Komplex chočských krinoidových vápencov (lias-dogger) vykazuje najnižšie hodnoty prirodzenej rádioaktivity medzi meranými horninami (krinoidové vápence majú najnižší obsah rádioaktívnych prvkov). Z tejto limitnej hodnoty sa dá usúdiť, že kozmické  $\gamma$  — žiarenie je prakticky zanedbateľné. (Merania boli urobené pre kontrolu viackrát v rôznych ročných obdobiach na tých istých lokalitách).

Malmské červené vápence majú rádioaktivitu . . . . . 2—4  $\mu\text{R/hod}$   
(opäť veľmi nízka hodnota vzhľadom na pomerne zvýšené zastúpenie trojmocného železa v horninách malmu),

Titónsko-neokomské svetlošedé vápence typu biancone . . . . . 3—7  $\mu\text{R/hod}$   
(slienitejšie variety majú vyššiu rádioaktivitu).

Porovnaním výsledkov merania prirodzenej rádioaktivity hornín krížňanskej a chočskej série „en bloc“ prichádzame k záveru, že sedimentárne prostredie krížňanskej série bolo viac obohatené o rádioaktívne prvky ako sedimentačné prostredie chočskej série.

Do tlače odporučil M. Tréger.

## Literatúra

- IVANOV, M. 1976: Príspevok ku geochémii krížňanskej a chočskej série Strážovskej hornatiny. Západné Karpaty — mineralógia, geochémia, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MATOLIN, M. 1973: Interpretace aerorádiometrické mapy ČSSR 1 : 200 000. (Správa za úkol 5107). Geofond, Bratislava.
- NAUMOV, G. B. — KOČENOV, A. V. — GERASIMOVSKIJ, V. I. — GERMANOV, A. I. 1963: Uran v osadočných porodach publ. v sborníku „Osnovnyje čerty geochimii urana“, Moskva.
- STARIK, I. E. — APOLONOVA, A. N. 1958: Adsorbcia mikrokoličestv urana gidrookislju železa i desorbcia jevo karbonatnym metodom. Žurnal anorg. chimii, 3, Moskva.
- VINOGRADOV, A. P. 1956: Zakonomernosti raspredelenija chimičeskich elementov v zemnoj kore. Geochimija, 1, Moskva.



Ivan Lehotský

## K niektorým problémom Ľumbierskeho antiklinória

**Abstrakt.** Der tektonische Kontakt zwischen den Ľumbier- und Prašivá-Granitoiden ist nur von lokalem Charakter. Die hybriden Gesteine weisen eine enge Beziehung zu beiden Typen auf. Der niedertatrische Granitoidmassiv stellt eine Intrusion vor, deren Teil durch autometamorphe Prozesse beeinflusst war. Der Kontakt des Migmatitkomplexes und der Granitoide ist auch nur lokal von tektonischer Art. Die Granitoide der Tlstá-Falte gehen ostwärts allmählich in den Prašivá-Massiv über, wodurch sie zwei autochthone Teilalten mit mesozoischen Elementen abtrennen. Die Trangoška-Synklinale ist nicht im Westen tektonisch begrenzt.

Pri výskume tatridnej časti Nízkych Tatier, t. j. antiklinória Ľumbierskej subzóny (M. Máška — V. Zoubek 1960) sa už v minulosti vynorilo niekoľko závažných problémov. V tomto článku by som chcel o niektorých z nich hovoriť v svetle najnovších poznatkov.

1. Jedným z nich je otázka vzťahu granitoidov Ľumbierskeho a prašivského typu. Obťažnosť riešenia tohto problému vyplýva už z rozdielnosti názorov, a to aj autora, ktorý tu v predchádzajúcich etapách výskumu urobil nesporné najviac (V. Zoubek).

Podľa J. Koutka (1930) tu ide pravdepodobne o diferenciáciu jedného telesa, čo usudil podľa prechodných hornín v rázsoche Bôru. V. Zoubek (1951) stanovil styk ako tektonický, neskôr spolu s D. Kubíňom (1956) pripodobnil vzťah oboch typov ku vzťahu „krušohorskej“ a „horskej“ žuly — prašivskú žulu považuje za neskorý diferenciát. M. Máška — V. Zoubek (1960) predpokladali existovanie dvoch intruzívnych fáz, až napokon V. Zoubek (1964) rozdelil celý granitoidný komplex na typy „normálne“ trondhjemitické a granodioritické (vo východnej a južnej časti) a na typy autometamorfne granitické až adamelitické (na SZ a Z).

Tektonický styk medzi uvedenými typmi granitoidov možno lokálne vymedziť pozdĺž zlomu tiahnuceho sa cez sedlo Poľany (3,5 km západne od Chopku). Zlom má smer SV—JZ a je mladší ako násun krížňanského príkrovu, nakoľko neďaleko turistického strediska Záhradky ho porušuje. Od tohto zlomu na juhovýchod sa prašivské granity na povrchu nevyskytujú a neboli zachytené ani v banských dielach v okolí Trangošky. Nemožno však povedať, že by sa Ľumbierske typy granitoidov



nevyskytovali severozápadne od tohto zlomu. Práve naopak, budujú napr. južné svahy Chabenca, okolie Kotlísk a na mnohých miestach ležia vo forme izolovaných, nepravidelne obmedzených výskytov (severozápadne od Chabenca a inde).

O hybridnom charaktere Ľumbierskych granitoidov píše práce niekoľkých autorov. Nový výskum ukázal, že aj prašivské granitoidy sú lokálne hybridné, a to v okrajových častiach na styku s migmatitovými komplexami (od južných svahov Chabenca po Latiborskú hoľu) i uprostred masy granitoidov (napr. v okolí doliny Križianka, Veľ. Železnô). Tieto hybridné typy, spolu s faciou leukokrátnych hybridných granitov až migmatitov sú na mnohých miestach rovnako blízke k oboj hlavným typom granitoidov, k Ľumbierskemu i prašivskému. Okrem toho v Ľumbierskom masíve pribúdajú západným smerom draselné živce, ubúda biotit a plagioklasy. V západnej časti Ľumbierskeho telesa sa lokálne nachádzajú pegmatity s ružovými živcami, majú teda blízky vzťah k prašivskej žule, naopak v prašivskom masíve sa nachádzajú pegmatity zodpovedajúce zložením Ľumbierskym granitoidom.

Všetky uvedené doklady v súlade s výsledkami mikroskopického štúdia (O. Miko — E. Lukáčik 1973) svedčia o tom, že nízkotatranský granitoidný masív predstavuje jednu intrúziu, ktorej časť bola v pozdných štádiách tuhnutia ovplyvnená a premená autometamorfnými procesmi.

2. Ďalším z problémov Ľumbierskeho kryštalinika je vzťah granitoidných mas a kryštallických bridlíc, budujúcich územie hlavne na juh od hlavného hrebeňa. Aj názor na tento vzťah sa v minulosti menil, naposledy ho charakterizoval V. Zoubek (1964). Podľa tohto autora je smerom na juh granitoidné teleso nasunuté na komplex kryštallických bridlíc, pričom dislokačná plocha pravdepodobne sleduje pôvodnú spodnú kontaktnú plochu jazykovitej intrúzie. Nový výskum ukázal, že tektonický styk jestvuje len pozdĺž už spomínanej zlomovej línie sedla Poľany, v okolí Kotlísk. Ostré rozhranie, len lokálne tektonické, je na svahoch Liptovskej hole. Stavba od južných svahov Chabenca až po Latiborskú hoľu (a pravdepodobne aj ďalej k juhozápadu) sa však celkom vymyká z uvedenej interpretácie. Je tu plynulý prechod od paralelne páskovaných migmatitov cez nebulitické migmatity a hybridné granitoidy až po granitoidy oboch hlavných typov. Lokálne chýba zóna hybridných hornín, inde zóna nebulitov, to však pri charaktere rozhraní nenaruša celkový profil. Vzťah migmatitového komplexu a granitoidnej intrúzie sa takto javí ako intruzívny, tektonický je len miestami.

V tejto časti Nízkych Tatier ležia aj známe štruktúry — vrása Tlstej s digitáciami Prievalca a Železna (J. Koutek 1930) a synklinála Trangošky. Prvú štruktúru naposledy z hľadiska mezozoických elementov študoval A. Bujnovský (1971). Dospel k názoru, že spomínané elementy tu ležia v normálnej superpozícii na granitoidnom jadre v čiastkových autochtónnych vrásach, a že dnešné morfológicky výrazné vyklenutie Tlstej je výsledkom popaleogénneho vrásnenia. Pri nových prácach sa v kryštaliniku tejto oblasti bolo treba znovu zaoberať týmto problémom. Potvrdil sa názor D. Kubínyho (1962), že kryštallinický masív Tlstej tvorí



neoddeliteľnú súčasť vývoja granitoidného masívu. Ukázalo sa však, že v týchto otázkach sa nedá vychádzať z postavenia kryštalickej bridlice Kliniska, pretože ich styk s podložími granitoidmi nie je dostatočne objasnený a keby aj šlo o normálny intruzívny styk, ako predpokladá spomenutý autor, museli by byť súčasťou vrásky Tlstej v zmysle J. Koutka (1930). Oprieť sa dá len o fakt, že granitoidy jadra predpokladanej vrásky smerom na východ plynule zapadajú do granitoidných mas prašivského masívu a zlomovú líniu údolia Lupčianky nemožno považovať za tektonické ukončenie vrásky, pretože kryštalickej bridlice Kliniska pokračujú aj smerom na východ od tohto zlomu bez výrazného skoku či posunu. Takto sa možno aj z aspektu stavby kryštalinika prikloniť k názoru o autochtónnom charaktere vrásky Tlstej.

Nepotvrdil sa predpoklad, že štruktúra synklinály Trangošky je zo západnej strany tektonicky ukončená (M. Maheľ 1969). Spodnotriasové kvarcity tu vytvárajú misovitý lem, narušený len lokálnou zlomovou poruchou smeru SSV—JJZ. Zlom väčšieho významu tiahnucci sa údolím Vajkovského potoka k SZ do údolia Križianky leží už za západným okrajom uvedenej štruktúry. Mohol by byť pokračovaním mýtňanského zlomu. V tom prípade však, že by predsa hral dôležitú rolu na západnom okraji trangošskej synklinály, musel by mať „nožnicový“ charakter, pretože územie na JZ od neho v okolí Mýta je jasne poklesnuté a severne ležiaca synklinála Trangošky (na druhej strane zlomu) tiež.

Do tlače odporučil M. Maheľ.

## Literatúra

- BUJNOVSKÝ, A. 1971: Mezozoikum SZ časti Nízkych Tatier (oblasť medzi Lupčiankou a Revúcou). Čiastková záverečná správa. Manuskript—archív GÚDŠ, Bratislava.
- KOUTEK, J. 1930: Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater. Zborn. Stát. geol. Úst., 9, Praha.
- KUBÍNÝ, D. 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. Geol. Práce, Správy 62, Bratislava.
- MAHEL, M. 1969: Zlomý a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 47, Bratislava.
- MÁŠKA, M. — ZOUBEK, V. (in BUDAY, T. et al.) 1960: Tectonic development of Czechoslovakia. Nakl. ČSAV, Praha.
- MIKO, O. — LUKÁČIK, E. (in LEHOTSKÝ I. et al.) 1973: Geologický výskum tatridného kryštalinika v Nízkych Tatrách. Manuskript—archív GÚDŠ, Bratislava.
- ZOUBEK, V. 1951: Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkých Tater mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. Věstník Ústř. Úst. geol., 26, Praha.
- ZOUBEK, V. (in MAHEL, M. et al.) 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M—34—XXII Banská Bystrica. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ZOUBEK, V. — KUBÍNÝ, D. 1956: Predbežná správa o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. Geol. Práce, Správy 9, Bratislava.





Jaroslav Štohl

## The geology of the iron deposits west of Lusaka, Zambia

4 text-figs, 6 plates

**Abstract.** During the period 1972—1973 under the auspices of the U.N.D.P. a survey of reconnaissance nature of the one hundred and sixteen deposits, west of Lusaka, had been carried out by the author of this paper. The deposits vary in size, grade and genesis and thus in their economic significance. This paper does not pretend to provide any comprehensive investigation of the iron ore formations, just submit rough ideas about the iron ore potential and its distribution within the area west of Lusaka.

Space-time-genesis data of the majority of the iron formations are associated with different stages of the sedimentary, geomagmatic and tectonic development of Lufilian orogeny (860—465 m.y.).

This orogeny is represented by the Katanga System, which consists of two major series: the Roan and the Kundelungu. Within the Lufilian geosyncline at least five iron ore formations were defined, the most important being those of the Lower Roan and the Lower Kundelungu sequences.

On the whole, within the area under investigation following genetic types of the iron ore formation were recognised:

1. Sedimentary iron ore formations of the „banded ore“ type. Within this group two different types were distinguished.

a) The Algoma type, which is genetically bound to submarine-exhalations of paleotrachyte-rhyolite volcanism. This iron formation is a leading one. Its total strike-length is approx. 100 kilometres. Thinly banded oxide hematite-jasper facies are dominant within southern extension of the iron formation (the Nambala iron subformation). At northern extension jasper-siderite-manganese-pyrite and possibly minor base metal mineralization (carbonate facies) occur (Karenda iron subformation). It is believed that sedimentary suite associated with iron occurrences is a typical eugeosynclinal facies. It is represented by slates, shales, greywackes and volcanomict sediments coming together with lava flows of rhyolites and trachytes. Banded nature of the ore is often disturbed and slumping-breccia ore type is a wide-spread and dominant ore type.

b) The Lake Superior type. Here the source of iron is explained by chemical erosion from the adjacent land. Shelf facies of this iron ore formation are typical. In Zambia abundant deposits are represented by this type. In the area under investigation a 200 km belt with numerous deposits of economic importance extends. The ore is a typical banded one with dominant magnetite, minor hematite and silica. When



grade of regional metamorphism is higher, itabirite type with specular, recrystallized silica and minor muscovite is produced.

2. The next group of iron deposits is formed by remobilised sedimentary deposits. Within this group original sedimentary features are heavily obliterated. Younger skarns effect are often superimposed over iron ore resulting in some enrichment of Cu, Sn, W, Mo and even in U.

3. The formation of iron skarns. Altogether 25 localities were under reconnaissance. Morphology of iron bodies is irregular. They are arranged within 250 kilometers long belt and genetically related to post-tectonic minor intrusions of diorites, granodiorites, monzonites, syenites and quartz porphyries. Iron ore bodies are often associated with low-thermal sulphides such as pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite. Contact metasomatic minerals are represented by scapolite, garnet, pyroxene, epidote, hornblende, biotite and chlorite. Magnetite is commonly magnetized and associated with apatite. In one case thorite is present.

4. Vein type formation. Its origin is due to remobilization through Lufilian orogeny. They are rare and commonly of small size, thus from economic point of view negligible. Their mineral filling is similar to those deposits of sedimentary origin.

## Introduction

In 1972 and partly in 1973 author of this paper under the auspices of the United Nation Development Programme undertook a reconnaissance of approx. one hundred iron ore occurrences, most of them situated west of Lusaka. The area under investigation is bounded by longitudes  $14^{\circ}30'$  and  $15^{\circ}30'$  and latitudes  $26^{\circ}$  and  $28^{\circ}30'$  and covers approximately 35 000 square kilometres. This area apparently represents the region of major iron deposits within Zambian territory. It is also believed that this area comprises all significant genetic types of the country.

Since rather extensive investigation of iron ore deposits in Lusaka area twenty-five years ago (W. G. Garlick, 1950) no any comprehensive study has been carried out except detailed exploration of several magnetite-skarn deposits (S. Talič, D. Dragič and V. Timčenko 1967, 1968). In Zambia no higher economic interest had been previously showed in developing iron ore industry for various reasons (land locked country, lack of transport routes, water resources, energy problems etc.)

This paper is aimed at introducing recent geological advances in the field of the geology of iron ore deposits.

Besides the reconnaissance carried out by U.N.D.P. this work in great extent has been enabled by advances in G.S.D. regional geological mapping of the area concerned within last ten years. The paper does not provide detailed informations about individual deposits but it is focussed upon various iron formations as a whole with regard to their time-space-genesis factors, stratigraphy, magmatism, volcanism and tectogenesis.



Zambian iron ore formations may serve as a remarkable markers, particularly therefore because they form a conspicuous topographical features over generally peneplained Central African Plateau. Many valuable data related to general stratigraphy, lithology, facies and even to volcanism can be deciphered from well exposed iron formations.

It is also believed that this work may provide a starting point for any further more detailed follow-up of selected deposits. Up to now, none of deposits are mined, just several of them were explored to some degree, since the construction of local steel and iron plant has been under consideration.

For the time being it is out of question to consider to export iron ore from land-locked country as Zambia it is within profitability margins. Nevertheless the profitability estimates are in constant state of review according to the changes of various factors which may influence them in future.

Zambia is recently developing a new net-work of main roads and by completion of the Zamtan railway the iron potential of the country might play more important role in the economy of the country.

#### Acknowledgements

The author wishes to thank to Dr. G. A. Gross from Geological Survey of Canada for his valuable informations and advices rendered to the author during his visit of Zambian Geological Survey in March, 1973.

#### Regional geological and structural setting of the iron occurrence

Almost all iron ore deposits in the area under investigation either sedimentary or postmagmatic are genetically confined to the various events of geomagmatic and sedimentary evolution of the Lufilian geosyncline (860—465 m.y.). In general both sedimentary and post-magmatic iron ore deposits occupy in the geosynclinal environment well-specified position which appears almost invariable throughout the geological history of the orogenetic belts, regardless their age (Fig. 1).

An arc of the Lufilian orogenetic belts stretches over the large portion of the Zambian territory. Its approximate width is 500 km at the top point of the arc. When applying the general principles of the geotectonic pattern to the Lufilian orogeny many basic characteristics, despite deep-level erosion and complex postgeosynclinal palaeogeography, may be distinguished. Particularly the postgeosynclinal palaeogeography with a distribution and orientation owing nothing to the directions of the geosynclinal and late-geosynclinal palaeogeographies, heavily obliterated the latter (doming, rift dislocations etc), de Swardt, Drysdall, Garrard (1963) and de Swardt, Garrard, Simpson (1965). They indicated that Katanga basin in Zambia may comprise two major synclinories separated by the central high.



The polarity of the Lufilian geosyncline seems to be well established. In Shaba province in Zaire the direction of the overfolding is to the north and northeast. In Lusaka—Mazabuka area available evidences indicate that overfolding is to the south-west and south.

Lufilian arc is deficient in syntectonic and postectonic granitic plutonism, it at least appears so in the northern synclinorium. Syntectonic Lusaka granite, Kafue Hook massif remobilised granite and postectonic satellitic minor intrusives of diorite, granodiorite, granite and syenite of the southern synclinorium merge almost exactly with the zone of initial basic emissions.

The iron ore deposits in the area studied has provided a firm basis for the interpretation of the pre-folding palaeography of the southern Lufilian synclinorium. As a rule, the distribution of the sedimentary iron ore deposits indicate an invariable association with the shelf zone. Close to the shelf zone, along the internal slope of the ridge there are volcanic-sedimentary iron ore deposits which are genetically bound to the submarine volcanic suite. The skarn iron deposits associated with the intermediate to acidic magmatism of minor intrusives occur along with the volcanic-sedimentary iron ore deposits. Associated volcanic and magmatic rocks regularly occur along the demarcation line between the hinterland and the geosyncline and mark deep-seated tectonic zones. This is commonly represented by the regional metallogenetic belts too.

During the early stage of the Lufilian orogeny the land area was probably of the very low relief. The rocks of the land were undergoing deep chemical erosion. The iron coming into the solution might be originated from iron rich gneiss-granite rocks and banded iron formations which are even presently widespread in Basement Complex. The sediments which were deposited on the broad shallow shelf around the archipelago consisting of silica sand, minor dolomite-limestone. Rather narrow offshore zones in a certain stage of the geosynclinal development were restricted against free circulation with open ocean. Chemical weathering products of the iron and silica of the land area were deposited in these marginal basins. That basement ridges and domes of the southern synclinorium (north of Lusaka, Matala dome and Kafue masiff) did already formed land area at the time of iron ore sedimentation, is proved by the existing facies changes of the sediments surrounding the former archipelago ridges (similar lithological control of sedimentary copper deposits is recorded in Copperbelt, too). Although these sediments were submitted to the extensive thrusting and overfolding the iron ore deposits still roughly control marginal slopes of basement ridges.

In the lower Roan Series, the intermittent horizons of the variable iron concentrations might be followed for nearly 200 km from the Chongwe deposit (112) on the west to the Shashikaula North deposits (95) on the east flank. There are several iron ore deposits of the economic value, the most important being the Pamba deposit after which the whole formation has been named.

Lower Roan series are composed of clastic terrigenous sediments and in turn



were overlain by dolomite, limestone and shales of Upper Roan series. Lower part of the Upper Roan series contains stratabound magnetite-pyrite-chalcopyrite-chert bodies. Moreover sporadic presence of graphite reminds higher redox, thus deep-water sedimentation of the Nampundwe iron formation is inferred. This was named after Nampundwe Mine.

No beds of volcanic rocks of an age contemporaneous with Pamba and Nampundwe iron formations are known, but both formations structurally and spatially coincide with the occurrence of gabbroid intrusions. Moore (1964) suggested that gabbros have been marginally foliated to produce amphibolites, which are drawn parallel to the strike of the country rocks, forming an amphibolite tail. This tail is several kilometers long from a core of unfoliated gabbro, however this rather unusual form of amphibolite can be produced either by the tectonic deformation or by the sill-type intrusion.

Commonly the gabbros form stock-like bodies Phillips 1958, Simpson 1962, Drysdall, Simpson 1963 and Moore (l.c.) varying in size from a few meters to several kilometers. Their pre-tectonic character is beyond doubt, thus fixing the age of intrusions to the initial stages of the geosynclinal development. Melange nature cannot be excluded. According to S. Vrána and R. Prasad (1972) a great number of isolated stocks of basic and ultrabasic rocks are described as gabbros, lherzolites, troctolites and eclogites. Eclogites are regarded as tectonically emplaced within Lower Roan Series. The belt of these rocks may well represent a suture zone as this is interpreted by new model of global tectonic.

However, in Chungu formation Simpson (l.c.) noted a number of concordant, banded amphibolites associated with scapolite and with rather high content of quartz. Because of the presence of quartz the rock was classified as a para-amphibolite. Gevers (1963) in South-West Africa for similar para-amphibolites suggested, that they might be originated by regional metamorphism from the sediments rich in iron oxides.

In the area north of the Mwembeshi dislocation a geological formation consisting of greywackes, slates, pyroclastics, and basic to acidic lavas of the Lower Kundelungu age have been recognised. Closely with this typical eugeosynclinal facies well elongated Nambala — Karenda iron formation is associated.

Mwembeshi dislocation zone after de Swardt, Drysdall and Garrard (l.c.) played an important role in the present distribution of the geological formations. In the north of the Mwembeshi dislocation in Mumbwa area rocks of Kundelungu age prevail and to the south only the rocks of Roan occur. To the south stratabound volcanic rocks and sedimentary iron ore deposits associated with them are not recorded. From this it can be postulated that the block north of the Mwembeshi dislocation was affected by considerable downfaulting and vertical displacement.

The Pamba and the Nampundwe iron formations are in striking contrast to the Nambala Karenda iron formation. They are bound to the different stages of the evolution of the southern Lufilian eugeosyncline. Whereas the first is connected with



shelf zone and the early stages of the geosynclinal development, the latter is related to the generative stage of geosynclinal sedimentation, shortly before the tectonic deformation had taken place. The source of the iron is from submarine volcanic exhalations.

More or less consistent Nambala — Karenda iron formation flanks south-east, east and north-east boundary of the Kafue Hook massif. The Northern Lufilian orogenic belt which strikes east-west from Mazabuka-Lusaka area, when reaching Kafue Hook massif it is deflected to two separate branches, one trending to the south-west and the other to the north and to the north-west-north. The continuation of the south-west branch is obscured by the Karoo and Kalahari sediments, but its possible extension underneath younger sediments has been recently confirmed by the regional gravity survey (O. Mazac, personal communication). The south-west branch, unless it is not buried, has small exposures of Nambala-Karenda iron formation, all of them located in the volcanic sequence of the Kwako-Chalobeti hills.

Above the Nambala — Karenda iron formation in the rocks of Middle and Upper Kundelungu there are two minor iron ore formations, the Chamasoka and the Chikwanda. They are associated with littoral zones and have a typical banded silica-iron oxide ore. The Chikwanda iron formation is embedded within conglomerates, grits and breccias of possible glacial or fluvioglacial origin.

Post magmatic skarn iron ore deposits are partly related to the syntectonic granitic intrusions of Kafue Hook massif (Mutumbwe area) and to the greater extent to the belt of minor intrusions of the intermediate to acidic composition of late and post Kundelungu age. The skarn deposits are arranged along the belt 200 km long. It branches in the same way as it has been indicated in the case of the deflection and branching of the southern Lufilian synclinorium against the buttress of the Kafue Hook massif. The south-west branch of skarn deposits is represented just by one iron deposit (Itapira North. No. 76) and by several small bodies of syenite and feldspar porphyry. In the same space with skarn deposits iron ore deposits of vein type occur. They are usually small but indicative when deciphering the regional fault pattern of the area. They are sometimes associated with minor content of pyrite and chalcopyrite.

### **Genetic classification of the iron ore deposits**

1. Banded iron ore deposits. (See for stratigraphy tab. 2).
  - a) Chikwanda iron formation of Lake Superior type.
  - b) Chamasoka iron formation of Lake Superior type.
  - c) Nambala-Karenda iron formation of Algoma type.
    - ca) Sub-formation Karenda.
    - bc) Sub-formation Nambala.
  - d) Nampundwe iron-pyrite formation of Lake Superior type.
  - e) Pamba iron formation of Lake Superior type.



f) Chisamba-Chainama iron formation of Algoma type.

2. Re-mobilised sedimentary iron deposits with subordinate skarn effects. These actually include all type of group No. 1.

3. Iron, minor sulphide skarn deposits.

a) Associated with small intrusions of diorite, granodiorite syenite and granite.

b) Associated with re-mobilised syntectonic granite of Kafue Hook massif.

4. Vein iron ore deposits associated with minor intrusions of post-Kundelungu age.

## **Sedimentary banded iron deposits**

### **Chikwanda iron formations**

Nos. of 22, 23, 24 deposits as recorded on fig. 1 and table 1.

It is bound to the Upper Kundelungu series and appears to be upper most geological horizon in the investigated area. It occurs to the north of the Mwembeshi dislocation and it is separated by well-defined unconformity from the underlying horizons.

Upper Kundelungu series are represented by Post-Kawena Conglomerate (Simpson l. c.), Rudaceous Group (Phillips l. c.), Nyamushibe formation (Vajner in prep.), and flow breccias (Cikin, Drysdall 1971). The common rock-type of this formation is composed of every gradation from sandstone, grit, graywacke to boulder conglomerate. Phenoclasts are either rounded or angular, and their derivation from various underlain horizons is proved. Many pebbles contain cross-bedded ironstone and massive hematite from older sedimentary iron formations. (Chikwanda IV and Luihi hill iron occurrences). The origin is probably fluvio-glacial.

Hematite is present either as massive matrix within the conglomerates or to the less extent as typical banded iron-silica beds within finer clastic sediments. Chikwanda deposits (22, 23, 24) are arranged in a ridge 3.5 kilometres long. Here angular fragments and pebbles of shale and sandstone are disposed in roughly stratified bands, dipping at 70 degrees to the north-east. Thin laminae of hematite occur in finer-grained sediments. The Chikwanda IV (24) is the largest deposit. The average thickness of the ferruginous conglomerate is about 50 metres. Hematite minor goethite are the main constituents of the matrix. Ferruginous conglomerate is underlain by sandstone and shales. From the south-west of Chikwanda deposits a large intrusion of feldspar porphyry is adjoined to the iron formation. Pebbles of hematite were found in pophyry and also dykes of porphyry were recorded to be intersecting Chikwanda iron formation, thus fixing their relative age. Due to the contact metamorphism the hematite matrix is often recrystallised, the quartz pebbles partly replaced by iron along foliation planes and a great deal of quartz and specularite veins intersect whole formation.



Chikwanda iron conglomerate horizon is in many ways similar to Katungwe flow breccia. Brandt (1955) describes the formation as a heterogeneous which consists of fragments of limestone, dolomite, sandstone, quartzite, shale and chert in calcareous matrix. Fair amount of iron ore is present, too. Associated with Katungwe breccia there are three small localities of hematite which can be regarded as a part of Chikwanda iron formation.

Cikin, Drysdall (l. c.) distinguished two facial types of flow breccia: the limestone and the sandstone type. The Chikwanda iron conglomerate is identical with the latter.

Equivalent of Chikwanda and Katungwe conglomerates can be found at Luiiri hills. As noted by Phillips (l. c.) the composition of the conglomerate is the same. The iron is seen as banded, matrix and pebbles from underlain iron formations. Phillips's calcareous facies are probably identical to Cikin-Drysdall's calcareous flow-breccias and silicified, brecciated facies might correspond to their sandstone flow breccias.

Vajner (in prep.) noted higher content of the iron oxydes in his conglomeratic Nyamushibe formation, particularly in more sorted and graded psammitic and gritty facies.

Simpson (l. c.) did not record any iron content in his Post-Kawena conglomerate.

#### b. Chamasoka iron formation

Nos. of deposits as recorded on fig. 1 and table 1: 14, 17, 18, 19, 20, 28, 32.

This iron formation is a part of clastic neritic facies probably of Middle Kundelungu which includes Musontwa formation (Vajner in prep.). Calcareous-Arenaceous Group (Phillips l. c.), Kawena sandstone (Simpson l. c.) and Arenaceous beds (Abell 1970).

It is composed of calcareous sandstone, argillaceous sandstone, siltstone, grit, feldspathic sandstone and arkose. Cross-bedding is very indicative. The concentration of the iron does not reach the commercial standards except for the Chamasoka iron ore deposit (18) which is located approximately 2 kilometers westwards from Karendia Mission. As described by Brandt (l. c.) the Chamasoka hill form a prominent landmark and consists of massive and banded specular, hematite and magnetite. However, Brandt regards this deposit as of bedded replacement nature mainly because there are exposure of iron-rich porphyry at the foot of the Chamasoka hill.

By present investigation it was concluded that the deposit is a typical Lake Superior type heavily affected by younger thermal remobilization. Chert laminae are recrystallized to quartz and bands of formerly massive hematite were altered to coarser and porous magnetite. Sedimentary features are obscured but in some cases still preserved.

In the neighbouring Kalamwa hill (19) and Karendia hill (14) there are quartzites



with thin hematite laminae commonly arranged in cross-bedding. These occurrences have no economic significance.

Phillips's (l. c.) Calcareous-Arenaceous Group contains thinly banded hematite-calcareous quartzite horizon in Ruby-Lewis-Marie area.

Simpson (l. c.) recognised in Kawena sandstone layers of iron banded sandstone which often show small-scale current bedding. The concentration of the iron is very low. It is assumed that this might be an equivalent of the Chamasoka iron formation along the eastern flank of the area under investigation.

### c. Nambala-Karenda iron formation

Nos. of deposits as they are recorded on fig. 1 and table 1: 15, 16, 21, 27, 29, 30, 37, 38, 39, 72, 73, 74, 75, 78, 79, 83, 86, 87, 88, 115.

It is the leading and most remarkable iron formation among the others in the investigated area. The iron grade is relatively the highest when compared to another iron formations. It can be defined as Algoma type iron formation as it is understood by Gross (1970, 1972). Generally, the Algoma type is characterized by cherty iron formations within sequences of volcanic, greywacke and slaty rocks in eugeosynclines. The iron bodies are intermittently distributed in the volcanic sequences. They are typically thin banded and laminated. Common sedimentary features are those which show slumping, intraformational brecciation and crenulation of the beds while the chert was still in semi-plastic condition.

The Nambala-Karenda iron formation forms stratigraphic unit that maintains its identity throughout from Kawena to the Karenda Mission area. It was sub-divided in to two sub-formations: i) Nambala, ii) Karenda. Nambala subformation is merely composed of iron oxide facies in contrast to the Karenda sub-formation where probably oxide-pyrite-carbonate facies are present. Structures, geological environment, the modes of occurrence differ in many ways from each other too.

#### ca) *Nambala sub-formation*

It appears to be a part of the volcanic-sedimentary succession of Lower Kundelungu. The Nambala sub-formation forms a well-defined iron containing stratigraphic unit which extends for about 80 kilometres. (Fig. 2) It has a prominent topography. In generally flat terrain an arc-shaped range consists of several, more or less separated hills. From the south to the north they are as follows: Bulala, Kwako, Chalobeti, Sonkwe, Musefu, Kilombwa-Masuma, Butinti, Nambala, Rex North I, Rex North II, Chibodia and Lutale East. The central part of the range reaches about 250 meters above surrounding flat. The highest peaks within the range are the Nambala and the Sonkwe. Between the Chalobeti hill and the Sonkwe peak there is a gap of 20 kilometers where no occurrences of volcanic-sedimentary sequence were observed. This anomaly is probably due to the movements along the Mwembeshi dislocation.



Apart the above-mentioned range, the minor concentration of the iron is also maintained to the north-east of the Nambala ridge. Vajner (in prep.) writes that in Mubwa formation of Lower Kundelungu age which is composed of phyllites, slates and argillites the banding is often followed by the concentration of hematite-limonite. The individual bands of iron may reach up to 25—30 per cent of the rocks. Carbonaceous slates with pyrite-hematite content are also present. These are affected by slump structures. Tuffaceous material within the beds of slates has been assumed but not definitely proved.

Simpson (l. c.) in his Kawena argillites recognised siliceous argillites which show a finely banded iron ores with small amounts of carbonaceous material, opaline silica and pyrite. The reduction condition of sedimentation of this iron facies is postulated. This might be regarded as the extreme westwards extension of the Nambala sub-formation. No volcanics were found here.

First survey of the Nambala iron deposit was carried out by Garlick (1950). A conservative estimate of this survey indicated about 200 million tons of 57 % Fe and 18 % silica. The origin of the deposit was assumed to be of replacement nature. He recognised three types of mineralisation:

- a) Breccia ore.
- b) Shale-replacement ore.
- c) Argillaceous ironstone.

In breccia type the angular quartzite and ferruginous quartzite fragments are set in a fine-grained, sometimes finely banded hematite matrix. Shale replacement type is either massive or finely bedded. Argillaceous ironstone is dark in colour, finely grained and with shaly appearance. Shale replacement type is locally interbedded with layers of breccia type. To the north of Nambala selective replacement of thin bands of shale and sandstone has resulted in more siliceous ore. The ore bands are as thick as 3—5 centimeters. At Butinti fine grained specularite layers are finely interbedded with breccia bands.

Already Garlick (l. c.) noted that Shimyoka type of ore (typical skarn ore) with limonite boxwork is completely absent in Nambala.

Phillips (1955, 1957, 1958) assumes similar views related to the origin. He suggested that Nambala-Sonkwe iron ridge is a part of his regional pyrometasomatic zone and the iron bodies represent a massive example of contact metasomatism.

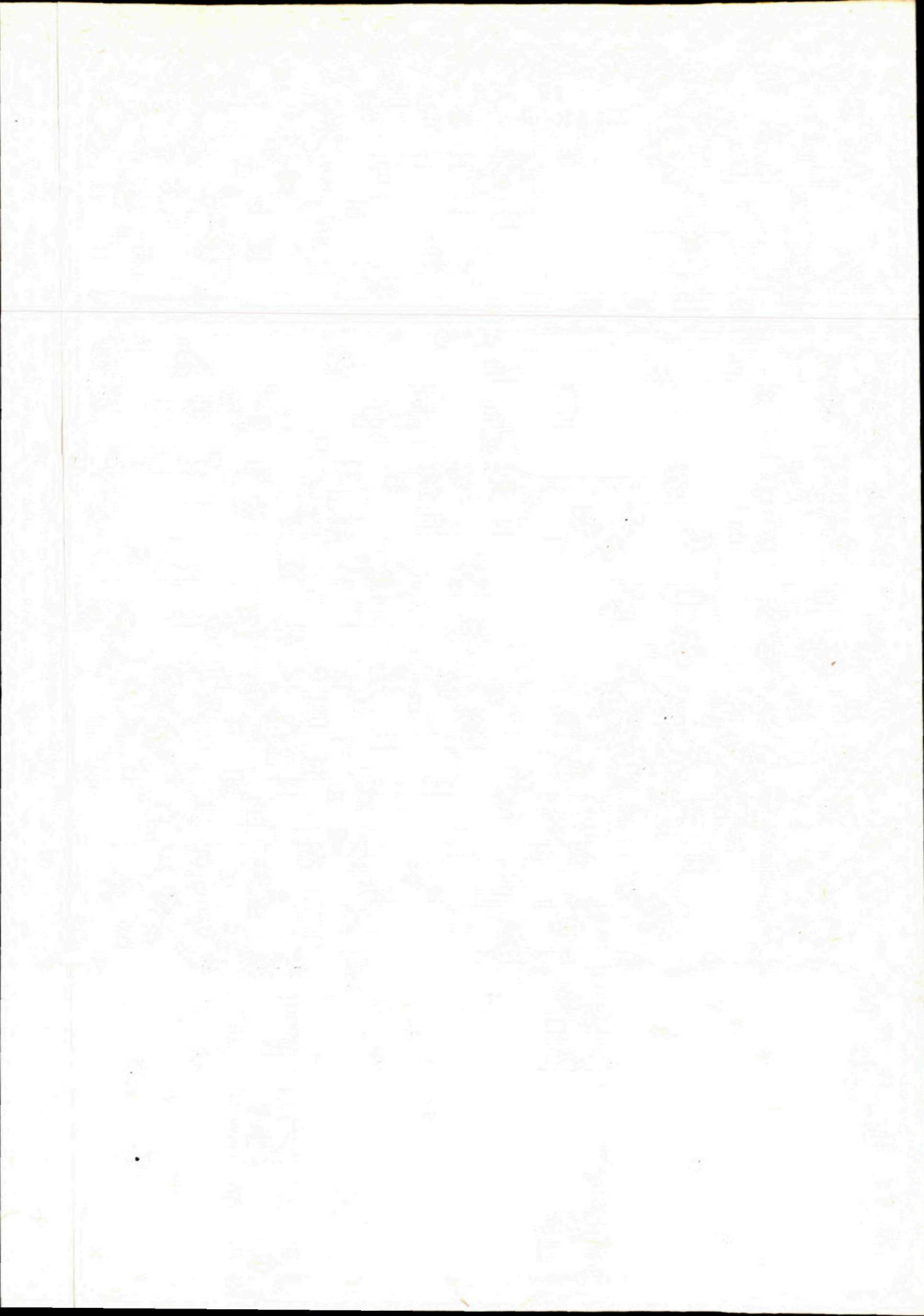
Here are the main reasons why Phillips came to such conclusion:

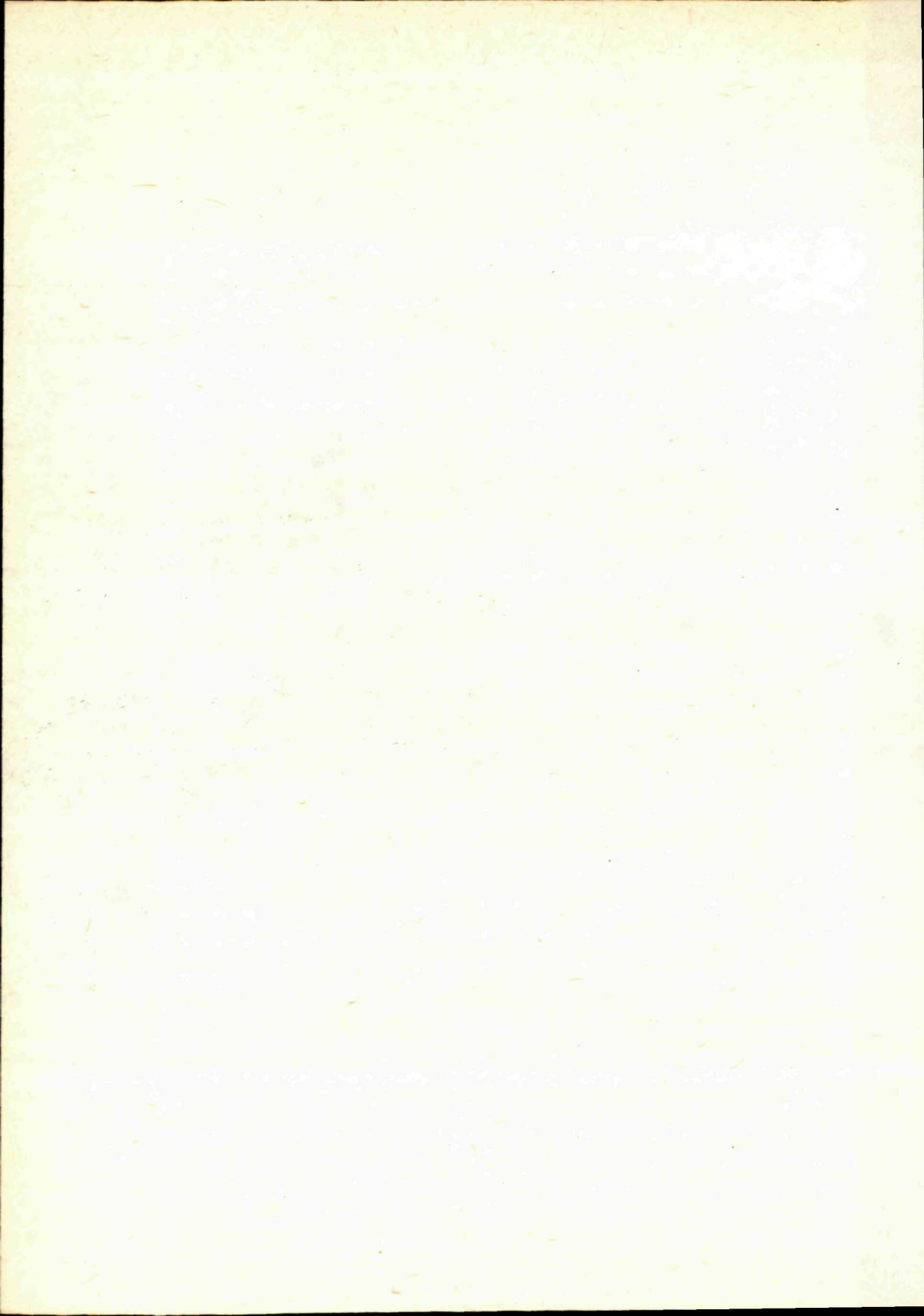
1. Field relation indicate a close probably genetic connection between the syenitic intrusions and the iron oxide bodies. He regards syenite evidently responsible for the large amounts of the iron oxides that have been introduced to the brecciated strata.

2. Brecciation and shearing along the Nambala-Sonkwe ridge appear to have been structurally significant in the emplacement of the ore bodies and has structural control over the ferruginisation.

3. In the vicinity of the iron ridge contact effects have been recorded such as chloritisation, serpentinisation, presence of pyroxene, epidote etc.









4. A large number of minor intrusive bodies occur twelve to eighteen miles to the south where skarn origin of several deposits is beyond doubt. Three similar bodies of magnetite occur near Nambala Mission within the area intruded by syenite. (Garlick also recorded a small skarn iron body one mile east of Butinti ridge.) Therefore it seems unlikely to Phillips, that the iron bodies of Nambala ridge could be originated in a completely different way.

In contrast to the previous workers (Murray—Hughes and Fitch 1929 a, Skerl 1935 and Abell l. c.), Phillips did not accept the presence of volcanic rocks in the Nambala-Sonkwe area.

Africa Search Limited carried out the further stage of the exploration of the Nambala deposit. In the final report Sharpe (1963) states that the commonest type of the ore is a replacement of quartzite breccia. Shale replacement is less common, as well as the conglomerate type.

The Lutale East deposit (115) is described in more detail in the Quarterly report (CE 62/3) of Chartered Exploration Limited. This deposit forms the extreme northwestern member of the Nambala iron sub-formations. The deposit is associated with shales and breccias and the total strike length is two kilometers. It was chip sampled and the average grade of 39.4 % of 22 million tons of the ore was calculated.

Abell (l. c.) reiterates the previous views on the origin of the iron ore. He was more concerned with the investigation of the Nambala iron sub-formation in the area of Matenda hills where the iron concentration when compared to Nambala-Sonkwe ridge is less abundant. Abell's formation of Argillaceous beds contains typical slates with colour varying from grey to brown through purple red, depending on the extent of the iron replacement. The fine banding and lamination is often accentuated by preferential iron replacement of the finer grained sericite-clay rich bands. Breccias are also present and they consist of banded shale and siltstones fragments cemented by quartz and iron ore. More arenaceous beds are also ferruginous. The iron ore sometimes gives to the rocks a spotted appearance or it is preferentially located along the bedding. Small-scale cross-bedding features occur occasionally.

The approach to the problem of the origin of the iron in Nambala iron sub-formation by the author of this paper is different and is mainly based on the following points:

1. The proved presence of volcanic rocks both lavas and pyroclastics and their intimate association with the iron oxides beds.

2. Analysis of sedimentary features within iron formation. Various deformation features are dominant.

3. Eugeosynclinal rock suite, typical for the Algoma iron formation was distinguished.

4. Geological trends conform strictly with the extension of Nambala iron sub-formation. This elongated shape also suggests a primary sedimentary feature of the sub-formation.

5. The distinction between younger brecciation and deformation sedimentary

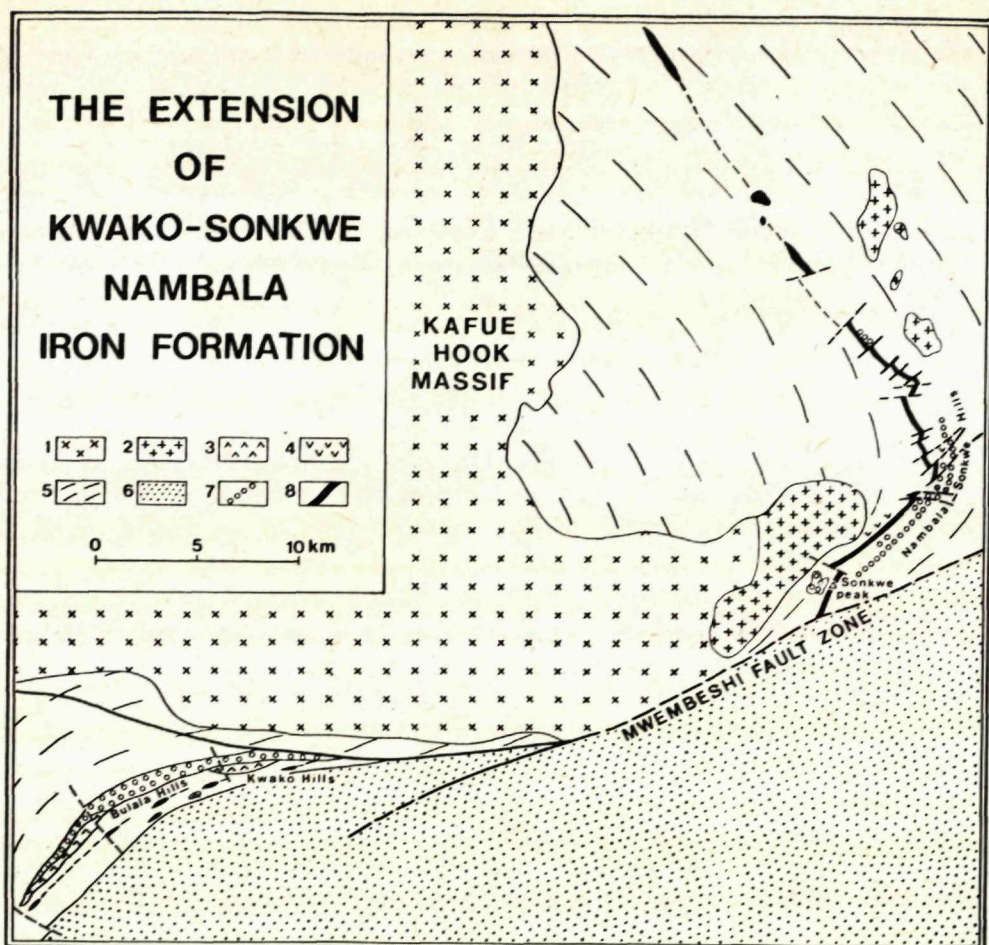


Fig. 2 The Kwako-Sonkwe-Nambala iron formation (sub-formation).

1 — biotite adamellite of Kafue Hook Massif 2 — syenite; 3 — paleoryolite; 4 — trachyte; 5 — volcanic-sedimentary sequence of the Lower Kundelingu; 6 — Roan Series; 7 — conglomerate; 8 — iron ore horizon.

features was established. Younger brecciation is associated with specular-quartz vein and veinlets.

6. The role of the contact metasomatism and associated replacement effects as the possible source of iron has been so far exaggerated. Indeed, igneous rocks adjoin closely the iron ore formation, however there is no genetic equilibrium between rather minor intrusions and the enormous amount of iron which is present in Nambala iron sub-formation.



### *Detailed description of the Nambala iron sub-formation*

Stratigraphy and lithology of the sedimentary Nambala iron sub-formation are as follows.

On the base, following east slope of the ridge, continuous conglomeratic horizon with abundant iron oxides present in matrix occur. The thickness is about 100 metres and possibly there is a repetition of the conglomeratic horizons, too. To the north boulder conglomeratic horizon is shifted from the eastern base of the ridge to its central position (the Nambala northern margin of the ridge). The oxide iron content of conglomerate bed keeps northward increasing.

In turn, upwards conglomerate beds tend to grade coarse to finer grained volcanoclastics with interbedded pelitic beds which largely consist of ferruginous, dark grey shales. Thinly banded hematite-jasper ore horizon is next in sequence. The thickness of ore horizon is up to 50 metres and dips at 70 degree to the west. It contains all variations of hematite, chert and jasper. Primarily no magnetite is present. The iron formation is overlain by ferruginous, minor carbonaceous shales, similar to those of footwall sequence. Jaspilites also occur. (Two analyses of carbon show 0.12 and 1.35 per cent.) In the author's view, the term taconite, as defined by Gross (l. c.) corresponds fully to these ferruginous shales. This horizon is equivalent to Garlick's shale replacement and argillaceous iron ore.

Volcanics are intimately associated with this sequence. Trachyte, minor paleorhyolites lava flows are interbedded within previously described volcanic-sedimentary sequence. Trachyte is composed of large euhedral laths of sericitized potash feldspar. More basic varieties contain hornblende and biotite. Amygdaloids are filled by quartz and feldspar. Fine-grained matrix consists of volcanic glass and sericite (Musefu hill and Kilombwa-Masuma NE extension). Later paleorhyolites and their autoclastics build up northern slope of Sonkwe Peak.

Irregular angular fragments of quartz, mostly non-undulatory fragments of sericitized orthoclase and muscovite are main constituents of rhyolite autoclastics. Less abundant are small fragments of slates.

Volcanoclastics prevail by far. Well-sorted subaqueous pelitic to psammitic tuffites contain rather high rate of volcanic fragments. Angular quartz, minor orthoclase, biotite and muscovite fragments are very indicative of volcanic origin. Finer pelitic layers grade to hematite bands. Dropstones of feldspar within iron laminae and their deflections are observable too.

Clastic marine sediments with high rate of redeposited and well-sorted volcanic materials are in turn substituted by chemically precipitated chert and iron oxides. Their origin accounts for submarine volcanic activity. In medium-grained tuffaceous beds cross-bedded laminae of hematite are widespread particularly within the footwall sequence.

At Kwako and Chalobeti hills (78) all varieties of volcanoclastic beds from pebbly to fine, dark grey ferruginous sediments occur. Paleorhyolite flows are wide-spread



and conform within volcanic-sedimentary sequence. Either trachyte or any other basic lavas were observed within this section. Iron stratiform bodies consist of laminae of red jasper and hematite. In tuffaceous layers a fair amount of iron oxides occur, thus indicating genetic relationship between them. The Kwako deposit is the most southerly situated Algoma type iron deposit of the Karenda-Nambala iron formation.

Volcanics are considerably altered by sericitization, saussuritization and ferruginization. Despite this, two analyses—one of paleorhyolite and the other of trachyte are given.

Paleorhyolite of Kwako hills:

SiO<sub>2</sub> — 70.41, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 14.43, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1.94, FeO — 0.44, MnO — 0.03, MgO — 1.10, CaO — 0.00, Na<sub>2</sub>O — 0.32, K<sub>2</sub>O — 9.76, TiO<sub>2</sub> — 0.21, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.02, H<sub>2</sub>O — 0.99.

Trachyte of Musefu hill:

SiO<sub>2</sub> — 59.63, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 15.81, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 12.55, FeO — 0.73, MnO — 0.03, MgO — 0.35, CaO — 1.18, Na<sub>2</sub>O — 0.18, K<sub>2</sub>O — 5.60, TiO<sub>2</sub> — 0.61, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.03, H<sub>2</sub>O — 2.83.

The principal ore bed reflects a variety of sedimentary features. There are all variations from underformed finely banded hematite chert ores (Butinti No. 84), through partly segmented chert roughly parallel to the bedding to completely brecciated chert fragments chaotically arranged in hematite matrix. However, it must be emphasised, that at least 80 per cent of the iron bed is composed of the breccia type. This mislead former workers to the conclusion that shearing, cataclasis and brecciation is due to the later tectonic movements. The absence of the shear planes, as well as the constant stratigraphic position of the breccia iron ore type makes it clear that the breccia is of sedimentary or at least penecontemporaneous origin. The brecciation if explained as a result of sedimentary deformations and caused by local increases in sub-marine slope with consequent slumping and sliding of the partly consolidated sediments. It might be also caused by earthquake waves associated with submarine volcanism. Commonly the chert fragments are enveloped in the iron matrix. This can be explained by faster dehydration of the silica gell than the ferruginous one. Slumpage might took place when silica was already compact and iron was still semiplastic.

The breccia is a typical constituent of the lowermost part of the Nambala iron sub-formation. Slumps involve fragments of chert and ferruginous slates and the brecciation is supposed to be pre-lithification in origin. At Masuma-Kilombwe (86) even pseudo-conglomerates, originated in the same way, occur. In fine grained pelitic tuffites also small-scale cross-bedding and turbid structure are present. All mentioned deformations can be defined as penecontemporaneous. Gross (l. c.) writes: „The zones of high contorted beds are common in chert iron formations.



Distortions of these beds sandwiched between relatively undisturbed beds are common in cherty iron formations. Distortion evidently took place when they were still in a hydroplastic state."

James (1951, 1954) observed almost identical slump structures in Iron River district, Michigan and in many other areas. Spencer and Percival (1952) in the banded hematite jasper of Singhbhum, India describe similar plastic deformation of mainly jasper bands. Bond (1952) observed deformation of banded ironstones in Southern Rhodesia. Here the following types of deformations were observed.

1. Plastic deformation without fractures producing contortions.
2. Slumped bedding structures.
3. Non-plastic deformation with considerable fracturing.
4. Large scale tectonic fracturing.

Generally the Nambala iron sub-formation is a part of the stratigraphic sequence which is represented by various volcanic rocks, particularly in the south, slates, carbonaceous shales, greywackes with minor siltstone and quartzite. In the north-west of the Nambala-Sonkwe ridge iron rich greywackes are dominant. Here layers of slates, cherts, and hematite are interbedded with greywackes. Greywackes commonly contain fragments of ferruginous chert, chert and quartzite. Dropstones of angular fragments of quartzite clearly deflect the iron laminae.

At Sonkwe peak possible pillows of trachyte embedded in pyroclastics were recorded. Intrapillow spaces were filled by tuffaceous material.

Slates, argillites, greywackes with volcanics intimately associated and with high iron concentrations and such typical sedimentary features as rhythmic sedimentation, greywacke facies, slumpage, gliding, intraformational corrugation and brecciations are very indicative of what is known as an eugeosynclinal sedimentary suite.

Near-by intrusions of syenites, granodiorites and feldspathic porphyry are younger than the iron formation.

After the iron formation had been deposited actually minor brecciation of the ore bodies took place. This brecciation probably is connected with the movements along the Mwembeshi dislocation zone which passes across southern margin of the Kwako Peak. As a result a relatively dense fracturing was formed and later filled by re-mobilised specularite and quartz.

#### *bc) Karenda sub-formation*

To the south-west, west and north-west of the Karenda Mission in Lower Kundelungu Argillaceous beds several bedded iron deposits occur. The largest deposits of the Karenda iron sub-formation are the Kitumba West (31), the Kitumba—4986 (27), the Chikwanda I (21), the Silver King South (37), the Katungwe (38) and the Kakuyo (39). All deposits are confined to the prominent topographical features.

First comprehensive description of the iron ore occurrence in the Big Concession was given by Brandt (l. C.). He states: „The iron oxides deposits of the Big



Concession are shallow superficial formations of the epigenetic of replacement type. Syngenetic sedimentary iron does not exist." He considered them as completely of supergene origin, the result of oxidation and reconcentration of iron in primary quartz-hematite veins. The deposits form an extensive gossan cappings over the prominent hills, which are mainly composed of siliceous laterite ironstone. This may pass marginally into ordinary surface laterite. Cappings after Brandt are controlled by tectonic lines and not by stratigraphy.

The Karenda iron sub-formation as it is understood in this paper approximately coincides with the Brandt's „Superficial lateritic deposits“ type.

The origin of the cappings has been controversial since the beginning of prospecting in Big Concession.

Bishop (1932) considered the gossan cappings could in part represent the leached outcrops of copper deposits, which might show enrichment at greater depth. Similar views were held by Murray-Hughes and Fitch (1929 b).

In connection with siliceous lateritic ironstone, chert and chert breccias occurrences are very frequent. Brandt (l. c.) writes: „The chert displays a coarse rhythmically banded type of structure suggestive of precipitation of colloidal silica and later recrystallisation to granular quartz. Some of larger deposits have porous leached tops of siliceous lateritic ironstone. Breccia structures are very common, the breccia consisting of angular fragments and contorted blocks of chert in a matrix of chert or fine-grained quartz. In limestone even thin layers of oolitic cherts are present.

Many cherts deposits are associated with lateritic ironstone cappings in fact gradation can be seen from almost pure hematite, limonite and goethite through jaspilitic ironstone to jasper or chert.

Brandt regards both the cherts and ironstone genetically as superficial recent deposits.

No different conclusion as far as the origin of the iron was drawn up during the recent geological mapping undertaken by Cikin and supplemented with the chapter on economic geology by Drysdall (1971). The previous views have been repeated here.

During the recent survey of the iron ore occurrences (iron cappings) a number of new geological facts were revealed. These account for a different view on the origin of the iron occurrences. They are as follows:

1. The presence of mafic lava flows and pyroclastics which are associated with iron „cappings“.

2. „Cappings“ have definite stratigraphic setting and strictly conform with local geological trends (bedding).

3. At Kitumba West deposit (31) at least seven isolated beds of ironstone were observed. They are extended along the western slope and form conspicuous morphological „steps“.

4. Xenoliths of banded iron oxides were found in quartz porphyry.

5. Leached and secondary nature of the „cappings“ (outcrops) is beyond doubt.



6. Cherts and iron were genetically assigned to submarine volcanic activity.

Karenda iron sub-formation has similar geological and stratigraphical setting to the Nambala iron sub-formation. Both of them are part of Lower Kundelungu series.

In contrast to the Nambala-Sonkwe area here the geological and structural setting is obscured by the numerous intrusions of syenite and quartz-feldspar porphyry which intrudes the iron ore formation along the north-south trends. Almost 70 per cent of the area underlain by the Karenda iron sub-formation is intruded by younger porphyry. Only small and isolated remnants of the sedimentary sequence are preserved.

Oxidised Karenda iron sub-formation consists of all combinations of hematite, goethite, specularite, chert and jasper. Banded features, unless they are not obliterated by secondary processes can be still reasonably seen. Concretions, botryoidal and cellular-sponge textures are widespread and far predominant. The presence of pyrite in the primary zone is postulated by botryoidal goethite which after Blanchard (1968) is typical and key type for recognition of pyrite derived limonite. Mann (1953) states that direct alteration of iron-carbonates of the siderite-chert formation to hematite and goethite yields a variety of ferruginous cherts. Similar assemblages of leached secondary products are also typical for the Karenda iron sub-formation. No primary banded siderite has been encountered in Karenda area except in the footwall calcareous rocks of Kakuyo deposit (39). Here contorted laminae of siderite were recorded. Up to now no borehole has intersected the primary zone of the Karenda iron sub-formation. This iron sub-formation can be classified as a carbonate facies as described by James (1954).

The volcanics which were encountered in the east of the Kitumba 4986 hill and in the south of Chikwanda hill are identical to those of Sonkwe Peak and it is therefore assumed that the Karenda iron sub-formation is of Algoma type.

Within this iron sub-formation there are several groups of deposits with different mineral assemblage and location:

#### *Blue Jacket-Kakuyo-Katungwe chert-siderite-manganese pyrite belt*

This fifteen kilometers long intermittent belt controls the stratigraphical boundary between the Dolomite-limestone Group of Upper Roan and Argillaceous Beds of Lower Kundelungu. Considerable amount of thinly banded, oolitic and brecciated cryptocrystalline silica is due to chemical precipitations and is probably confined to the acid volcanism of the Lower Kundelungu age. Sedimentary siderite and pyrite appear to be a part of this belt at its west margin. Present outcrops are heavily weathered and are composed of goethite, jasper and hematite which are secondary products of siderite, pyrite and chert. The localities concerned are Kakuyo (39), Katungwe (38) and South Silver King (37). Fortunately at Kakuyo and Katungwe partly weathered siderite-manganese and chert mineral association have been encountered. The ore appears thinly banded cryptocrystalline silica interbedded

with paralely arranged grains of siderite and laminae of psilomelane. Siderite is often altered through limonite-goethite to hematite. Regular rhombs (0.01—0.1) of siderite are pseudomorphosed by limonite and silica with hematite rims. Psilomelane forms either fragments in silica groundmass or very fine laminae. It is of black „sooty“ appearance. In small cavities tiny kidney structures were also indicated. In some specimens rounded blebs filled with soft limonite occur. This has a strong remainder of pisolitic structure after sphaerosiderite. Dropstones of ragged fragments of acid volcanic rocks are commonly found within the ore. Unfortunately the main ore outcrops are heavily obliterated by weathering, (gossans), however, between the comparatively fresh ore types and totally rhythmically weathered jasper-goethite-hematite associations, there are a number of transition ore types.

To the north of this belt there are many mineralized copper sulphides-siderite breccias which form pipe-like bodies in dolomite-limestone enviroment. (True Blue, Crystall Jacket, Silver King, Blue Jacket, Sable Antelope and others.) This siderite is probably re-mobilised through Lufilian orogeny.

A local stratigraphical column at Kakuyo hill was set-up as follows :

- Volcanic agglomerate ?
- marble with irregular patches of chert
- pyrite-manganese-siderite-chert beds altered to goethite-jasper-hematite
- ochre banded chert with minor siderite
- quartzite
- interbedded chert and limestone
- siderite-pyrite-manganese-chert bed
- banded chert
- marble with flow breccias of banded chert.

Sedimentary sequence indicates deeper than shelf marine facies.

On the whole, this ore belt has apparently no economic significance. Copper and zinc values were checked in few relatively fresh specimens. Here are the results :

Cu — 200, 60, 150, 100 p.p.m.

Zn — 10, 10, 160, 120 p.p.m.

The presence of low-grade sulphides at primary zone can be assumed.

#### *Area between Kitumba hill „4986“, Lou Lou and Sugar Loaf*

Mapping and trenching have indicated within this area a volcanic — sedimentary sequence which probably is a part of the Argillaceous Beds of Lower Kundelungu. There are at least three thinly banded jaspilites beds which extends at 130° and dip at variable degree from 20 to 50 to the SW. Jaspilites bodies are composed of red-brown cryptocrystalline quartz and minor iron oxides in alternating bands (synonymum taconite, phtanite). Jaspilite beds up to 15 metres thick form low



elevated reliefs in between the above mentioned hills. Jaspilites are very closely and intimately associated with volcanic rocks. They are commonly very thinly banded (in order of mm). Even pyroclastics appear within jaspilites in the transition zones. Dropstones mostly well rounded of volcanic bombs and lapilli are present. In such case thin sedimentary bands are clearly deviated around those volcanic fragments.

The volcanic-sedimentary sequence, where iron oxides are present in varying amount elsewhere, is approximately 1200 meters thick. The base of this sequence is formed by polymict ferruginous conglomerate horizon of 50 metres thickness. (Similar conglomerate bed is seen to be associated with Nambala sub-formation.) This conglomerate horizon can be traced for at least 8 kilometres with known starting point at Chikwanda hills and then passing northern fringe of the Lou Lou hill and on the west ending at northern margin of the Kitumba hill „4986“. The rest of the sequence is composed of trachytic and rhyolitic lava flows. Trachytes are typical with well preserved fluidal structure of matrix. Phenocrysts of sericitized K—felspar are dominant. In acidic rhyolite varieties corroded magmatic quartz is dominant. Lava flows are interbedded with tuffaceous beds of different grain size. Pelitic tuffites are prevailing. Quartz splinters and felspar fragments, typical for sedimentary volcanics, are present elsewhere.

The top of the Kitumba Hill „4986“ is composed of massive hematite-magnetite ore. How this iron oxides body is related to the jaspilites beds is not yet known.

In author's previous report (1972) it was assumed that intricate banding pattern might be due to the submarine slumping when the iron ore beds were still in hydroplastic stage of the consolidation. Present more detailed study shows that this banding is of secondary nature and might be assigned to the liesegang category of the very large scale. Apart lava flows intrusive bodies of quartz porphyry are present beyond doubt in the area concerned. Higher copper values in soil are regularly associated with them. Nevertheless it must be emphasised that the large portion of the porphyries as they are shown on the Cikin's map, are actually rhyolitic lava flows or agglutinated vitric pyroclastics and are part of the submarine volcanic activity.

Cu, Zn anomalies do not show any remarkable association with jaspilites as porphyry does. Over volcanic sedimentary sequence the copper values are very stable varying little from 100 p.p.m. In the jaspilite body shown in the trench south of Lou-lou certain higher copper anomaly comes together with iron.

#### *West Kitumba hills area (31)*

The bodies of the quartz porphyry which occur to the east of the Kitumba west hills are not only of intrusive nature. They are associated with tuffaceous beds, conglomerate and paleorhyolitic lava flows. Their contact with Lower Roan Argillaceous Beds is rather depositional than intrusive. Formerly West Kitumba deposit (31) was regarded as superficial capping over pyrite veins. However the latest investigation has proved: i) The iron bodies (seven or so) are apparently members of the local



stratigraphical column. ii) They are bound to volcanics not recognised before in this area. Some of the iron — bearing beds, when compared with the results of the geochemical soil sampling carried out by Pisarski (1972), strictly conform with Cu—Zn anomalies with peaks reaching 1000 p.p.m. In this particular case it is believed that the copper sulphides might be associated in primary zone with iron ore beds.

In the West Kitumba hills the following local stratigraphy has been established:

- shales
- calcareous sandstone and quartzite
- limestone. This forms the lithological control for the iron rich sedimentation
- main iron, minor copper and zinc bearing horizons. The sequence is about 1000 metres thick. This contains at least seven iron beds. The rocks are composed of argillaceous, silty and possibly tuffaceous beds which are heavily weathered with bizarre Liesegang patterns. Bedded nature of the iron beds is strongly obliterated by secondary oxidation processes. Hematite, goethite and ferruginous chert are present elsewhere, nevertheless preferentially follow the bedding planes of the sedimentary rocks. It is also believed that the tuffaceous beds of the sequence contain higher amount of iron and possible pyrite.

- quartzite with cross-bedded iron laminae, chert and jasper
- quartz porphyry (paleorhyolite)
- tuffaceous beds, agglomerates, agglutinated vitric pyroclastics, chert, iron beds
- paleorhyolite.

#### d. Nampundwe iron-pyrite formation

Nos. of deposits as recorded on the fig 1 and Table 1: 105, 106, 109, 110.

It is bound to the base of Upper Roan series which comprise dolomite, silicite, limestone, dolomitic limestone, graphitic limestone, minor shales, quartz, muscovite schist, cherts and black slaty limestone. Upper Roan series in studied area includes Simpson's and Drysdall's (l.c.) Cheta formations and Phillips's (l. c.) Carbonate-Argillite Group. The position of Cikin's — Drysdall's (l. c.) carbonate formation is not clear. Whether this is part of Mwashia or Kakontwe formation is still open to discussion. In this report the Carbonate formation which occurs north of Mwembeshi zone is assumed to a part of Roan Series (Mine Series).

The Nampundwe iron-pyrite formation was named after the Nampundwe mine (former King Eduard mine). The deposit here is mined by Nchanga Consolidated Copper Mines. The latest mining development has produced a number of evidences indicating the sedimentary nature of the deposit. This is in contrast to the previous views of Garlick (l. c.) and Phillips (l. c.) They regarded the deposit as a replacement-skarn type. Taylor and Mulder (1971) compiled a stratigraphical column of Nampundwe mine. They established the following numbers: Upper limestone, Dolomite-shaly limestone, King Eduard limestone and Lower shaly



limestone. In the lower part of the succession two magnetite-quartz-amphibole-chlorite and jasper bodies are embedded. In upper part several pyrite-magnetite-chalcopyrite stratabound bodies occur. High content of sulphides suggests strongly reducing conditions in the sedimentary basin.

Neighbouring Cheta iron deposit (105) probably is very similar to Nampundwe. Some of the ore is porous and combined this with high limonite content might indicate the presence of sulphides namely pyrite in depth.

Venters ridge deposit (109) and Strauss reef deposit (110) are supposed to be member of the same iron formation. In the Venters ridge deposit friable limonite with jasper bands up to 0.6 metres wide occurs according to Garlick (l. c.). He also suggested the presence of siderite in the primary zone of the deposit. Eastwards in Lusaka area the beds of Cheta formation contain graphite and banded ferruginous chert according to Simpson and Drysdall (l. c.). These beds could be accepted as probable eastern extension of the Nampundwe iron-pyrite formation.

In Luiri area Phillips (l. c.) recognised within the sequence of Carbonate-Argillite Group such rock-types which should be confined to this formation. In the neighbourhood of the Nabutali deposit (93) chert, pyrite and limestone with pyrite content occur. To the north of the Luiri hills in black slaty limestone, ferruginous quartzite, banded jasper and carbonaceous shale with pyrite are present. It is also believed that this horizon is part of the western extension of the Nampundwe iron-pyrite formation.

### Pamba iron formation

Nos. of deposits as recorded on the fig. 1 and table 1 : 4, 12, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 55, 57, 58, 60, 67, 68, 69, 76, 95, 101, 102, 103, 104, 108, 111, 112, 115.

The geological setting of this iron formation and its extension is probably the best known in Zambia. In many aspects it is identical to the famous stratiform copper deposits. Relative concentration of iron in this formation compared to the others is very high. It is associated with psammitic terrigenous beds of Lower Roan which represent typical shelf facies. Lower Roan series involve Chungu formation (Simpson, Drysdall l. c.). Quartzite schists Group (Phillips l. c.), Mine Series (Abell l. c.), and Mines Series (Cikin, Drysdall l. c.). The dominant metarock-types are quartz-muscovite-biotite schists, arkose, feldspathic quartzite, quartzite-calc-silicate granulite, minor calcareous schists and limestone. Cross-bedding is very indicative.

The iron formation is composed of all variations from ferruginous quartzite to almost massive magnetite-hematite ore. Banded nature of the ore is very typical. The source of the iron can be seen in long-lasting chemical weathering and erosion of the rocks of Basement Complex. The formation is of Lake Superior type and developed in oxide facies.



The Pamba iron formation extends along the belt approximately 200 kilometres long. From the east to the west the following deposits are arranged in the belt: Chongwe (112), Kasis (111), Pamba (104), Mutombo (103), Nakaibwe (102), Blue Lagoon (101), Shashikaula North (95) and a small deposits recorded on Abell's geological map (degree sheet 1526 NE Quartter) at Grid Reference 700 000.

Besides these large deposits a minor concentration of iron minerals can be traced elsewhere within Lower Roan series. At Pamba iron deposit the thickness of the iron formation reaches well over 300 metres (Štohl 1972). There are at least three ferruginous strata separated by barren quartzite. However, the true thickness can be affected by isoclinal folding or by the possible repetition of the iron-bearing beds by faulting.

#### *Iron deposits of itabirite type located on rafts of Kafue Hook Massif*

These deposits of large size and high-grade iron concentration occupy specific position within the Pamba iron formation. They are of sedimentary origin though the banded nature is heavily obliterated by the combined effect of later regional and contact metamorphism. The ore resembles to itabirite type as it has been defined by Van Dorr and Barbosa (1963). According to them the term itabirite is used in Brazil when oxide iron ore facies are metamorphosed to such grade that individual hematite crystals can be macroscopically discernible.

Itabirite deposits are embedded within high-grade sequences of comparatively large rafts which are underlain by Kafue Hook Massif granitoids. The age of the rafts is considered to be equivalent of Roan Series according to metamorphic degree and the composition of sedimentary rocks. There are two major rafts with itabirite bodies: a) The Mutumbwe raft which according to Cikin and Drysdall (l. c.) are part of Kundelungu sequence and b) the Nansenga raft is regarded by Abell (l. c.) as a part of Roan Series. However, both of them indicate similar nature of ore bodies, geological setting and rocks involved. It appears more appropriate to accept Abell's views.

Itabirites, quartz-biotite schists, quartz-muscovite schists, hematite-muscovite quartzites, calc-silicate granulites and crystalline limestone are main rock-type of rafts. Andalusite and cordierite are often present in schists. These have grown later as a result of thermal metamorphism. Wide-spread tourmaline is thought to be introduced during granitization.

Close to the Pempela deposit (69) a small exposure of quartz-garnet-biotite schist with sillimanite and tourmaline occurs as an accessory.

Although Cikin and Drysdall (l. c.) regard the Mutumbwe raft as a part of Kundelungu Series, according to the composition and grade of metamorphism this better corresponds to rock-types of Mine (Roan) Series as they have been described by them along the east margin of the Degree Sheet 1426 SE Quarter (garnet-sillimanite schists, quartz-muscovite schists with hematite).



In the southern Nansenga raft no major itabirite bodies are directly associated with sedimentary sequence. They occur along the immediate boundary of the NW margin of the raft, except for minor locality (68). The Pempela (69), the Nansenga SE (43) and the Nansenga NW (44) actually form minor elevated and isolated rafts underlain

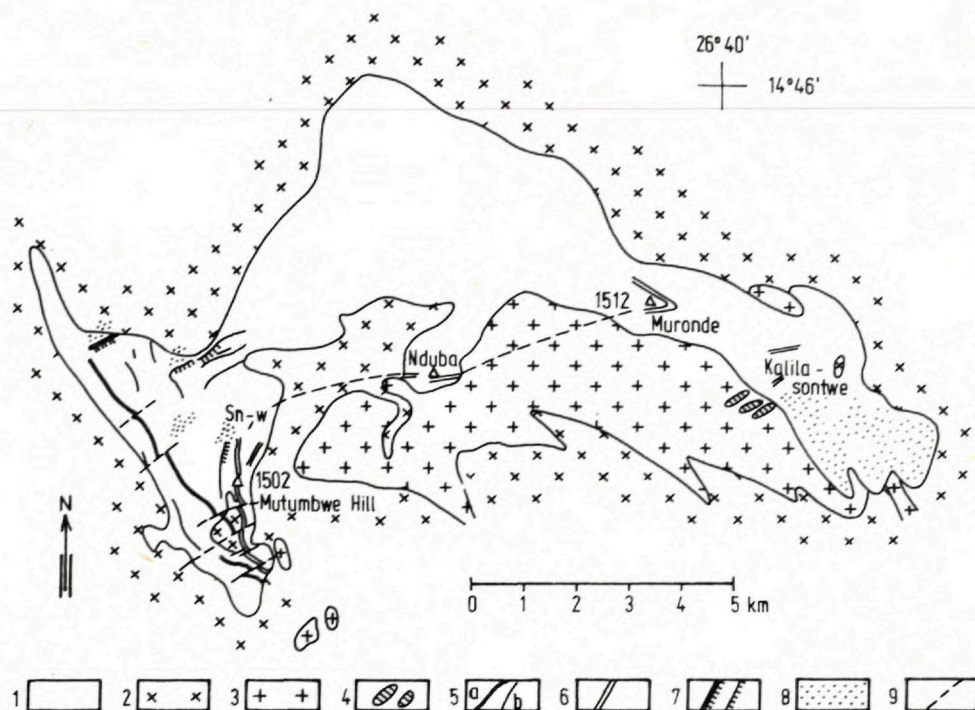


Fig. 3 The Mutumbwe itabirite formation

1 — raft of the Lower Roan Series; 2 — quartz porphyry (older); 3 — coarse granite-gneiss; 4 — granite (post-Katanga age); 5 — massive altered magnetite-hematite beds a) major, b) minor; 6 — itabirite beds; 7 — magnetite-pyrrhotite-chalcopryrite ore bodies; 8 — skarn minerals within calcareous beds; 9 — inferred extension of itabirite bed.

and surrounded by biotite adamellite (69) and medium grained granite to granite porphyry (43, 44), which are eroded to the level of the plain.

The itabirite formation within the Roan sequence of the Mutumbwe raft forms an arcuate belt approximately 30 kilometres long (see fig. 3). The belt contains following deposits, more or less isolated: Mutumbwe B (48), Mutumbwe C (49), Mutumbwe skarn deposits (46 a)), Mutumbwe Main Hill (50), Nduba (51), Muronde (52) and Kalilasontwe (53). To sedimentary deposit of Lake Superior type (banded magnetite-hematite-chert ore) through regional metamorphic recrystallization an increase in grain size and the development of specularite, quartz, muscovite

has been given itabirite feature. This apparently took place slightly prior to their thermal metamorphism by granitoids.

In the area of the Mutumbwe and the Nansenga rafts two phases of probably Lufilian syntectonic granitoids intruded the Roan sedimentary sequence. (1<sup>st</sup>) Older porphyry which includes a) granite porphyries to quartz porphyries, b) biotite-hornblende granite porphyries, c) biotite-muscovite-granite ( $\pm$  porphyritic) and d) pyroxene granite. Sporadic aplite and pegmatite veins are also present. At the end of this phase hydrotherms and volatiles account for wide-spread tourmalinization and tin-bearing fluids. In some itabirite beds (50, 43, 44), due to their porosity, low tin content is uniformly distributed (50 to 200 p.p.m.). In some intervals of itabirites even lit-par-lit textures are observable.

Close to the contacts with the 1<sup>st</sup> magmatic phase (older porphyries) silimanite-hematite-quartz schists and hornfels are developed. They are enriched in tin content. This contact rock is composed of hematite (specular), andalusite, muscovite, pale-green mica, tourmaline, quartz and cassiterite. Hematite grains vary in size from 5 mm to less than 0.1 mm and show intergrowth with andalusite and muscovite. Cassiterite is accesssoric to rare and forms aggregates 0.1 mm long. It is enclosed in hematite in form of irregular grains (AA — analysis in such specimens indicate up to 5000 p.p.m. of tin). Due to contact thermal effect also euhedral magnetite crystals originated, which now crosscut itabirite foliation, without disturbing it. Similarly, in Itabira district, Brazil Dorr II (1965) writes that gold with associated tourmaline and cassiterite is found in porous itabirite, but not in massive ore.

Part of the itabirite belt (45, 46, 47, 48) in the Mutumbwe raft and (69) in the Nansenga raft underwent strong contact metamorphism by younger porphyroblastic biotite adamellite and granite-gneiss (2<sup>nd</sup> phase). When these magmatic rocks intruded calcareous beds a skarn type mineral assemblage originated. In Mutumbwe area a massive skarn magnetite-pyrrhotite-pyrite-chalcopyrite ore body (46 a) has been recently found by U.N.D.P. team. Searle (1973) recorded three phases of pyrometasomatism:

1. A silicate phase (alkali metasomatism), microcline, orthoclase, quartz, apatite, sphene and scapolite.
2. An Oxide phase (Magnetite).
3. Sulphide phase (pyrrhotite, chalcopyrite, molybdenite, pyrite).

Contact metamorphism of itabirite beds by adamellite magmatism firstly led to the reduction of hematite to magnetite and secondly to the superimposition of copper (100—1000 p.p.m.), molybdenum (10—100 p.p.m.), pyrite and pyrrhotite upon the original banded hematite-chert formation. Tin content is lower compared to foliated itabirite ore-type (20—50 p.p.m.).

Combined regional and contact metamorphism produced massive almost non-siliceous high-grade magnetite ore, whereas the primary sedimentary features were completely destroyed or just faintly preserved. In few cases the bedding, cross-bedding, mudcracks and intraformational breccias might be seen. All gradation between



massive magnetite and unaltered itabirite are observable. This metamorphism led to the secondary enrichment of the iron ore.

It is believed, similarly to Dorr's (1. c.) observations in the Quadrilatero Ferrifero, Brazil that high-grade ore were caused by the synmetamorphic metasomatic replacement of quartz in the host itabirite by hematite derived from another parts of itabirite formation under the condition of high temperature and pressure.

The alteration of hematite to magnetite through caustic effects was proved by susceptibility measurements. All variations of susceptibility values depending of the proximity of intrusive granite, were recorded. The highest values were measured directly on the contact zone. In many parts of the world the alteration to high-grade ore within itabirite formation has been observed.

Enrichment and alteration by hydrothermal metasomatism of itabirite ore was observed by Guild (1953) in the Conghas District, Minas Geraes. Burchard (1930) in Pao deposit in Venezuela indicates later enrichment of itabirite by younger intrusions, particularly the substitution of specularite for magnetite. Moreover, he writes that the richer ore deposits are closely related to igneous intrusions.

Zuolaga (1930) in Imataca deposit Venezuela with typical banded itabirite formation states that former sedimentary structures in some places are so obscured as to appear to be purely igneous pyrometasomatic deposits. He believes that the richer deposits are in intimate relationship with igneous intrusives and the iron at least in part was introduced into sediments.

In Bomi-Hill, Liberia Gruss (1972) describes enrichment of the itabirite bed through metasomatic processes on the contact with granite.

Belevcev (1972) the origin of the high-grade ore (plotnyje rudy) of the Krivoj Rog deposit associates with dynamothermal metamorphism which caused higher mobility of iron and silica.

#### f. Chisamba—Chainama iron formation

Nos. of deposits as recorded on the fig. 1 and Table 1: 113, 114 and not recorded on map is Chainama occurrence, which is well off the western margin of the fig. 1.

In the area which was under U.N.D.P. survey not too many deposits of this formation occur.

Magnetite-quartzite deposits were found and described by Garrard (1968) in three main areas — in the Chainama hills, Mulofwa dome and in the Nyangwena stream. The ore from all three localities is very similar, being tough, grey, fine grained, typically banded magnetite-quartzite. The iron beds occur within granite-gneiss environment of Basement Complex.

Stratiform metavolcanics were recorded in the neighbourhood of these iron ore deposit, thus suggesting the possible genetic relationship between them.

According to Moore (1. c.) Chikonkomene iron occurrences (114) are part of

banded iron formation of Basement Complex. The position of the Chisamba deposit (113) is not so clear but possibly belongs to the Basement as well.

Phillips (l. c.) writes about banded iron quartzites from Matala dome, which is regarded to be a part of the Basement Complex.

### Re-mobilised sedimentary iron deposits with subordinate skarn effects

This group actually involves the deposits of all groups and are not separately described. The description is included in connection with those sedimentary deposits which were partly affected by contact metamorphism.

### Iron skarn deposits

Nos. of deposits are recorded on the fig. 1 and Table 1: 3, 4, 7, 36, 40, 41, 46 a, 54, 61, 62, 63, 64, 81, 82, 85, 90, 91, 92, 93, 94, 96, 97, 98, 99, 100, 107.

Total 24 iron skarn deposits varying in size, iron grade and composition occur along 200 kilometers belt from Lusaka area to Karenda Mission area (see fig. 4). All skarn

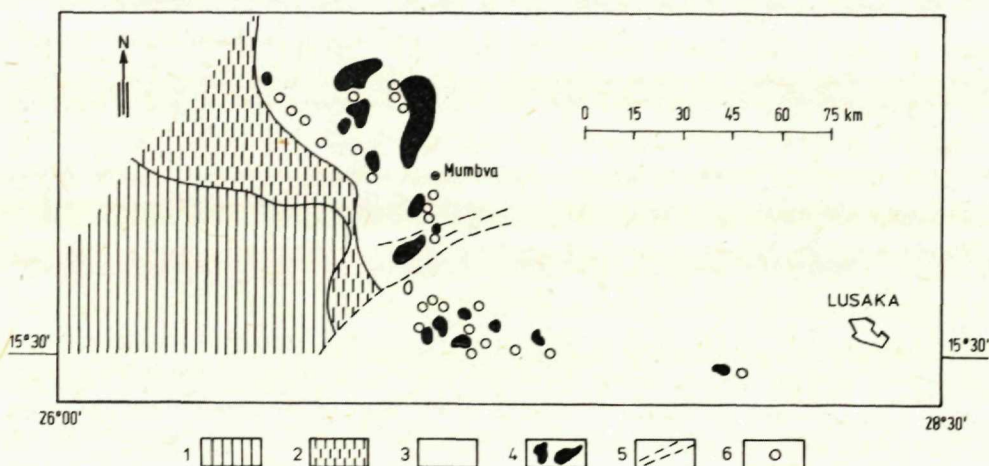


Fig. 4 Distribution of the iron skarn deposits

1 — Basement Complex of the Kafue Hook Massif; 2 — re-mobilised Basement by syntectonic Lufilian granitoids; 3 — Katanga sedimentary rocks; 4 — Post-tectonic syenites, granodiorites and diorites; 5 — Mwembeshi fault zone; 6 — skarn iron deposits.

iron deposits are closely associated with minor intrusions of post Katanga age. According to Phillips (l. c.) igneous rocks are represented by diorite, monzonite, syenite and granite. They have heterogeneous textures, most frequently inequigranular and to minor extent porphyritic. The host rocks of the iron skarn bodies are



invariably calcareous facies either from Roan or Kundelungu series (Mwashia Kakontwe ?). The composition of hostrocks vary from pure limestone to calcareous arenite.

Many skarn deposits have a well-elongated shape, others are irregular or conical. Skarn deposits when compared to sedimentary are much smaller.

The Shashikaula (94), Nabutali (93) and Kwanamalende (98) though they were ranged among the skarn deposits in this report it is not yet clear whether they are not actually heavily re-worked Lake Superior banded deposits through contact metamorphism. It appears that they strictly conform local geological trends and their extension is controlled by Lower Roan arenite beds. Occasionally faint sedimentary features can be observed. One and half kilometers north of the Shashikaula deposit (94) minor but absolutely clear banded iron ore deposit Shashikaula North (95) occurs. The latter is not affected by contact metamorphism. Similar picture can be observed in Kantonga area east of the Karendra Mission where the demarcation line between the skarn and sedimentary deposits is also often obscured.

The magnetite, minor hematite are the first minerals originated in the deposits. Commonly low temperature sulphides minerals such as pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite are superimposed upon iron oxides and silicates. The contact metamorphic rocks are represented by various types of skarn and hornfelses (Talic, Dragic, Timčenko 1966, 1967). The most typical skarn minerals are scapolite, garnet, pyroxene, epidote, amphibole and biotite. The principal primary ore is magnetite, which is accompanied in varying degree with skarn minerals, apatite and sulphides. Shimyoka deposit is the leading representant of this type. Namatombwa deposit contains radioactive thorite (Phillips 1. c.). Economic significance either for copper or for another basic metals associated with iron skarn deposits for the present and for the future is meaningless.

On surface the ore is oxidised. Numerous boxworks and limonite are present.

Leading deposits of this group both for their size and grade are Nalusanga East (40), Nalusanga West (41) and Lutale West (63). These deposits compared to the skarn deposits of Namatombwe-Shimyoka area are from economic point of view much more promising.

### **Iron vein deposits**

Nos. of deposits as recorded on fig. 1 and table 1 : 1,2,3,5, 8 9, 10, 11, 13, 25, 26, 33, 34, 35, 42, 59, 66, 70, 71, 89.

Deposits of this type are widespread in Karendra Mission area and along Woodpecker-Lubungu tectonic zone. West of Lutale river there are two large vein deposits (70, 71) which control tectonic boundary between the Kundelungu series and the Basement.

The ore of the vein type is typical for its breccia structures. It contains mainly

Table 1

No. on map	Name	Sheet 1 :50 000	Grid Reference	Genetic type	Characteristic feature
1.	Kasonso	1426A—4	MQ 412042	vein	enriched residual
2.	10 miles Gossan	1426A—4	MQ 440046	vein	enriched residual
3.	Big Gossan	1426A—4	MQ 4446042	vein	enriched residual
4.	Kaungashi	1426—B <sub>1</sub>	MQ 480500	iron skarn	massive ore
5.	Kafwala	1426—C4	MP 670214	vein	breccia, porous
6.	Nyambala	1426—C4	MP340535	L. S. sedimentary	coarse
7.	Woodpecker I	1426—C3	MP 188527	skarn	breccia
8.	Woodpecker II	1426—C3	MP 165545	vein	massive, porous
9.	Woodpecker III	1426—C3	MP 173553	vein	massive, porous
10.	Woodpecker IV	1426—C3	MP 190558	vein	brittle, biotite
11.	Lubungu	1426C—2	MP 454928	vein	breccia, massive
12.	Kanyemu	1426C—3	MP 068532	L. S. sedimentary	banded massive
13.	Kapwashe	1426D—2	MP 946708	vein	breccia
14.	Karenda	1426D—2	MP 894712	L. S. sedimentary	banded
15.	Kanyobo South	1426D—2	MP 918703	A. sedimentary	banded, botryoidal
16.	Kanyobo North	1426D—2	MP 918706	A. sedimentary	breccia, botryoidal
17.	Kayande	1426D—2	MP 886758	L. S. sedimentary remobilized	coarse, porous
18.	Chamasoka	1426D—2	MP 866737	L. S. sedimentary	banded, recrystallized
19.	Kalamwa	1426D—2	MP863757	L. S. sedimentary	banded
20.	Kalamwa North	1426D—2	MP 854770	L. S. sedimentary re-mobilized	banded, porous
21.	Chikwanda I	1426D—2	MP 855695	A. sedimentary	banded massive
22.	Chikwanda II	1426D—2	MP 849707	A. sedimentary	massive
23.	Chikwanda III	1426D—2	MP 847713	A. sedimentary	banded massive
24.	Chikwanda IV	1426D—2	MP 843725	A. sedimentary	matrix of pebbles
25.	Lou Lou I	1426D—2	MP 813737	vein	massive
26.	Lou Lou II	1426D—2	MP 805726	vein	porous, crystalline
27.	Kitumba—4986	1426D—2	MP 794737	A. sedimentary	banded, massive
28.	Kitumba North I	1426D—2	MP 804762	L. S. sedimentary remobilized	banded, massive
29.	Kitumba North II	1426D—2	MP 784764	remobilized A. sedimentary	conglomerate, breccia botryoidal
30.	Kitumba North III	1426D—2	MP 780771	A. sedimentary botryoidal, concretionary	botryoidal, banded,
31.	Kitumba West	1426D—2	MP 740774	A. sedimentary	banded botryoidal, concretionary
32.	Kitumba East	1426D—2	MP 763784	L. S. sedimentary	banded-massive
33.	Sugar Loaf	1426D—2	MP 815701	remobilized vein	porous, biotite, breccia
34.	Sugar Loaf North-West	1426D—2	MP 809712	vein	porous, biotite, breccia
35.	Sugar Loaf West	1426D—2	MP 810700	vein	porous, biotite, breccia
36.	Sugar Loaf South East Extension	1426D—4	MP 800691	skarn	massive porous



# Summary of the iron deposits

Associated Rocks	Size	Shape	Age	Mineralogy	Approx. Fe grade
shale, sandstone	S	tabular	Kundelungu	siderite, hematite, goethite, jasper	20—30
shale, sandstone	S	tabular	Kundelungu	"	20—30
shale, sandstone	L	tabular	Kundelungu	"	20—30
argillaceous and calcareous	M	lense	Kundelungu	magnetite, hematite	?
argillite, arenite	M	tabular	Kundelungu	hematite, magnetite	?
gneiss	M	conical	Roan	hematite	50
calcareous breccia	M	conical	Kundelungu	magnetite, hematite	40—50
				pyrite	
siltstone, quartzite	M	tabular	Kundelungu	hematite, magnetite	30—40
				pyrite	
conglomerate, siltstone	M	tabular	Kundelungu	hematite, magnetite	30—40
tourmaline schist	M	tabular	Kundelungu	hematite	30—40
siltstone					
arenite	L	tabular	Kundelungu	pyrite, magnetite, hematite	50—60
mica schists	S	irregular	Roan	hematite	40—50
dolomitic limestone	S	tabular	Kundelungu	hematite	20—30
sandstone, quartzite	S	tabular	Kundelungu	hematite	10—20
sandy shale, limestone	S	lense	Kundelungu	goethite, malachite, hematite, limonite	30—40
sandy shale, limestone	S	tabular	Kundelungu	hematite, limonite, goethite, malachite	30—40
arenites, syenite	S	irregular	Kundelungu	magnetite, hematite	30—40
arenite, syenite	L	lense	Kundelungu	magnetite, hematite	50—60
arenite	S	tabular	Kundelungu	hematite	10—20
arenite	S	tabular	Kundelungu	magnetite	40—50
phyllites, arenite	M	tabular	Kundelungu	hematite, goethite	40—50
conglomerate, trachyte	S	tabular	Kundelungu	hematite, goethite	20—30
conglomerate, trachyte	S	tabular	Kundelungu	hematite, goethite	20—30
conglomerate, trachyte	M	tabular	Kundelungu	hematite, goethite	40—50
syenite, quartz porphytr	S	tabular	Kundelungu	hematite, goethite, malachite	20—30
syenite, quartzite	M	tabular	Kundelungu	hematite, goethite, malachite	30—40
quartz, porphyry, trachyte	L	tabular	Kundelungu	hematite, goethite	30—40
tuffites					
arenite	S	tabular	Kundelungu	hematite, magnetite	30—40
arenite	S	rounded	Kundelungu	hematite, goethite	20—30
arenite, limestone	M	tabular	Kundelungu	goethite, hematite	20—30
arenite, limestone	M	tabular	Kundelungu	siderite, hematite, goethite	20—30
rhyolite	S	rounded	Kundelungu	magnetite, hematite	40—50
arenite	S	veinlets	Kundelungu	specular, hematite	10—20
syenite	S	tabular	Kundelungu	specular, hematite	20—30
syenite	M	tabular	Kundelungu	specular, hematite, quartzite	30—40
Calcareous sandstone	S	unknown	Kundelungu	magnetite, hematite	50—60
quartzite					

No. on map	Name	Sheet 1 : 50 000	Grid Reference	Genetic type	Characteristic feature
37.	Silver King south	1426D—2	MP 780860	A. sedimentary	breccia, botryoidal
38.	Katungwe	1426D—2	MP 775837	A. sedimentary	banded, breccia, botryoidal
39.	Kakuyo	1426D—2	MP 830818	A. sedimentary	breccia, concretionary
40.	Malusanga East	1426D—3	MP 725540	skarn	massive
41.	Malusanga West	1426D—3	MP 687528	skarn	extremely massive
42.	Chungu	1426D—3	MP 628450	vein	biotite, breccia
43.	Nansenga South-east	1426D—3	MP 498445	L. S. sedimentary	biotite, schistose
44.	Nansenga North-west	1426D—3	MP 493450	L. S. sedimentary	biotite, schistose
45.	Chungu West	1426D—3	MP 530500	L. S. sedimentary remobilised	banded recrystallized
46.	Mutumbwe NW Extension	1426D—3	MP 530610	L. S. sedimentary remobilised	massive porous
46a.	Mutumbwe skarn	1426D—3	MP 532617	skarn	massive
47.	Mutumbwe SE Extension	1426D—3	MP 543593	L. S. sedimentary remobilised	massive, banded
48.	Mutumbwe B—EXTN	1426D—3	MP 553577	L. S. sedimentary remobilised	massive, banded
49.	Mutumbwe C—EXTN	1426D—3	MP 550578	L. S. sedimentary remobilised	massive, banded
50.	Mutumbwe Main Hill	1426D—3	MP 549598	L. S. sedimentary	schistose
51.	Nduba	1426D—3	MP 593617	L. S. sedimentary	schistose, banded
52.	Muronde	1426D—3	MP 634632	L. S. sedimentary	schistose, massive
53.	Kalilasotnwe	1426D—3	MP 654620	L. S. sedimentary	schistose
54.	Muronde North	1426D—3	MP 640670	skarn	porous, breccia
55.	Mayimba	1426D—4	MP 946690	L. S. sedimentary	banded, massive
56.	Kantonga VII	1426D—4	MP 914653	skarn	massive
57.	Kantonga I.	1426D—4	MP 943648	L. S. sedimentary remobilised	massive, porous
58.	Kantonga II.	1426D—4	MP 951656	L. S. sedimentary remobilised	massive, foliated
59.	Kantonga III.	1426D—4	MP 951665	vein	massive, breccia
60.	Kantonga IV.	1426D—4	MP 947657	L. S. sedimentary re-mobilised	banded, porous
61.	Kantonga V.	1426D—4	MP 923642	skarn	massive, crystalline
62.	Kantonga VI.	1426D—4	MP 913650	skarn	massive, crystalline
63.	Lutale West	1426D—4	MP 836434	skarn	massive porous
64.	Kachindu South	1426D—4	MP 778490	skarn	massive, porous
65.	Nyamasengura	1526A—2	MP 298402	vein	breccia
66.	Kachereka	1525A—2	MP 411368	vein	breccia
67.	Katoka	1526B—1	MP 702418	L. S. sedimentary re-mobilised	brittle, recrystallised
68.	Nansenga Raft	1526B—1	MP 574384	L. S. sedimentary re-mobilised	brittle, recrystallised



Associated Rocks	Size	Shape	Age	Mineralogy	Approx. Fe grade
limestone	M	tabular	Kundelungu	magnetite, hematite goethite	30—40
cherty, limestone	L	tabular	Kundelungu	hematite, goethite	20—30
limestone, tuff?	M	tabular	Kundelungu	hematite, jasper, goethite, siderite	20—30
limestone, granite	L	tabular	Kundelungu	magnetite, hematite	50—60
granite, granodiorite	L	tabular	Kundelungu	magnetite, hematite	60
porphyroblastic granite	M	tabular	Kundelungu	hematite, magnetite	30—40
old quartz porphyry	M	tabular	Kundelungu	specular, hematite	30—40
old quartz porphyry	S	conical	Kundelungu	specular, hematite	30—40
old quartz porphyry	S	tabular	Kundelungu	specular, hematite	—
mica schists, granite, aplite	L	tabular	Mine Series	magnetite—hematite, goethite	50—60
limestone	S	tabular	Kundelungu	magnetite, pyrrhotite, chalcopyrite	?
mica schists, granite	L	tabular	Mine Series	magnetite, hematite	50—60
mica schists, granite	M	lense	Mine Series	magnetite-hematite	50—60
mica schists, granite	M	lense	Mine Series	magnetite-hematite	50—60
quartz-ferruginous schists	L	tabular	Mine Series	specular-hematite	40—50
mica schists, tourmaline schists	L	tabular	Mine Series	specular-hematite	40—50
ferruginous quartzite, old porphyry	M	tabular	Mine Series	specular-hematite	40—50
ferruginous quartzite, mica quartzite	L	tabular	Mine Series	specular-hematite	40—50
conglomerate, mica, M schists, graphite		tabular	Mine Series	specular hematite	40—50
siltstone, argillate granite-gneiss	M	irregular	Kundelungu	magnetite-hematite, pyrite	30—40
quartz porphyry, arkosic sandstone, quartzite	M	tabular	Mine Series	hematite-magnetite	40—50
shale, siltstone, limestone	M	tabular	Kundelungu	hematite, magnetite	50—60
mica schists, syenite	S	conical	Mine Series	hematite, magnetite	40—50
arenite	M	conical	Mine Series	hematite, magnetite	40—50
arenite	M	tabular	Kundelungu	magnetite-hematite, pyrite	40—50
arenite	S	unknown	Mine Series	hematite-magnetite	50—60
shale, siltstone, limestone	S	conical	Kundelungu	hematite-magnetite	50—60
shale, siltstone, limestone	M	lense	Kundelungu	magnetite-hematite	50—60
calcareous slate, granodiorite	L	tabular	Kundelungu	hematite-magnetite	50—60
limestone, granodiorite	S	irregular	Kundelungu	hematite magnetite, pyrite	40—50
red porphyry	S	tabular	Kundelungu	hematite, specular	20—30
red porphyry	S	tabular	Kundelungu	hematite, specular	20—30
porphyro-blastic, granite gneiss	S	unknown	Mine Series	hematite specular	10—20
calc-silicate granulite, limestone	S	unknown	Mine Series	hematite specular	20—30

No. on map	Name	Sheet 1 : 50 000	Grid Reference	Genetic type	Characteristic feature
69.	Pempela	1526B—1	MP 534399	L. S. sedimentary re-mobilised vein	brittle, massive
70	Lutale North	1526B—2	MP 844327		breccia, extremely massive
71.	Lutale South	1526B—2	MP 842306	vein	breccia, brittle
72.	Sonkwe North	1526B—2	MP 992148	A. sedimentary	massive
73.	Rex North I.	1526B—2	MP 963307	A. sedimentary	breccia greywacke
74.	Rex North II.	1526B—2	MP 970298	A. sedimentary	breccia greywacke
75.	Chibodia	1526B—2	MP 949335	A. sedimentary	breccia, greywacke
76.	Itapira	1526B—3	MP 478907	L. S. sedimentary	banded, massive
77.	Itapira North	1526B—3	MP 536036	L. S. sedimentary	banded, massive
78.	Kwako	1526B—3	MP 723049	A. sedimentary	banded massive
79.	Sonkwe Peak	1526B—4	MP 990137	A. sedimentary	banded massive
80.	Chibila North	1527A—1	MP 035337	skarn	porous masive
81.	Chibila South	1527A—1	NP 030332	skarn	porous massive
82.	Nambala Mission	1527A—1	NP 030312	skarn	porous massive
83.	Nambala	1527A—1	NP 013254	A. sedimentary	greywacke-banded
84.	Butinti	1527A—1	NP 025228	A. sedimentary	greywacke-banded
85.	Butinti East	1527A—1	NP 043242	skarn	porous, massive
86.	Kilombwa-Masuma	1527A—1	NP 036198	A. sedimentary	conglomerate
87.	Musefu	1527A—1	NP 020171	A. sedimentary	massive
88.	Chanobie	1527A—1	NP 137258	A. sedimentary	banded disseminated
89.	Nagasaka	1527A—2	NP 345400	vein	massive porous
90.	Muela	1527A—3	NN 195917	skarn	particularly massive
91.	Chinda	1527A—3	NN 202930	skarn	massive
92.	Shimyoka	1527A—3	NN 164956	skarn	massive, porous
93.	Nabutali	1527A—3	NP 183005	skarn	massive, vuggy
94.	Shashikaula South	152667A—3	NP 098028	skarn	massive, banded, porous
95.	Shashikaula North	1527A—3	NP 099039	L. S. sedimentary	banded
96.	Nenje	1527A—3	NP 080032	skarn	extremely porous
97.	Namabezi	1527A—3	NN 017980	skarn	porous, breccia
98.	Kwanamalende	1527A—3	NN 047989	skarn	massive, porous
99.	Nemesha	1527A—4	NN391869	skarn	coarse, brittle
100.	Namatombwa	1527A—4	NN 335883	skarn	massive, porous
101.	Blue Lagoon	1527A—4	NN 487956	L. S. sedimentary	banded, massive
102.	Nagaibwe	1527B—3	NN 736866	L. S. sedimentary	banded, massive
103.	Mutombo	1527B—4	NP 805053	L. S. sedimentary	banded, massive
104.	Pamba	1527B—4	NP 862079	L. S. sedimentary	banded, massive
105.	Cheta	1527B—4	NN 987923	L. S. sedimentary	banded, massive
106.	Nampundwe	1527B—4	NN 980870	L. S. sedimentary	banded, massive



Associated Rocks	Size	Shape	Age	Mineralogy	Approx. Fe grade
adamelite, arenites	M	tabular	Mine Series	magnetite-hematite	40—50
pelitic schists, spotted shales	M	tabular	Kundelungu	pyrite, chalcopyrite	30—40
pelitic schists, siltstone	M	tabular	Kundelungu	magnetite-hematite pyrite-chalcopyrite	50—60
volcanics, tuffs	M	tabular	Kundelungu	hematite, jasper	50—60
conglomerate, greywacke	S	unknown	Kundelungu	hematite, jasper	40—50
conglomerate, greywacke	M	tabular	Kundelungu	hematite, jasper	40—50
conglomerate, greywacke	M	tabular	Kundelungu	hematite, jasper	50—60
biotite schists, gneiss-granite	L	tabular	Mine Series	hematite, chert	50—60
syenite	S	conical	Mine Series	hematite, chert	?
pyroclastics, pebbly	S	lenses	Kundelungu	hematite	40—50
feldspathic grits, rhyolite					
trachyte, pyroclastics	M	Lense	Kundelungu	hematite, jasper, sulphides	40—50
calcareous arenites, syenites	S	lense	Kundelungu	magnetite, hematite, sulphides	40—50
calcareous arenites, syenite	S	lense	Kundelungu	magnetite, hematite	40—50
calcareous arenites, syenites	S	lense	Kundelungu	magnetite, hematite	40—50
conglomerate, greywacke	L	tabular	Kundelungu	chert, hematite, taconite	50—60
slates, siltstone, greywacke	L	tabular	Kundelungu	chert, specular, hematite, taconite	50—60
siltstone, syenite	S	rounded	Kundelungu	specular, hematite, taconite	50—60
siltstone, greywacke	L	tabular	Kundelungu	specular, hematite, taconite	40—50
tracyite, tuff	L	tabular	Kundelungu	hematite, jasper	40—50
greywacke, dolomite	S	pods	Kundelungu	hematite	—
calcareous sandstone	S	tabular	Kundelungu	hematite, goethite, pyrite	30—40
diorite	S	tabular	Kundelungu	specular, magnetite, martite	62
				goethite, pyrite	
diorite	S	tabular	Kundelungu	magnetite, martite	62
syenite, diorite, limestone	M	tabular	Kundelungu	magnetite, pyrite, chalcopyrite	61
limestone, syenite, hornfels	S	tabular	Kundelungu	magnetite, martite, goethite, sulphides	60
limestone, syenite, arenite	M	tabular	Kundelungu	magnetite, martite, goethite, pyrite	61
arenites, chert	S	tabular	Roan	magnetite	30—40
arenites	S	lense	Kundelungu	hematite, goethite, sulphides	30—40
arenites	M	tabular	Kundelungu	hematite, magnetite	40—50
siltstone, arenites	S	tabular	Kundelungu	magnetite, hematite	40—50
marble, syenite	S	tabular	Kundelungu	magnetite, martite, sulphides	50—60
marble, syenite, grano-diorite, hornfels	M	tabular	Kundelungu	magnetite, hematite, sulphides	61
	S	tabular	Kundelungu	magnetite, hematite	?
limestone, quartzite	M	tabular	Lower Katanga	magnetite, hematite, jasper	40—50
quartz-mica schists	M	tabular	Lower Katanga	magnetite, hematite	30—40
quartz-mica schist with scapolite and amphibole	L	tabular	Lower Katanga	magnetite, martite, quartz	50
siliceous rock, limestone	M	tabular	Middle Katanga	magnetite, martite, quartz	50—60
limestone, shales, arenites	L	tabular	Middle Katanga	pyrite magnetite pyrite, chalcopyrite	50—60

No. on map	Name	Sheet 1 : 50 000	Grid Reference	Genetic type	Characteristic feature
107.	Sanje	1527D—2	PN 0300865	skarn	massive
108.	Kalola	1527B—2	PP 055360	L. S. sedimentary	banded, massive
109.	Venters Ridge	1528A—3	PN 173872	L. S. sedimentary	friable, porous
110	Strauss Ridge	1528A—3	PN 173862	L. S. sedimentary	coarse, massive
111.	Kasisi North	1528A—2	PP 610155	L. S. sedimentary	banded, massive
112.	Chongwe	1528B—3	PP 760070	L. S. sedimentary	granular, massive
113.	Chisamba	1428C—4	PP 400500	A. sedimentary	granular, banded
114.	Chikonkomene	1428C—12	—	A. sedimentary	banded
115.	Mwatishi	1420A—1	PQ 265357	L. S. sedimentary	banded
116.	Lutale East	1526B—2	MP 903405	A. sedimentary	banded

A. sedimentary — Algoma sedimentary.

L. S. sedimentary — Lake Superior sedimentary.

S — Small under 1 mil. tons.

M — Medium 1—10 mil. tons.

L — Large over 10 mil. tons.

magnetite minor hematite, pyrite and chalcopyrite. Iron fragments are commonly cemented by late quartz.

In the area of Sugar Loaf and Lou-Lou there are several vein, stockwork and breccia type deposits. These are genetically related to the postmagmatic activity of feldspar porphyry and in many ways closely associated with the copper mineralisation of the area. The iron ore veins commonly control south-north trends along the margins of the intrusives. The iron and silica within the veins may mostly come from the rejuvenated sedimentary Karenda iron subformations.

The already mentioned Lutale South and Lutale North deposits appear to be a most promising deposits among vein type. Their economic value as far as the iron is concerned is probably meaningless, but numerous boxworks after chalcopyrite might show some significance of this deposit in depth.

Nagasaka deposit (91) is controlled by the extension of the Mwembeshi dislocation. Massive goethite which is present in the outcrop suggests that the sulphides may be present at depth.

Lubungu iron deposit (11) is the most remarkable iron ore structure in the area. Here magnetite and hematite is associated with pyrite. Very similar to this deposit is Kantonga III (59) west of the Karenda Mission. Here even higher content of the pyrite in the ore body has been observed.

On the whole the commercial value of these deposits is less significant than those previously described. Nevertheless in geological sense they are rather valuable because they perfectly indicate the tectonic pattern of the area.





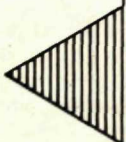

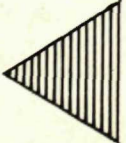
Associated Rocks	Size	Shape	Age	Mineralogy	Approx. Fe grade
biotite schist, quartzite, limestone, graphitic phyllites, syenite quartz-mica schists	M	conical	Kundelungu	magnetite, specular, pyrite	64
	S	tabular	Lower Katanga	magnetite, hematite, quartzite	?
dolomitic limestone	M	tabular	Middle Katanga	jasper, hematite, magnetite	?
calcareous schist			Katanga		?
limestone	S	tabular	Middle Katanga	hematite, magnetite	?
hematite-banded, quartzite	S	tabular	Lower Katanga	hematite, magnetite	?
micaceous quartzite	L	tabular	Lower Katanga	magnetite-hematite	60
micaceous quartzite	M	tabular	Basement	magnetite, hematite	50—60
quartz-sericite schist	S	tabular	Basement	hematite, magnetite	20—30
quartzite	S	tabular	Lower Katanga	magnetite, hematite	?
shale, greywacke	L	tabular	Kundelungu	hematite	39

## References

- ABELL, R. S. 1970: The geology of the Nansenga River area; explanation of Degree Sheet 1526, NE, Quarter Rec. Geol. Surv. 25, Zambia.
- ABELL, R. S. (in prep.): The geology of the country south-east of Chunga (Kafue National Park): explanation of Degree Sheet 1526, NW. Quarter.
- ABOIN, J. 1965: Geosynclines, Elsevier publish. Co. Amsterdam, London, New York.
- BELEVCEV, I. N. 1972: Genesis bogatych rud krivorožskovo tipa. In „Geologija i genesis dokembrijskih železisto-kremnistych i manganecvych formacij mira“. Trudy meždunarod. simpoziuma, Kiev.
- BISHOPP, D. W. 1932: General Report on the Sable Antelope, Silver King and Crystal Jacket Areas. Unpublished Report, Kafue Copper Development. Co. Ltd.
- BLANCHARD, R. 1968: Interpretation of leached outcrops. Nevada Bureau of Mines, Bull. 6G.
- BOND, G. 1952: The Deformation of banded ironstones in Southern Rhodesia, Econ. Geol. 47, 8.
- BRANDT, R. T. 1955: The Geology and Mineral Resources of the Big Concession, Mumbwa District. Bull. Geol. Surv. (N. Rhod), 2, Lusaka.
- BURCHARD, E. F. 1930: The Pao deposits of iron ore in the state of Bolivar, Venezuela: Am. Instn. Min. Eng. Tech. Pub. 295.
- CIKIN, M. (with section by DRYSTALL, A. R. 1971: The geology of the country north-west of Mumbwa (The Big Concession): Explanation of Degree Sheet 1426, Se Quarter, Rec. Geol. Surv. 27, Zambia.
- DORR, J. V. N. II. 1965: Nature and origin of the high-grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil. Econ. Geology, 60, 1.
- DORR, J. V. N. II. — BARBOSA, A. L. M. 1963: Geology and ore deposits of the Itabira district, Brazil. U.S.G.S. Prof. Paper 341—C.
- GARLICK, W. G. 1950: Iron ore deposits of Lusaka District. Unpublished.
- GARRARD, P. 1968: The geology of the Chainama hills area: Explanation of Degree Sheet 1528 NE. Quarter. Rep. Geol. Surv. Zambia, 24, Lusaka.

Table 2

## Sedimentary iron

Relative abundance of iron in iron ore formations	Series	Formations involved	Rock-types and facies
	Upper Kundelungu	Nyamushibe formation (Vajner in prep.) Flow-breccias (Cikin, Drysdall 1971). Rudaceous Group without „C“ rudaceous zone (Phillips 1958), Post-Kawena Conglomerate (Simpson 1962).	Probably glacial-fluvioglacial origin. Every gradation from sandstone, grit, greywacke to boulder conglomerate. Phenoclasts are either rounded or angular.
	Middle Kundelungu	Musontwa formation (Vajner). Arenaceous beds (Cikin, Drysdall), Calcareous-Arenaceous Group (Phillips) Kawena sandstone (Simpson). Arenaceous beds (Abell 1970).	Unconformity Neritic with indicative cross-bedding. Calcareous sandstone, argillaceous sandstone, siltstone, grit, feldspathic sandstone.
	Lower Kundelungu	Mumbwa formation (Vajner). Argillaceous beds (Cikin, Drysdall). Upper argillite horizon of Carbonate-argillite Group. Rudaceous Group („C“ Zone, ferrug. facies) — phyllites, argillite, shale of transition beds (Phillips). Kawena Argillites (Simpson).	Eugeosyncline deposits of volcanics, pyroclastics, slates and greywackes. Slump structures, intra-formational corrugation. Slates, argillates, siliceous flinty rocks, pyroclastics, lavas of spilite keratophyre, carbonaceous slates, local greywackes and conglomerate, black slaty breccias. Minor siltstone, sandstones.
	Upper Roan	Cheta (Simpson), Carbonate-Argillite Group (Phillips) Carbonate formation (Cikin, Drysdall).	Deep-water deposits with reducing conditions. Dolomite, silicite, limestone, dolomitic limestone, graphitic limestone, shales, quartz-muscovite schists, cherts, black slaty limestone.
	Lower Roan	Chungu (Simpson), Mine Series (Abell) Mine Series (Cikin, Drysdall) Quartzite-schists Group (Phillips).	Shelf deposits. Quartz-muscovite biotite schists, arkose feldspathic quartzite, quartzite, Calcsilicate granulites calcareous schists limestone. Cross-bedded ferrug. Quartzite.
	Basement	Kembe Gneiss and Schists (Simpson), Paragneiss Group (Phillips).	Unconformity Granite, granite gneiss biotite paragneiss limestone, concordant meta-volcanics, sericite-kyanite schists, conglomerate. Quartz-hematite-magnetite beds.



# Ore formations of basement complex and katanga system

Iron ore formation	The most typical iron deposits
CHIKWANDA IRON FORMATION, of Lake Superior type. Banded hematite — silica, ferruginous conglomerate	Chikwanda (24) Luri, Nyamushibe.
CHAMASOKA IRON FORMATION of Lake Superior type. Sporadic laminae of hematite-magnetite.	Chamasoka (18) is the only iron ore deposit of commercial significance. Kitumba east (32), Kitumba North 1 (28), Kalamwa (19), Karendia (14), Marie copper deposit, Kawena.
NAMBALA — KARENDA IRON FORMATION of Algoma type. Nambala area: Massive hematite, specular, thinly banded hematite and chert (jasper), ferrug. slates, ferrug. slump breccia, ferrug. conglomerates and greywackes. Pyrite-hematite carbonaceous slates. Banded opaline — silica, hematite and pyrite. Karendia area: Banded cherts, jasper hematite, goethite in leached outcrops. Primary zones is probably composed of banded chert-siderite-hematite-pyrite paragenesis. The presence of copper sulphides is controversial.	Nambala (83), Butinti (84), Kilombwa-Musuma (86), Sonkwe (79), Kwako (77), Kitumba (27), Chikwanda (21), Kakuyo (39).
NAMPUNDWE IRON-PYRITE FORMATION of Lake Superior type Banded magnetite, chert, pyrite, chalcopyrite, ferrug. cherts, graphite.	Nampundwe (106), Cheta (105), Venters ridge (109). Mineral occurrences 31, 32 on Phillips's map (degree sheet 1527 N. W. Quarter).
1. PAMBA IRON FORMATION of Lake Superior type. Thinly banded magnetite-hematite quartzite, massive magnetite-hematite. 2. MUTUMBWE ITABIRITE FORMATION Recrystallized banded iron formation	1. Pamba (104), Nagaibwe (102), Chongwe (112), Shashikaula North (95), Itapira (76) 2. Mutumbwe (50), Nduba (51), Kalilasontwe (53), Muronde (52), Nansenga (43, 44), Pemepela (69).
CHISAMBA-CHAINAMA IRON FORMATION of Algoma type Banded magnetite-quartz ore. Iron often associated with paragneiss, and meta-volcanics.	Chikonkomene (114), Chisamba (113') Chainama, Mulofwe dome, Matala dome.

\* Nos. of deposits on the fig. 1

- GEVERS, T. W. 1963: Geology along the north-western margin of the Khomas Highlands, between Otjimbingwe-Karibib and Okahanja, South West Africa, *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 66.
- GROSS, G. A. 1970: Nature and occurrence of iron ore deposits. In *Survey of World iron ore resources*. United Nations. New York.
- GROSS, G. A. 1972: Primary features in cherty iron formations. *Sed. Geol.* 7, 4, Amsterdam.
- GRUSS, G. 1972: Itabiritovye železní rudy liberijského i gvinijského štátu. In „Geologija i genesis dokembrijských železito-kremenných i margancevých formací míra“. *Trudy meždunarod. simpoziuma. Kyjev.*
- GUILD, P. W. 1953: Iron deposits, of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil, *Econ. Geol.* 48, 8.
- JAMES, H. L. 1951: Iron formations and associated rocks in the Iron River District. *Michigan. bull. Geol. Soc. Am.*, 62, Baltimore.
- JAMES, H. J. 1954: Sedimentary facies of iron formations. *Econ. Geol.* 49, 3.
- MANN, V. I. 1953: The relation of oxidation to the origin of soft iron ores of Michigan. *Econ. Geol.*, 48, 4.
- MILES, K. R. 1954: The geology and iron ore resources of the Middle back Range area. South Australia *Geolog. Sur. Bull.* 33.
- MOORE, T. A. 1964: The geology of the Chisamba area: Explanation of Degree Sheet 1428, SW, Quarter, *Rep. Geol. Surv. Zambia* 5.
- MURRAY, HUGHES, R. — FITCH, A. A. 1929 a: The Geology of Part of North-Western Rhodesia with Petrographical Notes. *Quart. 1. geol. Soc. Lnd.* 85.
- MURRAY, HUGHES, R. — FITCH, A. A. 1929 b: The Geology of Sable Antelope and neighbouring mines, North-Western Rhodesia. *Min. Mag.* 41.
- PAGE, T. C. (in prep.): The geology of the Lubungu and Lungu areas: Explanation of Degree Sheet 1426, NW and SW Quarters.
- PHILLIPS, K. A. 1955: The Nambala Iron Deposits, Mumbwa District. *Rec. Geol. Surv. N. Rhod.* 1953.
- PHILLIPS, K. A. 1957: Further information concerning the nature and the origin of the Nambala-Sonkwe iron ore deposits, *Rec. Geol. Surv. N. Rhod.* 1955.
- PHILLIPS, K. A. 1958 a: A regional outline of certain metalliferous zones and their bearing upon some problems of granization in Northern Rhodesia, *Geol. Surv. N. Rhod. Occ. Pap.* 23.
- PHILLIPS, K. A. 1958 b: The geology and metalliferous deposits of the Luiri hill area (Mumbwa District): Explanation of Degree Sheet 1527, NW, Quarter. *Rec. Geol. Surv. N. Rhod.*, 4, Lusaka.
- PIPPING, F. 1958 b: The geology of the Mutapanda area: Explanation of Degree Sheet 1426, NE, Quarter. *Geol. Surv. Zambia* (in press).
- PISARSKI, J. B. 1972: Report on the geochemical and geological investigations of the Big Concession Area. *Mining Record. Geol. Surv. of Zambia.*
- PRASAD, R. — VRANA, S. 1972: The intrusives of Chombwa area with special reference to the eclogites. *Rec. Geol. Surv.*, 12, Zambia. Quarterly report (CE 62/3) of Chartered Exploration Limited.
- SEARLE, D. L. 1973: Pyrometamorphic mineralization at Mutumbwe Prospect. Unpublished Report, *Zambian Geological Survey.*
- SIMPSON, J. G. 1962: The geology of the Mwembeshi River area: Explanation of Degree Sheet 1527, NE, Quarter., *Rep. Geol. Surv. N. Rhod.*, 2, Zambia.
- SIMPSON, J. G. — DRYSDALL, A. R. — LAMBERT, H. H. J. 1963: The geology and groundwater resources of the Lusaka area: Explanation of Degree Sheet 1528, NW, Quarter., *Rep. Geol. Surv. N. Rhod.*, 16, Zambia.
- SHARPE, J. W. N. 1963: Report on the exploration of R. T. Grant and Sundry areas in Northern Rhodesia carried out by Rio Tinto organisation. Section II. Nambala Iron.
- SKERL, A. C. 1935: The geology of the mineralised district South-east of Mumbwa, Northern Rhodesia. *Univ. Lond. Thesis.*



- SPENCER, E. — PERCIVAL, F. G. 1952: The structure and origin of the banded hematite jasper of Singbhum, India. *Econ. Geol.* 47, 4.
- ŠTOHL, J. 1972: Report on Pamba sedimentary iron ore deposit. Zam—9 U. N. — Detailed Mineral Exploration — West Kabwe.
- ŠTOHL, J. 1973: The geology of the iron deposits within the U.N.D.P. Mineral exploration area. Unpublished report., *Geol. Surv. Zambia, Lusaka.*
- ŠTOHL, J. 1973: Further report on Algoma type iron deposits north and south of Mumbwa. Unpublished report, *Geol. Surv. Zambia, Lusaka.*
- SWARDT, A. m. j. de — DRYSDALL, A. R. with section by GARRARD, P. 1964: Precambrian geology and structure in central Northern Rhodesia, *Geol. Surv. N. Rhod. Memoir 2., Lusaka.*
- SWARDT, A. M. J. de — GARRARD, P. — SIMPSON, J. G. 1965: Major zones of transcurrent dislocation and superposition of Orogenetic belts in part of Central Africa, *Geol. Surv. Zambia. Occ. Pap. 37, Lusaka.*
- TALIC, S. — DRAGIC, D. — TIMČENKO, V. 1967—1968: Iron ore deposits, Sanje, Namatombwa, Shimyoka, Shashikaula, Nabutali and Muela (Unpublished Report).
- TAYLOR, D. — MULDER, C. A. 1971: Stratigraphical column of Nampundwe Mine. In Geological report for the period from 1<sup>st</sup> January to 31<sup>st</sup> December, 1971. Nchanga Consolidated Copper Mines Limited (Unpublished Report).
- VAJNER, V. (in prep.): The geology of the country between Mumbwa and Lukanga swamp: Explanation of Degree Sheet 1427, SW, Quarter.
- VRANA, S. (in prep.): The geology of the Lukanga South Area: Explanation of Degree Sheet 1427, SE Quarter.
- ZUOLAGA, G. 1930: The iron deposits of the Sierra de Imataca, Venezuela, *Econ. Geol.*, 25, 1.

#### Explanations of the plates XXXI—XXXVI

##### Plate XXXI

Fig. 1 The Nambala, Butinti and Kilombwa-Masuma deposits from the northwest.

Fig. 2 The Nambala deposit from the northwest.

##### Plate XXXI

Fig. 1 The Sonkwe deposit from the east.

Fig. 2 The Musefu deposit. Banded hematite and jasper of the Algoma type with slumping fragment of jasper.

##### Plate XXXII

Fig. 1 The Butinti deposit. Interbedded slumping breccia and banded iron ore.

Fig. 2 The Nambala deposit. Interbedded slumping breccia and banded iron ore with slightly corrugated laminae.

##### Plate XXXIV

Fig. 1 The Pamba deposit. Thinly banded magnetite-hematite and silica of the Lake Superior type.

Fig. 2 The Itapira deposit. Banded, slightly remobilised magnetite and silica of the Lake Superior type.

##### Plate XXXV

Fig. 1 The Mutumbwe Main Hill deposit. Remobilised itabirite with poorly preserved former banded texture.

Fig. 2 The Mutumbwe Main Hill deposit. Entirely recrystallised itabirite.

##### Plate XXXVI

Fig. 1 The Nampundwe deposit. Banded magnetite, pyrite and minor chalcopyrite.

Fig. 2 The West Mutumbwe deposit. Goethite and lepidocrocite altered after pyrite, siderite and silica.

Reviewed by M. Kuthan.





Miloš Rakús

## Nález morského spodného miocénu pri Čremošnom (jz. časť Veľkej Fatry)

1 tab. na kriede

Pri geologickom mapovaní mezozoika v jz. časti Veľkej Fatry (orograficky výskyt spadá do severných svahov Kremnického pohoria masívu Flochovej) bol nájdený morský spodný miocén vo fácií piesčitých litotamniových vápencov.

Lokalita sa nachádza na spojnici Čremošné-Pakandel, 2 km jv. od osady Čremošné, medzi dolinami Glozy a Kozinec (list Horná Štubňa), na kóte 836 m. Ide o malý, izolovaný výskyt sivozelených, viac alebo menej piesčitých vápencov s hľuzkami litotamnií. Vápence sú slabo glaukonitické a spočívajú na sivých slienitých vápencoch a slieňoch neokomu, ktoré patria do krížňanského prikrovu (úplnú bázu vápencov pre zasutenie nie je vidieť).

Vo výbrusoch bola zistená bohatá asociácia bentických foraminifer, mechoviek a litotamnií. Z vyššie uvedeného spoločenstva boli určené tieto druhy (za pomoc pri určení mechoviek ďakujem dr. J. Salajovi):

*Ammonia beccarii* (Linné)

*Elphidium crispum* (Linné)

*Nonion* sp.

*Cibicides* sp.

*Holoporella* sp. (cf. *H. polythele* (Reuss))

*Idmidronea atlantica* (Forbes)

*Grayporella* aff. *cervicornis* (Pallas)

*Litothamnium* sp.

Toto spoločenstvo poukazuje na burdigal až vrchný lang paratetýdnej oblasti. Je pozoruhodné, že asociácia mechoviek je blízka spoločenstvám mechoviek z formácie Ain Grag (burdigal-vrchný lang) z Tuniska a z faciálne blízkych formácií z Lýbie a Egypta. Táto úzka afinita poukazuje na identitu ekologických podmienok paratetýdnych a tetýdnych oblastí.

Nový nález morského spodného miocénu, hoci je plošne veľmi obmedzený (ide o denudačný zvyšok predsarmatskej eróznej fázy), má veľký význam. Dokazuje, že

burdigalská transgresia bola oveľa viac rozšírená smerom na sever, než sa pôvodne predpokladalo. Litofácia i fauna poukazujú na podmienky plytkého, dobre vetraného a presvetleného mora.

Vysvetlivky k tabuľke XL

1. A—*Grayporella* aff. *cervicornis* (Pallas) B—*Idmidronea atlantica* (Forbes) obalená litotamniovou hľuzkou, zväčšené 15 ×, jv. od osady Čremošné, burdigal — vrchný lang.
2. *Holoporella* sp. (cf. *H. polythele* (Reuss)), zväčšené 20 ×, jv. od osady Čremošné, burdigal — vrchný lang.
3. *Holoporella* sp., zväčšené 15 ×, jv. od osady Čremošné, burdigal — vrchný lang.
4. *Elphidium crispum* (Linné), zväčšené 43 ×, jv. od osady Čremošné, burdigal — vrchný lang.

foto L. Osvald



**G. Dohr : Applied Geophysics**

Ferdinand Enke Publishers, Stuttgart 1974

268 stran, 125 obr. v textu

Koncem roku 1974 se v omezeném množství objevila kniha, která jak obsahem, tak i formou nepatří mezi publikace na našem trhu běžné.

Vlastním záměrem bylo podat přehled současně v praxi používaných geofyzikálních metod při vyhledávání živic a principy geologické interpretace výsledků, přesněji řečeno problematiky této interpretace.

Pro přehlednost je publikace psána učebnicově, tj. v samostatných oddílech jsou vždy nejprve uvedeny teoretické základy jednotlivých metodik, používaná přístrojová technika, dále je popsáno praktické vedení terénních prací a konečně interpretace získaných výsledků.

Ve srovnání s obdobnými pracemi, je zde poměrně největší objem — 152 stran — věnován seismice a to zejména digitálnímu zpracování. Je to dáno jednak narůstající problematikou, ale hlavně rozhodujícím významem při geologické prospekci, zejména při vyhledávání ložisek živic. Vždyť, jak je v publikaci uvedeno, z celkového objemu a nákladů na průzkumnou geofyziku činí podíl seismiky kolem 90 % !

Jsou zde popsány moderní způsoby budení energie při reflexně seismických měřeních — Dinoseis, Vibroseis, metoda násobného překrytí (metoda společného reflexního bodu). Je zdůrazněna zásadní otázka znalost rychlostních poměrů při změnách jak vertikálních, tak horizontálních. Stručně je popsán vznik difragovaných vln podél zlomových zón, v části zabývající se zpracováním údajů jsou přehledně popsány způsoby filtrace signálu i dekonvoluce (defiltrace), přínos migrace a pod. Uvádí se stručný popis metody přímého vyhledávání živic sledováním skutečných amplitud odražených signálů (Hot-Spot-Problem).

Z nejnovějších metod postrádáme alespoň informaci o 3 rozměrném reflexně seismickém měření.

V následujícím jsou stručně popsány další geofyzikální metody — gravimetrie, magnetika, geoelektrika, vrtní geofyzika.

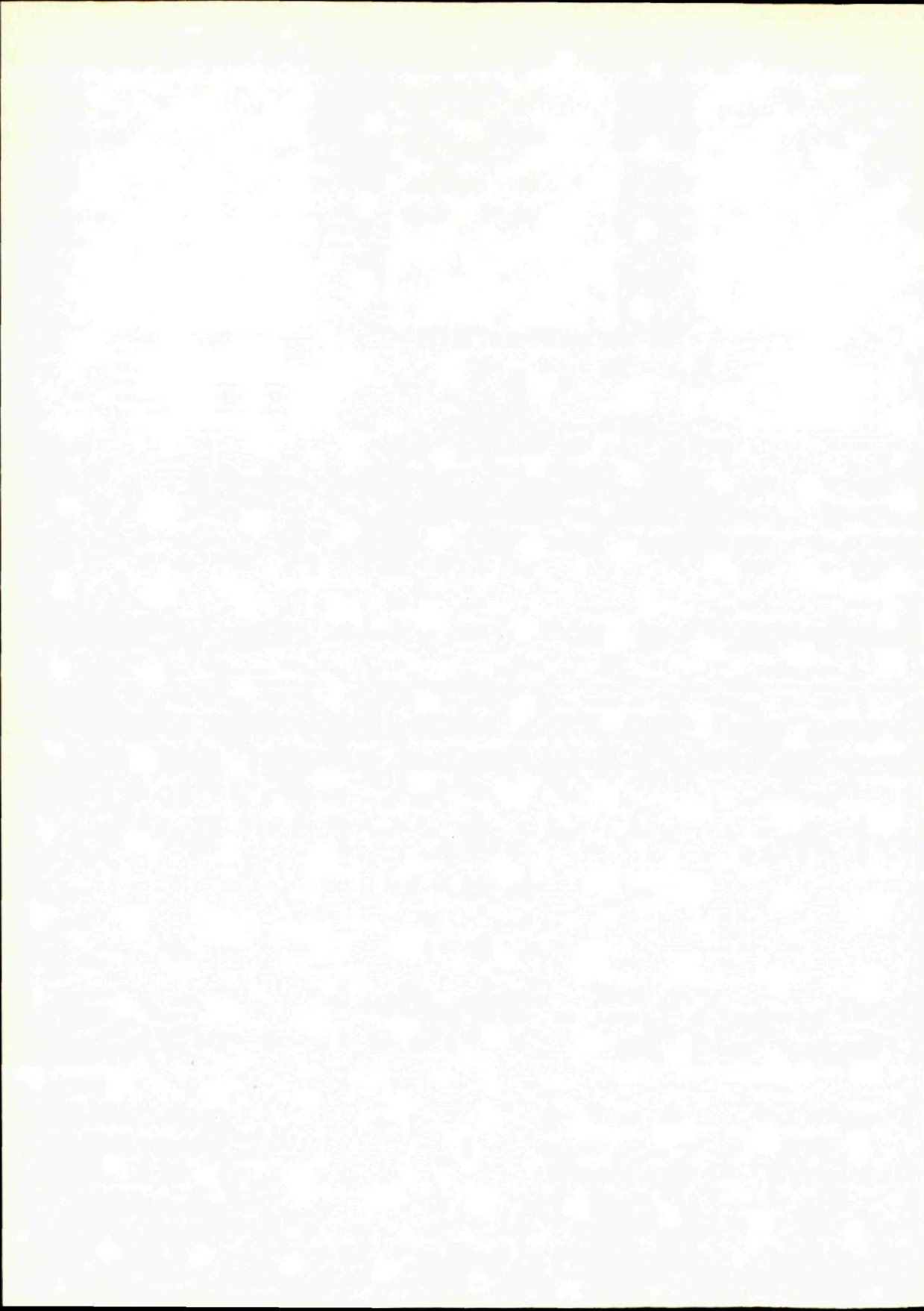
Je podtržen význam interpretace tíhových měření ve spojení s ostatními disciplinami a se znalostmi geologických poměrů. Právě vzhledem k tomu, že jeden a týž jev může být buzen zdroji různé velikosti v různé hloubce, je tato konfrontace při geologickém výkladu tíhových anomálií nutná.

Další metodiky jsou uvedeny jen přehledně — geotermika, radioaktivní stanovení absolutního stáří, radiometrie, analýza podpovrchových vzorků původního vzduchu. Rozšíření některých částí, např. určování absolutního stáří (paleomagnetismus), by vzhledem k současnému zájmu o tyto disciplíny bylo jen vítáno.

Kniha je psána čtivě, jednotlivé metody jsou vysvětlovány přístupným způsobem. Srozumitelnosti značně přispěly obrázky, ať již původní, či řada přijatých, zejména ilustrace k principům metodik. Užitečný je rovněž předmětný rejstřík. Je samozřejmé, že vzhledem k obsahu a rozsahu práce mohla být zdůrazněna pouze najedlejší problematika — vtěsnat celý rozsah užité geofyziky a otázek její interpretace do 268 stran je velmi těžké.

Přesto lze práci považovat za zdařilou a zájemcům ji pouze doporučit.

M. Mořkovský  
Geofyzika, n. p.  
Brno





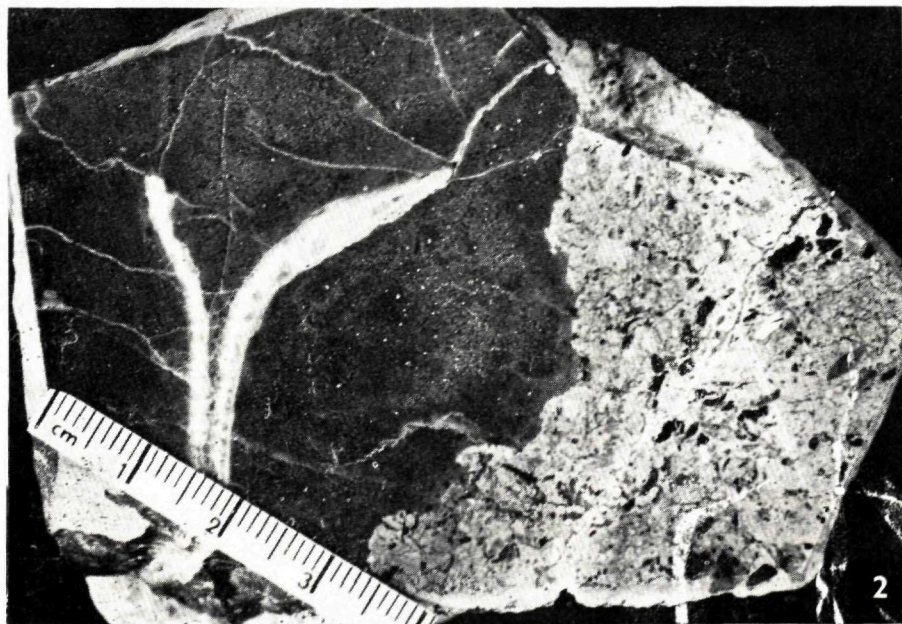
**FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA**  
**PHOTOGRAPHS**



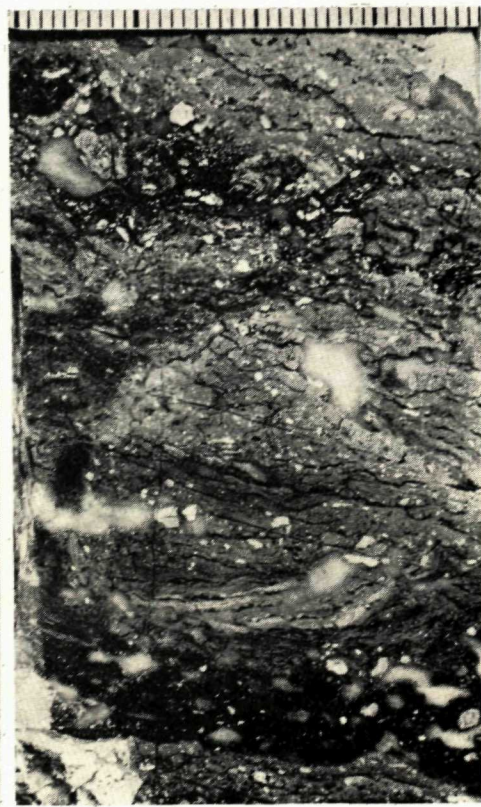
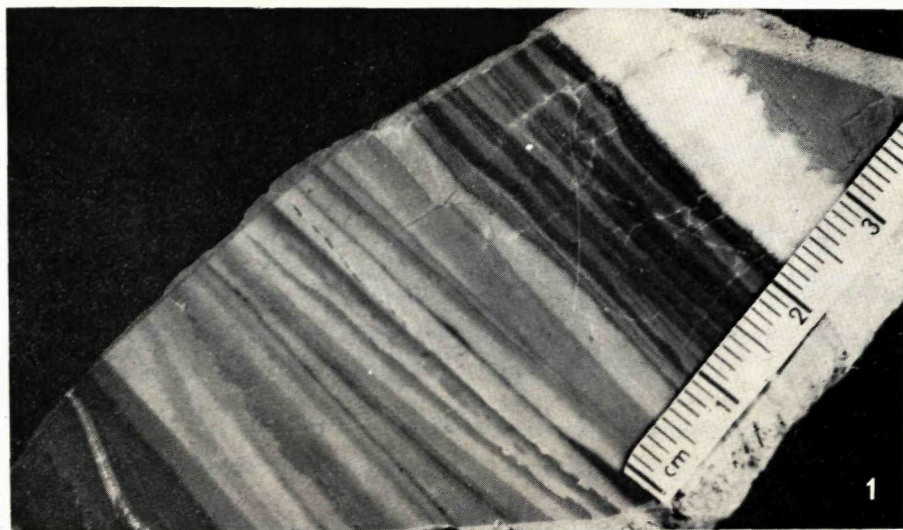




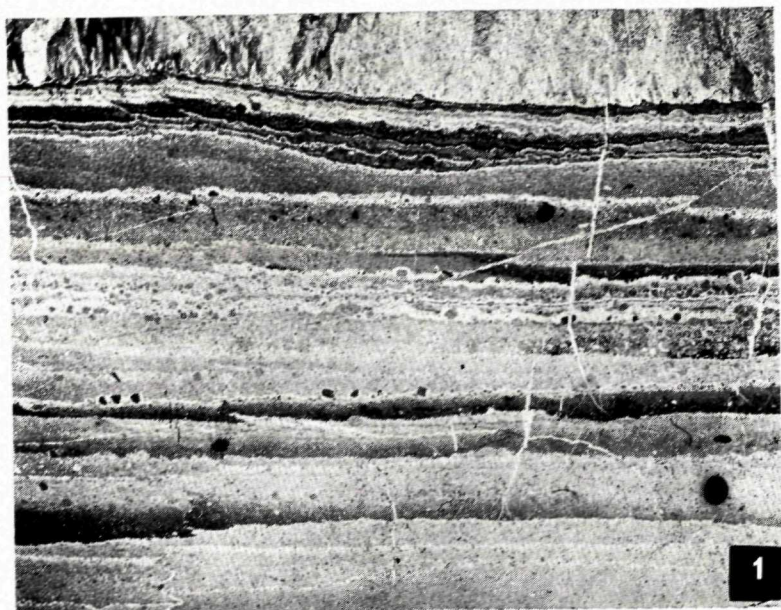
1



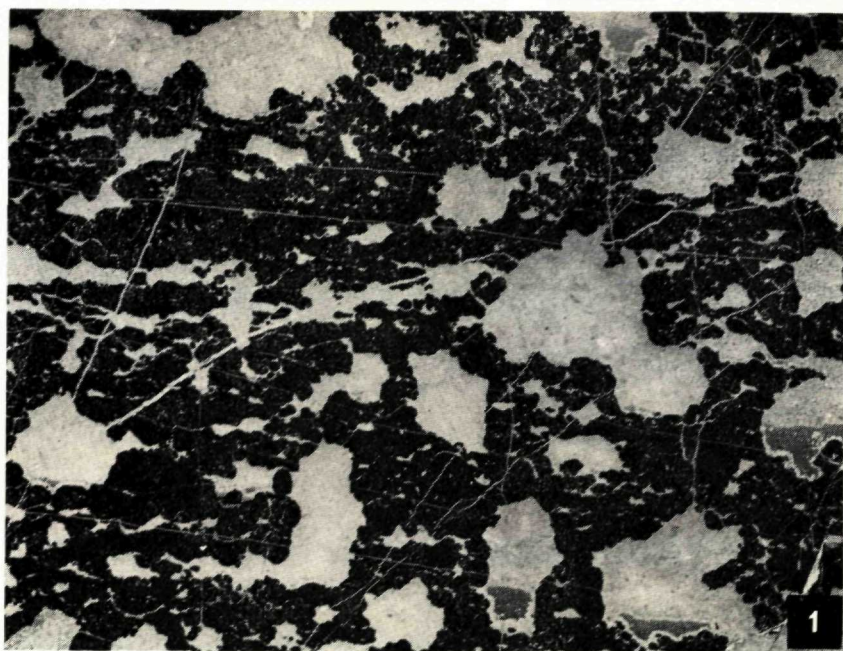
2



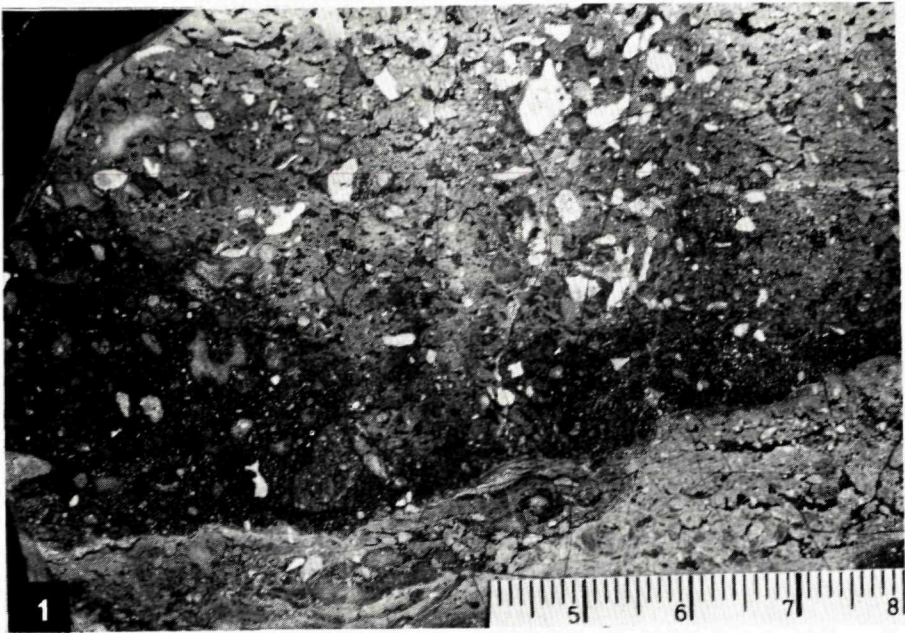




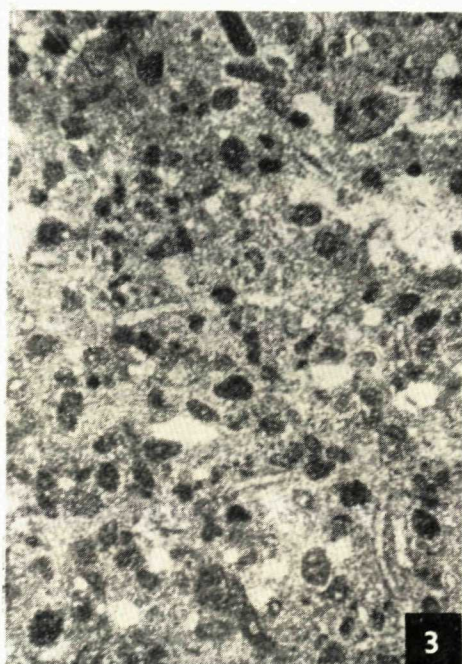
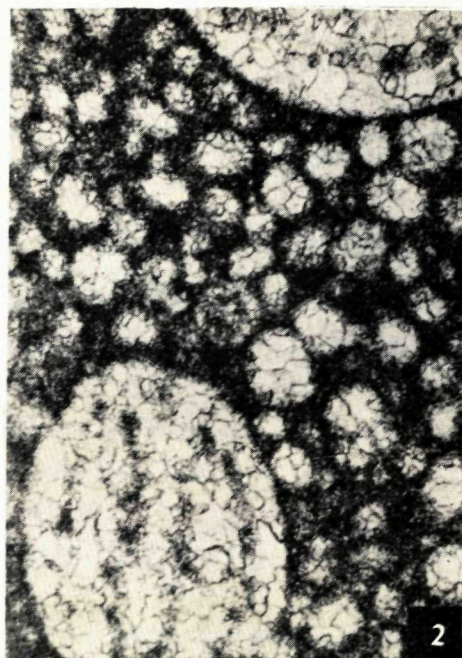




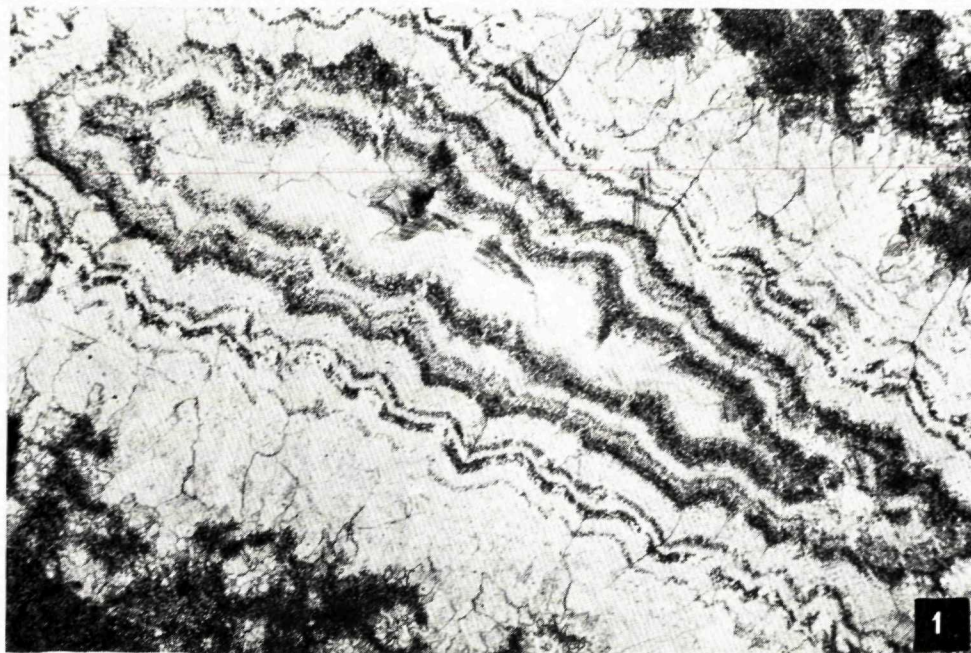




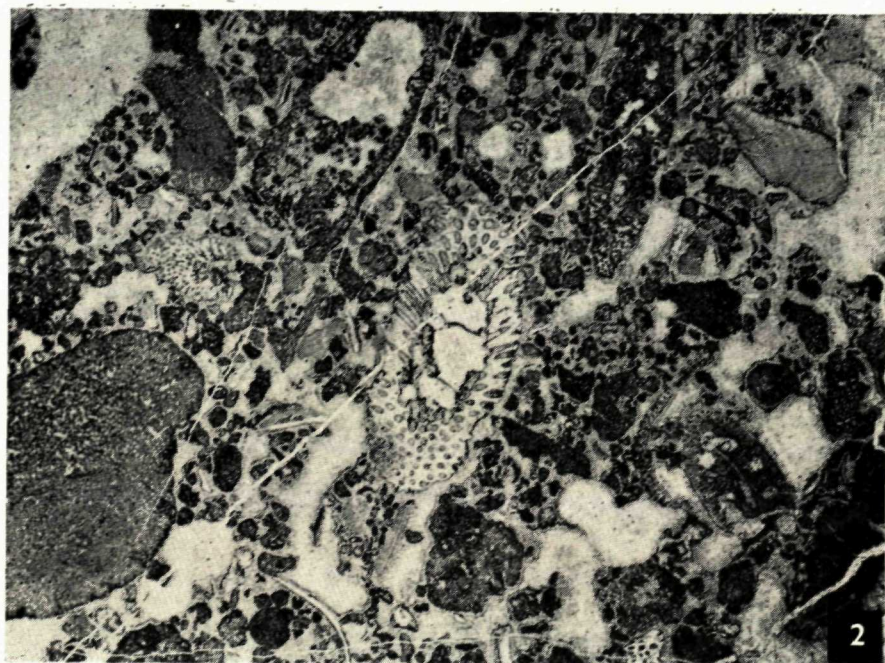




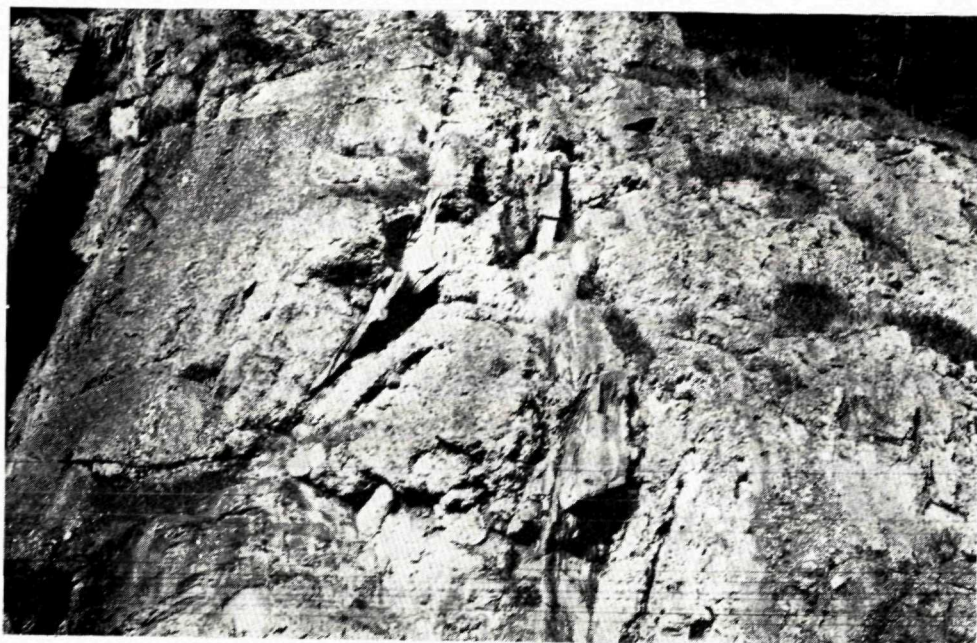






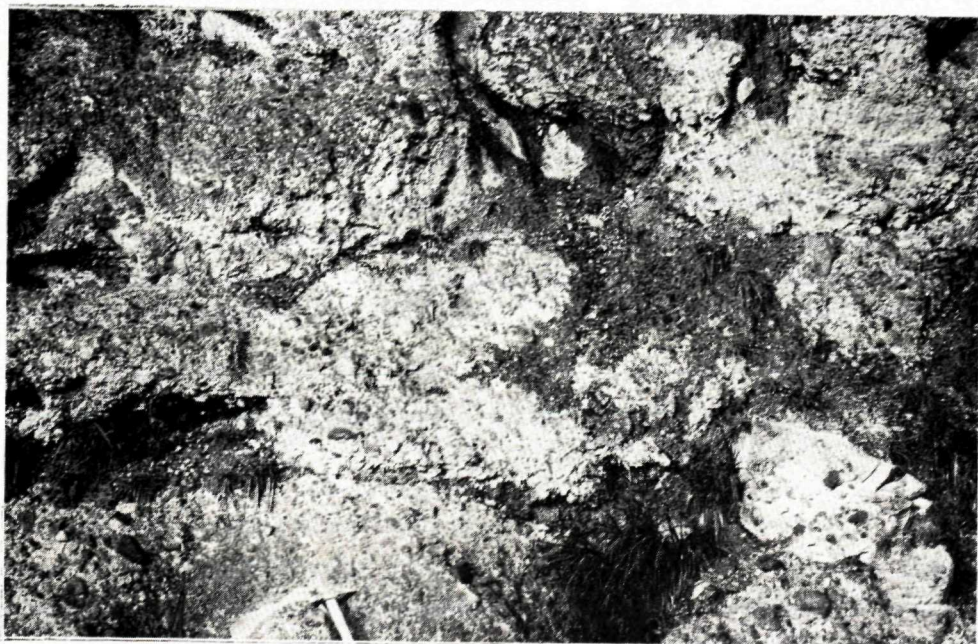






1

2







1

2







1

2







1

2







1

2





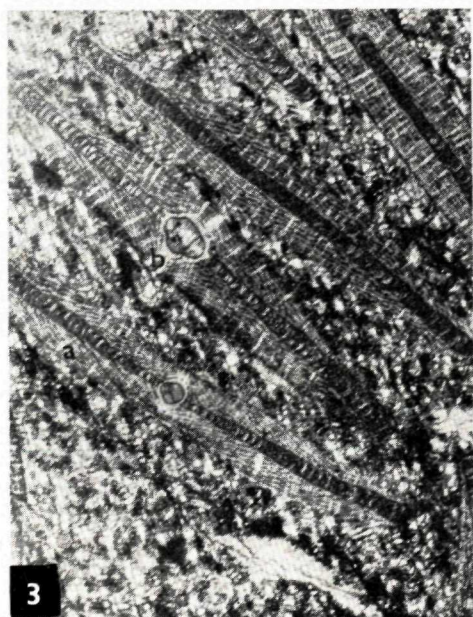


1

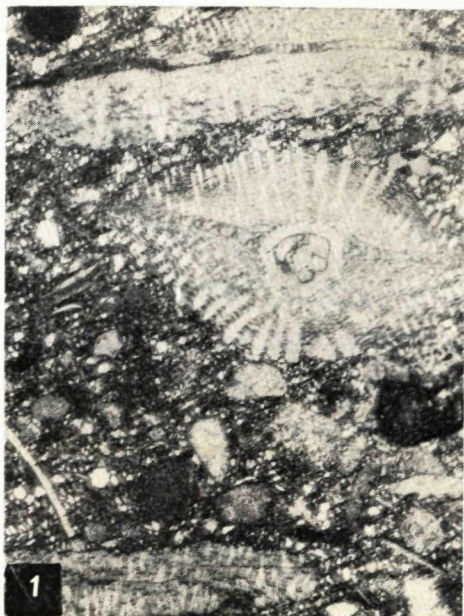


2





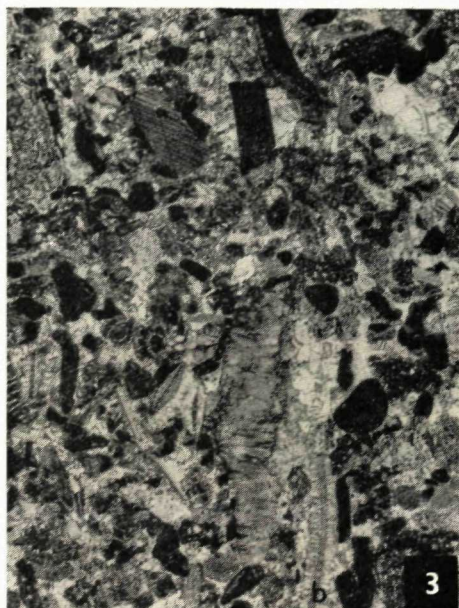
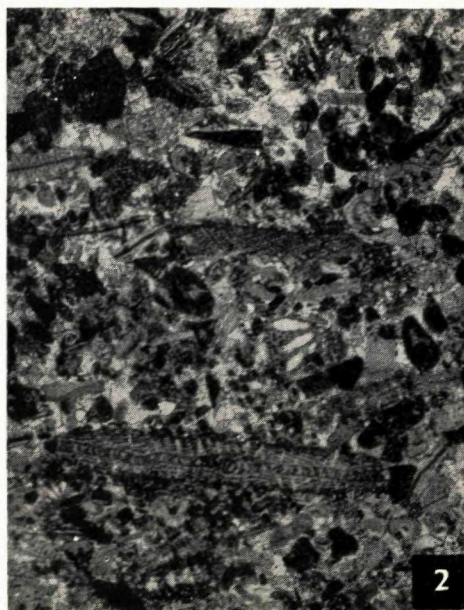
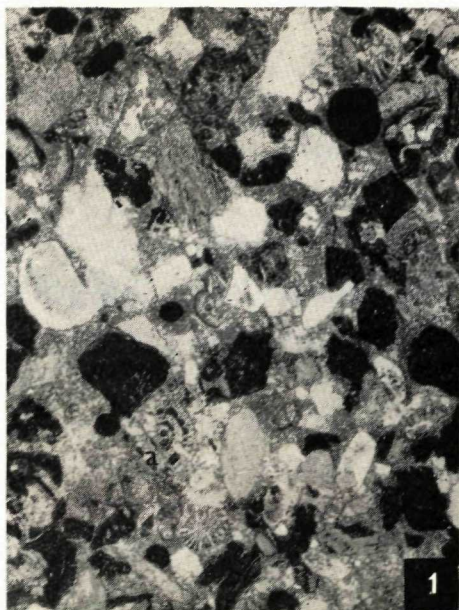




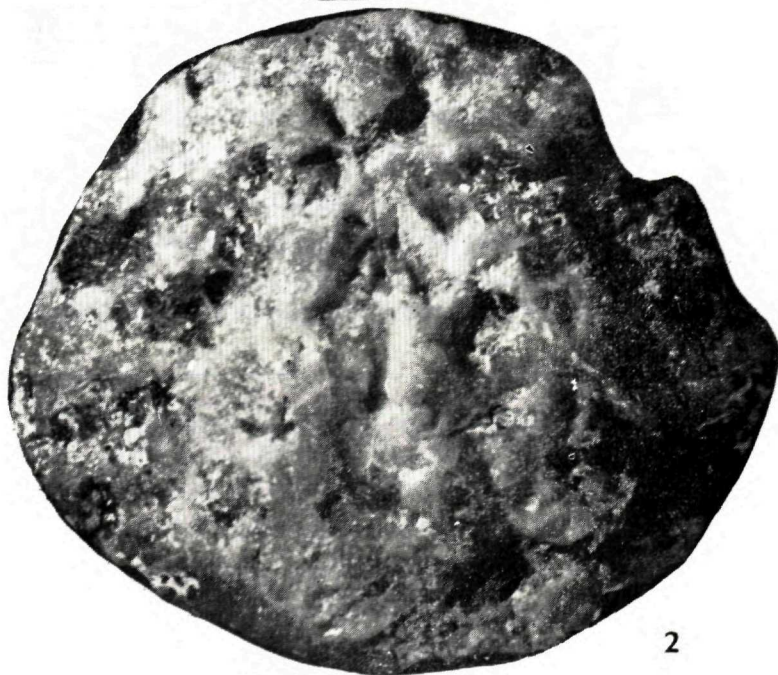










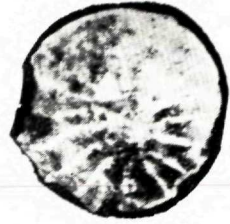




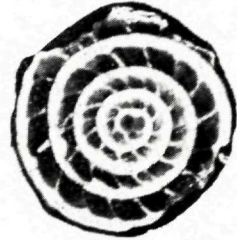




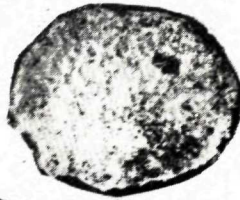
1



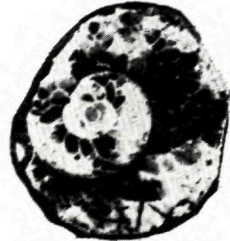
3



4



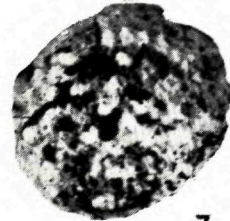
5



6



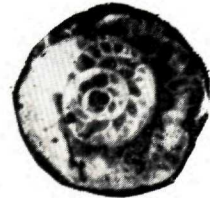
2



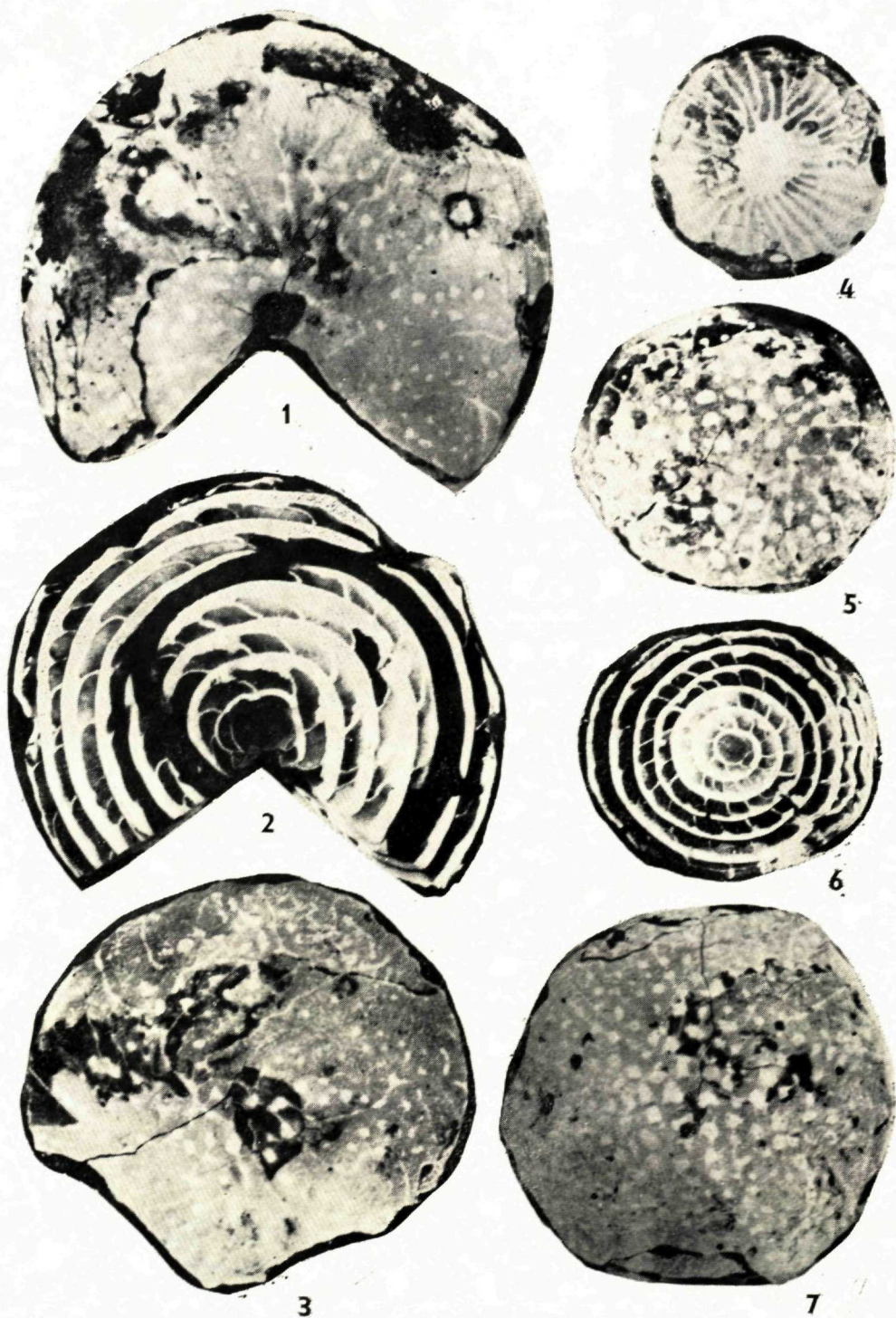
7



8

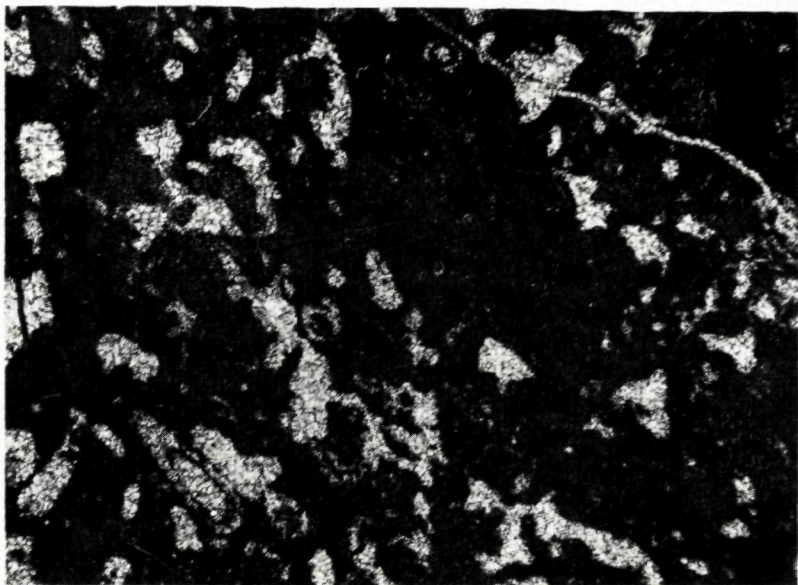


9



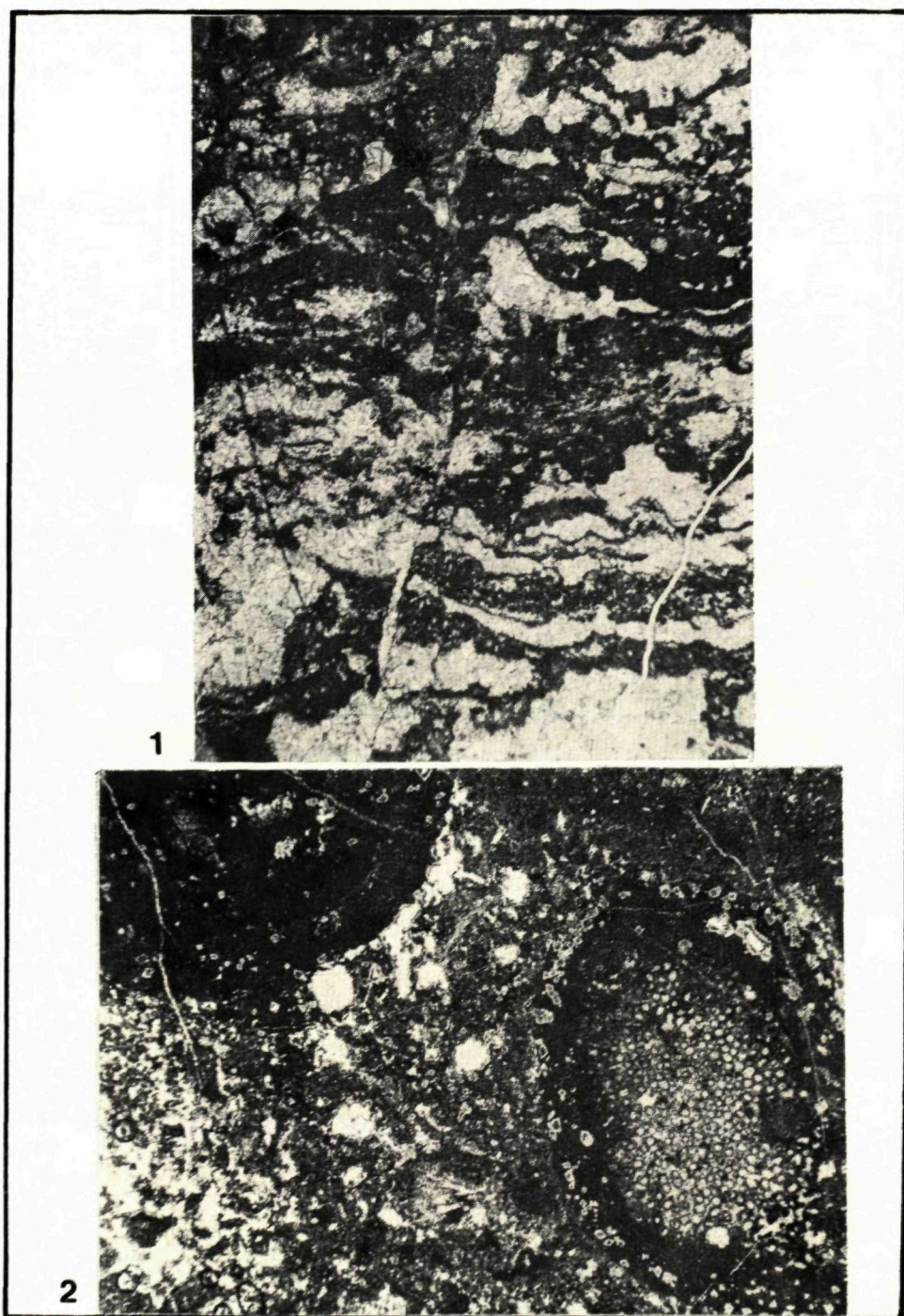


1

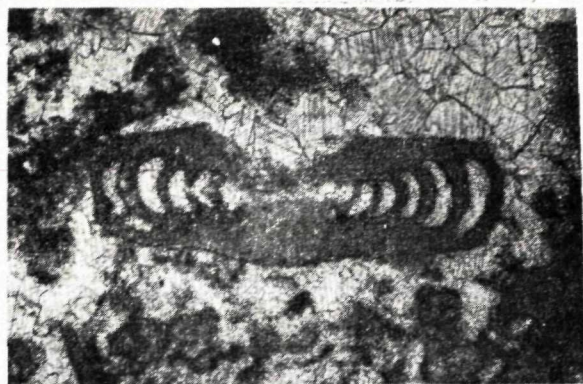


2









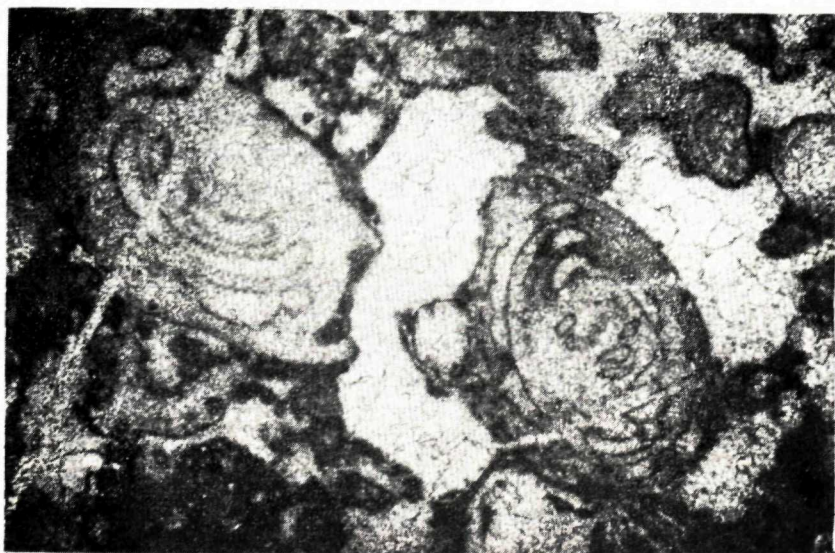
1



2



3



4

