FENDEK

GEOLOGICKÉ PRÁCE

20/4220
4

SPRÁVY 61

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 1973

REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Edita Brestenská, prof. RNDr. Bohuslav Cambel, DrSc., RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr. Jozef Gubač, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc. (predseda redakčnej rady), Ing. Ján Slávik, CSc., RNDr. Laurenc Snopko, CSc.

VEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.



© Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1973

OBSAH — CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE

Za profesorom dr. Jánom Šalátom — Памяти друга профессора Яна Шалата . . . 5

Prof. dr. Miroslav Kuthan, CSc. šesťdesiatnikom 7

Životné jubileum RNDr. Ľudovíta Ivana, CSc. 13

Franko O. — Fusán O. — Forgáč J. — Zbořil L.: Zhodnotenie žiarskej intravulkanickej depresie vzhľadom na vyhľadávanie hypertermálnych vôd — Characteristics of the intravolcanic Žiarska kotlina depression, regarding the prospection for hyperthermal waters 15

Kullamn E.: Hydrogeológia Manína a možnosti využitia jeho podzemných vôd — L'hydrogéologie de Manín et les possibilités de l'utilisation de ses eaux souterraines 33

Pospíšil P. — Šáro Š.: K možnosti riešenia niektorých hydrogeologických problémov na základe tríciových analýz — Les possibilités de résoudre certains problèmes hydrogéologiques au moyen de l'analyse de tritium 53

Ilavský, J.: O metalotektoch alebo rudolokalizujúcich faktoroch stratiformných a vulkanogénno-sedimentárnych ložísk — On metallotects or factors controlling distribution of ores in stratiform, volcanic-sedimentary deposits . . 61

Beňka J.: Mineralógia a geochémia sideritu z ložiska Mlynky a Vlachovo — Mineralogy and Geochemie of siderits from deposits Mlynky and Vlachovo 89

Kraus I. — Šamajová E.: Význam ílových minerálov pre stanovenie zdrojových oblastí v neogénnych panvách Západných Karpát — Importance of the clay minerals for the determination of source areas in the Neogene basins in the West Carpathians. 101

Varčeková A.: Petrograficko-mineralogická charakteristika amfibolitov pri ložisku Mútnik. 123

Ďurovič V.: Petrografia permu a spodného triasu Malej Fatry — The Petrography of the Permian and Low Triassic of Malá Fatra. 129

Rozložník L. — Samuel O. — Jacko S.: Prejavy eocénneho vulkanizmu pri Banskej Štiavnici — Manifestation of Eocene volcanism near Banská Štiavnica 143

Karolus K. — Váňová M.: Beziehung der sarmatischen Sedimente zu den Neovulkaniten der mittleren Slowakei — Vzťah sarmatských sedimentov k nevulkanitom stredného Slovenska 155

Klinec A. — Miko O.: Kryštalinikum v podloží neogénu JV od Veľkého Krtíša 183

Kocák A. — Němec F.: Příčné příkopy jihovýchodních svahů Českého masívu a možnost jejich pokračování do prostoru víděnské pánve — Quergerichtete Gräben an den Südosthängen der Böhmischer Masse und die Möglichkeit ihrer Fortsetzung im Raume des Wiener Beckens 189

Rudinec R.: Neogénna výplň a predneogénne podložie juhovýchodnej časti podvihorlatskej oblasti (vrt Vysoká-1) — Neogene filling and pre-Neogene sub-

stratum of the southeastern part of the area below the Vihorlat Mountains (deep Borehole Vysoká-1) 211
Vaškovský I.: Possibility of Employing of Paleogeographical Methods in the Study of Neotectonic Movements on the Example of the SE Part of the Danube Lowland 219
Polák M. — Jablonský E.: Biohermné dolomity chočského príkrovu Malej Fatry — Bioherm Dolomites of the Choč nappe in the Malá Fatra Mts . . 233
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu — Upper-Cretaceous filling in the cavities of Triassic limestones in the Gombasek quarry 239
Pevný J.: Poznámky k výskytu brachiopódov vo fáciách jury Západných Karpát — Remarks to the Occurrence of Brachiopods in the Jurassic Facies of the West Carpathians 255
Planderová E.: Nové poznatky o veku centrálnokarpatského paleogénu Horehronia — New Information on the Central Carpathian Paleogene in the Upper Hron Valley 259
Papšová J. — Kecskeméti-Körmendy A.: Études malacologiques comparatives sur quelques coupes eocènes de la Transdanubie (Hongrie) et de la Slovaquie 273
Schmidt Z.: Fosílne mäkkýše sprašového komplexu v Komjaticiach v Podunajskej nížine — Fossil mollusc of the loess complex in Komjatice in the Danube Lowland 305
Gross P.: O charaktere chočsko-podtatranského zlomu 315

Diskusia — recenzie — správy

Ilavský J.: Tektonika a jej vzťahy k zrudneniu z pohľadu globálnej tektoniky . 321
Vozár J.: Spodný perm v Západných Karpatoch 327
Kovnurko G. M. — Miko O.: Výuka geológie na Leningradskej štátnej univerzite 331
Leško B.: Recenzia publikácie M. Książkiewicza Budowa geologiczna Polski. . . 335



Za profesorom dr. Jánom Šalátom

Celú československú geologickú spoločnosť zastihla dňa 12. novembra 1973 smutná správa o úmrtí profesora dr. Jána Šaláta. Jeho odchod pociťujeme tým bolestivejšie, že v ňom strácame veľmi významného vedeckého pracovníka — geológa a zanieteného pedagóga.

Profesor dr. Ján Šalát sa narodil 9. mája 1919 vo východoslovenskej dedine Udavskom ako syn železničiarskeho robotníka. Tu vychodil aj ľudovú školu. Strednú školu navštevoval v Michalovciach. Ukončil ju maturitnou skúškou v roku 1939. Toho istého roku sa zapísal na Prírodovedeckú fakultu Slovenskej univerzity v Bratislave, kde študoval prírodopis a zemepis. Od roku 1943 až do roku 1946 bol stredoškolským profesorom v Dolnom Kubíne. V rokoch 1946 až 1952 pôsobil v Bratislave ako asistent na Mineralogicko-petrografickom ústave Prírodovedeckej fakulty, kde v roku 1949 získal doktorát prírodných vied. V roku 1952 bol vymenovaný za zástupcu docenta na novozaloženej Baníckej fakulte Vysokej školy technickej v Košiciach. V roku 1957 sa stal docentom a v roku 1958 profesorom petrografie.

Profesor dr. Ján Šalát sa hneď od príchodu do Bratislavy v roku 1946 okrem pedagogickej činnosti venoval geologickému výskumu mladotreťohorných vulkanických oblastí Západných Karpát, ktorým zasvätil celý svoj život. Bol pionierom v štúdiu neovulkanickej problematiky. Ťažiskom jeho prác bol petrografický a petrochemický výskum vulkanických hornín. Veľmi podrobne spracoval výskyty perlitov na Slovensku. Táto práca dobre poslúžila pre ich praktické využitie. Okrem toho sa zaoberal petrografickým výskytom dioritov, niektorých granitov, porfýrov ap. Výsledky svojich prác zverejnil v mnohých publikáciách. Profesor dr. Ján Šalát bol veľmi dobre známy v geologických kruhoch Európy. Využíval každú príležitosť, aby nadviazal styky s vedcami iných krajín, ktorí riešili podobné problémy. Pre svoj široký odborný rozhľad bol členom mnohých geologických spoločností, odborných i pedagogických komisií. Veľkú činnosť vyvíjal v rámci Karpatsko-balkánskej geolo-

gickej asociácie. Hoci bol už ťažko chorý, predsa sa zúčastnil na X. jubilejnom zjazde KBGA a s veľkým zápalom viedol zasadanie sekcie. Významnou mierou sa podieľal na príprave ďalšieho programu petrograficko-magmatického výskumu karpatsko-balkánskej oblasti. Ako odborný pedagóg vychoval celý rad vedeckých pracovníkov. Profesor dr. Ján Šalát bol človek, ktorý nepoznal únavu, všetku svoju energiu venoval vedeckej a pedagogickej práci a vždy bol ochotný pomôcť každému, kto akúkoľvek pomoc potreboval.

I keď odišiel predčasne, zanechal za sebou veľké dielo a žiarivý príklad pracovitosti a obetavosti.

Česť jeho pamiatke!

O. Fusán — O. Samuel

Памяти друга профессора Яна Шалата

Трудно поверить, что профессор Ян Шалат скончался и что мы его больше не увидим, не сможем слышать его обоятельную беседу.

Смерть беспощадна, она безжалостно обрывает жизнь человека, но особенно трагична смерть, безвременно уносящая человека, награжденного природой талантом, трудолюбием и исключительными человеческими свойствами. Таким был Ян Шалат. Его безгранично любили и уважали все кто с ним общался — ученики, сотрудники, коллеги, в том числе и многие зарубежные геологи. Встречи с ним были всегда исключительно радостными.

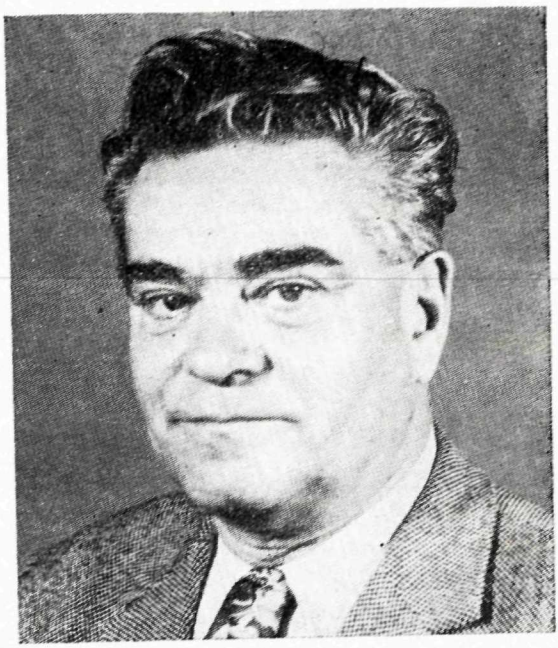
Много сделал профессор Ян Шалат для геологии, минералогии, геохимии и петрологии. Он оставил не только научные труды, но и замечательных учеников, которые продолжат его работу, будут работать с таким же увлечением как он. В частности, следует осуществить те начинания, которые он намеревался выполнить по решению состоявшегося в Братиславе в конце августа — начале сентября 1973 года Конгресса КБГА, где я по воле судьбы встретился с ним в последний раз.

Профессор Ян Шалат был верным сыном талантливого, трудолюбивого и прекрасного словацкого народа. Он ушел от нас — его друзей, в расцвете сил, полный больших творческих замыслов, осуществить которые помешала ему безвременная смерть, оборвавшая жизнь этого замечательного человека и ученого. Но его труды будут жить еще многие, многие годы.

Память о выдающемся ученом и педагоге, прекрасном и обоятельном человеке навсегда сохранится в сердцах словацких геологов и всех нас, близко знавших его.

Член-корреспондент Академии наук Грузинской ССР,
заслуженный деятель науки, профессор-доктор
Г. М. ЗАРИДЗЕ

Prof. dr. Miroslav Kuthan, CSc. šesťdesiatnikom



V celej československej geologickej verejnosti dobre známy prof. dr. Miroslav Kuthan, CSc. sa dožíva dňa 13. septembra 1973 v plnom zdraví významného jubilea 60 rokov. S optimizmom a zanietením pracuje stále na poli geologických výskumov, čím slúži ako dobrý príklad pre celý rad mladších generácií geológov.

Narodil sa dňa 13. septembra 1913 v Horních Mokropsích, okres Praha. Základné školské vzdelanie získal v rodnom meste. Strednú školu absolvoval na Štátnom reálnom gymnáziu v Prahe a vysokoškolské štúdiá na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe. Tu mu bol v roku 1938 udelený doktorát z prírodných vied (geológia, petrografia a mineralógia). Docentom sa stal v roku 1950 na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej univerzity (dnes Univerzita Komenského). Hodnosť kandidáta geologicko-mineralogických vied (CSc.) mu bola udelená 16. 10. 1958. Od 1. júna 1964 sa stáva univerzitným profesorom.

Svoje pedagogické schopnosti uplatnil prevažne v začiatkoch svojej kariéry, kedy vyučoval na vysokých školách. V rokoch 1938—1943 zastával funkciu prvého riadneho asistenta u univerzitného profesora (dnes akademika SAV a člena-korešp. ČSAV) dr. Dimitrija Andrusova v Geologickom ústave Slovenskej školy technickej so sídlom v Košiciach, neskôr v Martine a napokon v Bratislave. Neskôr vo funkcii docenta a univerzitného profesora Miroslav Kuthan prednášal poslucháčom vysokých škôl prevažne špeciálne témy a vybrané kapitoly, ktoré mali vysokú odbornú a vedeckú úroveň a praktické zameranie.

Jeho vedeckovýskumná a organizačná činnosť je neobyčajne bohatá. Je autorom asi 50 vedeckých publikácií a asi 100 odborných rukopisných prác a posudkov. V rokoch 1944—1951 pracoval vo funkcii komisára vedeckých ústavov pri Štátnom geologickom ústave v Bratislave. V tomto období (marec 1945—december 1951) okrem svojich odborných prác riadil ústav vo funkcii riaditeľa. V tomto neobyčajne ťažkom období vynaložil veľa úsilia, aby bolo možné úspešne nadviazať na predchádzajúce vedeckovýskumné ciele a zvládnuť zodpovedné úlohy slovenskej geológie pri zvyšovaní surovinovej základne obnoveného Československa.

Na základe novej organizácie geológie bol poverený pracovať v službách Západoslovenského rudného prieskumu (január 1952—január 1953) a neskôr v službách Ústavu pre výskum rúd, geofyzikálne stredisko v Bratislave, kde

bol vedúcim mineralogicko-petrografického oddelenia (1. február 1953—30. jún 1955). Od 1. júla 1955 sa stáva opäť zamestnancom Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, kde pôsobil najprv ako samostatný, neskôr ako vedúci vedecký pracovník a napokon v období 1. 9. 1963—31. 1. 1969 ako riaditeľ tohto ústavu.

Vo februári 1969 odišiel do služieb OSN na expertízu do Zambie (Afrika), kde je dodnes vedúcim projektu (Manager of the UN—Zambia Mineral Exploration Project).

Prof. dr. Miroslav Kuthan začal v geológii pracovať systematicky už ako vysokoškolák. Zúčastnil sa troch prírodovedeckých expedícií na Island, ktoré zorganizovala Prírodovedecká fakulta Karlovej univerzity v Prahe (1934, 1936, 1937). Vulkanologické štúdie robil hlavne na polostrove Reykjanes a postupne ich publikoval (1935, 1936). Celú problematiku svojich štúdií zhrnul a vydal monograficky v Bratislave (1943) pod názvom „Die Oszillation, der Vulkanizmus und die Tektonik von Reykjanes". Zaiste zásluhou toho, že Island ako typická vulkanická krajina, je pre geológa-vulkanológa neobyčajne vhodným študijným objektom, dr. Kuthan ešte ako mladý adept geológie výsledky zo svojich študijných expedícií, v jadre ktorých je mnoho nových a originálnych riešení, podal na patričnej vedeckej úrovni.

V súvislosti s výskumami Reykjanesu, dr. M. Kuthan mal možnosť dostať sa do styku s viacerými vedeckými osobnosťami významných univerzít a inštitúcií, ktoré mu dali k dispozícii cenný, často originálny študijný materiál (vzorky, mapy) a pod. Najvýznamnejší z nich boli prof. dr. H. Reck, dr. W. Iwan, prof. dr. Bernauer z Berlína, prof. dr. T. Barth z Oslo, dr. Arne Noe-Nygaard a dr. Niels Nielsen z Kodane, dr. A. M. Peacock z Harvardskej univerzity v Cambridge, dr. I. Áskelsson, dr. G. Gudmundsson, dr. G. G. Bárdarsson, dr. H. Pjeturss, dr. Th. Thorkelsson z Reykjaviku, dr. Trousti Einarsson z Akureyri a i.

Po návrate z Islandu sa stal úspešným spolupracovníkom prof. dr. D. Andrusova. Zúčastnil sa s ním na rozsiahlych geologických výskumoch a spoločne vydali dve geologické mapy 1:25 000 vo farbotlači (list Žilina v r. 1944 a Rajec v r. 1946). Na území týchto listov dr. Kuthan študoval hlavne kryštalický masív Suchého a Malej Magury a nerastné suroviny. S prof. dr. M. Maheľom robil geologické výskumy v M 1:25 000 na území listu Zliechov, ktorý vyšiel v roku 1947 tiež vo farbotlači. Samostatne vypracoval geologickú mapu 1:25 000 z územia listu Zlatá Baňa (Slanské pohorie), ktorá vyšla vo farbotlači v roku 1943. Treba zdôrazniť, že tieto listy (Žilina a ďalšie) sú prvé podrobné farebné geologické mapy Slovenska v mierke 1:25 000, ktoré vyšli tlačou. Mali slúžiť pre potreby praxe v najrozmanitejších odboroch národného hospodárstva. List Zlatá Baňa je okrem toho prvou ucelenou geologickou mapou z neovulkanických terénov Slovenska. V nej sa dôsledne uplatňuje hľadisko stratovulkanickej stavby. Ku geologickej mape listu Zlatá Baňa vydáva dr. Kuthan tiež sprievodný text, v úvode ktorého charakterizuje základné črty a postupnosť vulkanizmu Karpát („Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdie v severnej časti Prešovských hôr", 1948). Táto práca predstavuje vo vývoji slovenskej geológie neovulkanitov (sčasti i v štátoch s karpatskou sústavou) významný medzník. Osobitný význam tu má náčrt povahy undačného vulkanizmu karpatského orogénu, t. j. jeho regio-

nálne rozdelenie, migrácia a sled eruptív podľa stratigrafickej príslušnosti v rámci vnútorných a vonkajších Karpát.

Vymenovanie jeho geologických výskumov by nebolo úplné, keby sme v tomto období nespomenuli ešte výskumy a mapovanie, ktoré robil spolu s prof. dr. J. Kamenickým na území listu Harmanec (hlavne neovulkanity), alebo v Spišsko-gemerskom rudohorí v spolupráci s väčším kolektívom. Spoločne s dr. O. Fusánom a dr. J. Kamenickým publikoval v tlači (1953) geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria ako výsledok viacročných výskumov. Dr. Kuthan sa osobitne venoval staršiemu paleozoiku gemeríd (1950). Tu sa ako prvý pokúsil rozčleniť gelnickú sériu na staršiu — drnavskú sériu, zloženú hlavne zo sedimentárnych hornín a mladšiu — uhorniansku sériu, zloženú hlavne z vulkanických hornín.

Neoddeliteľnou súčasťou geologických výskumov dr. M. Kuthana je nepochybne sústavná orientácia na výskum nerastných, hlavne rudných ložísk v rôznych oblastiach Slovenska. Sčasti v Štátnom geologickom ústave a sčasti v Západoslovenskom rudnom prieskume, kde bol hlavným geológom, alebo tiež v Ústave pre výskum rúd (so sídlom v Kutnej Hore, pobočka v Bratislave), kde bol vedúcim odboru pre mineralógiu — petrografiu, sa dr. M. Kuthan zaslúžil nielen o odbornú a vedeckú, ale aj o organizačnú a metodickú stránku výskumu nerastných surovín. Bol jedným z hlavných organizátorov a zakladateľov Západoslovenského rudného prieskumu. Z jeho podnetu a s jeho pomocou boli na Slovensku zostavené prvé smernice pre výpočet zásob. Bol u nás prvý, čo zaviedol na patričnej úrovni odborno-technickú dokumentáciu banských a vrtných prác, ako aj osnovy pre záverečné správy, rozpracoval metodiku geofyzikálnych prác pri vyhľadávaní Fe rúd a pod. S vrodeným zmyslom pre kategorizáciu a objektívne hodnotenie vedeckých poznatkov zaviedol do výskumnej praxe metodiku spracúvania rudných ložísk, a to pomocou kartografických metód v teréne i laboratórnych výsledkov získaných mikroskopicky, chemicky, spektroskopicky, röntgenometricky a pod.

Osobitne sa dr. M. Kuthan venoval výskumu ložísk Fe, pyritov, Cu a Hg (Licince, Lucia Baňa, Smolník a i.). Veľká väčšina výsledkov týchto výskumov prirodzene nemohla byť zverejnená, ale pre naše národné hospodárstvo, hlavne pri zvyšovaní surovinovej základne po roku 1945, majú nesmierny význam. Uverejnené sú však jeho výskumy Hg-ložísk (1941) pod názvom „Ortuťové ložiská Slovenska (Gelnica, Dubník) I., (Merník) II, (Malachovo, Banská Štiavnica, Kremnica, Vernár) III. Je to u nás prvé monografické dielo tohto druhu. Aj po vyše 30-ročnom odstupe poznatky a dokumentačná hodnota monografie je takner jediným študijným materiálom o Hg-zrudnení na Slovensku pri novších vyhľadávacích prácach.

Z nerudných surovín študoval síru pri Vígľašskej Huti (predtým Kalinka). Genéza tejto síry má podľa dr. M. Kuthana (1956) pôvod vo fumarolovej a solfatárovej činnosti, viazanej na jeden z vedľajších kráterov v blízkosti hlbokého prelomu na sv. okraji Javoria.

Nemalou mierou sa dr. Kuthan zaslúžil aj o výskumy ložísk soli a nafty. Podieľa sa do určitej miery aj na inžiniersko-geologických výskumoch.

V roku 1955 sa vrátil späť do Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave (pred r. 1953 Štátny geologický ústav). Jeho hlavnou náplňou do r. 1960 sú prehľadné geologické výskumy a zostavenie geologickej mapy 1:200 000 všetkých neovulkanických oblastí Slovenska. Úloha bola súčasťou prehľad-

ných geologických výskumov v celej ČSSR a dr. M. Kuthan ju splnil napriek tomu, že v porovnaní s ostatnými geologickými útvarmi Karpát neovulkanity boli dovtedy najmenej preskúmané. S týmto problémom odborne a časovo značne náročným sa dr. Kuthan vyporiadal hlavne za pomoci viacčlenného kolektívu spolupracovníkov (dr. K. Karolus, dr. E. Karolusová, dr. A. Mihálíková, dr. J. Forgáč; prechodne dr. I. Krystek a dr. M. Harman). V tomto období dr. Kuthan založil s vyššieuvedeným kolektívom osobitné oddelenie neovulkanitov, pričom vynaložil nemálo úsilia a organizačnej erudície pri zabezpečovaní vybavenia a pri metodickom usmerňovaní kolektívu. V snahe získať všestranné a objektívne podklady v rámci prehľadných výskumov, dr. M. Kuthan nadviazal úzke kontakty so širším okruhom konzultantov a špecialistov, pracujúcich v rôznych neovulkanických oblastiach Slovenska, ale aj Maďarska, Rumunska, Zakarpatska, Čiech, Moravy a pod. Boli to hlavne dr. F. Fiala, dr. J. Šalát, dr. L. Kopecký, dr. A. Vidacs, dr. G. Pantó, prof. V. S. Sobolev.

Prehľadné geologické mapy 1:200 000, na ktorých bol dr. M. Kuthan koredaktorom pre neovulkanity Slovenska, vyšli vo farbotlači, pričom k nim postupne vypracoval aj vysvetlivky (1962, 1963, 1964). Bol redaktorom listov Zvolen a Nitra, ako aj príslušných vysvetliviek.

Najväčším prínosom jubilanta v prehľadných geologických výskumoch 1:200 000 je jednotná koncepcia geologickej stavby neovulkanických oblastí, odvodené zákonitosti migrácie a charakteru vulkanizmu v rámci karpatského orogénu na Slovensku a zovšeobecnenie postupnosti vulkanizmu vo forme eruptívnych fáz. V základe celej koncepcie sa uplatňuje nesporne hľadisko času a priestoru, stratigrafie a látkového zloženia eurptívnych produktov. Analogické kritérium napr. odvodil tiež A. N. Zavarickij (1950) na príklade eruptív Mátry a Mecseku, podľa ktorého príbuznosť hornín nespočíva v ich územnej blízkosti, ale v blízkosti podľa veku.

V záujme jednotného hľadiska založeného na moderných a objektívnych poznatkoch dr. M. Kuthan prepracoval niekoľko tematických problémov. Je to napr. problém propylitizácie, jej genézy a funkcie v neovulkanitoch (1959). Jeho základným prínosom je pritom spracovanie propylitizovaných pyroklastík, čo slúžilo ako jeden z dôležitých pilierov pre objasnenie stratovulkanickej stavby. Ďalej v prospech objasnenia otázky veku niektorých východoslovenských vulkanitov študoval genézu niektorých hornín, predtým označovaných ako parcelanity (1959). V súvislosti s objavovaním zákonitostí geologickej stavby a charakteru vulkanickej činnosti vedie dr. Kuthan konzultácie a diskusie nielen so svojimi spolupracovníkmi, ale aj s odborníkmi iných inštitúcií. Svlje poznatky publikuje v tlači a neraz ich prednáša aj na medzinárodnom fóre KBA a pod.

Výsledky dosiahnuté v rámci prehľadných geologických výskumov dr. M. Kuthan neskôr zosumarizoval, rozšíril a publikoval pod titulom „Neovulkanity československých Karpát" v Regionálnej geológii ČSSR (1967).

Hneď po prehľadných geologických výskumoch sa s nevšedným úsilím zapája dr. Kuthan do podrobných geologických výskumov 1:25 000, pre ktoré vypracoval ideový projekt a sám aktívne robí výskumy v Štiavnickom pohorí. Avšak v tomto období sa jeho pozornosť sústreďuje na vypracovanie ďalšieho ideového projektu, na výskum podložia stredoslovenských neovulkanitov a megaštruktúr stredoslovenských neovulkanitov. Projekt sa realizoval hlavne

za pomoci širšieho kolektívu, hlavne geofyzikov (Ing. S. Ďuratný, Ing. J. Plančár, dr. L. Zbořil) a geológov (dr. O. Fusán, dr. E. Karolusová, neskôr tiež dr. K. Karolus). Dosiahnuté výsledky majú nesmierny význam pre celú karpatskú geológiu, no hlavne pre samotné neovulkanické komplexy a ich substráty.

Okrem jedinečných poznatkov o morfológii podložia bolo možné zostaviť tiež tektonickú mapu substrátu (dr. O. Fusán 1965, 1969). Dr. M. Kuthan tu podal náčrt hlbinnej stavby a jej vzťah k neovulkanizmu. Základom pre náčrt hlbinnej stavby vnútorných Západných Karpát je korelácia geologických poznatkov s odvodenými gravimetrickými mapami regionálnych a reziduálnych anomálií, vyhotovenými z máp úplných Bouguerových anomálií 1:200 000 pre polomery $r = 2, 4, 6, 8, 10, 12$ km. Bola stanovená pod vnútornými Západnými Karpatmi Moho plocha diskontinuity a rozlíšené dve základné zóny (s gravitačným pólom kladných a záporných anomálií). V zóne so zápornými anomáliami (tzv. severnej) je na južnom okraji niekoľko oblastí vcelku s nízkymi zápornými anomáliami, ktoré na základe komplexnej geologickej a geofyzikálnej interpretácie môžu predstavovať rozsiahle granitoidné teleso s povrchom v hĺbke cca 4—5 km. Podľa rozloženia tohto granitoidného plutónu sa prisudzuje zdrojová oblasť subsekventného vulkanizmu, ako aj jeho smer diferenciácie.

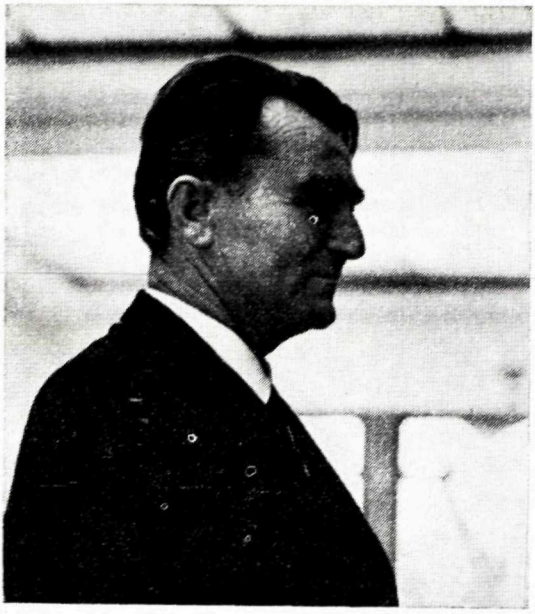
Prirodzene dr. Kuthan sa zaoberal tiež otázkami tektoniky stredoslovenských neovulkanitov (1963) a väzby vulkanických centier na tektoniku (1969).

Všetci si želáme, aby sa jubilant po návrate zo služieb OSN znovu zapojil do geologických výskumov, aby tak svojimi skúsenosťami a odbornými znalosťami prispel pre ďalší rozvoj karpatskej geológie.

Okrem vedeckej práce dr. M. Kuthan sa intenzívne zapájal tiež do medzinárodnej spolupráce s vedcami a inštitúciami, hlavne štátov Karpatsko-balkánskej asociácie. Mnoho cestoval a svoje bohaté skúsenosti uplatňoval ako vedec a organizátor vo svojich prácach alebo v okruhu svojich spolupracovníkov. Náš štát ocenil prácu dr. M. Kuthana v československej geológii a udelil mu v r. 1963 vyznamenanie „Zásluhy o výstavbu".

V krátkosti nemožno spomenúť všetky stránky pracovného úsilia dr. M. Kuthana, ktoré bolo veľmi plodné nielen z vedeckého hľadiska, ale aj pedagogicko-organizačného. Všetci, ktorí jubilanta poznajú osobne alebo z jeho vedeckých publikácií, vidia v ňom nadaného, obetavého a pre geológiu zanieteného vedca. Pre nás mladších môže byť vzorom v práci ako vedec i ako predstavený. Je jedným z popredných geológov na Slovensku a mnohí z nás sú právom hrdí, že vyrastali pod jeho odborným vedením.

Karol Karolus



Životné jubileum RNDr. Ľudovíta Ivana, CSc.

RNDr. Ľudovít Ivan, CSc., jeden z popredných československých geológov, významný pracovník a budovateľ Geologického ústavu Dionýza Štúra, teraz riaditeľ Geofondu Bratislava, dožíva sa tohto roku 60-ročného jubilea.

Narodil sa 9. augusta 1913 v Beleku, okr. Nové Zámky. Po ukončení základného školského vzdelania v rodnej obci študoval na reálke v Bratislave, kde v roku 1934 maturoval. Vysokoškolské štúdiá absolvoval na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity, kde študoval v rokoch 1934—1939 prírodopis a zemepis. Po jeho absolutóriu, keď na jeseň roku 1939 nemeckí okupanti zavreli Karlovu univerzitu, získal aprobáciu stredoškolského profesora v Bratislave. Vyučoval na viacerých školách na Slovensku až do roku 1946. Učiteľskú dráhu začínal na Učiteľskom ústave v Spišskej Kapitule. Neskôr to bolo gymnázium v Liptovskom Mikuláši a v Bratislave. Od roku 1946 pracoval v Štátnom geologickom ústave v Bratislave (terajší Geologický ústav Dionýza Štúra). Po predložení dizertačnej práce z geológie bol v roku 1949 promovaný na doktora prírodných vied na Karlovej univerzite v Prahe.

V čase pôsobenia na Geologickom ústave Dionýza Štúra vyvíjal nielen odbornú, ale aj organizačnú činnosť, najmä pri výstavbe ústavu. V roku 1952 až 1958 bol riaditeľom ústavu. Počas tohto obdobia vybudoval väčšinu oddelení ústavu a vďaka jeho húževnatosti a vytrvalosti sa ústav začal sľubne rozvíjať.

Po roku 1958 pracuje na výskume nerastných surovín a venuje sa výskumu slovenských treťohôr, najmä neogénu. S odbornou geologickou prácou jubilant však začal už počas svojho pedagogického pôsobenia. Z tohto obdobia pochádza jeho rozsiahle a súčasne aj prvé súborné dielo o slovenských travertínoch. Začiatkom päťdesiatych rokov mapoval a robil výskum terciérnych sedimentov v oblasti Rimavskej Soboty. Prvý upozornil (1952), že poltárska formácia je pliocénneho veku. Pri mapovaní objavil vznik kryhových zosunov neovulkanitov na ílovito-štrkovitom podloží. Na tento dôležitý jav upozornil aj v publikácii. Okrem genézy upozorňuje na iné oblasti takýchto javov, ktoré môžu spôsobiť katastrofy.

Neskoršie sa venoval výskumu neogénu a zameral sa na hľadanie nerastných surovín potrebných pre naše národné hospodárstvo. Vytrvalým prieskumom nádejných terénov podarilo sa mu zveľadiť surovinovú bázu našej vlasti.

V Bátovskej kotline objavil keramické suroviny a lignit. Za tento objav bol vyznamenaný rezortom (I. cenou Ústredného ústavu geologického 1957). Boli to najmä objavy veľkých zásob bentonitov a perlitov na východnom Slovensku.

V r. 1963 mu za jeho významnú prácu bolo ku Dňu baníkov udelené rezortné vyznamenanie „Najlepší pracovník v geológii". Jeho bohatú výskumnú činnosť dokumentujú početné publikácie, rukopisné správy a posudky. Príkladnú prácu vykonal dr. Ivan i v históriografii slovenskej geológie. Venoval niekoľko prác životu a dielu prvého slovenského geológa Dionýza Štúra, lekára, prírodovedca a spisovateľa G. K. Zechentera, vedeckého zakladateľa Baníckej školy v Banskej Štiavnici Samuela Mikovíniho a ďalších geológov a prírodovedcov pôsobiacich na Slovensku. Zaslúžil sa tak o to, že významné osobnosti, prírodovedci-Slováci, neupadli do zabudnutia.

Jubilant urobil veľa pre popularizáciu geologických vied. V rôznych časopisoch uverejňoval články, ktorými oboznamoval a priblížil širokej verejnosti a mládeži geologické vedy a ich históriu. Začiatkom roku 1965 sa stáva vedúcim pobočky Geofondu v Bratislave. Stará sa o jej rozvoj a zakladá niekoľko nových referátov. No ani tu neustáva jeho výskumná činnosť a vedecká práca. V roku 1967 získava hodnosť kandidáta vied. Vypracoval viacero rešeršných prác teritoriálneho charakteru a rešerší zameraných na dôležitú oblasť nášho národného hospodárstva — nerastné suroviny. Ako aktívny a húževnatý vedecký pracovník podieľa sa i na vedecko-výskumných úlohách Geologického ústavu Dionýza Štúra, naďalej pôsobí ako vedecký poradca pri vytváraní scenárov populárno-vedeckých a školských náučných filmov. Aktívne pracoval i v Slovenskej geologickej spoločnosti a v rokoch 1965—1970 bol jej predsedom.

V roku 1969 stáva sa riaditeľom Geofondu v Bratislave v zmysle zákona č. 143/1968 Zb. o čsl. federácii. Jeho organizačné schopnosti a pracovný elán počas 25-ročného pôsobenia v geologickej službe boli v roku 1971 ocenené vyznamenaním „Za pracovnú vernosť".

Pri príležitosti tohto významného jubilea želáme RNDr. Ľudovítovi Ivanovi, CSc. v mene všetkých zamestnancov Geofondu a Geologického ústavu Dionýza Štúra veľa pracovných i osobných úspechov do ďalších rokov života.

P. g. Jozef Kiripolský
Geofond, Bratislava

Geologické práce, Správy 61 | str. 15—32 | Bratislava | 1973

O. FRANKO*—J. FORGÁČ*—O. FUSÁN*—L. ZBOŘIL**

ZHODNOTENIE ŽIARSKEJ INTRAVULKANICKEJ DEPRESIE VZHĽADOM NA VYHĽADÁVANIE HYPERTERMÁLNYCH VÔD

(1 obr. v texte, 10 príloh vzadu pod páskou, angl. resumé)

Abstract. Presented are new data on the geology and tectonics of the intravolcanic Žiarska kotlina depression. Basing upon these data, and those on the favourable geothermal conditions and occurrences of thermal waters on the margins of the depression, considered are possibilities of the occurrence of hyperthermal waters in the depression and their catchment by drilling.

Úvod

Žiarska intravulkanická depresia predstavuje geotermicky najpriaznivejšiu a geofyzikálne značne preskúmanú oblasť Západných Karpát (obr. 1). V roku 1971 sme ju komplexne zhodnotili z aspektu vyhľadávania hypertermálnych vôd a doriešenia doteraz neobjasnených geologických a hydrogeologických otázok. Žiarska kotlina tvorí oproti okolitým pohoriam s maximálnou výškou 1300 m n. m. depresiu uprostred neovulkanických pohorí s priemernou výškou 300 m n. m. Tvar kotliny je trojuholníkový. Na západnej strane je kotlina lemovaná pohorím Vtáčnik, zo severovýchodnej strany Kremnickým a z juhovýchodnej strany Štiavnickým pohorím. Povrch kotliny má prevažne hladko modelovaný pahorkatinový reliéf s relatívnymi výškovými rozdielmi, nepresahujúcimi 100 m. Osou hydrografickej siete je rieka Hron, ktorá preteká južným okrajom kotliny v smere SV—JZ (obr. 2).

Po klimatickej stránke je územie charakterizované tzv. kotlinovou klímou. Údolná niva a stred kotliny patria do teplej, mierne vlhkej oblasti a svahy okolitých pohorí do oblasti mierne vlhkej a vlhkej. Priemerná ročná teplota vzduchu za obdobie rokov 1901—1950 je 8 °C a priemerný ročný úhrn zrážok 700 mm.

Geologicko-tektonická charakteristika neogénnej výplne

Žiarska kotlina je vytvorená zo sedimentov neogénu a zo všetkých strán je lemovaná komplexom neovulkanických hornín, z ktorých sa skladajú hlavné časti okolitých pohorí.

Vulkanizmus a jeho produkty v širšom okolí skúmanej oblasti (obr. 2) sa vyznačujú radom špecifických zákonitostí. Produkty prvých prejavov vulkanickej činnosti na tomto území nie sú známe (prvá ryolitová a prvá andezitová fáza v zmysle M. Ku-

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava
** Geofyzika, n. p. Bratislava-Prievoz, Strojnícka ul.

thana 1963). Prvé produkty vulkanickej činnosti sú vytvorené z ryolitov (2. ryolitová fáza), ktoré vyvreli pravdepodobne v strednom a na báze vrchného tortónu (M. Kuthan 1963). Na povrchu sú známe v oblasti Vtáčnika pri Novej Lehote, kde tvoria extruzívne telesá a analogicky sa k nim priraďujú aj ryolity zachytené vrtom Kríž-1 v hĺbke 848,40—1002,20 m v strednej časti Žiarskej kotliny (J. Seneš 1955). Nedá sa vylúčiť možnosť, že v podloží týchto ryolitov v Žiarskej kotline sú vyvinuté aj staršie vulkanické členy. Ryolit netvorí súvislú polohu na báze neogénu Žiarskej kotliny, ale pravdepodobne iba extruzívne telesá, nakoľko vrt JP-1 (Jastrabá) až do podložia ryolit nezachytil.

Po prejavoch tohto acidného vulkanizmu sa vo vrchnom tortóne vulkanizmus aktivoval podľa zlomov sv.-jz. smeru (M. Kuthan 1963) a pretrvával až do spodného sarmatu. V okolí Žiarskej kotliny sa prejavil prevažne erupciami pyroxenických andezitov s akce-



Obr. 1 Situačná mapa Žiarskej kotliny

sorickým biotitom a premenlivým obsahom amfibolu za vzniku značného množstva vulkanoklastického materiálu. Tieto produkty ležia bezprostredne na predneogénnom substráte v centrálnych častiach pohorí lemujúcich Žiarsku kotlinu. Charakteristickým znakom andezitového vulkanizmu je stratovulkanická stavba s veľkou prevahou vulkanoklastického materiálu nad lávovými prúdmi. Vulkanoklastický materiál je vytvorený prevažne z aglomerátov až tufov. V blízkom okolí Žiarskej kotliny sú v nich zastúpené polohy pelitických až psamitických tufitov, ktoré majú vo zvýšenej miere znaky vrstevnatosti. Tieto erupcie predstavujú najväčšiu vulkanickú aktivitu tejto oblasti a produkty týchto erupcií vytvárajú prevažnú časť vulkanického komplexu v okolitých pohoriach Žiarskej kotliny. Ku koncu erupcií druhej andezitovej fázy došlo k výlevom amfibolicko-pyroxenických andezitov prevažne vo forme menších lávových prúdov a extrúzií a vytvoril sa pyroklastický materiál prevažne v aglomeratickom vývoji. Sú vyvinuté na oboch stranách strednej časti Kremnického pohoria, vo Vtáčniku, v oblasti Hrabičova a Župkova a pri Jalnej v severných výbežkoch Štiavnického pohoria. Neskôr nastali erupcie tretej andezitovej fázy, ktorej produkty ležia jednak na produktoch druhej andezitovej fázy a jednak na predneogénnych útvaroch štiavnického ostrova (mezozoikum, eocén), čo značí, že pred erupciami tretej andezitovej fázy tu boli predneogénne útvary

obnažené. Vytvorené horniny majú zloženie amfibolicko-biotitických andezitov, ktoré v dôsledku vysokej viskozity láv vytvárajú prevažne kopovité telesá. Vulkanická činnosť mala silný explozívny charakter. Eruptujúce telesá sa preto rozprášili do vzduchu a uložili sa miestami vo vodnom prostredí (Jastrabská kotlina), miestami na suchej zemi. Popri týchto andezitoch sa vytvorili dacity, ktoré sú v predmetnom území zastúpené podradne vo forme dajok.

Na sklonku tretej andezitovej fázy sa aktivuje mohutná vulkanická činnosť, ktorá bola vyčlenená ako štvrtá andezitová fáza (J. Forgáč, K. Karolus, E. Karolusová, V. Konečný, M. Kuthan 1968). Je reprezentovaná erupciami pyroxenického andezitu a vyznačuje sa stratovulkanickou stavbou. Produkty tejto fázy sú vyvinuté v Štiavnickom (J. Forgáč 1968) aj v Kremnickom pohorí (F. Fiala 1961). Svojou mohutnosťou tieto erupcie možno porovnať s druhou andezitovou fázou.

V priebehu neogénneho vulkanizmu intermediárne členy vystriedal kyslý vulkanizmus. Najväčšie nahromadeniny produktov ryolitového vulkanizmu (3. ryolitová fáza — M. Kuthan 1963) sú dnes v južnej časti Kremnického a v severnej časti Štiavnického pohoria (na okrajoch Žiarskej kotliny) vo forme extruzívnych telies a krátkych lávových prúdov stekajúcich do kotliny. V stredných častiach pohorí sa dnes najčastejšie nachádzajú vo forme krátkych žíl a dajok, ktoré predstavujú prevažne prívodné dráhy pôvodných povrchových telies. Ryolitové erupcie sa vyznačovali silnou explozivitou a tvorbou značného množstva pyroklastického materiálu, ktorého časť bola pri explóziách rozprášená do vzduchu a ukladala sa vo vodnom bazéne Žiarskej kotliny, v jej vrchných častiach.

V závere vulkanickej činnosti nastala erupcia bazaltoidných andezitov v oblasti Žiar nad Hronom, Jastrabá a Bartošová Lehôtka. Centrum erupcií bolo južne od Jastrabej, v oblasti Ostrej hory (F. Fiala 1957, 1961). Vytvorili sa efuzívne kopy, lávové prúdy a žily. Od ukončenia erupcií vulkanický komplex podľahol značnej deštrukcii.

Sedimenty neogénu tvoria značnú časť výplne depresie. Sedimentárny a vulkanosedimentárny komplex rozčleňuje M. Pulec (1966).

Za podložie sladkovodných sedimentov Žiarskej kotliny M. Pulec (1966) považuje ryolity zastihnuté vrtom Kríž-1 v hĺbke 848,40 m, ktoré stratigraficky prináležia vrchnému tortónu (2. ryolitová fáza). Na základe poznatkov J. Gašparíka (1969) z Hornonitrianskej kotliny predpokladáme, že v hlbších častiach Žiarskej kotliny sú vyvinuté aj staršie členy neogénu ako vrchný tortón, hoci o ich prítomnosti dnes nemáme priame dôkazy. Sedimentácia v nadloží ryolitov začína ryolitovými tufmi a tufitickými pieskovcami, ktoré prechádzajú do svetlosivých ílov, nepravidelne sa striedajúcich s piesčitými ílmi a tufitickými pieskovcami s ojedinelými preplástkami lignitického uhlia. Pri porovnaní vrtov Kríž-1 a Trubín-1 je zrejmé, že v západnej časti kotliny prevláda pelitickejší vývoj ako vo východnej časti. Stratigraficky je toto súvrstvie zaradené do vrchného tortónu až spodného sarmatu. Súvrstvie je v strednej časti kotliny hrubé asi 500 m. Vo vyšších častiach leží ílovito-piesčité súvrstvie s prevahou ryolitových tufitov (od 383,7 m — M. Pulec 1966), ktoré smerom do nadložia nadobúda prevahu (sarmat—tortón). V najvrchnejšej časti tohto súvrstvia prevládajú andezitové tufity.

Na severnom a južnom okraji Žiarskej kotliny vystupujú na povrch limnokvarcity. Sprievodnými horninami limnokvarcitov sú pemzové tufy, tufity, bentonity a íly. Tvorba limnokvarcitov je geneticky spätá s erupciami ryolitu (sarmat—panón).

Najmladším sedimentárnym členom Žiarskej kotliny je štrkopiesčité súvrstvie s polohami ílov. Pre toto súvrstvie je charakteristické vykliňovanie vrstiev a časté krížové zvrstvenie. Najmarkantnejšie je vyvinuté v okolí Viesky. Stratigraficky je zaraďované do pliocénu.

Žiarska kotlina v oblasti stredoslovenských neovulkanitov predstavuje rozsahom najväčšiu a najhlbšiu depresiu priekopového charakteru. Vzhľadom na okolité vulkanické pohoria je zo všetkých strán tektonicky obmedzená (obr. 2). Vulkanické komplexy, ktoré ohraničujú Žiarsku kotlinu, stupňovite poklesávajú podľa jednotlivých tektonických systémov do intravulkanickej depresie. Najvýraznejšie sú hlavné tektonické systémy sv.—jz. smeru s premenlivým odklonom na sever, ktoré v centrálnej časti Kremnického pohoria nadobúdajú takmer severojužný smer (J. Forgáč et al. 1969). Západne od kotliny v centrálnej časti pohoria Vtáčnik prebieha mohutný novobansko—kľakovský S—J zlom, podľa ktorého poklesávajú východné svahy pohoria smerom k západnému okraju kotliny. Tento zlom slúžil ako výstupová dráha ryolitovým erupciám. Ďalší zlom SSV—JJZ smeru oddeľuje žiarsku depresiu od vulkanického komplexu pohoria Vtáčnik. Obidva zlomy majú hlboké založenie, pričom prvý z nich bol aktívny v priebehu neogénneho vulkanizmu. Na východnej strane je Žiarska kotlina obmedzená výrazným, hlboko založeným sv.—jz. zlomovým pásmom, ktoré v južnej časti územia presekáva predneogénne útvary štiavnického ostrova. Výrazný zlom v tomto pásme prebieha zo Štiavnického pohoria do Kremnického pohoria (sklenoteplicko-ihračský). Sprevádza ho niekoľko čiastkových zlomov paralelného smeru. Na tomto zlomovom pásme vystúpili pyroxenické andezity, ktoré ho miestami vyznačujú dajkami. Zo severnej strany je Žiarska kotlina vzhľadom na Kremnické pohorie ohraničená taktiež mohutným ZSZ—VJV zlomovým pásmom. Poklesávanie Kremnického pohoria podľa tohto zlomového systému bolo overené napr. vrtom JP-1 pri Jastrabej. Na tomto zlomovom pásme, najmä na križovaní so severojužnými zlomami zasahujúcimi sem z centrálnej časti Kremnického pohoria, vystúpili na povrch ryolity. Rovnako na južnej strane je kotlina obmedzená tektonikou hronského prelomu idúcou severným úpätím Štiavnického pohoria, kde obmedzuje štiavnický ostrov zo severnej strany. Tento spolu s vulkanickým komplexom poklesáva do Žiarskej kotliny. Uplatňujú sa pritom čiastkové zlomy. Výrazným zlomom smeru SV—JZ v Štiavnickom pohorí je považanská porucha, ktorá obmedzuje štiavnický ostrov na západnej strane (L. Rozložník 1966).

Žiarska kotlina podľa uvedených zlomových systémov začala vznikať v tortóne (J. Seneš 1955). S ohľadom na vzťah vulkanitov a sedimentov neogénu jej základ bol daný pred erupciami hlavných vulkanických más, resp. na začiatku druhej andezitovej fázy. Neovulkanický komplex v centrálnych častiach okolitých pohorí (Vtáčnik, Kremnické a Štiavnické pohorie) leží totiž priamo na predneogénnych útvaroch, kým na okrajoch Žiarskej kotliny (J. Forgáč 1969, 1971) produkty druhej fázy a mladšie vulkanity sa striedajú so sladkovodnými sedimentmi v celom profile až na bázu kotliny (J. Forgáč 1971) vo forme lávových prúdov a vulkanoklastického materiálu. Z toho sa dá usudzovať, že sedimenty neogénu zo Žiarskej kotliny zasahujú značne hlbšie do okolitého vulkanického komplexu, ako je jej ohraničenie na povrchu (J. Forgáč 1969), kde sa striedajú s produktmi vulkanickej činnosti.

To znamená, že Žiarska kotlina sa začala tvoriť pred erupciami druhej andezitovej fázy a súčasne poklesávala v priebehu vulkanickej činnosti. M. Pulec (1966) predpokladá, že najintenzívnejšia subsidencia kotliny bola na rozhraní tortónu a sarmatu a neskôr v spodnom sarmate. V pliocéne sa kotlina postupne vyzdvihuje.

Štruktúrno-litologická charakteristika podložia

O predneogénnom podloží Žiarskej kotliny nemáme priamych dát, pretože dosiaľ sa tu neurobil žiaden štruktúrny vrt, ktorý by ho zastihol. O jeho charaktere môžeme usudzovať len z veľmi širokého okolia Žiarskej kotliny, kde predneogénne útvary vystupujú na povrch, alebo boli zastihnuté vrtmi.

Predneogénne útvary vystupujú južne od Žiarskej kotliny v štiavnickom ostrove, ktorý tvorí podstatnú časť morfologickej elevácie podložia, označenej ako rudniansky chrbát (obr. 3a). Na stavbe tohto ostrova sa zúčastňuje kryštalinikum, obalová séria mezozoika, granodiorit-dioritové intrúzie a chočský prírkov. Kryštalinikum je zastúpené kryštalickými bridlicami a biotitickými granitmi. V kryštalických bridliciach sa vyskytujú migmatity, pararuly, svory a fylity. Kryštalické bridlice sú svojím vývojom analogické s veporským kryštalinikom a predstavujú jeho pokračovanie pod neovulkanity. Ďalším členom kryštalinika je biotitický granit, označovaný tiež ako vyhniansky drvený biotitický granit (J. Šalát 1954). Podľa petrografického a chemického zloženia sa blíži veporidným žulám, najviac žule hrončockého typu. Najviac je rozšírený v oblasti Zlatého vrchu. V severnej časti štiavnického ostrova, najmä v okolí Sklených Teplíc sa zúčastňuje na stavbe mezozoikum, ktorého pozíciu autori chápu rôzne. Začína spodnotriasovými lavicovitými hrubozrnnými kremencami, ktoré v nadloží prechádzajú do kvarcitických a pestrých piesčito-ílovitých bridlíc. Nad nimi leží súvrstvie triasových dolomitov. Miestami sa v podloží dolomitov vyskytujú tmavosivé až čierne, často hrubokryštalické vápence (M. Maheľ 1951). V nadloží dolomitov vystupuje pestré súvstvrie piesčitých a červených fylitizovaných bridlíc s polohami pieskovcov a dolomitov. Toto súvrstvie zastupuje zrejme karpatský keuper. Vyššiu časť mezozoického súvrstvia tvorí komplex doskovitých kryštalických vápencov s vložkami fylitizovaných bridlíc. V spodnej časti prevládajú sivé až tmavé vápence, ojedinele s rohovcami, vyššie svetlé až biele vápence. Toto súvrstvie patrí do jury až spodnej kriedy. Najvyšším súvrstvím sú tmavosivé bridlice s polohami piesčitých vápencov (stredná krieda — alb). Celé súvrstvie je epizonálne metamorfované. Príslušnosť mezozoického súvrstvia k určitej tektonickej jednotke nechápu autori jednotne. L. Rozložník (1966) a M. Maheľ (1967) pokladajú toto súvrstvie za súčasť krížňanského príkrovu. Podľa pozície tohto súvrstvia na kryštaliniku, litologického charakteru, najmä strednej časti súvrstvia, ako aj epizonálnej metamorfózy sa domnievame (O. Fusán 1971), že ide o ekvivalent série Veľkého Boku, čiže o obalovú sériu podložného kryštalinika. Na základe toho predpokladáme, že štiavnický ostrov je pokračovaním severnejších veporidných zón na západ, a to buď kraklovskej alebo ľubietovskej zóny.

Južnú časť ostrova tvorí chočský príkrov. Najviac je tu rozšírený jeho spodný člen — melafýrová séria. Začína karbónom ktorý je zastúpený sivými a tmavými bridlicami s polohami sľudnatých pieskovcov, arkózami a zlepencami. Viac je rozšírené súvrstvie permu, a to jemnozrnné kremité pieskovce a pestré bridličnato-pieskovcové súvrstvie s polohami melafýrov. Spodný trias melafýrovej série je vytvorený z kremencov, pestrých bridlíc a najmä zo sľudnatých bridlíc s polohami slienitých vápencov. Stredný trias chočského príkrovu rozšírený východne od Vyhieň je zastúpený najmä sivými dolomitmi.

Tektonické pomery štiavnického ostrova sú značne zložité. Kryštalinikum i obalová séria sú silne prevrásnené a vrstevné sledy sa miestami nad sebou niekoľkokrát opakujú. Taktiež biotitický granit bol od svojho podkladu odtrhnutý, zošupinovatený, takže miestami leží na kryštalických bridliciach, prípadne na spodnotriasových kremencoch.

Chočský príkrov taktiež tvorí niekoľko šupín. V dôsledku mladšej tektoniky tento ostrov predstavuje hrásť pretiahnutú sv.-jz. smerom, ktorá stupňovite poklesáva na JV i SZ.

Západne od Žiarskej kotliny bolo podložie zastihnuté v niekoľkých vrtoch v severnej časti Vtáčnika. Pod neovulkanickým komplexom podložie tvorí melafýrová séria, t. j. súvrstvie pestrých bridlíc s polohami pieskovcov, prípadne arkóz. Pretože melafýrová séria sa vyskytuje i pri sv. obmedzení Tríbča, kde sa norí pod neovulkanity, je oprávnený predpoklad, že tvorí v prevažnej miere podložie neovulkanitov v celom pohorí Vtáčnik.

Východne od Žiarskej kotliny bolo podložie zastihnuté vo vrte pri Jastrabej, kde sa pod neovulkanickým komplexom nachádza taktiež melafýrová séria.

Severne od Žiarskej kotliny bolo podložie zistené vrtom situovaným západne od Kremnice, kde pod neovulkanitmi leží karbonátové súvrstvie.

Na základe týchto dát môžeme urobiť len hrubú predstavu o stavbe predterciérneho podložia Žiarskej kotliny (obr. 3a, 3b). Keď na základe uvedených výskytov jednotlivých súvrství extrapolujeme ich priebeh, prichádzame k záveru, že väčšiu časť podložia Žiarskej kotliny vytvára melafýrová séria. Miestami na nej môžeme očakávať karbonátové trosky, majú však malý rozsah. Karbonátové súvrstvia mezozoika sú pravdepodobne vyvinuté na juhovýchodnom okraji Žiarskej kotliny, asi v priestore Lehotka n. Hronom—Žiar n. Hronom, kam by zasahovalo z rudnianskeho chrbta.

Podobné karbonátové súvrstvie mezozoika možno očakávať pri S a SV okraji Žiarskej kotliny, kam by zasahovalo z malachovsko-lieskovského chrbta.

V podloží melafýrovej série, ktorá tu môže mať hrúbku až 1000 m, možno očakávať karbonátové súvrstvie krížňanského príkrovu alebo obalovej série, miestami však i priamo kryštalinikum, resp. granodiorit-dioritové intrúzie. Je veľmi pravdepodobné, že na predterciérnom podloží Žiarskej kotliny leží centrálno-karpatský paleogén, vytvorený najmä z bazálneho súvrstvia.

V predterciérnom podloží sú vyvinuté najmä zlomové systémy, obmedzujúce kotlinu na jej okrajoch (obr. 3a, 3b).

Poznatky geofyzikálneho výskumu

Širšie okolie Žiarskej kotliny bolo preskúmané pomocou geofyzikálnych metód (obr. 4). Hlavnou metódou vzhľadom na riešenie danej problematiky bola gravimetria spracovaná do mapy reziduálnych tiažových anomálií veľkého polomeru vystredenia (obr. 5a) a mapy intenzity horizontálnych tiažových gradientov* (obr. 5b; L. Zbořil 1971). Výsledky gravimetrie majú zásadný význam pre sledovanie skrytého reliéfu predneogénneho substrátu, resp. i pre stanovenie hĺbkových parametrov morfologických štruktúr podložia neogénnej vulkanicko-sedimentárnej výplne intravulkanickej depresie a tiež pre sledovanie zlomov, ak podmieňujú výraznejšie hustotné rozhrania.

---

* Kvantitatívna interpretácia tiažových meraní je podaná vo forme geofyzikálnych rezov a schematického modelu podložia žiarskej intravulkanickej depresie (obr. 9, 10a, 10b, 11).

Reflexno-seizmické meranie (R. Pešák in L. Zbořil et al. 1971) sa orientovalo na určenie hĺbok podložia sedimentárnej výplne a na mapovanie priebehu a intenzity zlomovej tektoniky na rozhraní sedimentárneho a vulkanického komplexu (obr. 6). Priebeh seizmických profilov bol orientovaný na základe výsledkov gravimetrie aplikovanej v predchádzajúcej etape geofyzikálneho výskumu (O. Fusán et al. 1969).

Z dôvodu detekcie skrytých bázických telies vo vulkanicko-sedimentárnom a vulkanickom komplexe bola v predmetnom území aplikovaná aeromagnetika. Jej výsledky sú zobrazené v mape ΔT; h = 2000 m n. m. (obr. 7; K. Šalanský 1971). Geoelektrické meranie (obr. 8; J. Májovský 1971) malo väčšinou iba menší hĺbkový dosah (do 500 m). Bolo zamerané na sledovanie litologických zmien vo vrchnej časti neogénnej výplne depresie, pričom získané poznatky sa tiež využili na spresnenie interpretácie tiažových meraní.* Geoelektrika zmapovala priestorové rozloženie neovulkanických hmôt, prejavujúcich sa v gravimetrických mapách lokálnymi anomáliami Δg, resp. Δg′.

Komplexná interpretácia anomálnych fyzikálnych polí bola urobená na základe korelácie nameraných údajov s fyzikálnymi parametrami hornín, a to predovšetkým s objemovými a mineralogickými hustotami, magnetickými susceptibilitami a vektormi remanentnej magnetizácie (L. Husák, O. Orlický in L. Zbořil et al. 1971). Taktiež boli využité údaje o odporových vlastnostiach hornín a o rýchlostiach šírenia seizmických vĺn (J. Hricko, J. Májovský, R. Pešák in L. Zbořil et al. 1971).

Žiarska kotlina sa v mape reziduálnych tiažových anomálií I. rádu (σ = = 2,2 g/cm^3; obr. 5a) prejavuje ako rozsiahla, dosť intenzívna, takmer izometrická depresia anomálneho tiažového poľa; s minimom Δg pri jej severnom okraji (severne od obce Lutila). Jej obmedzenie je výrazne tektonické**. Seizmika dnes okrem mapovania vyššie uvedených zlomových systémov určila i priebeh disjunktívnych porúch v centrálnej časti depresie, pričom stanovila taktiež ich amplitúdu vertikálneho posunu (obr. 6). Pozoruhodný je priebeh zlomu SSV—JJZ smeru, cca na spojnici obcí Horné Opatovce—Ladomerská Vieska—východný okraj Žiaru nad Hronom (skok zlomu je cca 300 m). Predpokladáme, že ide o dislokáciu paralelne prebiehajúcu s okrajovým systémom, ktorý obmedzuje východný okraj depresie od megaštruktúry štiavnického ostrova. Seizmikou detektovanú poruchu môžeme sledovať i na mape Δg_{rez} (obr. 5a) a na geofyzikálnom reze A-A′ (obr. 10a). Úsek regionálneho zlomového systému ohraničujúci západný okraj kotliny od handlovského chrbta (v priestore Jánova Lehota—Horná Ždaňa), zobrazený na schéme časových izochrón (obr. 6), vykazuje amplitúdu poklesu až 800 m, čo je v súhlase s kvantitatívnou interpretáciou tiažových meraní (obr. 10a).

Veľmi zaujímavá je seizmicky zmapovaná porucha SZ-JV smeru, prerušovaná v svojom priebehu opisovanými, takmer meridionálnymi tektonickými systémami. Dislokácia, ktorú môžeme podľa schémy časových izochrón (obr. 6)

---

* Určenie rozličných odporových prostredí prispieva čiastočne k detekcii telies s odlišnými objemovými hustotami, ako je vymedzenie tufitov a jemnozrnných tufov od polôh pevných efuzív, resp. i detekcii extruzív; oproti aeromagnetickému mapovaniu i telies slabo magnetických (acidného zloženia).

** Na tiažových mapách pozorujeme pri jej styku so štiavnickým ostrovom, malachovsko-lieskovským a handlovským chrbtom takmer lineárny priebeh intenzívnych tiažových gradientov, ktoré dosahujú hodnotu až 80 E.

lokalizovať do priestoru Hliník nad Hronom—Horná Ždaňa—Prochoť, podľa mapy ΔT; $h = 2000$ m (obr. 7), pokračuje smerom na Sklené Teplice (porucha ostro ohraničuje prostredie normálne a inverzne zmagnetovaných neovulkanických horninových komplexov). Jej prejav na tiažových mapách nie je príliš zreteľný, nakoľko jej účinok v anomálnom gravitačnom poli značne zastierajú výraznejšie tiažové gradienty vyvolané severojužnými zlomami.

Aeromagnetické mapovanie prispelo značnou mierou k detekcii bázických neovulkanických telies, geoelektrika potom k určeniu ich kyslých diferenciátov spolu s ryolitmi, pokiaľ sa vyskytujú bližšie pri povrchu.* Jedno z týchto skrytých telies bolo aeromagnetikou detektované v priestore Lovčica—Lutila (obr. 7, 10b). Na základe interpretácie máp ΔT ($h = 500$, 2000 m) predpokladá M. Filo (in L. Zbořil et al. 1971), že zdroj magnetickej anomálie predstavuje andezitové teleso skryté pod cca 700 m mocným pokryvom sedimentárnych hornín. Ďalšie skryté bázické neovulkanické telesá boli aeromagnetikou zistené v priestore medzi Hornými Opatovcami, Lovčou a v širšom okolí Hornej Ždane (obr. 7).

Geoelektrické rezy škonštruované na základe interpretácie vertikálnej elektrickej sondáže (obr. 8; J. Májovský in L. Zbořil et al. 1971) prispeli okrem spresnenia tektonickej hranice medzi intravulkanickou depresiou a neovulkanickým komplexom pohoria Vtáčnik (profil Z-XI-XII) k mapovaniu niektorých extruzívnych neovulkanických telies. Zvlášť významná je detekcia hĺbkového pokračovania ryolitového telesa pri JV okraji depresie južne od Hliníka nad Hronom (profil Z-IX-X). Výrazné odporové inhomogenity boli zistené i v profiloch Z-III-IV. Prostredia vyšších špecifických odporov zmapované geoelektrikou v priestore medzi Lutilou, Trubínom a Kosorínom zodpovedajú asi ryolitovým telesám uzatvoreným v odporovo málo výraznom sedimentárnom prostredí.

Na základe údajov o hĺbkach neovulkanického podložia (získaných z geofyzikálnych rezov s čiastočným použitím výsledkov seizmických meraní, vertikálnej elektrickej sondáže a aeromagnetického mapovania) bol vyhotovený schematický model predterciérneho podložia vulkanicko-sedimentárnej výplne žiarskej intravulkanickej depresie (obr. 11, L. Zbořil 1971).** Podľa schematického modelu je zrejmé, že najväčšiu hĺbku dosahuje intravulkanická depresia v priestore severne od obce Slaská (2600 m).

Geotermická charakteristika a bilancia

Geotermický výskum Žiarskej kotliny nebol doteraz urobený. Hrubú predstavu o geotermických pomeroch nám poskytujú len merania geotermického stupňa vo viacerých vrtoch v oblasti stredoslovenských neovulkanitov (6).

---

* Geofyzikálna detekcia neovulkanických extruzívnych telies, resp. priestorovej akumulácie efuzívnych hmôt je veľmi dôležitá pri situovaní hydrogeologických vrtov.

** Pre zostrojenie modelu predneogénneho substrátu depresie bola na interpretáciu tiažových meraní použitá priama úloha gravimetrie pri ktorej bol počítaný tiažový účinok nepravidelného telesa. Pre modelovanie sa tiež aplikovala numerická integrácia podľa metódy Talwani—Ewing (1960). Pri výpočte (J. Plančár 1971) boli zvolené pre jednotlivé vrstvy telesa (predstavujúce vulkanicko-sedimentárnu výplň žiarskej intravulkanickej depresie) hustoty odvodené pre príslušné litologické prostredia s prihliadnutím k odhadnutému hĺbkovému hustotnému gradientu.

Priemerný geotermický stupeň z týchto meraní je zhruba 20 m/1 °C (L. Škvarka 1969). Geotermický gradient má potom hodnotu 0,05 °C/1 m, resp. 50 °C/1000 m. Presné geotermické hodnoty z tejto kotliny v profile terciérnej výplne a jej podložia možno zistiť len pomocou hlbinného vrtu. Pri južnom okraji kotliny, VJV od Hliníka nad Hronom bol vo vrte HF-1 (obr. 2) zistený geotermický stupeň cca 19,3 m/1 °C. Zemský tepelný tok bol zistený len južne od Žiarskej kotliny v Štiavnických baniach. T. Boldiszár (1964) udáva hodnotu 2,6 μcal/cm².s⁻¹., čo je hodnota v porovnaní so svetovým priemerom ($q = 1{,}58$ μcal/cm².s⁻¹., LEE W. H. K. and UYEDA S., 1965) pomerne vysoká. Na základe tejto hodnoty, priemernej ročnej teploty vzduchu a veľkosti plochy depresie môžeme podať približnú geotermickú bilanciu. Pre výpočet plochy depresie nám slúži jej schematický model (obr. 11). Do bilancie zahrnutú plochu obmedzuje izočiara hĺbky predterciérneho podložia 2000, ktorej odpovedá ložisková teplota vody cca 108 °C. Bilanciu uvádza tab. 1.

Z tabuľky vidieť, že z geotermického hľadiska možno z uvedenej plochy získať cca 20 l/s vody s teplotou 100 °C v ústí vrtu. O skutočnom množstve

Geotermická bilancia

tab. 1

Štruktúra	Zberná plocha zemského tepla	Zemský tepelný tok	Množstvo zemského tepla	Teplota termálnej vody	Teplota obyčajnej vody	Množstvo vody ohriatej na 108 °C
	F	q	$\Sigma q = Fq$	T	t	$Q = \frac{\Sigma q}{T - t}$
žiarska depresia	km²	kcal/m².s⁻¹	kcal.s⁻¹	°C	°C	l/s
	78	$2{,}6.10^{-5}$	2028	108	8	cca 20

vody však rozhodujú hydrogeologické podmienky. V prípade získania väčšieho množstva cca 100 °C teplej vody sa vytvorí rozsiahlejšia depresia v zemskom tepelnom poli, a to hlavne v smere prítoku vôd.

Väzba termálnych vôd na štruktúry podložia

Blízke okolie Žiarskej kotliny je pomerne bohaté na termálne vody. Objavujú sa v prirodzených výveroch v miestach otvorených štruktúr alebo v štruktúrach zakrytých banskými dielami a vrtmi. Prirodzené pramene (obr. 2, 3) vyvierajú na JV okraji kotliny vo Vyhniach a Sklených Tepliciach. Boli objavené pri banských prácach na sz. okraji kotliny v Handlovej. Na sv. okraji ich zachytil podzemný vrt v Kremnici. Zachytili ich tiež vrtné práce v Kováčovej v Zvolenskej kotline, ktorá leží cca 20 km východne od Žiarskej kotliny. Prehľad vyššie spomínaných lokalít je uvedený v tabuľke 2.

Termálne vody uvedených lokalít sú viazané na vápencovo-dolomitické

Lokalita zdroj	dátum odberu	výdatnosť l/s	teplota vody °C	voľný CO_2 mg/l	celková miner. g/l
1	2	3	4	5	6
Vyhne vrt H-1	6. X. 1967	6	35	197,4	1,02
Sklené Teplice ST-1	25. X. 1967	15	52,5	288,0	2,50
Handlová vých. šachta II. etáž	2. XII. 1969	5	33	107,4	2,01
Kremnica vrt KŠ-1	23. X. 1968	37	48	57,2	1,59
Kováčová vrt K-1	12. X. 1967	50	48,5	695,0	2,78

komplexy stredného a vrchného triasu, ktorý tvorí podložie neovulkanitov. Toto horninové prostredie sa odráža v chemizme teriem. Ako vidieť z tabuľky 2 ide o slabo mineralizované termy (M = 1—2 g/l) kalcium-magnézium-sulfátovo-bikarbonátového typu. Sú to tzv. sádrovo-zemité termy, typické pre termy viazané na triasové karbonáty Západných Karpát. Vyluhovaním sádrovcov viazaných na podložné verfénske a nadložné keuperské sedimenty sa získavajú sírany (M. Maheľ 1952). Sírany môžu pochádzať aj z pyritov rozptýlených na zlomoch neovulkanitov.

Podložie Žiarskej kotliny je súčasťou intenzívnej morfologickej depresie, tzv. žarnovickej (obr. 3a) SV-JZ smeru (O. Fusán et al. 1969). Predstavuje jednu z dvoch hlavných hydrogeologických štruktúr v oblasti stredoslovenských neovulkanitov (O. Franko — L. Zbořil 1969). Súčasťou štruktúry sú aj do nej zapadajúce svahy podložných okrajových chrbtov (elevácií), ktoré ju zo všetkých strán obmedzujú. Tak na SZ je to handlovský chrbát, na SV malachovsko-lieskovský chrbát, na juhovýchode rudňanský chrbát a na juhozápade obycká rázsocha. Akumulácia termálnych vôd je viazaná na depresiu a výstup termálnych vôd na elevácie. Vlastná depresia predstavuje zakrytú štruktúru, v ktorej termálne vody nevyvierajú, ale možno ich získať vrtmi (napr. Zvolenská kotlina — Kováčová). Prirodzené vývery sú viazané na otvorené štruktúry (rudňanský chrbát, jeho SV časť vychádza na povrch), v ktorých triasové karbonáty vystupujú z podložia na povrch (Sklené Tep-

v okolí žiarskej depresie*

tab. 2

iónové zloženie mg/l							typ chemizmu
Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	> 12,5 mg ekv. % Σ katiónov / > 12,5 mg ekv. % Σ aniónov
7	8	9	10	11	12	13	
24,60	16,10	43,29	171,94	5,60	229,67	527,65	$\frac{Ca_{31}\ Mg_{12,9}}{HCO^3_{31,5}\ SO^4_{17,4}}$
22,60	11,40	107,40	525,05	2,65	1483,87	335,50	$\frac{Ca_{35,6}\ Mg_{12}}{SO^4_{42,3}\ (HCO^3_{7,5})}$
71,80	20,00	102,14	328,66	10,30	941,10	527,65	$\frac{Ca_{28,5}\ Mg_{14,6}}{SO^4_{34,2}\ HCO^3_{15}}$
45,20	11,40	62,87	292,38	3,67	773,62	384,30	$\frac{Ca_{31,9}\ Mg_{11,3}}{SO^4_{35,4}\ HCO^3_{13,9}}$
35,60	19,20	133,76	521,04	4,07	1320,03	732,00	$\frac{Ca_{32,9}\ Mg_{13,9}}{SO^4_{34,6}\ HCO^3_{15,1}}$

* Analýzy vôd sú z rukopisov GÚDŠ v Bratislave

lice), alebo tesne pod povrch (Vyhne). Podobne sú termy viazané na skryté morfologické elevácie, kde ich možno nájsť banskými dielami (handlovský chrbát — Handlová), alebo vrtmi (malachovsko-lieskovský chrbát — Kremnica). Podmienkou výstupu teriem v skrytých elevá̋ciách alebo vývervov v otvorených elevá̋ciách sú zlomové systémy obmedzujúce a porušujúce tieto štruktúry. Ako vidieť na obr. 3a všetky uvedené elevácie sú na okrajoch depresie obmedzené zlomami. Pre výstup termálnych vôd je dôležitý styk regionálneho zlomového systému už s uvedenými zlomami. Takýmto zlomovým systémom v oblasti žiarskej depresie je tzv. zázrivsko—budapeštiansky zlomový systém (D. Kubíny 1962), prebiehajúci po okrajoch depresie v SSV-JJZ smere a porušujúci všetky štruktúrne formy.

Ako sme už uviedli, termálne vody sú viazané na vápencovo-dolomitické triasové komplexy. Tieto karbonáty majú dvojakú funkciu. Na severnom okraji neovulkanitov Kremnického pohoria (severne od Žiarskej kotliny, kde vychádzajú na povrch) predstavujú infiltračné oblasti a v podloží neovulkanitov tvoria spolu s význačnými tektonickými líniami prostredie ich obehu a súčasne drenujú vody vlastných neovulkanitov. Cirkulácia vôd je v infiltračných oblastiach usmerňovaná kriedovými štruktúrnymi formami (synklinálami a antiklinálami) smeru SV-JZ a na ne priečnymi depresiami, v podloží neovulkanitov morfologickými popaleogénnymi formami (depresiami a elevá̋ciami) a regionálnymi neogénnymi zlomovými systémami.

Hydrogeologická charakteristika podložia

Z hornín, ktoré tvoria podložie terciérnej výplne depresie, sú pre akumuláciu a obeh vody najpriaznivejšie triasové vápence a dolomity. Tieto sedimenty obsahujú puklinovo-pórovú termálnu vodu s napätou hladinou. Pre akumuláciu a obeh vody sú najpriaznivejšie zlomy, resp. poruchové zóny vo vápencoch a kaverny. Z karbonátov sú pre vodu priepustnejšie dolomity, pretože sú krehkejšie, takže voda je v nich akumulovaná vo väčšom množstve, a to i v drobnom systéme puklín, ktorými sú dolomity porušené. Niekedy je stupeň porušenia taký veľký, že dolomity sú rozpadnuté až na dolomitový piesok. S ohľadom na krehkosť dolomitov sú v nich aj poruchové zóny omnoho širšie ako vo vápencoch. Údajov o priepustnosti dolomitov a vápencov z podložia terciérnych sedimentov je u nás pomerne málo. Podľa Schoelera (1962) vápence majú pórovitosť 4,5—10,6 % a dolomity pórovitosť 1,00—22,00 %. Kolčeva (1964) udáva podobne pre vápence a dolomity pórovitosť od 1,3 do 7,8 %, v prevažnej miere však neprevyšuje 2—4 %. Podľa A. G. Maksimoviča (1959) majú pórovité vápence a dolomity pórovitosť 5 %. Podľa A. M. Ovčinikova (1959) je pre silne rozpukané a skrasovatené horniny udávaný koeficient filtrácie s hodnotou 10^{-4} m/s. V lokalite Bojnice (O. Franko 1970), kde vyvierajú prirodzené termálne pramene, sme vrtnými prácami zistili v karbonátoch podobné hodnoty koeficientu k. Tieto hodnoty svedčia o strednom až vysokom zvodnení karbonátov.

Predpokladáme, že termálne vody sa budú vyskytovať i v priepustných horizontoch terciérnej výplne. Tieto sedimenty môžu byť doplňované vodami okolitých vulkanických pohorí, ale aj z karbonátov v podloží vulkanitov v týchto pohoriach, a to laterálnou dotáciou. Ich množstvo, hĺbku, mocnosť a priepustnosť v súčasnej dobe nepoznáme.

Návrh na realizáciu hlbinných vrtov

Z doteraz uvedeného vidieť, že mnohé údaje o Žiarskej kotline nie sú známe. Nie sú overené hlbšie neogénne sedimenty, sedimenty paleogénu a mezozoika, hĺbka a mocnosť jednotlivých druhov sedimentov, ich zvodnenie (filtračné parametre), hydraulické parametre, geotermické údaje, fyzikálne a chemické vlastnosti termálnych vôd a ich režim. Nevieme, či termálne vody sú doplňované zrážkami, alebo či ide o uzavretú štruktúru. Uvedené otázky s ohľadom na doterajšie poznatky získané geologickými, geofyzikálnymi, hydrogeologickými a vrtnými prácami môžu objasniť už len hlbinné vrty. (Možnosťami navŕtania termálnej vody v Žiarskej kotline sa zaoberali v r. 1967 A. Porubský — Z. Holéczyová. Pre nedostatok podkladov sa však vrty neuskutočnili).

Cieľom vrtov je okrem overovania uvedených údajov aj zachytenie termálnej vody. V prípade priaznivého zvodnenia terciérnych sedimentov alebo mezozoických karbonátov, resp. tektonických porúch, by sa vrty mali vystrojiť ako ťažobné vrty na termálnu vodu.

S ohľadom na vyššie uvedené ciele je potrebné situovať vrty tak, aby spĺňali nasledovné kritéria:

— overili Žiarsku kotlinu s ohľadom na doteraz nepoznané geologické a hydrogeologické problémy v optimálnom mieste;

— zastihli čo najviac porušené karbonáty, nakoľko v nich je možno získať najvýdatnejší prítok termálnej vody;
— zastihli termálnu vodu s čo najvyššou ložiskovou teplotou;
— aby z vrtov nastal prirodzený preliv termálnej vody s čo najvyšším tlakom v ústí vrtu.

Ako kritériá tlakov nám môžu slúžiť statické hladiny termálnych vôd z vrtov v Sklených Tepliciach (V. Struňák 1966) a Kremnici (M. Böhmer — L. Škvarka 1970). Údaje sú uvedené v nasledujúcej tabuľke 3.

tab. 3

Lokalita	Vrt	Kóta vrtu	Kóta statickej hladiny	Statická hladina v m nad terénom	Tlak na ústi vrtu v kp. cm²
Kremnica	KŠ-1	265,5	425,5	160,0	16,0
Sklené Teplice	ST-1	352,0	361,0	9,0	0,9

— aby vrty boli, pokiaľ je to možné, čo najmenej hlboké. Horninové prostredie s teplotou asi 100 °C je v hĺbke približne 2000 m;
— aby boli, pokiaľ je to možné, čo najbližšie k miestu spotreby (Žiar nad Hronom).

Uvedeným kritériám vyhovujú v Žiarskej kotline tri predpokladané oblasti (čiastkové štruktúry).

Prvou oblasťou je centrálna časť depresie (obr. 9, 10a, 11). Na tomto území v najhlbšej časti kotliny je najlepšia možnosť overiť hlbšiu časť neogénnej výplne depresie, paleogén a predterciérne podložie. S ohľadom na vyhľadávanie teriem nie je však táto oblasť najvýhodnejšia, nakoľko sa predpokladá, že v podloží terciéru je zastúpená melafýrová séria o mocnosti až 1000 m (obr. 3a, 3b). Na druhej strane je však možné, že v podloží tejto série sú zastúpené karbonátové členy mezozoika, v ktorých sú akumulované termálne vody. Nedá sa však vylúčiť, že melafýrová séria leží priamo na predmezozoických útvaroch. Z aspektu termálnych vôd je v centrálnej depresii najpriaznivejší jej juhovýchodný okraj, a síce územie medzi Lutilou a Žiarom nad Hronom. Vrt navrhujeme situovať pri západnom okraji Žiaru nad Hronom, pretože v tejto časti v podloží neogénu prebieha zlom, paralelný s regionálnym zlomovým systémom v smere SV—JZ (obr. 9, 10b). Nakoľko v tomto priestore (pod terciérnou výplňou depresie) nie je celkom možné vylúčiť prítomnosť karbonátového mezozoika zasahujúceho sem zo štiavnického ostrova, je potom pravdepodobné, že v ňom a zvlášť v hore uvedenom poruchovom pásme sú akumulované termálne vody.

Predpokladá sa, že na tomto území je predneogénne podložie v hĺbke cca 2400 m (v najhlbšej časti depresie v hĺbke 2600 m, obr. 11). S ohľadom na predpokladanú mocnosť melafýrovej série (až 1000 m) by bolo potrebné realizovať cca 3500—4000 m hlboký vrt. V tejto hĺbke je teplota horninového prostredia asi 175—200 °C. Nadmorská výška terénu v tomto území je 260—300 m, takže tlak termálnej vody v ústí vrtu v porovnaní s údajmi ST-1 v Sklených Tepliciach by bol asi 6—10 kp/cm².

Druhou oblasťou je územie pri jv. okraji kotliny medzi Hornými Opatov-

cami a Ladomerskou Vieskou (O. Franko — L. Zbořil 1969, obr. 9). Je to do menšej hĺbky poklesnutá medzikryha, susediaca s centrálnou depresiou a vysokou sklenoteplickou kryhou (obr. 10a). Toto územie je geofyzikálne najlepšie preskúmané, a to gravimetricky i geoelektricky v mierke 1:25 000 a 1:10 000 (obr. 9). Stýkajú sa tu regionálne zlomové systémy sv.-jz. smeru. Predneogénne podložie detektované VES (obr. 9c, d) je v poklesnutej kryhe Ladomerskej Viesky v hĺbke asi 1500 m a vo vysokej sklenoteplickej kryhe približne v hĺbke 1000 m (J. Májovský in O. Franko, L. Zbořil 1969). Výsledky VES takmer vylučujú, že by sa v podloží neogénu nachádzalo hrubšie flyšové súvrstvie charakterizované nižšími špecifickými odpormi (melafýrovej série), nakoľko v podloží sa blížia k nekonečnu, čo zodpovedá prítomnosti karbonátov, prípadne granitoidov. Predpokladané karbonáty môžu byť v tejto poklesnutej kryhe regionálnym zlomom sv.-jz. smeru oddelené od karbonátov vo vysokej kryhe, pretože karbonáty obalovej série sú v Sklených Tepliciach hrubé asi 300 m, kdežto výška skoku na zlome zistená VES je približne 500 m. Za tohto predpokladu je pravdepodobné, že režim teriem v poklesnutej kryhe Ladomerskej Viesky a vo vysokej sklenoteplickej kryhe je viac-menej samostatný. Rozhodne sú samostatné teplotné režimy, nakoľko teplota teriem v Sklených Tepliciach (53 °C) je viazaná len na vysokú kryhu, v ktorej sú karbonáty v hĺbke asi 1000 m. Hydraulický vzťah teriem vo vysokej a poklesnutej kryhe sa dá zistiť jedine čerpacou skúškou vo vrte v poklesnutej kryhe a dlhodobým pozorovaním vplyvu odberu termy z poklesnutej kryhy na termy v Sklených Tepliciach. Na základe príkladu zo Zvolenskej kotliny (Kováčová—Sliač) môžeme predpokladať, že určité množstvo vody z poklesnutej kryhy možno odoberať bez ovplyvnenia teriem v Sklených Tepliciach (v Kováčovej je to 50 l/s).

Z hľadiska akumulácie teriem a možnosti ich navŕtania je významná okolnosť, že táto kryha je medzikryhou medzi vysokou sklenoteplickou kryhou a najhlbšou kryhou centrálnej depresie, takže bude tektonicky silne porušená. S ohľadom na hĺbku podložia (cca 1500 m) by bolo potrebné realizovať v tejto kryhe cca 2000 m hlboký vrt. V podloží v hĺbke 1500—2000 m sa teplota horninového prostredia pohybuje v rozmedzí cca 80—100 °C. Nadmorská výška terénu v tomto území je 270—300 m, takže tlak termálnej vody v ústí vrtu v porovnaní s údajmi vrtu ST-1 v Sklených Tepliciach by bol asi 6—9 kp/cm².

Treťou oblasťou je územie pri severnom okraji kotliny, S od obce Lutila (obr. 11). Predpokladáme, že do tejto oblasti zasahuje z centrálnej časti Kremnického pohoria (vrt KŠ-1) mezozoikum obalovej série a príkrovov (obr. 3a). Na základe výsledkov geofyziky sa domnievame, že predneogénne podložie je v hĺbke cca 1800 m. Oblasť S od obce Lutila leží v poruchovej zóne ZSZ—VJV smeru, ktorá prebieha južným okrajom malachovsko-lieskovského chrbta. Hydraulicky je táto oblasť najmenej výhodná, nakoľko nadmorská výška povrchu terénu je nad 425 m, takže by v porovnaní s vrtom KŠ-1 (ustálená hladina 425 m n. m.) z vrtu nenastal prirodzený preliv termálnej vody. Na druhej strane je územie výhodné tým, že by bolo možne zachytiť termálne vody z oblasti Kremnice, ktoré prúdia smerom k okraju Žiarskej kotliny a majú rozsiahle infiltračné oblasti v Kremnickom pohorí a s ním sa stýkajúcej Veľkej Fatre. Taktiež nemožno vylúčiť, že do tejto oblasti zasahuje melafýrová séria. S ohľadom na hĺbku podložia (cca 1800 m) by bolo potrebné realizovať v tejto oblasti vrt hlboký 2300 m a v prípade výskytu melafýrovej série 3300 m. V podloží v hĺbke 1800—2300 m sa teplota horninového prostredia pohybuje v rozmedzí 100—120 °C a v hĺbke 3300 m má asi 170 °C.

Očakávaná výdatnosť a teplota vody

Výdatnosť prirodzených prameňov a vrtov termálnych vôd z triasových karbonátov sa na Slovensku pohybuje zhruba od 5 l/s do 50 l/s. V tomto istom rozmedzí sa pohybuje aj výdatnosť teriem v okolí Žiarskej kotliny (tab. 2). Dôležité je podotknúť, že prirodzené pramene vyvierajú zo zlomov a vrty zachytili termálne vody taktiež väčšinou na zlomoch a v kavernách. V poslednom čase sú však termy zachytené aj v dolomitových masívoch porušených rôznymi systémami puklín. Ide väčšinou o dolomity chočského príkrovu, ktoré sú najviac porušené. Na základe vyššie uvedeného predpokladáme, že i výdatnosť vrtov z karbonátov Žiarskej kotliny sa bude pohybovať v rozmedzí 5—50 l/s.

Teplota termálnej vody prirodzených prameňov z vrtov v okolí Žiarskej kotliny sa pohybuje v rozmedzí 33—53 °C. Podľa priemerného geotermického stupňa 20 m/1 °C a priemernej ročnej teploty 8 °C je hĺbka obehu vôd s uvedenými teplotami cca 500—900 m. Pri geotermickom gradiente 50 °C/1000 m, bude v hĺbke 2000 m ložisková teplota teriem približne 100 °C, v hĺbke 3000 m 150 °C a v hĺbke 4000 m 200 °C.

Zhrnutie

Žiarska kotlina predstavuje na Slovensku najcharakteristickejšiu intravulkanickú depresiu. Preto má táto štruktúra veľmi priaznivé geotermické pomery. V jej okolí sa nachádzajú početné zdroje termálnych vôd. Spomenuté skutočnosti nás priviedli k úvahám o možnosti výskytu hypertermálnych vôd v podloží terciérnej výplne depresie.

Po geologickej a hydrogeologickej stránke je vrtmi overená len vrchná časť jej neogénnej výplne. Doteraz nie je overená hlbšia časť neogénu a jeho podložie, t. j. paleogén a mezozoikum, resp. paleozoikum a kryštalinikum. Taktiež nie sú podrobnejšie známe geotermické pomery. Hĺbku depresie a jej tektoniku určujeme podľa výsledkov geofyzikálnych meraní. Ložiskové teploty vôd odvodzujeme z údajov o geotermickom stupni získaných z meraní vo viacerých vrtoch v stredoslovenských neovulkanitoch. Ďalej predpokladáme, že hypertermálne vody v podloží terciérnej výplne sú viazané na triasové karbonáty, tak ako vývery termálnych vôd na okraje depresie. Usudzujeme, že jedným vrtom možno získať termy s výdatnosťou 5—50 l/s. V takomto rozmedzí sa pohybuje výdatnosť prameňov a vrtov v okolí kotliny. Po zhodnotení všetkých doteraz známych údajov z aspektu vyhľadávania hypertermálnych vôd sme vytypovali tri vhodné čiastkové štruktúry pre situovanie hlbinných vrtov. Prvou je sv. okraj centrálnej depresie (Žiar nad Hronom), kde predpokladáme existenciu triasových karbonátov v hĺbke cca 2400 m s teplotou horninového prostredia asi 115 °C, resp. 3500 m (trias pod melafýrovou sériou) s teplotou 175 °C. Druhou je jv. okraj kotliny (Ladomerská Vieska), kde predpokladáme existenciu triasových karbonátov v hĺbke cca 1500 m s teplotou horninového prostredia asi 80 °C. Treťou je s. okraj kotliny (Lutila), kde by triasové karbonáty mohli byť v hĺbke cca 1800 m s teplotou horninového prostredia 100 °C, resp. 2800 m (pod melafýrovou sériou) s teplotou hornino-

vého prostredia 150 °C. Pretože je nutné poznať celý profil terciérnej výplne, doporučujeme prvý vrt realizovať v centrálnej časti depresie, t. j. v prvej vyššie uvedenej vhodnej štruktúre.

Do tlače odporučil A. Poľubský

LITERATÚRA

Böhmer, M. — Škvarka, L. 1970: Vzťah medzi podložím neovulkanitov a výronmi termálnej vody v Kremnici. Geologické práce, Správy 53. GÚDŠ Bratislava.

Boldizsár, T. 1964: Terrestrial heat flow in the Carpathians. J. Geophys. Vol. 69.

Fiala, F. 1957: Geologické a petrografické poměry širšího okolí Kremnice. Sbor. ÚÚG. Svaz. XXIII. oddíl geol. 2 díl.

Fiala, F. 1961: Geologicko-petrografický výskum centrální a južní časti Kremnických hor za léta 1955—1960. Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava 49.

Forgáč J., 1968: Postavenie mladých pyroxenických andezitov v severných výbežkoch Štiavnického pohoria. Geol. práce, Správy 46. Bratislava.

Forgáč, J. — Karolus, K. — Karolusová, E. — Konečný, V. — Kuthan, M. 1968: Subsekvent and Final Volkanism in the West Carpathians (Central Slovakian Region). Volkanism and Tektogenesis proceeding of seccion 3. International Geol. Congress Prague.

Forgáč, J. — Zbořil, L. — Bodnár, J. — Filo, M. 1969: Štruktúrno-tektonický plán Kremnického pohoria. Mineralia Slovaca, roč. 1, čís. 3—4. Spišská Nová Ves.

Forgáč, J. 1969: Záverečná správa o vrte HF-1. Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava.

Forgáč, J. 1971: Mineralogicko-petrografické vyhodnotenie vrtu JP-1 (Jastrabá). Archív GÚDŠ Bratislava.

Franko, O. et al. 1970: Ideový projekt základného výskumu priestorového rozloženia zemského tepla a vyhľadávania vysokotermálnych vôd v Západných Karpatoch. Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava.

Franko, O. — Zbořil, L. 1969: Príspevok geofyzikálneho výskumu k poznaniu štruktúr termálnych vôd v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Zborník prác II. medzinárodného balneotechnického sympózia v Piešťanoch. Slovakoterma Bratislava.

Franko, O. — Zbořil, L. 1969: Projekt štruktúrno-hydrogeologického vrtu Ladomerská Vieska. Manuskript. Archív ÚGF Bratislava.

Franko, O. 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Geologické práce, Správy 52. S 59—155. GÚDŠ Bratislava.

Fusán, O. — Kuthan, M. — Ďuratný, S. — Plančár, J. — Zbořil, L. 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Zborník geol. vied Západné Karpaty, rad ZK. zv. 10. Bratislava.

Fusán, O. 1970: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Habilitačná práca na Dr. Sc. Rukopis. Archív GÚDŠ Bratislava.

Gašparík, J. 1969: Paleografia a rozšírenie neogénu Hornonitrianskej kotliny. Zborník geol. vied Západné Karpaty, rad ZK. zv. 11. Bratislava.

Gašparík, J. — Pulec, M. 1971: Charakter neogénnych sedimentov vo vrte JP-1. Archív GÚDŠ Bratislava.

Kubíny, D. 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. Geol. práce. Zoš. 62. Bratislava.

Kuthan, M. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000, list Nitra. Bratislava.

Lee, W. H. K. — Uyeda, S. 1965: Review of heat flow date, in terrestrial heat flow. Geophys. Monograph. Ser. No. 8.

Maheľ, M. 1951: Pôvod minerálnych vôd v Sklených Tepliciach. Zemepisný zbor. 3. Bratislava.

Maheľ, M. 1967: Regionální geologie ČSSR, Díl II. Západní Karpaty, sv. 1. ČSAV Praha.

Maheľ, M. 1962: Minerálne pramene Slovenska s ohľadom na geologickú stavbu. Práce ŠGÚ. Zoš. 27. Bratislava.

Májovský, J. 1971: Geoelektrické merania v oblasti Žiarskej kotliny. Manuskript. Archív ÚGF Bratislava.
Maksimovič, G. A. in Spravočnoje rukovodstvo gidrogeologa. 1959: Značenija koeficienta poristosti gornych porod. Str. 33—35. Gostoptechizdat. Leningrad.
Ovčinikov, A. M. in Spravočnoje rukovodstvo gidrogeologa 1959: Značenija koeficienta filtracii dlja nekotorych gornych porod. Str. 43. Gostoptechizdat. Leningrad.
Porubský, A. — Holéczyová, Z. 1967: Žiar nad Hronom — posúdenie možnosti získania termálnej vody. Rukopis. Archív IGHP. n. p. Žilina, závod Bratislava.
Pulec, M. 1966: Záverečná správa „Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát". Archív GÚDŠ Bratislava.
Rozložník, L. et al. 1966: Výskum hornín štiavnického ostrova — časť stratigrafia, tektonika a metalogenéza. Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava. 244.
Seneš, J. 1955: Záverečná správa o základnom geologickom výskume stredného a južného Slovenska za rok 1955 (oblasť Štúrovo, Krížska kotlina, južné Slovensko), 3. diel. Manuskript. Geofond Bratislava.
Schoeler, H. 1962: Les loux souterrains. Mason et Cie. Paris.
Struňák, V. 1965: Hydrogeologický prieskum minerálnych vôd v Sklených Tepliciach. Rukopis. Geofond Bratislava.
Šalanský, K. 1970: Aeromagnetická mapa stredoslovenských neovulkanitov. Archív ÚGF Brno.
Šalát, J. 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša—Vyhne. Geol. práce. Zošit 39. GÚDŠ Bratislava.
Škvarka, L. 1968: Poruchové zóny — najnádejnejší zdroj zvodnenia v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Rukopis.
Škvarka, L. 1968: Termálne vody v oblasti neovulkanitov stredného Slovenska. Zborník prác II. medzinárodného balneotechnického sympózia v Piešťanoch. Slovakoterma Bratislava.
Talwani, M. — Ewing, M. 1960: Rapid computation of Gravitational attraction of tree-dimensional bodies of arbitary shape. Geophysics 25/1960.
Zbořil, L. et al. 1971: Geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov v oblasti Štiavnické pohorie, Pohronský Inovec, Vtáčnik. Manuskript. Geofond Bratislava.

O. FRANKO—J. FORGÁČ—O. FUSÁN—L. ZBOŘIL

CHARACTERISTICS OF THE INTRAVOLCANIC ŽIARSKA KOTLINA DEPRESSION, REGARDING THE PROSPECTION FOR HYPERTHERMAL WATERS

(Summary of the Slovak text)

The Žiarska kotlina depression is an intravolcanic depression amidst the Central-Slovakian neovolcanic mountain-ranges. The average altitude of the depression is 300 m above sea level. The depression consists of the Neogene freshwater sediments and on all sides it is fringed by a complex of neovolcanic rocks. These form the main parts of the surrounding mountain ranges with the maximal altitude 1300 m above sea level (Fig. 2). The volcanic complex consists of the rocks of the andesite—rhyolite-basalt order, and is characterized by predominant stratovolcanic structure. Generally, volcanoclastic material predominates over lava.

The depression proper is composed of volcano-sedimentary Neogene beds (Tortonian—Pannonian) consisting mainly of clays or sandy clays with layers of tuff and tuffitic material. Thickness of the Neogene filling—according to the results of geophysical research is 2600 m (Fig. 11).

There is a lack of data about the pre-Tertiary substratum of the Žiarska kotlina depression. Its character is only judged according to the wider vicinity of the depression, where such formations crop out, and according to the results of drilling (Fig. 2). From

these data follows a conclusion about the major part of the Žiarska kotlina depression consisting of the melaphyry series (with shales and sandstones predominating, and with subsidiary conglomerates). In some places are shreds of carbonates of variable extent and thickness, as on the southeastern margin of the depression so on its northern margin. In the substratum of the melaphyry series — its thickness may be up to 1000 m — are carbonate beds of the Krížna nappe and of mantle series, in places of the crystalline, or granodiorite-diorite intrusions. The Žiarska kotlina depression is on all sides — confined by faults extending to considerable depth. The intensity of their subsidence was determined on the basis of the results of geophysical measurements (Fig. 6, 10a, 10b).

In Slovakia, the Žiarska kotlina depression is the deepest intravolcanic depression. For this reason the structure has very favourable geothermic conditions. In its surrounding are numerous spring of thermal waters. The facts may inspire ideas about the possible occurrrence of hyperthermal water in the substratum of the Tertiary depression.

As for geology and hydrogeology only the top part of the Neogene filling was evidenced. The deeper part of the Neogene and its substratum, i. e. Paleogene and Mesozoic, or the Paleozoic and crystalline are not evidenced so far. Neither geothermic conditions are known in detail.

The deposit temperature of water is derived from data on the geothermal gradient, gained by measurements on several bore-holes situated in the Central-Slovakian neovolcanites. We also presume that hyperthermal water in the substratum of the Tertiary filling is restricted to the Triassic carbonates like the springs of thermal waters on the margins of the depression. After the evaluation of all existing data from the view of the prospection for hyperthermal waters, three partial structures favourable for deep drilling were chosen (Fig. 11). The first is the southeastern margin of the central depression (Žiar nad Hronom), with the Triassic carbonates at a depth of approximately 2400 m with the temperature of the rock environment about 115 °C, or at a depth of 3500 m (the Triassic below the melaphyry series) with the temperature of 175 °C. The second is the southeastern margin of the depression (Ladomierska Vieska), where the Triassic carbonates at a depth of approximately 1500 m are presumed, with the temperature of the rock environment about 80 °C. The third is the northern margin of the depression (Lutila), where the Triassic carbonates are presumed at a depth of about 1800 m, with the temperature of the rock environment about 150 °C. Regarding the necessity of the investigation of all the profile of the Tertiary filling, it is recommendet to situate the first bore-hole in the central part of the depression, i. e. near the western margin of Žiar nad Hronom (the first alternative).

Translated by E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 61 | str. 33—51 | Bratislava | 1973

EUGEN KULLMAN*

HYDROGEOLÓGIA MANÍNA A MOŽNOSTI VYUŽITIA JEHO PODZEMNÝCH VÔD

(9 obr. v texte, francúzske resumé)

Abstract. The supposed outline of the hydrogeological structure of the Manín karst waters is presented according to the results of detailed hydrogeological investigation and their confrontation with geological knowledge. The evaluation shows that the catchment area for the karst waters of Manín is the northern part of Paleogene carbonate conglomerates of the Prečín—Hričov syncline and that a hydraulic connection of the Paleogene conglomerates and carbonates of the Manín klippe exists. From the point of view of utilization of these waters, evaluation of the possibility of their optimum expoloitation is given. It is based on the principle of utilization of seasonally completed accumulations of karst waters for permanent securing of higher discharges when compared with yields of springs in dry periods. The results point to the possibility of apermanent discharge of 70 l/sec representing an increase of 73 % as compared with the minimum yield of springs.

Úvod

Krasové vody Manína patria medzi vodohospodársky významné zdroje podzemných vôd na Slovensku. Pre ich vodárenské využitie bolo treba podať celkové hydrogeologické zhodnotenie štruktúry a riešiť problematiku využiteľnej výdatnosti krasových vôd s prihliadnutím na možnosť sezónneho využitia akumulácií krasových vôd v štruktúre.

Preto autor tohto príspevku v spolupráci s Vodnými zdrojmi Bratislava a s Okresnou vodohospodárskou správou Považská Bystrica urobili v r. 1968—1971 v manínskom bradle rozsiahle hydrogeologické práce, založené na niekoľkoročných sústavných meraniach podzemných vôd bradla a na dlhodobom čerpacom pokuse (E. Kullman 1970). Pre komplexné hodnotenie hydrogeologickej štruktúry boli okrem vyššie uvedených prác zohľadnené i výsledky vrtných prác Inžinierskogeologického a hydrogeologického prieskumu, n. p. Žilina v paleogéne prečínsko-hričovskej synklinály.

Geologický prehľad

Pre posúdenie hydrogeologických pomerov s ohľadom na zložitosť geologickej stavby je potrebné na základe výsledkov doterajších geologických prác podať aspoň stručnú geologickú charakteristiku hodnoteného územia.

Vlastné bradlo Manína vytvárajúce k severu prevrátenú vrásu vystupuje

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

na povrch spod strednokriedových súvrství na rozlohe 4,9 km². Od západu na východ v profile Manínskou úžinou vystupujú nasledovné súvrstvia (M. Mišík 1957):

Tmavosivé lavicovité, viac-menej piesčité vápence s tenkými vložkami piesčitých a piesčitoslienitých bridlíc (hetanž). Smerom do bradla prechádzajú v piesčité krinoidové hrubolavicovité vápence (sinemur — domér až aalen). Bajok je zastúpený hrubolavicovitými červenými krinoidovými vápencami s hľuzami rohovcov. Vystriedané sú červenými hľuznatými vápencami (bath — kelloway). Litofácia hľuznatých vápencov pokračuje do nadložia. V oxfordkimeridži svetloružové hľuznaté vápence nahrádzajú pleťovoružové a svetlosivohnedé masívne a lavicovité vápence titónu. Hrubšie je súvrstvie neokomu. Sú to sivé slienité vápence s tmavšími rohovcami. Najvrchnejším súvrstvím sú sivé organogénne masívne vápence urgónu.

Východným smerom od manínskeho bradla vystupuje spod kriedových súvrství bradlo Drieňovky, zaraďované taktiež k manínskej sérii. Na neveľkej rozlohe (0,7 km²) v ňom vystupujú na povrch súvrstvia súhlasné s najvrchnejšími členmi manínskeho bradla.

Mladšie kriedové súvrstvia vytvárajú „obal" bradla Manína i bradla Drieňovky. Nadložie urgónu východne od manínskeho bradla, ako aj nadložie súvrství v bradle Drieňovky tvoria súvrstvia alb-cenomanu vytvorené prevažne zo slienitých bridlíc a slieňovcov striedajúcich sa s lavicami strednozrnných až jemnozrnných pieskovcov. Pri vonkajšom okraji bradla vystupujú orlovské vrstvy vytvorené z hrubolavicovitých pieskovcov vzájomne oddelených vložkami bridličnatých slieňov.

Východne od bradla Drieňovky sa kriedové súvrstvia manínskej série stýkajú s paleogénom patriacim podľa M. Maheľa (1967) do prečínsko-hričovského synklinálneho pásma. Na tomto styku vystupuje niekoľko bradiel, z ktorých rozlohou najvýznamnejšie je kostelecké bradlo (0,38 km²) vytvorené z krinoidových a masívnych celistvých vápencov jury. Tieto bradlá na základe litofaciálneho charakteru priraďujeme k sériam bradlového pásma (D. Andrusov 1972).

Vlastný paleogén prečínsko-hričovskej synklinály je zložený v prevažnej miere zo zlepencov, stmelených zrnami vápencov, dolomitov a kalcitovým tmelom. Valúny zlepencov sú karbonatické (vápence a dolomity). V komplexe zlepencov sa vyskytujú i polohy vápnitých pieskovcov, brekciovitých zlepencov a brekcií. Miestami sa v nich vyskytuje i niekoľko desiatok metrov mocné súvrstvie jemnopiesčitých slieňov (D. Andrusov — M. Kuthan 1944).

Pre riešenie hydrogeologických problémov hodnotenej oblasti má popri litologickom charaktere sedimentov podstatný význam tektonika územia, a to vrásová tektonika oblasti Manína, charakter jeho styku s paleogénom prečínsko-hričovskej synklinály, ako aj pozdĺžna a priečna tektonika vo vnútri tejto synklinály.

Na základe doterajších geologických poznatkov nie je jasné, či vrása Manína je súčasťou viac-menej súvislého antiklinálneho pásma so zakorenením v ponímaní M. Maheľa (1967), alebo jeden element „bradlového ťahu" v ponímaní D. Andrusova (1968). Hydrogeologické poznatky nepriniesli žiadne dôkazy o tom, že by išlo o rozsiahlejší súvislý karbonatický komplex, ktorého na povrch vystupujúcou časťou by bola prevrátená vrása Manína.

Názory na styk vonkajšieho okraja prečínsko-hričovskej synklinály s ma-

nínskym bradlom a jeho obalom taktiež nie sú jednotné. V starších prácach (D. Andrusov — M. Kuthan 1944) bol tento styk považovaný za tektonický s význačnou tektonickou líniou. Podľa M. Maheľa (1967) zlom obmedzujúci vonkajší okraj prečínsko-hričovskej synklinály na jej styku s manínským antiklinálnym pásmom má charakter prešmyku k juhu. Naproti tomu D. Andrusov (1968) v profile cez bradlo Manína neuvažuje so zlomovým obmedzením prečínsko-hričovskej synklinály.

Vo vnútri prečínsko-hričovskej synklinály starší autori dokumentovali priečne zlomy v.-z. až jv.-sz. smeru, a to hlavne medzi Kostelcom a Vrchteplou a východne od Praznova.

Z najnovších prác sú prínosom pre poznanie geologických pomerov prečínsko-hričovskej synklinály poznatky o veľmi premenlivej hrúbke paleogénu. Výsledky dvoch vrtov v paleogéne medzi Kostelcom a Vrchteplou dokumentovali kriedové sedimenty pod paleogénnymi zlepencami v hĺbkach 3,5 a 33,6 m. Naproti tomu vrt v Prečíne navŕtal až 576 m paleogénu v zlepencovom vývoji. Súvrstvia zlepencov v tomto vrte mali veľmi strmý úklon, prevažne od 50°—85° (J. Šalaga — ústne oznámenie).

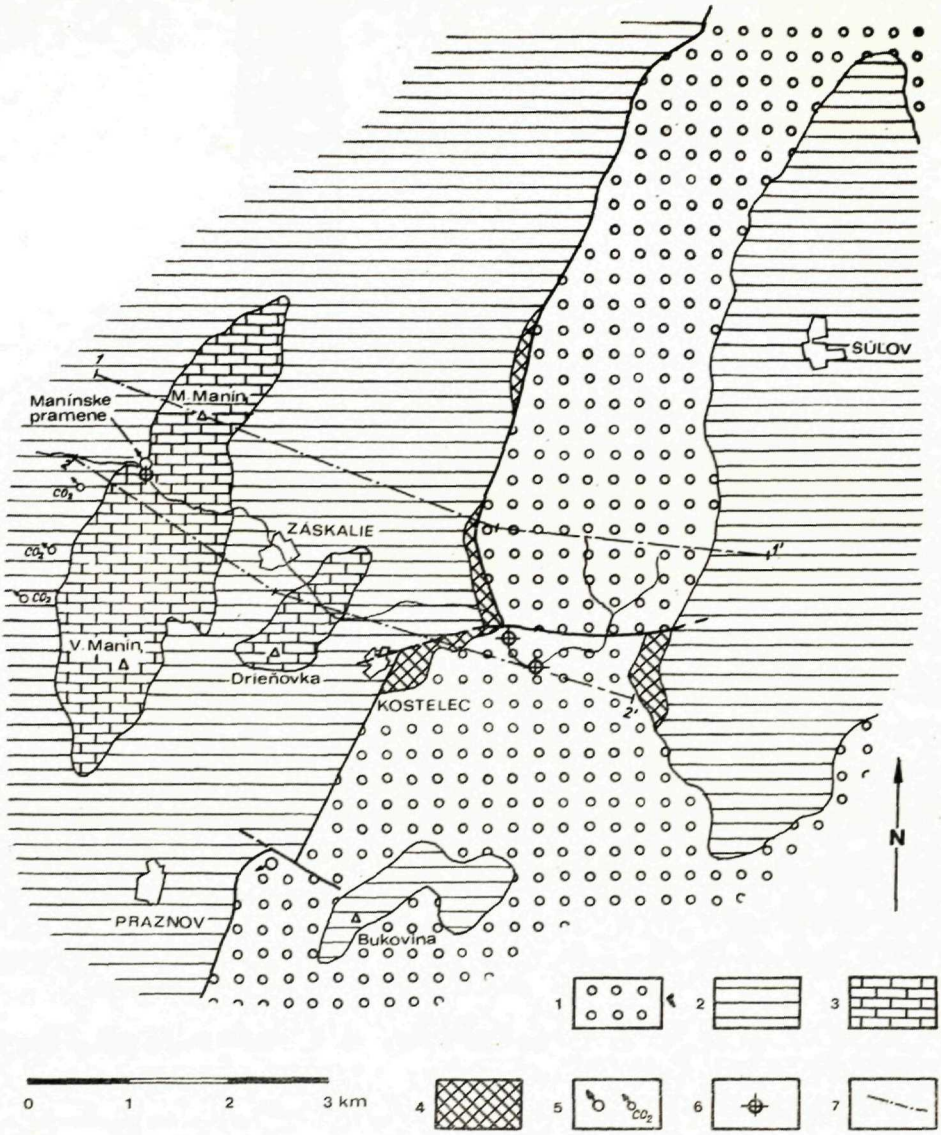
Hydrogeologické pomery

Otázke vysvetlenia režimu krasových vôd vystupujúcich z Manínskeho bradla v Manínskej súteske pri jeho sz. okraji bola venovaná pozornosť už v minulých rokoch. Malá rozloha bradla (4,9 km²) a vo vzťahu k nej neúmerne vysoká výdatnosť prameňov, ako aj ich zvýšená teplota (17—18 °C) poukazovali už dávnejšie na malú pravdepodobnosť infiltračnej oblasti vo vlastnom bradle a na to, že infiltračnú oblasť tu vystupujúcich krasových vôd treba hľadať mimo rozlohy vlastného bradla (E. Kullman 1962). S ohľadom na zložitosť geologickej stavby sa pripúšťala možnosť zakorenenia ležatej vrásy Manína a jej spätosť s hydrogeologicky priaznivými mezozoickými súvrstviami centrálneho pásma (E. Kullman 1962 in Maheľ et al., M. Maheľ 1967).

Najnovšie hydrogeologické a hydrologické poznatky z tejto oblasti, a to ako z vlastného bradla, tak aj z priľahlého paleogénu, vyvracajú staršie názory na infiltračnú oblasť a poukazujú na možnosť hydrogeologického prepojenia podzemných vôd paleogénnych karbonatických zlepencov severnej časti prečínsko-hričovskej synklinály a manínskeho bradla (obr. 1, 2).

Tento názor podopiera rad zistení jednak v oblasti vlastného bradla a jednak v oblasti prečínsko-hričovskej synklinály.

Možnosť infiltračnej oblasti vo vlastnom bradle vylučujú hlavne dva faktory: 1. Trvale zvýšená teplota na povrch vystupujúcich krasových vôd manínskeho bradla. Ani pri intenzívnom dlhodobom odčerpávaní zvýšených množstiev krasových vôd neklesla teplota. Dokumentuje to jednoznačne hĺbší obeh podzemných vôd bez vplyvu povrchovejších obehov či už z vlastného bradla, alebo zo susedných oblastí. Z porovnania teplôt prameňa s priemernou ročnou teplotou oblasti môžeme predpokladať, že podzemné vody zostupujú z infiltračnej oblasti do hĺbky 400—500 m. 2. Celková výdatnosť prameníšťa dosahuje v priemere 79,1 l/s (hydrolog. roky 1970, 1971, z čoho hydrologický rok 1971 bol mimoriadne suchý). Vlastné bradlo zaberá rozlohu 4,9 km² a jeho povrchový odtok je značný. Porovnanie týchto údajov s špe-



Obr. 1 Schematická geologická situácia hodnoteného územia
(Zostavil E. Kullman 1972 s použitím geolog. máp GÚDŠ 1:50 000)
1 — bazálny paleogén — karbonatické zlepence, brekcie, pieskovce, piesčité vápence, v časti územia pieskovcovoílovcové polohy; 2 — krieda manínskej série — sliene, slienité bridlice a pieskovce; 3 — jura manínskej série vcelku — piesčité, piesčitokrinoidové, celistvé a slienité vápence; 4 — jura kosteleckej série vcelku — piesčitokrinoidové a celistvé vápence; 5— a, manínske krasové pramene, b, kyselky; 6 — hydrogeologické vrty; 7 — profilové línie

cifickými odtokmi podzemných vôd jednoznačne vylučuje možnosť existencie infiltračnej oblasti vo vlastnom bradle.

Pre infiltračnú oblasť krasových vôd manínskeho bradla v paleogéne prečínsko-hričovskej synklinály a proti spojitosti so vzdialenejšími karbonatickými komplexmi centrálneho pásma hovoria popri reálnej možnosti z hľadiska geologickej stavby nasledovné hydrogeologické fakty:

1. Krasové pramene Manínskeho bradla reagujú rýchle a veľkými zmenami výdatnosti (rozpätie výdatnosti 40,3—158,2 l/s) na zrážkové pomery. Vylučuje to infiltračnú oblasť veľmi vzdialenú od prameňov.

2. Paleogénne zlepence prečínsko-hričovskej synklinály sú hydrogeologicky veľmi priaznivé a svojím zvodnením sú hydrogeologicky rovnocenné veľmi priaznivým karbonátom mezozoika. Potvrdzujú to výsledky hydrogeologického prieskumu v paleogéne prečínsko-hričovského i domanižsko-brezovsko-žilinského synklinálneho pásma (I. Šalaga 1970).

3. Jednotlivé čiastkové synklinály karbonatických zlepencov paleogénu alebo ich časti sú odvodňované významnými prameňmi, a to synklinálne pásmo domanižsko-brezovsko-žilinské je odvodňované prameňom v Lietave o výdatnosti 100—110 l/s, v oblasti Patúcha (13—40 l/s), Bodinej (7—8 l/s) a Jasenového (3,8—16,8 l/s). Taktiež prameň Čertova skala v domanižskej doline východne od Počarovej o výdatnosti 120—150 l/s je aspoň sčasti doplňovaný z infiltračnej oblasti karbonatických zlepencov paleogénu tohto synklinálneho pásma.

Južnú časť prečínsko-hričovskej synklinály (južne od priečneho zlomu Kostelec—Vrchteplá odvodňuje prameň v Praznove (8,0—17,4 l/s). Taktiež vrt v karbonatických zlepencoch v Prečíne dokumentoval významné zdroje podzemných vôd v tejto oblasti, a to 22,2 l/s pri depresii 5,65 m. Najväčší prítok bol dokumentovaný v hĺbke 420—430 m (I. Šalaga — ústne oznámenie).

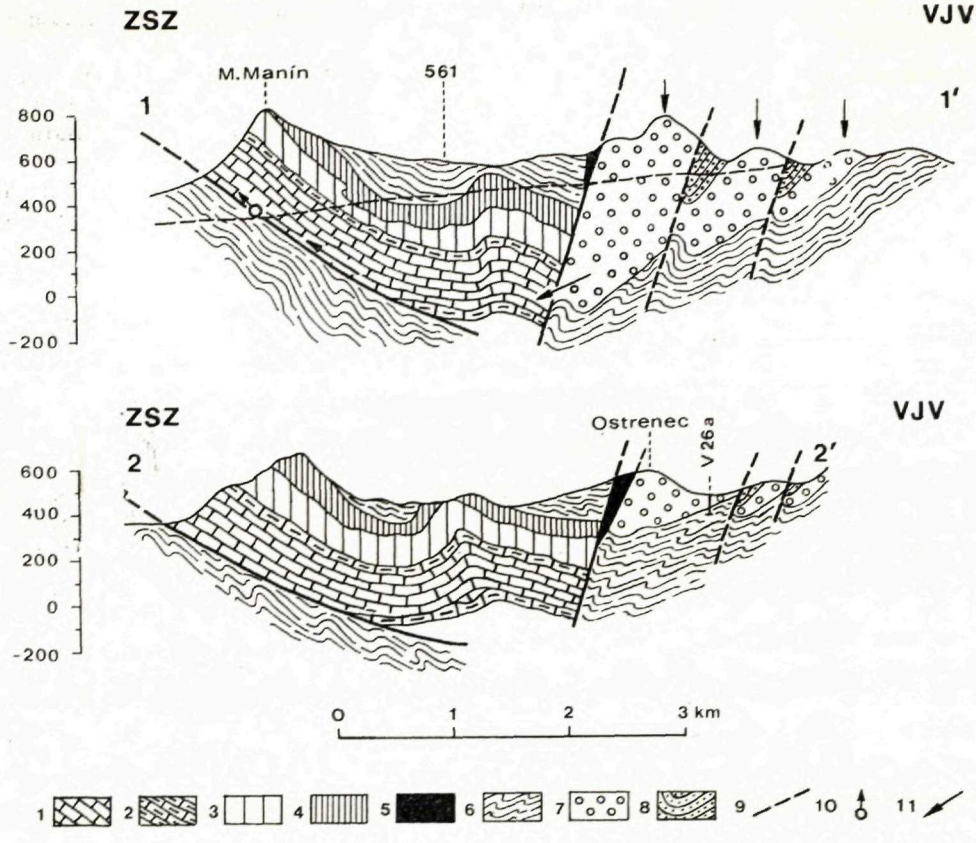
Výnimku tvorí severná časť prečínsko-hričovskej synklinály (severne od priečneho zlomu Kostelec—Vrchteplá). Táto časť synklinály o rozlohe cca 19,8 km^2; nie je odvodňovaná žiadnymi väčšími prameňmi. Rozsah tejto infiltračnej oblasti je dostačujúci, ba prekračuje potrebný rozsah infiltračnej oblasti pre manínské pramene.

4. Na priečnom zlome Kostelec—Vrchteplá je prestup podzemných vôd karbonatických zlepencov paleogénu severnej časti synklinály na juhozápad blokovaný bariérou podložných kriedových sedimentov, vystupujúcich v synklinále v doline Manínskeho potoka tesne pod povrch. Vrtné práce v tejto oblasti dvoma vrtmi dokázali, že hrúbka nadložného paleogénu je iba 3,5 m a 33,6 m. Táto tektonika vytvára veľmi priaznivé podmienky pre sústredenie podzemných vôd paleogénnych zlepencov a pre ich usmernenie do Manínskeho bradla.

←

Fig. 1 La situation géologique schématique du territoire étudié
(Établie par E. Kullman 1972 en utilisant les cartes géologiques de GÚDŠ à l'échelle de 1:50 000)

1 — Paléogène basal — conglomérats carboniques, breccia, grès, calcaires gréseux, positions gréseuses-argileuses dans une partie du territoire; 2 — Crétacé de la série Manín — marne, schistes et grès; 3 — Jura de la série de Manín dans l'ensemble — calcaires gréseux, gréseux-crinoides compacts et marneux; 4 — Jura de la série Kostelec dans l'ensemble — calcaires gréseux-crinoides et compacts; 5 — a, Sources karstiques de Manín, b, eaux acidulées; 6 — Forages hydrogéologiques; 7 — Lignes de profil



Obr. 2 Predpokladané schematické profily manínskou štruktúrou podzemných vôd (Zostavil E. Kullman 1972 s čiastočným použitím geolog. profilov D. Andrusova 1968)

1 — lavicovité, v spodnej časti piesčité, vo vrchnej piesčito-krinoidové vápence liasu; 2 — lavicovité, v spodnej časti slienité vápence doggeru-malmu; 3 — celistvé, hrubolavicovité celistvé a slienité rohovcové vápence malmu-neokómu; 4 — celistvé, organogenné vápence urgónu; 5 — jura kosteleckej série v celku (piesčitokrinoidové a celistvé vápence); 6 — sliene, slienité bridlice a pieskovce albu-turónu; 7 — bazálny paleogén — zlepence, brekcie, pieskovce, piesčité vápence; 8 — paleogén — pieskovcovoílovcové súvstvie; 9 — erózna báza doliny prebiehajúcej súbežne s profilovou líniou, JZ od profilu 1—1'; 10 — krasový prameň Manína; 11 — prestup vôd z paleogénu do mezozoika

Fig. 2 Profils schématiques présumés des eaux souterraines de la structure de Manín. Élaboré par E. Kullman 1972
(en utilisant partiellement des profils géologiques de D. Andrusov 1968)

1 — Bancs, gréseux dans la partie inférieure, calcaires du Lias gréseux-crinoides dans la partie supérieure; 2 — Bancs, calcaires marneux dans la partie inférieure du Dogger-Malme; 3 — Concrétions calcaires marneuses, compactes, bancs gros compacts du Malme-Néocome; 4 — Calcaires compacts, organogènes de l'Urgonien; 5 — Jura de la série de Kostelec dans l'ensemble (calcaires gréseux-crinoides et compacts); 6 — Marnes, schistes marneux et grès de l'Albien-Turonien; 7 — Paléogène basal — conglomérats, breccia, grès, calcaires gréseux; 8 — Paléogène — séries de couches gréseuses-marneuses; 9 — Base érosive de la vallée s'étendant parallèlement avec la ligne de profil, S—O du profil 1—1'; 10 — La source karstique de Manín; 11 — Le passage des eaux du Paléogène au Mésozoique

5. Oblasť výstupov krasových vôd na povrch v Manínskej úžine predstavuje vo vzťahu k paleogénnym zlepencom severnej časti paleógennej synklinály najnižšie položenú eróznu bázu.

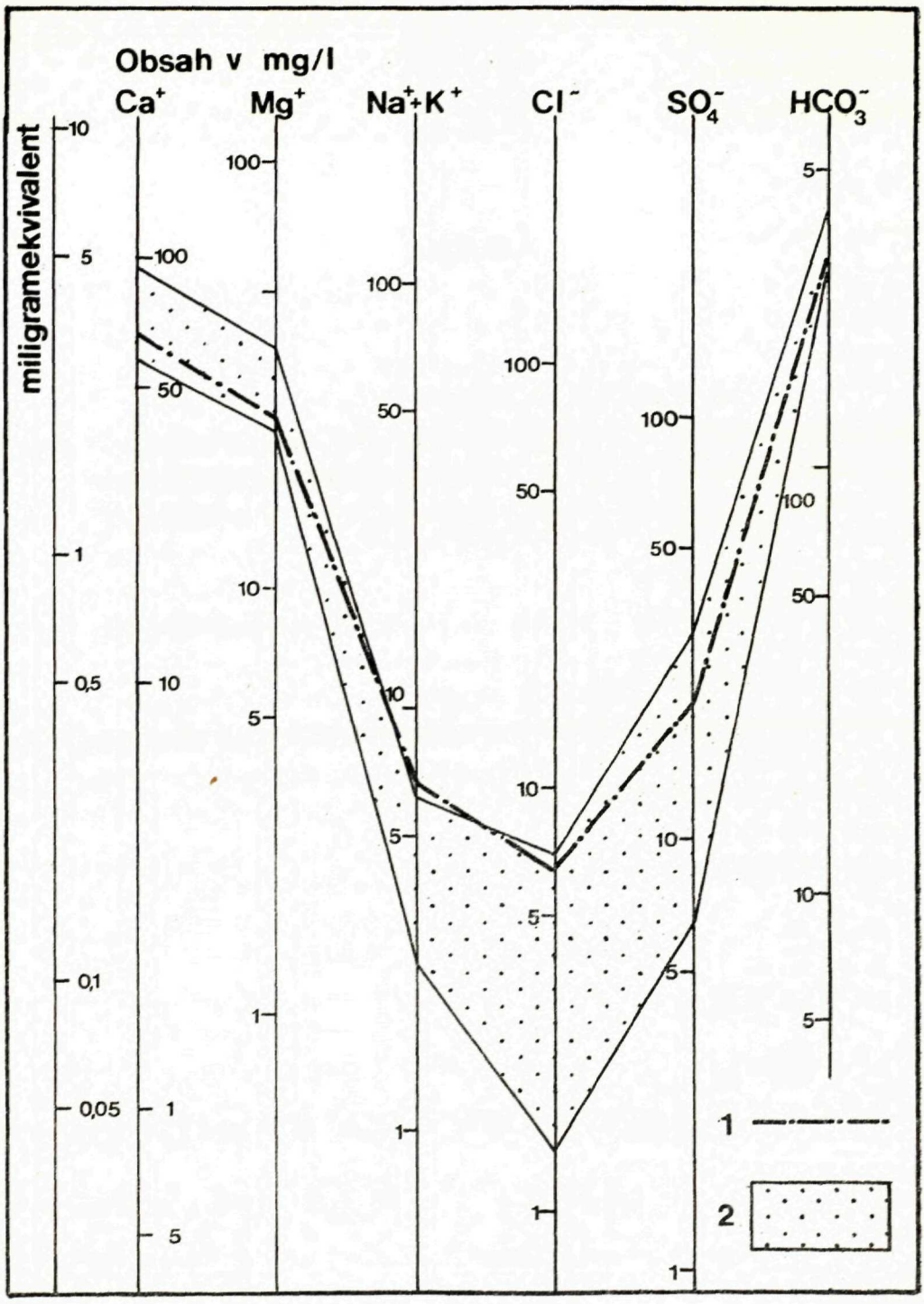
6. Na základe porovnania rozsiahleho počtu chemických analýz podzemných vôd z prameňov a vrtov vo vnútri a na okraji zlepencov paleogénu ako z prečínsko-hričovského, tak aj z domanižsko-brezovsko-žilinského synklinálneho pásma s chemizmom krasových vôd v Manínskej úžine vyplýva, že v oboch prípadoch ide o vody prakticky zhodného chemizmu, bez akýchkoľvek rozdielov. Dokumentuje to obr. 3, v ktorom je vyjadrený rozptyl obsahu iónov jednotlivých zdrojov z paleogénnych zlepencov, ako aj prameňa v manínskom bradle. Vody manínskeho bradla sú chemizmom zhodné hlavne s vodami prameňov z paleogénnych zlepencov dostávajúcich sa do kontaktu s kriedovými sedimentmi, ktorých vplyv sa prejavuje mierne zvýšenými obsahmi chloridov a alkálií.

Na základe týchto výsledkov možno usudzovať, že Manín a Drieňovka tvoria jeden hydrogeologický celok mierne sa ponárajúci na V až VJV, ktorý vytvára priamy kontakt s paleogénnymi zlepencami prečínsko-hričovskej synklinály (obr. 2 profil 1—1'). Na základe týchto výsledkov predpokladám, že styk záp. okraja prečínsko-hričovskej synklinály s kriedovými sedimentmi je tvorený významnou tektonickou líniou. Paleogénne karbonatické zlepence severnej časti synklinály značne poklesli pozdĺž tejto tektonickej línie, a tým sa paleogénne zlepence infiltračnej oblasti dostali do kontaktu s ponorenými karbonatickými súvrstviami vrásy Manína. Vysokoležiace kriedové súvrstvia s malou mocnosťou nadložných paleogénnych zlepencov južne od priečneho zlomu Kostelec—Vrchteplá tvoria bariéru, ktorá znemožňuje prestup podzemným vodám paleogénnych zlepencov zo severnej časti synklinály do jej južnej časti (obr. 2 — profil 2—2'). Styk súvrstvia detritických liasových vápencov bradla, ktoré považujeme za hlavného nositeľa výstupných ciest, s paleogénnymi zlepencami severnej časti synklinály možno predpokladať v hĺbke 400—500 m. Naviac na predpokladanej tektonickej línii obmedzujúcej sz. okraj prečínsko-hričovského synklinálneho pásma je zaklesnutý rad bradiel kosteleckého typu, vytvorených z hydrogeologicky priaznivých karbonátov. Zlom v súčinnosti so zaklesnutými bradlami môže byť významným pozdĺžnym drénom privádzajúcim vody zo severnej časti paleogénnej synklinály do oblasti styku hydrogeologicky priaznivých karbonátov bradla s paleogénnymi zlepencami.

Pri severozápadnom okraji manínskeho bradla vystupuje prameňová línia niekoľkých studených kyseliek nepatrných výdatností (výdatnosť najvýznačnejšej je cca 0,1 l/s) s obsahom CO_2 1600—2400 mg/l. Výstup CO_2 môže byť viazaný buď na dosiaľ nedokumentovanú pozdĺžnu tektonickú líniu prebiehajúcu pri sz. okraji bradla Manína, alebo na jeho presunovú plochu.

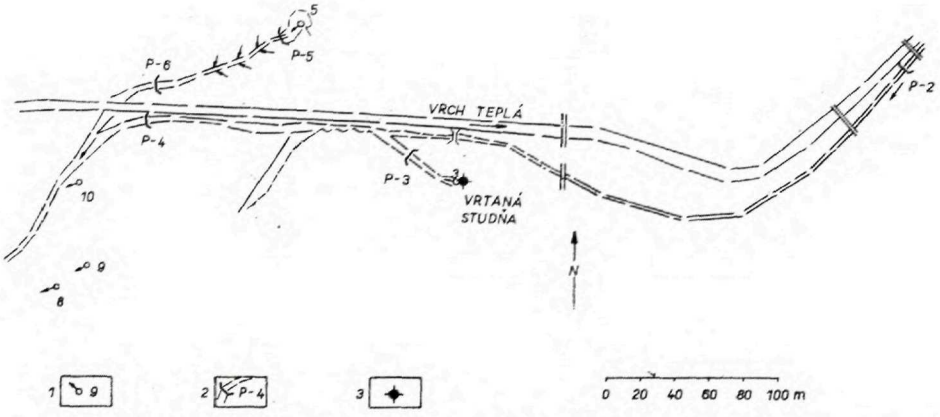
Hydrologická a hydrodynamická charakteristika hodnotenej štruktúry krasových vôd

Krasové pramene Manínskeho bradla vystupujú v manínskej úžine na západnom kraji bradla. Vytvárajú sústredený plošný výver vytvorený z viacerých prameňov (obr. 4). Sumárna výdatnosť prameňov na základe sústavných


Obsah v mg/l
miligramekvivalent
Ca+
Mg+
Na++K+
Cl-
SO4-
HCO3-
10
5
1
0,5
0,1
0,05
100
50
10
5
1
1
2

meraní výdatnosti realizovaných v hydrologických rokoch 1970 a 1971 kolísala v hraniciach 40,3—158,1 l/s. Z toho v 1970 roku v hraniciach 65,2 až 158,1 l/s, v roku 1971 v hraniciach 40,3—105,2 l/s. Rok 1971 možno z hľadiska výdatnosti podzemných vôd charakterizovať ako suchý. Priemerná sumárna výdatnosť prameňov za hodnotené obdobie bola 79,1 l/s. Zmeny výdatnosti prameňov za hydrologické roky 1970—1971 dokumentuje obr. 5.

Pramene sú výstupné, čo dokumentuje rozbor hydrogeologických pomerov štruktúry. Podľa výkyvov sumárnej výdatnosti v pomere 1 : 4,5 ich možno charakterizovať z hľadiska stálosti a stupňa spoľahlivosti podľa kritérií viacerých autorov (O. Dub et al. 1969, H. Kessler 1965) ako veľmi dobré. Výkyv výdatnosti jednotlivých prameňov v prameništi sa vzájomne líši v závislosti od výškového položenia prameňov. Najstálejšie sú najnižšie položené drobné vývery ležiace už v kriedových sedimentoch, do ktorých sa pretláčajú

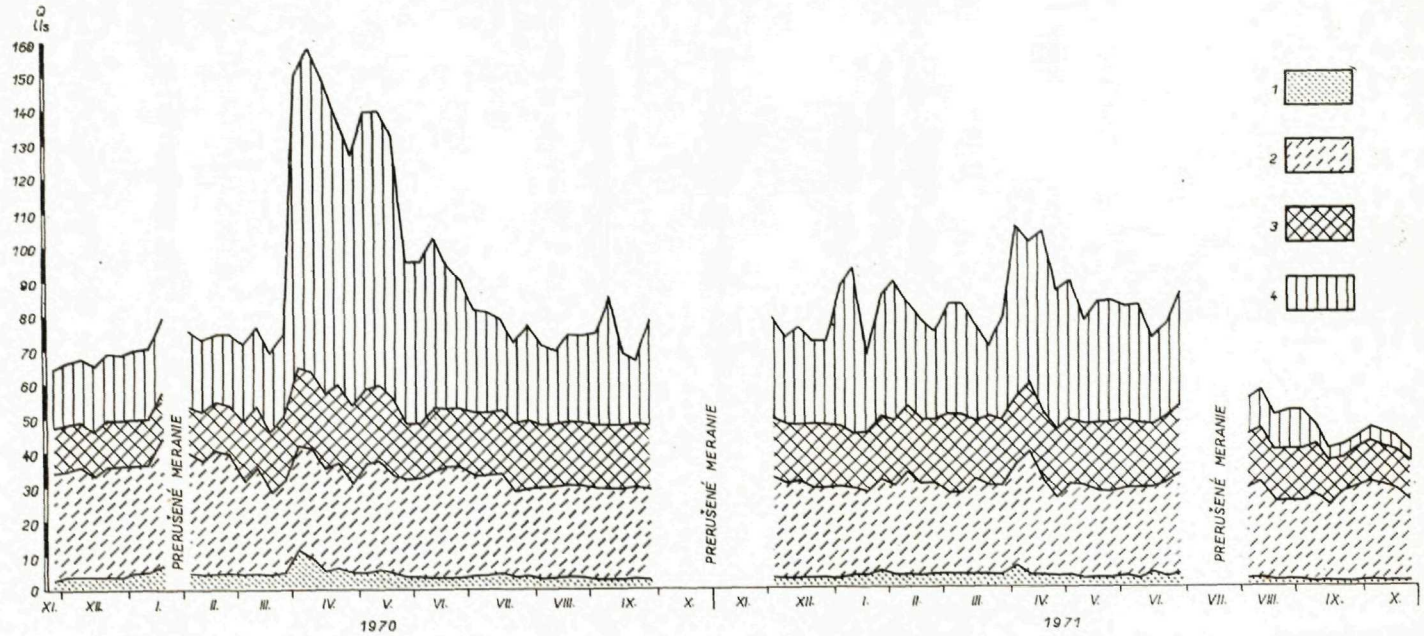


Obr. 4 Situácia prameniska manínskych krasových prameňov
1 — pramene; 2 — merné objekty na prameňoch a povrchových tokoch; 3 — zachytávací hydrogeologický vrt

Fig. 4 La position du lieu des sources karstiques de Manín
1 — Sources; 2 — stations de mesure sur les sources et les cours d'eau, 3 — le forage hydrogéologique de prise

Obr. 3 Chemizmus podzemných vôd hodnoteného územia
(diagram analýz podzemných vôd podľa H. Schoellera a E. Berkaloffa)
1 — chemizmus manínskych prameňov; 2 — rozpätie zistených obsahov jednotlivých chemických komponentov v prameňoch a vo vrtoch viazaných na bazálny paleogén

Fig. 3 Le chimisme des eaux souterraines du territoire étudié
(le diagramme des analyses des eaux souterraines selon H. Schoeller et E. Berkaloff)
1 — Le chimisme des sources de Manín; 2 — L'étendue des contenus de composants chimiques individuels trouvés dans les sources et les forages pratiqués dans le Paléogène



Obr. 5 Priebeh zmien výdatnosti manínskych krasových prameňov za hydrologické roky 1970 a 1971
1 — sumár výdatnosti prameňov 7—11; 2 — výstup podzemných vôd medzi mernými objektami P-5 a P-6, 3 — výdatnosť prameňa 5; 4 — výdatnosť prameňa 3

Fig. 5 Les changements des débits des sources karstiques de Manín durant les années hydrogéologiques allant de 1970 à 1971
1 — le taux des débits de sources 7—11; 2 — l'émergence des eaux souterraines entre les stations de mesure P-5 et P-6; 3 — Le débit de la source 5; 4 — le débit de la source 3

krasové vody bradla. Najväčší výkyv výdatnosti má najvyššie položený výver, ktorý v najväčšej miere reaguje na zrážkové pomery (viď obr. 5).

Pre poznanie hydrologických pomerov hodnotenej štruktúry boli bližšie preštudované zákonitosti vyprázdňovania krasových vôd štruktúry. Malý časový rozsah sústavných pozorovaní prameňov, ako aj ovplyvňovanie výtokovej čiary zrážkami v obdobiach vyprázdňovania štruktúry umožnili zostrojiť s vylúčením vplyvu zrážok na jej priebeh iba extrapolovanú výtokovú čiaru. Na základe tejto výtokovej čiary možno podať hrubú charakteristiku výtokových pomerov štruktúry.

Pre zostrojenie extrapolovanej výtokovej čiary boli využité obdobia vyprázdňovania štruktúry v roku 1971, a to obdobia od 16. VI.—30. VI. a od 4. VIII.—15. IX. (od výdatnosti 105,19 l/s po 40,3 l/s). Pre charakteristiku vyprázdňovania štruktúry pri maximálnych výdatnostiach bola výtoková čiara doplnená výtokovou čiarou z obdobia od 8. IV.—29. IV. 1970 s poklesmi výdatnosti od 158,17 l/s po 126,85 l/s. Celková doba poklesu výdatnosti zo 158,17 l/ po 40,3 l/s podľa kombinovanej extrapolovanej výtokovej čiary je 177 dní.

Kompletná rovnica výtokovej krivky (obr. 6) od t = 0 a max. výdatnosti Q = 158,17 l/s je:

$$Q_t = Q_{0A} - \alpha_A(t - t_0) + Q_{0B}e^{-\alpha_B(t-t_0)}$$
$$Q_t = 0{,}04117 - 0{,}000807\,t + 0{,}117e^{-0{,}00602t}$$

Výtoková čiara v obdobiach vysokých výdatnosti poukazuje na existenciu dvoch režimov prúdenia v štruktúre, a to režimu laminárneho a turbulentného. Pri stredných a nízkych výdatnostiach turbulentný režim zaniká a štruktúra sa vyprázdňuje podľa zákonitosti laminárneho režimu. Konkrétne po cca 51 dňoch od t_0(Q_0 = 158,17 l/s) turbulentný režim je nulový a ďalšie vyprázdňovanie štruktúry prebieha podľa zjednodušenej rovnice výtokovej čiary $Q_t = 0{,}117\,e^{-0{,}00602t}$.

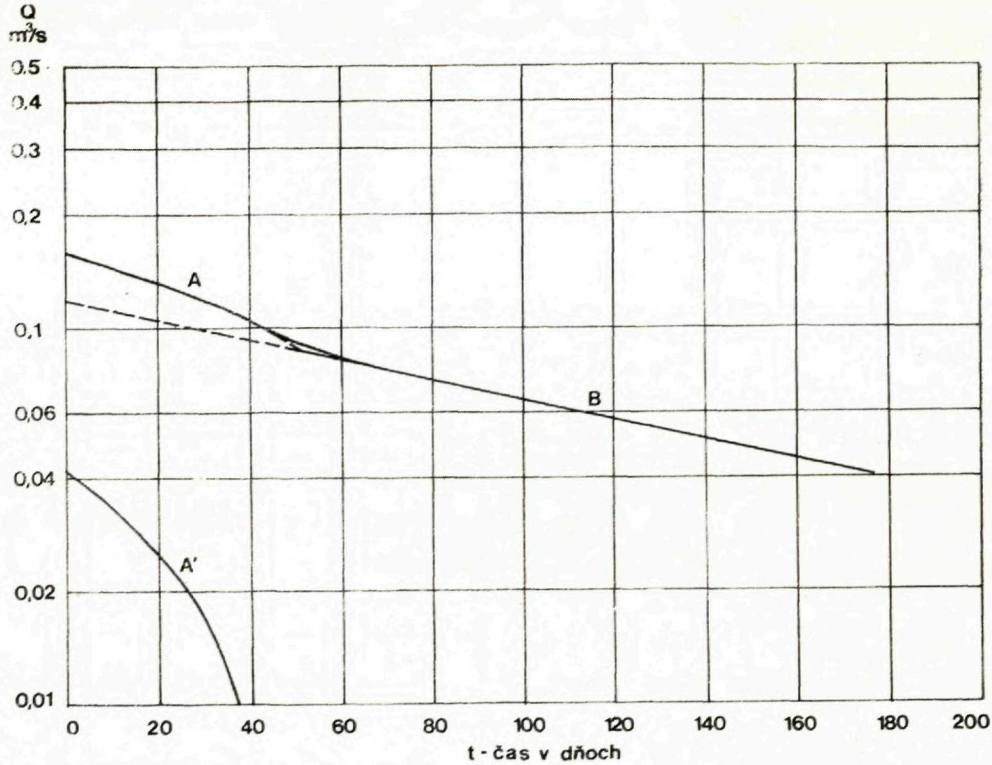
Celkový objem krasovej vody dotujúcej prameň od rovnomerného a úplného naplnenia štruktúry zodpovedajúcej výdatnosti 158,17 l/s až po vyprázdnenie štruktúry zodpovedajúce výdatnosti 40,3 l/s bez ovplyvnenia zrážkami v priebehu vyprázdňovania je sumou dvoch objemov, a to objemu z turbulentného režimu prúdenia a objemu z laminárneho režimu prúdenia.

$$V_{vm^3} = V_{0A} + (V_{0B} - V_B) = \left(\frac{Q_{0A}}{2} \cdot t_A + \frac{Q_{0B} - Q_B}{\alpha_B}\right) \cdot 86\,400$$

$$V = 88\,270 + 1\,100\,810 = 1\,199\,080\ m^3$$

Možno konštatovať, že bez ovplyvnenia zrážkami plynulým výtokom sa zo štruktúry od naplnenia štruktúry zodpovedajúceho max. zistenej výdatnosti 158,17 l/s až po naplnenie štruktúry zodpovedajúce minimálnej zistenej výdatnosti 40,3 l/s uvoľní sa z komplexu za 177 dní 1,199.080 m³ podz. vôd.

Pri odvodnení štruktúry od Q_0 = 158,17 l/s až po úplný zánik prameňov vytečený objem podzemných vôd predstavuje podľa výpočtov hodnotu 1,777 472 m³. Je otázne za aký kratší časový úsek je možné získať toto množstvo v prípade ovplyvnenia štruktúry napr. čerpaním. Ovplyvňuje to pomalý výtok krasových vôd z jemných puklín, ktorý sa oneskoruje za výtokom



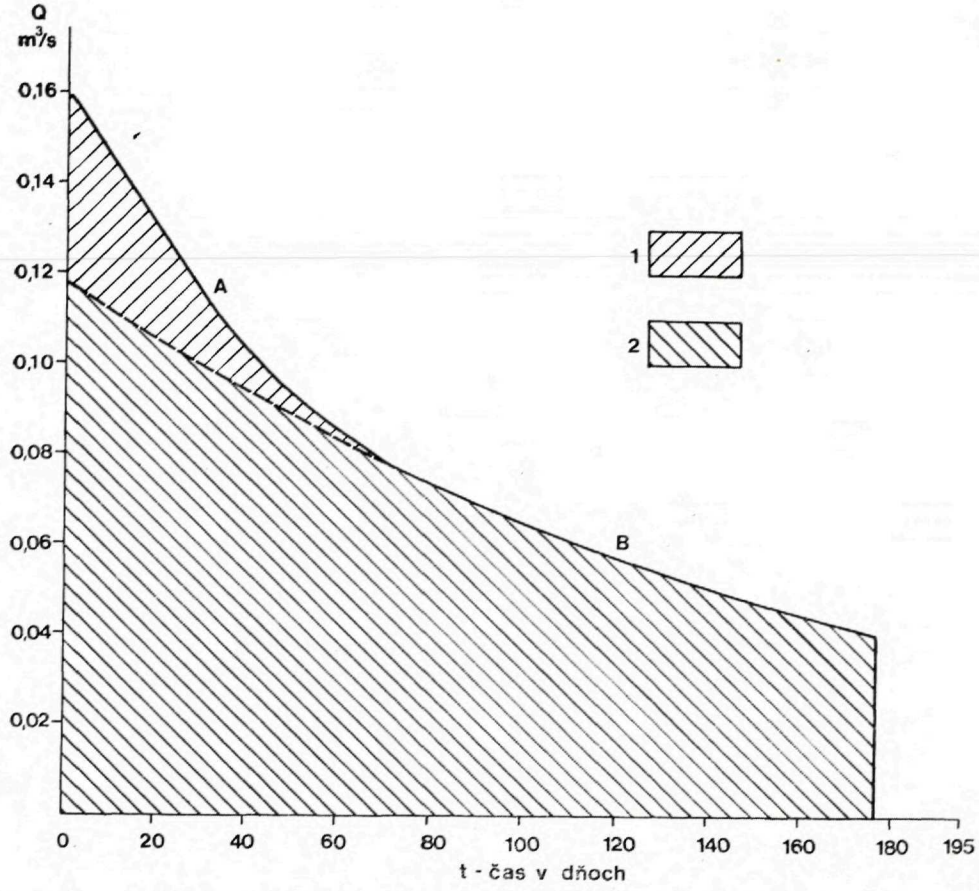
Obr. 6 Výtoková čiara manínskych krasových prameňov a jej rozčlenenie
A — extrapolovaná výtoková čiara; A′ — hydrogram výtoku z krasových kanálov; B — hydrogram výtoku z puklín

Fig. 6 La courbe de tarissement des eaux karstiques et sa répartition
A — La ligne d'écoulement extrapolée; A′ — L'hydrogramme d'écoulement des canaux karstiques; B — L'hydrogramme d'écoulement des fissures

z krasových kanálov a veľkých roztvorených puklín. Možnosť rýchlejšieho alebo pomalšieho odvodnenia štruktúry závisí v značnej miere od pomeru objemov krasových kanálov a drobných puklín.

Z rozboru výtokovej čiary možno orientačne určiť charakteristiku rozpukanosti a skrasovatenia príslušnej časti hydrogeologickej štruktúry doplňujúcej prameň. Pri maximálnom naplnení štruktúry sa krasové kanále ležiace vo vrchnej časti zvodneného komplexu vyprázdňujú rýchle, unášajúc vody puklín. Ich vplyv na výdatnosť prameňa je rýchly. V tomto období existuje súčet dvoch systémov vyprázdňovania s rozličným koeficientom výtoku. Pri určitom vyprázdnení štruktúry prietok podzemných vôd v krasových kanáloch spodnej časti zvodneného komplexu je regulovaný výlučne výdatnosťou puklín. V konečnom dôsledku ostáva iba výtoková krivka puklín, ktorá je v tejto fáze určujúcim faktorom odtoku.

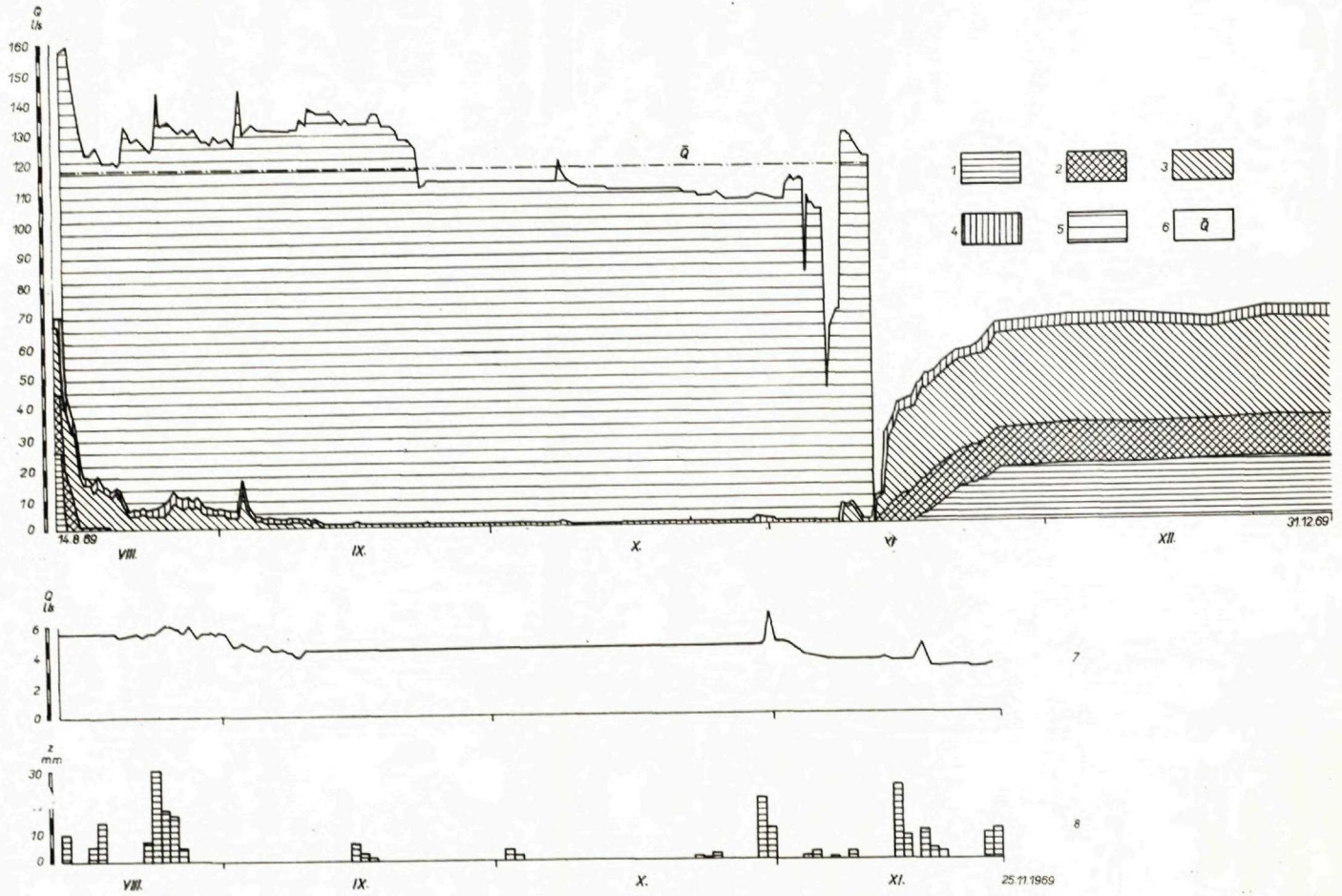
Objemový podiel krasových kanálov, ako aj objemový podiel drobných puklín možno určiť rozčlenením výtokovej čiary (obr. 7).



Obr. 7 Rozčlenenie retenčnej kapacity krasových vôd manínskych prameňov
1 — kapacita výtoku z krasových kanálov; 2 — retenčná kapacita puklín
Fig. 7 La répartition de la capacité de la retention des eaux karstiques des sources de Manín
1 — La capacité d'écoulement des canaux karstiques; 2 — La capacité de retention des fissures

Pre manínske pramene vychádza, že akumulačná kapacita puklín pri hodnotení od Q_{max} po Q_{min} prameňa je $V_p = 1{,}10081 \cdot 10^6$ m³. Akumulačná kapacita krasových kanálov je $0{,}08927 \cdot 10^6$ m³. V percentách pripadá na akumulačnú kapacitu drobných puklín 92,5 % a na akumulačnú kapacitu krasových kanálov iba 7,5 %.

Z toho možno urobiť uzáver, že v akumulačnej oblasti manínskych prameňov sa na doplňovaní ich výdatnosti podieľa v hlavnej miere akumulačný objem drobných puklín (s ohľadom na litologický charakter infiltračnej oblasti nie je vylúčený i určitý podiel pórovej vody). Akumulačný objem otvorených krasových kanálov je percentuálne malý. Poukazuje to na malý rozvoj krasu v infiltračnej i akumulačnej oblasti.


Q l/s
160
150
140
130
120
110
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
Q̄
1
2
3
4
5
6
Q̄
14.8.69
VIII.
IX.
X.
XI.
XII.
31.12.69
Q l/s
6
4
2
0
7
z mm
30
10
0
8
VIII.
IX.
X.
XI.
25.11.1969

Overenie možnosti regulovaného odberu krasových vôd manínskeho bradla

Existencia krasovej nádrže podzemných vôd, vzájomná spojitosť jednotlivých prameňov prameniska, ako aj možnosť zvýšenia využiteľných množstiev krasových vôd a vyrovnávanie ich odberu boli overované dlhodobým čerpacím pokusom v širokoprofilovom hydrogeologickom vrte, vyhĺbenom v prameništi do karbonátov výstupnej vetvy prameňov v areáli najvyššie položeného prameňa.

Pre overenie týchto otázok sa uskutočnil trojmesačný čerpací pokus vrtu v období od 15. 8.—12. 11. 1969.

Čerpací pokus prebiehal s výnimkou prvej časti celkove v suchom, na zrážky veľmi chudobnom období. Za obdobie prvej časti čerpacieho pokusu (od 15. 8.—27. 8. 1969) spadlo spolu 89 mm zrážok. Po tomto období počas 2,5 mesiaca čerpacieho pokusu (medzi 27. 8.—11. 11. 1969) spadlo iba 53 mm zrážok, ktoré sú súčtom radu prevažne malých zrážkových úhrnov. Malý vplyv zrážok v období čerpacieho pokusu dokumentujú tiež zmeny výdatnosti prameňov, nachádzajúcich sa v paleogéne tejto oblasti mimo hodnoteného územia. Pramene s výnimkou malého zvýšenia výdatnosti v prvej časti čerpacieho pokusu neprejavili žiadne ďalšie zvýšenie výdatnosti v súhlasnom období s dvaapolmesačným priebehom čerpacieho pokusu. Obdobie čerpacieho pokusu od 15. 8.—27. 8. 1969 možno teda považovať za obdobie s veľmi malým doplnením a od 28. 8. 1969 za obdobie bez doplňovania podzemných vôd.

Vlastný čerpací pokus začal pri sumárnej výdatnosti prameňa 70 l/s. V prvej fáze (29 dní) bola overovaná optimálna depresia v čerpacom vrte od s = 2 m po s = 5,3 m pri čerpanom množstve 108,9—128,0 l/s. Vzhľadom na to, že pri depresiách 5,0—5,3 m sa výdatnosť podstatne nezvýšila, ďalší priebeh čerpacieho pokusu prebiehal pri konštantnej depresii 4m, a to od 24. 9.—2. 11. 1969. V poslednej fáze čerpacieho pokusu (od 3. 11.—12. 11. 1969) bola overovaná jednak možnosť zvýšenia výdatnosti pri depresii 5 m (zvýšenie výdatnosti zo 105,1 l/s v priemere na 112,0 l/s), ako aj reakcia štruktúry na zníženie čerpaného množstva v priemere na 60 l/s. Hlavne druhé overovanie prinieslo závažný výsledok, a to zaznamenanie odtoku z najspodnejšieho prameňa v množstve 1,5 l/s cca 14 hod. po znížení čerpaného množstva (viď obr. 8). Poukazuje to na skutočnosť, že čerpací pokus ovplyvnil hlavne dynamické zásoby nad erózncu bázou prameňov. Čerpací pokus pri depresii 4 m dokumentoval minimálnu výdatnosť 102,2 l/s. Časť čerpacieho pokusu

Obr. 8 Priebeh čerpacieho pokusu na zachytávacom hydrogeologickom vrte a jeho vplyv na výdatnosť prameňov

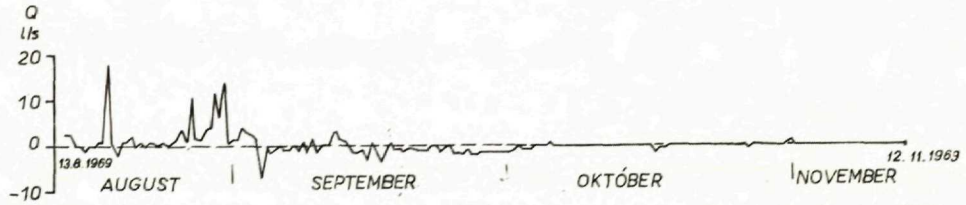
1 — prameň 3; 2 — prameň 5; 3 — výstup podz. vôd medzi mernými objektami P-5 a P-6, 4 — sumár výdatnosti prameňov 7—11, 5 — čerpané množstvo; 6 — priemerné čerpané množstvo 7 — priebeh sumárnej výdatnosti 2 prameňov z paleogénu v oblasti Vrchteplá; 8 — denné zrážkové úhrny (zrážkomerná stanica Považská Bystrica)

Fig. 8 L'essai de pompage sur le forage hydrogéologique de captage et son influence sur le débit des sources

1 — la source No. 3; 2 — la source No. 5; : —l'émergence des eaux karstiques entre les stations de mesure P-5 et P-6; 4 — le total du débit des sources No. 7—11; 5 — la quantité pompée; 6 — la quantité pompée moyenne; 7 — le total du débit de deux sources du Paléogène dans la région de Vrchteplá; 8 — les totaux des précipitations quotidiennes (la station de mesure des précipitations de Považská Bystrica)

od 24. 9.—2. 11. 1969, t. j. 41 dní pri konštantnej depresii 4 m prebiehala v suchom bezzrážkovom období a dostatočne charakterizuje reakciu nádrže krasových vôd na zvýšenie odberu v bezzrážkových obdobiach. V počiatočnej fáze tohto obdobia sa výdatnosť ustálila na 111,8 l/s a v priebehu 41 dní poklesla na 105 l/s. Keď berieme do úvahy čerpací pokus v tomto období, ako aj jeho poslednú časť až do jeho ukončenia, vychádza priemerný denný pokles výdatnosti max. 0,2—0,3 l/s.

Aby sme mohli posúdiť možný vplyv povrchových vôd Manínskeho potoka na podzemné vody prameniska, ktoré sa rozprestiera po oboch stranách potoka pri sz. okraji bradla, bol v priebehu čerpacieho pokusu sledovaný vzťah povrchových a podzemných vôd v merných objektoch vybudovaných na povrchovom toku nad a pod prameňom. Prírastky a úbytky v povrchovom toku v oblasti prameniska dokumentuje obr. 9. Na základe získaných výsledkov možno konštatovať, že v povrchovom toku i pri niekoľkometrovej depresii v odčerpávanom vrte a pri zániku prameňov neboli zaznamenané straty, ktoré by boli kvantitatívne ovplyvnili výdatnosť odčerpávaných krasových vôd. Predpokladám, že malé dokumentované úbytky (1—3 l/s) v prvej časti čerpacieho pokusu sú skôr odrazom nepresnosti meraní na merných prepadoch, ako skutočnými stratami povrchových vôd. Toto hodnotenie dokumentovalo dobrú kolmatáciu toku a kvantitatívnu odizolovanosť povrchových vôd toku od podzemných vôd prameňov.



Obr. 9 Grafické vyjadrenie prírastkov a úbytkov povrchových vôd na manínskom potoku v areáli prameniska medzi mernými profilmi P-2 a P-4

Fig. 9 L'expression graphique de l'accroissement et de la baisse des eaux de surface dans le ruisseau de Manín dans l'aire des sources entre les stations de mesure P-2 et P-4

Realizovaný čerpací pokus potvrdil:

1. Vzájomnú súvislosť všetkých prameňov, ktorá sa prejavila stiahnutím prakticky všetkých vôd prameňov prameniska do odčerpávaného vrtu.
2. Pramene sú spojené s jednotnou nádržou krasových vôd.
3. Odber môžeme čerpaním podstatne zvýšiť a využiť to pre vyrovnávanie odberu umelým znížením eróznej bázy prameňov. Bola potvrdená aj veľmi dobrá doplňovacia schopnosť štruktúry pre zvýšený odber, odrážajúca rozsiahlu nádrž podzemných vôd.
4. Na základe rýchleho obnovenia výtoku (cca 14 hodín) možno usudzovať, že na zvýšení odberu sa podieľajú v podstatnej miere dynamické zásoby, ktorých zvýšený prítok do prameniska vyvolalo umelé zníženie eróznej bázy.

Na základe uvedených výsledkov možno urobiť rozbor možností zaistenia trvalého odberu 70 l/s. V priebehu čerpacieho pokusu, ktorý sa začal pri na-

plnení štruktúry zodpovedajúcemu prirodzenému odtoku podz. vôd 70 l/s, bolo za 89,5 dní odobrané zo štruktúry celkove 912 818,42 m³ podz. vôd, čo zodpovedá priemernému odberu 118,045 l/s.

Toto množstvo je dostačujúce pre dotovanie trvalého odberu 70 l/s po dobu 150 dní. Naviac čerpací pokus pri konštantnej depresii 4 m dokumentoval pred ukončením možnosť odberu 102,2 l/s. Denný pokles výdatnosti v poslednom období čerpacieho pokusu bol 0,2—0,3 l/s. I keď pripustíme, že denná výdatnosť bude ďalej klesať až do 0,6 l/s, i tak možno počítať, že čerpané množstvo by pokleslo na výdatnosť 70 l/s až po ďalších cca 53 dňoch. Z výsledkov čerpacieho pokusu možno teda usudzovať, že od prirodzeného odtoku Q = 70 l/s možno znížením hladiny podz. vôd v prameništi bez dopĺňania štruktúry odčerpávať konštantné množstvo 70 l/s po dobu viac ako 200 dní.

Pre porovnanie uvádzame predpokladaný vytečený objem podzemných vôd štruktúry podľa výtokovej čiary od prirodzenej výdatnosti prameňov 70 l/s až po zánik hlavných výverov. Celkový vytečený objem podzemných vôd $V_{0,07} = \frac{Q_{0,07}}{\alpha} . 86 . 400 = \frac{0,07 . 86.400}{0,00602} = 1\,004\,651$ m³. Je to celkový vytečený objem podzemných vôd po eróznu úroveň prameňov. Toto množstvo je schopné zabezpečiť trvalý odber 70 l/s bez dopĺňania štruktúry po dobu 166 dní. Zo zistených výsledkov čerpacieho pokusu a hodnotenia výtokových možností štruktúry vyplýva, že pri dostatočnom naplnení štruktúry, ktorý zodpovedá prirodzenému sumárnemu odtoku 70 l/s, možno postupným vytvorením 4 m depresie v odčerpávanom vrte bez dopĺňania zásob v štruktúre zaistiť trvalý odber 70 l/s po dobu 166—200 dní.

Sústavné merania sumárnej výdatnosti prameňov v rokoch 1970 a 1971, z ktorých rok 1971 bol pomerne suchý, dokumentovali priemernú výdatnosť 79,1 l/s. Tým i z hľadiska dotácie výdatnosť 70 l/s by mala byť zaistená. Tak isto zistená možná doba pre vyrovnávanie odberu (166—200 dní) je v porovnaní s potrebou v hydrologeologických rokoch 1970—1971 dostatočná. Pre dlhodobé posúdenie chýbajú dlhodobé merania zmien výdatnosti prameňov.

Celkové v porovnaní s doterajšou zistenou minimálnou sumárnou výdatnosťou prameniska 40,3 l/s získané výsledky reprezentujú trvalé zlepšenie odoberateľných množstiev krasových vôd z tejto štruktúry o 73 %. Naviac regulovaný odber umožňuje prispôsobovať odobrané množstvo výkyvom spotreby pri zachovaní dokumentovaného priemerného odberu 70 l/s.

Záver

Práca podáva komplexné hodnotenie hydrogeologickej štruktúry krasových vôd vystupujúcich na povrch v manínskom bradle. Použitím komplexu hydrogeologických, hydrologických a hydrodynamických metód objasňuje hydrogeologickú štruktúru, hodnotí dynamiku jej podzemných vôd, ich zásoby a možnosť využitia zásob pre zvyšovanie odberu v suchých obdobiach.

Podľa hydrogeologických výsledkov možno predpokladať, že bradlá Manína a Drieňovky tvoria jeden hydrogeologický celok mierne sa ponárajúci k V až VJV, ktorý je hydrogeologicky spojený s paleogénnymi zlepencami severnej

časti prečínsko-hričovskej synklinály na tektonickom kontakte. Infiltračnou oblasťou krasových vôd vystupujúcich v manínskom bradle sú karbonatické zlepence severnej časti prečínsko-hričovskej synklinály zaberajúce rozlohu cca 19,8 km². Prestup podzemných vôd na juh z tejto časti synklinály je v oblasti Kostelec—Vrchteplá znemožnený južne od priečneho zlomu bariérou vysoko ležiacich hydrogeologicky nepriaznivých kriedových sedimentov. Vhodná tektonika územia umožňuje usmernenie podstatnej časti podzemných vôd paleogénnych zlepencov k tektonickému kontaktu so súvrstviami manínskeho bradla a ich výstup týmito súvrstviami na povrch pri sz. okraji bradla na styku s kriedovými sedimentmi. Styk hydrogeologicky priaznivých liasových vápencov bradla s paleogénnymi zlepencami je na základe hodnotenia hĺbky obehu v 400—500 m.

Vlastné krasové pramene majú výstupný charakter s rozsahom výdatnosti 1 : 4,5, a tým aj veľmi dobrý stupeň spoľahlivosti. Hodnotenie výtokovej krivky prameňov umožnilo podať bližšiu hydrodynamickú charakteristiku štruktúry, ako aj percentuálne vyjadriť podiel význačných krasových kanálov a drobných puklín v infiltračnej a akumulačnej oblasti štruktúry. Malý podiel (7,5 %) krasových kanálov a drobných puklín dokumentuje malé skrasovatenie v infiltračnej a akumulačnej oblasti. Prevažný podiel akumulačnej kapacity (92,5 %) pripadá na drobné pukliny. Zodpovedá to hydrogeologickému charakteru karbonatických zlepencov paleogénu.

Overenie možnosti zlepšenia výdatnosti prameňov v suchých obdobiach čerpaním z akumulovaných zásob prinieslo významné výsledky. Pri výkyve sumárnej výdatnosti prameňov od 40,3—158,1 l/s čerpacia skúška dokázala reálnu možnosť trvalého odberu 70 l/s s časovým dosahom vyrovnávania výdatnosti pri jej prírodnom poklese pod 70 l/s po dobu 166—200 dní bez dopĺňania štruktúry. Toto vyrovnanie a zlepšenie odberu predstavuje v porovnaní s minimálnou výdatnosťou prameniša zvýšenie o 73 %. Naviac je umožnená regulácia odberu v suchých obdobiach podľa potreby pri zachovaní priemernej hodnoty odberu 70 l/s.

Do tlače odporučil O. Fusán

LITERATÚRA

Andrusov, D. — Kuthan, M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina (4361/2), Práce Štátneho geologického ústavu 10. Bratislava.

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten, 1., Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied. Bratislava.

Andrusov, D. 1972: Sur l'ampleur de la nappe du Manín (zone des klippes piénines, Carpathes occidentales Slovaquie) Geologický zborník — Geologica carpathica XXIII — 2. Bratislava.

Castany, G. 1957: Introduction á l'étude des courbes de tarissement, Chronique d'hydrogéologie, No 10 p. 23—30. Paris.

Drogue, C. 1967: Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétencion par chenaux et fissures, Chronique d'hydrogéologie, No 10, p 43—47. Paris.

Dub, O. — Nemec, J. et al. 1969: Hydrologie, technický průvodce 34. SNTL. Praha.

Kessler, H. 1967: Water Balance Investigations in the karstic Regions of Hungary, Proceedings of the Dubrovnik Symposium, October 1965, AIHS — Unesco, Gentbrugge (Belgium). S. 91—105.

Kullman, E. 1970: Hydrogeologické pomery Manína a jeho vodárensky využiteľné podzemné vody. Manuskript — Geofond, Bratislava.
Kullman, E. 1972: Hydrologický režim krasových vôd Západných Karpát vo vzťahu k možnostiam zvýšenia ich využiteľných výdatností. Hydrologické problémy Slovenska. S. 207—216. Štrbské Pleso.
Maheľ, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Žilina, Vydavateľstvo Geofond. Bratislava.
Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II — Západní Karpaty. Vydavateľstvo ÚÚG. Praha.
Mišík, M. 1957: Litologický profil manínskou sériou. Geol. zborník VIII. Bratislava.
Šalaga, J. 1970: Lietava — hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond. Bratislava.
Schoeller, H. 1967: Hydrodynamique dans le karst, Hydrologie des roches fissurées, Actes du colloque de Dubrovnik, October 1965. AIHS — Unesco, S 3—20. Gentbrugge (Belgique).

EUGEN KULLMAN

L'HYDROGÉOLOGIE DE MANÍN ET LES POSSIBILITÉS DE L'UTILISATION DE SES EAUX SOUTERRAINES

Résumé

Résumé — Les résultats de l'investigation hydrogéologique détaillée et leur confrontation d'avec les faits de l'évaluation du territoire donnent l'esquisse présumée de la structure hydrogéologique des eaux karstiques de Manín. Il en ressort de cette évaluation que le territoire d'infiltration des eaux karstiques de Manín est la partie nord des conglomérats carboniques du Paléogène du synclinal Prečin—Hričov et qu'il existe une communication hydraulique entre les conglomérats du Paléogène et les carbonates du Klippe de Manín.

Pour connaître les conditions hydrogéologiques on avait étudié les lois du dévidage de la structure des eaux kartiques par l'établissement et l'évaluation de la courbe de tarissement des eaux karstiques éxtrapolée. La courbe de tarissement fut utilisée pour un jugement déterminatif du caractère de la fissuration ainsi que pour juger des possibilités de l'utilisation optimale des eaux karstiques.

De l'analyse de la courbe de tarissement il en ressort que l'accumulation totale des eaux karstiques, approvisionnant les sources de Manín est créée en général par la capacité accumulatrice de menues fissures à 92,5 % et par celle des canaux karstiques à 7,5 %.

Du point de vue de l'utilisation de ces eaux karstiques on présente une évaluation des possibilités de leur exploitation optimale. Cette évaluation est basée sur le principe de l'utilisation des accumulations des eaux karstiques saisonnières pour assurer durablement des prises augmentées en comparaison avec les débits des sources durant les saisons de sécheresse. Les résultats montrent sur la possibilité d'une prise durable de 70 l/s, ce qui représente une augmentation par 73 % en comparaison avec les débits minimum des sources trouvés jusqu'à présent.

Preložil E. Bleho

Geologické práce, Správy 61 | str. 53—60 | Bratislava | 1973

PAVOL POSPÍŠIL*—ŠTEFAN ŠÁRÓ**

K MOŽNOSTI RIEŠENIA NIEKTORÝCH HYDROGEOLOGICKÝCH PROBLÉMOV NA ZÁKLADE TRÍCIOVÝCH ANALÝZ

(2 obr. v texte, francúzske resumé)

Pri hydrogeologickom prieskume v oblasti Rusoviec (obr. 1) sme pre riešenie problému pohybu vody použili v zvislom profile tríciovú analýzu. Výsledky analýz vzoriek z tejto lokality boli veľmi zaujímavé, a preto boli odobraté ďalšie vzorky aj z podzemných vôd stredoslovenských vulkanitov (lokality Podzámčok a Dobrá Niva), aby sme informatívne overili možnosti využitia tejto metódy aj v iných hydrogeologických podmienkach.

Všeobecný princíp metódy

V dôsledku interakcie kozmického žiarenia s hornými vrstvami atmosféry sa tvorí trícium — najľahší rádioaktívny izotop vodíka. Na zemský povrch sa dostáva trícium prostredníctvom zrážok a ich infiltráciou, resp. infiltráciou vody z povrchových tokov do podzemných vôd.

V prírode sa nachádza trícium v prevažnej miere vo forme molekúl vody (HTO, na rozdiel od obyčajnej vody H_2O). Polčas rozpadu trícia je 12,26 rokov, ale vzhľadom na jeho ustálenú tvorbu v prírode bola rovnovážna koncentrácia trícia zistená na úrovni 5—7 tríciových jednotiek pre zrážkové vody.

Tríciová jednotka (T. U.) je definovaná ako pomer jedného atómu trícia ^3H (alebo T) k 10^{18} atómov obyčajného ľahkého vodíka ^1H, čo predstavuje rovnovážnu koncentráciu trícia v horných vrstvách oceánu pred termonukleárnymi skúškami. Jedna tríciová jednotka (1 T. U.) zodpovedá 7,2 rozpadom za minútu v jednom litri vody alebo rádioaktivite 3,2 pCi/l.

Pri termonukleárnych skúškach preniklo do prírody veľké množstvo umelo vytvoreného trícia, čím sa značne narušila jeho rovnovážna koncentrácia. Táto skutočnosť na jednej strane uľahčuje rozlíšiť staršie vody od mladších, ale na druhej strane časová závislosť tríciovej aktivity mladších vôd (infiltrovaných po období termonukleárnych skúšok od r. 1951) je značne zložitá, čo do určitej miery limituje možnosti tríciovej chronológie mladších vôd. Súčasná úroveň meracej techniky dovoľuje datovať vody asi 50—60 rokov dozadu.

Tríciová aktivita nami odobratých vzoriek sa merala dvoma spôsobmi: 1. priamo, kvapalným scintilačným spektrometrom značky TRI-CARB (model

* IGHP, Bratislava-Prievoz, Strojnícka ul.
** Prírodovedecká fakulta UK, Katedra jadrovej fyziky, Bratislava

2110 fy Packard); 2. tým istým spektrometrom vo vzorkách koncentrovaných, aby sa zvýšila ich merná tríciová aktivita.

Zvyšovanie koncentrácie vo vzorkách sa robilo elektrolýzou, počiatočný objem elektrolytu bol 500 ml, konečný 15 ml. Pri priemernej účinnosti izotopickej frakcionácie 50 % bolo obohatenie výslednej vzorky tríciom 17 násobné.

Prehľadná charakteristika hydrogeologických pomerov lokality Rusovce

Lokalita sa nachádza na pravej strane Dunaja pod Petržalkou. Územie je súčasťou Podunajskej nížiny, ktorá je na našom území charakteristická veľkou akumuláciou klastických uložení. Mocnosti pieskov a štrkov rastú od Petržalky (asi 10—15 m) cez Jarovce (30 m) po naše územie 62—65 m. Ďalej k hraniciam hrúbka stále narastá.

Podľa súčasných geologických poznatkov (J. Janáček 1967) celé územie Podunajskej nížiny predstavuje mohutnú depresiu s najhlbším centrom poklesávania v oblasti Gabčíkova. Na tomto mieste je hrúbka komplexu štrkov (kvartér-levant a gabčíkovské piesky pontu) podľa posledných údajov až 600 m. Pozdĺžna os tejto depresie sa podľa J. Janáčka tiahne po ľavej strane Dunaja. Územie po pravej strane Dunaja podľa nášho názoru musíme považovať za súčasť tejto jednotnej depresie, za jej okrajovú časť. V zmysle členenia J. Janáčka naše územie zodpovedá pásmu okrajových kier, až vysokej šamorínskej kryhe, ktorá je ukončená sládkovičovským zlomom. Nedá sa vylúčiť, že aj na území našej lokality je časť štrkov levantská a kvartérne sú len najvyššie polohy. Pre zjednodušenie, podľa analógie s územím Žitného ostrova, budeme celý komplex pokladať za dunajské štrky kvartérno-levantského veku, pretože gabčíkovské piesky sa tu pravdepodobne nenachádzajú. V podloží komplexu štrkov je neogén vytvorený zo súvrství pontu, ktoré tu vzhľadom na svoj prevažne piesčito-ílový vývoj tvoria relatívne nepriepustné podložie.

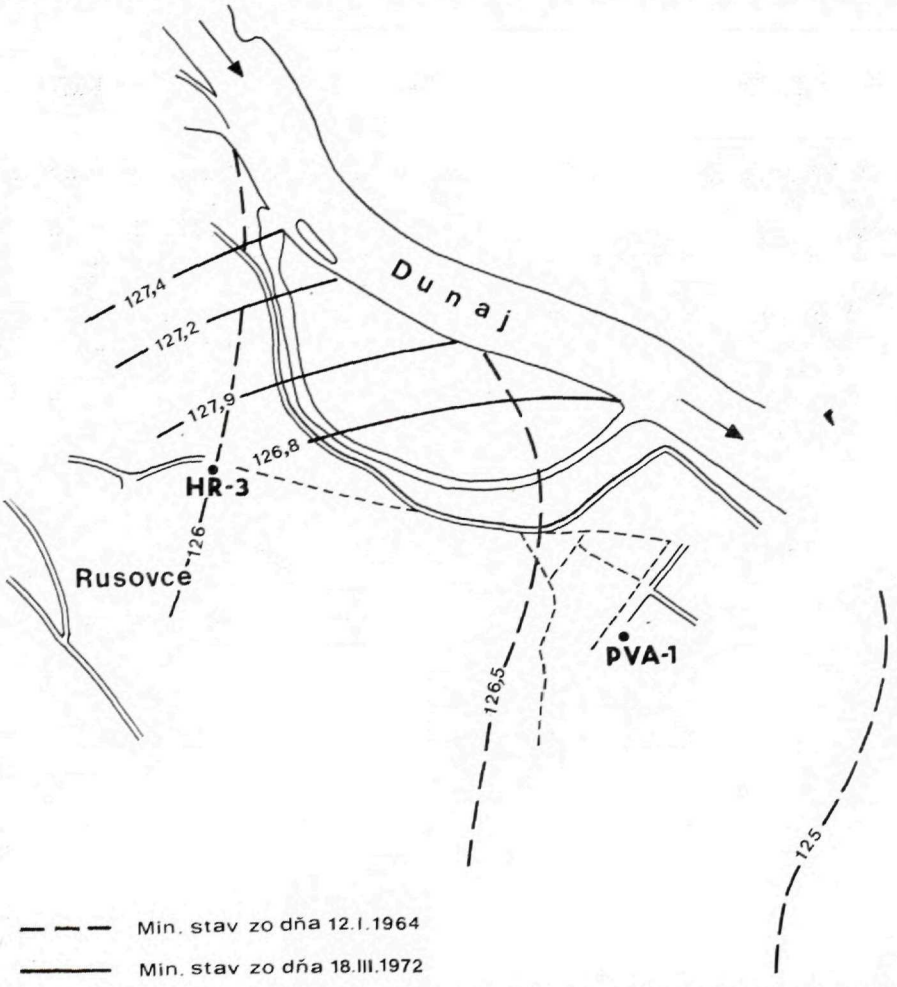
Hlavným zdrojom doplňania zásob podzemných vôd na našom území je Dunaj. Hoci voda infiltruje z toku podľa pozície koryta voči ďalším okrajovým podmienkam prakticky za všetkých stavov, kvantitatívne najvýznamnejšie je obdobie vysokých a stredných stavov. Pri náhlom poklese hladiny Dunaja v krátkom časovom úseku dochádza k drenovaniu podzemnej vody v úzkom pririečnom páse. Komplex štrkov je dobre priepustný, ale značne nerovnorodý vo vertikálnom aj v horizontálnom smere. Takúto nehomogenitu prostredia spôsobili hlavne dva vplyvy, ktoré spolupôsobili pri akumulácii štrkov.

V prvom rade ide o značne premenlivú unášaciu silu Dunaja, ktorý ako vysokohorská rieka značne mení v priebehu roka svoj prietok. Následkom rozvodňujúceho sa Dunaja po jeho vyústení z Devínskej brány sa celé naše územie pokrylo sieťou ramien, z ktorých časť bola činná len v určitých obdobiach pri vysokých stavoch a povodniach. Podľa intenzity povodní a najmä po ich ústupe boli ramená zanášané heterogénnym materiálom od pieskov po hrubé štrky. Časom zanikali staré a vytvárali sa nové ramená, teda jednotlivé zrnitostne odlišné polohy majú obyčajne pomerne malý rozsah. A. Porubský (1972) nazval túto štruktúru polycyklickou.

Druhým činiteľom, ktorý spolupôsobil pri formovaní hydrogeologických pomerov, je tektonické poklesávanie neogénneho podložia, čo vytváralo ďalší priestor pre novšie a novšie akumulácie štrkov a pieskov. Takto bola v Podunajskej nížine vytvorená významná hydrogeologická štruktúra — mladá depresia, ktorá predstavuje kvantitatívne a kvalitatívne veľmi významnú nádrž podzemných vôd.

Odber vzoriek vody

Pri voľbe spôsobu odberu vzoriek vody na tríciové analýzy sme vychádzali z cieľa, ktorý sme chceli analýzami dosiahnuť. Bola to stratifikácia más vody v zvislom smere. Ako vidieť na obrázku 1, zvolený vrt PVA-1 je vzdialený od Dunaja cca 800 m v smere približne kolmom na tok. Je to úzkoprofilový



Obr. 1 Situácia lokality Rusovce so smermi prúdenia podzemných vôd (1:50 000)

vrt, hĺbený súpravou B-120 M, ktorá pri vŕtaní používa závitové pažnice. Je to veľmi dôležité, pretože zaisťujú relatívnu vodotesnosť vrtu. Pri pažení zváranými rúrami, spôsob zvárania v častiach oblúkov alebo príložnými pásmi ocele takúto vodotesnosť vylučuje.

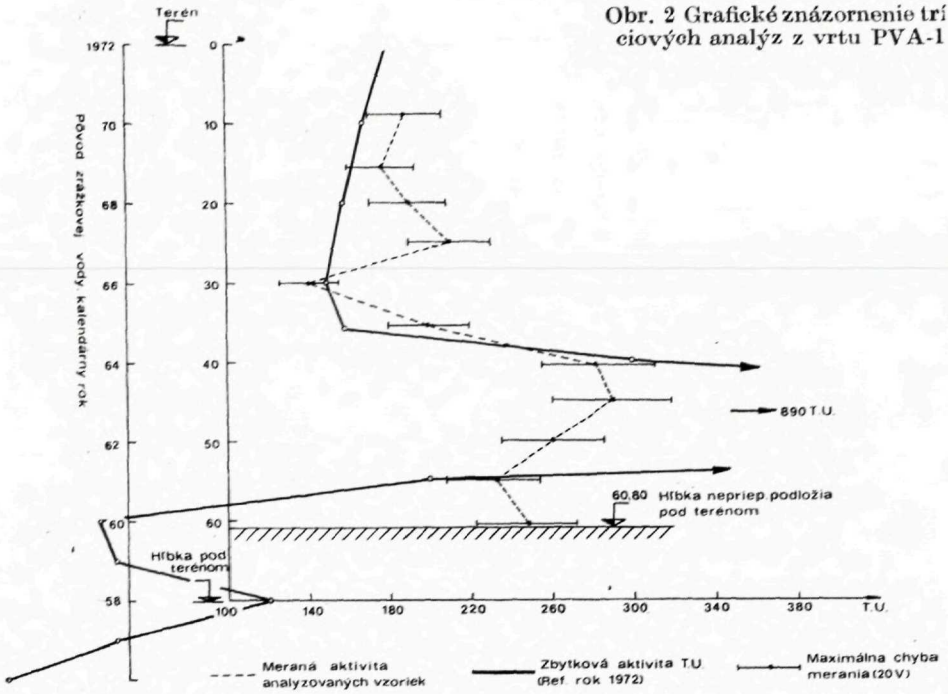
V našom prípade je vodotesnosť dôležitá. Má zabrániť, aby sa voda neodoberala z viacerých hĺbkových etáží, teda aby sa nemiešali vody rôznej aktivity. Vzorky vody sme získali čerpaním po dovŕtaní určitej hĺbky, pričom bola vylúčená manipulácia pažnicami — povytahovanie. Prítok vody bol teda obmedzený na dno vrtu. Výdatnosť sme zvolili u všetkých odberov na cca 0,5 l/s, aby sa ovplyvnilo čo najmenšie okolie dna vrtu, a tak bola zaistená príslušnosť vody do úrovne dna vrtu. Dĺžku čerpania sme stanovili tak, aby došlo k dvojnásobnej až trojnásobnej výmene obsahu vrtu. Na konci čerpania boli odobrané vždy 2 litre vody na analýzu.

Výsledky tríciových analýz z vrtu PVA-1 (Rusovce—Ostrovné Lúčky) a ich interpretácia

Grafické znázornenie analýz je uvedené na obr. 2. Z údajov vyplýva, že aktivita vzoriek má približne rovnakú hodnotu — 180—200 T. U. až do hĺbky cca 25 m. Po miernom poklese aktivity u vzorky z hĺbky 30 m, aktivita sa znovu výrazne zvyšuje, vzápätí zasa mierne klesá až k ílovitému podložiu.

Ak porovnáme čiaru nameraných aktivít s priebehom zbytkových tríciových aktivít jesenných a zimných zrážok na tom istom obrázku, zisťujeme značnú zhodu priebehu. Vedie nás to k záveru, že podzemná voda v zvislom profile v skúmanom bode zodpovedá zrážkovým vodám toho-ktorého obdobia podľa čiary zbytkových aktivít zrážok. Znamená to, že voda na báze zvodneného súvrstvia pochádza z obdobia 1961—63 a voda z vyšších vrstiev by bola postupne mladšia. Istú možnosť nepresností týchto záverov spôsobuje Dunaj, tríciová aktivita ktorého sa pohybuje v posledných rokoch na úrovni asi 200 T. U. a v dôsledku činnosti jadrových zariadení na jeho hornom toku má dokonca mierne stúpajúcu tendenciu. Dá sa však s istotou povedať, že aktivita vody na báze súvrstvia je vyššia, ako súčasná aktivita vôd Dunaja alebo zbytková aktivita jeho vôd za posledných niekoľko rokov.

Zdá sa, že stúpajúci vek vody s hĺbkou možno vysvetliť hlavne predlžovaním filtračnej dráhy. Ak berieme do úvahy existenciu zisteného režimu, teda určité striedanie intenzity infiltrácie s malými časovými úsekmi drenovania v pririečnej zóne a do určitej miery kyvadlový pohyb čiastočiek vody, nemôžeme dávať do priamej súvislosti vek vody s dĺžkou infiltračnej dráhy. Zdá sa však pomerne isté, že miesto infiltrácie vody v závislosti od hĺbky musíme posúvať vždy viac proti toku vody v rieke. Táto skutočnosť môže mať značný význam pri určovaní ochranných pásem zdrojov vody. Pri čerpacích skúškach budeme aj v pririečnych územiach odčerpávať vodu infiltrovanú pred pomerne dlhým časovým úsekom. Je málo pravdepodobné, že pri čerpacej skúške budeme odčerpávať vodu infiltrovanú v období čerpacej skúšky aj pri jej dlhom trvaní. Prejavy čerpacej skúšky na hladine podzemnej vody-forma hydroizohyps nás najmä pri hĺbkovom odbere nemusí správne informovať o oblasti dopĺňania a hlavných smeroch prítoku. Časť vody najmä



Obr. 2 Grafické znázornenie trícievych analýz z vrtu PVA-1

z hlbších polôh môže pochádzať aj z miest pomerne vzdialených od dosahu zníženia hladiny podzemnej vody. Táto skutočnosť je závažná najmä v prípade prítomnosti určitých, veľmi stálych chemických komponentov. Dlhodobým odberom vody ich môžeme dostať do zdroja napriek tomu, že sme urobili všetky potrebné opatrenia na zaistenie čistoty a kvality podzemných vôd v území vymedzenom podľa prejavov vplyvu zdroja na hladine podzemných vôd.

Z hľadiska prognózy chemizmu vôd je dôležité si uvedomiť, že daná studňa odoberá vodu, ktorá sa infiltrovala v rôznych vzdialenostiach od bodu odberu. Má teda rôzny čas zdržania v pórovitom prostredí, pričom môžeme vzhľadom na miešanie vody len s malou pravdepodobnosťou určiť, kedy sa odčerpajú vody infiltrované v priebehu čerpania. V daných podmienkach našej lokality sa na základe týchto poznatkov prakticky nedá predpokladať, či by sme čerpacou skúškou z jedného vrtu mohli natoľko ovplyvniť prirodzený charakter pohybu vody, aby sme mohli predpokladať, aká bude kvalita vody po dlhodobom odbere z kvantitatívne významnejšieho zdroja.

Zaujímavý je aj poznatok o absolútnom veku vody na báze súvrstvia štrkov. Ak berieme do úvahy, že vek vody bol stanovený vo vrte vzdialenom cca 800 m od Dunaja na báze súvrstvia na 10—12 rokov, mali by sme sa zamyslieť nad bežnou metódou výpočtu zdržania vody v pórovitom prostredí s uvažovaním koeficientu filtrácie, hydraulického spádu a aktívnej pórovitosti. Zdá sa, že ak počítame s rovnakým pohybom podzemnej vody po celej zvislici, s rovnakou oblasťou infiltrácie, pomery príliš schematizujeme a výpočtom dostávame nesprávne hodnoty. Na základe tu uvedených výsledkov sa zdá, že určovať

ochranu zdroja, najmä v prípadoch kde ide o veľké hrúbky zvodneného materiálu, bude zložitejšie, ako sa vo viacerých prameňoch uvádza. Hlavne proti toku bude ochranné pásma potrebné značne rozšíriť.

Pri uvažovaní o správnosti interpretácie zmeny aktivity s hĺbkou v súvislosti s dĺžkou filtračnej dráhy sa na prvý pohľad zdá, že tento jav môžeme vysvetliť na základe spomalenia rýchlosti prúdenia vody vo väčších hĺbkach. Aj keď nemôžeme takúto interpretáciu vylúčiť, po zvážení geologických pomerov (narastanie mocnosti náplavov, teda narastanie veľkosti prietočného profilu v našich podmienkach) sa prikláňame skôr k vyššie uvedenej interpretácii.

Aj keď sa navonok zdá, že z výsledkov analýz by bolo možné vydedukovať ďalšie závery, pokladáme takéto úvahy za predčasné najmä preto, lebo v tak zložitej (hydrogeologicky a najmä hydraulicky) oblasti, ako sú náplavy Dunaja, ide o prvé práce tohto druhu a až po ich rozšírení bude možné robiť prípadne ďalšie závery. Domnievame sa však, že aj z prvých výsledkov je možno zistiť, že ide o metódu, ktorá môže pri riešení určitých hydrogeologických problémov v kombinácii s ostatnými metódami priniesť ďalšie závažné poznatky.

Prírodné pomery lokality Podzámčok a Dobrá Niva a výsledky analýz

Obe lokality sa nachádzajú na území vytvorenom z vulkanitov, na styku masívu Javoria a Štiavnického pohoria. Pri prieskume a pri budovaní definitívnych studní bolo pomerne jednoznačne dokázané, že hlavným transportérom podzemnej vody je strmo uklonená podpovrchová časť poruchového pásma, ktorá sa tiahne údolím toku Neresnica. V našom území sleduje generálne smer J—S (L. Škvarka — I. Valušiak 1968, L. Škvarka — J. Príhoda 1970). Voda má zvýšenú teplotu 13—14 °C a jej hĺbka obehu bola stanovená na 140—160 m. Voda bola odobraná z vrtov v Dobrej Nive, z ktorých dva mali pozitívny prietok od ich vybudovania v roku 1969 a jeden bol práve odčerpávaný. Na pramenisku Podzámčok bola odobraná voda z uzáveru na prívodnom potrubí do Zvolena, pretože pramenisko je využívané a jednotlivé studne nie sú prístupné.

Výsledky analýz všetkých vzoriek sú pomerne jednoznačné. Nízka aktivita (menej ako 10 T. U.) určuje ich vek na viac ako 18—20 rokov. Ak uvážime, že v oboch prameniskách sú trvale odtekajúce vody, najpravdepodobnejším vysvetlením vysokého veku je značná vzdialenosť a značná plošná rozsiahlosť infiltračnej oblasti. Výsledky čerpacích skúšok totiž dokumentovali v oboch lokalitách vysokú priepustnosť poruchového pásma, teda pomalý pohyb vody v ňom musíme vylúčiť. Priepustnosť poruchy, ako aj niekoľkoročný trvalý odtok vody z oboch lokalít dokazujú, že vysvetlenie nízkej aktivity ako dôsledok rozsiahlej akumulácie podzemnej vody s veľmi pomalou výmenou, je veľmi málo pravdepodobné. Treba ešte upozorniť, že ešte pred uskutočnením vrtov zistil L. Škvarka hydrometrickým meraním v oboch lokalitách skrytý prítok do Neresnice v hodnote niekoľko desiatok litrov za sekundu.

Zistený vek vody nás upozorňuje na potrebu zachovať opatrnosť pri pokusoch o bilančné hodnotenie celku stredoslovenských vulkanitov. V prípade, že aj ďalšími prácami sa dlhodobo potvrdia nízke aktivity, mali by sme zberné

oblasti oboch pramenísk dávať do pomerne vzdialených území. Vysoký vek vody malé a blízke zberné oblasti spochybňuje.

Nedá sa potom vylúčiť, že i keď nájdeme v niektorých iných prípadoch výdatné zdroje vody aj od seba značne vzdialené, pôjde o odber z jednej infiltračnej oblasti. V praxi to môže znamenať, že jeden odber vylúči druhý alebo značne obmedzí dovolené odberné množstvo z oboch lokalít. Prejav poklesu výdatnosti sa v niektorých prípadoch môže prejaviť až po niekoľkých rokoch. Z týchto dôvodov bude vhodné pri doporučovaní množstiev vody na odber z jednotlivých lokalít zachovať určitú opatrnosť a doporučovať radšej odber na nižšej hranici, blížiacej sa prirodzeným pretokom v daných lokalitách.

Nízke aktivity tiež nedovoľujú kvantitatívne významnejšiu infiltráciu z povrchových tokov v bližšom okolí pramenísk Podzámčok a Dobrá Niva. Pravdepodobné vysvetlenie hydrogeologickej pozície oboch sa zdá byť také, že vlastná poruchová zóna drenuje územie, ktoré postihuje len vo veľmi malej miere alebo je od možnosti infiltrácie povrchovej vody dobre izolovaná. Hlavným dodávateľom sú pravdepodobne priečne poruchy, ktoré potom dodávajú vodu hlavnej zbernej poruche z veľkých plôch neovulkanitov. Pritom samotná infiltrácia zrážok do más vulkanitov je pomerne malá a pohyb vody až na dôležitejšie poruchy pomalý.

Záver

Výsledky tríciových analýz, aj keď v našich podmienkach ich zatiaľ máme málo, nás upozorňujú na ďalšiu metódu, ktorá môže mať veľkú úlohu v hydrogeologickom výskume a prieskume aj pri riešení všeobecných problémov. Uplatní sa pravdepodobne aj pri posudzovaní problémov ochrany, bilanciách, ako aj pri hodnotení chemizmu vôd a jeho prognóze.

Zdá sa tiež, že práve použitie tríciovej metódy je pri obyčajných podzemných vodách s plytkým obehom úplne opodstatnené, na rozdiel od minerálnych vôd s hlbším a hlbokým obehom, kde sa na príklade vysokotermálnej vody z Dunajskej Stredy ukazuje výhodnejšie využitie ^{14}C. Tríciová aktivita totiž bola pri skúšobnom meraní nemerateľná.

Je možné, že uvedená interpretácia výsledkov analýz sa ďalšími prácami ukáže ako nie celkom vyhovujúca, a preto naše názory chápeme len ako možný príspevok k hydrogeologickému hodnoteniu tak významnej oblasti, akou sú náplavy Dunaja a stredoslovenské neovulkanity.

Do tlače odporučil E. Kullman

LITERATÚRA

Davis, G. H. 1967: Seasonal Variations in the tritium content of groundwaters of Vienna basin, Austria. Isotops in hydrology, IAEA. Vienna.

Kol. autorov 1968: Guidebook on nuclear techniques in hydrology. IAEA Technical Reports Series No 91. Vienna.

Pechočiaková 1969: Petržalka—Čuňovo — vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu. Rukopis. Archív Vodných zdrojov.

Pospíšil, P. 1972: Návrh vodárenských lokalít na území Žitného ostrova. Rukopis. Archív Vodných zdrojov.

Porubský, A. — Gazda, S. — Kněžek, M. — Repka, T. 1971: Veľký žitný ostrov — regionálny hydrogeologický prieskum. Rukopis. Archív SGÚ.
Porubský, A. 1972: Vodný zdroj pre Bratislavu — lokalita Hanuliakovo—Šamorín—Čilistov. Rukopis. Archív Vodorozvoj. Bratislava.
Škvarka, L. — Valušiak, I. 1968: Podzámčok — hydrgeoologický prieskum. Rukopis. Archív Vodných zdrojov. Bratislava.
Škvarka, L. — Príhoda, J. 1970: Dobrá Niva — Hydrogeologický prieskum. Rukopis. Archív Vodných zdrojov. Bratislava.

P. POSPÍŠIL — Š. ŠÁRÓ

LES POSSIBILITÉS DE RÉSOUDRE CERTAINS PROBLÈMES HYDROGÉOLOGIQUES AU MOYEN DE L'ANALYSE DE TRITIUM

Résumé

Le travail basé sur la détermination de l'âge de l'eau par la méthode de l'isotope radio-actif de l'hydrogène précise l'interprétation des conditions hydrogéologiques dans deux localités, c'est-à-dire, dans la localité Rusovce—Ostrovské Lúčky et dans les localistés Podzámčok et Dobrá Niva. Dans la première localité il a été démontré que l'âge de l'eau s'élève avec la profondeur, ce qui conduit à la prise de vue sur la prolongation du chemin de la filtration des eaux souterraines dans les parties plus profondes du forage. Ce fait est d'une importance considérable surtout pour la détermination des zones de protection des ressources en eau. Dans les localités de Podzámčok et Dobrá Niva, où les eaux souterraines emergent en suivant la zone de faille d'une bonne perméabilité, l'âge de l'eau fut déterminé à plus de 18—20 ans. L'âge de l'eau élevé en comparaison avec la bonne perméabilité de la zone de faille montre sur la possibilité des zones d'infiltration éloignées. On ne peut pas alors exclure dans certains cas le fait que les ressources abondantes d'eau, même considérablement éloignées l'une de l'autre, ont une zone d'infiltration commune. En pratique cela signifie qu'une prise élimine l'autre, ou réduit considérablement la quantité de prise dans les deux localités. Une manifestation de la baisse du débit peut dans certains cas apparaître bien après plusieurs années. Ce fait montre sur la nécessité d'une grande précaution en recommandant l'utilisation des quantités d'eaux souterraines dans certaines localités des régions néovolcaniques de la Slovaquie.

Preložil E. Bleho

Geologické práce, Správy 61 | str. 61—87 | Bratislava | 1973

JÁN ILAVSKÝ*

O METALOTEKTOCH ALEBO RUDOLOKALIZUJÚCICH FAKTOROCH STRATIFORMNÝCH A VULKANOGÉNNO-SEDIMENTÁRNYCH LOŽÍSK

(anglické resumé)

Abstract. Stratiform deposits of volcano-sedimentary origin are forming under complicated conditions. Their spatial distribution and genetic conditions are influenced by three large groups of metallotects: planetary (structural-tectonic, physical-chemical control of the atmosphere), regional (tectonic, paleogeographical, lithological-facies, paleoclimatic) and local (lithological-sedimentological, paleotopographical, geochemical, volcanological, physical-chemical control of marine environnement.)

Úvod

Vulkanicko-sedimentárnym procesom v širšom slova zmysle sa pripisuje dôležitosť z metalogenetického hľadiska hlavne od tridsiatych rokov tohto storočia. V súčasnosti nadobúda táto skupina ložísk veľký význam, pretože predstavuje najperspektívnejší typ zo stanoviska ťažby mnohých významných surovín, počínajúc železom, mangánom, vanádom, zlatom, bauxitmi, boratmi, pyritmi, cez ložiská antimónu, ortuti, chrómu, niklu, kobaltu, magnézia, arzénu, cínu, titanu, bária, fluóru, fosforu, molybdénu až po vzácne a stopové prvky, ako je selén, lítium, rubídium, germánium, indium, gálium, yttrium, ytterbium, scandium, telúr, bizmut, tálium atď.

Preto sa v posledných desaťročiach výskumu klasifikácii a metalotektom, t. j. rudolokalizujúcim faktorom týchto ložísk venuje neobyčajne veľká pozornosť s cieľom vyjasniť zákonitosti priestorového rozmiestenia jednotlivých typov ložísk a objasnenia genetických podmienok ich vzniku.

V tomto príspevku by sme sa preto chceli zaoberať problematikou metalotektov alebo rudolokalizujúcich faktorov vulkanogénno-sedimentárnych ložísk a poukázať tým na súčasný stav riešenia tejto problematiky vo svete, čo môže značne pomôcť a uľahčiť práce na dlhodobých prognózach a vyhľadových projektoch.

Klasifikácia vulkanicko-sedimentárnych ložísk

Ak cheme správne pochopiť princípy členenia metalotektov či rudolokalizujúcich faktorov, treba si objasniť základné princípy klasifikácie stratiformných ložísk vulkanicko-sedimentárneho pôvodu.

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Jedna z prvých klasifikácií takýchto ložísk je od P. Niggliho (1929), ktorý im dáva názov extruzívno-vulkanické ložiská a delí ich podľa minerálneho obsahu na päť skupín: 1. Sb—Hg formáciu; 2. Cu formáciu; 3. Au—Ag formáciu; 4. formáciu ťažkých kovov; 5. formáciu Sn—Bi—(Ag) rúd. Ako vidno, išlo o genetickú klasifikáciu, čo ani inak nemohlo byť. C. W. Carstens (1942) použil po prvý raz pre tieto ložiská výraz exhalačno-sedimentárne, čím im dal aj určitý genetický zmysel.

Klasifikácia H. Schneiderhöhna (1941) nebola tiež genetická, pretože za princíp delenia slúži tiež minerálny obsah. Taký istý charakter mala i klasifikácia R. L. Stantona (1960), ktorá používa ako hlavné princípy členenia minerálny obsah a štruktúry rúd.

Chr. Amstutz (1957, 1959, 1960) ukázal na nutnosť klasifikovať tieto ložiská na genetických princípoch. Zdôraznil, že pri klasifikácii takýchto ložísk treba uplatňovať princípy času a priestoru. Táto zásada sa však neujala hneď, pretože napr. klasifikácia C. W. Carstensa — F. A. Foslieho (1962) používa pri členení stratiformných ložísk ešte princípy obsahu okolitých hornín a stupňa metamorfózy. Obdobným spôsobom, avšak s prihliadnutím na niektoré genetické podmienky vzniku, rozpracoval systematiku stratiformných ložísk spätých s vulkanizmom F. M. Vokes (1962). Rešpektuje už minerálny obsah, textúru, štruktúru, okolité horniny, stupeň metamorfózy ap.

Z uvedeného vidieť, že princípy klasifikácie stratiformných vulkanicko-sedimentárnych ložísk nemôžu byť rozpracované na relatívne malých územiach monoštruktúrneho typu, t. j. na platformách, kde spravidla vystupuje len obmedzený počet geologických formácií a neúplný počet metalogenetických epoch.

Podmienky pre genetické klasifikácie takýchto ložísk mohli preto vzísť len z veľmi rozsiahlych území s rozmanitou, veľmi pestrou geologickou stavbou, kde je zastúpený najkompletnejší geologicko-tektonický vývoj od najstarších epoch po najmladšie. Takéto možnosti poskytuje územie Sovietskeho zväzu, kde vznikla prvá dôkladnejšia genetická klasifikácia vulkanogénno-sedimentárnych ložísk a vulkanogénnych ložísk vôbec od N. V. Kotljara (1964). Inú klasifikáciu z veľmi rozsiahlych území amerických kontinentov a z celej zemegule podali Američania (P. Guilde 1972). Nie je však taká podrobná ako sovietska klasifikácia.

V. N. Kotljar (1964) uplatnil v svojej systematike princíp času, priestoru, štruktúr, látkového zloženia a spôsobu vzniku ložísk viazaných na vulkanizmus, a to bez ohľadu na to, či spôsob vzniku je sedimentárny alebo iný.

Vychádzajúc z veľkých planetárnych a kontinentálnych systémov určuje V. N. Kotljar vulkanizmus geosynklinálnych systémov ako rudonosný, kým vulkanizmus platforiem považuje za sterilný. V zhode s geotektonickými schémami vývoja orogénov v zmysle R. W. Bemmelena, H. Stilleho, V. A. Obručeva, J. A. Bilibina a V. I. Smirnova rozdeľuje vulkanogénno-sedimentárne ložiská do troch veľkých skupín (grúp):

1. rano geosynklinálne (predorogénne),
2. pozdno-geosynklinálne, t. j. poorogénne,
3. viazané na veľké hlbinné zlomy.

V prvých dvoch skupinách rozoznáva vulkanicko-plutonické ložiská (napr. Sn, W, Mo), subvulkanické (Cu porfýry), exhalačno-sedimentárne. Tieto sa delia na prikaldeirové, napr. realgárové alebo cínonosné, potom ložiská v hrd-

lách vulkánov, napr. U, Bi, Cu, Sn a ďalej na hydrotermálno-sedimentárne (kýzy s FeS_2, Cu, Pb, Zn, Au, Ag baryty, kremito-železité rudy, mangánovo-silicitové rudy).

V tretej grupe ložísk viazaných na hlbinné zlomy rozoznáva štyri skupiny:

1. exhalačno-sedimentárne: a) Hg-opality, b) rýdza síra, c) realgár-auripigmentové;
2. exhalačné: a) boráty (sčasti by sem mohla patriť aj síra);
3. hydrotermálno-sedimentárne: a) prikaldeirové (Hg, Cu); b) hrdlá vulkánov (síra, fluorit); c) subvulkanické (U, Au, Ag);
4. vulkanicko-plutonické: a) Ag, b) Au-turmalín; c) Cu-turmalín-beryl; d) skarny.

Uvedená genetická klasifikácia vulkanogénnych ložísk od V. N. Kotljara nezačleňuje všetky známe stratiformné ložiská, avšak jej osnovy a princípy sú základnými východiskovými bodmi pre prípadné novšie a dokonalejšie klasifikácie.

Do takejto klasifikácie by mali byť začlenené napr. aj zrudnenia a zrazeniny termominerálnych postvulkanických prameňov vôd a plynov, známe v mnohých vulkanických oblastiach sveta.

Metalotekty — rudolokalizujúce faktory stratiformných vulkanicko-sedimentárnych ložísk

Pod pojmom metalotekt v zmysle F. Permingeata — P. Routiera — P. Laffitta (1960) rozumieme súbor rudolokalizujúcich faktorov, resp. podmienok geologického, tektonického, magmatického, vulkanogénneho, prípadne metamorfného charakteru, ktoré viedli k lokalizácii a vzniku rudnej akumulácie.

Takéto podmienky mávajú však rôzne rozmery a rozličný význam a rozsah. V zmysle najnovších prác P. Routhiera (1963), E. T. Šatalova (1966), G. Tischendorfa (1968, 1969) R. Gräbeho (1972), P. Guilda (1972), A. Nobleho (1972), K. Dunhama (1972) a celého radu ďalších bádateľov možno rudolokalizujúce faktory rozčleniť na základe ich veľkosti do troch veľkých skupín: planetárnych, kontinentálno-regionálnych a miestnych, z ktorých každý vplýval iným spôsobom na rozmiestenie rudných ložísk.

I. Planetárne rudolokalizujúce faktory

Metalotekty takýchto rozmerov majú kontinentálny alebo superprovinciónálny význam. Podmieňujú rozmiestenie geosynklinálnych systémov na platformách, a to buď uprostred nich, alebo na ich okrajoch, čo ich podstatne odlišuje.

A. 1. *Štruktúrno-tektonické faktory* na okrajoch kontinentov majú charakter mohutných zlomových systémov alebo lineamentov, tektonických švov alebo sutúr, ktoré podmieňujú rozmiestenie celých zvrásnených systémov, akými sú napr. andskokordilierska alebo cirkum-pacifická sústava na amerických kontinentoch a na pacifickom pobreží Ázie (P. Guilde 1972). Obdobnou sústavou je aj alpínsko-himalájska sústava medzi Euroáziou na severe a medzi africko-arabsko-indickými kontinentálnymi tabuľami na južnej strane.

Pozícia a umiestenie týchto systémov planetárno-kontinentálnych rozmerov je zapríčinená už spomenutými lineamentami alebo sutúrami a švami *transmantelného dosahu*, ktoré siahajú do hĺbok 150—200 km a sú dlhé desaťtisíce kilometrov (P. Guilde 1972).

A. 2. *V planetárnych systémoch* ako je napr. alpsko-himalájsky systém v Euroázii, sú vyvinuté *kontinentálne švy a lineamenty*, napr. insubrická brázda Južných Álp a dinaríd až heleníd a anatolíd (H. Stille 1936, 1951; W. E. Petrascheck 1955, 1960, 1963), alebo paflagonická brázda, či lineament Marice až pontíd v severnom Turecku.

Kontinentálne švy bývajú rozmiestené v geosynklinálnych systémoch podľa zákonitostí vývoja v zmysle známych stimulov undácie a oscilácie R. W. van Bemmelena (1933), H. Stilleho (1951) a ďalších, pričom charakter týchto línií je v zmysle G. Pantu (1969) transkrustálny. Ich rozsah na dĺžku býva niekoľko tisíc kilometrov, hĺbka do 20—40 kilometrov a sú veľmi dobre badateľné aj na geofyzikálnych profiloch cez geosynklinálne sústavy (J. Ilavský et al. 1972).

Na takéto línie sa viažu spravidla určité typy magmatizmu a vulkanizmu, a to veľmi často polyaktným spôsobom, pričom im zodpovedajú príslušné genetické typy rudných ložísk. Bývajú umiestené na okrajoch kontinentov alebo vo vnútri kontinentálnych blokov a tiež medzi dvoma kontinentálnymi blokmi. Príkladom môže byť systém Uralu medzi Európou a Áziou alebo apalačská sústava na severoamerickom kontinente, prípadne alpínska sústava Európy medzi kontinentom Európy a africkou tabuľou na juhu.

B. *Fyzikálno-chemická kontrola atmosféry* v planetárnom meradle mohla mať v zmysle A. P. Vinogradova — A. J. Tugarinova (1968) alebo M. G. Ruttena (1969) dôležitú úlohu na celkový charakter rudných formácií Zeme, a to v tom zmysle, že sa obsahy kyslíka, dusíka, vodíka, uhlíka v atmosfére a tým aj v litosfére a v hydrosfére podstatne menili v priebehu geologicko-tektonického vývoja Zeme.

Napríklad v dobe spodného prekambria, (t. j. pred 2,8 miliardami rokov) bol obsah kyslíka len asi 1 % terajšieho obsahu, a preto vznikali v spodnom prekambriu v prevahe sulfidické rudy kovov a ložiská rýdzeho zlata (M. G. Rutten 1969). Avšak v strednom a vrchnom prekambriu (pred 1,8 miliardami rokov) vidno na celej zemeguli veľké množstvo čiernych bridlíc, čo značilo na jednej strane veľký vzrast uhlíka v atmosfére, hydrosfére aj v litosfére (A. P. Vinogradov — A. J. Tugarinov 1968).

Na druhej strane poukázal M. G. Rutten (l. c.) na náhly vzrast obsahu kyslíka v atmosfére pred 1,8 miliardami rokov, s čím dáva do súvislosti všetky platforemné železorudné formácie vrchného prekambria s hematitom a magnetitom (jaspility, itabirity, takonity), známe na všetkých kontinentoch.

Za obdobnú geochemickú planetárnu kontrolu atmosféry je možné azda považovať vývin rozsiahlych kamenouhoľných panví v karbóne alebo napr. manganorudných ložísk v jure a v paleogéne.

Nové výskumy v tomto smere môžu priniesť ešte veľa prekvapení.

II. Regionálne rudolokalizujúce faktory

1. V kontinentálnych úsekoch geosynklinálnych systémov sa kontinentálne švy a lineamenty rozpadávajú na viaceré *regionálne zlomové línie*, ktoré bý-

vajú zoradené voči transkrustálnym lineamentom vejárovitým spôsobom. Pritom bývajú vytiahnuté lineárne v smere štruktúr celej sústavy a lokalizujú sa na ne spravidla už len monoaktné typy magmatitov alebo vulkanitov (G. Pantó 1969, J. Ilavský 1973).

Takéto línie bývajú hlboké niekoľko tisíc metrov, dlhé niekoľko tisícok kilometrov a sú veľmi dobre viditeľné aj na povrchu. V zmysle klasifikácie G. Pantóa (1965) majú *krustálny charakter*. Pozdĺž nich sa zoraďujú rudné formácie niekoľkých typov, charakterizujúce magmatizmus alebo vulkanizmus, ktorý predmetné línie indikuje.

Takéto línie spolu s predošlými kategóriami metalotektov štruktúrno-tektonického charakteru podmieňujú v konečných dôsledkoch rozmiestenie a zakladanie geosynklinál a ich celkový charakter (V. I. Smirnov 1960, 1964, J. Aubouin 1965).

2. Medzi ďalšie regionálne rudolokalizujúce faktory patria paleogeografické, litologicko-faciálne a paleoklimatické.

Paleogeografické rudolokalizujúce faktory sú v zmysle citovaných autorov v úvode zastúpené celým radom javov, ako sú podmorské valy, podmorské priekopy, okolo-kontinentálne prahy a šelfy, veľké oblasti vulkanických hornín alebo rozsiahle masívy plutonických hornín, z ktorých každý svojím spôsobom ovplyvňuje veľkosť, tvar, priestorové umiestenie, látkové zloženie, štruktúru a textúru ložísk.

a) *Na podmorských valoch* bývajú rozložené určité typy ložísk. Takýmto príkladom je podľa H. Ehrenberga — A. Pilgera — J. Schrödera (1954) ložisko Meggen, ktoré vznikalo na veľkom podmorskom prahu v devónsko-spodnokarbónskom mori. Iným príkladom je ložiskový terén Bleibergu vo Východných Alpách, uložený podľa H. J. Schneidera (1964) taktiež na podmorskom vale. Podobne aj ložiská Cypru ležia podľa R. Hutchisona (in Gräbe 1972) na podmorskom vale. Na podmorskom vale vzniklo tiež ložisko hematitovej rudy Licince v oblasti Juhoslovenského krasu, ako i viaceré zrudnenia pri Meliate a Držkovciach.

Pôvod podmorských valov sa vysvetľuje zväčša tektonicky.

b) Iným paleogeografickým faktorom sú *zálivy mora*, ktoré sú rekonštruovateľné podľa línií starých pobreží, hĺbok fácií a pod. a ktoré hrali dôležitú úlohu pri vzniku tvarov ložísk a ich mineralogicko-petrografického zloženia.

Podľa E. Kraumeho (1955) v morskom zálive vznikalo ložisko sulfidických rúd Rammelsberg. Podľa J. Strausza (1965) v zálive mora vznikalo aj ložisko Rio Tinto v Španielsku. Na obidvoch ložiskách sa odrážajú takéto podmienky vzniku prítomnosťou barytu a podobnosťou s evaporitovými formáciami.

Podľa J. J. Guillou (1969) vznikali v zálivoch kambrického mora magnezitové ložiská západných Pyrenejí (Pacios).

c) *Vulkanické valy* podmorského typu boli tiež miestami nakopenia nielen vulkanického materiálu, ale na ich okolí i rudných ložísk. Takýto príklad opisuje R. Gräbe (1972) v prípade ložísk Cu rúd na Cypre, podobne ako i vulkanicko-sedimentárne ložiská Cu typu Murgul v severnom Turecku A. Maucher 1960, (H. Schneiderhöhn 1962).

3. *Litologicko-faciálne faktory*. Tieto sú u sedimentogénnych ložísk najčastejšie diskutovanými faktormi, a preto sú tiež dobre známe a preštudované.

Princípy faciálnych zón sedimentárnych formácií sa zakladajú na hĺbke mora a vzdialenosti od pobrežia, s čím súvisí celý rad rôznych podmienok.

a) *Fácie geosynklinálnych alebo pelagických sedimentov* pozostávajú z pelitov a aleurolitov. Tvoria často megarytmy značne vzdialené od pobrežia. Niektoré série flyšu so slojmi mangánových rúd typu Nikopol alebo aj sulfidických rúd typu Meggen pripomínajú takéto podmienky. Podľa A. Mauchera — R. Höhla (1968) vznikajú v takýchto faciálnych podmienkach antimonitové rudy typu Schlaining. S poslednými sa vyskytujú občas i asociácie ortuťnatých a volfrámových rúd.

b) *Fácia uhoľnato-grafitická*, ktorá vytvára občas megarytmy v sedimentárnych a sedimentárno-vulkanogénnych sériach, je nositeľom pyritových rúd, čoho príkladom sú napr. pyritové ložiská Pezinok, Heľpa, Smolník v Západných Karpatoch (B. Cambel 1954, St. Polák 1956, J. Ilavský 1960), alebo škandinávske kýzové ložiská (V. Marmö 1960).

c) *Fácie rífových vápencov alebo bioherm* sú podľa niektorých autorov priaznivé pre vznik tzv. metasomatických rúd Fe (sideritov) alebo Mg (magnezitov), čo sa predpokladalo hlavne pre východoalpské ložiská Erzberg, Veitsch atp. (E. Clarr 1953, F. Angel 1953, F. Troyer 1953, O. M. Friedrich 1953). Úloha rífových vápencov pre vznik sideritových rúd sa zdôrazňovala tiež pri severoafrických sideritových typu Ouenzy a Djerissy (P. Dubourdier 1957, P. Routhier 1963). Tiež pri našich ložiskách magnezitov a niektorých sideritových ložiskách (Dobšiná, Mlynky) sa zdôrazňuje, že vápence majú biohermný pôvod a sú vhodné pre metasomatózu A. K. Rädlich 1926, P. Rozlozsnik 1935, atď.).

Najnovšie sa zdôrazňuje úloha rífov aj pri vzniku oloveno-zinkových rúd typu Bleiberg (J. Monseur — J. Pell 1972).

4. *Paleoklimatické rudolokalizujúce faktory.* Tvoria ďalšiu skupinu metalotektov regionálneho charakteru, ktoré sú dôležité pre tvorbu niektorých rúd.

a) *Červené obzory* typu zlepencov, pieskovcov až ílovcov, dávnejšie charakterizované ako typ red-bed s ložiskami meďnatých rúd, meďnato-uránových obzorov typu Colorado, sa opisujú ako suchozemské útvary, vytvorené v aridnej, horúcej klíme, často s eolickými, púšťovými znakmi (H. E. Mc. Kinstry 1955, H. Robinson 1955, N. H. Fisher 1960 atď.). Takéto útvary sú známe i z Euroázie (V. V. Ščerbina 1946, 1955), hlavne z permu a kriedy. Aj v severnej Afrike v sústave Atlasov vznikali fácie red-bed v suchozemských, aridných a horúcich klimatických podmienkach. Takými sú meďnaté rudy v triase, liase a spodnej kriede Atlasov (G. Pouit 1962, W. Chazan — E. Fauvelette 1962, J. J. Thébault — A. Cayeux 1962 atď.). Bežnými javmi sú v nich gradačné zvrstvenia, krížové zvrstvenia, smery prúdov, ripple marks ap.

Patria sem aj bauxity a lateritické Fe, Ni, Cr rudy v rôznych častiach sveta (P. Niccolini 1970).

b) *Evaporitové formácie* s rozmanitými formáciami rúd ako sú meď, urán, molybdén, vanád, formácie anhydritovo-gypsového zloženia alebo so soľami rôzneho typu sa posudzujú ako útvary a výtvory horúcej a suchej klímy, kde hrala evaporácia veľkú úlohu. Šlo často o zálivy, plytkomorské plážové územia (E. Lotze 1938, H. Schneiderhöhn 1941, 1962, N. M. Strachov 1947, P. Niccolini 1962, 1970, O. Braitsch 1962 atď.).

V evaporitových podmienkach vznikali pravdepodobne tiež niektoré mag-

nezitové ložiská Východných Álp (W. Siegel 1969), východných a západných Pyrenejí (J. J. Guillou 1969, M. Aubague 1972 atď.) a tiež Západných Karpát (J. Turan — L. Vančová 1972). Vznik magnezitov je inak v evaporitových fáciách bežne uznávaný (W. C. Krumbein — R. M. Garrels 1953, Frolová, E. K. 1955, O. Braitsch 1962 atď.) Kaškarov et al 1963).

c) *Vznik rífových vápencov* sa často posudzuje tiež ako výsledok špeciálnych klimatických pomerov, horúcich podmienok, čo malo uľahčovať rozvoj organického života riasam, koralom a s nimi združeným biocenózam. Je to dobre vidieť v Pb—Zn ložiskách Bleibergu a predpokladá sa, že špeciálne klimatické podmienky existovali pri vzniku sideritových ložísk Erzberg (R. Gräbe 1972, J. Monseur — J. Pell 1972). To isté platí i pre severoafrické Fe ložiská v sústave Atlasu.

Rozsah a rozmery, resp. vzdialenosť pôsobenia regionálnych faktorov sa môžu rádovo oceniť číslami desiatok až stoviek kilometrov, na ktorých sú stabilné tie isté podmienky. Platí to menovite o klimatických pásmach v planetárnom meradle, hlavne pre zemepisné šírky, kým pre zemepisné dĺžky tie isté hodnoty klímy platia na vzdialenosti desiatok tisíc kilometrov v určitej etape.

Vzhľadom na teóriu sťahovania kontinentov v zmysle Wegenera študovali sa už takéto klimatické zóny aj z pohľadu pred sťahovaním kontinentov (W. E. Petrascheck 1968).

III. Lokálne rudolokalizujúce faktory

V zmysle P. Routhiera (1963) ide o metalotekty hektametrického až metrického poriadku, ktoré tvoria skupinu miestnych podmienok, ovplyvňujúcich bezprostredne pozíciu zrudnenia v priestore a v príslušnom geologickom kontexte. Podľa ich charakteru ich rozdeľujeme na viac skupín, ako sú litologicko-sedimentologické, paleotopografické, geochemické, vulkanologické, fyzikálno-chemické vzhľadom na morské prostredie.

Podľa R. Gräbeho (1972) tvoria tieto metalomekty veľmi dôležitú skupinu, lebo na nich sa zakladajú metódy vyhľadávania a oceňovania prognóz a perspektív. Ich množstvo a kvalita sú úmerné stupňu preskúmanosti určitého typu rúd alebo hĺbky vedeckého poznania problémov, súvisiacich s ich lokalizáciou a genézou vôbec.

V ďalšom načrtnem celkom hrubé zovšeobecnenie dotýkajúce sa týchto metalotektov.

1. *Litologicko-sedimentologické faktory.* Vplývajú na rozmiestenie rúd jednak z hľadiska času a tiež z hľadiska kvality príslušných sedimentov (P. Niccolini 1962, P. Routhier 1963). Takýmito faktormi sú rôzne rozhrania fácií rozličných typov alebo obzory určitých litologických typov hornín v danom geologickom kontexte, indikujúce priaznivé podmienky pre vznik rúd.

a) Rozhrania medzi pelitickými, psamitickými alebo karbonátovými sedimentmi bývajú často priaznivé zo stanoviska lokalizácie niektorých sedimentárnych rúd. Množstvo príkladov zo severoamerických ložísk aj z Afriky uvádza P. Niccolini (1962, 1970), L. Bubenicek (1968), H. Borchert (1960) a iní. Platí to napr. pre železné rudy minettového typu. Takýmto príkladom je aj ložisko Licince v gemeridách alebo hematitové zlepence v perme severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

b) Rozhrania psamitov a karbonátov sú občas dôležité zo stanoviska umiestenia hematitových typov rúd (Šankovce v Gemeridách — J. Ilavský in J. Slávik et al. 1967). Takéto umiestnenie má aj ložisko sideritových rúd Rudabánya v Maďarsku, i keď ho G. Pantó (1956) považuje za hydrotermálno-metasomatické a má pravdepodobne pre svoju lokalizáciu dôležité aj iné faktory (vulkanologické). Podľa A. Cissarza (1956) sa takouto pozíciou vyznačuje tiež hematit-sideritové ložisko Vareš v Jugoslávii, kde však už ide o kombináciu s inými typmi metalotektov.

c) Rozhrania psamitov a vulkanitov bývajú taktiež priaznivým rudolokalizujúcim faktorom. Boli zaznamenané v početných meďnatých ložiskách Afriky (P. Niccolini 1960, 1962, 1970, G. Pouit 1962, P. Routhier 1963), severnej Ameriky (H. E. Mc. Kinstry 1955) atď.

d) Rozhrania medzi evaporitovými a vulkanogénnymi formáciami sú známe ako veľmi priaznivé rudolokalizujúce faktory u mnohých meďnatých alebo hematitových rúd typu lahn-dill. V ložisku Šankovce v gemeridách upozornil na to J. Ilavský (1957). Takéto zákonitosti platia pre lokalizáciu Rammelsbergu, Meggen a celý rad Cu, Pb, Zn ložísk stratiformného typu (H. Ehrenberg — A. Pilger — J. Schröder 1954, H. Borchert 1960, P. Routhier 1963) atď.

e) Rozhrania medzi karbonátovými horninami a grafitickými bridlicami sa často vyznačujú akumuláciami rúd železa, mangánu, pyritov, antimónu, olova, zinku, medi ap. Mnoho príkladov uvádza A. Maucher (1955), A. Maucher — R. Höll (1968), H. Borchert (1960), J. Slávik et al. (1967) atď. Ide hlavne o oblasti alpínskej Európy vo Východných Alpách, Západných Karpatoch, Turecku, Juhoslávii atď.

f) Karbonátové horniny vo vulkanických horninách sú často veľmi dôležitý indikátor a rudolokalizujúci faktor v celom rade ložísk na celom svete. Na severoamerickom kontinente pre Pb—Zn—Cu rudy ich vymenovávajú H. E. Mc. Kinstry (1955), G. M. Schwartz (1955), v Škandinávii a Anglicku Ch. Oftedahl (1959), F. M. Vokes (1962) a R. Dunham (1964).

g) Silicity a ich blízkosť k vulkanickým komplexom bývajú dôležitým rudolokalizujúcim faktorom pre mnohé mangánové rudy Juhoslávie v geosynklinálnom štádiu alpínskej epochy (A. Cissarz 1956), v Turecku (A. Helke 1955), v severnej Amerike (G. M. Schwartz 1955) atď.

Obzory silicitov v grafitických fylitoch gelnickej série sprevádzajú pyrit-chalkopyritové, mangánové a antimonitové rudy (J. Ilavský in J. Slávik et al. 1967). Vznikali z postvulkanických prameňov, práve tak ako aj rudné ložiská (tiež H. Harder 1960, 1964).

h) Obzory dolomitov vo vápencových komplexoch môžu byť občas indikátorom pre hľadanie Pb—Zn rúd bleibergského typu, čo sa skúmalo menovite vo Východných Alpách (K. Ch. Taupitz 1954, G. M. Schwartz 1956, L. Kostelka 1970 atď.) aj v Západných Karpatoch v ložisku Drienok pri Banskej Bystrici (M. Slavkay 1970). Aj v magnezitových ložiskách Východných Álp alebo Západných Karpát vidno úzke vzťahy medzi dolomitmi a magnezitmi (J. Turan — L. Vančová 1972, H. Leitmayer 1956, atď.).

2. *Paleotopografická kontrola* ako rudolokalizujúci faktor a metalotekt bola opísaná celým radom autorov. Jej vplyvy môžu byť pre tvorbu stratiformných vulkanicko-sedimentárnych ložísk mnohoraké.

a) Na formu rudných telies vplývala značne paleotopografia, čo sa preja-

vilo v tvare rudných telies. Telesá bývajú pozdĺžne, kruhovité, cigarovité až šlaufovité, čo je odraz tvaru panvičiek, bazénu, zálivu, prúdov alebo delty rieky. Takéto závislosti boli zistené v ložiskách sulfidov Outokumpu (R. Gräbe 1972).

b) Na priestorové usporiadanie rudných telies vplývali taktiež paleotopografické pomery. Sú výsledkom tvaru panvičiek, múld, prahov alebo podmorskej erózie. Usporiadanie rudných telies býva v dôsledku toho náhrdelníkovité, oblúkovité, lineárne priamočiare, prípadne pretiahnuté pozdĺž vulkanických telies, čo bolo opísané na celom rade ložísk Nemecka, alebo Škandinávie (H. Borchert 1960, R. Gräbe 1972), prípadne Cypru ap.

c) Štruktúry a textúry rudných telies stratiformného typu sú často odrazom paleotopografie a hĺbky. Ak bol bazén hlbší, vznikali masívne štruktúry, na ktorých veľmi nepoznať vrstevnaté textúry. Avšak u plytkomorskej sedimentácie je veľmi výrazná jemnorytmická textúra a jemnozrnné štruktúry. Takéto prípady sa opisujú z ložísk Nemecka: Meggen, Rammelsberg, Lahn-Dill, z Rio Tinta, Bleibergu atp. (H. Borchert 1960, 1964, P. Niccolini 1962, 1965 atď.).

d) Mocnosti rudných telies sú často odrazom paleotopografie sedimentárnych bazénov. Väčšie mocnosti šošoviek zodpovedajú sedimentácii v mulde, panvičke, kým mocnosti šošoviek sú malé, ak sa usadzovali v malých hĺbkach alebo na okrajoch panvičky alebo muldy. (R. Gräbe 1972).

e) Krížové zvrstvenia, konvolútne zvrstvenia, gradačné zvrstvenia, jemná laminácia, ripple marksy v sedimentárnych rudách meďnatých, sideritových, oloveno-zinkových a pyritových rudách existujú a boli opísané vo viacerých ložiskách. Vznikajú v podmienkach s nerovným dnom. P. Niccolini (1965, 1970) ich spomína z Copper beltu Afriky a zo severnej Afriky, A. Maucher (1960) z Keltas v Turecku, H. Borchert (1960) z Meggenu, Rammelsbergu, L. Kostelka (1969) z Bleibergu, St. Polák (1956, 1960), z Pezinka J. Ilavský (1960—65) zo Smolníka atď.

3. *Geochemické faktory* majú v zmysle P. Routhiera (1963) taktiež miestny a lokálny význam, pritom však vplývali v rozhodujúcej miere na charakter ložísk. Ich príčiny sú veľmi rozmanité (R. Gräbe 1972).

a) Fyzikálno-chemická kontrola erodovaného podkladu je jednou zo zásadných vecí, ktoré vplývali na zloženie a charakter rúd, pretože rudný i nerudný detritický materiál je donášaný zo staršieho coklu do mora a ovplyvňuje zloženie výsledných sedimentov.

Cokel má na novoutvárané sedimenty vplyv i zo stanoviska časového trvania sedimentácie, a tým aj na celkovú mocnosť nového rudonosného komplexu P. Routhier 1963, (R. Gräbe 1972 etc.).

Geochemický charakter erodovaného podkladu sa odrážal tiež na rytmičnosti rudonosných súvrství. Prevažovali buď rudné rytmy alebo množstvo nerudných rytmov klasticko-chemogénneho typu.

b) Geochemická povaha morského bazénu, v ktorom nastala sedimentácia, vplývala tiež na výsledné sedimenty, a to v tom zmysle, že v zatvorenom bazéne, zálive, lagúne je charakter sedimentov buď lagunárny alebo typu nevetraného mora (čiernych bridlíc). Naopak v otvorenom mori vznikajú sedimenty v zmysle zákonitosti litologicko-faciálnej zonálnosti normálneho typu (H. Schneiderhöhn 1941, 1962).

4. *Vulkanologické faktory* sú pri tvorbe rudných ložísk v sedimentárnych

bazénoch veľmi rôznorodé a pestré z mnohých hľadísk a bolo už o nich napísané veľmi veľa. Z celého radu vulkanologických faktorov uvedieme hlavne chemický charakter vulkanizmu a jeho zmeny, ako aj ich príčiny, diferenciácia vulkanizmu, vzdialenosti od vulkanických centier, geochemická povaha vulkanizmu a jeho vplyv na obsah stopových prvkov v stratiformných rudách, ako i fyzikálno-chemická kontrola morského prostredia alebo vodného prostredia, v ktorom nastala sedimentácia.

Tieto hlavné faktory sa rozpadávajú na celý rad čiastkových, malých, zdanlivo nepatrných alebo zanedbateľných efektov, ktoré však rozhodujú vo veľmi závažnej miere o obsahu, forme a kvalite sedimentovaných rudných koncentrácií (R. Gräbe 1972).

a) Charakter vulkanizmu a jeho zmeny sú jedným z najviac študovaných vulkanologických faktorov pri minerálnom obsahu stratiformných ložísk. Poukázal na to celý rad autorov, počínajúc P. Nigglim (1924, 1929), H. Schneiderhöhnom (1941, 1962) a celým radom ďalších až po súčasnosť.

O väzbe rúd Pb, Zn, Cu, Fe, Hg, Sb, Au, U, Sn, Bi atď. s kyslými vulkanickými horninami hovoria W. A. Zavarickij (1936), G. C. Amstutz (1950), H. E. Mc. Kinstry (1955), Ch. Oftedahl (1959), H. Borchert (1960), W. Chazan — E. Fauvelette (1962) a celý rad ďalších.

Na bázické horniny sa často viažu taktiež rudy Pb, Zn, Cu, Mn, FeS_2, B, Sn, Hg, Sb, W, U, V, o čom nájdeme zmienky u P. Niggliho (1924, 1929), H. Schneiderhöhna (1941, 1962), H. E. Mc. Kinstryho (1955), A. Cissarza (1956), V. I. Smirnova (1960), T. N. Šadlun (1959, 1962) atď.

Na intermediárne vulkanické horniny sa viažu takisto tie isté kovy ako na predošlé dve skupiny, hlavne však rudy Pb, Zn, Co, Mo (H. E. Mc. Kinstry 1955, Str. Dimitrov 1960, M. Borchert 1960 atď.).

Príčiny zmien charakteru vulkanizmu sa pritom vysvetľujú rôznymi okolnosťami: rôznu pozíciu vulkanických centier v geosynklinále ako hlavný dôvod rôzneho chemizmu zdôraznili R. W. van Bemmelen (1933) a Ju. A. Bilibin (1955). Dôsledok toho je aj rôzny charakter rúd v geosynklinále.

Rôzne hĺbky magmatických krbov sú okrem pozície v geosynklinále tiež príčinou zmien charakteru vulkanizmu a ich kovového obsahu (H. Stille 1951, D. Gorževskij — V. N. Kozerenko 1959, 1963, E. Szádecky — Kardoss 1970, P. Guild 1972 atď).

Rôzny charakter zemskej kôry, ktorý bol asimilovaný a palingeneticky pretavený v procese transformizmu a asimilácie a potom opäť vstúpil do kolobehu plutonizmus a vulkanizmus, bol pre vznikajúce rudné ložiská tiež dôležitý a hovorí o ňom celý rad autorov (P. Eskola 1924, Sederholm 1936, V. Marmö 1960, P. Guild 1972).

Vývoj chemizmu a charakteru vulkanizmu v čase v planetárnom meradle charakterizoval H. P. Taylor (1963), keď poukázal na to, že v prekambriu vznikali v závislosti od magmatizmu ložiská Fe, Ti, Ni, Cu rúd, v paleozoiku hlavne Pb, Zn, Cu rudy, v mezozoiku tiež Pb, Zn, Cu rudy a v terciéri menovite Au—Ag, Pb, Zn, Sb, Bi, Te ložiská.

Diferenciácia a kvalitatívne zmeny v každom vulkanickom akte sa zvyknú udávať ako dôležitý rudolokalizujúci faktor a metalotekt. Takéto zmeny a pestrú diferenciáciu zaznamenal v početných amerických ložiskách Cu, Pb, Zn, Cu, Fe zloženia H. E. Mc. Kinstry (1955). Šlo o ložiská Quebeck (Ka-

nada), Waite Amulet (USA), Noranda (USA) atď. V Škandinávii zaznamenali C. W. Carstens — F. A. Foslie (1942) pestrú diferenciáciu efúzií od bázických ku kyslým s ložiskami FeS_2, Cu, Pb, Zn, Fe. Podobne R. A. Kinkel (1962) pre Rio Tinto v Španielsku, H. Hentschel (1960) pre typy lahndilských rúd Harzu, J. Ilavský — J. Chmelík (1962) pre smolnícke pyritchalkopyritové ložisko v gemeridách. Na Urale zaznamenal podobný jav svojho času už N. A. Zavarickij (1936, 1956), T. N. Šadlun (1959) v kýzových ložiskách Ala Tau, T. Gjelswick (1960) v kýzových ložiskách typu Skorovass v Škandinávii, A. Maucher (1960) v pyrit-meďnatých ložiskách Keltas v Turecku, V. I. Smirnov (1960) v početných stratiformných ložiskách Sovietskeho zväzu atď.

Spilitizácia ako efekt autometamorfných procesov a zmien vulkanických efúzií sa považuje za jeden zo základných príčin vzniku rudných ložísk vo vulkanogénnych formáciách. Prejavilo sa to v celom rade stratiformných ložísk spiatych s vulkanizmom, hlavne v ložiskách železných rúd typu lahn-dill (E. Lehmann 1941, 1972, H. Hentschel 1960, H. Borchert 1960, 1972, V. I. Smirnov 1960, A. Maucher 1960, H. Harder 1960, 1964, S. N. Ivanov 1964, J. Gubač 1969) a na rade ďalších typov.

Prejavom a efektom spilitizácie bázických hornín vo vulkanických komplexoch je vznik karbonátov na konto plagioklasov, pyroxénov a iných Ca silikátov. Takéto neorganické alebo vulkanogénne karbonátové obzory boli zaznamenané temer všade v stratiformných vulkanogénno-sedimentárnych ložiskách USA (A. M. Bateman 1942, G. M. Schwartz 1955, H. E. Mc. Kinstry 1955, K. Dunham 1963), Nemecka (H. Borchert 1960, H. Hentschel 1960 atď.), ďalej Afriky (P. Routhier 1963). Sú známe hlavne v ložiskách Pb, Zn, Cu rúd, pyritov, Sb, Mn atď.

Vzdialenosť od vulkanických centier sa často udáva ako dôležitý faktor pre zloženie a charakter rúd. Tento jav sa objavuje dokonca ako klasifikačný znak stratiformných ložísk vulkanogénno-hydrotermálnych, exhalačno-sedimentárnych a vulkanogénno-sedimentárnych (G. Kuleruud — Fr. M. Vokes — H. L. Barnes 1959, V. I. Smirnov, 1960 V. N. Kotljar 1964, R. Gräbe 1972).

V zmysle citovaných prác prikráterová formácia býva vysokotermálna (250 °C a viac) a patria do nej Cu, Sn, síra, realgárové Hg—As rudy ap. (H. Mukajama 1962).

Fácia hrdiel vulkánov má obyčajne kovy U, Bi, Pb, Zn, Au, Ag, As, SiO_2, magnetit. Teploty tejto fácie sú o niečo nižšie, podľa G. Kuleruuda et al. (1959) asi 100—150 °C. Ležia spravidla vo vulkanických horninách.

Fácia okrajov lávových prúdov býva už vzdialená od vulkanických žriediel. Je nižšie termálna a vznikajú v nej hlavne železné rudy (H. Borchert 1960, H. Hentschel 1960, R. Gräbe 1972 atď.). Tufy v nej často oxidujú.

Fácia nadložných vulkanických tufov a tufitov je vzdialená aj od kráterov, aj od lávových výlevov (V. I. Smirnov 1960). Vznikajú v nej nízkoteplotné hydrotermálno-sedimentárne procesy s pyritom, Pb, Zn, Cu, barytom, fluoritom. Podľa D. E. Whiteho (1955) teploty u takýchto typov sú počas vzniku asi 51 až 80 °C, podľa G. Deichu (in P. Routhier 1963) asi 70—90 °. Občas vzniká baryt a rýdza síra (ostrov Tinos v Grécku, J. Anastopoulos — C. Koukouzas 1970).

Obsah stopových prvkov ako indikátor vulkanogénneho pôvodu sa využíva

od čias V. I. Vernadského (1927, 1934), V. M. Goldschmidta (1936). Využívali sa jednak na riešenie genetických otázok a tiež aj pri metalometrických prospekčných prácach. Už F. Hegemann (1942, 1948) poukázal na odlišnosti obsahov stopových prvkov v pyritoch rôznej genézy. Neskôr sa táto metóda rozšírila a množstvo autorov ju aplikovalo na všetky rudy a minerály (A. Betechtin 1948, K. B. Krauskopf 1955 až W. A. Deer et al. (1962), a to nielen v zahraničí, ale i u nás. Dnes už dosiahla neobyčajne vysokého stupňa presnosti a aplikácie na všetky druhy rúd a minerálov veľkými počtami analýz, spracovávaných matematicko-štatistickými metódami.

5. *Fyzikálno-chemická kontrola morského prostredia* je veľmi dôležitým geochemickým činiteľom u všetkých sedimentárnych alebo vulkanogénno-sedimentárnych ložísk, ktoré vznikali vo vodnom prostredí.

a) Fyzikálne účinky pri transporte materiálu v tečúcich vodách i v morskom prostredí (prúdy, turbiditi) sú všeobecne známe a preštudované do najmenších podrobností. Vplyvy a účinky vody na tvorbu sedimentárnych textúr, (rytmicita, krížové zvrstvenia rytmov všetkých veľkostí ap.) sú všeobecne známe (N. M. Strachov 1947, F. J. Pettijohn 1949, L. V. Pustovalov 1940, L. B. Ruchin 1953) a aplikované i na vznik rudných ložísk (P. Niccolini 1965, 1970, G. C. Amstutz etc.).

Fyzikálne účinky a pôsobnosť vôd v suchozemských podmienkach je ovplyvňovaná zásadne spádovou krivkou, kým v morských podmienkach hĺbkou mora a vzdialenosťou od pobrežia.

b) Fyzikálno-chemické podmienky morskej vody a jej vplyvy a účinky na sedimentáciu rúd sa skúmajú čím ďalej tým podrobnejšie, hlavne experimentálnymi prácami rôznych systémov, keďže príkladov aktuogeologického typu je v prírode málo. Z nich najdôležitejšie sú: teplota vody, salinita, koncentrácia pH a Eh, koncentrácie kovových prvkov, rozpustnosti minerálnych látok, obsahy organických látok a účinky prúdov, turbiditov a sklzov.

Teploty morskej vody a jej vplyv na rozvoj organického života, na množstvo a druhy makro- i mikrofauny a makro i mikroflóry sú dobre známe (L. Cayeux 1936). Množstvo karbonátových rezíduí sa často dáva do súvislosti s teplotou morskej vody. Teplota vody tiež priaznivo ovplyvňuje rozpustnosť minerálnych látok a schopnosť transportu resp. schopnosť zostávať v suspenznom stave (N. M. Strachov 1947, F. J. Pettijohn 1949, M. V. Klenova 1948, K. H. Wedepohl 1969 atď.).

Salinita je jedným z veľmi dôležitých činiteľov a vlastností morskej vody, a to nielen pri vzniku soľných ložísk, ale aj iných surovín (E. Jännecke 1923, F. Lotze 1938, O. Braitsch 1962, P. Niccolini 1965, 1970 atď.). Nízka salinita spôsobuje udržanie rudných látok v suspenzii (Gr. D. Sharma 1968). Naproti tomu vysoká salinita spôsobuje zrážanie rudných látok už v malých vzdialenostiach od pobrežia alebo od delt riek (R. Riley 1936 in C. F. Davidson 1962). Obsahy kovov vo vodách veľkých riek Mississippi, Dnepr, Kongo a iné, ktoré stekajú z Copperbeltu, strácajú vysoký obsah Cu, Pb, Zn, Ni, Co už po jednej míle vzdialenosti vtoku do mora (C. F. Davidson 1962), čo je zrejme vplyv vysokej salinity morskej vody.

Faciálna zonálnosť a postupné zrážanie kysličníkov, karbonátov až sulfidov smerom od pobrežia do mora môže byť teda sčasti aj efektom zväčšovania salinity. Preto sa problémom paleosalinity venuje značná pozornosť a stano-

vuje sa rôznym spôsobom, napr. i podľa obsahu bóru (H. Harder 1961, 1963).

Koncentrácie Eh a pH v morskej vode a vo vodách vôbec sú dôležité pre rozvoj organického života, a tým aj pre zrážanie niektorých látok ako Ca, Mg, S atď. Na druhej strane ovplyvňujú hodnoty Eh a pH schopnosť rudných látok udržať sa v suspenzii, alebo na ich vyzrážanie, na čo poukázali už mnohí bádatelia (N. M. Strachov 1947, M. Klenova 1948, A. G. Betechtin 1948, 1956, P. Niccolini 1965, 1970 atď.).

Režimy a koncentrácie niektorých prvkov v roztokoch (a teda aj v morskej vode) a neskôr v štádiu diagenézy a petrifikácie sa posudzujú ako dôležitý chemický faktor, a to jednak pri poradí zrážania kovov a minerálov, alebo pri perzistencii týchto látok vo vode. Za veľmi dôležitý sa napr. považuje režim síry vo vode a v rudných roztokoch (Oh. F. Park 1955, N. S. Skripčenko 1964, A. G. Betechtin — A. D. Genkin — A. A. Filimonova — T. N. Sadlun 1964), ktorý spôsobuje vždy určité poradie zrážania minerálov v minerálnych paragenézach.

V konečnom dôsledku je režim síry hlavnou príčinou asymetrickej vertikálnej zonálnosti stratiformných ložísk, tak ako ju poznáme v mnohých takýchto ložiskách. Na spodnej strane vidno zrážanie pyritu, potom chalkopyritu, vyššie galenitu a sfaleritu a napokon barytu (H. Schneiderhöhn 1941, 1962, H. E. Mc. Kinstry 1955, Ch. F. Park 1955, T. Gjelswick 1960, H. Borchert 1960, R. H. Shales 1962, A. Maucher 1962, N. S. Skripčenko 1964, E. Kraume 1964, A. Betechtin et al. 1964, J. Sharpes 1965, P. J. Solomon 1965, P. P. Stoljarov 1970, R. Gräbe 1972) atď.

Pri poradí zrážania a kryštalizácie môžu však byť dôležité aj iné kovy alebo prvky, ako sú kyslík, kremík, železo ap., a to aj také, ktoré nevstupujú priamo do chemických reakcií. Na túto tému existuje celý rad experimentálnych prác, rozvíjaných v mnohých zemiach v posledných dvadsiatich rokoch.

Rozpustnosť minerálnych látok v obyčajnej vode, v morskej vode i v rôznych umelých alebo prirodzených systémoch sa dostáva v posledných desiatich rokoch do popredia záujmov výskumov v sfére sedimentárnych rudných ložísk (R. Gräbe 1972, K. H. Wedepohl 1973).

Ich dôležitosť je veľmi veľká jednak zo stanoviska rezistencie látok v suspenznom a jónnom stave, ako i zo stanoviska rýchlosti a poradia zrážania za určitých, laboratórne presne stanoviteľných podmienok, ktoré je možno kontrolovať. Snaha napodobniť prírodné podmienky je však veľmi ďaleko od multireaktívnych prírodných podmienok.

Obsahy organických hmôt v morskej vode a v mori vôbec sú výrazom rôznych fyzikálno-chemických vlastností vody, ako i hĺbok mora, vzdialeností od pobrežia ap. Ich význam a vplyv na zrážanie rudných látok preskúmal rad autorov. H. Erhardt (1956) definoval pojmy biorexistázie v snahe vyzdvihnúť pochody a reakcie, v ktorých hrali organizmy pri vzniku akumulácií rúd pozitívnu úlohu. H. Schneiderhöhn (1941) poukázal už predtým na význam zrudnených baktérií v rudotvornom procese, hlavne u sulfidických ložísk. Neskôr L. G. M. Baas-Becking 1960, L. G. Love 1962, L. G. Love— O. Zimmermann 1961, C. F. Davidson 1960, K. L. Temple — N. W. Lehoux 1964) atď. sa zaoberali aj výskumami fosílnych baktérií, aj experimentálnymi štúdiami v tomto smere.

Medzitým na význam organických látok pre rudotvorné procesy poukázal celý rad autorov, ktorí upozornili jednak na produkciu H_2S mnohými organizmami, jednak na metalofóbiu na určité kovové prvky (N. M. Fisher 1960, P. Niccolini 1960, 1962, 1965, 1970, A. Cayeux — J. J. Thébault 1962, G. Pouit 1962, R. Gräbe 1972 atď.).

Akumulácie organizmov v rífových vápencoch sa považujú tiež za veľmi priaznivé pre vznik niektorých zrudnení, hlavne rúd Fe, Mg, Pb, Zn (H. E. Mc. Kinstry 1955, F. Ullrich 1933, P. Niccolini 1965, 1970, J. Monseur — J. Pel 1972). Aj u fosfátov a iných surovín sa uplatnili ako ložiskotvorné procesy organogénne tanatocenózy (M. Slansky 1964).

Paleoprúdy a podmorské sklzy, prejavujúce sa ako turbidity (F. J. Pettijohn — P. E. Potter 1963), ale aj inými fenoménmi typu usmernenia zŕn, smermi panvičiek, úplne cudzím mineralogickým zložením uprostred sedimentárneho prostredia ap.. môžu spôsobovať prenos rudných látok na veľké vzdialenosti. Dokladom sú napr. paleoprúdy v paleogénnom flyši Levočského pohoria (R. Marschalko 1968) a ich možný vplyv na genézu mangánových rúd Švaboviec (J. Ilavský 1968 in C. Varček 1968).

Známe sú tiež paleoprúdy vo vrchnom perme niektorých jednotiek Západných Karpát a ich vplyv na sedimentogenézu uránovo-medňatých zrudnení (J. Novotný — J. Badár 1972). Viac príkladov sa tiež uvádza v zborníku o sedimentologickom kongrese v Heidelbergu pod vedením G. C. Amstutza (1973?).

Závery a zovšeobecnenia

Rozoberajúc kriticky faktory a genetické podmienky vzniku stratiformných ložísk sedimentárneho a vulkanicko-sedimentárneho pôvodu musíme poukázať na najdôležitejšie problémy pri ich výskume, ktorým sa je treba venovať i v budúcnosti v zvýšenej miere.

1. Polygenetičnosť a multikonvergentnosť pôvodu kovov a spôsobov vzniku takýchto ložísk sú najvlastnejšími atribútmi takýchto ložísk, čo je treba mať neustále na pamäti a nemožno jedny alebo druhé uprednostňovať. Mnohé z týchto podmienok vzniku sú v prítomnej dobe vysvetlené a preskúmané na dobrej vedeckej úrovni, iné sú však len v počiatočných štádiách poznávania alebo uplatňovania.

2. Multilaterálne vzťahy jednotlivých rudolokalizujúcich faktorov a genetických podmienok vzniku sú navzájom také komplikované a pospletané, že ich v súčasnej dobe nemožno ešte považovať ani za dôkladne analyzované. Ťažšie je už podať o nich v konkrétnych ložiskách dôkladné genetické syntézy, klasifikácie a občas je tiež obtiažne určiť spoľahlivé kritéria pre ich vyhľadávanie a vedecké oceňovanie prognóz.

3. Polycykličnosť vývoja stratiformných ložísk v priebehu geotektonického vývoja zeme od prekambria po kvartér, typomorfizmus minerálneho obsahu a polymorfia tvarov sú výsledkom uplatnenia princípov metalogenetickej konvergencie v zmysle E. Raguina, H, Schneiderhöhna a V. I. Smirnova a treba si ich pripomínať vo všetkých etapách výskumu a vyhodnocovania všetkých rudolokalizujúcich faktorov, ako i pri objasňovaní genetických podmienok vzniku.

4. Aktuometalogenetické výskumy krátkodobých procesov vzniku rôznych rúd na súši, vo vulkanických oblastiach i v subakvatických, prípadne submarinných podmienkach v úzkej náväznosti na experimentálne, laboratórne výskumy, sú jedinou cestou ako dešifrovať zložitú históriu polycyklického vývoja rudných ložísk a spresniť podiel miery uplatnenia jednotlivých faktorov v ich celkovom kontexte.

5. Princípy polygenézy sa preto čím ďalej tým viac dostávajú do popredia pri interpretáciách genetických schém na vývoj rudných ložísk syngenetického pôvodu. Polycyklický vývoj a typomorfizmus kovov od najstarších metalogenetických epoch po najmladšie sú totiž najprijateľnejšími schémami pre objasnenie a dešifrovanie procesov polygenetických podmienok vzniku, polymorfie tvarov a multilaterálnosti vzťahov rudolokalizujúcich a genetických faktorov.

6. Neustále je treba mať pritom na pamäti, že sa týmto ložiskám venuje a bude venovať čím ďalej tým viac pozornosti vo výskume všetkými možnými metódami, ktorými disponuje v súčasnosti vedecká báza geologických vied. Tento pokrok a jeho tempo nadobúdajú v súčasnosti taký rýchly chod, že je ťažko a zo dňa na deň bude ťažšie sústavne ho sledovať a aplikovať v praxi.

7. Z hľadiska nových špecializovaných výskumov sú čoraz viac problematické zovšeobecňujúce práce a syntézy, ktoré sa zrejme v budúcnosti nebudú môcť zaobísť bez matematiky a štatistiky.

Obtiažnosť problematiky stratiformných, vulkanicko-sedimentárnych ložísk je o to väčšia, že vyžaduje úzko špecializované štúdie zo všetkých oblastí všeobecnej geológie, hlavne zo sedimentológie, petrológie, magmatizmu, vulkanizmu, tektoniky, metamorfózy, geochémie ap. Problémy v stratiformných vulkanicko-sedimentárnych ložiskách sú však pritom tak špeciálne, že sa spravidla vymykajú z pozornosti uvedených špecializácií. Preto jedinou cestou efektívnych výsledkov je práca v skupinách, zložených zo špecialistov uvedených odborov, a to s jasne stanovenými cieľmi, vytypovanými problémami a jasnými metodickými postupmi.

Do tlače odporučil J. Pecho

LITERATÚRA

Amstutz, G. C. 1950: Kupfererze in den spilitischen Laven des Glarner Verucano. Schweitzer. Miner. Petr. Mitteil. 30, pp. 182—191.

Amstutz, G. C. 1953: Geochemistry of Swiss lavas. Geochim. cosmochim. Acta, 3, London, pp. 157—168.

Amstutz, G. C. 1957: Spilitization the missing link in ore and rock genesis. Naturwissenschaften, 44, Berlin, pp. 490.

Amstutz, G. C. 1958: Spilitic rocks and mineral deposits. Bull. Univ. Mo. Sch. Mines Metallurgy. Techn. Rolla Ser. Nr. 96, pp. 1—9.

Amstutz, G. C. 1959: Syngenese und Epigenese in Petrographie und Lagerstättenkunde. Schweiz. Miker. Petrogr. Mitteil., Vol. 39, pp. 1—84.

Amstutz, G. C. 1959: Syngenetic zoning in ore deposits. Geol. Assoc. Canada, Proceed. Vol. 11, pp. 95—112.

Amstutz, G. C. 1962: L'origine des gîtes minéraux concordants dans les roches sédimentaires. Chron. Mines Rech. Min. Paris, Vol. 30, No. 308, pp. 115—126.

Anastopoulos, J. — Koukouzas, C. 1970: Metallogeny of Greece. Inst. for. Geol. and Subsurface Research, Manuscript, Athenes.

Angel, F. — Trojer, F. 1953: Der Aufbau der Spatmagnesit-Metasomatose. Radex Rundschau, H. 7/8, pp. 315—334.
Angel, F. — Trojer, F. 1955: Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnesite, Radex Rundschau, H. 2.
Aranitis, S. 1962: Die submarin-exhalativen Kieslagerstätten Ostgriechenlandes. Neues Jb. Min. Jhg. 1962, Stuttgart, H. 7—8, pp. 173—181.
Aubague, M. — Prouhet, J. P. — Slansky M. 1966: Caractérisation des milieux de sédimentation et recherches de nouveaux gîtes Pb—Zn dans la zone caussenarde. Bull. BRGM, Orléans, No. 1, pp. 87—112.
Aubouin, J. 1965: Geosinclinales. Amsterdam—London (traduction russe, Moskva).
Bartholomé, P. 1963: Sur la zonalité dans les gisements de Copperbelt de l'Afrique Centrale. Sympos. probl. posmagmat. ore depos. Prague, Vol. I, pp. 317—321.
Baas Becking, L. G. M. — Moore, D. 1961: Biogenic sulfides. Econ. Geol. Vol. 56, No. 2, pp. 259—272.
Bateman, A. M. 1942: Economic Mineral Deposits. New York. I édit. (1950 — II. edit., 916 p.).
Beaumont, E. 1847: Note sur les émanations volcaniques et métallifères. Bull. Soc. Géol. France, Paris.
Bemmelen, R. W. 1933: The undation theory of the development of the Earth's Crust, Rep. of XVI. Intern. Geol. Congr. Washington.
Berg, G. 1928: Über den Begriff der Rejuvenation und seine Bedeutung für die Bearbeitung von Mineralparagenesen. Zeitschr. prakt. Geol. Berlin, Bd. XXXVI, pp. 17—19.
Betechtin, A. 1946: Promyšlennije tipi marganca v Sovietskom Sojuze. Akad. Nauk SSSR, Leningrad.
Betechtin, A. G. 1950: Paragenezis rudnich mineralov v sistemach Fe—S—O i Cu—Fe—S—O. Izvěst. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. Moskva, No. 5.
Betechtin, A. G. 1951: Kurs mineralogii. Moskva.
Betechtin, A. G. — Genkin, A. D. — Filimonova, A. A. — Šadlun, T. N. 1958: Textury i struktury rud. Gos. nauč. techn. izdat. po geol. i ochr. nědr. Moskva, 435 p.
Bilibin, J. A. 1955: Metallogeničeskije provincii i metalogeničeskije epochy. Gosgeoltechizdat, Moskva.
Borchert, H. — Muir, R. 1964: Salt deposits. The origin, metamorphisme and deformation of evaporites. London, van Nostrand Co. Ltd.
Borchert, H. 1960: Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was dazu nich gehört, sowie deren Beziehungen zur Geotektonik und Magmatizmus. Freiberg. Forschungshefte, C. 79.
Borchert, H. 1972: Zur Bildung marin-sedimentären Eisen- und Mangan-erzen in Verknüpfung mit spilitischen und keratophyrisch-weilburgitischen Gesteins-Assoziationen. Mineral. Deposita. Berlin—Heidelberg—New York, Vol. 7, No. 1, pp. 18—24.
Braitsch, O. 1962: Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. Miner. u. Petr. in Einzeldarst. III. Bd. Springer Verlag. 232, p. Berlin—Göttingen—Heidelberg.
Bretisel, P. — Foglierini, F. 1971: Les gîtes sulfurés concordants dans l'environnement volcanique et volcano-sédimentaire. Mineralium Depos. Berlin, Vol. 6, No. 1, pp. 65—76.
Bubenicek, L. 1968: Géologie des minérais de fer oolitique. Mineralium Depos. Berlin. Vol. III, No. 3, pp. 89—108.
Bystrický, J. 1964: Slovenský kras. ÚÚG, redakcia Bratislava, 204 p.
Cayeux, L. 1935: Les roches sédimentaires de la France (Roches carbonatées), Paris, Vol. I, 447 p.
Cayeux, A. — Thébault, J. J. 1962: Les concentrations de cuivre stratiforme de l'Atlas Saharien (Algérie). Gis. stratif. de cuivre en Afrique, Paris, Part, I, pp. 33—42.
Cambel, B. 1956: Genetische Problemen der Vererzung in den Kleinen Karpathen. Geolog. práce, Správy 9, Bratislava, pp. 26—27 (pp. 5—24 slovakisch).
Cambel, B. 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochémia ich rúd. Acta Geol. et Geogr. Univ. Comen. No. 3, pp. 3—338 Bratislava.
Carstens, C. W. 1942: Über kupferhaltige Kiesvorkommen des Lekksdaltypus.
Chazan, W. 1962: Caractère tectonique de quelques gisements de cuivre stratiforme de l'Anti-Atlas occidental. Chron. Mines. Rech. min. Paris, Vol. 30, No. 313, pp. 309.

Chazan, W. — Fauvelette, E. 1962: Les gisements stratiformes de cuivre de l'Anti-Atlas occidental (Maroc). Gisements stratif. de cuivre en Afr. Part. I, pp. 35—41.
Cissarz, A. 1956: Die Erzlagerstätten Jugoslaviens. Raspr. Zav. Geol. Geof. Istraž. Beograd, Sv. VI.
Cissarz, A. 1957: Lagerstätten des Geosynklinal-Vulkanizmus in den Dinariden und ihre Bedeutung für die geosynklinale Lagerstättenbildung. Neu. Jb. Mineral. Abh. Stuttgart, Bd. 91, pp. 485—540.
Clarr, E. 1953: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. Geol. Rdsch. Stuttgart, Jhg. 42, pp. 107—127.
Daube, Fr. 1961: Erzmineralien im Verband mit den Diabasen des Oberharzes. Bergbauwissenschaft, Goslar, Nr. 187, Jhg. 8, H. 16, pp. 380—390.
Davidson, D. F. — Lakin, H. W. 1961: Metal content of some black shales of the western United-States. Short papers in the Geologic and Hydrologic Sciences. U. S. Geol. Survey, Paper 424, pp. 329—331.
Davidson, C. F. 1962: The origin of some strata-bound sulphide ore deposits. Econom. geology, Vol. 57, No. 2, pp. 265—273.
Davidson, C. F. 1965: A possible mode of origin of stratabound copper ores. Econom. geol. Vol. 60, No. 5, pp. 942—945.
Deggens, E. T. — Okoda, H. — Honjo, S. — Hathaway, J. C. 1972: Microcristalline sphalerite in resin globules suspended in Lake Kivu, East Africa. Mineral. Depos. Vol. 7, No. 1, pp. 1—12.
Deggens, E. D. — Ross, D. A. 1969: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer Verlag. Berlin—Heidelberg—New York. 600 p.
Deicha, G. 1954: Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Paris. Masson.
Deer, W. A. — Howie, R. A. — Zussmann, J. 1962: Rock forming minerals. T. 1—5. Longsmans, London.
Dimitrov, Str. 1960: Magmatizmus und Erzbildung im Erzgebiet von Panagurište. Freiberg. Forschungshefte, C. 79, Seite 67—81.
Domarev, V. S. 1956: Někotorije geologičeskije osobennosti metamorfogennych rudnych mestorožděnij. Matěr. po geol. polez. iskop. Mater. Vsesojuz. naučno-issled. geol. Inst. Moskva. Novaja serija, Vyp. 8, č. I. pp. 7—41.
Dunham, K. 1961: Black shales, oil and sulphide ores. Advances Sci., London, Vol. 18, No. 73, pp. 16—18.
Dunham, K. C. 1964: Neptunist concept in ore genesis. Econom Geology, Vol. 59, No. 1, pp. 1—21.
Dunham, K. C. 1972: Geochemistry of Metalliferous Provinces in Phanerozoic Plateformes. Sympos. on correl. between Metallogen. and Geochem. Provinces, Leoben (in press).
Ehrenberg, H. — Pilger, A. — Schröder, J. 1954: Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspat-Lager von Meggen (Westphalen). Monogr. d. Deutsch. Blei-Zink-Erzlagerstätten. No. 7, pp. 353, Hannover.
Erhardt, H. 1956: La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Paris. Masson.
Erhardt, H. 1966: Bio-rhexistasie, biostasie évolutive, hétérostasie. Importance de ces notions en gitologie minière éxogène. Comp. rend. Acad. Sci. France, Paris, Tome 263, sér. D. No. 16, pp. 1048—1051.
Eskola, P. 1946: Kristalle und Gesteine. Wien.
Finch, W. I. 1959: Peneconcordant uranium deposit. A proposed term. Econ. Geol. Blackburn. Vol. 54, No. 5, pp. 944—946
Fisher, N. H. 1960: Rewiew of evidence of genesis of Mts. Isa orebodies Rep. of. XXI. Intern. Geol. Congr. Copenhagen, Part XVI, pp. 99—111.
Fleisher, M. 1955: Minor elements in some sulphide minerals. Econom. Geology, 50 anniv., Part. II, pp. 970—1024.
Friedrich, O. M. 1953: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex Rundschau. No. 7/8. Radenthein.
Friedrich, O. M. 1964: Zur Genesis der Blei- und Zink-Lagerstätten in den Ostalpen. Neues Jhb. f. Miner. Stuttgart, H. 2, pp. 33—49.
Frolova, E. K. 1955: Magnezit v sedimentach nižněvo perma v rajonach Kuybiševa i Saratova v regione Povolžija. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. Moskva, No. 5, pp. 89—96.
Fulda, E. 1938: Salzlagerstätten Deutschlands. Deutsch. Boden, Bd. VI. 140 p.

Garlick, W. G. 1967: Special features and sedimentary facies of stratiform deposits in arenites. Réun. Assoc. int. sédim. Londres, 68 p.
Gjelswick, T. 1960: The Skorovas pyrit deposit. Grong area, Norvay. Report of the XXI, Intern. Geol. Congr. Copenhagen, Part. XVI pp. 54—66.
Georgalas, G. 1926: Les pyrites de fer de la Grèce. Comp. rend. du Congr. Géol. Intern. Madrid, Part. I, pp. 145—153.
Goldschmidt, V. M. 1922—1927: Geochemische Verteilungsgesetze. Kristiania.
Goldschmidt, V. M. 1954: Geochemistry. Edit. A. Muir, Oxford, 730 p.
Gorževskij, D. I. — Kozerenko, V. N. 1963: Facii glubinnosti magmatičeskich porod i magmatogennych mestorožděnij poleznych izkopajemych. Soviet. geol. Moskva, No. 8, pp. 3—16.
Gräbe, R. 1972: Analyse der metallogenetischen Faktoren stratiformer sulphidischen Geosynklinal-lagerstätten. Zeitschr. f. angew. Geol. Bd. 18, Berlin, H. 7, pp. 289—300.
Gubač, J. 1969: Petrografická a geochemická charakteristika hlavných typov hornín karbónu a rakoveckej série Spišsko-gemerského rudohoria. Sbor. geol. vied Rad ZK. Bratislava, Zv. 11, pp. 7—54.
Guild, P. W. 1972: Metallogeny and the New Global Tectonics. XXIV. Intern. Geol. Congr. Montreal, Sect. 4, (Mineral deposits), pp. 17—24.
Guillou, J. J. 1970: Les magnésites cambriennes de Pacios (province de Lugo-Espagne) leur environnement paléogéographique. Bull. du BRGM. Orléans, II. série, sect. IV, No. 3, pp. 5—20.
Harder, H. 1960: Rezente submarine vulkanische Eisenausscheidungen von Santorin, Griechenland. Fortschr. d. Mineralogie, Stuttgart. Jhg. 38, H. 2, pp. 187—189.
Harder, H. 1961: Einbau von Bor in detritischen Tonmineralen. Fortschr. d. Miner. Stuttgart, Jhg. 39, H. 1, pp. 148—149.
Harder, H. 1963: Inwieweit ist das Bor ein marines Leitelement? Fortschr. Geol. Rheinland u. Westfal. Jhg. 10, pp. 239—252, Krefeld.
Harder, H. 1964: Zur Diskussion über die Entstehung der Quarzbändererze (Itabirite). Neues Jahb. f. Miner., Monathefte, Stuttgart, 12, pp. 303—314.
Harder, H. 1964: Können die Eisensäuerlinge die Genese des Lahn-Dill-Erze erklären? Beitr. Mineral. Petrogr. Berlin—New York, 9, pp. 379—422.
Havelka, J. 1963: O projevech regionální metamorfózy na základe studia makrotextúr v sulfidických zrudnění kýzových ložisek v oblasti Zlatých Hor-západ. Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. v Ostravě, R. IX, č. 4, řada horn., čl. 80, pp. 531—548.
Havelka, J. — Scharm, B. 1963: O projevech metamorfózy na barytu z ložisek Zlaté Hory-západ. Acta Musei Silesiae, Opava, Ser. A. XII.
Havelka, J. — Palas, M. — Scharm, B. 1964: Zur Enstehung der Kies-Lagerstätten im Devon des Jeseníky Gebirges. Berichte der Geol. Gesellsch. DDR, Bd. 9, H. 4—5, pp. 439—623.
Hegemann, F. 1942—1943: Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel im Pyrit. Zeitschr. angew. Mineralogie, Berlin, Jhg. 4, pp. 121—139.
Hegemann, F. 1948: Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieslager. Fortschr. d. Miner. Stuttgart, 27, pp. 54—55.
Hegemann, F. 1948: Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischen Stoffzufuhr, Fortschr. d. Miner, Stuttgart, 27, pp. 54—55.
Hegemann, F. 1950: Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieslager. Fortschr. d. Mineral. Stuttgart, 27, pp. 45—46.
Hentschel, H. 1960: Zur Frage der Bildung der Eisenerze von Lahn Dill Typus. Freiber. Forschungshefte, C. 79, pp. 82—105.
Van Hise, C. R. — Leith, C. K. 1911: The geology of the Lake Superior region. U. S. Geolog. survey, Washington, Monogr. 52.
Vant' Hoff, J. H. 1896—1911: Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanischen Salzlagerungen. Leipzig. Akad. d. Wissensch. Nachdruck Precht u. Kohen. 374 p.
Höll, R. — Maucher, A. — Westenberger, H. 1972: Synsedimentary diagenetic ore fabrics in the strata and time-bound scheelite deposits of Kleinarltal and Ferbertal in the Eastern Alps. Miner. Deposita, Vol. 7, No. 2, pp. 217—226.
Chmelík, J. — Ilavský, J. 1965: Über den effusiven Charakter der Gabbrodiorite der Gelnica-serie in den Gemeriden. Geol. práce, Správy 36, Bratislava, pp. 235—256.

Ilavský, J. — Mrozek, J. 1960: Gotlandské dolomity a ich vzťahy ku pyritovému zrudneniu v Smolníku. Geol. práce, Správy 30, Bratislava, pp. 51—56.
Ilavský, J. 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 46, Bratislava, pp. 51—96, Detto in Geologie, Berlin, Jhg. 1958, H. 1.
Ilavský, J. 1964: Smolník-gisement stratiforme polymétamorphisé de minérais sulfurés. Geolog. zborník SAV, R. XV. Bratislava, No. 2, pp. 299—310.
Ilavský, J. 1968: Smolník-stratiform deposit of pyrite-chalkopyrite ores. Guide to excurs. 24 AC. Ore deposits of West Carpathians. XXIII. Intern. Geol. Congr. Prague, pp. 24—27.
Ilavský, J. 1968: Zur metallogenetischen Karte der Westkarpathen 1:1 000 000. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava, pp. 51—72.
Ilavský, J. et al. 1972: Métallogénie du système plissé alpin de l'Europe centrale et sud-orientale en 1:2 500 000. Institut géol. de Dionýz Štúr-UNESCO. Bratislava. Manuscript.
Ivanov, A. A. 1951: Prirodnije mineraľnije soli. Moskva.
Ivanov, S. N. 1964: Genezis rudnych mestoroždenij koľčedannovo típa v svjazi s razvitiem geosinklinaľnovo magmatizma i metamorfizma. XXII. Intern. Geol. Congr. Doklady soviet. geol. Moskva.
James, H. L. 1954: Sedimentary facies of iron-formations. Econom. Geol. No. 3. Menasha.
Janda, J. — Schroll, E. 1960: Geochemische Untersuchungen an Graphitgesteinen. Intern. Geol. Congr. XXI. Sess. Norden, Copenhagen, Part. I, pp. 40—48.
Jännecke, E. 1923: Entstehung der deutschen Kalisalzlager. Fr. Vieweg, Braunschweig. III, p. II, Auflage.
Kaškarov, O. D. — Fiveg, M. P. 1963: Kaľijnije i magnezijaľnije soli. Moskva.
Kautsch, E. 1958: Die sedimentären Erzlagerstätten des unteren Zechsteines. Freib. Forschungshefte, Freiberg, C. 44, pp. 14—21.
Kinkel, A. R. 1962: Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain, and their relation to volcanisme. Econom geology. Vol. 57, pp. 1071—1080.
Kinkel, A. R. 1962: The Knob massive sulphide copper deposit Northern Carolina: an exemple of rekrystallized ore. Econom. geology, Vol. 57, pp. 1116—1121.
Mc. Kinstry, H. E. 1955: Structure of hydrothermal ore deposits. Econom. Geology, 50 anniv. Part. I, pp. 170—225.
Klenova, M. V. 1948: Geologija morja. Učpedgizdat. Moskva.
Kostelka, L. 1971: Introduction to the lead-zinc deposits of Bleiberg-Kreuth (Kärnten-Austria). VIII. Intern. sediment. Congr. Heidelberg, pp. 273—283.
Kotljar, V. N. 1964: Orudenenije i vuľkanizm. (Tipi vuľkanogennych mestoroždenij). XXII. Intern. Geolog. Congr. India. Doklady soviet. geol. pp. 168—182.
Kraume, E. — Dahlgrün, Fr. — Ramdohr, P. — Wilkie, A. 1955: Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. Beihefte zum Geol. Jahrb. 18, Hannover.
Kraume, E. 1960: Erzvorkommen in den tektonischen hangenden Schichten der Rammelsberger Erzlager bei Goslar. Neues Jahb. f. Min. Abh. Stuttgart, pp. 479—494.
Krauskopf, K. B. 1955: Sedimentary deposits of rare metals. Econom. Geology, 50 anniv. Part I., 411—463.
Krotov, B. P. 1958: Zakonomernosti klimatičeskovo raspredelenija mestoroždenij železa i aljuminija v sovremennych osadkach zemli. Dokl. Akad. Nauk SSSR, Moskva, R. 121, No. 2, pp. 326—329.
Krumbein, W. C. — Garrels, R. M. 1952: Origin and classification of sediments in terms of pH and oxidation-reduction-potential. Yearb. Geol. 60, pp. 1—33.
Kudenko, A. A. — Stecenko, V. P. 1963: K voprosu o svjazi nekotorych rudnych mestoroždenij Zapadnich Karpat s vuľkaničeskymi procesami. Kazach. instit. mineraľ. syrija. Alma Ata. Trudy laborat. paleovuľkanologii, Vypusk. 2.
Kulleruud, G. — Vokes, F. M. — Barnes, H. L. 1959: On exhalative-sedimentary ores. Geol. Fören. Förh. Stockholm, Bd. 81, H. 1. pp. 145—148.
Laffitte, P. 1957: Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson, Paris.
Laffitte, P. — Permingeat, F. — Routhier, P. 1965: Cartographie métallogénique, métallotecte et géochimie régionale. Bull. soc. géol. France de Minéralogie et Crystallographie, Paris, A. 88, No. 3—6.
Lahusen, L. 1972: Schicht und Zeit-gebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und

Zinnobervererzung in Kärnten und Osttirol (Österreich). Miner. Depos. Berlin—Heidelberg—New York, Vol. 7, No. 1, pp. 31—60.
Llarena, G. 1950: La magnésite (giobertite) de la haute vallée de l'Arga (Pyrénées de la Navarre espagnole) et d'Urepel (Basses Pyrénées). Comp. rendu Acad. Sci. de France, Paris, 231, pp. 1521—1522.
Llarena, G. 1959: Nuevas observaciones sobre la magnesita sedimentaria. Estud. geol. espan. Madrid, 15, pp. 189—211.
Lawrence, L. J. — Rafter, T. A. 1962: Sulphur isotopes distribution in sulphides and sulpates from Brocken Hills South, New South Wales, Econom. Geol. Vol. 57, No. 2, pp. 217—225.
Lehmann, E. 1941: Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Ober-Devon des Lahnmulde, Wetzlar. Schaffers Druckverein, 1941. pp. 1—389.
Lehmann, E. 1972: On the source of the iron in the Lahn ore districts. Mineral-Deposita. Vol. VII, H. 3, pp. 247—270.
Leutwein, F. 1951: Geochemische Untersuchungen an den Alaunschifern und Kieselschifern Thüringens. Arch. f. Lagerstättenforschung. Akad. Verlag. Berlin.
Lesko, J. 1972: Über die Bildung von Magnesitlagerstätten. Mineralia Deposita. Vol. VII, No. 1, pp. 61—72.
Lindgreen, W. 1913: Mineral Deposits. New York.
Lindgreen, W. 1922: A recent deposit of a thermal springs in Bolivia. Econom. Geology, Lancaster, XVII, No. 3.
Lombard, A. 1956: Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson. Paris.
Lombard, J. — Niccolini, P. 1962: Gîtes stratiformes de cuivre en Afrique. Symposium. Part. I. Lithologie-sédimentologie. Assoc. serv. géol. afriq. Paris.
Lotze, F. 1938: Steinsalz und Kalisalze. I. Auflage 936 p.
Love, L. G. — Zimmermann, O. 1961: Bedded pyrite and microorganisme from the Mount Isa shales. Econom. Geology. Vol. 56, No. 5, pp. 873—896.
Love, L. G. 1962: Biogenic primary sulphide of the permian Kupferschiefern and Marl slate. Econom. Geology. Vol. 57, No. 3, pp. 350—366.
Lovering, T. S. 1963: Epigenetic, diagenetic, syngenetic and lithogen deposits. Econom Geology. Vol. 58, No. 3, pp. 315—331.
Markham, N. L. 1968: Some genetic aspects of the Mt. Leyell mineralizations. Miner. Deposita. Vol. III, pp. 199—221.
Marmö, Vl. 1960: On the possible genetical relationship between sulphide schistes and ores. Report of the XXI. Intern. Geol. Congr. Part. Copenhagen, XVI, pp. 160—163.
Marschalko, R. 1968: Facies distribution, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene of Central West-Carpathian Flysch. Geol. zbor. Slov. akad. vied, No. 1. Bratislava, 19.
Maucher, A. 1960: Die Kieserze von Keltas, ein Beispiel submariner Gleitfalten in exhalativ-sedimentären Erzlagerstätten. Neues Jahrbuch f. Miner. Abhandl. Stuttgart, 94, pp. 495—505.
Maucher, A. 1965: Die Antimon—Wolfram—Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatizmus und Geotektonik. Freiberg. Forschungsh. C. 186, pp. 173—188.
Maucher, A. — Höll, R. 1968: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischen Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonit-Lagerstätte von Schleining in Burgenland, Österreich. Mineral. Depos. Vol. III, pp. 272—285.
Monseur, J. — Pel, J. 1972: Reef facies, dolomitization and stratified mineralization. Mineral. Deposita. Vol. VII, No. 1, pp. 89—99.
Mookerhjee, A. 1964: Thermal metamorphisme of the sulphide minerals at Zawar Mine, Rajastan, India. Econom. Geology, Vol. 59, No. 3, pp. 498—500.
Mukajama, H. 1962: Genesisi of sulphur deposits in Japan. Economic geology. Vol. 57, No. 2, pp. 276—277.
Nesteroff, W. D. 1965: Le problème des turbidites: les données océanographiques modernes. Bull. Soc. géol. France. Paris, Vol. 7, No. 4, pp. 587—592.
Niccolini, P. 1962: L'utilisation des données sédimentologiques dans l'étude et la recherche des gîsements stratiformes. Établissement de courbes prévisionnelles. Chron. Mines. Rech. min. Paris, No. 309, pp. 155—167.
Niccolini, P. 1965: Types morphologiques et caractères spécifiques des gîtes métallifères dans les séries sédimentaires (Stratiformes vraies et pénéconcordantes). Chron. Mines. Rech. min. Paris, 33, No. 340, pp. 79—83.

Niccolini, P. 1970: Gîtologie des concentrations minérales stratiformes. Gauthier-Villars, Paris. 792 p.
Niggli, P. 1929: Erzlagerstätten des magmatischen Abfolges. Systematik der magmatischen Lagerstätten. Schweizer. Mineral. Petrogr. Mitteil. Vol. 21, pp. 161—172.
Noble, A. 1972: The non relation between metallogenic provinces and theories of plate tectonics in the western United States. Sympos. on correlations between Metallogen. and Geochem. provinces. Leoben (in press).
Novotný, L. — Badár, J. 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenia mladšieho paleozoika choćskej jednotky severovýchodnej časti Nízkych Tatier, Mineralia Slovaca. Spiš. Nová Ves, R. III, č. 9. pp. 23—42.
Obručev, V. A. 1926: Metallogeničeskije epochi i oblasti Sibiri. Trudy Inst. prikl. Mineral. i Metalurg. Moskva, Vyp. 21.
Oftedahl, Ch. 1958: A theory of exhalative-sedimentary ores. Geologiska Föreningen i Stockholm. Förhandl, No. 492, Bd. 80, H. 1, pp. 1—19.
Oulianoff, N. 1958: Le métamorphisme des roches dans les rapports avec les mouvements tectoniques. Bull. Lab. Géol. Minér. Géoph. et du Musée Géol. Univ. Lausanne, No. 123, 15 p.
Pantó, G. 1956: A rudabányai vasércvonulat földtani felépitése. Magy. All. Földt. Intéz. Évk. Budapest, XLIV. K. Z.
Pantó, G. 1969: Petro- and metallogenic problems of postmagmatic ore formation in the Carpato-Balcan territories. Carpato-Balcanian Geol. Associat. IX. Congr. Budapest, pp. 11—19.
Park, Ch. F. 1955: The zonal theory of ore deposits. Econ. Geol. 50, anniv. Part. I, pp. 226—252.
Park, Ch. F. 1963: Zoning in ore deposits (The pulsation theory and role of structures in zoning). Sympos. Postmagmat. probl. ore depos. Prague, Vol. I, pp. 47—52.
Pettijohn, F. J. 1949: Sedimentary rocks. Harper Brothers, New York. 718 p.
Petránek, J. 1963: Usazené horniny. ČSAV, Praha, 718 p.
Petrascheck, W. E. 1955: Grosstektonik und Erzverteilung in mediterranen Kettensystem. Sitzungsber. österreich. Akad. Wissensch. Matem. Natur. Klasse, Wien, I. 164.
Petrascheck, W. E. 1960: Über ostmediterrane Gebirgszusammenhänge. Festschr. Ernst Kraus. Abhandl. d. Deutsch. Akad. Wissensch. Berlin, Klasse III. H. 1, pp. 9—18.
Petrascheck, W. E. 1963: Die alpin-mediterrane Metallogenese. Geol. Rundsch. Stuttgart. Bd. 53, pp. 376—389.
Petrascheck, W. E. 1968: Kontinentalverschiebung und Erzprovinzen. Mineralia Deposita. Berlin—Heidelberg—New York, Jhg. 3, No. 1, pp. 56—65.
Petrovskaja, N. V. — Grinenko, L. N. 1962: Issledovanija izotopnovo sostava elementov v svjazi s voprosami genezisa rudnich mestoroždenij. Geol. rud. mestor. Moskva, No. 2.
Polák, St. 1956: Relikty intrastratifikačných korugácií v metamorfovaných pezinských pyritových zrudneniach. Geol. práce, Správy 8, Bratislava, pp. 78—87.
Potter, P. E. — Pettijohn, F. J. 1963: Paleocurrents and bassin analysis. Cloth.
Pouit, G. 1962: Les minéralisations cuprifères stratiformes de la terminaison occidentale du Haut Atlas marocain. Gîsements stratiformes de cuivre en Afr. Paris, Part I, pp. 53—65.
Prokin, V. A. 1963: Uslovija obrazovanja zonalnosti Sibajskovo kolčedannovo mestoroždenija (Južnij Ural). Sympos. postmagmat. orud. Prague, I. tom, pp. 297—301.
Pustovalov, L. V. 1940: Petrografija osadočnych porod. Tom I—II. Gosgeoltechizdat. Moskva.
Raguin, E. 1949: Géologie des gîtes minéraux. Masson. Paris. I. édit. 686 p. II. édit. 1961.
Ramdohr, P. 1950: Die Lagerstätte von Brockeh Hill in New South Wales im Lichte der neuen geologischen Erkenntnisse und ermikroskopischen Untersuchungen. Heidelberg. Beitr. Miner. Petrogr. 2, pp. 291—333.
Ramdohr, P. 1953: Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg Lagerstätte. Geol. Jhb. Hannover, 67, pp. 367—494.
Ramdohr, P. 1953: Über die Metamorphose und sekundäre Mobilisierung. Geol. Rundschau, Stuttgart, Jhb. 42, No. 1, pp. 11—19.

Rädlich, A. K. 1926: Beobachtungen an schichtigen Kieslagerstätten der Alpen und der Karpathen. Comp. rend. XIV, Congr. Géol. Internat.
Routhier, P. 1963: Les gîsements métallifers. Géologie et principes de recherches. Tome I—II. Masson et co. Paris. 1282 p.
Rössler, H. J. 1960: Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterskarbons in Ostthüringen. Freib. Forschungsh. C. 92, Akad. Wissensch. Freiberg.
Rössler, H. J. 1964: Genetische Problemen der Erze des sogennanten erweiterten Lahn Dill Typus. Ber. Geol. Gesell. DDR. Berlin, 9. Ed. H. 4—5, pp. 445—454.
Rozlosznik, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Dobsina. Geol. Hungar. Ser. geol. Budapest, No. 5, pp. 1—118.
Rozložník, L. 1957: Geologické a rudné pomery okolia Dobšinej. Geol. práce, Správy 11, Bratislava, pp. 100—108.
Ruchin, L. B. 1953: Osnovi litologii. Gosgeoltechizdat. Leningrad—Moskva, 671 p.
Rutten, M. G. 1969: Sedimentary ores of the early and middle precambrian and the history of atmospheric oxygene. Proceed. of the 15th Intern. Univ. Geol. Congr. Leicester, pp. 187—195.
Saksela, M. 1960: Beiträge zur Kenntniss der sogennanten chloritischen Kupferformation in fennoskandischen Grundgebirge. Neues Jhb. f. Miner. Abhandl. Stuttgart, 94, pp. 319—351.
Sales, K. H. 1964: Hydrothermal versus syngenetic theories of ore deposition. Econom Geology. Vol. 59, pp. 162—167.
Salop, L. I. 1954: Metamorfizm rudnych mineralov v pyritizovanych tolščach severnoj časti bakalskoj rudnoj oblasti. Izvěst. Akad. nauk SSSR, Moskva, No. 1.
Sharma, G. D. 1968: Artificial diagenesis in quartz sand and carbonate rocks. Mineral. Depos. Berlin—Heidelberg—New York, Jhg. III, pp. 232—241.
Schneider, H. J. 1964: Facies differenciation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the ladinian geosincline of the Eastern Alps. Develop. in sedimentol. and ore gen. Amsterdam. Elsevier. pp. 29—45.
Schneiderhöhn, H. 1941: Erzlagerstättenlehre. I. Auflage. 1962, II. Auflage. G. Fischer, Jena.
Schneiderhöhn, H. 1952: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Neues Jahrb. F. Min. Monatshefte. Stuttgart, pp. 47—98.
Schneiderhöhn, H. 1953: Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten. Geol. Rundschau. Bd. 42, H. 1, pp. 34—43.
Schwartz, G. M. 1955: Hydrothermal alteration as a guide to ore. Econ. Geol. 50 anniv. Vol. Part. I, pp. 300—323.
Siegl, W. 1969: Entwurf zu einer salinar-sedimentären Entstehung der Magnesite vom Typus Entachen (Salzburg). Mineral. Depos. Berlin—Heidelberg—New York, Vol. IV. pp. 225—233.
Skinner, B. J. 1958: The Geology and metamorphisme of the Nairn pyritic formation a sedimentary sulphide deposit in South Australia. Econom. Geology. Urbana. Vol. 52, No. 5, pp. 546—562.
Skripčenko, N. S. 1964: Pervičnaja zonalnost v mednokolčedannych mestorožde-nijach. Meždunarod. geol. kongr. XXII. Sess. Dokl. soviet. geol., Moskva.
Slansky, M. 1964: Généralités sur la sédimentation phosphatée et la recherche du phosphate. Bull. BRGM. Paris, No. 1, pp. 43—61.
Slavík, Fr. 1904: O kamenečních a kýzových břidlicích západočeských. Rozpr. Čes. Akad. Věd, Tř. matem. přírod. Praha, R. XIII, č. II, 26.
Slávik, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Aktuality Geolog. prieskumu. ÚÚG, Praha, 511 p.
Slavkay, M. 1971: Ložiská polymetalických rúd pri Ponikách. Mineralia slovaca, Spišská Nová Ves, R. III, č. 11, pp. 181—214.
Smirnov, V. I. 1959: Essai de subdivision métallogénique du territoire de l'U. R. S.S. Bull. Soc. Géol. France, Paris, VII-ème série. Tome I.
Smirnov, V. I. 1960: Über die möglichen exhalativen und exhalativ-sedimentären Kiesvorkommen in der Sovietunion. Freib. Forschungshefte. H. C. 79, p. 62—66.
Smirnov, V. I. 1964: Sootnošenija endogennovo i ekzogennovo rudoobrazovanja v submarinnych vulkanogennych geosynklinalnych kompl'eksach. XXII. Intern. Geol. Congr. Genezis rud. Doklady soviet. geol. Moskva.

Smirnov, V. I. 1970: Faktori vremeni pri formirovani stratiformnych rudnych mestorožděnij. Geol. rud. mestor. Moskva, 12, No. 6, pp. 3—15.
Solomon, P. J. 1965: Investigation into the suplhide mineralization at Mount Isa, Queenesland.Econom. Geology, 60, pp. 737—765.
Stanton, R. L. 1960: General features of the conformable piritic ore bodies. Canad. Inst. Mining. Metal. Trans. Vol. 63, pp. 22—27, pp. 28—36.
Stille, H. 1953: Geotektonische Werdegang der Karpathen. Geol. Jahrb. Beih. H. 8,. Geol. Landesanst. f. Bodenforsch. d. BDR. Hannover.
Strachov, N. M. 1947: Železorudnije facii i ich analogii v istorii zemli. Trudy Geolog. inst. A. N. SSSR. Moskva, Vyp. 73.
Strachov, N. M. 1958: Fakti i gipotezi v voprose ob obrazovanij dolomitičeskych porod. Izvěst. Akad. Nauk SSSR. Ser. geol. Moskva, No. 6, pp. 3—22.
Szádeczky-Kardoss, E. 1970: Evolution of ore lodes of igneous origin. Acta geol. Sci. Acad. hung. Budapest, Tom. 14, pp. 217—221.
Šadlun, T. N. 1951: Ob osobennostiach strojenija kolčedannych rud nekotorych mestorožděnij Altaja. Izvěst. Akad. Nauk SSR, Se. geol. Moskva, No. 5.
Šadlun, T. N. 1959: Někotorije zakonomernosti projavlenija metamorfizma v bogatych piritom svincovo-ziknovych rudach tekelijskovo mestorožděnija. Geol. rud. mestor. Moskva, No. 5. 1959.
Šatskij, N. S. 1958: O margancenosnych formacijach i o metallogenii marganca. Izvest. Akad. Nauk. SSSR. Ser. geol. Moskva, No. 4.
Šuf, J. 1933: Nástin geologických poměrů území západně od Železníka na Slovensku. Sbor. Čes. král. spol. nauk. Praha.
Taupitz, K. Ch. 1954: Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatizmus und die Entstehung der Erzlagerstätten. Chemie der Erde. Jena, Bd. XVII, H. 2.
Taylor, H. P. 1963: Evolution of chemical composition of ore bearing solutions dependent on the some sources. Sympos. Probl. of postmagmat. ore depos. Prague, Vo. I, pp. 307—311.
Temple, K. L. — Lehoux, N. W. 1964: Syngenesis of sulphide ores: sulphate reducing bacteria and copper toxitity. Econom Geology. Vol. 59, No. 2, pp. 271—278.
Tischendorf, G. 1959: Zur Genesis einiger Selenidvorkommen insbesondere von Tilkerode im Harz. Freiberg. Forschungshefte, C. 69, Freiberg.
Tixeront, J. 1966: Hammam Zriba fluorine et baritine. Assoc. Soc. Géol. Afr. Livret guide de l'excursion B. Tunis. Manuscript.
Tugarinoff, A. J. 1966: Ueber die Ursachen der Bildung der Erzprovinzen. Zeitschr. f. angew. Geologie, Berlin. Vol. 12. No. 6, pp. 307—308.
Turan, J. — Vančová, L. 1972: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát. Prírodoved. Fakulta Komen. Univ. Bratislava, Rukopis.
Ullrich, Fr. 1933: Československá ložiska magnezitů a jejich využití. Báňsky svět, Praha.
Usdowski, H. E. 1967: Die Genese von Dolomit in Sedimenten. Mineral. u. Petrogr. Einzeldarstellung. Bd. IV. Springer. Berlin—Heidelberg. 95 p.
Varček, C. et al. 1968: Ore deposits of the West Carpathians. Intern. geol. congr. XXIII. Sess, Prague. Guide to the excurs. 24 AC.
Varentsov, I. M. 1962: Osadočnije rudi železa i marganca (Sámije glávnije magnansoderžáščije formácii). Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR. Moskva, No. 70, pp. 119—173.
Vernadskij, V. I. 1927, 1934: Očerki geochimii. Leningrad—Moskva.
Vinogradov, A. P. — Tugarinoff, A. J. 1968: Geochronological scale of Precambrian. Report of XXIII. Intern. Geol. Congr., Prague, Vol. 6, pp. 205—222.
Vokes, F. M. 1962: Geosynklinale Lagerstätten. Economic Geology. Vol. 57, No. 2, pp. 274—283.
Vokes, F. M. 1962: Mineral paragenesis of the massive sulphide ore bodies of the Caledonides of Norvay. Econom. Geology. Vol. 57, pp. 890—903.
Vokes, F. M. 1969: A review of the metamorphisme of sulphide deposits. Earth Sci. Review. Amsterdam, Tom. 5, pp. 99—143, Elsevier. comp.
Wedepohl, K. H. — Correns, C. W. — Shaw D. M. — Turekian, K. K. — Zemann, J. 1969—1973: Handbook of Geochemistry. Springer Verl. Berlin—Heidelberg—New York.
Wedepohl, K. H. 1972: Basic geochemical data of Zn, Pb and Cu and ore genezis.

Sympoz. on correl. between metallogenic and geochem. provinces. Leoben (in press).
White, D. E. 1955: Thermal springs and epithermal ore deposits. Econom. Geology. 50 anniv. vol. part I, pp. 99—154.
Zavarickij, A. N. 1936: Kolčedannije mestoroždenije Bljava na Urale i kolčedannije zaleži Urala voobšče. Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR, Moskva, Tom I.
Zavarickij, A. N. 1943: O genezise kolčedannych mestoroždenij. Izvěst. Akad. nauk SSSR. Moskva. Ser. Geol. No. 3.
Zavarickij, W. A. 1946: Spilito-keratofyrovaja formacija v rajone mestoroždenija Bljava na Urale. Trudy Inst. geol. Nauk. 71, Petrogr. serija, Kiev. No. 24, pp. 1—88.
Zavarickij, A. N. 1956: Nekotorije osnovnije voprosy geologii Urala. Izbr. trudy, Moskva, Tom I.

J. ILAVSKÝ

ON METALLOTECTS OR FACTORS CONTROLLING DISTRIBUTION OF ORES IN STRATIFORM, VOLCANIC-SEDIMEMTARY DEPOSITS

(Summary of the Slovak. Text)

At present, the volcanic-sedimentary processes are ascribed great importance for metallogenesis, since they are the most important group of deposits as regards mining. Hitherto the Fe, Mn, V, Au, Al, B, S, Sb, Hg, Cr, Ni, Co, Mg, As, Sn, Ti, Ba, F, P, Mo ores have been described as stratiform, volcanic-sedimentary ores. They contain also rare and trace elements, such as Se, Li, Rb, Ge, In, Ga, Yt, Yb, Sc, Te, Tl, Bi, etc.

So in the last decades, the research, classification and metallotects, i. e. the factors controlling distribution of ores in these deposits have been paid considerable attention.

On the classification of volcanic-sedimentary deposits

For the classification of the volcanic-sedimentary deposits most favourable are large areas of varied geological structure with the most complete geological-tectonical evolution. Such are territories of large countries, as the Soviet Union or the U.S.A. For this reason the first thorough classification of the volcanic-sedimentary deposits appeared in the U.S.S.R. by V. N. Kotljar (1964). Less detailed is the classification of extensive areas by the American P. Guild (1972).

V. N. Kotljar's (1964) systematics comprises the principles of time, space, structure, material composition and the manner of origin. V. N. Kotljar distinguishes volcanism of geosynclinal systems — the orebearing volcanism, and the platform volcanism which is barren according to this author. In accordance with geotectonical schemes by Bemmelen, Obručev, Stille, Bilibin and Smirnov, V. N. Kotljar divided the volcanic-sedimentary deposits in three groups:

1. early-geosynclinal (pre- orogenetic)
2. late-geosynclinal (post- orogenetic) and
3. deposits restricted to large deep-seated faults.

The systematics does not comprise all the known stratiform deposits, still its basis and principles serve as basical starting points for more complete classification. The deposits of thermomineral postvolcanic springs known from numerous areas, should be included there, too.

Metallotects of the volcanic-sedimentary deposits

The conception of metallotects in the sense of the French authors (Permingeat — Routhier — Laffitte 1960) comprises a set of conditions of geological, tectonical, magmatic or volcanic or metamorphic character, undermining the genesis of ores and their distribution in time and space.

These factors are divided into three large groups:

I. *Planetary factors*

The planetary factors control the distribution of geosynclinal systems in platforms, the geosynclines having been formed either on the margins of the platforms or amidst the platforms.

A. The structural-tectonic factors on the margins of continents have the nature of extensive fault systems (lineaments, sutures) controlling the distribution of such systems as that of the Ands-Cordilleras or the circumpacific (P. Guild 1972), or the Alpine-Himalaian system in Eurasia. These systems are undermined by very deep — trans-mantle-fault lines corresponding to the zones of subduction.

2. In the planetary systems on individual continents are distributed lineaments of the type of an insubric line, or of a paflagonic trench (Stille 1951, Petrascheck 1955, 1960, a. o.). In the sense of the classification by G. Pantó (1969) such lines are of transcrustal character.

B. The physical-chemical control of atmosphere in planetary range was extremely significant for the distribution of ore formations in some periods.

Low contents of oxygen in the Lower Precambrian rocks supported the origin of deposits of pure gold and sulphides (Rutten 1969). With the Lower Precambrian commenced the evolution of black shales and sulphides of metals (Vinogradov —Tugarinov 1968). The increase of oxygen in atmosphere evoked the rise of Fe-ore formations in all continents in the Middle and Upper Precambrian. The rise of coal in the Carboniferous was connected with the increase of CO_2 in atmosphere, etc.

II. *Regional factors controlling the distribution of ores*

1. In segments of continents of the geosynclinal systems, the continental sutures desintegrate into several regional faults arranged in a fan-like fashion in relation to the transcrustal faults. In the sense of G. Pantó (1969) such faults have crustal character and distribution of magmatic and volcanic-formations and of deposits which are restricted to these formations.

2. Paleogeographical factors controlling the distribution of ore deposits represent the second group of factors affecting the distribution of deposits, their form, extent, material composition, textures, structures (the position on oceanic ridges, sills, in gulfs, on volcanic ridges).

3. Lithological-facial factors are paid greatest attention, regarding sedimentary deposits. These factors depend upon the depth of seas, and upon their distance from the coast.

a) Facies of geosynclinal or pelagic sediments (Mn, sulphides Fe, Pb, Zn, Sb, Cu).

b) coal-graphitic facies (pyrites, Sb, Cu ores),

c) reef facies or bioherms (siderites, magnesites, Pb—Zn ores), etc.

4. Paleoclimatic factors controlling the distribution of ore deposits represent a particular group.

a) Red bed sequences of the type of conglomerates, sandstones and claystones are regarded as the products of arid climate. To these restricted are Cu, V, Fe ores and Al sediments (type Plato Colorado, Red-Bed, Fergana, etc.)

b) Evaporite formation with salt, Cu, U, Mo, V, magnesites, a. o. are frequently regarded as the products of arid climate, in many parts of the world.

c) The origin of reef facies is also ascribed to the effects of warm climate.

III. *Local factors controlling the distribution of ore deposits*

In Routhier's (1963) sense they are metallotects of hectametric or metric order.

directly affecting the position of ore-mineralization in space and time. There are several sorts of these factors:

1. Lithological-sedimentological factors — according to P. Niccolini (1970) affected distribution of various ores. Most effective were boundaries of different facies: boundaries between pelites and psammites (Fe ores), those between psammites and carbonates (haematites, siderites), boundaries of psammites and volcanites (Cu ores), those of evaporites and volcanic formations (Fe, Pb-Zn, Cu, Ba), boundaries between carbonates and graphitic shales (Fe, Mn, Sb, Pb, Zn, Cu, pyrite, a. o.), carbonate horizons in volcanic rocks (Pb, Zn, Cu), silicites (Mn, jaspers, Cu, Pb, Zn, Mn), horizons of dolomites in limestone complexes (Pb—Zn magnesite) etc.

2. Paleotopographic control and its effects upon the distribution of several types of ores were recorded by many authors from different viewpoints. The paleotopographic control affected the form of ore bodies, spatial arrangement of ore bodies, textures and structures of ores, thickness of ore bodies, texture character (cross-bedding, grading, a. o.).

3. Geochemical factors affected decisively the character of deposits. According to R. Gräbe (1972) the causes of these factors are varied.

Most frequent are: physical-chemical control of the eroded substratum (the quality of detritus), geochemical nature of the sea basin (salinity, gulfs, unaerated sea, etc.), geochemical character of volcanism.

4. There is quite a rich literature about the volcanism proper and its effects on the genesis of ores. To acid volcanic rocks, most frequently Pb, Zn, Cu, Fe, Hg, Sb, Au, U, Sn, Bi, a. o. are restricted. To basic volcanic rocks also Pb, Zn, Cu, Fe, Mn, B, Sn, Hg, Sb, W, U, V, etc. are bound; to intermediary rocks — mostly Pb, Zn, Cu, Mo and many of those mentioned above.

The causes of alterations in chemism are explained by different position of volcanic centers in a geosyncline, or by different depth of magma chambers, and by varied character of the earth crust which was palingenetically melted in the process of transformation and assimilation (O. Sederholm 1936, Vl. Marmö 1960, P. W. Guild 1972).

Alterations in the chemism of volcanism are derived from its evolution in time (H. P. Taylor 1963), and from differentiation activity. Spilitization as an important ore-forming factor is also described in numerous works, and particularly spilitization of plagioclasses, pyroxenes and other silicates. Certain rôle might have been played by the distance from volcanic centers (pericrater formations, facies by the throats of volcanoes, facies of the margins of lava flows, facies of overlying volcanic tuffs).

5. Physical-chemical control of the marine environment is significant for deposits formed in the sea. The control is manifested in:

a) physical effects in the course of the transport of material (effects upon structures, rhytmicity, currents),

b) physical-chemical conditions in the sea water, particularly temperature (effects on solubility), salinity (effects on the rate of coagulation and on the ability of suspension of the ore material), concentration of pH and Eh, and their effects on solubility and suspensions, regimes of concentration of some elements and their influence upon the sequence of coagulation (effects of sulphur, Fe, oxygen and silicon), solubility in water of various salinity, Ph and Eh, contents of organic matter in water and its favourable or unfavourable effects on the concentrations of metals, on paleocurrents and submarine slumps and their influence upon structures and textures, and composition of ores.

Conclusions

The most important problems in the study of stratiform deposits restricted to volcanic processes which should be paid considerable attention, are:

1. Polygenetic and multiconvergent origin of metals and the origin of metalliferous deposits. Many of these conditions have already been explained thoroughly, still some need detailed study.

2. Multilateral relationships among individual factors and genetic conditions are too complicated to be regarded as thoroughly analyzed. Then it is impossible to make genetic synthesis and classification; and to recognize reliable criteria for prospection and evaluation of prognoses of various ores and different types of deposits.

3. Polycyclic evolution of stratiform deposits in the course of the geotectonic evolution of the earth from the Precambrian to Quaternary, typomorphic mineral content and polymorphism of shapes are the results of the principles of metallogenetic convergence in the sense of E. Raguin, H. Schneiderhöhn and V. I. Smirnov, and they must be taken in consideration in all stages of investigations and evaluation of all factors controlling the distribution of ores, and in the interpretation of the genetical conditions.

4. Actuometallogenetic investigations of the genetic process of short duration in ores on dry land, in volcanic areas and in subaqueous conditions — in a close connection with experimental laboratory research — are the only possibility how to explain the intricate history of the polycyclic evolution of ore deposits and to determine the extent of effects of individual factors in the entire context.

5. Principles of polygenesis are still more important for the interpretation of the genetical schemes of ore deposits of syngenetic origin, particularly of those, older than Neogene.

The polycyclic evolution and typomorphism of metals from the earliest metallogenetic epochs to the latest are most acceptable for the interpretation of processes of polygenetic conditions of the genesis of polymorphism of shapes, and of multilateral relationship between the factors controlling the distribution of ores and the genetic factors.

These deposits should be paid still more attention in the study by all the methods existing in the geological sciences.

From the view of the new specialized research, the generalization and synthesis become still more difficult. In the future they will not be able to do without mathematic and statistics. And on the other hand, complicated are coordination, planning and evaluation of the team work necessary for the general specialization in such a manner that it would be most effective for the practical prospection of new mineral resources.

The division of metallotects and their sorts as presented in this work (in the Slovak text) are rather original, and this is why we present the English summary here.

The sequence, numbering of chapters, subchapters, paragraphs in this article are the same as in the original Slovak text to facilitate the finding of examples of the respective sorts of ores, the names of localities, and references, for a reader not understanding the Slovak language.

The list of references on metallotects is quite extensive still it includes only the most important works dealing with the theme. Some works quoted in text are not included in the list and their citations may be found in some of the works comprised in the list, viz. in those marked with a cross.

Translated by E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 61 | str. 89— 99 | Bratislava | 1973

JOZEF BEŇKA*

MINERALÓGIA A GEOCHÉMIA SIDERITU Z LOŽISKA MLYNKY A VLACHOVO

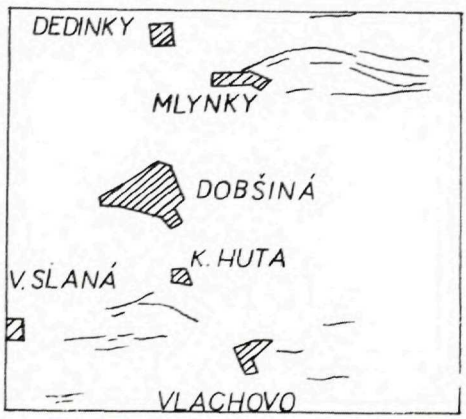
(5 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. Summarized are the results of the mineralogical-geochemical research of siderite in the ore areas of Mlynky and Vlachovo in the Spišsko-gemerské rudohorie mountains. Discussed is the chemical composition of siderite, based upon the quantitative chemical analysis, microchemism examined by semiquantitative spectral analyses. Besides that the material was subject to DTA to the study of some physical properties, such as density and decrepitation. Discussed is also alternation in the chemical composition of siderite in dependance upon external factors.

Rudné rajóny Mlynky a Vlachovo patrili ešte v nedávnej minulosti k významným strediskám ťažby sideritu. Jeho zastúpenie v žilách prevláda nad ostatnými rudnými zložkami. Len lokálne možno pozorovať väčšie koncentrácie sulfidických minerálov, takže tieto úseky dostávajú charakter sideritomeďnatého ložiska. Typické je najmä ložisko Mlynky. Jeho východná časť je bohatá na sulfidy, kým v západnej časti sú sulfidy viazané len na akési „rudné stĺpy". Vlachovský rudný rajón je na sulfidické zrudnenie veľmi chudobný.

Rudný rajón Mlynky reprezentuje žila Filip, ktorá bola preskúmaná v dĺžke 2—2,5 km. Na južných svahoch Veľkej Knoly, kde je pokračovanie sporné, možno sledovať viac rudných žíl. Žily nie sú hrubé, ale sú bohatšie na Cu-minerály. Žila Filip ako samostatné teleso v západnej časti sleduje rozhranie karbónu a permu. Sedimenty permu v podloží pozostávajú prevažne z piesčito-bridličnatého súvrstvia. Karbón v nadloží reprezentuje súvrstvie grafitických bridlíc s vložkami pieskovcov a polohami karbonátov. Často sa však vyskytujú diabasy a diabasové tufity. Žily majú generálny smer V—Z so sklonom asi 70 ° na juh. V západnej časti sú hrubé asi 16 m, smerom na východ ich hrúbka klesá na 1—2 m.

V širšom okolí Vlachova sú hydroter-



Obr. 1 Grafické rozmiestnenie žíl v skúmanej oblasti
Fig. 1 Graphical distribution of veins in the area under study

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

málne žily rozptýlené na väčšej ploche. Výraznejšie sú skoncentrované len v oblasti Vlachovskej Maše, kde majú názvy: Šimon-Romoková, Pukáč, Herman, Tibor, Schnellfartz a z ostatných Riečica, Baniská pri Brdárke, Jasanov vrch. Žily majú šošovkovitý vývoj a v. — z. smer. Uklonené sú na juh (50—60 °, lokálne i miernejšie). Ich hrúbka sa pohybuje od 0,5—5 m, v priemere asi 1,5 m. Vyvinuté sú prevažne vo vulkanickom komplexe pačianskych vrstiev, len okolité horniny žily Pukáč sú vytvorené z permských hrubozrnných zlepencov a piesčitých bridlíc. V súčasnosti žily okrem žily Šimon-Romoková a Pukáč nie sú v prevádzke.

Paragenetické vzťahy sideritu

V skúmaných žilách je prevládajúcim minerálom siderit a predstavuje asi 80 % celkovej žilnej výplne; jeho kvantitatívne zastúpenie sa mení len miestami. Sú to už spomínané prípady v Mlynkách, kde vystupujú kremenno-sulfidická mineralizácia, alebo nepravidelné koncentrácie kremeňa vo vlachovských žilách. Vo východnej časti Mlyniek sa vo väčšom množstve vyskytuje ankerit — Fe-dolomit. Pribúda aj v juhovýchodnej časti vlachovského rudného rajóna. Z ostatných minerálov boli zaznamenané: chalkopyrit, pyrit, tetraedrit, baryt, hematit a pri mikroskopickom pozorovaní i arzenopyrit, burnonit, Cu—Pb—Bi sulfosoli, bizmutín, galenit, sfalerit, sericit, chlorit, turmalín.

Siderit bol objavený v troch, prípadne dvoch generáciách (Vlachovo), ale praktický význam má len prvá, prevažujúca generácia. Siderit I. generácie býva vyvinutý v strednokryštalických až hrubokryštalických agregátoch, ktorých jednotlivé indivíduá dosahujú niekoľkých cm. Drobnozrnný siderit nachádzame len pri styku s okolitou horninou alebo na tektonicky exponovaných miestach, kde býva často silno porušený, rozdrvený a zatlačený mladšími minerálmi. Zriedkavo sa objavili i drobné drúzy sideritu v dutinách.

Mikroskopicky sú pre siderit I. generácie charakteristické allotriomorfné zrná s výraznou klenovcovou štiepateľnosťou a silnou pseudoabsorpciou. Intergranulárne priestory sú často vyplnené pigmentom, ktorý je vytvorený zo sericitu.

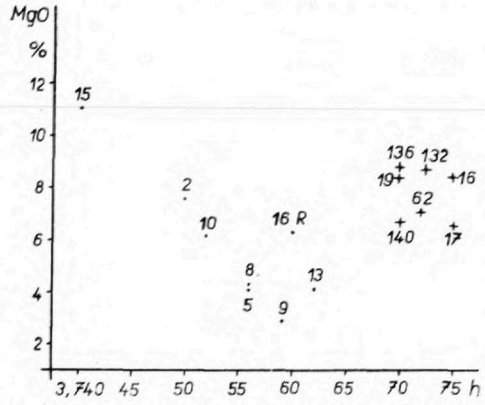
Siderit II. generácie je zastúpený chudobnejšie a tvorí len drobnozrnné agregáty, ktoré vypĺňajú žilky hrubé max. 1,5 cm, prenikajúce cez staršiu výplň sideritu alebo turmalínu. Zdá sa, že je čistejší, bez akéhokoľvek obsahu heterogenít.

Siderit III. generácie sa vyskytuje vzácne a podarilo sa nám ho identifikovať len mimo vlastnej žily Filip, v menších odžilkoch štôlne Cecília. Výplň nikdy neprevyšuje hrúbku 0,5 cm a tvorí prakticky mnominerálnu výplň.

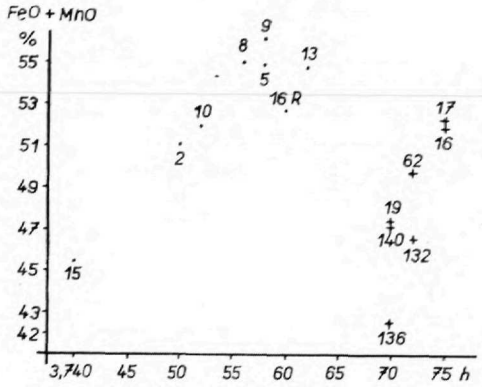
U sideritov I. generácie sme v niekoľkých vzorkách sledovali hustoty, ktoré boli stanovené mikroskopickou metódou v kvapalinách, opísanou v práci J. Gubača (1968).

Hodnoty hustôt sme graficky vyhodnotili v závislosti od percentuálneho obsahu FeO + MgO. Z priložených grafov vyplýva, že jednotlivé rudné rajóny majú menšiu variabilitu nameraných hodnôt. V Mlynkách je to od 3,770—3,776 ±0,005, vo Vlachove od 3,740—3,762 ±0,005. Najväčšie množstvo hustôt sa pohybuje v rozmedzí od 3,755—3,760 vo Vlachove a v rozmedzí 3,770—3,775 v oblasti Mlyniek. Je to pravdepodobne následok rozdielneho

obsahu MgO. Dosiahnuté výsledky súhlasia s údajmi pre hustotu sideritov s obsahom 0—10 % zložky $MgCO_3$, ako ju uvádza A. N. Winchel a H. Winchel (1951) pre hustoty v izomorfnom rade magnezit—siderit. Kolísanie hodnôt hustoty spôsobil zvýšený alebo znížený obsah zložiek MgO a FeO +



Obr. 2 Závislosť obsahu MgO od hustoty v siderite (analýzy z Mlyniek označené +, z Vlachova bodkou)
Fig. 2 Dependance of the MgO content upon the density in siderite (+ = analyses of samples from Mlynky, ● = from Vlachov)



Obr. 3 Závislosť obsahu FeO + MnO od hustoty v siderite (+ označené analýzy z Mlyniek, bodkou z Vlachova)
Fig. 3 Dependance of the FeO + MnO content upon the density in siderite (+ = analyses of samples from Mlynky, ● = from Vlachov)

+ MnO, pričom hustota sa zvyšuje priamoúmerne so zvyšovaním hodnôt FeO + MnO a znížením izomorfného podielu MgO. Zreteľne to vyplýva z grafických príloh v prípade Vlachova. Siderity z Mlyniek sú už menej variabilné v obsahovom zastúpení MgO.

Naše výsledky v porovnaní s analýzami, ktoré uviedli iní autori z ďalších lokalít Spiško-gemerského rudohoria, (F. Novák 1960) z oblasti Rožňavy, sú v priemere o niečo nižšie. Prejavuje sa to i v chemickom zložení. Rožňavské siderity sú chudobnejšie na MgO. V porovnaní s hodnotami Zd. Trdličku (1960) z Fichtenhüblu sú hodnoty celkovo zhodné. Slovinské siderity (F. Regásek 1967) sa vyznačujú značnou variabilitou obsahu MgO a majú i v priemere nižšie hodnoty hustôt.

Dekrepitačné teploty

Pre štúdium termality sideritov bolo vybraných niekoľko vzoriek. Výsledky sú sumárne uvedené v tabuľke 1. Dekrepitačné analýzy vyhotovil K. Eliáš, pracovník geochronologického laboratória GÚDŠ na autoregistračnom termovákuovom impulznom dekrepitačnom prístroji (prvých sedem vzoriek) a termoakustickom prístroji (deväť vzoriek). Pri analýzach sa použili navážky 1,5—2 g sideritu s veľkosťou zrna asi 1,5 mm.

Pri prvých siedmich vzorkách boli problémy pri zisťovaní počiatkov maso-

vých dekrepitácií spôsobené pozvoľným prechodom a narastaním intenzity a frekvencie. V niektorých prípadoch sa nám počiatky masovej dekrepitácie nedali vôbec interpretovať. Ako vyplýva z tabuľky, relatívne vyššie namerané hodnoty vo vzorkách z Mlyniek vyhotovených na termoakustickom zariadení boli spôsobené pravdepodobne citlivosťou prístroja. Treba poznamenať, že počet analyzovaných vzoriek nestačí pre objektívne posúdenie zmien teploty v študovaných žilách. Analyzované siderity majú totiž dosť široký teplotný interval od 310—380 °C. V priemere sa termalita skúmaných sideritov pohybuje asi 330—340 °C. Náznaky zákonitosti zvyšovania alebo znižovania hodnôt dekrepitačných teplôt v priestore sa presvedčivejšie neprejavili. Treba však poznamenať, že ich hodnoty v porovnaní s inými ložiskami sú rozdielne, alebo približne rovnaké. Výsledky Zd. Trdličku (1960) z Fichtenhübla sú o niečo vyššie, u F. Nováka (1960) z Rožňavy sú rovnaké, alebo len o niečo nižšie. V každom prípade však študované siderity zapadnú do kryštalizačného intervalu 220—370 °C, ktorý uvádzajú pre alpský siderit J. Koenigsberger — P. Nigli — R. L. Parker (1940).

Dekrepitogramy sideritu

tab. 1

Č. vz.	ojed. tresky	masová dekrep.	intenzita dekrep.
9	170—180 °C	pozvoľný prechod	slabá
13	160—180 °C	pozvoľný prechod	stredná
15	180—200 °C	310—320 °C	slabá
8	150—170 °C	pozvoľný prechod	stredná
2	160—180 °C	300—320 °C	stredná
10	160—170 °C	320—330 °C	slabá
5	210—220 °C	310—320 °C	slabá
68	290—310 °C	350 °C	—
16	320—330 °C	340 °C	—
129	320—330 °C	350 °C	—
69	320—330 °C	350 °C	—
133	340—370 °C	380 °C	—
62	310—330 °C	340 °C	—
132	310—340 °C	350 °C	—
140	320—350 °C	360 °C	—
66	310—350 °C	360 °C	—

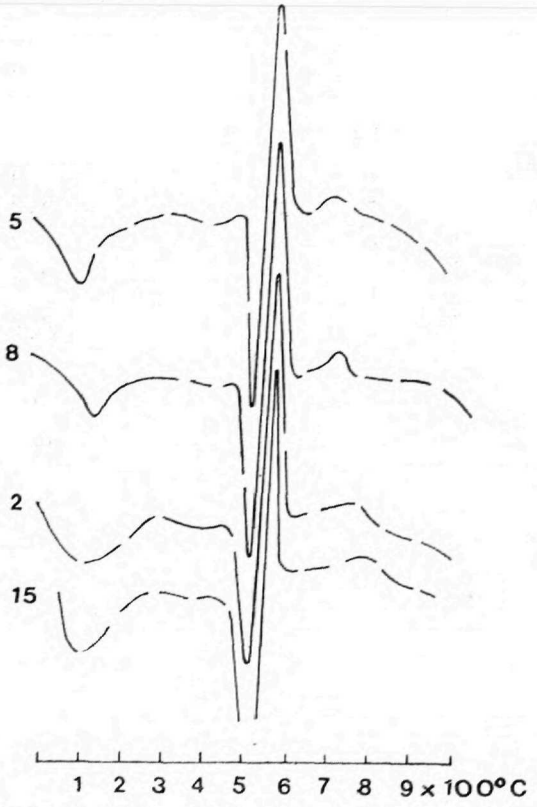
Diferenciálne termické analýzy

Pre presnejšiu identifikáciu boli niektoré karbonáty sledované diferenciálno-termickými analýzami. Všetky analýzy urobil D. Kusý v laboratóriu GÚDŠ na automatickom prístroji z navážky 0,2—0,3 g študovaného materiálu. Teplota pece bola zvyšovaná rýchlosťou 50 °C/min a kontrolovaná Pt-Pt/Rh termočlánkom. Údaje termočlánkov boli zaznamenávané na fotografický papier.

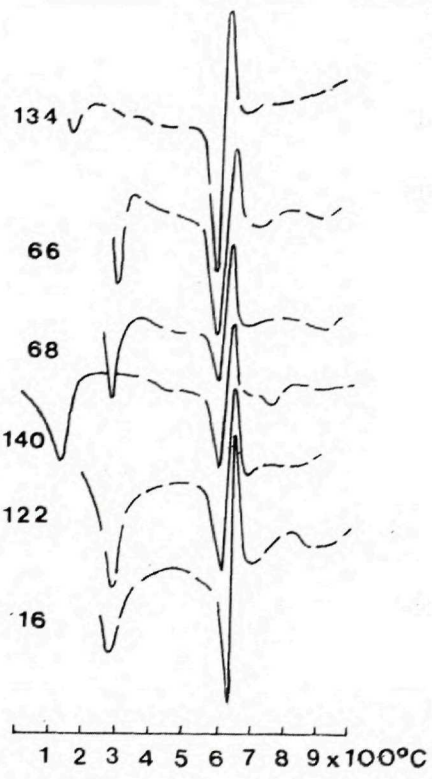
Lokalita: 134 — Mlynky, JV, asi 850 m od k. 1232 m; 66 — Mlynky, Mrazovo patro, blok 29; 68 — Mlynky, Hlbinné patro, Filip — východ; 140 — Mlynky, jz. od

Veľkej Knoly; 122 — Mlynky, dolina pod k. Cyriacká; 16 — Mlynky, Ján II. štôlňa; 5 — Vlachovo, Šimon štôlňa — úpadnica; 8 — Vlachovo, Július štôlňa — Dedičná; 2 — Vlachovo, Pukáč štôlňa; 15 — Vlachovo, Jasanov vrch.

Na priložených grafoch možno vidieť, že termoanalytické štúdiá sú v dobrej zhode s údajmi uvádzanými v literatúre pre siderit. Termický rozklad sa prejavil v dvoch fázach. V prvej fáze sa rozkladá $FeCO_3$ na FeO a CO_2, čo sa na termograme prejavilo výrazne registrovanou endovlnou, ktorej vrcholy



Obr. 4 DTA — krivky sideritov z Vlachova
Fig. 4 DTA — curves of siderites from Vlachov



Obr. 5 DTA — krivky sideritov z Mlyniek
Fig. 5 DTA — curves of siderites from Mlynky

sa vo Vlachove pohybovali v intervale od 530—550 °C, a v Mlynkách od 580—620 °C. Teploty tejto reakcie sa však pohybujú vo väčšom rozmedzí od 460—560 °C, resp. od 550—650 °C. Tieto rozdiely v priebehu reakcií spôsobil pravdepodobne znížený obsah MgO v sideritoch vo vlachovských žilách, kde je obsah evidentne nižší.

Druhá fáza rozkladu, kedy nastáva oxidácia Fe na Fe_2O_3, sa vo vlachovských sideritoch prejavuje na krivke endotermou s vrcholom asi 510—610 °C

a v sideritoch z Mlyniek asi 620—650 °C. Nepravidelné endotermy, ktoré sa prejavili na počiatkoch záznamom, patria vode, ktorú sme použili pre lepšiu kompaktnosť brikety.

Chemické zloženie sideritov

Chemizmus sideritov zo študovaného územia nebol doteraz podrobnejšie preskúmaný, preto sme pre jeho kryštalochemické charakterizovanie vyseparovali a analyzovali sériu vzoriek odobraných z háld i z prístupných častí lo-

Chemické analýzy sideritov

tab. 2

Č. vz.	lokalita	FeO	MnO	MgO	CaO	CO_2	N. zb.	Suma
9	Vlachovo-Herman-štôlňa	54,27	1,90	2,94	1,38	38,61	0,11	99,20
5	Vlachovo-Šimon-štôlňa	52,97	1,94	4,18	1,21	39,16	0,18	99,64
8	Vlachovo-Julius-štôlňa	52,97	2,00	4,29	1,38	39,45	0,08	100,17
2	Vlachovo-Pukáč-štôlňa	48,84	2,20	7,53	1,38	40,59	0,32	100,86
10	Vlachovo-Schnellfartz	49,91	1,94	6,12	1,50	39,66	0,07	99,19
13	Brdárka-Baniská	52,69	2,14	4,10	1,50	39,27	0,24	99,94
15	Vlachovo-Jasanov vrch	43,51	2,06	11,02	1,27	40,96	0,17	98,99
16R	Vlachovo-Riečica	49,91	1,88	6,37	1,27	39,69	0,20	99,32
19	Mlynky-Daniel štôlňa	46,06	1,53	8,21	3,52	39,81	—	99,13
50	Mlynky JV k. 1163,0	41,75	1,27	10,09	5,38	40,68	—	99,17
16	Mlynky-Ján II. štôlňa	49,47	2,42	8,40	st.	39,25	1,03	100,57
136	Mlynky-Karol štôlňa	40,86	1,92	8,80	2,93	39,39	3,91	97,57
132	Mlynky-Cecilia štôlňa	44,41	2,16	8,78	0,90	38,21	2,27	96,23
66	Mlynky-medzipatro pod Mrazovým	48,58	2,49	9,24	st.	39,71	0,94	100,02
17	Mlynky-Ján I. štôlňa	51,05	1,28	6,50	0,50	38,03	—	97,36

Analýzy 9—16R urobila v laboratóriu GÚDŠ E. Sůrová
Analýzy 19—17 spracoval v laboratóriách Turč. Teplíc analytik Majdák

Kryštalochemické vzorce sideritov

Č. vz.					
9	$(Fe_{0,860}$	$Mg_{0,082}$	$Mn_{0,030}$	$Ca_{0,027})_{0,999}$	CO_3
5	$(Fe_{0,829}$	$Mg_{0,116}$	$Mn_{0,030}$	$Ca_{0,024})_{0,999}$	CO_3
8	$(Fe_{0,822}$	$Mg_{0,118}$	$Mn_{0,030}$	$Ca_{0,027})_{0,997}$	CO_3
2	$(Fe_{0,758}$	$Mg_{0,202}$	$Mn_{0,032}$	$Ca_{0,026})_{0,998}$	CO_3
10	$(Fe_{0,772}$	$Mg_{0,168}$	$Mn_{0,029}$	$Ca_{0,028})_{0,997}$	CO_3
13	$(Fe_{0,823}$	$Mg_{0,113}$	$Mn_{0,033}$	$Ca_{0,029})_{0,998}$	CO_3
15	$(Fe_{0,651}$	$Mg_{0,293}$	$Mn_{0,030}$	$Ca_{0,028})_{0,997}$	CO_3
16R	$(Fe_{0,771}$	$Mg_{0,178}$	$Mn_{0,028}$	$Ca_{0,024})_{0,998}$	CO_3
19	$(Fe_{0,70}$	$Mg_{0,22}$	$Mn_{0,02}$	$Ca_{0,06})_{1,00}$	CO_3
50	$(Fe_{0,62}$	$Mg_{0,26}$	$Mn_{0,01}$	$Ca_{0,10})_{0,99}$	CO_3
16	$(Fe_{0,76}$	$Mg_{0,18}$	$Mn_{0,02}$	$)_{1,02}$	CO_3
136	$(Fe_{0,644}$	$Mg_{0,247}$	$Mn_{0,029}$	$Ca_{0,052})_{0,972}$	CO_3
132	$(Fe_{0,703}$	$Mg_{0,249}$	$Mn_{0,035}$	$Ca_{0,017})_{1,009}$	CO_3
66	$(Fe_{0,73}$	$Mg_{0,25}$	$Mn_{0,31}$	$)_{1,01}$	CO_3
17	$(Fe_{0,81}$	$Mg_{0,18}$	$Mn_{0,02}$	$Ca_{0,01})_{1,02}$	CO_3

žiska. Na základe chemických analýz sideritov boli vypočítané kryštalochemické formuly, ktorých výsledky sú sumárne uvedené v tabuľke 2.

Z kryštalochemických vzorcov je vidieť, že ide o siderit. V jeho štruktúrnom vzorci $FeCO_3$ je približne 8—29 % pozícií Fe nahradené Mg, 1—3 % Mn a 2 % Ca.

Ucelenejší obraz o chemizme sideritov doplňujú kvalitatívne spektrálne analýzy s hrubým kvantitatívnym odhadom prvkov, zadelených do šiestich skupín. Kvalitatívne spektrálne analýzy vyhovotili spektrochemické laboratórium GÚDŠ (G. Kupčo a J. Cubínek) na veľkom kremennom spektrografe HILGER E-492 pre vlnový rozsah 2 000—3 500 Å a na spektrografe ISP-51 pre vlnový rozsah 3 500—6 500 Å za štandardných podmienok.

Pri diskusii získaných údajov chemického a spektrálneho rozboru sa budeme pridržiavať delenia prvkov, aké uvádza J. H. Bernard (1957).

Spektrálne analýzy sideritov — Tab. 3

Č.VZ	LOKALITA	Ag	Al	Ba	Ca	Co	Cu	Fe	Li	Mg	Mn	Na	Ni	Si	Sr	Ti
	VLACHOVO															
17/60	JÚLIUS ŠT.	•	◑		o		•	■	o	■	◑	o	o	◑	•	
72/	ŠIMON-IV.O.	•	●	•	◑		o	■	•	■	o	O	o	●	o	o
67/	ŠIMON-V.	•	●	o	◑		•	■	•	■	●	o	o	●	o	•
6/	ŠIMON-Z.	•	◑		◑		o	■	•	■	●	o	o	■	•	•
1/	ŠIMON-PREKOP	•	◑		o			■	o	■	◑	o	o	◑		
	MLYNKY															
16	JÁN II. ŠT.	•	o		•	o	•	■	•	●	◑	•		◑		
129	JOZEF-ADOLF ŠT.	o	o		o		•	■	•	■	●	o	o	◑		
62	FILIP SPODNÝ Z	•	o				•	■	•	■	●	•	o	●		
66	MRAZOVO PATRO	•	o		•		•	■	•	■	●	•	o	o		
69	HLBINNÉ PATRO	•	o		•			■	•	■	●	•	o	●		
61	CECÍLIA ŠT.	•	o		•	o	•	■	•	■	●	•	o	◑		
140	JZ V. KNOLY	•	o		•		•	■		●	◑	•	o	◑		
122	DOL. POD CYRIACKO	•	o		•	o		■	•	●	o	•	o	◑		

■ 100-10 ▣ 10-1 ● 1-0,1 ◑ 0,1-0,01 ○ 0,01-0,001 ▫ 0,001-0,0001%

Siderity, podobne ako v ostatných lokalitách Spišsko-gemerského rudohoria, sú pomerne chudobné na mikroprvky. Značná časť spektrálne zistených prvkov prináleží k anizominerálnym prímesiam, ktoré majú svoj pôvod v heterogenitách, pochádzajúcich pravdepodobne zo šupiniek sericitu (Al, Si), žilného kremeňa a ostatných minerálov (Ag, Ba, Cu, Ti, Na, Li, Al, prípadne i časť Fe, Mn, Mg a Ca). Bežné izomorfné zastupovanie v siderite je najmä

v prípade Fe s Mg a Fe s Mn vďaka veľmi blízkym iónto vým polomerom. Izomorfia medzi Fe a Ca je značne obmedzená v dôsledku veľkých diferencií iónto vých polomerov a ionizačných potenciálov.

Z mikroelementov sideritu je zaujímavý priebežný výskyt niklu. Vzhľadom na svoje vystupovanie je charakteristickým izomorfným prvkom študovaných sideritov. Je pravdepodobné, že sa zastupuje v mriežke sideritu so železom. Tento názor potvrdzuje i fakt, že žiadne niklové minerály v blízkosti neboli identifikované, a tak ho nepočítame k prvkom, ktoré prináležia výlučne heterogenitám. Jeho vystupovanie v mriežke sideritu je podmienené blízkosťou iónto vých polomerov dvojmocného železa a niklu (Fe″ — 0,74 Å; Ni″ — 0,69 Å L. H. Ahrens 1952). Vzhľadom na rovnomerné rozšírenie v celom Spišsko-gemerskom rudohorí J. H. Bernard (1961) predpokladal, že Ni má v siderite primárny pôvod.

Stopové Co má podobné vystupovanie ako Ni, i keď v podstate menšom zastúpení. Pravdepodobne sa diadochne viaže v mriežke sideritu na Fe. Iónto vý polomer obidvoch prvkov je veľmi blízky (Co — 0,72 Å a Fe — 0,74 Å).

Problematické je i postavenie stopových prvkov Ag a Cu. Charakter ich vystupovania v analyzovaných vzorkách často zvádza k úvahám, že uvedené prvky svojím priebežným vystupovaním môžu byť viazané na mriežku sideritu. Pomerne bohaté zastúpenie obidvoch prvkov v sulfidických mineráloch však ukazuje, že názory o izomorfnom zastupovaní sa musia brať veľmi opatrne vzhľadom na formu ich výskytu. Zistené hodnoty sa prevažne pohybujú na hranici citlivosti použitej spektrálnej analýzy a vzhľadom na ich značnú citlivosť môžu byť pri spektrálnej analýze zachytené i nepatrné heterogenity z tetraedritu alebo iných sulfidov.

Obsah a vzácny výskyt Sr v ložisku Vlachovo nemôžeme spoľahlivo pričleniť k žiadnej skupine mikroelementov alebo k mikroskopicky zistiteľným prímesiam, pretože v ložiskách sa nenašli žiadne minerály, ktoré by boli nositeľmi Sr. Možno však predpokladať, že Sr je prítomné ako izomorfný prvok viazaný na Ca.

Pri hodnotení sideritov na základe chemických analýz v zmysle klasifikácie A. N. Winchela — H. Winchela (1951) môžeme ich zaradiť medzi sideroplezity až pistomezity. Prevažná časť patrí k sideroplezitom. Ich prítomnosť v jednotlivých izomorfných členoch tohto radu bola konfrontovaná i röntgenometrickými analýzami, ktoré naše výsledky potvrdili.

Zastúpenie Fe, Mg v siderite vo vertikálnom profile sa nepodarilo presnejšie dokumentovať. Zdá sa však, že v ložisku Mlynky má obsah Fe smerom hore klesajúcu tendenciu a Mg tendenciu stúpajúcu. V porovnaní so zmenami chemizmu vo vertikálnom smere, ktoré zistil F. Novák (1960) v Rožňave, objavujú sa v zastúpení obsahu Fe rozdiely opačného významu. K podobným záverom sa dospelo i v iných ložiskách (F. Regásek — Slovinky 1967). Z toho vyplýva, že zákonitosť rozloženia Fe a Mg v priestore má pravdepodobne lokálny charakter.

Viditeľnejšie rozdiely v zastúpení a variabilite kolísania prvkov Fe a Mg sú v smere V—Z. Na tomto mieste treba poznamenať, že profil v Mlynkách bol konštruovaný zo základného ťahu žily Filip, avšak oblasť Vlachova je charakterizovaná jednou-dvoma analýzami z jednotlivých žíl a profil smeruje kolmo na priebeh súvrstvia gelnickej série. Z priložených analýz a z grafu

Mlynky vyplýva, že najväčšie výkyvy sa prejavujú práve u prvkov Fe a Mg. V Mlynkách obsah Fe prejavuje menšie výkyvy v zastúpení. Na dvoch miestach môžeme síce sledovať podstatné zníženie, ktoré však nevybočuje z celkového rámca klesajúcej tendencie Fe východným smerom. Obsahy Mg majú opačnú tendenciu.

V oblasti vlachovského rudného rajónu pozorujeme úbytok Fe na úkor Mg jv. od Vlachovskej Maše smerom na Vlachovo až do Súľovskej doliny, teda smerom do centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, kde je chemizmus rudnej výplne obohatený o zložku Mg, či už vo forme pribúdajúceho dolomitu, alebo zvýšeného obsahu izomorfného Mg v siderite. Zatiaľ nevieme presne povedať, čo spôsobuje variabilitu izomorfnej prímesi Mg v siderite, ale na pomer Fe : Mg majú zaiste veľký vplyv fyzikálno-chemické podmienky, koncentrácia Mg v roztokoch, geologické prostredie a alterácia Mg z okolitých hornín. Nie je zanedbateľná skutočnosť, že horečnatejšie siderity sa vyskytujú v žilách lokalizovaných jv. od obce Vlachovo, i keď temer všetky žily sú uložené v porfyroidoch. J. Ilavský (1957) uvádza siderity bohaté na horčík spolu s ankeritmi z tých žíl, ktoré sú lokalizované v blízkosti diabasových hornín. I keď sa konštatovanie, že hydrotermálne roztoky sa môžu z takýchto hornín obohacovať o Mg, zdá sa byť priaznivé, nedá sa jednoznačne aplikovať na náš prípad. Podľa toho by totiž žily v severnej časti územia mali byť bohatšie na Mg. Domnievame sa však, že geologické prostredie má určitý vplyv na rudnú výplň. Zreteľne sa to napríklad prejavuje i na skúmaných žilách. Ak si bližšie všimneme pozíciu žíl voči okolitým horninám a porovnáme s chemizmom, môžeme zistiť určité diferencie. Žily lokalizované v strede mohutného telesa porfyroidov (severné krídlo hnileckej antiklinály) sú najchudobnejšie na Mg, ale smerom k periférii, resp. ku kontaktu porfyroidov so sedimentárnymi horninami sa v nich Mg zvyšuje. Tento jav môžeme sledovať i v žilách východne od obce Vlachovo. Žily sú tu síce uložené v menších telesách porfyroidov, ale v tesnej blízkosti mohutných polôh epimetamorfovaných sedimentárnych hornín, ktoré sa striedajú s menšími i väčšími polohami karbonátových hornín s veľkým obsahom horčíka. Existenciu karbonátových polôh v sedimentoch vlachovských vrstiev nám dokumentujú profily vrtov GVL-1 a 2. Pri Vlachove bola navŕtaná 60 m hrubá dolomiticko-magnezitová poloha a pod kótou Bučina dosiahla hrúbku až 200 m. Vplyv geologického prostredia na chemizmus sideritu sa v tomto prípade rozhodne prejavil, i keď počet analýz na takýto záver ešte nestačí. Náš názor podporuje i profil analýz v lokalite Mlynky, kde sa rozdielnosti pomeru Fe : Mg zvlášť výrazne neprejavujú. Predpokladáme totiž, že okrem malých výnimiek je prostredie v celom profile rovnaké. Vidno to aj z celkovej pozície žíl, ktoré sledujú sedimentárne súvrstvie karbónu, preniknuté opäť vložkami karbonátov, vytvárajúcich vhodnejšie prostredie pre tvorbu dolomitu a priaznivejšie podmienky pre obohacovanie sa sideritu o zložku Mg. Mg v sideritoch považujeme za produkt juvenilných roztokov, v značnej miere však pochádza i z okolitého prostredia, ktoré je bohaté na Mg.

Z uvedeného štúdia sideritu vyplýva, že jestvujú rozdiely v zložení chemizmu v jednotlivých žilách i v priestore. Okrem konštatovania vplyvu geologického prostredia pri distribúcii základných zložiek naše výsledky doplňujú vedomosti o mikrochemizme sideritov, ich teplote a vzťahu hustoty k chemizmu v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Záverom ďakujeme pracovníkom mineralogicko-geochemického oddelenia GÚDŠ P. Markovi a R. Gavendovi za pomoc pri získavaní čistých monominerálnych frakcií a urobenie niektorých analýz.

Do tlače odporučil J. Gubač

LITERATÚRA

Ahrens, L. H. 1952: The use of ionisation patentials. Part. I. — Ionic radii of the elements. Geochemica et cosmochimica acta, vol. 2, str. 155. London.

Beňka, J. 1966: Mineralogicko-paragenetické pomery v rudných žilách v širšom okolí Vlachovskej Maše. Geol. správy 38, str. 63—78. Bratislava.

Beňka, J. 1969: Mineralógia, geochémia a metalogenéza hydrotermálnych rudných žíl v oblasti Mlyniek a Ferdinandky. Manuskript, Archív Prír. fakulty UK. S 241. Bratislava.

Bernard, J. H. 1957: O izomorfním zastupování prvků ve skupine tetraedritu. Rozpr. akad. věd, Roč. 67, zeš. 3, S 1—30. Praha.

Bernard, J. H. 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit-Schwer-Spatgänge mit sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei). Geol. práce, zoš. 58, S 1—222. Bratislava.

Eliáš, K. 1966: Príspevok k štúdiu kvapalných uzavrenín v mineráloch. Geol. práce, Správy 39, S 69—75. Bratislava.

Gubač, J. 1968: Nová mikroskopická metóda merania špecifických váh minerálov. Čas. pro miner. a geol. ČSAV, roč. 13, č. 1, S 23—29. Praha.

Koenigsberger, J. — Nigli, P. — Parker, R. L. 1940: Die mineralien der Schweizer-alpen I. II. Bazilej.

Novák, F. 1960: Záverečná správa o geochemicko-mineralogickom výskumu ložiska Mária baňa a okolí. Manuskript. Ústav nerast. surovín. S. 1—582. Kutná Hora.

Regásek, F. 1967: Mineralógia, geochémia a paragenéza ložiska Slovinky v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript. Archív Prír. fakulty UK. S. 358. Bratislava.

Trdlička, Zd. 1960: Záverečná zpráva o výskumu charakt. rud z lož. oblasti Smrekový vrch. Manuskript. Geofond. Bratislava.

Winchel, A. N. — Winchel, H. 1951: Optičeskaja mineralogia — preklad z angličtiny 1953. S. 104—129. Moskva.

J. BEŇKA

MINERALOGY AND GEOCHEMIE OF SIDERITS FROM DEPOSIT MLYNKY AND VLACHOVO

Summary of the Slovak Text

Presented are the results of mineralogical-chemical investigations of siderite. The siderite is the predominant mineral and the main representative of mined Fe-ores in the ore veins of Mlynky and Vlachov in the Spišsko-gemerské rudohorie mountains. Besides detailed mineralogical-paragenetic study, siderite was subject to measurements of density, temperature, to thermal analysis, and examined was the amount of the main components, and microchemism.

The analyses showed that the density of siderites fluctuated within 3740—3776 ±0,005. Decrepitation temperatures vary between 310 and 380 °C. Calculated were crystallochemical formulas, illustrating stechiometric conditions inside the siderite and the content ratios of the main components Fe, Mg, Ca, Mn. Graphs and tables of chemical analyses show some spatial dependence mainly those of Fe and Mg. The values for Fe change proportionally in dependence upon Mg content. The differences are more cons-

picuous in lateral sense, less in the vertical. Detailed analysis of alternations in chemism in horizontal direction shows that one of the main causes of alternations in chemism rest in the geological environment through which the hydrothermal solutions passed.

Translated by E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 61 | str. 101—122 | Bratislava | 1973

IVAN KRAUS*—EVA ŠAMAJOVÁ**

VÝZNAM ÍLOVÝCH MINERÁLOV PRE STANOVENIE ZDROJOVÝCH OBLASTÍ V NEOGÉNNYCH PANVÁCH ZÁPADNÝCH KARPÁT

(6 obr. a 1 tab. v texte, anglické resumé)

Abstract. In the paper are followed the possibilities of determination of the source areas in the East Slovakian Neogene Basin, the Handlová—Nováky Basin, Žiarska and Ipeľská kotlina basins on the basis of mineralogical study of clay sediments. Fundamental associations of clay minerals for volcanogenic and nonvolcanogenic source areas are distinguished. The problem of the lower boundary of appearance of volcanogenic rocks in clay sediments of the Lower Miocene is discussed. In the conclusion an attitude is expressed to the problem of application of clay minerals for correlation purposes.

Úvod

V súčasnej dobe pociťujeme nedostatok prác o niektorých neogénnych panvách Západných Karpát, pomocou ktorých by sa mohol čo najspoľahlivejšie určiť vplyv zdrojových oblastí v sedimentárnych horninách napriek tomu, že sa už zostavujú schémy o ich paleogeografickom vývoji (Z. Adam et al. 1969) a geologickej stavbe podložia (O. Fusán et al. 1971). Práce s týmto zameraním sa o oblasti východoslovenského neogénu objavujú len sporadicky (M. Mišík 1954, E. Dobra 1970), preto aj určovanie zdrojových oblastí, ktoré sa uplatňovali v panve pri usadzovaní najmä pelitických hornín, má malú tradíciu a používa sa zriedkavo. Priaznivejšia je situácia v Podunajskej nížine a vo vnútorných kotlinách (M. Mišík 1956, I. Krystek 1958, 1964, M. Marková 1959, 1967, M. Pulec 1966, 1970), kde sa sedimentárno-petrografické metódy využívajú aj pre korelačné ciele.

Vo vulkanogénno-sedimentárnych sériách sa doteraz vplyv vulkanogénnej zdrojovej oblasti zisťuje hlavne na základe prítomnosti femických minerálov (biotit, amfiboly, pyroxény). Zastúpeniu minerálov v ľahkej frakcii (β — kremeň, tridymit, kristobalit) sa nevenuje vždy dostatočná pozornosť. Pritom sa obyčajne neberie do úvahy skutočnosť, že pri intenzívnom zvetrávaní vulkanogénnych hornín až do štádia vzniku íloy sa v prvom rade rozložia práve vyššie spomínané tmavé minerály. Ich neprítomnosť, ako to zistili v nadložných íloch handlovsko-nováckej panvy a v íloch staršieho sedimentačného cyklu (vrchný baden—spodný sarmat) Žiarskej kotliny I. Kraus — E. Šamajová (1970), je prirodzená a nemôže vylúčiť vulkanogénny pôvod mater-

* Katedra nerastných surovín Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava, Žižkova 10.
** Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava-Petržalka, Zadunajská 15

ských hornín. Tento moment bol jedným z dôvodov, prečo sme sa začali zaoberať uplatnením zdrojových oblastí v neogénnych panvách netradičným spôsobom pomocou ílových minerálov, aj keď získané výsledky nemusia byť vždy jednoznačné. Rovnako v zahraničnej literatúre sa objavuje stále viac pokusov využiť pre tieto účely práve ílové minerály — J. Neiheisel —Ch. E. Weawer (1967), K. Aoyagi (1969), I. Godfriaux — F. Robaszynski (1969), D. W. Scafe — G. W. Kunze (1972), Ch. E. Weawer — E. Stevenson — G. Rahlp (1971), W. M. Bausch (1972).

Pri stanovení zdrojových oblastí pomocou ílových minerálov sme vychádzali z dvoch kritérií.

V prvom rade sme zistili mineralogické zloženie ílových sedimentov v základných litologicko-stratigrafických súvrstviach a určili minerálnu asociáciu pre jednotlivé zdrojové oblasti. Pôvodné kôry zvetrávania, z ktorých boli prevažne transportované ílové minerály do neogénnych panví Západných Karpát reprezentujú tri zdrojové oblasti:

Vulkanická zdrojová oblasť sa najčastejšie vyznačuje prevažne monomineránymi ílmi montmorillonitického, resp. kaolinického typu s prímesou kristobalitu ± kremeň.

Zdrojová oblasť flyšového pásma spolu s karbonátovými komplexmi mezozoika tvorí polyminerálne íly obsahujúce illit, kaolinit, kremeň ± zmiešané štruktúry typu I—M, montmorillonit, chlorit.

Pre zdrojovú oblasť s prevahou metamorfitov a granitoidných intruzív je charakteristická asociácia: kaolinit, illit, kremeň.

Ukázalo sa, že tieto minerálne asociácie môžu slúžiť ako dôležitý indikátor pri určovaní zdrojových oblastí v neogénnych panvách Západných Karpát. Na druhej strane je prirodzené, že v niektorých prípadoch (vplyv viacerých zdrojových oblastí) nemusia byť naše závery, opierajúce sa jedine o tento predpoklad, vždy správne. Preto sme chceli získať objektívne kritérium na rozlíšenie vplyvu vulkanogénnych a neovulkanogénnych zdrojových oblastí v ílových sedimentoch. Vychádzame z názoru Ch. E. Weawera (1958) o dvoch základných typoch montmorillonitu.

Prvý je tzv. „degradovaný" montmorillonit, ktorý vznikol premenou sľúd, hlavne muskovitu. Je charakteristický pre nevulkanogénne zdrojové oblasti. Po sýtení KOH sa jeho pôvodný bazálny reflex 13,0—15,0 Å skracuje na 10,0 Å. Táto zmena je stabilná a ani po opätovnom sýtení glycerínom nenastáva expanzia na 17,5 Å. Druhým je tzv. „vulkanogénny" montmorillonit, ktorý vznikol predovšetkým premenou vulkanického skla a po sýtení KOH sa jeho bazálny reflex v podstate nemení. Na rozdiel od predošlého expanduje s glycerínom do oblasti 17,5 Å. Príčina tohto javu nie je ešte definitívne objasnená. Problémy dotýkajúce sa samotného mechanizmu fixácie K^{+1} v montmorillonite sú predmetom intenzívneho štúdia (I. Barshad 1954, R. C. Mackenzie 1963, A. H. Weir 1965, R. L. Kerns — C. J. Mankin 1968, L. G. Schultz 1969).

Pre genetické aspekty štúdia ílových minerálov zo skupiny montmorillonitu je dôležité, že existuje dostatok dôkazov o tom, že pri fixácii K^{+1} v montmorillonite sa uplatňuje veľkosť vrstvového náboja. To znamená, že charakter pôvodných minerálov a hornín bude mať pri vzniku montmorillonitu rozhodujúci vplyv na konečné formovanie jeho štruktúry. Preto montmorillonit, ktorý vznikol premenou sľúd má veľký tetraedrický náboj, vo vhodných

podmienkach fixuje K^{+1} a takto získava svoju pôvodnú štruktúru. Montmorillonit, ktorý vznikol premenou vulkanického skla, má relatívne malý oktaedrický náboj, nefixuje K^{+1} v medzivrstvovom priestore a je schopný znovu expandovať po sýtení glycerínom.

Vyššie citovaný názov Ch. E. Weawera o dvoch typoch montmorillonitu potvrdili najmä viacerí sovietski autori — G. I. Teodorovič — D. D. Koteľnikov — A. A. Mamedov (1965), G. V. Karpova — E. O. Šebjakova (1968), A. A. Mamedov — G. I. Teodorovič (1970). Kritické výhrady vyslovil H. E. Roberson (1964), ktorý upozorňuje na prípad, keď sa aj pri montmorillonite vulkanogénneho pôvodu skracuje bazálny reflex na 10,0 Å. Opačnú námietku vyslovili A. G. Kossovskaja — V. D. Šutov — V. A. Alexandrova (1964). Tvrdia, že pri montmorillonite, ktorý vznikol premenou z biotitu, nenastáva pri sýtení K^{+1} kontrakcia a zachováva sa pôvodný reflex pri 14,0 Å. Napriek týmto kritickým hlasom sa pri štúdiu ílov v neogénnych panvách Západných Karpát uplatnila koncepcia „vulkanogénneho" a „nevulkanogénneho" montmorillonitu. Aj keď sme sa samotným mechanizmom a príčinami fixácie K^{+1} u rôznych genetických typov montmorillonitu nezaoberali, potvrdili sme, že existujú v celom rade vzoriek z rôznych oblastí.

Fixáciu K^{+1} v íloch s obsahom montmorillonitu vo frakcii 0—2 mikrometrov sme študovali pomocou 1N KOH pri teplote 90 °C počas 6 hodín. Diftraktografické záznamy sa zhotovovali z orientovaných preparátov na prístroji Mikrometa II s goniometrom a integrátorom za nasledovných podmienok: žiarenie Cu K_α, Ni filter, 35 kV, 15 mA, clony 30′ 2′, posun 2 °/min.

Zdrojové oblasti ílových sedimentov Východoslovenskej nížiny

Východoslovenskú neogénnu panvu považujú R. Rudinec — J. Slávik (1970) za západnú časť zakarpatského vnútorného prehybu, ktorý sa vytváral v priebehu eggenburgu až pliocénu. Z litologického hľadiska je charakteristická vulkanogénno-sedimentárnym vývojom. Produkty vulkanickej činnosti sú regionálne rozšírené v badene, v sarmate a pliocéne. Z klastických sedimentov sa rôzne petrografické typy ílov uplatňujú v sladkovodnom, brakickom aj hypersalinnom vývoji, hlavne v centrálnych častiach panvy. Piesky a štrky sa koncentrujú prevažne v okrajových fáciách. Uhoľná sedimentácia prebiehala vo vrchnom sarmate a v pliocéne. Najväčší rozsah má v podvihorlatskej depresii, kde podľa J. Slávika (1971) nejde o typickú uhľonosnú panvu, ale len o okrajovú uhľonosnú fáciu sladkovodného bazénu.

Uplatnenie jednotlivých zdrojových oblastí v íloch východoslovenského neogénu sme sledovali hlavne vo východnej časti panvy — vo Východoslovenskej nížine, menej podrobne v Košickej kotline. Vychádzame z predpokladu, že v íloch Východoslovenskej nížiny sa najvýznamnejšie uplatňujú materské horniny z dvoch zdrojových oblastí.

K prvej patria horniny vulkanogénneho pôvodu, ktoré boli po svojom vzniku obyčajne intenzívne rozrušované hypergénnymi procesmi. Týmto spôsobom vznikali íly zložené najčastejšie z minerálov skupiny montmorillonitu, resp. kaolinitu. Charakteristická je prítomnosť kristobalitu, naproti tomu kremeň je vo frakcii 0—2 mikrometrov obyčajne zastúpený len podradne, alebo úplne chýba.

tab. 1

Zastúpenie mikroprvkov v ílových sedimentoch Východoslovenskej nížiny

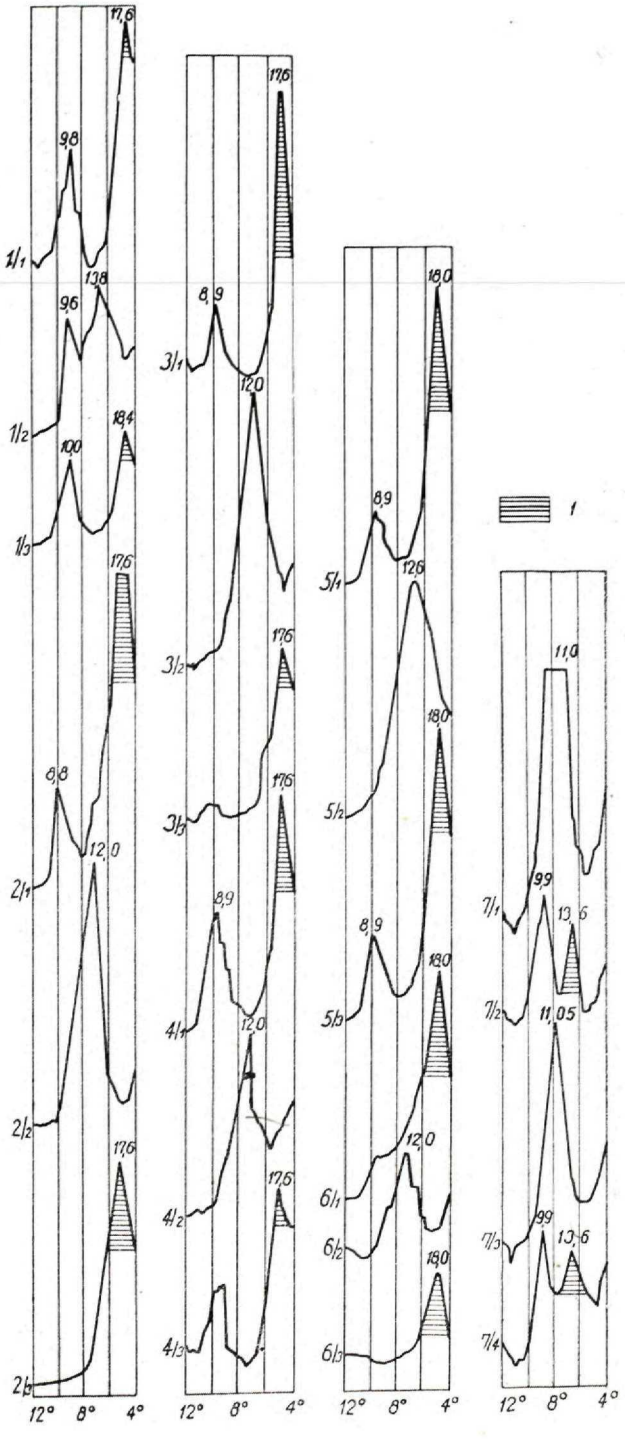
	Aritmetický priemer vzoriek vulkanogénnej zdroj. obl. Počet analýz — 45	Aritmetický priemer vzoriek nevulkanogénnej zdroj. obl. Počet analýz — 45
B	46 ppm	122 ppm
V	66 ppm	182 ppm
Ni	18 ppm	44 ppm
Cr	49 ppm	128 ppm
Sr	113 ppm	190 ppm
Zr	164 ppm	138 ppm
Pb	17 ppm	13 ppm
Ga	19 ppm	12 ppm
Cu	36 ppm	49 ppm

Poznamenávame, že sme nesledovali všetky známe prejavy vulkanickej činnosti vo východoslovenskej neogénnej panve, ktoré sa uplatňujú v ílových sedimentoch. Zámerom nášho štúdia bolo hlavne overiť spoľahlivosť predkladanej metódy stanovenia pôvodu montmorillonitu tam, kde môžeme jednoznačne určiť jeho zdrojovú oblasť už z petrografického zloženia horniny.

Íly, ílové tufity a tufy vulkanogénnej zdrojovej oblasti s prevahou montmorillonitu sme sledovali v eggenburgu čelovskej formácie (vrt Čelovce-1), v kolčovskom súvrství (vysladený baden — faunisticky netypický spodný sarmat), vo východnej časti Košickej kotliny vo vrte Ďurkov-1, v morskom badene vo východnej časti Košickej kotliny pri Drieňove a v juhozápadnej časti Východoslovenskej nížiny (vrt Klečenov-2), ale predovšetkým v sarmate a v panóne podvihorlatskej depresie. Všetky študované íly vulkanogénnej zdrojovej oblasti sa vyznačujú tým, že montmorillonit, ktorý sa v nich nachádza, nestráca svoju pôvodnú štruktúru ani po sýtení KOH. Dôkazom toho je posun bazálneho reflexu po sýtení glycerínom k hodnotám 17,0—18,0 Å (obr. 1).

Pri uplatnení vulkanogénnych zdrojových oblastí vo východoslovenskom neogéne okrem doteraz známych prejavov vulkanickej činnosti bude mať významné postavenie rozsiahly pochovaný andezitový vulkanický komplex (baden—sarmat), ktorý podľa R. Rudinca — C. Teresku (1972) vytvára celý rad pochovaných vulkanických elevácií v oblasti Malčíc, Beše, Čičaroviec a Kráľovského Chlmca.

Íly, v ktorých majú prevahu minerály zo skupiny kaolinitu, sme sledovali hlavne v levante. Významné postavenie má súvislý horizont kaolinických ílov typu fire-clay (I. Kraus et al. 1972) v podvihorlatskej depresii, ktorý dosahuje mocnosť približne od 80 do 140 m. Sú to redeponované produkty kaolinického zvetrávania andezitových pyroklastík Vihorlatu, ktorých primárne produkty sú známe v oblasti Poruby pod Vihorlatom. Vek materských hornín a stratigrafická pozícia redeponovaných produktov v podvihorlatskej depresii dokazujú, že procesy kaolinického zvetrávania prebiehali na východnom Slovensku ešte aj počas panónu a pontu. Tento poznatok je dôležitý, pretože



Obr. 1 Difraktografické záznamy ílových minerálov vulkanogénnej zdrojovej oblasti vo východoslovenskej neogénnej panve
1 — montmorillonit vulkanogénneho pôvodu. Postup pri sýtení: X/1 — vzorka sýtená glycerínom. X/2 — vzorka sýtená KOH. X/3 — vzorka sýtená KOH a glycerínom. U vzorky č. 7 je postup pri sýtení nasledovný: X/1 — vzorka v prirodzenom stave. X/2 — vzorka sýtená glycerínom. X/3 — vzorka sýtená KOH. X/4 — vzorka sýtená KOH a glycerínom

Fig. 1 Diffractographic records of clay minerals of the volcanogenic source area in the East Slovakian Neogene Basin
1 — Montmorillonite of volcanogenic origin. Proceeding in saturation: X/1 — of samples saturated with glycerine X/2 — of samples saturated with KOH; X/3 — of saamples saturated with KOH and glycerine.

podľa M. Kužvarta — J. Kontu (1968) v strednej Európe v pliocéne už neboli priaznivé klimatické podmienky pre proces kaolinizácie. Pri detailnom mineralogickom štúdiu sme zistili, že počas levantu sa v sedimentačnom priestore podvihorlatskej depresie s postupným vzďalovaním od zdrojovej oblasti zvyšuje v kaolinických íloch zastúpenie montmorillonitu.

K druhej najvýznamnejšej zdrojovej oblasti východoslovenského neogénu patria horniny flyšového pásma a humenského mezozoika. Zatiaľ nemáme vypracované spoľahlivé kritériá na odlíšenie mezozoických zdrojových oblastí, prevažne s karbonátmi, od paleogénnych zdrojových oblastí vonkajšieho a centrálneho flyšového pásma s prevahou klastických hornín. Redeponované íly paleogénnej aj mezozoickej proveniencie sa vyznačujú polyminerálnym zložením. Obsahujú illit, kaolinit s nedokonale usporiadanou štruktúrou, niekedy prímes montmorillonitu, chloritu a zmiešaných štruktúr typu I—M. Zvlášť charakteristický je vysoký obsah kremeňa vo frakcii 0—2 mikrometrov, čo konštatoval aj E. Dobra (1970). Porovnávacím štúdiom s ílmi pozdišovskej štrkovej formácie, v ktorých sa uplatňuje rozhodujúci vplyv vonkajšieho flyšového pásma (J. Slávik 1962, V. Radzo 1963), ako aj na základe mineralogických rozborov ílovcov duklianskej jednotky (T. Ďurkovič 1969) sa predsa domnievame, že v ílových sedimentoch Východoslovenskej nížiny sa bude z nevulkanogénnych zdrojových oblastí uplatňovať predovšetkým vonkajšie flyšové pásmo. Vplyv tejto proveniencie na základe pôvodu montmorillonitu sme sledovali v eggenburgu čelovskej formácie (vrt Čelovce-1), v morskom badene (vrt Ďurkov-1), vo vysladenom badene (vrt Pozdišovce-7), ako aj v panóne a v levante podvihorlatskej depresie. Všetky študované íly a ílovce sa vyznačujú tým, že prítomný montmorillonit stráca pôvodnú štruktúru po sýtení KOH (obr. 2).

Vplyv zdrojovej oblasti zemplínskeho kryštalinika a paleozoika sme sledovali v juhozápadnej časti Východoslovenskej nížiny v oblasti Žipova a Klečenova. Prejavuje sa stabilnou asociáciou štruktúrne dobre usporiadaného kaolinitu a illitu. Rozsah jej uplatnenia je potrebné preštudovať na základe ílových minerálov a sedimentárno-petrografických rozborov z ďalších vzoriek vo vrtoch tejto oblasti.

Z týchto poznatkov usudzujeme, že vo väčšej časti sedimentačného priestoru Východoslovenskej nížiny sa budú uplatňovať tri základné typy zdrojových oblastí, ktoré môžeme vzájomne rozlíšiť pomocou ílových minerálov. K prvému zaraďujeme íly, u ktorých predpokladáme, že pri ich vzniku sa v najväčšej

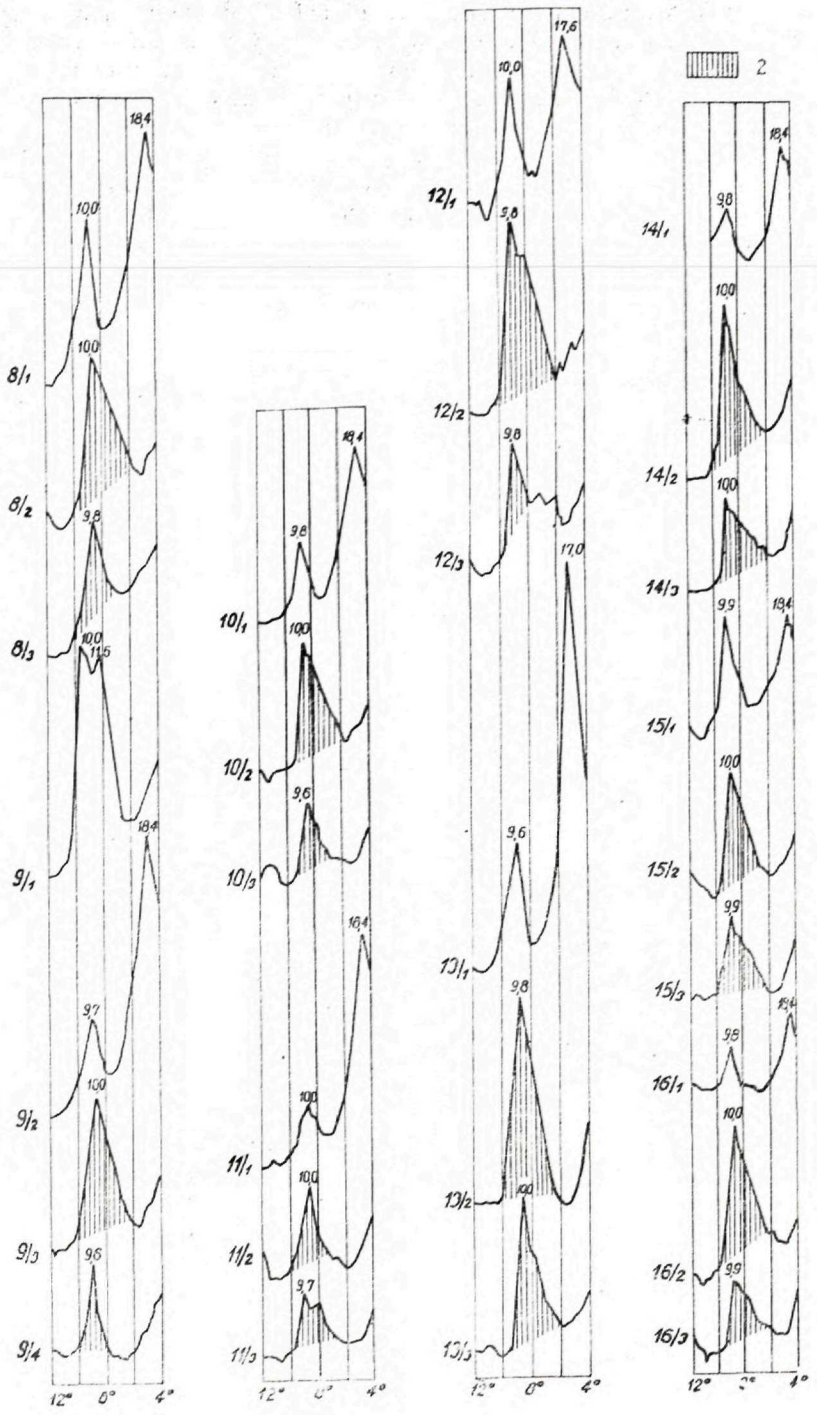
→

Obr. 2 Difraktografické záznamy ílových minerálov nevulkanogénnej zdrojovej oblasti vo východoslovenskej neogénnej panve

2 — montmorillonit nevulkanogénneho pôvodu. Postup pri sýtení: X/1 — vzorka sýtená glycerínom. X/2 — vzorka sýtená KOH. X/3 — vzorka sýtená KOH a glycerínom. U vzorky č. 9 je postup pri sýtení nasledovný: X/1 — vzorka v prirodzenom stave. X/2 — vzorka sýtená glycerínom. X/3 — vzorka sýtená KOH. X/4 — vzorka sýtená KOH a glycerínom.

Fig. 2 Diffractographic records of clay minerals of the neovolcanic source area in the East Slovakian Neogene Basin

2 — Montmorillonite of nonvolcanogenic origin. Proceeding in saturation: X/1 — of samples saturated with glycerine X/2 — of samples saturated with KOH; X/3 — of samples saturated with KOH and glycerine.

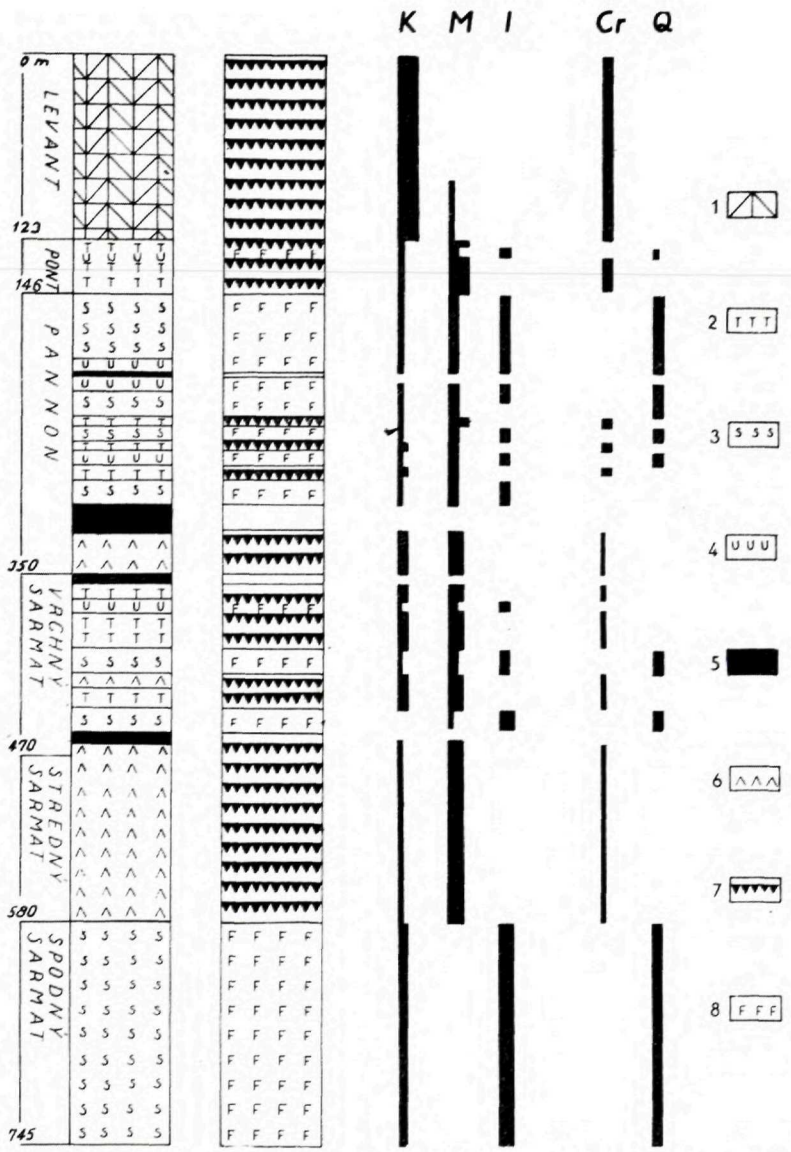

2
8/1
8/2
8/3
9/1
9/2
9/3
9/4
10/1
10/2
10/3
11/1
11/2
11/3
12/1
12/2
12/3
13/1
13/2
13/3
14/1
14/2
14/3
15/1
15/2
15/3
16/1
16/2
16/3
12°
0°
4°

miere uplatnila vulkanogénna zdrojová oblasť. K druhému patria íly, ktoré boli transportované z nevulkanogénnych zdrojových oblastí — predovšetkým z flyšového pásma a z oblasti humenského mezozoika. Rozsah a vplyv zdrojovej oblasti s prevahou metamorfitov a granitoidných intruzív či už zo západu (Čierna Hora, Branisko, Spišsko-gemerské rudohorie, zemplínsky ostrov), ako aj z východu (užhorodská hrásť) je zatiaľ vo Východoslovenskej nížine málo preskúmaný. Do tretej patria ílové sedimenty, v ktorých sa prejavuje vplyv viacerých zdrojových oblastí. S týmto prípadom sa v íloch Východoslovenskej nížiny stretávame bežne. V našom príspevku však chceme v prvom rade upozorniť na kritériá, pomocou ktorých môžeme určiť vplyv dvoch zdrojových oblastí — vulkanogénnej a nevulkanogénnej, najpravdepodobnejšie flyšovej.

Tento problém sme detailnejšie sledovali v podvihorlatskej depresii, kde sú vyvinuté súvrstvia sarmatu (ílovito-slienité súvrstvie, tufiticko-aglomerátová séria a spodná uhoľná séria), panónu (medzitufitická séria a vrchná uhoľná séria), pontu (iňačovská uhoľná séria) a levantu (vrchná pestrá séria, resp. sejkovská uhoľná séria?). Upozorňujeme, že otázka veku a korelácie v podvihorlatskej depresii je mimoriadne zložitá a napriek vysokému stupňu preskúmanosti nie je doteraz definitívne ustálená. Pri litologicko-stratigrafickom zaradení študovaných vzoriek sme vychádzali z prác M. Brodňana — S. Poláška — J. Slávika (1959), F. Čecha (1959), J. Čverčka — D. Ďuricu — R. Rudinca (1963), A. Kocáka — M. Mořkovského (1968), R. Rudinca (1969).

V schéme na obr. 3 uvádzame litologický vývoj, mineralogické zloženie a zdrojové oblasti ílov v podvihorlatskej depresii na základe štúdia materiálu z vrtov v širšom okolí Hnojného. V levante sa uplatňujú kaolinické íly typu fire-clay, ktoré sú produktom zvetrávania andezitových pyroklastík Vihorlatu. Prejavy nevulkanogénnej zdrojovej oblasti sme zistili len ojedinele v íloch sejkovskej uhoľnej série (č. 16). Podobne v ponte je vplyv flyšovej zdrojovej oblasti, tak výrazný v súvrství pozdišovskej štrkovej formácie, v podvihorlatskej depresii zriedkavý. V panóne sa situácia podstatne mení. Začína sa striedavo, často vo veľmi krátkych intervaloch uplatňovať vplyv vulkanogénnej aj nevulkanogénnej zdrojovej oblasti. Dôkazom toho sú pomery vo vrchnej uhoľnej sérii, kde sú prítomné slienité íly a medzivrstvičky uhoľných ílov, v ktorých má montmorillonit nevulkanogénny pôvod (č. 10, 11, 14, 15), ako aj íly vulkanogénnej zdrojovej oblasti (č. 6). V prvom prípade celková minerálna asociácia poukazuje na vplyv vonkajšieho flyšového pásma. Je to vysoký obsah kremeňa a častá prítomnosť zmiešaných štruktúr typu I—M. V medziuhoľnej tufitickej sérii, v súlade s jej litologicko-petrografickým vývojom sa vždy potvrdil vulkanogénny pôvod montmorillonitu (č. 4, 5). Striedanie ílov z obidvoch zdrojových oblastí pozorujeme aj v spodnej uhoľnej sérii (vrchný sarmat). V aglomerátovo-tufitickej sérii zaraďovanej do stredného sarmatu (č. 3) je vplyv vulkanogénnej zdrojovej oblasti viditeľný aj makroskopicky, naproti tomu v spodnom sarmate — v ílovito-slienitom súvrství sa uplatňuje len nevulkanogénna zdrojová oblasť. Íly a ílovce sú zložené z kaolinitu a illitu, s mimoriadne vysokým podielom kremeňa, vždy bez montmorillonitu.

Vplyv zdrojových oblastí na základe pôvodu montmorillonitu sme v badene, karpate a eggenburgu mohli sledovať zriedkavejšie. So vzrastajúcou hĺbkou



Obr. 3 Schéma litologického vývoja, mineralogického zloženia a zdrojových oblastí ílov v podvihorlatskej depresii.

1 — aleuritické íly, 2 — ílové tufity, 3 — slienité íly, 4 — uhoľné íly, 5 — lignit s uhoľnými ílmi, 6 — tufy a tufity, 7 — vulkanogénna zdrojová oblasť, 8 — nevulkaonogénna zdrojová oblasť. Semikvantitatívne zastúpenie minerálov: K — kaolinit, M — montmorillonit, I — illit, Cr — kristobalit, Q — kremeň

Fig. 3 Scheme of lithological development, mineralogical composition and source areas of clays in the Subvihorlat depression.

1 — Aleuritic clays 2 — clayey tuffites 3 — marly clays 4 — coal clays 5 — lignite with coal clays 6 — tuffs and tuffites 7 — volcanogenic source area 8 — neovolcanogenic source area. Semiquantitative representation of minerals: K — kaolinite, M — montmorillonite, I — illite, Cr — cristalobalite, Q — quartz.

a vplyvom diagenetických zmien sa v súvrstviach predsarmatského veku v oblasti východoslovenského neogénu mení montmorillonit na illit, čím sa obmedzuje aj možnosť stanovenia zdrojových oblastí pomocou tohto minerálu.

V bazálnej časti čelovskej formácie vo vrte Čelovce-1 v hĺbke 338 m majú ílové sedimenty nevulkanogénny pôvod (č. 12), naproti tomu vo vyššej časti eggenburgu, v hĺbke 150 m sme našli bentonity s montmorillonitom vulkanogénneho pôvodu (č. 2). To znamená, že v čelovskej formácii sa uplatňoval vplyv obidvoch zdrojových oblastí. Montmorillonit nevulkanogénneho pôvodu sme našli vo vysladenom badene vo vrte Pozdišovce-7 (č. 13) a rovnako aj v morskom badene vo vrte Ďurkov-1 (č. 8).

V morskom badene (zóna bolivino-buliminová) vo vrte Klečenov-2 v hĺbke 555 m je v piesčitých íloch bez pyroklastickej prímesi prítomný minerál so zmiešanou štruktúrou typu I—M, ktorý má nevulkanogénny pôvod (č. 9). V tom istom súvrství v hĺbke 652 m vystupujú z genetického hľadiska osobitne zaujímavé bentonitizované ryolitové tufy, v ktorých ílovú frakciu netvorí montmorillonit ako v doteraz známych bentonitoch vo východoslovenskom neogéne, ale minerál s nepravidelne zmiešanou štruktúrou typu I—M. Podiel montmorillonitu na základe polohy bazálneho reflexu odhadujeme asi na 30 % (č. 7). Metódou fixácie K^{+1} sme potvrdili, že tento minerál má na rozdiel od vzorky z intervalu 555 m vulkanogénny pôvod. Rozklad vulkanického skla prebiehal v morskom prostredí s vysokou salinitou, čo dokazuje vysoká mechanická prímes Na_2O — 6,56 % viazaná na halit a vysoký obsah bóru — 377 ppm, ktorý je citlivým indikátorom charakteru prostredia. Vo Východoslovenskej nížine sme takto objavili ojedinelý prípad syngenetickej bentonitizácie halmyrolytického typu. V tejto súvislosti sme sledovali mineralogické zloženie a obsah bóru v najvýznamnejších ložiskách bentonitov na východnom Slovensku — vo Finticiach, Nižnom Hrabovci, Kuzmiciach a Lastovciach. Ak by sme vychádzali z predstavy o ich syngenetickom vzniku v procese halmyrolýzy, tak potom aspoň bentonit z Fintíc, ktorý podľa J. Slávika (1962) vznikol premenou ryolitových pyroklastík karpatu v morskom prostredí, by mal mať analogický charakter s bentonitom od Klečenova. V skutočnosti však bentonity z Fintíc, podobne aj z Nižného Hrabovca, Kuzmíc a Lastoviec i napriek tomu, že sa viažu na produkty ryolitového vulkanizmu rôznej stratigrafickej pozície a faciálneho vývoja, majú úplne zhodné mineralogické zloženie. Ide vždy o montmorillonit bez akýchkoľvek náznakov zmiešaných štruktúr, ktoré by sa mali zákonite uplatňovať pri syngenetickom procese rozkladu vulkanického skla v morskom prostredí. Podobne obsah bóru v sledovaných bentonitoch v rozmedzí 30—50 ppm je charakteristický pre íly nachádzajúce sa v sladkovodných panvách. (A. F. Frederickson — R. C. Reynolds 1961, K. H. Wedepohl 1971). Z uvedeného vyplýva, že ani bentonit v ložisku pri Finticiach pravdepodobne nevznikol v procese halmyrolýzy, ale rozklad vulkanického skla prebiehal neskôr účinkom atmosferických vôd pri povrchovom zvetrávaní.

Pomocou vyššie spomínaných dvoch kritérií, t. j. celkovej minerálnej asociácie ílov a typu montmorillonitu, sme v sedimentoch Východoslovenskej nížiny vyčlenili dve základné skupiny. Do prvej sme zaradili íly, u ktorých predpokladáme, že pri ich vzniku sa v najväčšej miere uplatnila vulkanogénna zdrojová oblasť. Do druhej patria íly, ktoré boli do panvy pretransportované

z nevulkanogénnych zdrojových oblastí, predovšetkým z vonkajšieho flyšového pásma. V každej skupine sme sledovali mikrochemizmus ílovej frakcie 0—2 mikrometrov pomocou kvantitatívnej spektrochemickej analýzy (tab. 1). Metodika aj analýzy boli spracované v spektrochemickom laboratóriu Geologického ústavu PF UK v Bratislave pod vedením doc. Ing. E. Plšku, DrSc. Celá problematika mikroprvkov ílových sedimentov neogénu Západných Karpát bude pre jej závažnosť spracovaná samostatne. Na tomto mieste upozorňujeme jedine na rozdiely v kvantitatívnom zastúpení mikroprvkov, ktoré sú viditeľné na prvý pohľad. Íly z vulkanogénnej zdrojovej oblasti majú zvýšený obsah Zr, Pb, Ga. Pre íly z nevulkanogénnych zdrojových oblastí (predovšetkým z flyšového pásma) je charakteristický väčšinou niekoľkonásobne zvýšený obsah B, V, Ni, Cr a Sr. To dokazuje, že ílové sedimenty z jednotlivých zdrojových oblastí môžeme diferencovať na základe ich mikrochemizmu. Táto okolnosť je dôležitá a môže v budúcnosti zohrať významnú úlohu pri riešení problémov zdrojových oblastí ílových sedimentov v neogénnych panvách Západných Karpát.

Zdrojové oblasti ílových sedimentov vo vnútorných kotlinách

Vo vnútorných kotlinách sme predovšetkým sledovali spodnú hranicu uplatnenia sa vulkanogénnych zdrojových oblastí v ílových sedimentoch. Tým chceme rozšíriť možnosti ako zistiť prejavy vulkanizmu v spodnom miocéne najmä tam, kde chýbajú priame dôkazy v podobe zachovaných reliktov. S touto problematikou sme sa zaoberali v handlovsko-nováckej panve, v Žiarskej a Ipeľskej kotline.

Handlovsko-novácka panva patrí k vnútrokarpatským depresiám, ktoré vznikli vo vrchnej kriede a počas terciéru boli vyplnené vulkanogénno-detritickým materiálom. Stratigrafické členenie v handlovsko-nováckej panve, ako aj v ostatných vnútorných kotlinách stredoslovenských neovulkanitov je v súčasnosti spojené s mnohými ťažkosťami. Bude sa musieť v prvom rade prepracovať v zmysle členenia navrhnutého I. Cíchom — J. Senešom (1970). Táto problematika svojím zameraním presahuje rámec tejto práce. Z toho dôvodu používame pri označovaní jednotlivých stupňov len mechanický prepis podľa novej terminológie.

V handlovsko-nováckej panve je na paleogéne diskordantne vyvinuté morské súvrstvie eggenburgu. Po hiáte, ktorý sprevádzali tektonické pochody, sa začala v badene uplatňovať intenzívnejšia vulkanická činnosť. V tomto období sa vytvorili vhodné podmienky pre tvorbu uhoľných slojov. Vývoj v panve bol ukončený v pliocéne, kedy sa na členitý reliéf nadložných ílov usadzuje tzv. detriticko-vulkanická formácia.

Mineralogické zloženie ílovcov paleogénu sme sledovali v tzv. flyšoidných vrstvách, ktoré V. Čechovič (1959) zaradil do lutétu-priabonu. Najviac zastúpenými minerálmi sú illit a kaolinit, v podradnom množstve chlorit a kremeň. V niektorých ílovcoch sa objavuje prímes montmorillonitu. Sú to vzorky z vrtu Z-240 — hĺbka 540 m v severovýchodnej časti novácke ho ložiska a z povrchového odkryvu pri Veľkej Čause. Pri sýtení týchto vzoriek KOH sa potvrdilo, že ide o „degradovaný" montmorillonit, ktorý vznikol premenou sľúd. K^{+1} sa fixuje v medzivrstvovom priestore a pôsobením glycerínu už nedocha-

dza k posunu bazálneho reflexu k nižším uhlovým hodnotám (č. 17, 18). Tento poznatok je v súlade s názorom M. Markovej (1959), ktorá na základe asociácie ťažkých minerálov predpokladá v paleogéne existenciu vplyvu mezozoických komplexov s lokálnou denudáciou kryštalinika.

Mineralogické zloženie ílových sedimentov eggenburgu sme sledovali v šlírovom pásme. V jeho spodnej a strednej časti slienité ílové aleurity a piesčité íly obsahujú illit a kaolinit bez montmorillonitu. Vo vrchnom šlírovom pásme v polyminerálnej ílovej frakcii sa objavuje prímes montmorillonitu vulkanogénneho pôvodu (č. 19). Súčasne vo vrchnom šlírovom pásme pr. V. Čause M. Marková (l. c.) našla 20 cm polohu ryodacitového tufitu a J. Slávik (1964) uvádza v oblasti nováckeho ložiska v ťažkej frakcii biotit, zirkón a hyperstén. Výsledky získané štúdiom pôvodu montmorillonitu vo vrchnom šlírovom pásme eggenburgu potvrdzujú vysokú citlivosť tejto metódy pri zisťovaní vplyvu vulkanogénnej zdrojovej oblasti v íloch. Na druhej strane celková minerálna asociácia (polyminerálny charakter a značná prímes illitu) nevylučuje možnosť, že sa tu čiastočne uplatňovali aj nevulganogénne zdrojové oblasti.

Minerálna asociácia a litologický vývoj ílových sedimentov produktívneho súvrstvia v bezprostrednom podloží a v medzivrstvičkách uhoľného sloja jednoznačne potvrdzujú ich vulkanogénny pôvod. Ílové minerály vznikali v tomto súvrství zvetrávaním produktov prvej fázy vulkanizmu Vtáčnika, ktorú vyčlenil J. Slávik (1959).

Petrografická monotónnosť nadložných ílov sa prejavuje aj v ich mineralogickom zložení. Vo všetkých vzorkách tohto súvrstvia prevláda montmorillonit. Niekedy sú zložené len z montmorillonitu, väčšinou obsahujú malú prímes illitu a kaolinitu.

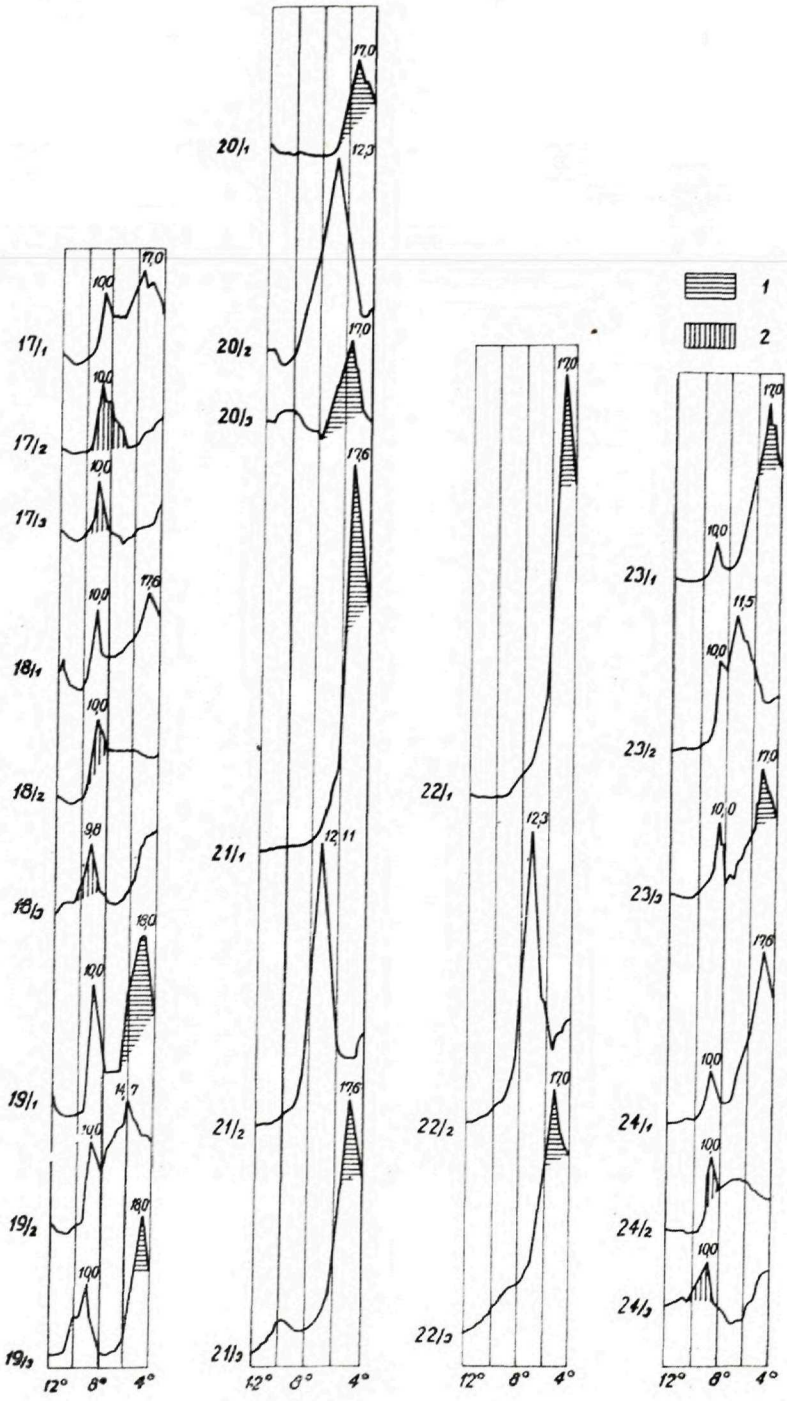
Podľa B. Číčela — S. Gazdu (1964) dehydroxilačná teplota montmorillonitu z nadložných ílov sa prejavuje len v intervale 550—600 °C v dôsledku substitúcie katiónov v tetraedritickej koordinácii. Z toho dôvodu názory o mineralogickom zložení nadložných ílov vychádzajúce len z DTA chybne zdôrazňujú vysoký obsah illitu.

M. Brodňan (1970) považuje za zdrojovú oblasť nadložných ílov územie paleogénu a spodného miocénu. Tento názor sa opiera o prítomnosť alochtónnej paleogénnej a eggenburskej mikrofauny a ťažkých minerálov, v ktorých chýba vulkanogénna asociácia.

Na základe mineralogického zloženia nadložných ílov sa domnievame, že pri ich vzniku sa uplatňovala predovšetkým vulkanogénna zdrojová oblasť a len sporadicky sedimenty paleogénu, resp. eggenburgu. Hlavným ílovým minerálom v paleogéne a v eggenburgu je illit. Mineralogické zloženie ílových

Obr. 4 Difraktografické záznamy ílových minerálov v handlovsko-novákej panve
1 — montmorillonit vulkanogénneho pôvodu, 2 — montmorillonit nevulkanogénneho pôvodu. Postup pri sýtení: X/1 — vzorka sýtená glycerínom, X/2 — vzorka sýtená KOH, X/3 — vzorka sýtená KOH a glycerínom

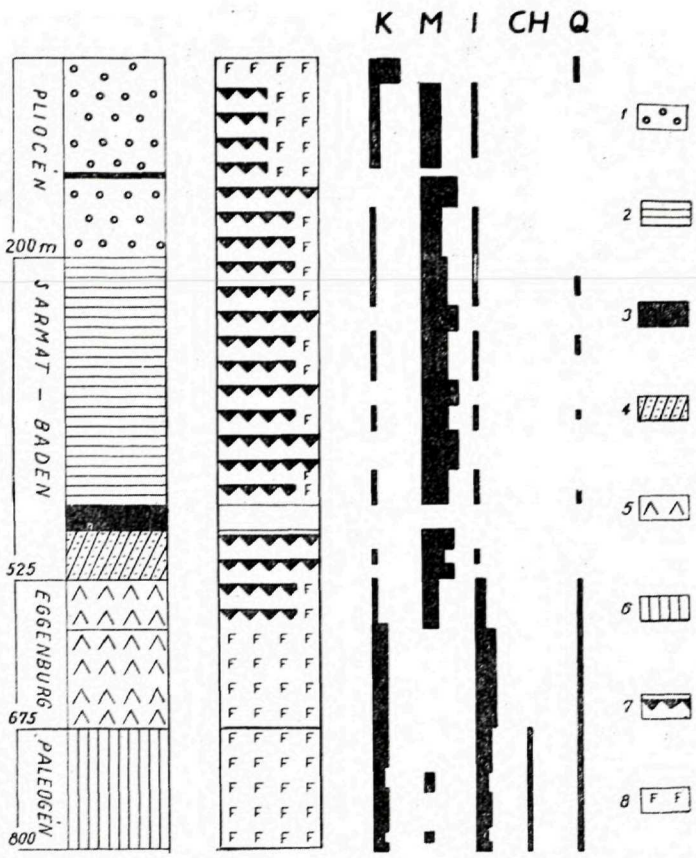
Fig. 4 Diffractographic records of clay minerals in the Handlová—Nováky Basin
1 — Montmorillonite of volcanogenic origin 2 — montmorillonite of nonvolcanogenic origin. Proceeding in saturation: X/1 — of samples saturated with glycerine. X/2 — of samples saturated with KOH X/3 — of samples saturated with KOH and glycerine.


1
2
17/1
17/2
17/3
18/1
18/2
18/3
19/1
19/2
19/3
20/1
20/2
20/3
21/1
21/2
21/3
22/1
22/2
22/3
23/1
23/2
23/3
24/1
24/2
24/3
12°
8°
4°

tufitov v podloží uhoľného sloja, kde nemáme pochybnosti o ich vulkanogénnom pôvode, je totožné s mineralogickým charakterom nadložných ílov — v obidvoch prevláda vždy montmorillonit. Bezprostredne po prvej fáze vulkanizmu sa usadzujú v panve tufity, ílové tufity, len zriedkavo íly. Keď rozklad materských hornín v pôvodnej kôre zvetrávania trval dlhšie, po hlavnej fáze uhľotvorných procesov sa v panve uplatňujú íly a len sporadicky tufity. Na vulkanogénny pôvod montmorillonitu v nadložných íloch poukazuje aj priebeh sýtenia KOH (č. 21, 22), na čo po prvýkrát upozornil už B. Čičel — S. Gazda (l. c.). Z toho usudzujeme, že zdrojová oblasť v produktívnom súvrství (baden) sa v podstate nemenila. Nedostatok minerálov vulkanogénnej asociácie v ťažkej frakcii nadložných ílov je dôsledkom ich rozkladu a intenzívnej premeny pri zvetrávaní.

V pliocéne litologická náplň detriticko-vulkanickej formácie (M. Brodňan — J. Slávik 1966) súvisí so smerom prínosu a vzdialenosťou od zdrojovej oblasti. V západnej časti novácheho a v severovýchodnej časti handlovského ložiska ju zastupujú prevažne sedimentárne členy; smerom na východ a juhovýchod sa zvyšuje podiel vulkanogénnych hornín. Íly majú pestrejšie zloženie ako v predchádzajúcich komplexoch a často sa náhle mení ich mineralogický charakter. Kaolinické íly v okolí Bojníc poukazujú na významný podiel zdrojovej oblasti kryštalinika Malej Magury a Žiaru. Sýtením vzoriek KOH vo vrte Po-1 pri Podhradí sme dokázali, že v hĺbke 85 m je vulkanogénny (č. 23) a v hĺbke 52 m nevulkanogénny montmorillonit (č. 24). Pomery sú v tomto období značne komplikované, vplyv jednotlivých zdrojových oblastí, ako aj mineralogické zloženie sa laterálne často mení. V severnej časti panvy sa výraznejšie uplatňujú nevulkanogénne proveniencie Žiaru, Suchého, Malej Magury a na povrch vystupujúce útvary paleogénu a eggenburgu. V južnej a východnej časti panvy je v ílových sedimentoch zreteľnejší vplyv vulkanogénnej zdrojovej oblasti Vtáčnika. Okrem toho v pelitickej frakcii sa v celej panve výraznejšie prejavuje vplyv vulkanogénnej zdrojovej oblasti, pretože rozklad intruzívnych, metamorfovaných a karbonátových hornín prebiehal pri zvetrávacích procesoch až do sialického štádia omnoho pomalšie, ako pri zvetrávaní vulkanogénnych, najmä pyroklastických hornín. Preto aj náčrt pomerov na obr. 5 nemôže verne znázorňovať situáciu v celej panve a má iba schematický charakter.

V Žiarskej kotline doteraz chýbajú podrobnejšie poznatky o jej celkovom litologicko-petrografickom vývoji. Zatiaľ sa v tomto smere vychádza len z dvoch starších štruktúrnych vrtov (Trubín-1 a Kríž-1). Intenzívnejšie sa sledovalo len produktívne súvrstvie limnokvarcitov s bentonitizovanými ryolitovými tufmi v severovýchodnej časti kotliny, na styku s juhozápadným okrajom Kremnického pohoria, ktoré na základe mikropaleontologických výskumov M. Ciesarik — E. Planderová (1965) zaradili do stredného sarmatu až spodného panónu. M. Pulec (1966) podľa charakteru ťažkých minerálov vo vrtoch Trubín-1 a Kríž-1 zdôrazňuje neprítomnosť synsedimentárneho vulkanizmu v Žiarskej kotline počas badenu a spodného sarmatu. Za materské horniny považuje kryštalické bridlice, granitoidy, menej andezity a ryolity s pyroklastikami. Mineralogické zloženie ílových sedimentov, ktoré v celom profile vrtu Trubín-1 podrobne preštudoval I. Kraus (1967), tento názor nepodporuje. V ílovito-piesčitom súvrství vo vrte Trubín-1 v intervale 70—504 m sa výrazne uplatňuje montmorillonit vulkanogénneho pôvodu (č. 25,



Obr. 5 Schéma litologického vývoja, mineralogického zloženia a zdrojových oblastí ílov v handlovsko-nováckej panve
1 — detriticko-vulkanická formácia, 2 — nadložné íly, 3 — uhoľný sloj, 4 — tufity, 5 — ílové aleurity a piesčité íly, 6 — ílovce, 7 — vulkanogénna zdrojová oblasť, 8 — nevulkanogénna zdrojová oblasť. Semikvantitatívne zastúpenie minerálov: K — kaolinit, M — montmorillonit, I — illit, CH — chlorit, Q — kremeň

Fig. 5 Scheme of lithological development mineralogical composition and source areas of clays in the Handlová—Nováky Basin
1 — Detrital-volcanic formation 2 — overlying clays 3 — coal seam 4 — tuffites 5 — clay aleurites and sandy clays 6 — claystones 7 — volcanogenic soruce area 8 — nonvolcanogenic source area. Semiquantitative representation of minerals: K — kaolinite, M — montmorillonite, I — illite, CH — chlorite, Q — quartz

26). Podľa doterajších skúseností je vylúčené, aby sa vplyv kryštalických bridlíc a granitoidov v zdrojovej oblasti výrazne neprejavil v mineralogickom zložení ílových sedimentov. K úplnému vyriešeniu tejto problematiky v staršom sedimentačnom cykle Žiarskej kotliny sú potrebné ďalšie oporné body, na základe ktorých by sa mohol podrobnejšie preštudovať celý litologický vývoj oblasti.

Ipeľská kotlina je súčasťou severného okraja strednodunajskej vnútornej

priehlbiny. Výplň kotliny tvoria vulkanogénno-sedimentárne horniny egeru až badenu. Uhoľné sloje v modrokamenskom ložisku sú vyvinuté v produktívnom súvrství ottnangu. Najväčšie problémy pri litostratigrafickom a biostratigrafickom členení sedimentov Ipeľskej kotliny sú stále spojené so súvrstviami egeru, eggenburgu a ottnangu (V. Špička 1972). Podľa najnovšej interpretácie O. Fusána (1971) v okolí Modrého Kameňa a Šiah v podloží vystupujú kryštalické bridlice pásma Kohúta. V bezprostrednom podloží neogénnych sedimentov objavil B. Číčel — D. Vass (1964) v štruktúrnom vrte VV-1 pri Seľanoch terestrickú formáciu ílov rupelu zložených z kaolinitu a illitu.

V predkladanej práci sme sa sústredili na mineralogickú charakteristiku ílov v jednotlivých súvrstviach.

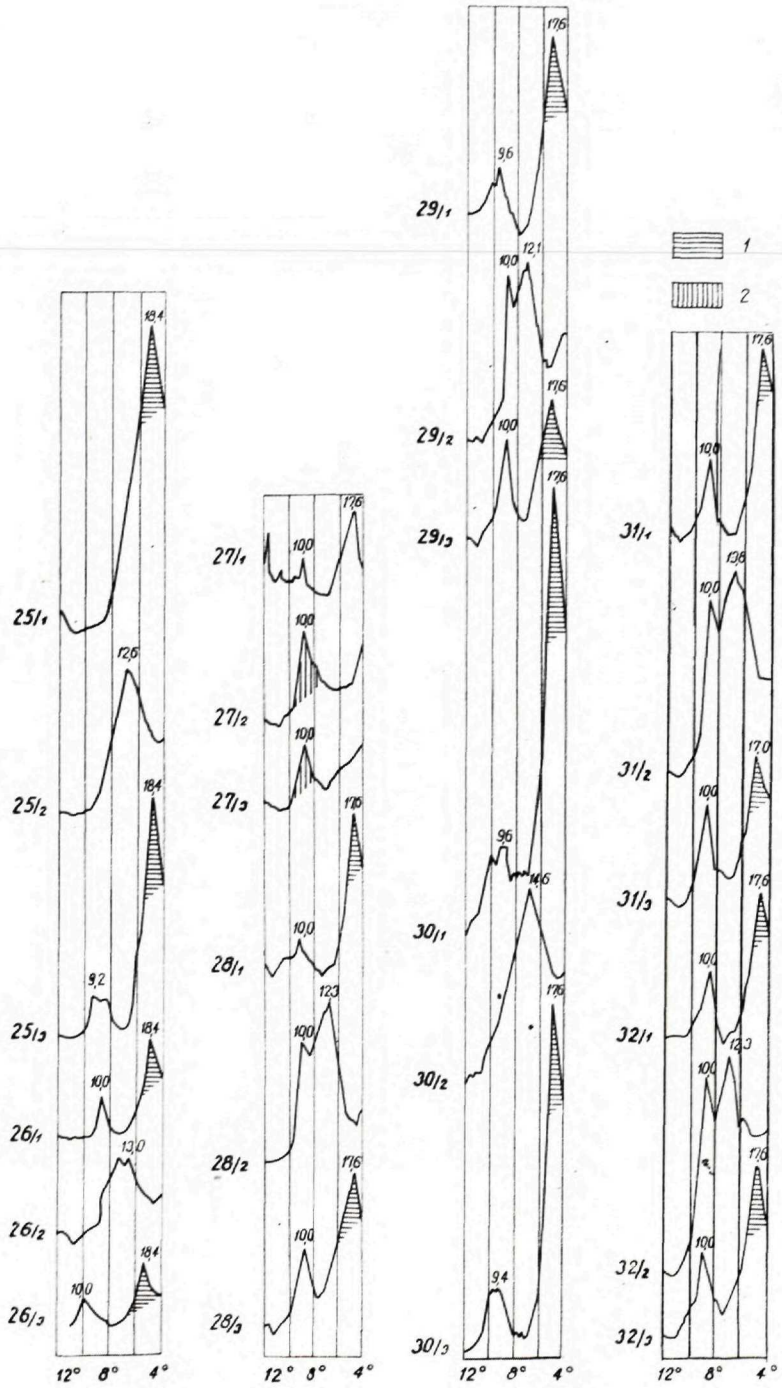
Mineralogické zloženie ílov v sedimentoch egeru sme sledovali v ílových aleuritoch pri Slovenských Ďarmotách. Mierne prevláda montmorillonit, ktorý obsahuje prímes illitu a chloritu. Ďalej je prítomný sadrovec, kremeň, dolomit a šamozit (?). Táto minerálna asociácia v súlade s D. Vassom et al. (1962) poukazuje na výrazný vplyv mezozoických hornín v zdrojovej oblasti. Priebeh sýtenia K^{+1} v montmorillonite potvrdzuje nevulkanogénny pôvod montmorillonitu (č. 27).

V morskom vývoji eggenburgu Lučenskej kotliny M. Marková (1967) zistila už v bazálnych fáciách prítomnosť vulkanogénnej minerálnej asociácie. V oblasti Ipeľskej kotliny sme mineralogické zloženie ílových sedimentov sledovali v kontinentálnej fácii vrchného eggenburgu (v zmysle nového členenia ottnang?) v povrchových výchozoch severovýchodne od Veľkých Trebušoviec. Sú to sivozelené a svetložlté, slabo piesčité íly, v ktorých výrazne prevláda montmorillonit. Illit a kaolinit tvoria nepatrnú prímes. Charakteristická je prítomnosť kristobalitu. Podstatný rozdiel medzi montmorillonitom ílových aleuritov egeru a piesčitých ílov eggenburgu sa prejaví po sýtení vzoriek KOH. Na montmorillonite od Veľkých Trebušoviec (č. 28) sa prejavuje len nepatrná kontrakcia bazálneho reflexu (12,3 Å), pričom opätovná expanzia po glycerínovaní (17,6 Å) potvrdzuje jednoznačne jeho vulkanogénny pôvod.

Značný rozsah vulkanickej činnosti explozívneho charakteru v eggenburgu na južnom Slovensku v tzv. vulkanogénnej fácii M. Marková (l. c.) je nesporným dôkazom toho, že v tomto období bolo viac centier vulkanických erupcií, ktoré sa nachádzali aj na našom území. Pôvod montmorillonitu v íloch patriacich do eggenburgu tento názor podporuje. Napriek tomu, že relikty ryolitových a ryodacitových pyroklastík sa našli s výnimkou južného Slovenska v handlovsko-nováckej, bánovskej a viedenskej panve len ojedinele, na-

Obr. 6 Difraktografické záznamy ílových minerálov v Žiarskej a Ipeľskej kotline.
1 — montmorillonit vulkanogénneho pôvodu, 2 — montmorillonit nevulkanogénneho pôvodu. Postup pri sýtení: X/1 — vzorka sýtená glycerínom, X/2 — vzorka sýtená KOH. X/3 — vzorka sýtená KOH a glycerínom

Fig. 6 Difffractographic records of clay minerals in the Žiarska and Ipeľská kotlina basins
1 — Montmorillonite of volcanogenic origin 2 — montmorillonite of nonvolcanogenic origin. Proceeding in saturation: X/1 — of samples saturated with glycerine X/2 — of samples saturated with KOH X/3 — of samples saturated with KOH and glycerine.


1
2
25/1
25/2
25/3
26/1
26/2
26/3
27/1
27/2
27/3
28/1
28/2
28/3
29/1
29/2
29/3
30/1
30/2
30/3
31/1
31/2
31/3
32/1
32/2
32/3
12°
8°
4°

zdávame sa, že pri tvorbe ílov vo vnútorných kotlinách sa v eggenburgu uplatňovali už predovšetkým horniny vulkanogénneho pôvodu. To znamená, že rozsah a intenzita ryolitového vulkanizmu v eggenburgu bola v Západných Karpatoch väčšia, ako sa doteraz usudzuje na základe priamych dôkazov. Produkty tohto vulkanizmu v dôsledku výzdvihu v popaleogénnom období za priaznivých klimatických podmienok podľahli intenzívnemu zvetrávaniu do konečného štádia vzniku ílov. Tým sme do značnej miery stratili možnosť spoľahlivo posúdiť rozsah tejto činnosti podľa zachovaných pôvodných reliktov pyroklastík.

Vplyv zdrojových oblastí v ílových sedimentoch sme z ďalších útvarov Ipeľskej kotliny sledovali v ottnangu modrokamenského ložiska, kde sú prítomné produktívne vrstvy s vývojom uhoľných slojov. Niekoľkonásobný návrat podmienok uhoľnej sedimentácie vytvoril predpoklady pre vývoj štyroch samostatných uhoľných slojov, ktoré sú navzájom oddelené polohami a medzivrstvičkami ílov a ílových pieskov. V íloch produktívneho súvrstvia prevláda montmorillonit vulkanogénneho pôvodu (č. 29, 30, 31, 32). Značná prímes sľúd sa objavuje vo vzorkách s pôvodne vysokým obsahom muskovitu. V psamiticko-psefitických horninách sa pravdepodobne aj tu prednostne uplatňuje materiál z nevulkanogénnych zdrojových oblastí, čo sme konštatovali už pri pliocéne handlovsko-nováckej panvy.

Osobitnú pozornosť si zasluhuje tmavosivý plastický íl, ktorý tvorí 5 cm mocnú medzivrstvičku v I. uhoľnom sloji. Sýtenie montmorillonitu KOH dokazuje jeho vulkanogénny pôvod (č. 30). Prítomnosť monominerálneho ílu montmorillonitického typu uprostred uhoľného sloja znovu podporuje názor I. Krausa — E. Šamajovej (1970), že v neogénnych uhoľných panvách Západných Karpát prostredie bohaté na humínové kyseliny nespôsobilo podstatnú prestavbu ílových minerálov v postsedimentačnom štádiu.

Nakoniec zdôrazňujeme, že ak sa dosiahli sľubné výsledky pri určovaní zdrojových oblastí pomocou mineralogickej analýzy ílových sedimentov, tak na druhej strane táto analýza má pre korelačné účely vo vnútorných kotlinách stredného Slovenska bez použitia iných, napríklad geochemických metód len obmedzené použitie. Môžeme ju aplikovať na stanovenie hranice medzi najvrchnejšími súvrstviami paleogénu, kde je obyčajne prítomná minerálna asociácia: illit, kaolinit, chlorit, kremeň ± montmorillonit a najspodnejšími súvrstviami miocénu, kde obyčajne prevláda montmorillonit. Takáto korelácia nájde uplatnenie najmä vtedy, keď sú biostratigrafické a litostratigrafické kritériá málo účinné. V ostatných súvrstviach miocénu vo vnútorných kotlinách na strednom Slovensku sa už v ílových sedimentoch vždy výrazne uplatňuje materiál z vulkanogénnych zdrojových oblastí. Mineralogické zloženie týchto komplexov je vždy monotónne, so stabilnou prevahou montmorillonitu, čo obvykle neumožňuje ich vzájomnú diferenciáciu.

Do tlače odporučila M. Marková

LITERATÚRA

Adam, Z. et al. 1969: Paleogeografia a mapy mocností neogénu Západných Karpát. Zborn. geol. vied, Západné Karpaty, rad ZK, zv. 11, Bratislava. S. 107-227.

Aoyagi, K. 1969: Clay mineralogy of the neogene in the northwestern Kanto mountains of Japan. Internat. Clay Conferen. pp. 349—357. Tokyo.

Bausch, W. M. 1972: Clay mineral provinces in European malm. (Abstract). Internat. Clay Conferen. vol. 1, pp. 325. Madrid.
Barshad, I. 1954: Cation exchange in micaceous minerals, Part II Replaceability of Ammonia and Potassium from Vermiculite, Biotite and Montmorillonite. Soil Sci. 78, pp. 57—76.
Brodňan, M. — Polášek, S. — Slávik, J. 1959: Stratigrafia neogénnych sedimentov ložiska Hnojné na základe nových poznatkov. Geol. práce, Zošit 52. Bratislava. S. 6-9.
Brodňan, M. — Slávik, J. 1966: O detriticko-vulkanickej formácii handlovsko-nováckej panvy a o stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov. Geol. práce, Správy 38, Bratislava. S. 55-62.
Brodňan, M. 1970: Geologická stavba nováckeho uhoľného ložiska. Geol. práce, Správy 52, S. 35—58, Bratislava.
Ciesarik, M. — Planderová, E. 1965: Geologická pozícia limnokvarcitov ložiska Stará Kremnička. Geol. práce, Správy 35, S. 87—98, Bratislava.
Cícha, I. — Seneš, J. 1970: Stratigrafické členění mladšího terciéru Západních Karpát a jeho problematika. Sborn. geol. věd, Geologie řada G, sv. 18, S. 101—126, Praha.
Čech, F. 1959: Geologická stavba západnej časti Podvihorlatskej uhoľnej panvy (oblasť Hnojného). Manuskript — archív Katedry nerastných surovín PF UK, 152 str. Bratislava,
Čechovič, V. 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geol. práce, Zošit 53, S. 5—58, Bratislava.
Číčel, B. — Gazda, S. 1964: Mineralogicko-hydrogeochemické štúdiá zosuvného územia v Handlovej. Geol. práce, Správy 31, S. 195—212, Bratislava.
Číčel, B. — Vass, D. 1964: Mineralogicko-chemické a geologické zhodnotenie terigénnej formácie na báze terciéru ipeľskej panvy. Geol. práce, Správy 33, S. 131—138, Bratislava.
Čverčko, J. — Ďurica, D. — Rudinec, R. 1963: Niekoľko poznámok k veku vrchnej uhoľnej série v podvihorlatskej uhoľnej panve. Geol. práce, Správy 30, S. 183—188, Bratislava.
Dobra, E 1970: Výsledky štúdia pelitickej frakcie ílovitých sedimentov východoslovenskej neogénnej panvy. Miner. Slovaca 2, č. 6, S. 93—99, Spišská Nová Ves.
Dobra, E. 1970: Diskusia k otázke zdrojových oblastí východoslovenského neogénu. Miner. Slovaca 2, č. 7, S. 261—262, Spišská Nová Ves.
Ďurkovič, T. 1969: Mineralogický a geochemický výskum ílovcov duklianskej jednotky. Geol. práce, Správy 49, S. 63—90, Bratislava.
Frederickson, A. F. — Reynolds, R. C. 1961: Geochemical method for determining paleosalinity. Eight Nat. Conf. on Clays and Clay Min. pp. 203—213, London—Oxford—New York—Paris.
Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborn. geol. vied Západné Karpaty rad ZK, zv. 15, S. 7—173, Bratislava.
Fusán, O. 1971: Podložie stredoslovenských neovulkanitov. Zborn. geol. vied, Západné Karpaty rad ZK, zv. 15, S. 56—66, Bratislava.
Godfriaux,I. — Robaszynski, F. 1969: Origine et signification des minéraux argileux du cretage hennuyer. Bull. Soc. belge geol. paleontol, et hydrol. 78, No. 3—4, pp. 191—197, Bruxelles.
Karpova, G. V. — Šebjakova, E. P. 1968: Osobennosti epigeneza terrigennych kamenougoľnych porod oblasti boľšogo doneckogo progiba. Izv. Vyšš. Učeb. Zaved. Geol. i Razv. 4, S. 39—48, Moskva.
Kerns, R. L. — Mankin, C. J. 1968: Structural charge site influence on the interlayer hydration of expandable three-sheet clay minerals. Clays and Clay Min. 16, Nb. 2, pp. 73—81, Oxford.
Kocák, A. — Mořkovský, M. 1968: Geologický vývoj severovýchodní části Potiské nížiny. Geol. práce, Správy 46, S. 59—80, Bratislava.
Kossovskaja, A. G. — Šutov, V. D. — Alexandrova, V. A. 1964: Zavisimosť mineraľnogo sostava glin uglenosnych formacij ot uslovij osadkoobrazovanija. Litol. i polez. iskop. No. 2, S. 20—38, Moskva.
Kraus, I. 1967: Petrograficko-mineralogické pomery a genéza ílových sedimentov Žiarskej kotliny. Geol. práce, Správy 43, S. 25—52, Bratislava.

Kraus, I. — Šamajová, E. 1970: Mineralogické zloženie a genéza ílových sedimentov v neogénnych uhoľných panvách na strednom Slovensku. Zborn. geol. vied. Západné Karpaty rad ZK, zv. 13, S. 89—108, Bratislava.
Kraus, I. — Horváth, I. — Šamajová, E. — Gerthofferová, H. 1972: Study of intercalation abilities of Kaolinite group Minerals. Geol. Zborn. Geol. Carph 22, Nr. 2, pp. 281—295, Bratislava.
Krystek, I. 1958: Použití sedimentárně-petrografických metod při výzkumu tufitických sedimentu. Geol. práce, Zošit 49, S. 189—198, Bratislava.
Krystek, I. 1964: Výsledky sedimentárně petrografického výzkumu Podunajské nížiny. Práce VÚ ČND 21, S. 127—161, Brno.
Kužvart, M. — Konta, J. 1968: Kaolin and Laterite weathering crusts in Europe. Acta Univ. Carol. Geologica, No. 1—2, pp. 1—19, Praha.
Mackenzie, R. C. 1963: Retention of exchnageable ions by montmorillonite. Proc. Internat. Clay Conferen. pp. 183—193, Stockholm.
Mamedov, A. A. — Teodorovič, G. I. 1970: K voprosu o sostave i genezise smešanosloistych montmorillonit-gidrosljudistych obrazovanij. Gliny ich mineralogija, svojstva i praktičeskoe značenije. Izd. „Nauka", S. 63—69, Moskva.
Marková, M. 1959: Petrografia sedimentárnych hornín severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geol. práce, Zošit 53, S. 131—144, Bratislava.
Marková, M. 1967: Litológia neogénnych sedimentov južného Slovenska. Zborn. geol. vied, Západné Karpaty rad ZK, zv. 8, S. 79—168, Bratislava.
Mišík, M. 1954: Sedimentárno-petrografický výskum neogénu východného Slovenska. Geol. zborn. SAV 5, č. 1—4, S. 234—254, Bratislava.
Mišík, M. 1956: Použitie ťažkých minerálov pre paleogeografický a stratigrafický výskum so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. Geol. práce, Zošit 43. S. 61—90, Bratislava.
Neiheisel, J. — Weawer, Ch. E. 1967: Transport and deposition of clay minerals southeastern United States. Journ. of Sed. Petrology 37, No. 4, pp. 1084—1116.
Pulec, M. 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Manuskript — archív GÚDŠ 185 str. Bratislava.
Pulec, M. 1970: Metodické postupy a interpretačné možnosti štúdia ťažkých a ľahkých minerálov v pyroklastických horninách. Miner. Slovaca, 2. č. 5, S. 45—50, Spišská Nová Ves.
Radzo, V. 1963: Mineralogicko-chemický výskum keramických ílov od Podzišoviec. Geol. práce, Správy 27, S. 233—248, Bratislava.
Roberson, H. E. 1964: Petrology of tertiary bentonites of Texas. Journ. of Sed. Petrology, 34, No. 2, pp. 401—411.
Rudinec, R. 1969: Výsledky nového štruktúrneho prieskumu v západnej časti podvihorlatskej depresie. Geol. práce, Správy 48, S. 135—142, Bratislava.
Rudinec, R. — Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geol. práce, Správy 53, S. 145—155, Bratislava.
Rudinec, R. — Tereska, C. 1972: Nafto-plynonádejnosť vulkanických štruktúr vo východoslovenskom neogéne. Miner. Slovaca, 4, č. 14, S. 23—28. Bratislava—Spišská Nová Ves.
Scafe, D. W. — Kunze, G. W. 1971: Clay mineral investigation of six cores from the Gulf of Mexico. Marine Geology, 10, pp. 69—85. Amsterdam.
Schultz, L. G. 1969: Lithium and potassium absorption dehydroxylation temperature, and structure water content of aluminous smectites. Clays and Clay Min., 17, Nb. 2, pp. 115—149. Oxford.
Slávik, J. 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geol. práce, Zošit 53, S. 145—158, Bratislava.
Slávik, J. 1962: Geológia a genéza niektorých ložísk pelitov v neogéne východného Slovenska. Geol. práce, Zošit 63, S. 221—232, Bratislava.
Slávik, J. 1964: Súhrnné sedimentárno-petrografické zhodnotenie hornín tvoriacich oblasť novackeho ložiska. Manuskript — archív Geolog. prieskumu. Spišská Nová Ves.
Slávik, J. 1971: Postupnosť neogénneho morfologického vývoja vihorlatskej oblasti. Geol. práce, Správy 56, S. 81—88, Bratislava.
Špička, V. 1972: Paleogeografie neogénu československých Západných Karpat. Sborn. geol. věd, Geologie řada G, sv. 22, S. 65—116, Praha.
Teodorovič, G. I. — Koteľnikov, D. D. — Mamedov, A. A., 1965: O prirode

smešano-slojnych montmorillonit-gridrosljudistych obrazovanij v nižnemelovych otloženijach prikaspijsko-kubinskoj neftegazonosnoj oblasti Azerbajdžanskoj SSR. Dokl. AN SSSR, 165. No. 2, S. 413—416, Moskva.

Vass, D. et al. 1962: Záverečná správa o základnom geologickom výskume a mapovaní na liste Modrý Kameň. Manuskript — Geofond Bratislava.

Weawer, Ch. E. 1958: The effects and geologie significance of potassium „fixation" by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material. Amer. Miner. 43, No. 9—10, pp. 839—861. Washington.

Weawer, Ch. E. — Stevenson, E. — Rahlp, G. 1971: Clay minerals in the Cretaceous rocks of Florida. Bull. Geol. Soc. Amer., 82, No. 12, pp. 3458—3460.

Wedepohl, K. H. 1971: Enviromental influences on the chemical composition of shales and clays. Phys. and Chem. Earth, 8, pp. 305—333, Oxford.

Weir, A. H. 1965: Potassium retention in montmorillonites. Clay Minerals, 6, pp. 17—22.

I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ

IMPORTANCE OF THE CLAY MINERALS FOR THE DETERMINATION OF SOURCE AREAS IN THE NEOGENE BASINS IN THE WEST CARPATHIANS

(Summary of the Slovak Text)

The study of heavy minerals is mostly applied in the research of source areas in the Neogene basins of the West Carpathians. Most frequently the fact is, however, omitted that the minerals of the so-called volcanogenic association (biotite, amphiboles, pyroxenes) are the first to decompose at wathering of volcanogenic rocks up to the stage of the rise of clays. This was the main reason why we started to deal with the source areas in an intraditional way, i. e. by means of clay minerals. We have started on two criteria.

At first we determined mineral associations for individual source areas.

A volcanogenic source area is mostly characterized by predominantly monomineral clays of montmorillonitic or kaolinic type with an admixture of cristobalite ± quartz.

The source area of the Flysch zone, together with Mesozoic carbonate complexes produce polymineral clays with illite, kaolinite, quartz ± mixed structures of the I—M type, montmorillonite, chlorite.

The association of kaolinite, illite and quartz is characteristic of a source area with metamorphic rocks and granitic intrusive rocks predominating.

Secondly: as regards distinguishing the effects of volcanogenic and non-volcanogenic source areas, we accept an opinion by Ch. E. Weawer (1958) about two basical types of montmorillonite. The first is the so-called „degraded" montmorillonite formed by the metamorphism of micas, particularly of muscovite. Its saturation with KOH causes its original basal reflex 13.0—15.0 reducing to 10.0 Å. This is a stable alteration, and neither a repeated saturation with glycerine can cause its expansion to 17.5 Å. The next is the so-called „volcanogenic" montmorillonite formed by the alteration of volcanic glass. Its saturation with KOH is not followed with any substantial change in its basal reflex. In contrast to the proceeding one, it expands with glycerine to the area about 17.5 Å.

Mineralogical study of clays with their source area unambiguously determined, confirmed existence of montmorillonite of the volcanogenic and non-volcanogenic origin in many samples from the Neogene basins of the West Carpathians. The results disclosed that the method may be applied for the study of the origin of montmorillonite and for the determination of the source areas in which the clay sediments originated. In this manner we have distinguished clay sediments of volcanogenic (Fig. 1) and non-volcanogenic, mostly flysch provenience (Fig. 2) in the East Slovakian Neogene basin.

The entire problem might be optimally studied in the area of the Subvihorlat depression in the northeastern part of the East Slovakian lowland (Fig. 3).

Here in the Levantian, is a horizon of kaolinic clays with imperfectly arranged texture (the type of fire-clay), which are redeposited products of kaolinic weathering in the Vihorlat (mountains). The age of parent rocks and stratigraphic position of the clays in the Subvihorlat depression proved that the process of kaolinic weathering passed as late as the Pannonian and Pontian in East Slovakia.

In bed sequences of pre-Sarmatian age, in the East Slovakian Neogene, with the

increasing depth, owing to diagenetic alterations montmorillonite changes into illite, and thus the possibility of determining the source areas by means of this mineral is limited.

In the East Slovakian Neogene, the clays of volcanogenic and non-volcanogenic provenience have differ also in minor elements of the clay fraction of $0-2\frac{1}{2}$ micrometres (Table 1). Clays from the volcanogenic source area contain increased amounts of Zr, Pb, Ga. Clays from the non-volcanogenic source areas (and particularly from the Flysch zone) are characterized by considerably increased content of B, V, Ni, Cr, Sr. In the future this may be very important in determination of source areas of the clay sediments in the Neogene basins of the West Carpathians.

In internal depressions of the Central Slovakian neovolcanites traced was the lower limit of the effects of volcanogenic source areas on the Lower Miocene clay sediments. Studying the problem in the Handlová—Nováky coal basin and in the Ipeľská kotlina resulted in a the proof that during the Eggenburgian the formation of clay sediments was considerably affected by volcanogenic rocks. That means that the extent and intensity of rhyolite volcanism during the Eggenburgian was greater in the West Carpathians than it is supposed on the basis of direct evidence. Due to an uplift during the post-Paleogene period, and under favourable climatic conditions the products of the volcanism were affected by intensive weathering up to the final sialic stage. And thus we miss the possibility of reliable information on this activity only according to the original pyroclastic relicts preserved.

A mineral association of clay sediments, and the origin of montmorillonite in the overjacent clays of the Handlová—Nováky coal basin and in the so-called older sedimentation cycle of the Žiarska kotlina (depression) (Badenian — Lower Sarmatian) contradict to the existing opinions and disclose greater importance of volcanogenic source areas in the internal depressions during the period mentioned.

As regards exploitation of clay minerals for correlation, the mineralogical examination of clay sediments alone, without other, for instance geochemical methods is rather insufficient. We have applied it to the determination of the Paleogene /Neogene boundary. In other Neogene bed sequences the prevalence fo montmorillonite is usually stable and prevents differentiation of these complexes.

Translated by E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 61 | str. 123—128 | Bratislava | 1973

ANNA VARČEKOVÁ*

PETROGRAFICKO-MINERALOGICKÁ CHARAKTERISTIKA AMFIBOLITOV PRI LOŽISKU MÚTNIK

Abstract. In the article a mineralogical and petrographical characterization of fine-grained varieties of amphibolites from the vicinity of the talc doposit Mútnik is presented. 15 samples were studied, in which the microscopical character of rock components was examined. The most important of them is hornblende, determined as common hornblende on the basis of physical properties and five chemical analyses. Ih the case of feldspars there are plagioclases with a content of An component from 5 to 10 %. The present mineral paragenesis and physical-chemical properties of minerals testify to the appurtenance of the obserwed rock to the quartz-albite-epidote-almandine subfacies of the greenschist facies in the sense of Winkler (1967).

Mastencové ložisko Mútnik patrí do severného pruhu magnezitových výskytov v Slovenskom rudohorí. Telesá amfibolitov, ktoré sa vyskytujú v jeho tesnom okolí, boli už viackrát spomenuté a charakterizované v geologickej literatúre z geologického a petrografického hľadiska (D. Hovorka 1963; M. Kužvart 1955; E. Lisý 1972 a i.) Ide o telesá hornín, ktoré geneticky predstavujú ortoamfibolity (D. Hovorka 1963), vytvorené regionálnou dynamometamorfózou produktov (variského?) bázického iniciálneho vulkanizmu. Morfologicky sú to ložné telesá v kryštalických bridliciach, hrubé od niekoľkých decimetrov do 50 metrov a dlhé niekoľko sto metrov (E. Lisý 1972). Petrograficky sú to horniny rôznej zrnitosti: od jemnozrnných až veľmi jemnozrnných po hrubozrnné, u ktorých dĺžka zŕn amfibolu dosahuje až niekoľko cm. V tomto príspevku si dovoľujem uviesť výsledky detailnejšieho mikroskopického štúdia minerálov, najmä však amfibolov, jemnozrnných odrôd spomenutých amfibolitov, vzorky ktorých mi poskytol E. Lisý. Vzorky pochádzajú z ložiska Mútnik, a to z bezprostredného okolia telesa užitkového nerastu.

Skúmané vzorky sú šedej, tmavošedej a tmavozelenošedej farby, jemnozrné, až veľmi jemnozrné, niekedy celistvé s jemne usmernenou textúrou. Často sú popretínané žilkami karbonátu a kremeňa.

V polarizačnom mikroskope a pomocou univerzálneho stolíka Federova bolo preskúmaných 15 vzoriek. Vo všetkých prípadoch ide podľa klasifikácie Teuschera o veľmi jemnozrné horniny s hodnotou Teuscherovho čísla zrnitosti od 11 220 do 67 830. Štruktúra horniny je prevažne nematoblastická, ale i nematolepidogranoblastická. Zloženie horniny v poradí jednotlivých vzoriek predstavuje tabuľka planimetrických analýz.

* Geologický ústav SAV, Bratislava, ul. Obrancov mieru 41

Fyzikálne a chemické vlastnosti minerálov

Hlavným minerálom skúmaných vzoriek je amfibol. Tvorí štíhle, výrazne pleochroické stĺpčeky, obyčajne paralelne usporiadané. Tvoria pásovité polohy spolu s biotitom, striedajúce sa s polohami svetlých súčiastok. Priemerné hodnoty ich optických konštánt (bolo zmeraných asi 10 zŕn v každej vzorke) uvádzam v tab. 2.

Chemické zloženie amfibolov bolo pre obťažnosť separačných prác zisťované len u piatich vzoriek, a to klasickou silikátovou analýzou z monominerálnej frakcie. Jej výsledky uvádzam v tab. 3 a ich prepočet na kryštalochemický vzorec v tab. 4.

Na základe optických údajov (najmä hodnoty ϱ_α, ϱ_β, ϱ_γ), výsledkov chemických analýz a ich prepočtu na kryštalochemický vzorec ide v prípade skúmaných vzoriek o obecné amfiboly.

Planimetrické analýzy skúmaných vzoriek

tab. 1

Č. vz.	minerálne zložky v obj. %							
	amfibol	biotit	živec	epi-zoi	kremeň	granát	rudný min.	spolu
2	30,12	13,61	19,21	37,06	—	—	—	100,00
4	66,01	0,40	12,02	18,52	3,05	—	—	99,60
5	47,07	—	42,05	5,54	—	—	5,34	100,00
10	35,79	—	34,41	7,91	20,65	—	1,24	100,00
21	32,50	—	12,01	56,32	—	—	—	100,83
23	65,02	3,39	9,4	16,59	5,59	—	0,27	100,00
29	61,60	0,82	0,62	16,43	20,53	—	—	100,00
32	83,14	10,80	1,21	0,52	1,21	—	3,12	100,00
E/a	87,00	6,86	0,94	—	—	—	5,20	100,00
F	83,45	0,68	9,71	0,60	4,85	0,68	0,03	100,00
G/a	12,89	5,59	24,54	5,46	30,20	13,61	7,70	99,88
M-15	70,92	11,31	15,00	0,39	—	—	—	99,99
MA-3	22,18	—	31,48	46,34	—	—	—	100,00
V-3	48,71	—	22,90	28,39	—	—	—	100,00
V-6	35,40	5,11	44,89	14,60	—	—	—	100,00

Ku kryštalochemickým vzorcom je treba poznamenať, že suma katiónov v kryštalochemických pozíciách Y je nižšia, než to pripúšťajú kritériá pre spoľahlivo urobenú chemickú analýzu, uvádzané v literatúre (B. E. Leake 1968; R. Phillips 1963 a i.). V rámci skupiny Y je dosť nízky totálny obsah železa, jeho stanovenie pri chemických analýzach spôsobovalo ťažkosti pre nízku navážku (najvyššia navážka bola 0,2 g). Preto usudzujem, že deficit v skupine Y je pravdepodobne spôsobený nepresným stanovením obsahu dvoj a trojmocného železa.

Biotit

Je zastúpený v hornine vo významnom množstve, a to jednak vo forme samostatných výrazne pleochroických lupienkov hnedej farby metamorfného

Optické konštanty amfibolov

tab. 2

Č. vz.	−2 V	γ/c	ϱ			pleochroizmus		
			α	β	γ	α	β	γ
2	80—87	10—15				biela	sýtozelená	
4	84—86	13—14				biela	veľmi svetlozelená	svetlozelená
5								modrozelená
10	84—88	10—14	33,5	62	76	biela	sýtozelená	modrozelená
21	84—86	12—14	33	62	83	pleťová	tmavozelená	modrozelená
23	84—86	15—18	32	62	73	svetložltá	svetlozelená	modrozelená
29	80	16	33	64	75	žltobiela	sýtozelená	modrozelená
32	78—80	13—19	32	61	79	svetložltá	sýtozelená	modrozelená
E/a	82	19	29	63	80	svetložltá	sýtozelená	modrozelená
F	88	11—12	33	61	79	svetložltá	sýtozelená	modrozelená
G/a	69—71	16—17	30	62	83	svetlobežová	tmavozelená	zelená
M-15	79	12—13	31	63	79	svetložltá	zelená	zelená
MA-3	80	14—15	32	60,5	79	bežová	sýtozelená	modrozelená
V-3	66	17—18	32	62	75	svetložltá	sýtozelená	modrozelená
V-6	82—88	10—14	32	62	79	bežová	sýtozelená	modrozelená

Výsledky chemických analýz amfibolov

tab. 3

kysličník / váh. %	číslo vzorky					
	5	29	32	F	M-1	MA-3
SiO_2	41,98	45,44	43,42	43,38	45,52	44,04
TiO_2	1,83	0,74	1,57	1,62	0,60	1,04
Al_2O_3	13,53	12,77	12,29	13,83	13,36	13,25
Fe_2O_3	6,09	4,42	6,56	5,45	3,48	4,91
FeO	12,61	8,72	10,52	11,48	8,57	10,18
MnO	0,29	0,16	0,35	0,35	0,24	0,18
MgO	8,80	12,72	11,24	10,36	13,23	10,80
CaO	11,35	11,68	10,46	10,35	10,73	11,24
Na_2O	1,67	1,48	1,72	1,50	1,61	1,68
K_2O	0,54	0,42	0,42	0,37	0,31	0,50
Str. ž.	1,36	2,16	1,58	2,28	2,28	1,50
Spolu:	100,05	100,71	100,1	100,27	100,02	99,32

Kryštálochemické vzorce amfibolov*

tab. 4

pozícia	prvok	číslo vzorky					
		5	29	32	F	M-1	MA-3
A	Na	0,21	0,11	0,06	—	0,01	0,16
	K	0,10	0,07	0,08	0,04	0,05	0,09
		0,31	0,18	0,14	0,04	0,06	0,25
	Ca	1,75	1,72	1,59	1,56	1,58	1,70
X	Na	0,25	0,28	0,41	0,41	0,42	0,30
	K	—	—	—	0,03	—	—
		2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	Mn	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,02
	Mg	1,89	2,60	2,36	2,17	2,73	2,28
	Fe^{+2}	1,52	1,00	1,24	1,35	0,98	1,20
Y	Fe^{+3}	0,66	0,46	0,70	0,57	0,36	0,52
	Ti	0,20	0,08	0,17	0,17	0,06	0,12
	Al	0,32	0,31	0,39	0,38	0,41	0,44
		4,60	4,47	4,90	4,68	4,57	4,58
Z	Si	6,03	6,24	6,14	6,09	6,25	6,23
	Al	1,97	1,76	1,86	1,91	1,75	1,77
		8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
O	O	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
	OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

* Vzhľadom na možnú nepresnosť stanovenia obsahu prchavých zložiek počet kyslíkov v empirických vzorcoch je uvedený v súlade s teoretickým vzorcom amfibolov

pôvodu. Okrem toho sú v hornine prítomné biotity vytvorené premenou amfibolu, ktoré sú zrejme mladšie. Vystupujú po jeho okrajoch a štiepnych puklinkách. Jeho optické vlastnosti neboli bližšie určené.

Živce

Patria taktiež k podstatným minerálnym súčiastkam horniny. Tvoria drobnodlaždicovitú mozaikovitú masu viac-menej izometrických zŕn, zoskupených do pruhovitých polôh striedajúcich sa s polohami tmavých minerálov. Ich identifikácia optickými metódami bola veľmi obtiažna, nakoľko jednotlivé zrná dosahujú len veľmi malé rozmery (0,09—0,15 mm). Len ojedinele sú zastúpené zrná o priemere cca 0,50 mm, ktoré boli podrobené kryštaloptickému meraniu. Na ich základe, a to podľa hodnoty uhlu +2 V a na základe klasickej metódy Fedorova pomocou jednokvadrantového grafu V. V. Nikitina bolo zistené, že ide o albit s obsahom An zložky od 5 do 10 % (častejšie boli registrované hodnoty asi 5 %) až kyslý oligoklas. Merané zrná sa vyskytovali vo forme zrastov, a to prevažne podľa aklinového zákona, niekedy polysyntetického, menej karlovarského a manebašského zákona. V ojedinelých prípadoch sa vyskytol ortoklas. (vz. G/a).

Minerály skupiny epidotu-zoizitu

Tvoria nepravidelné masy drobných, opticky ťažko merateľných zŕn. Ojedinelé veľké zrná majú pretiahnutý tvar, sú xenomorfne obmedzené a majú

nízke (šedá a žltá) interferenčné farby, políčkovite rozmiestnené. Sú dokonale štiepateľné, paralelne so smerom predĺženia zŕn. Nejavia pleochroizmus ani dvojlom. Chm je pozitívny. Hodnota uhlu +2 V je 86—88 °, zhášajú šikmo. Hodnoty uhlov γ/št je 18—26 ° a α/št je 64—72 °. Na základe uvedených vlastností ide o klinozoizit.

Granát

Je prítomný len vo vzorke G/a. Na základe optických vlastností ide o almandín.

Akcesorické minerály

Najbohatšou akcesorickou súčiastkou je rudný minerál — pyrit. Uvedené planimetrické analýzy potvrdzujú jeho prítomnosť. Zriedkavo sa vyskytuje zirkón (G/a) a v jednom prípade bol zistený korund (?) (Ga). Kremeň je prítomný vo variabilnom množstve. Vo vzorkách, kde bol zaregistrovaný vo väčšom množstve, jeho značná časť pochádza pravdepodobne z prínosov a nesúvisí s pôvodným zložením horniny.

Záver

Na základe zistenej minerálnej paragenézy možno dospieť k nasledovným uzáverom o podmienkach vzniku skúmaných hornín.

Najhlavnejšia minerálna zložka horniny — obecný amfibol je stály vo veľmi širokom rozmedzí pt podmienok počas progresívnej regionálnej metamorfózy. Vzniká už vo fácii zelených bridlíc a je stály až do nízkotermálnych úsekov granulitovej fácie (W. A. Deer, R. A. Howie, J. Zussman 1963). Podobne biotit vzniká už v strednom oddieli fácie zelených bridlíc a pretrváva cez celú šírku amfibolitovej fácie (W. E. Tröger 1967). V danej paragenéze však, najmä za prítomnosti kyslého albitu s obsahom An zložky do 7 % a v zriedkavejších prípadoch do 10 %, svedčí o intenzite metamorfózy zodpovedajúcej podmienkam vysokotermálneho oddielu fácie zelených bridlíc, t. j. jej kremeň-albit-epidot-almandínovej subfácii v zmysle H. G. F. Winklera (1967), predtým označovanej Turnerom ako albit-epidot amfibolitová fácia (Turner 1948, in H. G. F. Winkler 1967). Vlastnosti pleochroizmu prítomného obecného amfibolu, t. j. modrastý odtieň podľa optického smeru γ, za súčasného zvýšenia obsahu Al v tetraedrickej koordinácii v porovnaní s amfibolmi napr. z metabázických hornín v Spišsko-gemerskom rudohorí (amfibolity z okolia Zl. Idky a Prakoviec), kde $Al^{IV} = 0{,}18—0{,}49$ (A. Varčeková 1971) svedčia o vyššej intenzite metamorfózy tohoto oddielu fácie zelených bridlíc. Výskumy S. Vránu (1962) v pásme svorov v okolí Slavošoviec potvrdzujú, že metamorfóza mala podobný charakter v kohútskom pásme kryštalinika.

Do tlače odporučil B. Cambel a J. Gubač

LITERATÚRA

Deer, W. A. – Howie, R. A. – Zussman, J. 1963: Rockforming minerals. Vol. 2. London.

Dudek, A. – Fediuk, F. – Palivcová, M. 1962: Petrografické tabulky – Příručka petrografické mikroskopie s atlasem struktur a textur. Praha.

Fediuk, F. 1961: Fjodorovova mikroskopická metoda. Nálad. ČSAV. Praha.

Kužvart, M. 1956: Geologické a petrografické poměry mastkových ložisek a jejich okolí u Hnúště na Slovensku. Sborník ÚUG. Sv. XXII. Praha.

Lisý, E. 1972: Geológia mastencových ložísk. Rigorózna práca. Katedra ner. sur. PFUK. Bratislava.

Leake, B. E. 1968: A catalog of analyzed calciferrous and subcalciferrous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. Geol. Soc. Am. Spec. Papers, No. 98 VI.

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západní Karpaty. Sv. 1. Vydal ÚUG Praha, Náklad. ČSAV. Praha.

Phillips, R. 1963: The recalculation of amphibole analyses. Min. Mag. Vol. 33. No. 263.

Tröger, W. E. 1967: Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale. Teil 2. Textband. Stuttgart.

Varčeková, A. 1971: Mineralogický výskum amfibolov z kryštalických masívov niektorých pohorí Západných Karpát. Kandidátska dizertačná práca. Geologický ústav SAV. Bratislava.

Vrána, S. 1962: Nová hlediska v petrogenesi veporidního krystalinika v okolí Slavošoviec. Geol. práce. Zošit 62. Bratislava.

Winkler, H. G. F. 1967: Petrogenesis of metamorphic rocks. New York.

Geologické práce, Správy 61 | str. 129—142 | Bratislava | 1973

VINCENT ĎUROVIČ*

PETROGRAFIA PERMU A SPODNÉHO TRIASU MALEJ FATRY

(3 obr. v texte, 6 tab. na kriede, angl. resumé)

Abstract. The paper treats the petrography of the Permian and Lower Triassic of the Paleozoic-Mesozoic envelope of the Malá Fatra crystalline core. The individual rock types are characterized petrographically and their mutual relation of material is expressed. On the basis of the clastic material we may suppose that the source area of the studied clastic rocks was the Malá Fatra crystalline. In the case of exotics also the existence of a cordillera unknown more in detail cannot be excluded. The character of the contact of the Permian and Lower Triassic has not been known more in detail so far.

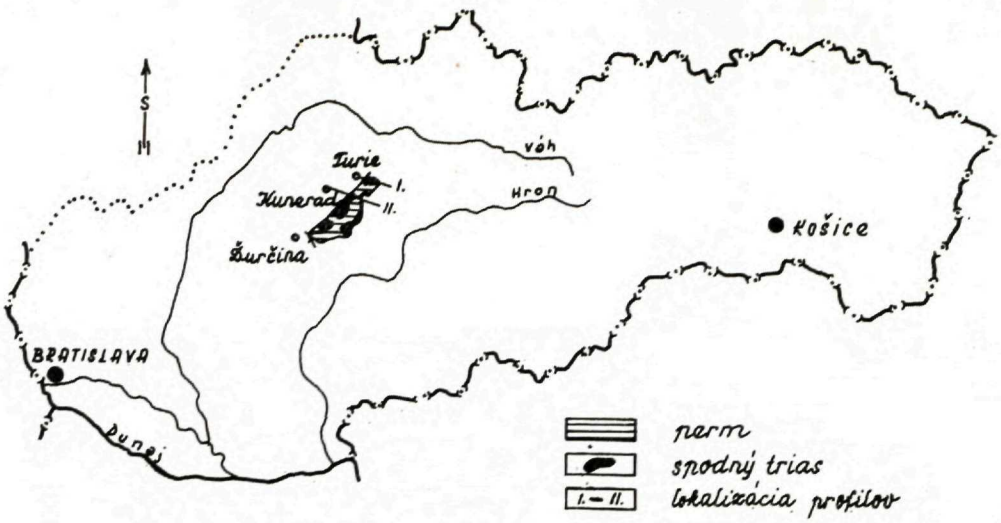
Úvod

Pri štúdiu permu a spodného triasu obalovej jednotky Malej Fatry som vychádzal z doteraz známych poznatkov, ktoré som doplnil vlastnými pozorovaniami. Študoval som hlavne vzájomné vzťahy medzi jednotlivými typmi hornín permu a spodného triasu, ich štruktúry a textúry. Litologické štúdium je dokumentované dvoma litologickými profilmi prechádzajúcimi dolinou Turie a Kunerádskou dolinou. Pre malú odkrytosť terénu boli zostrojené len schematické profily, avšak aj na ich základe možno osvetliť faciálne vzťahy jednotlivých horninových typov. Cieľom predloženej práce je podať celkovú petrografickú charakteristiku spomínaných útvarov. V tomto štúdiu hodlá autor pokračovať aj v ďalších pohoriach, aby nakoniec mohol podať syntézu o petrografii týchto útvarov v Západných Karpatoch.

Všeobecné geologické pomery

Perm a spodný trias obalu kryštalického jadra okrem Malej Fatry nachádzame i v iných jadrových pohoriach: v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Tríbečskom pohorí a inde. Tieto útvary boli spracované viacerými autormi, z ktorých uvádzam aspoň niektorých. Sú to: D. Andrusov—M. Kuthan (1944), B. Cambel (1954), J. Losert (1962), J. Kamenický (1956), A. Nemčok (1953), E. Passendorfer (1957), J. Šalát (1954), V. Zoubek (1952) a ďalší. Avšak najucelenejšie údaje o ich rozšírení a vývoji v Západných Karpatoch nachádzame v prácach z posledného obdobia D. Andrusov (1958, 1959), M. Maheľ et al. (1967). V oblasti Malej Fatry tieto útvary študovali D. Andrusov — M. Kuthan (1944) a D. Andrusov (1955).

* Katedra petrografie PFUK, Gottwaldovo nám. 2, Bratislava



Obr. 1 Situačný náčrt študovanej oblasti (V. Ďurovič 1972)
Fig. 1 Situation sketch of the studied area

Perm a spodný trias sú rozšírené v západnej časti tohto pohoria. Tiahnu sa od Ďurčinej juhozápadne od Rajca a pokračujú severovýchodným smerom cez Kuneradskú dolinu až do doliny Turie. Zatiaľ čo perm vytvára v tomto území súvislý pruh, spodný trias má len nesúvislý priebeh a lemuje perm zo západnej i z východnej strany. Podľa D. Andrusova (1958) „perm tu buduje jadro antiklinály. Na perme z obidvoch strán antiklinály leží diskordantne spodnoverfénsky kremenec". Súvrstvie permu tvoria červené, zelené, prípadne šedé jemnosericitické bridlice, arkózovité bridličnaté pieskovce, bielošedé a červenkasté arkózovité pieskovce, prechádzajúce až do zlepencov. Spomenuté horniny sa medzi sebou navzájom striedajú (D. Andrusov — M. Kuthan 1944; D. Andrusov 1958). Vek permského súvrstvia nebol v Karpatoch fakticky stanovený. Tento útvar bol pričlenený k permu iba preto, lebo vystupuje v nadloží karbónu a v podloží spodného triasu.

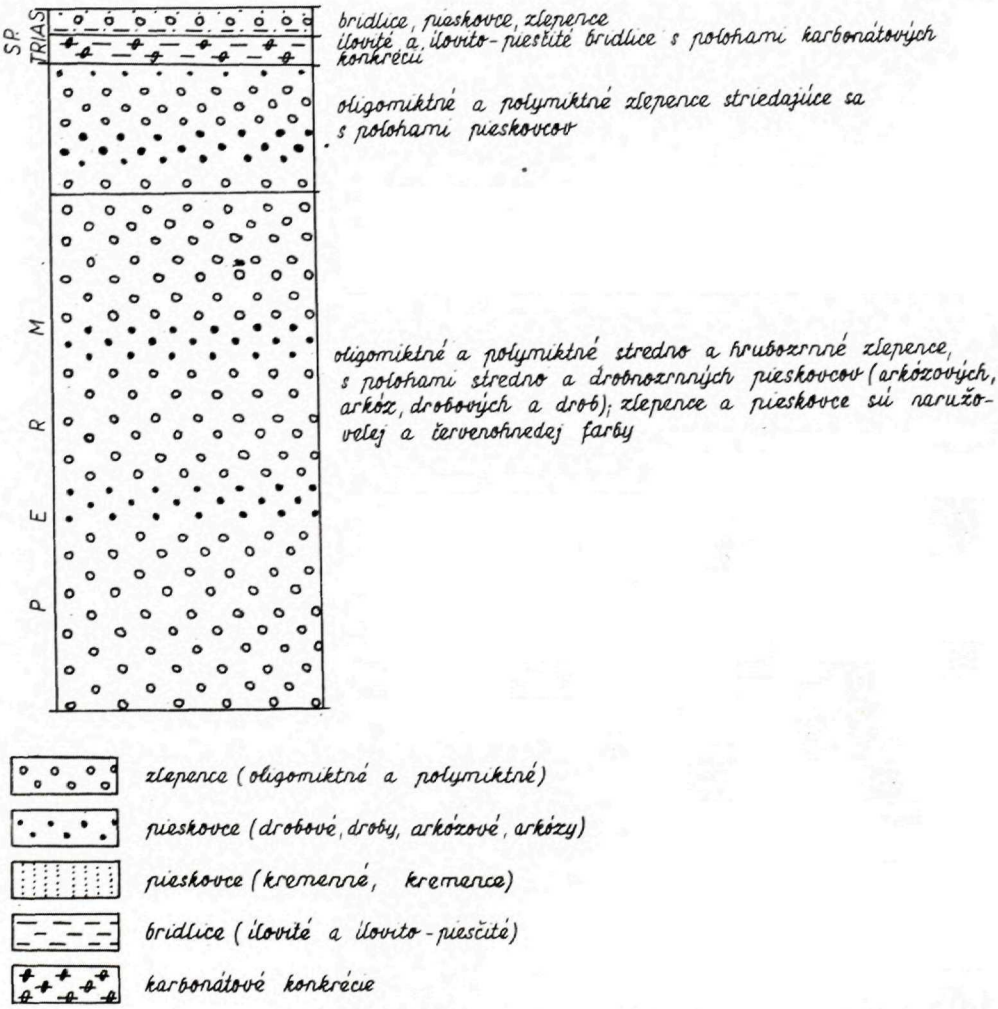
Litologicko-petrografická charakteristika

Perm je v oblasti Malej Fatry vyvinutý vo fácii verukána. Pozostáva z pestrofarebného súvrstvia zlepencov, pieskovcov a bridlíc. Jednotlivé typy hornín sa medzi sebou striedajú v rôznych mocnostiach, pričom z doterajšieho štúdia a tektonickej pozície je ťažko jednoznačne povedať, čo tvorilo podložnú časť tohto súvrstvia. Mocnosť permského súvrstvia kolíše v medziach od 250 do 350 metrov. Prechody medzi jednotlivými horninami sú pozvoľné. Ako vyplynulo z terénneho štúdia a je znázornené aj v litologických profiloch, v permskom súvrství prevládajú hruboklastickejšie sedimenty nad strednozrnnými až drobnozrnnými. Aleurolity a pelity vystupujú menej, a to len vo forme nepravidelných polôh a šošoviek.

V spodnom triase sú zastúpené viac strednozrnné sedimenty, miestami s polohami hrubozrnných sedimentov. Zriedkavejšie sú tu drobnozrnné sedimenty a pelity. Sú reprezentované pieskovcami (kremenné pieskovce, kremence), zlepencami a bridlicami.

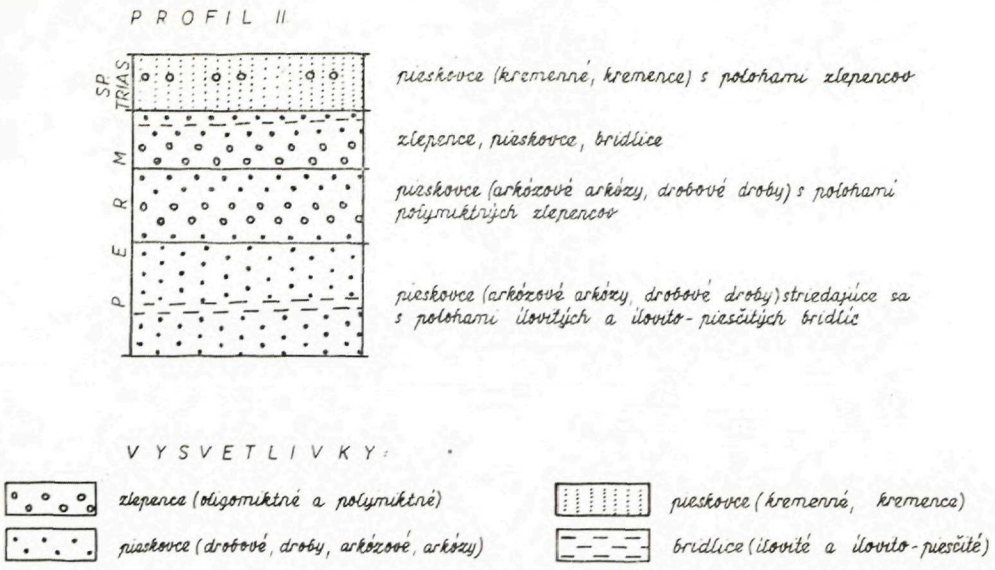
Na základe makroskopického, ale hlavne mikroskopického pozorovania boli vyčlenené v súvrství permu polymiktné zlepence, pieskovce (kremenné, arkózové, drobové), ílovito-piesčité a ílovité bridlice.

PROFIL I.



Obr. 2 Schematický litologický profil permu a spodného triasu v doline Turie (V. Ďurovič 1972) M = 1:2500

Fig. 2 Schematic lithological profile of the Permian and Lower Triassic in the Turie Valley



Obr. 3 Schematický litologický profil permu a spodného triasu v Kuneradskej doline (V. Ďurovič) M = 1:2500

Fig. 3 Schematic lithological profile of the Permian and Lower Triassic in the Kuneradská dolina Valley

V súvrství spodného triasu sú oligomiktné zlepence, pieskovce (kremenné arkózové a kremence), ílovito-piesčité a ílovité bridlice a karbonátové konkrécie.

Zlepence

Zlepence spolu s pieskovcami majú v perme najväčšie zastúpenie. Vystupujú buď ako samostatné mocné polohy, alebo sú nepravidelne rozšírené v pieskovcoch, s ktorými sa striedajú v rôznych mocnostiach. Dosť často boli vystavené tlaku, čo sa prejavilo na nich zbridličnatením. Majú bielošedú, svetlošedozelenú, ružovkastú až červenohnedú farbu. Makroskopicky v nich možno vidieť čiastočne opracované úlomky hornín. Na odlučných plochách vidíme klastické sľudy. Veľkosť úlomkov dosahuje niekedy i 5—8 cm (prípadne i viac), prevládajú však úlomky najviac vo veľkosti od 0,5 cm do 3,5 cm.

V spodnom triase kremenné pieskovce až kremence na niektorých miestach prechádzajú pozvoľna do zlepencov. Zlepence v nich častejšie tvoria nepravidelné tenké polohy alebo šošovky. Makroskopicky v nich najčastejšie vidíme dobre opracované úlomky kremeňa, ktorý má mliečnu alebo ružovú farbu. Sú svetlošedé alebo slabo ružovkasté.

Zloženie zlepencov:

Kremeň je najhojnejším minerálom zlepencov. Je subangulárne až semioválne opracovaný. Niektoré úlomky sú dobre opracované hlavne v spodnotriasových zlepencoch. V štádiu diagenézy dorastali, a tým sa čiastočne zakryl ich pôvodný tvar. Dorastanie má vždy rovnakú optickú orientáciu ako pô-

vodný kremeň. Na druhej strane na kremeni pozorujeme často zjavy silnej korózie tmelom. Je undulózny, často nepravidelne rozpukaný a vyhojený sericitickým tmelom. Obsahuje uzavreniny minerálov, najmä sľudy, akcesorické minerály a živce, ktoré sú silne sericitizované. Najčastejšie dosahuje veľkosť 0,01—0,05 mm až 1,0—1,5 mm (v siltovej a piesčitej frakcii), a to v základnej hmote, menej je zastúpený vo frakcii nad 2 mm. Najčastejšie má izometrický tvar, sú však i pretiahnuté tvary, ktoré sú spolu s ostatnými zložkami horniny sčasti orientovane usporiadané.

Živce sú zastúpené plagioklasmi a draselnými živcami. Plagioklasy reprezentujú albit, oligoklas; draselné živce, ortoklas a pertitický ortoklas. Ich pomerné zastúpenie v študovaných zlepencoch je 1 : 1. Postihnuté sú silnou sericitizáciou, kaolinizáciou a plagioklasy čiastočne i karbonatizáciou. Najsilnejšie sa prejavili na štiepnych plochách. Sericitizácia, resp. kaolinizácia živcov je miestami taká intenzívna, že sťažuje možnosť presnejšie ich identifikovať. V uzavreninách plagioklasov je muskovit a v draselných živcoch silno sericitizované plagioklasy. Opracovanosť i zrnitostné zloženie živcov je obdobné ako u kremeňa. Pozorujeme tiež zjavy kataklázy živcov. Postihnuté miesta sú vyhojené sericitom.

Sľudy zastupuje muskovit a biotit. Sú obyčajne silno poprehýbané a deformované, no pritom sú zväčša orientované usporiadane. Z nich prevláda muskovit, biotit je veľmi zriedkavý a spravidla baueritizovaný, pričom vylúčeniny železa nachádzame najviac na jeho štiepnych plochách.

Z akcesorických minerálov je prítomný zirkón a magnetit. Po kremeni a živcoch v zlepencoch sú najrozšírenejšie úlomky hornín. V porovnaní s ostatnými minerálmi majú odlišné znaky v zrnitosti a v opracovanosti. Zrnitosťou sú väčšie a priemerná veľkosť ich úlomkov sa pohybuje medzi 1—5 mm, prípadne až 5—8 cm a sporadicky i viac. Opracovanosť niektorých hornín je vyššia, a to semioválna až oválna. Z úlomkov hornín bolo možné určiť:

1. Vyvreté horniny. Sú najviac zastúpené hrubozrnnými a strednozrnnými granitoidmi (tvorí ich kremeň, plagioklasy, draselné živce a muskovit), sporadicky sa objavili kremité porfýry, porfyrity a diabasy. V kyslých porfyrických horninách nájdeme výrastlice idiomorfného kremeňa, sľúd, živcov a základnú hmotu, ktorá je miestami sklovitá a veľmi často silno rekryštalizovaná (vytvorená z kremeňa, chloritu, prípadne limonitu). Kremité porfýry a porfyrity sú strednozrnné a drobnozrnné. Úlomky bázických hornín sú silno premenené a nachádzajú sa v nich porfyrické výrastlice živcov, ktoré sú silno sericitizované, a základná hmota, ktorá má charakter silno rekryštalizovaného vulkanického skla. Po celej základnej hmote je nepravidelne rozptýlený limonit.

2. Metamorfované horniny reprezentujú metakvarcity, kremité ruly, sericitické a grafitické fylity. Z nich prevládajú kremité ruly metakvarcity.

3. Sedimentárne horniny, ktoré sú zriedkavé a vystupujú z nich úlomky kremencov, pieskovcov a ílovito- piesčitých, prípadne až ílovitých bridlíc.

Priestory medzi úlomkami vypĺňuje ílovito- piesčitá základná hmota a tmel. Základná hmota má zväčša pórový charakter, menej často bazálny charakter. Je silno rekryštalizovaná na sericit, ktorý je prevažne orientovane usporiadaný. Najviac túto orientáciu sericitu vidíme v blízkom okolí úlomkov. Ďalej je prítomný limonit, ktorý je veľmi nepravidelne rozptýlený po celej

hornine alebo dosť často vytvára nepravidelné zhluky. Sporadicky pristupuje ešte chlorit.

Študované zlepence podľa veľkosti úlomkov možno označiť ako drobnozrnné a strednozrnné. Množstvo základnej hmoty a tmelu nikdy neprevyšuje množstvo valúnového materiálu. Naopak je pod 50 %, Toto pravidlo v hornine je porušené iba lokálne. Sprievodnými horninami zlepencov sú arkózové kremenné a drobové pieskovce, ílovité bridlice a v spodnom triase i kremence. Z valúnového materiálu prevládajú hlavne kremeň, úlomky kvarcitov a úlomky ostatných vyššie spomenutých stabilných hornín. Úlomky nestabilných hornín sú o niečo viac zastúpené v permských než v spodnotriasových zlepencoch. Na základe vyššie spomenutých kritérií ich možno považovať za ortozlepence alebo sčasti za prechodné zlepence medzi orto- a parazlepencami (podľa F. J. Pettijohna 1957 a J. Petránka 1963). V súvrství permu sú zložením viac zastúpené polymiktné a menej monomiktné až oligomiktné zlepence. V spodnom triase silno prevládajú monomiktné zlepence.

Pieskovce

Vystupujú v teréne spolu so zlepencami a majú obdobné charakteristické znaky. Prechody pieskovcov do zlepencov alebo do ílovitých bridlíc sú pozvoľné. Účinky tlaku sa na nich prejavili čiastočným zbridličnatením. Majú šedú, šedozelenú, slaboružovkastú a červenohnedú farbu. Na vrstevných a odlučných plochách majú niektoré viac sľúd. Sú masívne, lavicovité a doskovité. Vrstevnaté textúry sa vyskytujú hlavne v ružovkastých a červenohnedých pieskovcoch.

Minerálne zloženie pieskovcov

1. Kremeň a stabilné úlomky hornín. Kremeň je najrozšírenejším minerálom i v pieskovcoch. Zo stabilných úlomkov hornín sú to prevažne úlomky kremencov, metakvarcitov a kvarcitických rúl. Kremeň zháša undulózne, našli sa však i úlomky ostrohranného, črlepkovitého kremeňa s rovnobežným zhášaním; pôvod tohto kremeňa zostáva problematický. Úlomky kremeňa majú zväčša izometrické, pozdĺžne a nepravidelné tvary. Arkózové a drobové pieskovce majú zväčša angulárny, subangulárny a len ojedinele semioválny tvar. Úlomky kremenných pieskovcov a kremencov sú zväčša semioválne a dosť často i oválne opracované. Na pieskovcoch, v ktorých prevláda viac tmel (limonitový alebo sericitický), nad základnou hmotou pozorujeme koróziu kremenných zín. Zjavy dorastania kremenných zín sa najčastejšie vyskytujú u kremenných pieskovcov a kremencov, menej u arkózových a drobových pieskovcov. Veľkosťou zín sa kremeň pohybuje v piesčitej a v základnej hmote v siltovej frakcii. V uzavreninách kremeňa sa nachádzajú živce, sľudy a akcesorické minerály. Nepravidelné pukliny sú vyplnené limonitom alebo sericitom. Z akcesorických minerálov je prítomný zirkón, turmalín a magnetit. V laminovaných pieskovcoch sú ťažké minerály, najmä magnetit, viac skoncentrované do lamín.

2. Živce a nestabilné úlomky hornín. Zo živcov sú prítomné plagioklasy (albit, oligoklas) a draselné živce (ortoklas a pertitický ortoklas). Sú postihnuté silnou sericitizáciou, menej kaolinizáciou. Zrnitosťou i tvarom sa po-

dobajú na kremeň. Podľa opracovanosti sú zväčša angulárne a subangulárne. Celkove živce prevládajú v pieskovcoch nad nestabilnými úlomkami hornín. Sľudy sú reprezentované baueritizovaným biotitom, ale viac muskovitom. Následkom tlakov sú rôznym spôsobom poprehýbané a zdeformované. Z nestabilných úlomkov hornín sú to úlomky granitoidných a kyslých porfyrických hornín.

3. Ílová základná hmota. Tvorí ju drobnozrnný kremeň a ílové minerály. Má zväčša pórový, menej často bazálny charakter. Bola silno rekryštalizovaná, a tak sa vytvoril tmel. Tvorí ho sericit, limonit, chlorit a kremeň. Kremitý tmel je hlavne v kremenných pieskovcoch a v kremencoch, kde dorastali kremenné zrná. Sericitický tmel, ktorý je vo väčšine ostatných pieskovcov, je často orientovane usporiadaný. Limonitový tmel vytvára zhluky a koncentrácie v puklinách, alebo je rozptýlený v celej hornine podobne ako chlorit. Tmel pieskovcov má charakter dorastania, výplňový a korozívny.

Štruktúry pieskovcov sú rovnomerne zrnité, psamitické. Niektoré majú i psamiticko-aleuritické a psamiticko- pelitické štruktúry. Textúry sú prevažne všesmerné a v červenohnedých pieskovcoch sú orientované. S prihliadnutím na minerálne zloženie pieskovcov (podľa klasifikácie F. J. Pettijohna 1949 a J. Petránka 1963) možno v nich vyčleniť arkózové, drobové, zriedkavo i kremenné pieskovce v súvrství permu a kremenné, ojedinele arkózové pieskovce a kremence v spodnom triase.

Ílovito-piesčité a ílovité bridlice

V porovnaní s ostatnými horninami (pieskovce, zlepence) sú zriedkavejšie zastúpené. Vystupujú obyčajne s pieskovcami, v ktorých vytvárajú tenšie polohy. Prechody medzi nimi sú navzájom pozvoľné. Sú šedé, šedozelené, červenohnedé, prípadne fialové. Permské a spodnotriasové bridlice majú takmer všetky charakteristické znaky rovnaké. Z klastických minerálov sa na minerálnom zložení bridlíc podieľa kremeň (v siltovej frakcii), veľmi sporadicky živce a zrniečka magnetitu. Z ostatných sú to ílové minerály, sericit, chlorit, limonit a organická substancia. V zelených a v zelenošedých bridliciach prevláda viac chlorit a v červenohnedých limonit, ako i ostatné oxidy a hydroxidy Fe··· V červenohnedých bridliciach makroskopicky vidíme i závalky zelených, ale tiež i červenohnedých bridlíc. Sericit je v bridliciach orientovane usporiadaný. Chlorit a organická substancia sú rozptýlené po celej hornine. Limonit a ostatné hydroxidy a oxidy Fe··· sú opäť v celej hornine, ale vytvárajú i paralelné pruhy alebo nepravidelné zhluky. V zelených a v zelenošedých ílovitých bridliciach boli zistené karbonátové konkrécie a tenké žilky kremeňa alebo karbonátov, ktoré sú orientované kolmo na vrstevnatosť. Štruktúry bridlíc sú pelitické, sporadicky aleuriticko-pelitické. Textúry majú orientované.

Karbonátové konkrécie

Už bolo povedané, že sa vyskytujú v zelených a v zelenošedých ílovitých bridliciach. Majú oválny, elipsovitý a nepravidelný tvar. Ich výskyt je zatiaľ veľmi ojedinelý. Našli sa konkrécie veľkosti päste i väčšie. Zelenou až zelenošedou farbou sa takmer nelíšia od okolitých hornín. Prechody z ílovitých

tab. 1

Anal. č.	nad 1 %	1 – 0,1 %	0,1 – 0,01 %	0,01 – 0,001 %	pod 0,001 %
1	Si, Mg, Al, Fe, Na, K	—	Ti, V, Ca, Ba	Mn, Ga, Sn, Cu, Ag, Ni, Cr, Sr, B	Pb, W, Mo, In
2	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	—	Pb, Mn, Ga, Ti, V, Zn, Ni, Co, Cr, Ba, Sr, B	Sn, Cu, Ag, In	—
3	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Ba, Sr	Pb, Mn, Ti, V, Ni, Co, Cr, B	Ga, Cu, In	Sn, Ag
4	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Ba	Pb, Mn, Ga, Ti, V, Cu, Ni, Cr, Sr, B	Sn, Ag, Zn, Co, In	—
5	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Ba	Pb, Mn, Ga, Ti, V, Sn, Zn, Ni, Co, Cr, Sr, B	Co, In	Ag
6	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Ba	Pb, Mn, Ga, Ti, V, Sn, Cu, Ni, Co, Ba, B	Ag, Zn, Cr, Sr, In	—
7	Si, Mg, Al, Fe, Na, K	—	Mn, Ti, V, Ni, Ga	Pb, Cu, Ag, Co, Cr, Ba, Sr, In	Mo, B
8	Si, Mg, Al, Fe, Na, K	Ca, Ba	Mn, Ti, V, Cr, Sr	Pb, Cu, Ag, Ni, Co, In, B	Ga, Mo, Sn
9	Si, Mg, Al, Fe, Na, K	Ca	Mn, Ti, V, Ni, Cr, Ba, Sr	Sn, Cu, Ag, Zn, Co, In, B	Pb, Mo
10	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	—	Mn, Ti, V, Cu, Cr, Ba, Sr, B	Pb, Ga, Sn, Ag, Ni	W, Mo, In
11	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	—	Ti, V, Cu, Cr Ba	Mn, Ga, Sn, Ag, Ni, Sr, In, B	Pb, W, Mo
12	Si, Mg, Al, Fe, Na, K	Ca	Mn, Ti, Cu, Ag, Cr, Ba, Sr	Pb, V, Ni, B	W, Mo, Sn, In
13	Si, Al, Fe, Na, K	Mg	Ti, Cu, Ca, Cr	Pb, Mn, V, Ag, Ni, Co, Ba, Sr, In, B	Ga, Mo, Sn
14	Si, Mg, Al, Fe, Na, K	Ca	Pb, Mn, Ga, Ti, V, Cu, Ni, Co, Ba, B	Ag, Cr, Sr, In	Sn

Pokračovanie tab. 1

Anal. č.	nad 1 %	1—0,1 %	0,1—0,01 %	0,01—0,001 %	pod 0,001 %
15	Si, Al, Fe, Na, K	Mg	Ti, V, Ni, Ca, Cr, B	Mn, Ga, Cu, Ag, Co, Ba, Sr, Pb	Sn
16	Si, Mg, Al, Fe, Na, K	—	Mn, Ti, V, Cu, Ni, Ca, Cr, Ba, Sr	Pb, Sn, Ag, Zn, Co, In, B	—
17	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Ti	Pb, Mn, Ga, V, Sn, Zn, Ni, Co, Cr, Ba, B	Cu, Ag, Sr	In
18	Si, Mg, Al, Fe, Na, K	Ti, Ba	Pb, Mn, Ga, V, Sn, Cu, Ni, Co, Ca, Cr, Sr, B	Ag, Zn, In	Bi, Mo
19	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	—	Mn, Ti, V, Cu, Ni, Co, Cr, Ba, Sr, In, B	Pb, Ga, Sn, Ag, Zn	Mo

Analýzy č. 1—7 sú hrubozrnné pieskovce až drobnozrnné zlepence; analýza č. 8—16 sú pieskovce. Analýzy č. 17—19 sú červené, zelené a zelenošedé ílovité bridlice.
Všetky vzorky pre spektrálne analýzy boli odobrané z Kuneradskej doliny a doliny Turie. Analýzy urobil J. Chudý GÚ-PFUK Bratislava.

bridlíc do karbonátových konkrécií sú pomerne ostré a konkrécie možno skoro voľne oddeľovať od bridlíc. Tvoria ich pelitomorfné karbonáty, ktoré pozvoľna prechádzajú do stredno a hrubozrnných, prípadne do vláknitých. Obsahy karbonátov boli zisťované manometrickou analýzou. Ich priemerné výsledky sú nasledovné:
$CaCO_3$ — 50,02 %, $CaMg(CO_3)_2$ — 17,36 %, nekarbonatický zvyšok — 32,62 %.

Konkrécie neobsahujú žiadne jadrá. Nachádzajú sa v nich však roztrúsené zrniečka klastického kremeňa a úlomky zelených a zelenošedých ílovitých bridlíc. S prihliadnutím na ich zatiaľ sporadický výskyt je ťažko robiť o nich celkové uzávery. Na základe doterajšieho makroskopického i mikroskopického pozorovania možno predpokladať, že sú viazané na zelené a zelenošedé ílovité bridlice a majú sekundárny pôvod. Je pravdepodobné, že vznikali v štádiu diagenézy.

Na záver tejto časti je potrebné povedať niekoľko slov o znosových oblastiach študovaných hornín. Doterajšie štúdium ukázalo, že prevažná časť materiálu klastických hornín permu a spodného triasu mladopaleozoicko-mezozoického obalu kryštalinika Malej Fatry má blízky látkový vzťah k svojmu kryštalickému podložiu. Granitoidné a metamorfované horniny vystupujúce vo forme valúnov v zlepencoch sú nápadne príbuzné s granitoidnými horninami a metamorfitmi Malej Fatry, ktoré v poslednom čase študoval M. Ivanov a L. Kamenický (1957). Túto myšlienku podporuje aj povaha klastických

minerálov hornín permu a spodného triasu, ktoré pochádzajú z rozpadu granitoidov a metamorfík Malej Fatry. Vychádzajúc z tejto skutočnosti konštatujem, že hlavnou znosovou oblasťou pri tvorbe klastických hornín permského a spodnotriasového súvrstvia bolo jadro Malej Fatry. Ďalej však boli objavené aj valúny hornín, ktoré sa dnes v pohorí Malej Fatry nevyskytujú. Sú to horniny, ktoré minerálnym zložením, štruktúrou a textúrou pripomínajú kremité porfýry, porfyrity a diabasy(?) Pochádzajú buď z nadložnej denudáciou úplne zotrenej časti malofatranského kryštalinika, alebo z bližšie neznámej kordiliery. Tento problém za súčasného stavu našich poznatkov ostáva zatiaľ otvorený.

Poznámky k chemickému zloženiu hornín

Chemické zloženie hornín som študoval iba orientačne, a to pomocou niekoľkých semikvantitatívnych spektrálnych analýz. Spektrálne analýzy študovaných hornín uvádzam v tabuľke 1.

Semikvantitatívne spektrálne analýzy zlepencov, pieskovcov a bridlíc potvrdili prítomnosť bežných prvkov, ktoré sa nachádzajú i v iných podobných horninách. Obsahom, ako i množstvom prvkov sú podobné napríklad zlepencom, pieskovcom a bridliciam permu z chočskej tektonickej jednotky Nízkych Tatier (V. Ďurovič 1970). Ak obsah i počet prvkov porovnáme vzájomne medzi sebou, pristupuje v zlepencoch a pieskovcoch naviac volfrám, zatiaľ čo v ílovitých bridliciach sa neobjavil. Tento zjav možno vysvetliť tým, že v ílovitých bridliciach neboli spozorované úlomky žiadnych hornín, no v zlepencoch a pieskovcoch sa našli úlomky magmatických, metamorfovaných a sedimentárnych hornín. Wolfrám a s ním i molybdén sú iste najviac viazané na úlomky magmatických hornín.

Záver

Súvrstvie permu a spodného triasu mladopaleozoicko-mezozoického obalu kryštalinika Malej Fatry tvoria výlučne klastické horniny — zlepence, pieskovce a bridlice. Prevahu majú zlepence a pieskovce, zatiaľ čo ílovité sedimenty pristupujú len sporadicky. Mocnosť permského súvrstvia sa pohybuje v rozpätí 250—350 m, zatiaľ čo mocnosť súvrstvia spodného triasu je len niekoľko desiatok metrov. Medzi jednotlivými typmi hornín v perme a v spodnom triase sú pozvoľné prechody.

Charakter úlomkovitého materiálu, z ktorého sú zložené klastické sedimenty permu a spodného triasu, nasvedčuje tomu, že jeho hlavnou znosovou oblasťou bola jaderná časť Malej Fatry. Ide prevažne o úlomky granitonidných a metamorfovaných hornín. V zlepencoch a pieskovcoch však bol zistený i valúnový materiál tzv. „exotického" pôvodu, a to kyslé a bázické vyvrelé horniny. Zdrojovú oblasť týchto klastík možno hľadať buď v denudovaných častiach jaderného pohoria Malej Fatry, alebo v existencii bližšie neznámej kordiliery.

Vek súvrstvia permu a spodného triasu nebol doložený skamenelinami a je určovaný iba na základe geologickej pozície, litologickej a petrografickej zhodnosti podobných súvrství vyskytujúcich sa v Západných Karpatoch. Pre roz-

líšenie súvrstvia permu od spodného triasu bola v tejto práci vzatá za hlavné kritérium štruktúrna a minerálna zrelosť sedimentov. Výsledky tohto štúdia ukázali, že klastické sedimenty súvrstvia permu majú nižšiu minerálnu i štruktúrnu zrelosť (polymiktné zlepence, arkózové, drobové a ojedinele kremenné pieskovce; opracovanosť klastického materiálu je nízka) a klastické sedimenty spodného triasu sú charakterizované vyššou minerálnou i štruktúrnou zrelosťou (kremenné pieskovce, kremence a len zriedkavo arkózové pieskovce; opracovanosť úlomkovitého materiálu je vysoká). Tieto výsledky sa zhodujú i s poznatkami toho druhu, ktoré boli získané v ostatných oblastiach podobných súvrství Západných Karpát (V. Ďurovič 1970, 1971).

V zelenošedých a v zelených ílovitých bridliciach sa nachádzajú karbonátové konkrécie.

Geochemické štúdium pomocou semikvantitatívnych spektrálnych analýz potvrdilo prítomnosť 21—25 prvkov. Vzájomným porovnávaním týchto prvkov v zlepencoch a pieskovcoch ich vystupuje viac než v ílovitých bridliciach.

Pokiaľ ide o vznik permského súvrstvia tohto typu v Západných Karpatoch, boli už vyslovené niektoré názory O. Fusán — J. Kamenický —M. Kuthan 1953, D. Andrusov 1958).

Urobiť podrobnú analýzu sedimentačných podmienok súvrstvia permu by vyžadovalo ešte detailnejšie porovnávacie štúdium s ostatnými oblasťami v Západných Karpatoch. Ako však ukázali doterajšie výsledky, možno s vyslovenými názormi celkove súhlasiť.

Do tlače odporučil D. Andrusov

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1955: Reambulačné výskumy na liste Rajec (4361/4) a Trstená (4263/4). Rukopis. Geofond Bratislava.

Andrusov, D. 1958: Geológia Československých Karpát, diel I. SAV Bratislava.

Andrusov, D. — Kuthan, M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina 4361/2. Práce štátneho geologického ústavu 10. Bratislava.

Cambel, B. 1954: Poznámky k otázke kremencov v Malých Karpatoch. Geologické práce 34. Bratislava.

Ďurovič, V. 1966: Karbonátové konkrécie sedimentov melafýrovej série Nízkych Tatier. Geologické práce, Správy 38. (47—54). Bratislava.

Ďurovič, V. 1970: Geologicko-petrografický výskum vulkanogénno-sedimentárnej (melafýrovej) série na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier. Acta geol. et geogr. Univ. Com. Nr. 19 (25—100). Bratislava.

Ďurovič, V. 1971: Sedimentárno-petrografický výskum vulkanogénno-sedimentárnej (melafýrovej) série centrálnych Západných Karpát. Acta geol. et geogr. Univ. Com. Nr. 23 (5—114). Bratislava.

Ivanov, M. — Kamenický, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geologické práce. Zošit 45. Bratislava.

Kamenický, J. 1956b: Správa o geologickom výskume a mapovaní severnej časti kryštalinika Považského Inovca. Geologické práce. Správy 8. Bratislava.

Losert, J. 1962: Geologická stavba a rudní ložiska západní části Lubietovského pásma a přilehlého subtatrika. Geologické práce. Zošit 52. Bratislava.

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty. ČSAV Praha.

Nemčok, A. 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. Geologický sborník IV. Bratislava.

Passendorfer, E. 1957: Zlepieniec koperszadzki, jego geneza i wiek. Acta geol. Polon. 6. Warszawa.

Pettijohn, F. J. 1949: Sedimentary Rocks. Harper-Brothers. New York.
Pettijohn, F. J. 1957: Sedimentary Rocks. Harper-Brothers. New York.
Petránek, J. 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. ČSAV Praha.
Strachov, N. M. et al. 1957: Metody izučenija osadočnych porod. I. II. Moskva.
Šalát, J. 1954: Príspevok k petrografii verukánskych hornín z územia medzi Margecanmi a Košicami. Geologické práce. Správy 1. Bratislava.
Švecov, M. S. 1957: Petrografia sedimentárnych hornín. SAV Bratislava.
Zoubek, V. 1952: II. Zpráva o výzkumu východní části nízkotatranského jaderného pohoří. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1952. ÚÚG Praha.

VINCENT ĎUROVIČ

THE PETROGRAPHY OF THE PERMIAN AND LOW TRIASSIC OF MALÁ FATRA MTS.

(Summary of the Slovak text)

In the western up to northwestern part of Malá Fatra Mts. a Permian and a Low Triassic complex appear in envelope position. According to D. Andrusov (1955, 1958) it forms an anticline of Kozol. The permian complex builds the core of this anticline and on its both sides the Low Triassic mass is extending. The extension of this complex can be delimitated approximately between Ďurčiná (towards west to southwest) and the valley of Turie (on north up to norheast). The Permian of Malá Fatra Mts. in Verrucano development and the Low Triassic are known in this development also from other mountain chains of the Central West Carpathians, as Malé Karpaty Mts, Považský Inovec, Tribeč Mts., etc.

In this work I give the petrographical and in part geochemical characteristic of the Permian and Low Triassic complex.

In the investigation of these complexes I started from up to now knowledge and some lithological profiles as that of the valley Turie and Kuneradská served as basis.

Based on these lithological profiles we may preliminarily presume the thickness of the Permian from 250—350 m and that of the Low Trassic several ten meters.

The Permian and Low Triassic complex is in the anticlinal zone of Kozol (D. Andrusov 1958) built exclusively by clastic rocks (conglomerates, sandstones argillaceous-sandy and argillaceous shales). Conglomerates and sandstones are prevailing, while argillaceous sediments occur sporadically. From carbonate rocks were found carbonate concretions of diagenetic origin, in green and greenish-grey argillaceous shales. Between the individual rocks there are gradual transitions.

The age of the Permian and Low Triassic complex was not supported by fossils and is thus established only on the basis of the geological position of the lithological and petrographical identity with other complexes appearing in the Central West Carpathians. In this work the structural and mineral maturity of clastic sediments is taken as the main criterion for the differentiation of the Permian and the Low Triassic. The results of this study confirmed that the clastic sediments are in the Permian complex of lower mineral and structural maturity (polymict conglomerates, arkosic and graywacky sandstones the rounding clastic material is of lower degree), whereas the Low Triassic sediments are characterized by a higher mineral and structural maturity (quartzy sandstones, quartzites, high rounding of the clastic material). These results are also in agreement with knowledge gained from the other partly similar West Carpathian complexes (V. Ďurovič 1970, 1971).

The presence of 21—25 elements was evidenced by geochemical study by means of semiquantitative spectral analyses. Their comparison showed that the conglomerates and sandstones carry more elements that the argillaceous-sandy and argillaceous schists.

From the character of the clastic material and the sediments of the Permian and Low Triassic complexes it follows, that its main source area was the core tract of Malá Fatra Mts. Especially granitoid and metamorphic rock fragments are concerned. In addition also pebble material of called "exotic" origin as acid and basic eruptive rocks (quartz porphyries, porphyrites and diabases) has been found. The source area of these pebbles might be either in the denudated parts of the core of Malá Fatra Mts., or any cordillera existing already during the Permian and the Low Triassic era. However it may be suggested that similar rocks have not been found and described till now from Malá Fatra Mts.

Concerning the genesis of this type Permian complexes in the Western Carpathians, some opinions hade been expressed (O. Fusán — J. Kamenický — M. Kuthan 1953, D. Andrusov 1958). On analoguous analyse of the sedimentation conditions of the Permian complex would require more detailed and comparative study with the other regions of the West Carpathians. According to recent results it can be agreed with the given opinions.

Translated by L. Mináriková

Vysvetlivky k tabuľkám LIX— LXIV

Tabuľka LIX

Obr. 1 Úlomky granitoidných a metamorfovaných hornín v polymiktných zlepencoch permu. Lokalita: Kuneradská dolina. Nicoly X, zväčšenie 20×. Foto: Osvald

Obr. 2 Úlomok metamorfovanej horniny (kremito-sericitický fylit v kremenných pieskovcoch spodného triasu. Lokalita: Kuneradská dolina. Nicoly X, zväčšenie 20× Foto: Osvald

Tabuľka LX

Obr. 1 Úlomky granitoidných a metamorfovaných hornín v polymiktných zlepencoch permu. Lokalita: Kunerádska dolina. Nicoly X, zväčšenie 20×. Foto: Osvald

Obr. 2 Úlomok bázickej vyvrelej horniny (vpravo hore) v polymiktných zlepencoch permu. Lokalita: dolina Turie. Nicoly //, zväčšenie 14×. Foto: Osvald

Tabuľka LXI

Obr. 1 Úlomky kremitých porfýrov v hruboznných kremenných pieskovcoch spodného triasu. Lokalita: Kunerádska dolina. Nicoly X, zväčšenie 20×. Foto: Osvald

Obr. 2 Červenohnedé ílovité bridlice s úlomkami červených bridlíc. Bridlice sú poprerážané tenkými žilkami karbonátov. Lokalita: dolina Turie. Nicoly //, zväčšenie 11×. Foto: Osvald

Tabuľka LXII

Obr. 1 Korózia kremenných zŕn sericitickým tmelom. Drobový pieskovec — perm. Lokalita: Kunerádska dolina. Nicoly //, zväčšenie 136×. Foto Osvald

Obr. 2 Dorastanie kremenných zŕn v spodnotriasových kremencoch. Lokalita: Kunerádska dolina. Nicoly X, zväčšenie 136×. Foto Osvald

Tabuľka LXIII

Obr. 1 Mozaiková štruktúra spodnotriasových kremencov. Lokalita: Kunerádská dolina. Nicoly X, zväčšenie 43×. Foto: Osvald

Obr. 2 Drobnozrnný drobový pieskovec, v ktorom prevládajú ostrohranné úlomky. Perm. Lokalita: Kunerádská dolina. Nicoly X, zväčšenie 14×. Foto: Osvald

Tabuľka LXIV

Obr. 1 Drobnozrnný, rovnomernezrnitý drobový pieskovec s orientovanou textúrou. Perm. Lokalita: Kunerádska dolina. Nicoly //, zväčšenie 7,5×. Foto: Osvald

Obr. 2 Časť karbonátovej konkrécie. Karbonáty v nej sú pelitomorfné a pozvoľne prechádzajú do hrubozrnných. Lokalita: dolina Turie. Nicoly X, zväčšenie 11×. Foto: Osvald

Explanation of plates LIX — LXIV

Plate LIX

Fig. 1 Fragments of granitoid and metamorphic rocks in polymict Permian conglomerates. Valley Kunerádska. X nicols, magnif: 20×. photo: Osvald

Fig. 2 Fragment of a metamorphic rock (quartz-sericite phyllite) in Low Triassic quartzy sandstones. Valley Kunerádska. X nicols, magnif: 20×. photo: Osvald

Plate LX

Fig. 1 Fragments of granitoid and metamorphic rocks in polymict Permian conglomerates. Valley Kunerádska. X nicols, magnif: 20×, photo: Osvald

Fig. 2 Fragment of a basic eruptive rock (right at the top) in polymict Permian conglomerates. Valley Turie. // nicols, magnif: 14×, photo: Osvald

Plate LXI

Fig. 1 Fragments of quartz porphyries in Low Triassic quartzy coarse-grained sandstones. Valley Kunerádska. X nicols, magnif: 20×, photo: Osvald

Fig. 2 Reddish-brown argillaceous shales with fragments of red schists. The schists are penetrated by thin carbonate veinlets. Valley Turie. // nicols, magnif: 11× photo: Osvald

Plate LXII

Fig. 1 Corrosion of quartzy grains by sericitic cement. Graywacke sandstone — Permian. Valley Kunerádska. // nicols, magnif: 136×, photo: Osvald

Fig. 2 The growth of quartz grains in Low Triassic quartzites. Valley Kunerádska. X nicols, magnif. 136×, photo: Osvald

Plate LXIII

Fig. 1 Mosaic texture of Low Triassic quartzites. Valley Kunerádska. X nicols, magnif: 43×, photo: Osvald

Fig. 2 Fine-grained graywacke sandstone with prevailing sharpangular fragments. Permian. Valley Kunerádska. X nicols, magnif: 14×, photo: Osvald

Plate LXIV

Fig. 1 Fine-grained even-granular graywacke sandstone of oriented structure. Permian. Valley Kunerádska. // nicols, magnif: 7,5×, photo: Osvald

Fig. 2 A part of a carbonate concretion. Carbonates are pelitomorphic and pass gradually into coarse-grained types. Valley Turie. X nicols, magnif: 11×, photo: Osvald

Geologické práce, Správy 61 | str. 143—153 | Bratislava | 1973

L. ROZLOŽNÍK*—O. SAMUEL**—S. JACKO*

PREJAVY EOCÉNNEHO VULKANIZMU PRI BANSKEJ ŠTIAVNICI

(1 obr. v texte, 2 tab. na kriede, anglické resumé)

Abstract. The article presents a description of the find of a volcanoclastic layer of dacitoid character in the claystone complex of the Eocene proved paleontologically (Upper Lutetian). The volcanoclastic layer was found in structural borehole HDŠ-1 located near the community of Repište situated north of Banská Štiavnica. It is the first find of this character in the Central Carpathian Paleogene, indicating that the West Carpathians are not of such an exceptional and sterile position as supposed so far as to the manifestations of the Laramide-Pyreneic magmatism when compared with other segments of the Carpathian-Balkan system.

Stručná charakteristika eocénu na území štiavnického ostrova

V okolí Banskej Štiavnice a Banskej Hodruše, uprostred širšej oblasti vytvorenej zo stredoslovenských vulkanitov, vystupuje predneogénny substrát v podobe známeho „štiavnického ostrova". Medzi elementmi substrátu sa vyskytuje aj eocén, zachovaný pod pokryvom komplexu neovulkanitov iba v podobe bazálnych členov. Jednou z príčin plošnej i vertikálnej redukcie pôvodne súvislého eocénneho súvrstvia je rozsiahla predneogénna, miestami i intravulkanická erózia.

Eocén štiavnického ostrova prvý opísal J. Pettko (1853) v lokalite pri obci Vyhne, označujúc ho ako numulitové vrstvy s nálezmi *Nummulites lucasana* a *Nummulites perforata*. Rozšírenie a litologickú náplň eocénu štiavnického ostrova spresnili ďalší autori, najmä J. Szabó (1891) a H. Böck (1905). V poslednom období boli pomocou niektorých štruktúrnych vrtov pod neogénnym vulkanickým pokryvom odkryté zvyšky eocénu (L. Rozložník, J. Burian, V. Konečný et al. 1970). Štruktúry vrt HDŠ-1 lokalizovaný pri osade Repište odkryl nielen bazálne, ale aj vyššie ílovcové súvrstvie eocénu, obsahujúce naviac polohy vulkanoklastík, čo je z hľadiska poznania neoidného vulkanizmu v Západných Karpatoch nový významný objav.

V bazálnom psamiticko-psefitickom súvrství eocénu štiavnického ostrova majú prevahu polymiktné konglomeráty. Obsahujú polohy pieskovcov, vápnitých pieskovcov, miestami vložky numulitových pieskovcov, vzácne i ílovcov. Monomiktné zlepence sa objavili len vo vrte KOV-41.

* Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty VŠT, Košice
** Geologický Ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Klastogénna frakcia zlepecov obsahuje prakticky všetok materiál podložia kryštalinikom počnúc a mezozoikom končiac. Takúto pestrosť valúnového materiálu možno spájať s transgresiou eocénu na morfologicky členitý reliéf, modelovaný na tektonicky exponovanom podloží.

Vo valúnoch zlepencov prevládajú tmavosivé dolomity a vápence. Menej je zastúpený kremeň, kremence a permské arkózy. Ďalej sa vyskytujú úlomky bridlíc (pripomínajúce spodný trias, resp. keuper), fragmenty sedimentov karbónu, valúny vyhňanskej drvenej žuly, svoru a aplitov. Ojedinelé valúny kremitých porfytov (donedávna považované za exotiká) a hydrotermálne zmenených bázitov (diabasov?) patria pravdepodobne do permu. Zlepence majú pórový, ílovito-vápnitý, piesčito-vápnitý až vápnitý tmel.

Vyššia časť eocénneho súvrstvia je nateraz známa iba z profilu vrtu HDŠ-1. Vývoj eocénu štiavnického ostrova zodpovedá vývoju centrálnokarpatského paleogénu. Súvrstvie patrí do stredného eocénu, presnejšie do vrchného lutétu.

Geologický profil vrtu HDŠ-1

Štruktúrny vrt HDŠ-1 odkryl tieto vekovo odlišné jednotky:

V intervale 0,0 m (nmv. 542,4 m) — 59,0 m vystupujú produkty IV. andezitovej fázy (podľa M. Kuthana 1963). Vulkanity začínajú 20 m polohou subakválnych pyroklastík, ktoré v nadloží prechádzajú do popolovitých až brokovitých subaerických tufov. V posledných sa vyskytuje poloha masívneho pyroxén (±biotit) andezitu a jeho pyroklastických láv. Pre všetky uvedené horniny sú typické slabé hydrotermálne premeny. Zo širšieho hľadiska je závažná prítomnosť subakválneho vývoja bazálnych pyroklastík. Ide o prvý nález subakválnej akumulácie produktov IV. andezitovej fázy v severnej časti štiavnického ostrova. V južných častiach ostrova takýto vývoj opísal V. Konečný (1969).

Úsek 59,0—176,5 m vrtného profilu tvoria na báze intenzívne propylitizované vulkanoklasty III. andezitovej fázy (podľa M. Kuthana 1963). Prevládajú v ňom brokovité, bombičkovité až aglomeratické tufy, ktoré obsahujú dve polohy pyroklastických láv.

Na úseku 176,5—278,0 m sú vyvinuté sedimenty eocénu, vytvorené z bazálneho, psamiticko-psefitického súvrstvia (278,0—234,0 m) a z vyššieho ílovcového súvrstvia (231,5—176,5 m). Posledné obsahuje v rozpätí 178,4—177,8 m vložku dacitoidných vulkanoklastík. Oba faciálne vývoje eocénneho súvrstvia sú oddelené pravdepodobne sillom silno propylitizovaného andezitu.

Interval 278,0—728,0 je vytvorený z ílovito-karbonátového, silne prehneteného súvrstvia pravdepodobne keupru obalového mezozoika. Súvrstvie je výrazne dynamometamorfované. Karbonátové členy majú v dôsledku toho spravidla pseudobrekciovitú štruktúru. Pelitické vložky sú zvyčajne detailne prevrásnené, vykazujú zreteľnú kryštaloblastézu a miestami sú zmenené na chloritické resp. sericit-chloritické fylity. Súvislý profil mezozoika je prerušený tromi dajkami dacitu.

Od 728,0 až po ukončenie vrtu (1044,3 m) vystupuje ekvivalent veporidného kryštalinika — vyhňanská drvená žula. Petrograficky zodpovedá škále kataklastického-mylonitického a blastomylonitického granodioritu. K poslednému typu patrí prevažná časť horniny. Interval obsahuje naviac dm—m dajky silno propylitizovaných pyroxén-amfibolických andezitov (?) a 10 m polohu miestami porfyrovitého dioritu.

Opis eocénu

Profil eocénu vo vrte HDŠ-1 má hrúbku 101,5 m. Jeho litologická náplň, prítomnosť charakteristických foriem fauny a takmer neporušený výnos jadra poskytujú informácie, ktoré svojím významom presahujú rámec štiavnického ostrova.

Bazálne psamiticko-psefitické súvrstvie

Tvorí takmer polovicu (44,0 m) prevŕtaného eocénu. Na rozdiel od typických výskytov na štiavnickom ostrove chýbajú v ňom vložky numulitových vápencov. To môže súvisieť s laterálnymi faciálnymi zmenami bázy eocénu, podmienenými členitým reliéfom jeho podložia. Súvrstvie je prevažne vytvorené z polymiktných, jemnozrnných, zriedkavejšie strednozrnných šedých alebo šedozelených zlepencov. Zlepence majú psefitickú štruktúru s bazálnou až pórovou štruktúrou tmelu.

Semioválne až dokonale oválne valúny majú priemerné rozmery 1—2 cm, ojedinele i 10 cm. Vo valúnovom materiáli prevládajú šedé (niekedy sa vyskytnú i šedokrémové) dolomity, dolomitické vápence a vápence, lokálne vyplnené jemnodispergovaným rudným pigmentom. Valúny karbonátov majú kryptokryštalickú, jemnozrnnú, jemnozrnne-mozaikovú i pseudobrekciovitú štruktúru, ktorá je miestami zvýraznená nepravidelnou sieťou kalcitových žiliek. Sporadicky sa vyskytujú valúny jemnozrnných arkózovitých kremencov so sericiticko-kremitým tmelom, valúny kremitých prachovcov a undulózneho kremeňa.

V intervale 258,00—260,00 profilu vrtu sa vyskytujú dokonale oválne valúny (mm rozmerov) šedozelených bázitov pravdepodobne permských diabasov. Majú porfyrickú štruktúru s úplne sericitizovanými fenokrystami plagioklasov (max. veľkosti 0,1—0,4 mm). Mierne usmernená, devitrifikovaná základná hmota mala pravdepodobne primárno hyalopilitický charakter. Je vytvorená zo sericitu, suturovitého kremeňa, z rudného pigmentu, leukoxénu a reliktných mikrolitov sericitizovaných plagioklasov. Ojedinelé kaverny v hornine, miestami i plagioklasy sú vyplnené kryštalickým kalcitom.

Aleuriticko-psamitická frakcia (cca 0,05—0,7 mm) základnej hmoty konglomerátov je vytvorená prevažne z kremeňa, kalcitu, sericitu a rudného komponentu. Nepodstatne sú zastúpené sericitizované plagioklasy a K-živce. Akcesoricky sa vyskytuje chloritizovaný a baueritizovaný biotit, muskovit, zirkón, turmalín a apatit.

Psamitické sedimenty sa striedajú s cm—dm konglomerátmi, ojedinelé dosahujú i metrovú hrúbku. Vzájomné hranice sú nevýrazné. Sú reprezentované hlavne vápnitými pieskovcami, menej vápnitými prachovcami. Majú angulárne psamitickú (resp. angulárne aleuritickú) štruktúru s bazálnym, sporadicky i pórovo bazálnym tmelom. Klastická frakcia psamitov je prakticky zhodná s detritom tmelu zlepencov. Vrchná časť psamiticko-psefitického súvrstvia (234,0—241,0) je hydrotermálne prekremenená a impregnovaná pyritom.

Hydrotermálne zmenený pyroxén — amfibolický andezit (?)

Táto 2,5 m mocná, pravdepodobne ložná poloha i petrograficky problematickej horniny oddeľuje bazálny faciálny vývoj od vyššieho ílovcového súvrstvia eocénu.

Eruptívum má svetlošedú farbu, masívnu textúru a porfyrickú štruktúru. Dokonale rekryštalovanú základnú hmotu tvorí kremeň, pyrit a sericit. Plagioklasové fenokrysty sú úplne sericitizované. Tmavé komponenty sú zmenené na kryptokryštalický agregát, v ktorom sa miestami homogenizuje kremeň a kalcit. Podľa habitu ide najskôr o amfiboly, sčasti i pyroxény. Horninou miestami prenikajú milimetrové žilky kremeňa (mozaikový), kalcitu a chloritu.

Intenzívne hydrotermálne premeny pochopiteľne znemožňujú jednoznačné zaradenie tejto horniny od obvyklej sukcesívnej schémy neogénneho vulkanizmu. K zvýšenej opatrnosti pri takejto paralelizácii nabádajú i vrchnolutétske pyroklastiká navŕtané v nadložnom vyššom ílovcovom súvrství. V tejto súvislosti upozorňujeme, že relikty fenokrystov i kvantitatívna a kvalitatívna povaha hydrotermálnych premien spomínaného andezitu (?) v rámci vrtu zodpovedá dm—m dajkám pyroxén-amfibolických andezitov (?), ktoré prerážajú vyhňanskú drvenú žulu. Dajky sprevádzajú metrové telesá už primárne značne nehomogénneho a jemnozrnného dioritu, ktorý je z väčšej časti postihnutý rovnako intenzívnymi hydrotermálnymi premenami. Dajky z úseku hydrotermalizovaného dioritu sa vzájomne líšia len modálnymi reláciami niektorých sekundárnych minerálov (chloritu, kalcitu, pyritu), majú teda viac spoločných ako rozdielnych znakov. Nemožno preto vylúčiť spoločný výstup týchto andezitov (?) ani genetický vzťah k dioritom hodrušského intenzívneho komplexu. Rovnako nie je vylúčené, že ide o produkt II. andezitovej fázy.

Vyššie ílovcové súvrstvie

Začína sa 11,0 m polohou tmavošedohnedých vápnitých prachovcov s výraznou, plošne paralelnou textúrou a aleuritickou štruktúrou. Tmel je vytvorený z kremeňa, kalcitu, ílovitého a rudného komponentu. Kalcit a kremeň miestami rekryštalizujú a suturovite zatláčajú klastickú frakciu. V aleuritickej zložke prevládajú zrná angulárneho kremeňa. Ojedinelé šmuhovité zhluky pyritu zvýrazňujú vrstevnatosť. Akcesoricky sa vyskytujú sericitizované plagioklasy a turmalín. V hĺbke 224,30—228,70 m sú prachovce tektonicky porušené, porézne a prekremenené. Nad nimi sú vyvinuté tmavošedé povrchovité ílovce (42,1 m) so subparalelnou textúrou. Miestami prerážajú priečne žilky kalcitu. V angulárnom detrite horniny (0,0 x mm) prevláda kremeň, menej sa vyskytuje rudný komponent, sľudy, ojedinele zirkón. Tmel tvorí hlavne ílovitá zložka, v ktorej je nepodstatne dispergovaný sericit a chlorit. Miestami sa vyskytujú prierezy kalcifikovanej fauny lemované pyritom. Vrstevnatosť je naznačená zmenou modálneho pomeru aleuritickej frakcie k tmelu, čo sa odráža v odlišnom sfarbení sporadických a nesúvislých lamín.

Za prerušením, ktoré spôsobuje poloha dacitových tufitov, ílovcové súvrstvie vyššie pokračuje 1,3 m mocnými šedofialovými až šedohnedými prachovitými ílovcami až prachovcami. Majú masívnu alebo nevýrazne plošne para-

lelnú peliticko-aleuritickú štruktúru, resp. aleuritickú štruktúru. V základnej hmote (do 0,04 mm) prevláda ílovitý komponent. Bohato sa vyskytuje sericit, miestami s náznakmi blastézy. Ďalej je prítomný rudný pigment, sčasti rekryštalizovaný kremeň, leukoxén, kalcit, chlorit a limonit.

Aleuritickú frakciu (0,x mm) tvorí detrit, kremeň, sericitizované plagioklasy a muskovit. Sporadicky sa vyskytuje rutil, zirkón, turmalín, semioválne úlomky metakvarcitov a chloritizovaného vulkanického materiálu.

V bezprostrednom nadloží neogénu sú uložené silne propylitizované bombičkovité až aglomeratické subaerické tufy III. andezitovej fázy.

Popolovité až brokovité dacitové (?) tufity

Prerušujú súvislý vývoj vyššieho ílovcového súvrstvia v intervale 177,80 m—178,40 m. Majú nevýrazné plošne paralelnú textúru, špinavozelenú, resp. špinavofialovú farbu a sú prevažne mm žilkami kremeňa a karbonátov. Štruktúra horniny je lito-kryštaloklasticko-psamitická. Popolovitý tmel obsahuje množstvo limonitizovaného rudného pigmentu a akcesoricky podiel angulárneho kremeňa. Drobné nepravidelné kaverny vyhovuje zvyčajne chlorit, menej kremeň a karbonáty.

Litoklasty majú priemernú veľkosť 0,2—0,9 mm a sú vytvorené hlavne zo subangulárnych spečených i chloritizovaných fragmentov vulkanického skla. Nepodstatný modus majú fragmenty chloritizovaných, bližšie neurčiteľných efuzív. Ojedinele sa vyskytujú semioválne úlomky kvarcitu so sericitickokremitým tmelom.

Medzi kryštaloklastami prevláda kremeň, ktorý sa vyskytuje: a) vo forme magmaticky korodovaných neudulóznych zŕn o priemernej veľkosti 0,4—0,2 mm; b) vo forme semioválnych, miestami výrazne undulóznych zín o priemernej veľkosti 0,2—0,5 mm. Ďalej je zastúpený chloritizovaný amfibol. Akcesoricky sa vyskytuje sericitizovaný plagioklas, limonitom zatečený biotit, zirkón a distén.

Eocénne súvrstvie je mikropaleontologicky doložené. Pozitívne vzorky majú hĺbkové rozpätie 177,0—269,0 m vrtného profilu. Boli v nich zistené asociácie malých foraminifér, zachované prevažne vo forme pyritizovaných jadier (183,2—269 m), čo poukazuje na redukčný charakter sedimentačného prostredia. Pravdepodobne i v dôsledku tejto skutočnosti je bentózna zložia veľmi nepatrne zastúpená. Foraminiferovú asociáciu zastupujú hlavne planktonické foraminifery, z ktorých majú dominantné postavenie globigeríny. Globorotáliová zložka je oproti predchádzajúcej nepatrne zastúpená v rozpätí 177,00—208,00 m. Jej podiel narastá v rozsahu 208,00—269,00 m.

Medzi najbežnejšie druhy globigerín patrí *Globigerina bowerí* Bolli. Premenlivo sú zastúpené druhy *Globigerina hagni* Gohrbandt, *Globigerina eocaena* Gümbel, *Globigerina frontosa* Subbotina, *Globigerina linaperta* Finlay, *Globigerina* ex gr. *yeguaensis* Weinzierl et Applin, *Turborotalia* (T.) *centralis* (Cushman et Bermúdez) a *Globigeragsis index* (Finlay) a *Globorotaloides suteri* Bolli. K týmto druhom v hĺbke 208 m a nižšie ešte pristupuje *Truncorotaloides* ex. gr. *rohri* (Bronnimann et Bermúdez), *Truncorotaloides topilensis* (Cushman), *Turborotalia* (A.) *crassata densa* (Cushman) a *Globigerapsis kugleri* Bolli, Loeblich, Tappan, *Globigerapsis subconglobatus* (Chalilov).

Asociácie takéhoto druhového zloženia sú charakteristické pre karpatskú zónu *Truncorotaloides rohri* v zmysle delenia O. Samuela et J. Šalaja (1968), ktorá zodpovedá vrchnému lutétu.

Záverom charakteristiky eocénu vo vrte HDŠ-1 zdôrazňujeme nepochybný obsah dacitoidných vulkanoklastík v jeho vyššom ílovcovom súvrství a mikropaleontologicky doložený vrchnolutétsky vek celého eocénneho profilu, včítane prachovitých ílovcov až prachovcov v nadloží dacitoidných tufitov.

Význam nálezu

Nález prejavu eocénneho vulkanizmu v centrálno-karpatskom paleogéne je dôležitý z hľadiska poznania vývoja neoidného magmatizmu a metalogenézy na území Západných Karpát.

V ostatných segmentoch Karpatsko-balkánskej sústavy medzi senónom a neogénom prebieha veľmi pestrá a intenzívna magmatická činnosť.

Prvá fáza — senónska, sa uplatnila vo Východnom Srbsku a Strednogorí. Je zastúpená andezitmi, s ktorými sú v Bulharsku spojené sedimentárne exhalačné ložiská Mn a Cu.

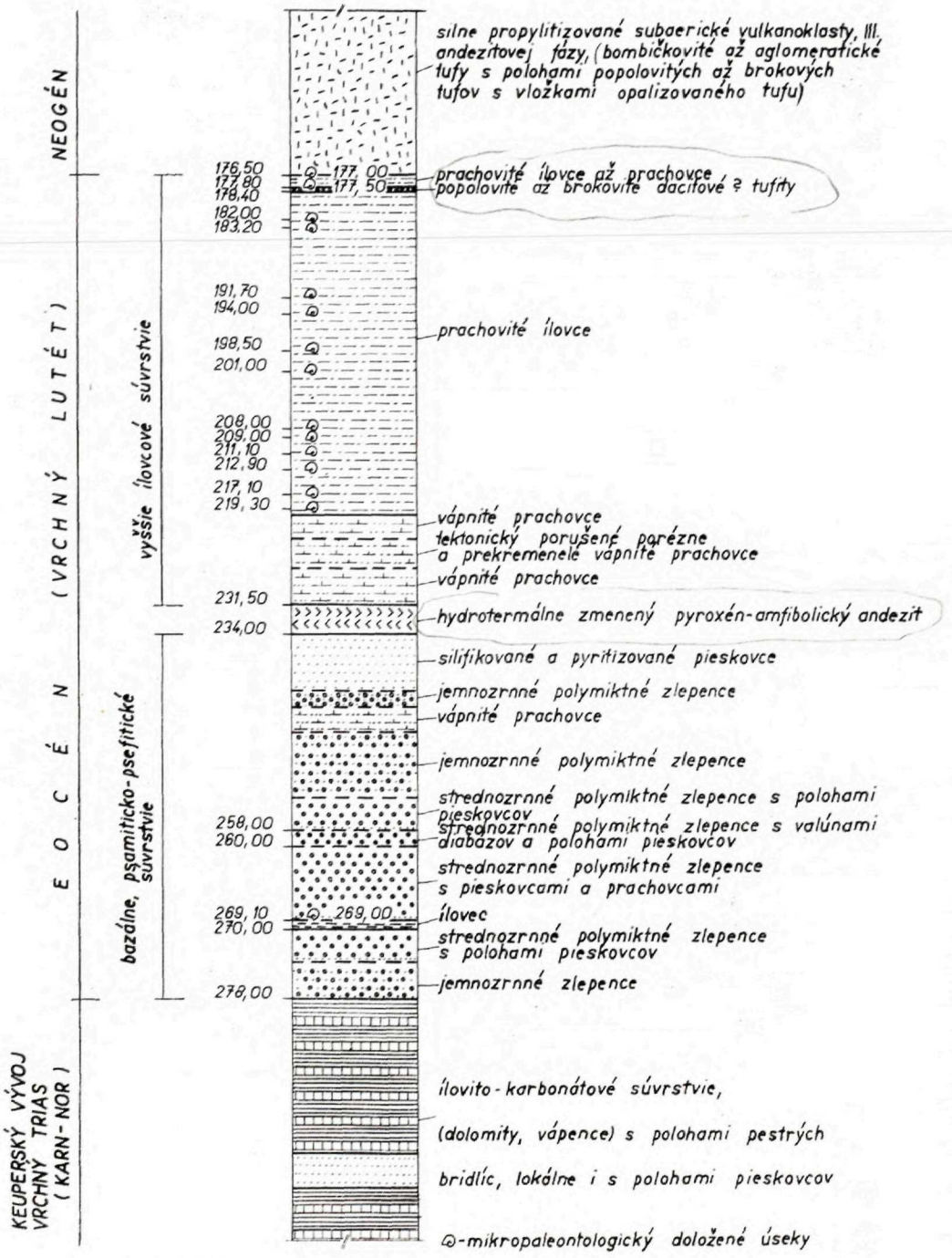
Druhá fáza prebieha v paleocéne. Časovo sa prekrýva s laramskou horotvornou fázou, počas ktorej intrudujú banatity s. s. v podobe plutónov granodioritu, kremitého dioritu, dioritu, monzonitov, syenitov a ich porfyritov v spojitosti s významnými metalogenetickými prejavmi, najmä skarnového a žilníkovo-impregnačného zrudnenia. Vo východnom Sedmohradsku laramskému plutonizmu predchádzal dacit—ryolit—andezitový vulkanizmus. V Srednogorí sú známe vrchnoeocénne plutonity viazané už na pyrenejskú fázu.

Tretia — polaramská fáza prebiehala na rozhraní eocén-oligocén. Je zastúpená dacitovým, ryodacitovým, ryolitovým a andezitovým vulkanizmom. Miestami sa prekrýva už so sávskou fázou. Aj táto fáza je metalogeneticky veľmi významná.

Doteraz sa Západné Karpaty zdali byť výnimkou, pokiaľ ide o uplatnenie sa laramsko-pyrenejského magmatizmu. Zdalo sa, že na území centrálnych Západných Karpát ide o serorogénny magmatizmus viazaný na mediteránnu fázu (gemeridná žula) a pozdnoorogénny magmatizmus začína až v posávskom období typickým subsekventným vulkanizmom. Obdobie medzi senónom a neogénom, ktoré je práve v ostatných segmentoch Karpatsko-balkánskej sústavy také bohaté na prejavy magmatizmu, zdalo sa nepochopiteľne sterilné. Nepochopiteľné o to viac, že v susedných územiach Maďarska (Recsek) je známy spoľahlivo doložený strednooligocénny, príp. o niečo starší vulkanizmus (G. Pantó 1969).

Nález prejavu vrchnolutétskeho vulkanizmu v okolí Banskej Štiavnice naznačuje, že ani centrálne Západné Karpaty nie sú v tomto smere výnimkou. Aj keď prejavy eocénneho vulkanizmu v opísanom profile vrtu HDŠ-1 sú iba sporadické, nález je dôležitý.

Územie strednoslovenských neovulkanitov sa doteraz interpretuje výlučne ako územie neogénneho subsekventného a finálneho vulkanizmu. Podľa poznatkov uvedených v tomto článku takáto interpretácia nie je jednoznačná. Nie je vylúčené, že niektoré plutonity a vulkanity v oblasti stredoslovenských neovulkanitov, ktoré boli doteraz považované za neogénne, patria do starších



Litologicko-stratigrafická kolonka eocénu v profile vrtu HDŠ-1
Štiavnický ostrov – Repište – Na Prôsnu M = 1:500

fáz. Pravda, vymedzenie prípadného paleogénneho plutonizmu-vulkanizmu na území stredného Slovenska naráža na ťažkosti. Datovanie a členenie stredoslovenských neovulkanitov je sťažené komplikovanou stavbou, rozmanitosťou foriem, petrografickou podobnosťou produktov patriacich do rôznych fáz, nedostatkom oporných horizontov a pod. Povrchové formy paleogénneho magmatizmu mohli byť oderodované, príp. zakryté nakopeninami sedimentov a vulkanitov neogénu veľkej hrúbky. Navyše k tomu pristupuje petrografická i petrochemická a vulkanotektonická podobnosť produktov paleogénnych a neogénnych fáz, potvrdená v ostatných segmentoch karpatsko-balkánskej sústavy. Jestvovanie či nedostatok prejavov paleogénneho plutonizmu a vulkanizmu na území centrálnych Západných Karpát nie je iba teoretickou otázkou. Najvýznamnejšie neoidné Cu—Mo metalogenetické pruhy, či už ide o peripacifický alebo východomediteránny pruh, sú spojené s prenikaním laramitov v období vrchná krieda — paleogén. Objavenie laramských banatitov na území Slovenska by len podporilo možnosť objavenia priemyselných ložísk medi príp. ďalších kovov, ktoré naznačil L. Rozložník (1971) a L. Rozložník — F. Zábranský (1971).

Do tlače odporučili J. Slávik a O. Fusán

LITERATÚRA

Böck, H. 1901: Vorläufinger Bericht über das Alterverhaltnis in der Umgebung von Selmeczbánya vorkommenden Eruptivgesteine, Földtani közlöny, Budapest.

Konečný, V. 1969: Príspevok k metodike tektonickej analýzy nevoulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice). Mineralia slovaca I. č. 3—4. Spišská Nová Ves.

Kuthan, M. 1963: Deformations Tectonic of the Central Slovakia Neovolkanic Region and the Relations between the Volkanism and Tectonics. Geol. práce, Správy 28, Bratislava.

Pantó, G. 1969: Geology of Westhern Hungary Quide the Excursion Carpathobalten geological assotiation IX. en. Congres Budapest — 1969.

Pettko, J. 1853: Geologische Karte der Gegend von Schemnitz. Abhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.

Rozložník, L. 1971: O možnostiach výskytu medinosných skarnov a porfyrových medených rúd na území Západných Karpát. Geologický průzkum XIII. z. 7. Praha.

Rozložník, L. — Burian, J. — Konečný, V. et al. 1970: Záverečná správa „Regionálny ložiskový výskum stredoslovenských vulkanitov, oblasť Banská Hodruša". Rukopis. Geofond Bratislava.

Rozložník, L. — Zábranský, F. 1971: O výskyte žilníkovo impregnačného zrudnenia medzi obcami Banská Hodruša Vysoká a Uhliská. Mineralia slovaca III. č. 10. Spišská Nová Ves.

Samuel, O. — Salaj, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Bratislava.

Szabó, J. 1891: Selmecz környékének geológiai leírása. Budapest.

L. ROZLOŽNÍK – O. SAMUEL – S. JACKO

MANIFESTATIONS OF EOCENE VOLCANISM NEAR BANSKÁ ŠTIAVNICA

(Summary of the Slovak text)

In the paper the authors are dealing with the find of a volcanoclastic layer of dacitoid character in the claystone complex of the Eocene proved paleontologically (Upper Lutetian). The volcanoclastic layer was found in structural borehole HDŠ-1 located near the community of Repište situated north of Banská Štiavnica. It is the first find of this character in the Central Carpathian Paleogene, indicating that the West Carpathians are not of such an exceptional and sterile position as supposed so far as to the manifestations of the Laramide-Pyreneic magmatism when compared with other segments of the Carpathian-Balkan system.

The Eocene complex is proved micropaleontologically. Positive samples are from a vertical range of 177,0 – 269,0 m of the borehole profile.

Associations of smaller foraminifers have been found in them, predominantly preserved in the form of pyritized cores (183,2 – 269 m) pointing to the reductional character of the sedimentary environment. Probably also as a consequence of this fact the benthonic component is very little represented. The foraminifer association is mainly represented by planktonic foraminifers, among which globigerines are of dominant position. The *Globorotalia component* is, when compared with the foregoing one, little represented within the range of 177,00 – 208,00 m. Its proportion increases in the range of 208,00 – 269,00 m.

One of the commonest species of globigerines is *Globigerina bowerí* Bolli. Variable in representation are the species *Globigerina hagni* Gohrbandt, *Globigerina eocaena* Gümbel, *Globigerina frontosa* Subbotina, *Globigerina linaperta* Finlay, *Globigerina ex.* gr. *yeguaensis* Weinzierl et Applin, *Turborotalia* (T.) *centralis* (Cushman et Bermúdez), *Globigerapsis index* (Finlay) and *Globorotaloides suteri* Bolli. At the depth of 208 m and deeper to these species join *Truncorotaloides ex.* gr. *rohri* (Bronnimann et Bermúdez *Truncorotaloides topilensis* (Cushman), *Turborotalia* (*A.*) *crassata densa* (Cushaman) and *Globigerapsis kugleri* Bolli, Loeblich, Tappan, *Globigerapsis subconglobatus* (Chalilov). Associations of such a composition of species are characteristic of the Carpathian zone *Truncorotaloides rohri* in the sense of division of O. Samuel – J. Salaj (1968), which corresponds to the Upper Lutetian.

The find of manifestation of Eocene volcanism in the Central Carpathian Paleogene is important from the point of view of knowing the development of Neoid magmatism and metallogenesis in the West Carpathian region.

In other segments of the Carpathian-Balkan system a much varied and intense magmatic activity took place between the Senonian and Neogene.

The first phase – Senonian took place in eastern Serbia and the Srednogorje. It is represented by andesites, with which sedimentary exhalatory deposits of Mn and Cu are associated in Bulgaria.

The second phase proceeded in the Paleocene. In time it is coincident with the Laramide mountain building phase, in the course of which banatites s. s. intruded in the shape of plutons of granodiorite, quartz diorite, diorite, monzonites, syenites and their porphyrites in connection with significant metallogenetic manifestations, mainly of skarn and stockwork-impregnational mineralization. In eastern Transylvania the Laramide plutonism was preceded by dacite-rhyolite-andesite volcanism. In the Srednogorje are known Upper Eocene plutonites already bound to the Pyreneic phase.

The third-Post-Laramide phase took place at the Eocene-Oligocene boundary. It is

represented by dacite, rhyodacite, rhyolite and andesite volcanism. In places it is already coincident with the Savian phase. This phase is also very significant in metallogenesis.

So far the West Carpathians have seemed to be an exception as to manifestation of the Laramide-Pyreneic magmatism. In the region of the Central West Carpathians it was apparent that the serorogenic magmatism had been bound to the Mediterranean phase (Gemeride granite) and the late-orogenic magmatism had started as late as the Post-Savian period with typical subsequent volcanism. The time between the Senonian and Neogene, just rich in manifestations of magmatism in other segments of the Carpathian-Balkan system, seemed to be incomprehensibly sterile. More incomprehensible is that in the adjacent areas of Hungary (Recsk) has been safely proved a Middle Oligocene and/or somewhat older volcanism (G. Pantó 1969).

The find of manifestation of Upper Lutetian volcanism near Banská Štiavnica indicates that also the Central Carpathians are not an exception in this regard. When also the manifestations of Eocene volcanism appear to be only sporadical in the described profile of borehole HDŠ-1 the find is important.

The region of neovolcanics in central Slovakia has so far been interpreted exclusively as a region of Neogene subsequent and final volcanism. Such an interpretation does not appear so unambiguously in the light of knowledge mentioned in this paper. It is not excluded that some plutonites and volcanics in the region of neovolcanics of central Slovakia, considered as Neogene so far, belong to earlier phases. However, delimitation of possible Paleogene plutonism-volcanism in the region of central Slovakia meets with difficulties. Dating and division of central Slovakian neovolcanics are difficult because of the complicated structure, variety of forms, petrographic similarity of products belonging to various phases, lacking key horizons etc. The superficial forms of Paleogene magmatism could have been eroded and and/or covered with accumulations of Neogene sediments and volcanics of great thickness. Moreover, petrographic and petrochemical as well as volcanotectonic similarity of the products of Paleogene and Neogene phases accedes, confirmed in other segments of the Carpathian-Balkan system.

The existence or lack of manifestations of the Paleogene plutonism and volcanism in the region of the West Carpathians is not only a theoretical question. The most important Neoid Cu—Mo metallogenetic strips, whether Peri-Pacific or East-Mediterranean, are in connection with penetration of laramites in the period of the Upper Cretaceous-Paleogene. Discovering of Laramide banatites in Slovakia would only support the possibility of discovering of industrial deposits of copper or other metals indicated by L. Rozložník (1971) and L. Rozložník – F. Zábranský (1971).

Translated by J. Pevný

Vysvetlivky k tabuľkám LVII—LVIII

Tab. (Plate) LVII

Obr. 1 Litokryštaloklastická štruktúra dacitoidných tufitov s popolovitým tmelom pigmentovaným rudnou substanciou. Pri ľavom okraji fragment spečeného vulkanického skla, pri pravom okraji obrázku magmaticky korodovaný kremeň. Nikoly II., zväčšenie 40×.

Obr. 2 Výrazne magmaticky korodovaný kremeň (najväčšie zrno), chloritizovaný amfibol s limonitizovaným opacitovým lemom (pravá časť obrázku) a magmaticky rezorbovaným plagioklasom (medzi vyššie uvedenými zrnami) vo vrchnolutétskych dacitových (?) tufitoch vrtu HDŠ-1. Nikoly II. Zväčšenie 40×.

Fig. 1 Lithocrystalloclastic structure of dacitoid tuffites, with ash cement pigmented by ore substance. In the right corner of the figure is magmatic-corroded quartz, in the left — a fragment of welded volcanic glass. Nicols II, magnified 40×.

Fig. 2 Distinctly magmatic-corroded quartz (the biggest grain), chloritized amphibole with limonitized opacite fringe (the part of the right figure), and with magmatic-resorbed plagioclase (among the above grains) in Upper-Lutetian dacite (?) tuffites from the borehole HDŠ-1. Nicols II. magnified 40×.

Tab. (Plate) LVIII

1 a—b *Globigerina hagni* Gohrbandt
No 10750 — vrt HDŠ-1 191—211 m; Vrchný lutét — zóna *Truncorotaloides rohri*

2 a—b *Globigerina frontosa* Subbotina
No 10751 — vrt HDŠ-1, 191—211 m; vrchný lutét — zóna *Truncorotaloides rohri*

3 a—b *Globigerina boweri* Bolli
No 10752 — vrt HDŠ-1, 191—211 m; vrchný lutét — zóna *Truncorotaloides rohri*

4 a—b *Globigerina boweri* Bolli
No 10753 — vrt HDŠ-1, 177 m; vrchný lutét — zóna *Truncorotaloides rohri*

5 a—b *Truncorotaloides* ex gr. *rohri* Brönnimann et Bermúdez
No 10754 — vrt HDŠ-1, 191—211 m; vrchný lutét — zóna *Truncorotaloides rohri*

6 a—b *Turborotalia* (A.) *crassata densa* (Cushman)
No 10755 — vrt HDŠ-1, 177 m; vrchný lutét — zóna *Truncorotaloides rohri*

7 *Globigerapsis subconglobatus* Chalilov
No 10756 — vrt HDŠ-1, 191—211 m; vrchný lutét — zóna *Truncorotaloides rohri*

Globigerina linaperta Finlay
No 10757 — vrt HDŠ-1, 177 m; vrchný lutét — zóna *Truncorotaloides rohri*

9 *Globigerapsis index* (Finlay)
No 10758 — vrt HDŠ-1, 191—211 m; vrchný lutét — zóna *Truncorotaloides rohri*

10 a—b *Turborotalia* (A.) *crassata densa* (Cushman)
No 10759 — vrt HDŠ-1, 191—211 m; vrchný lutét — zóna *Truncorotaloides rohri*

Geologické práce, Správy 61 | str. 155–182 | Bratislava | 1973

KAROL KAROLUS–MARGITA VAŇOVÁ*

BEZIEHUNG DER SARMATISCHEN SEDIMENTE ZU DEN NEOVULKANITEN DER MITTLEREN SLOWAKEI

(8 Abbildungen im Text, 3 Tabellen im Text, slowakisches Resumé)

Abstract. Discussed is the relationship of the Sarmatian sediments in the Bátovská kotlina depression and Zlatomoravská kotlina depression to neovolcanites of Hronský Inovec, the Kozmálovské kopce hills and the Štiavnické pohorie mountains. They rest unconformably and transgressively on older neovolcanites, or they form synvolcanic intercalations in them. Sediments contain rich macrofauna, according to which the pelitic tuffites belong among Rissoa beds, while sediments near Mochovce from the bore-hole N-6 (115,0–121,00 m) belong to the ervilia beds, and those from the bore-hole N-2 represent the zone of impoverishment. The last locality — according to A. Papp's (1956) parallelization with the Pontocaspic area — should belong to the Bessarabian, the rest of the localities — to the Volhynian.

In dem Gebiet im NW von Levice, an dem Kontakt der südwestlichen Ränder der mittelslowakischen Neovulkanite mit der Donauebene, treten sarmatische Sedimente an die Oberfläche. In unserem Beitrag befassen wir uns mit dem Sarmat des Hügelkomplexes Kozmálovské kopce, der südlichen Begrenzung des Gebirges Hronský Inovec und der SW-Ränder des Gebirges Štiavnické pohorie (Abb. 1). Ein vom Standpunkt der Entwicklung des Sarmats sehr wichtiges Gebiet ist das Becken von Bátovce.

Mit dem Studium des Sarmats und dessen Beziehungen zu den Neovulkaniten in dem angeführten Territorium befasst sich einer der Autoren (K. Karolus) bereits seit dem Jahre 1953 systematisch. Die Aufsammlung und Bestimmung des makropaläontologischen Materials stammt aus der Anfangsphase dieses Studiums (K. Karolus 1954, 1955, Ľ. Ivan — K. Karolus 1956, Ľ. Ivan 1956, M. Vaňová 1960). Seine stratigraphische Bedeutung wurde auch durch den zeitlichen Abstand nicht geringer. Gerade entgegengesetzt, vervollständigt es bei der Konfrontation mit Resultaten mikropaläontologischer Untersuchungen (E. Brestenská 1971) das Allgemeinbild der Biostratigraphie des Sarmats in dem Gebiet nordwestlich von Levice.

Die geologischen Verhältnisse in dem Becken von Bátovce untersuchten Ľ. Ivan (1955, 1956, 1957), E. Brestenská (1963, 1970) und K. Karolus (1967). Mit dem neovulkanischen Komplex des Gebirges Hronský Inovec, der Hügel Kozmálovské kopce und des SW-Teils des Gebirges Štiavnické pohorie befasst sich systematisch K. Karolus (1954, 1972). Über die gegenseitigen Beziehungen und die Stratigraphie der Neovulkanite, der Tertiärsedimente und des vortertiären Untergrundes wurden mit Hilfe der in dem Becken von Bátovce situierten Tiefbohrungen GK-6 und PKŠ-1 völlig neue Erkennt-

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

nisse gewonnen (K. Karolus et al. 1971, K. Karolus — J. Vozár in Druck).

Der Beitrag über das Sarmat dieses Gebietes vervollständigt die Erkenntnisse über das Sarmat aus den übrigen, von J. Švagrovský (1971) monographisch bearbeiteten Gebieten der Slowakei. Gleichzeitig bietet er Angaben über die Stratigraphie der südwestlichen, bzw. auch westlichen Teile der mittelslowakischen Neovulkanite, die in letzter Zeit von einigen Forschern als sehr jung angesehen werden. So konstatieren z. B. G. P. Bagdasarjan — V. Konečný — D. Vass (1970), dass der ausschlaggebende Teil der vulkanogenen Komplexe des westlichen Teils der mittelslowakischen Region, d. h. der Gebirge Hronský Inovec und Vtáčnik, in dem Hangenden sedimentierter Schichtenfolgen mit einer untersarmatischen Fauna (Hronský Beňadik, Čaradice u. s. w.) entwickelt ist (l. c. S. 57). Aus der folgenden geologisch-stratigraphischen Analyse ergibt sich jedoch, dass der massgebende Teil der neovulkanischen Komplexe in den südwestlichen, bzw. auch westlichen Teilen der mittelslowakischen Region älter als das untere Sarmat ist.

In vorliegender Arbeit stammen die makropaläontologischen und biostratigraphischen Studien von M. Vaňová, die geologisch-stratigraphischen Abschnitte bearbeitete K. Karolus.

Geologisch-stratigraphische und lithofazielle Verhältnisse

Die südwestlichen Ausläufer der mittelslowakischen Neovulkanite gehören orographisch zu den Gebirgen Hronský Inovec, Štiavnické pohorie und den Hügeln Kozmálovské kopce, und grenzen an die Sedimente der Donauebene. In den Tertiärsedimenten dieses Gebietes ist das Sarmat und das Pliozän vertreten (E. Brestenská 1963, 1971, T. Buday — I. Cicha — J. Seneš 1965, T. Buday — J. Seneš 1967). Vom biostratigraphischen Standpunkt aus sind in dem Untersuchungsgebiet die bereits seit den Forschungen von D. Štúr (1867) bekannten Sedimente mit einer sarmatischen Fauna am wichtigsten; sie besitzen für die Stratigraphie der Neovulkanite eine ausserordentliche Bedeutung. Vom Gesichtspunkt der geologischen Position sowie des biostratigraphischen Gehaltes müssen sie als stratigraphisches Leithorizont angesehen werden, da in den Neovulkaniten bisher keine systematische geochronologische Datierung der Gesteine durchgeführt wird. Wenn uns die geologischen und struktur-tektonischen Verhältnisse der neovulkanischen Komplexe eingehender bekannt sind, können wir auch von dem zeitlichen Aspekt her die geologische Entwicklung des Gebietes bestimmen.

Das Sarmat liegt transgressiv auf den Neovulkaniten. An mehreren Stellen finden wir auch Beweise ihrer synvulkanischen Ablagerung. Es ist typisch brackisch. Diese Feststellungen bekräftigen mehrere Autoren (K. Karolus 1954, 1955, Ľ. Ivan — K. Karolus 1956, Ľ. Ivan 1956, 1957, T. Buday — J. Seneš 1967, T. Buday — I. Cicha — J. Seneš 1965, E. Brestenská 1963, 1970, 1971).

Das Sarmat ist in der Entwicklung von Konglomeraten bis Mikrokonglomeraten, Sandsteinen und Peliten. Der synvulkanische Charakter äussert sich in ihnen durch einen vulkanischen Gemengteil von pelitischen, pelitisch-sandigen und sandigen Tuffiten. Ihr Faunengehalt bekundet ihren bedeuten-

den stratigraphischen Wert. Auf Grund der ausgewerteten Makrofauna reiht M. Vaňová (1960) die sarmatischen Sedimente zu dem Volhyn (Lokalitäten 1—10) und zu dem Bessarab (Lokalität 11).

Das neovulkanische Relief, auf welchem sich die sarmatischen Sedimente ablagerten, war stark gegliedert und uneben. Wir finden die Sedimente heute in kleineren und grösseren Vertiefungen, Buchten, bzw. Meerengen, morphologisch in verschiedenen Niveaus. Die eigentliche neovulkanische Unterlage repräsentieren verschiedene Glieder des neovulkanischen Komplexes. Es sind dies einerseits verschiedene Arten von Andesiten, andernseits lithologisch und auch faziell unterschiedliche Arten vulkanoklasticher Äquivalente. Hieraus kann gefolgert werden, dass der neovulkanische Komplex vor der Ablagerung der sarmatischen Sedimente überwiegend aufgetaucht war. Er war am Festland einer intensiven Erosion und Denudation ausgesetzt. Das freigewordene Material wurde zerschwemmt und in ausservulkanische Regionen verfrachtet. Das auf diese Weise resedimentierte vulkanische Material befindet sich heute vorwiegend südlich von Levice und Vráble, als Komponente der lithologisch und faziell verschiedenartigen tuffitischen Sedimente der Donauebene.

Auf das stark desintegrierte Relief der Neovulkanite transgrediert das sarmatische Meer. Gleichzeitig mit der Sedimentation der sarmatischen Ablagerungen verläuft an einigen Stellen eine vulkanische Tätigkeit, hauptsächlich pyroxen-andesitischer Zusammensetzung. Dies beweist die örtlich durch Bohrungen erfasste Schichtenfolge, in welcher Vulkanoklastite mit vulkanogenen Sedimenten oder Sedimenten wechsellagern. Diese synvulkanische Sedimente sind brackisch, vorwiegend geringmächtig. Die sedimentären Ausfüllungen grösserer Becken (z. B. des Beckens von Bátovce) sind auch einige 100 m mächtig.

Die lithofazielle Charakteristik der Lokalitäten

Die am nördlichsten gelegenen Lokalitäten sind 1—4, in den nordöstlichen Ausläufern der Depression von Zlaté Moravce (Abb. 1). Diese Ausläufer reichen oft tief in den neovulkanischen Komplex hinein, wo sie sarmatische Buchten oder auch Meerengen darstellen (z. B. Vorkommen im N von dem Berg Kliča bei Hronský Beňadik). Beweise über das Eindringen des sarmatischen Meeres auch in internere neovulkanische Regionen bieten Relikte sarmatischer Sedimente bei Orovnica und in der weiteren Umgebung von Tekovská Breznica (E. Brestenská 1967). F. Fiala (1952) führt sie zuerst von Tekovská Breznica aus dem Liegenden von Basalten, unter der Benennung „andesitische Konglomerat-Tuffite" an. Ähnliche Konglomerat-Tuffite wurden im Liegenden von Basalten, nördlich von Tekovská Breznica, in der Bohrung HŠ-15 (34,00—60,00 m) und HŠ-13 (22,00—27,00 m) festgestellt (unveröffentlichte Angaben von L. Škvarka). In der Bohrung HŠ-13 ist das Tuffit-Konglomerat verhältnismässig fest, gelbgrauer Farbe. Der tuffitische Zement enthält einen verhältnismässig grossen kristalloklastischen Gemengteil von Pyroxenen und Amphibolen und zersetzte Bimsstein-Bruchstücke. Die meisten Andesitgerölle (Durchmesser um 5 cm, vereinzelt 10—20 cm) befinden sich in dem Abschnitt 22—24 m, anderswo sind sie nur sporadisch. Die Gerölle bildet braunrosa pyroxenisch-amphibolischer Andesit, nur sehr selten schwarzer Pyroxen-

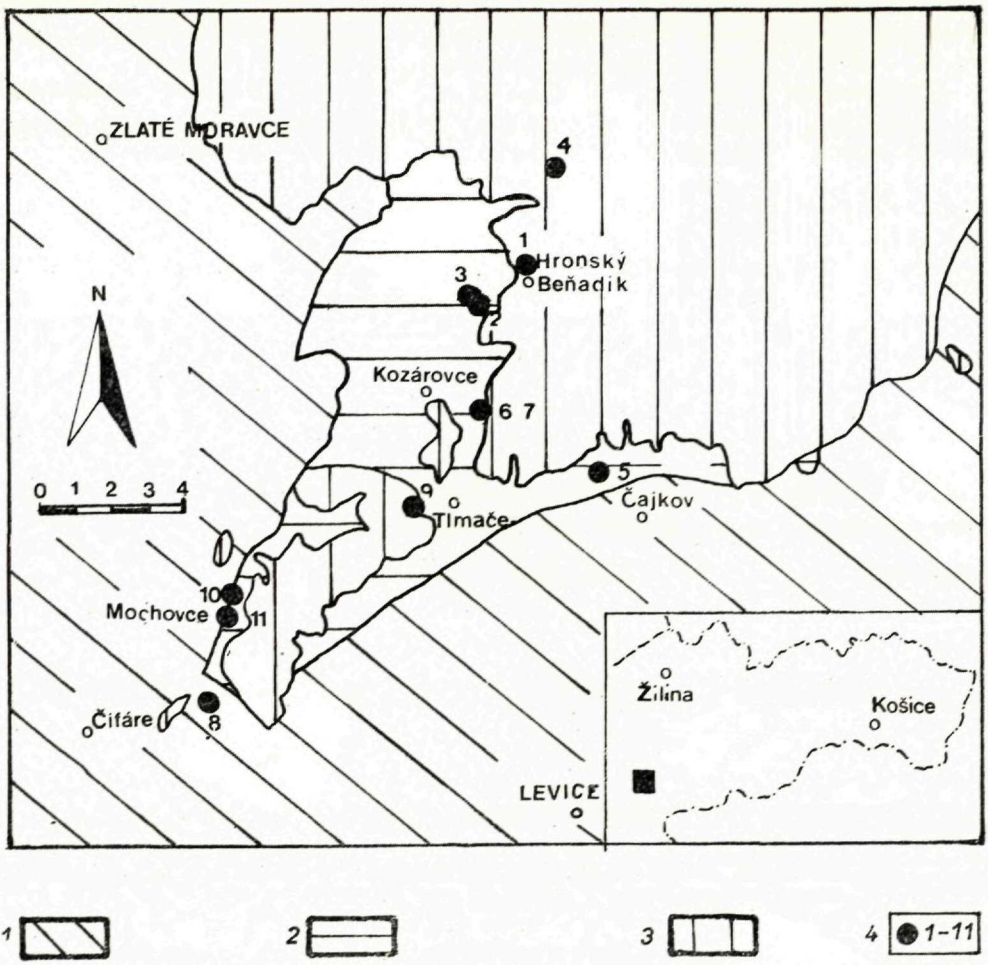


Abb. 1 Schema der Verbreitung der sarmatischen Sedimente und der untersuchten Lokalitäten an dem SW-Rand der mittelslowakischen Neovulkanite
1 — Pliozän im ganzen; 2 — Sarmat im ganzen; 3 — Neovulkanite im ganzen; 4 — untersuchte Lokalitäten

Andesit (in der Teufe 24,30 wurde auch ein Limnoquarzit-Geröll gefunden). In der Bohrung HŠ-15 ist die tuffitische Schichtfolge lithologisch bunter und enthält auch verkohlte Zweigchen und Blattabdrücke. Ähnliche Sedimente befinden sich auch nordwestlich von dem Berg Kliča bei Hronský Beňadik.

Die Lokalität 1 befindet sich im N von Hronský Beňadik, an den Südhängen des Berges Kliča, in einem Schurfgraben, ca 100 m westlich von der Landstrasse. Der Horizont mit sarmatischer Makrofauna liegt in dem neovulkanischen Komplex (K. Karolus 1954) (Abb. 2). Auf Agglomerat-Tuffen pyroxenisch-andesitischer Zusammensetzung lagern bimssteinige, amphibolisch-biotitische (± Pyroxen) Andesit-Tuffe weissgelber bis weissgrüner Färbung.

Wir finden sie konstant in identischer Position an zahlreichen Stellen des Beckens von Bátovce und der weiteren Umgebung von Hronský Beňadik und Psiare. Über ihnen folgt eine ca 5 m mächtige Schichtfolge weissgelber pelitischer Tuffite. Lagerungsverhältnisse N 7° 0/26° NW. In den Tuffiten befindet sich eine reiche Assoziation von Molluskenfauna, vereinzelt auch Blattabdrücke. Es ist der untersarmatische Leithorizont für das gesamte Untersuchungsgebiet. Weiter folgt ein ca 90 cm mächtiger Abschnitt, in welchem sich fossilfreie Lagen grobkörnigerer und feinkörnigerer, violettrosa und blaugrauer sandiger Tuffite abwechseln.

Höher folgt eine mächtige Schichtenfolge von rosagrauem pelitischem Tuffit und grauem pelitischem Tuffit. Stellenweise ist er geschichtet, einige Lagen keilen aus oder besitzen konvolute Gefüge.

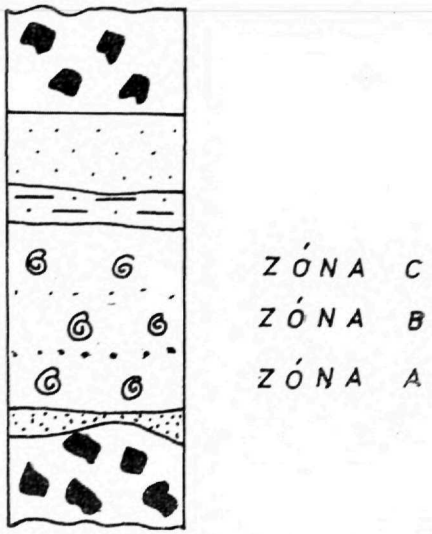


Abb. 2 Lokalität 1: Schematisches Profil durch die Schichtenfolge an den S-Hängen des Berges Kliča im N von Hronský Beňadik. 1 — Liegendkomplex von Andesit-Agglomeraten und amphibolisch-biotitisch ± pyroxenischen Bimssteintuffen; 2 — weissgelbe pelitische Tuffite mit Makrofauna (unteres Sarmat); 3 — violettgraue und blaugraue sandige Tuffite; 4 — sandige, graue und rosagraue pelitisch-aleuritische Tuffite; 5 — Hangendkomplex von Agglomerat-Tuffen

In Richtung auf den Gipfel des Berges Kliča wiederholt sich die Schichtfolge mehrmals und keilt in eine Agglomerat-Entwicklung aus. Der gesamte hangende vulkanisch-sedimentäre bis vulkanoklastische Komplex ist pyroxenandesitisch.

Die ganze tuffitische Entwicklung auf dieser Lokalität ist synvulkanisch. Lithofaziell und biofaziell ähnliche Einschaltungen kommen oft auch auf den SW-Hängen des Berges Kliča, in den Weingärten von Hronský Beňadik, vor. Eine stark verwandte Genese besitzt auch die Lokalität 9 bei dem Amphitheater in Tlmače. Diese Partie des Gebietes wurde von vulkanoklastischen Sedimenten in einem brackischen untersarmatischen Meeresmilieu, bzw. nur in dessen örtlich abgetrennten Teilen geformt.

Das neovulkanische Relief war zur Zeit der Sedimentation gegliedert. Es wird von Pyroxenandesit, seinen Agglomerat-Tuffen, im Hangenden mit Resten heller bimssteiniger Andesit-Tuffe amphibolisch-biotitischer (± Pyroxen) Zusammensetzung, gebildet. Diese älteren Teile des Reliefs treten entlang der Landstrasse an dem östlichen Fuss des Berges Kliča, nördlich von Hronský Beňadik, auf.

Die Lokalität 4 befindet sich im NNO des Berges Kliča, zwischen Hronský Beňadik und Orovnica. Pelitische Tuffite führen hier eine untersarmatische Fauna. Sie füllen die tieferen Teile des heutigen Reliefs entlang der nördlichen

Zuflüsse des Baches, welcher in der Form eines mächtigen Dejektionskegels nordöstliche von Hronský Beňadik in das Hron-Tal mündet. In dem Liegenden der pelitischen Tuffite befindet sich pyroxenisch-andesitisches Agglomerat. Die tuffitische Schichtenfolge ist, wie durch die an dem südlichen und wahrscheinlich auch tiefsten Teil des heute erhaltenen Sarmats dieser Lokalität situierte Bohrung SB-1 bestätigt wird, einige 10 m mächtig. In der Schichtenfolge befinden sich stellenweise reichlich verkohlte pflanzliche Reste, bzw. auch lignitische Einschaltungen. In den vulkanogenen Sedimenten befinden sich auch Einschaltungen von Tonen bis Kohletonen. An der Basis der Sedimente der Bohrung SB-1 liegen pyroxenisch-andesitische Agglomerat-Tuffe.

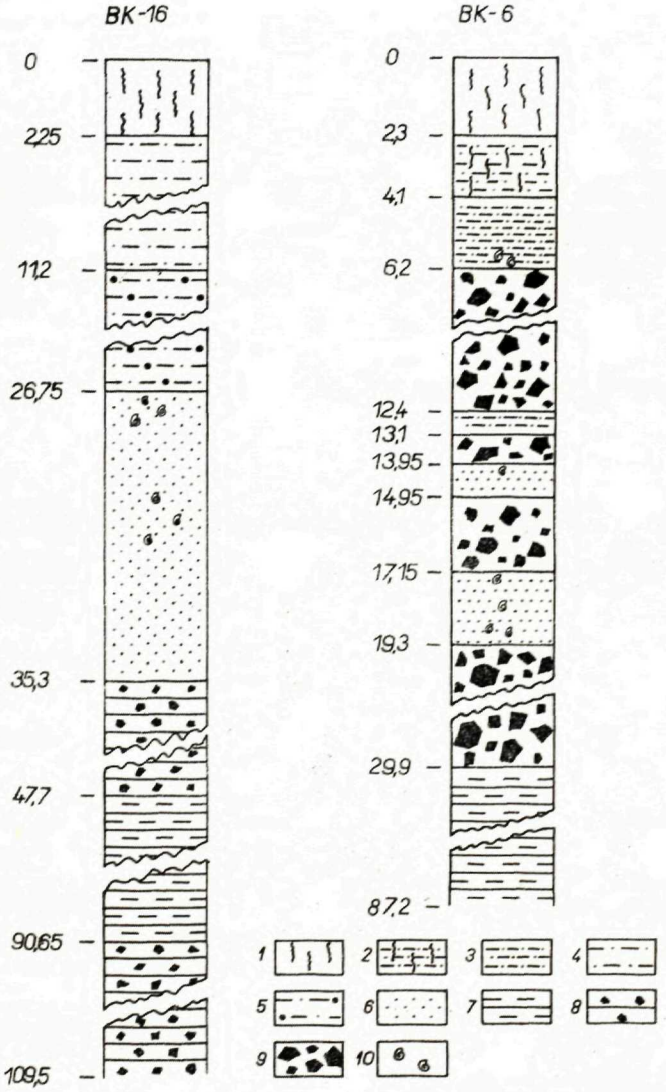


Abb. 3 Geologische Profile der Bohrungen BK-6 (Lokalität 2) und BK-16 (Lokalität 3) im SW von Hronský Beňadik auf dem Berg Háj
1 – 2 Quartär: 1 — Lehm; 2 — Lehm mit Bruchstücken von Tongesteinen und Sandsteinen; 3 – 6 Sarmat: 3 — sandige Tuffite mit Einschaltungen von Tongesteinen; 4 — sandige Tuffite; 5 — mikrokonglomeratische Tuffite; 6 — pelitische Tuffite; 7 – 8 liegender neovulkanischer Komplex: 7 — amphibolisch-biotitisch ± pyroxenisch-andesitische Bimssteintuffe; 8 — Lapilli-Tuffe; 9 — Agglomerat-Tuffe zum Teil liegend, zum Teil sedimentär; 10 — Vorkommen untersarmatischer Makrofauna

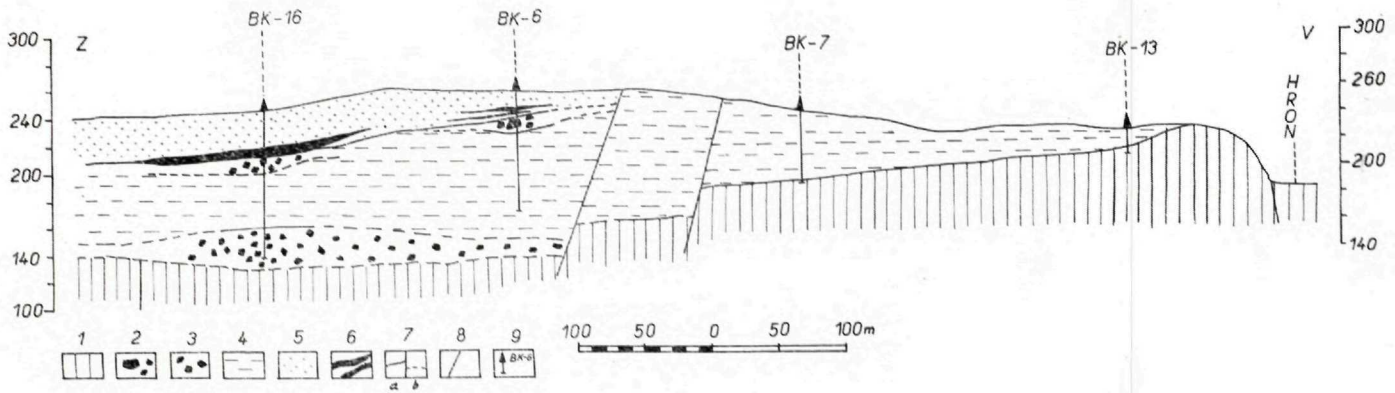


Abb. 4 Geologischer Schnitt O—W durch den Berg Háj im SW von Hronský Beňadik

1—4 liegender neovulkanischer Komplex: 1 — Pyroxenandesit vom Typ „beňadická skala"; 2 — pyroxenandesitischer Agglomerat-Tuff; 3 — Lapilli-Tuff; 4 — amphibolisch-biotitisch ±pyroxenisch-andesitische Bimssteintuffe; 5—6 vulkano-sedimentäres unteres Sarmat: 5— sandige bis mikrokonglomeratische Tuffite; 6 — pelitische Tuffite; 7 — geologische Grenzen (a — festgestellte, b — vorausgesetzte); 8 — tektonische Linien; 9 — Bohrungen BK-6 (Lokälität 2), BK-16 (Lokalität 3)

Die folgenden Lokalitäten 2 und 3 (Abb. 3) befinden sich im SW von Hronský Beňadik, auf dem Berg Háj in der Nähe des Gipfels. Sie stellen den, durch die Bohrungen BK-6 und BK-16 (K. Karolus 1954) bestätigten Teil der sarmatischen Sedimente dar.

Im Liegenden des Sarmats tritt Pyroxenandesit und das begleitende syneffusive Klastikum auf (Abb. 4), welches für diesen Andesit-Typ sehr charakteristisch ist. Der Andesit ist unter dem Namen „Beňadická skala" zwischen Hronský Beňadik und Psiare an dem rechten Ufer des Hron gut bekannt. Von den Bohrungen BK-6 und BK-16 wurde Andesit nicht erfasst. Er wurde durch die Bohrungen BK-7 und BK-13 (Abb. 4) in der östlichen Scholle erfasst. In westlicher Richtung wird ein schollenartiges Absinken des Andesits unter die NO-Ausläufer der Depression von Zlaté Moravce angenommen. In dem Liegenden des Andesits treten Bimssteintuffe amphibolisch-biotitischer (± Pyroxen) Andesit-Zusammensetzung auf, die mit dem Liegenden des untersarmatischen Tuffithorizontes der Lokalität 1 identisch sind. Die Tuffe enthalten einen Gemengteil von Andesit-Lapilli, die von der Bohrung BK-16 an der Basis der Tuffe bis zu einer Teufe on 90,65 m und in dem Hangenden in dem Abschnitt 35,3—47,7 m erfasst wird. Den hangenden Tuff-Komplex stellen pyroxenisch-andesitische Agglomerat-Tuffe mit Einlagen von weissgelben pelitischen Tuffiten und hellgrauen tuffitischen Sandsteinen mit Zwischenschichten von Tongesteinen in der weiter östlich situierten Bohrung BK-6 dar (Abschnitte 17,15—19,30 m, 13,95—14,95 m, 12,4—13,1 m, 2,3—6,2 m). Die Bohrung BK-6 stellt die! Lokalität 2 dar. In der weiter westlich situierten Bohrung BK-16 (Lokalität 3) befinden sich im Hangenden von Bimssteintuffen, bzw. Bimssteintuffen mit Andesit-Lapilli, weissgelbe pelitische Tuffite in dem Abschnitt 26,75—35,30 m. Das weitere Glied dieser Schichtenfolge ist mikrokonglomeratischer Tuffit (Abschnitt 11,20—26,75 m), welcher mit sandigen Tuffiten endet (Abschnitt 2,25—11,20 m). In beiden Schichten enthalten die pelitischen Tuffite und die sandigen Tuffite mit Zwischenlagen von Tongesteinen eine reiche untersarmatische Makrofauna. Beide Fälle, besonders jedoch die Bohrung BK-6, enthalten anschauliche Beispiele einer synvulkanischen Sedimentation mit mehrmaliger Unterbrechung. In den sedimentären Einschaltungen ist ein vulkanogener Gemengteil zu beobachten, welcher einerseits auf den Pulsationscharakter der vulkanischen Aktivität, andernseits auf deren Pausen, in denen das vulkanische Material in das Sedimentationsmilieu verschwemmt wurde, hinweist.

Die sarmatischen Sedimente sind weiter westlich in dem Bereich von Tekovské Nemce und südlich in der Gegend von Psiare verbreitet.

Die Lokalitäten 5, 8, 9 befinden sich an dem Kontakt des Beckens von Bátovce mit dem neovulkanischen Komplex der Gebirge Štiavnické pohorie und Kozmálovské kopce, dem die sarmatischen Sedimente transgressiv aufliegen. Durch ihren Gehalt an Makrofauna sind wiederum die pelitischen Tuffite, deren Mächtigkeit veränderlich ist, am typischsten. Oft bilden sie das Glied einer mächtigeren Schichtenfolge sandiger bis mikrokonglomeratischer Tuffite (z. B. Lokalität 9 bei Tlmače). In diesen Randpartien ist der in den Sedimenten vorhandene vulkanische Gemengteil am reichhaltigsten, in Richtung auf die Mitte des Beckens von Bátovce nimmt er ab, wobei auch der Gehalt an Makrofauna ärmer wird. Zum Beispiel in der Struktur-Tiefbohrung GK-6, 1 km südlich von Rybník (K. Karolus et al. 1967) (Abb. 5), werden die

sarmatischen Sedimente von dem Abschnitt 95,00—350,10 m dargestellt. In der Schichtenfolge überwiegen nach Z. Priechodská (in K. Karolus et al. 1967) auf Grund von kalcimetrischen und granulometrischen Ergebnissen psammitische Sedimente über Pelite. Sie sind vorwiegend in der Fazies aleuritischer Tone, Mergel und feinkörniger Sandsteine mit einem bedeutenden Einfluss des vulkanischen Materials aus der Umgebung entwickelt, in höheren Partien enthalten einige Lagen Lumachellen-Einschaltungen sarmatischer Makrofauna. An Hand der Mikrofauna teilt E. Brestenská (in K. Karolus et al. 1967) das Sarmat in der Bohrung GK-6 in einen „tieferen Teil" (160,00—350,10 m) welcher der Zone mit Grosselphidien, und einen „höheren Teil" (95,00—160,00 m), welcher der Zone mit *Elphidium hauerinum* in dem Wiener Becken entspricht. Über der sarmatischen Schichtenfolge in der Bohrung GK-6 bei Rybník liegen Pliozänsedimente.

In dem Liegenden der sarmatischen Sedimente befindet sich ein sehr mächtiger Komplex von Neovulkaniten (350,10—1744,00 m), welcher diskordant auf bunten Sedimenten des Perms der Choč-Einheit gelagert ist. Zwischen dem neovulkanischen Komplex und den sarmatischen Sedimenten liegen Einschaltungen typischer tuffitischer Mikrokonglomerate. Diese enthalten ausser vulkanogenem Material auch kleine Quarz-Gerölle. Ähnliche Mikrokonglomerate kommen auch an den Rändern des Bátovce-Beckens vor und scheinen eines der wichtigen basalen Glieder der untersarmatischen Schichtenfolge in diesem Gebiet zu sien (z. B. Abb. 7).

Lokalität 5 befindet sich zwischen Rybník und Čajkov. Die basale Partie sind sog. Čajkov- Bimssteintuffe. Auf ihnen liegt ein Horizont weissgelber pelitischer Tuffite mit einer verhältnismässig reichen untersarmatischen Fauna. Dieses Profil ist den vorhergehenden Lokalitäten ähnlich, nur fehlen hier deren höhere Glieder.

Vollständigere Profile der untersarmatischen transgressiven Schichtenfolgen bieten z. B. die Aufschlüsse in dem Steinbruch nördlich von Čajkov (Abb. 6), oder an dem östlichen Rand von Rybník (Abb. 7). In dem Profil nördlich von Čajkov dokumentiert sich anschaulich die transgression der untersarmatischen Sedimente auf amphibolisch-biotitische (± Pyroxen) Andesit-Bimsstein-Tuffe. In dem Profil an dem östlichen Rand von Rybník ist die Transgression den Profilen im N von Hronský Beňadik und in der Umgebung von Tekovská Breznica ähnlich.

In diesem Gebiet liegt auch Lokalität 9. Sie befindet sich bei dem Amphitheater neben der Landstrasse zwischen Tlmače und Malé Kozmálovce, an dem rechten Ufer des Hron. Es ist ein Profil von einigen 10 m Länge, in welchem die untersarmatische vulkano-sedimentäre Schichtenfolge transgressiv auf Andesit-Agglomeraten chaotischer Anordnung liegt (die Agglomerate treten in dem SSW-Teil des Profils an die Oberfläche und gehören zu den grobfeldspätigen augitisch-hypersthenischen Andesit-Typen). Über dem Agglomeratkomplex folgt eine tuffitische Schichtenfolge grobsandiger bis mikrokonglomeratischer Schichten mit pelitischen Einschaltungen mit untersarmatischer Makrofauna und Lagen von Diatomiten (K. Karolus — J. Forgáč — V. Konečný 1968). Die grobsandigen Schichten werden durch eine Vergesellschaftung femischer Minerale charakterisiert Augit, Hypersthen, Amphibol. In den mikrokonglomeratischen tuffitischen Lagen sind ausser verschiedenen

Andesit-Arten auch Gerölle basischerer Neovulkanite (wahrscheinlich Olivinbasalte) zugegen.

Die Diatomite in den pelitischen Tuffiten der Lokalität 9 wurden von Z. Řeháková untersucht (in K. Karolus — J. Forgáč — V. Konečný 1968). Ihr Vorkommen in pelitischen tuffitischen Horizonten in der untersarmatischen Schichtenfolge in der weiteren Umgebung von Levice ist verhältnismässig verbreitet, wie z. B. in dem Steinbruch bei Malý Kiar (M. Marková — D. Vass 1969), in der weiteren Umgebung von Hronský Beňadik, Rybník, Čajkov u. a. Die Gegenwart von Diatomiten in tuffitischen Lagen deutet auf ein saures Milieu hin, welches durch die vulkanische Aktivität (Rhyolithe — Rhyodacite), oder ihre hydrothermalen Äusserungen hervorgerufen worden sein konnten.

Die Lokalität 8 befindet sich östlich von der Gemeinde Čifáre. Hier treten Andesite auf, in deren Hangendem eine Schichtenfolge weissgelber pelitischer Tuffite mit sarmatischer Fauna liegt.

Der angeführte Andesit ist als „Čifáre"-Typ bekannt. Es ist ein biotitischer Andesit mit Pyroxen, den wir auch „grossfeldspätig" nennen, nach den grossen porphyrischen Plagioklas-Einsprenglingen.

Die hangenden Tuffite sind verkieselt-opalisiert und es wurden in ihnen keine kaustischen Minerale festgestellt. Hieraus folgern wir, dass sich der Andesit noch vor der Ablagerung der untersarmatischen Tuffite geformt hat. Die auf dem Andesit abgelagerten vulkanogenen Sedimente sind nachträglich durch kolloidale Lösungen von SiO_2 angereichert worden, die sich vorwiegend in den Kontaktpartien mit dem Andesit akkumuliert haben. Es kann zur Zeit nicht mit Gewissheit bestimmt werden, ob die verkieselnde Inkrustation der tuffitischen Sedimente durch Anreicherung von SiO_2 aus den internen Teilen des Andesits oder aus externen Räumen der Sedimente geschah.

Mit dieser Frage hängt auch die Genese der sog. Verkieselung einiger Andesite nicht nur der Hügel Kozmálovské kopce sondern auch in dem Gebirge Štiavnické pohorie zusammen. An die Verkieselung bindet sich eng auch das Vorkommen von Opalen in der Form von verschieden mächtigen Adern, in einer vom regionalen Standpunkt verhältnismässig breiten Zone, annähernd von Bzenica bis Čifáre.

Die letzten untersarmatischen Lokalitäten, 6 und 7, befinden sich östlich von Kozárovce an dem linken Ufer des Hron. Diese Lokalitäten sind bereits seit dem vorigen Jahrhundert, unter der alten örtlichen Benennung Mühle Mola bekannt (D. Štúr 1867). Das Liegende der Denudationsreste der untersarmatischen weissgelben pelitischen Tuffite bilden pyroxenische Andesite und ihre Agglomerat-Äquivalente. Die Tuffite enthalten ausser Makrofauna auch pflanzliche Reste, die bereits von D. Štúr (l. c.) bearbeitet wurden.

Untersarmatische pelitische Tuffe befinden sich ausser an den genannten Vorkommen auch an zahlreichen anderen Stellen in verschiedenen Höhen ü. d. M. in dem SW-Teil des Gebirges Štiavnické pohorie und dem anliegenden Teil des Gebirges Hronský Inovec (z. B. nördlich von Čajkov in der Nähe des Gipfels des Berges Smutný vrch, in der weiteren Umgebung südlich von Tekovská Breznica, bei Psiare an den südlichen Hängen des Berges Háj u. a.). Ihre unterschiedliche Höhenlage bezeugt ein buntes tektonisches Regime in den mittelslowakischen Neovulkaniten und den anliegenden Tertiärgebieten.

Die Lokalitäten 10 und 11 stellen Bohrungen (E. Brestenská 1967) aus

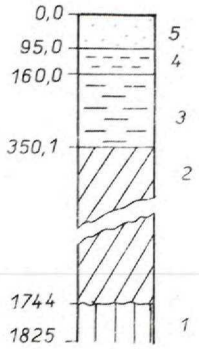


Abb. 5 Schema des geologischen Profils der Bohrung GK-6 bei Rybník
1 — buntes Perm (tektonische Choč-Einheit); 2 — Neovulkanite, oberes Baden — Sarmat; 3—4 sarmatische Sedimente: 3 — tieferer Teil; 4 — höherer Teil; 5 — Pliozän

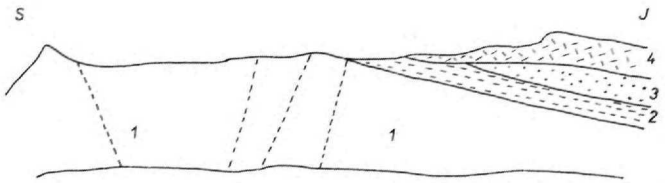


Abb. 6 Schematisches Profil durch den Steinbruch nördlich von Čajkov
1 — amphibolisch-biotitisch ± pyroxenische Bimssteintuffe; 2—3 untersarmatische Sedimente: 2 — tuffigtuffitische Schichtfolge; 3 — Tone, Sandsteine, Mergeltone; 4— steinig-lehmiger Schutt (Quartär)

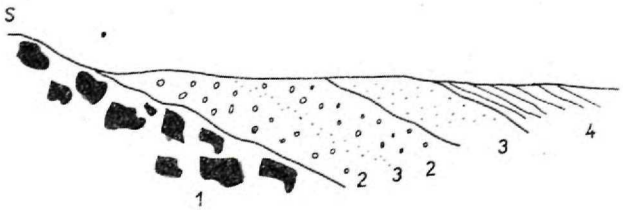


Abb. 7 Schema der Transgression von untersarmatischen Sedimenten auf Neovulkanite in dem Feldweg östlich von Rybník (Weinkeller)
1 — grobblockiges Agglomerat; 2—4 untersarmatische transgressive Sedimente: 2— tuffitisches Konglomerat; 3 — tuffitischer Sandstein; 4 — glimmeriger Sandstein

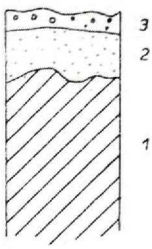


Abb. 8 Schema durch den Steinbruch bei Čiáre
1 — liegender biotitischer ± pyroxenischer Andesit (Grossfeldspat-, Čiáre-Andesit); 2 — pelitische bis psammitische Tuffite (unteres Sarmat); 3 — Schotter (Pliozän)

der Umgebung von Mochovce in der Nähe der S-Ränder der Hügel Kozmálovské kopce dar. In beiden Bohrungen (N-6 Lokalität 10, N-2 Lokalität 11) führen die Sedimente keinen vulkanogenen Gemengteil und sind durch eine Fazies sandiger Mergel bis mergeliger Sande gekennzeichnet.

Stratigraphie der pelitischen Tuffite und der Sedimente

Die Fazies der pelitischen Tuffite enthält stellenweise reichhaltige Reste von Lamellibranchiern, Gastropoden und seltener Blattabdrücke. Die Lamellibranchier sind in Form von skulpturierten, manchmal Stein-Kernen und Abdrücken, die Gastropoden in der Form von Steinkernen und Abdrücken erhalten. Das kennzeichnende Merkmal dieser Assoziationen ist ihre zahlenmässige Reichhaltigkeit und geringe Artenvielfalt. Unter den Oberflächenaufschlüssen, Schürfgräben und Bohrkernen bietet das am meisten komplette Bild über den Charakter der Fauna der Aufschluss an dem N-Rand der Gemeinde Hronský Beňadik (Lokalität 1) (siehe Tabelle 1, Sarmatische Fauna des SW-Randes der mittelslowakischen Neovulkanite). Nach der Zusammensetzung der Fauna können hier drei Horizonte unterschieden werden. Der untere Horizont A, enthält eine reiche Gastropodenfauna, weniger Lamellibranchier. In dem mittleren Horizont B nehmen die Gastropoden ab, Lamellibranchier werden zahlreicher. In dem oberen Horizont C setzen die Veränderungen in der Zusammensetzung der Fauna fort, die Gastropodenfauna ist zahlenmässig im Rückgang. Die Lamellibranchier weisen eine starke Entfaltung auf. In Hinsicht auf die Vertretung der einzelnen Gattungen besitzt die Fauna in allen drei Horizonten das selbe Gepräge. Unter den Lamellibranchiern überwiegen Vertreter der Gattungen *Cardium*, *Ervilia* und *Abra*, unter den Gastropoden Vertreter der Gattung *Mohrensternia*.

In dem Horizont A überwiegen zwar Mohrensternien, doch fehlen hier die kennzeichnendsten Vertreter der untersarmatischen Mohrensternienfauna, die Arten *Mohrensternia inflata* (M. Hoernes) und *Mohrensternia sarmatica* Friedberg. Häufig ist die als *Mohrensternia* sp.* angeführte Form. Vereinzelt kommen Arten vor, die von J. Seneš im J. 1953 beschrieben wurden. Unter den Lamellibranchiern ist die untersarmatische Art *Cardium kokkupicum* Andrusov am zahlreichsten. Die Arten *Cardium vindobonense vindobonense* Laskarev, *Cardium politioanei politioanei* Jekelius, *Ervilia miopusilla* Bogsh, *Ervilia dissita dissita* (Eichwald) und *Abra reflexa* (Eichwald) sind vereinzelt vorhanden.

Obwohl in dem Horizont B *Mohrensternia inflata* (M. Hoernes) und *Mohrensternia čechoviči* (Seneš) hinzukommen, ist keine Vergrösserung der Anzahl von Gastropoden zu verzeichnen. Demgegenüber erscheinen die Lamellibranchier in reicherer Anzahl und es erscheint die Art *Ervilia dissita podolica* (Eichwald).

---

* Es handelt sich hier um eine bisher in der Literatur nicht angeführte Art. Als neue Art kann diese Form nicht beschrieben werden, da nur Abdrücke zur Verfügung stehen. In der Grösse und Form des Gehäuses ist sie mit der Art *Mohrensternia inflata* (M. Hoernes) identisch, hat jedoch gerade Rippen die senkrecht von der oberen zur unteren Naht verlaufen.

In dem Horizont C sind Mohrensternien nur noch vereinzelt vertreten. Die Arten *Musculus* (*Musculus*) *sarmaticus* (Gatuev), *Cardium politioanei politioanei* Jekelius, *Ervilia miopusilla* Bogsh, *Ervilia dissita dissita* (Eichwald), *Ervilia dissita podolica* (Eichwald) und *Abra reflexa* (Eichwald) sind zahlreicher geworden.

Bei der Verfolgung der Bioassoziationen und der zahlenmässigen Vertretung der einzelnen Arten in dem Steinbruch östlich von Čifáre (Lokalität 8), weiter in dem Schurf zwischen Čajkov und Rybník (Lokalität 5), in dem Schurf östlich von Kozárovce (Lokalitäten 6, 7), in dem Aufschluss zwischen Tlmače und Malé Kozmálovce (Lokalität 9) und in den Bohrungen BK-6 (Lokalität 2) sowie BK-16 (Lokalität 3) sehen wir, dass sich die Zusammensetzung der Fauna im Wesen nicht verändert. Durch einen Vergleich der Fauna dieser Lokalitäten mit den einzelnen, auf der Lokalität nördlich von Hronský Beňadik unterschiedenen Horizonten können wir feststellen, dass die Bioassoziationen aus dem Steinbruch östlich der Gemeinde Čifáre und aus dem Schurf zwischen Čajkov und Rybník durch die prozentuelle Vertretung von Lamellibranchiern und Gastropoden dem Horizont B entsprechen. Die Bioassoziationen der übrigen Lokalitäten entsprechen dem Horizont C. In der Fauna aus dem Schurf nördlich der Gemeide Hronský Beňadik (Lokalität 4) kommen die Arten *Cardium ghergutai* Jekelius, *Cardium gracile gracile* Pusch, *Irus dissitus* (Eichwald) hinzu.

Die Fauna der pelitischen Tuffe ist eine typisch untersarmatische Fauna, die in der gesamten Paratethys oder deren einzelnen Teilen (siehe die Tabellen der stratigraphischen und geographischen Verbreitung der Lamellibranchier und Gastropoden, Tabelle 2, 3) verbreitet war. In der gesamten Paratethys lebten *Musculus* (*Musculus*) *sarmaticus* (Gatuev), *Cardium vindobonense vindobonense* Laskarev, *Ervilia trigonula* Sokolov, *Ervilia dissita dissita* (Eichwald), *Ervilia dissita podolica* (Eichwald), *Abra reflexa* (Eichwald), *Mohrensternia inflata* (M. Hoernes), *Mohrensternia angulata* (Eichwald) und *Hydrobia punctum punctum* (Eichwald). Von den nur aus dem Mittleren Donaubecken angeführten Arten sind *Modiolus* (*Modiolus*) *incrassatus* (Orbigny), *Cardium janoscheki* Papp, *Ervilia miopusilla* Bogsh, *Cardium politioanei politioanei* Jekelius und die von J. Seneš (1953) bestimmten neuen Mohrensternien-Arten aus dem unteren Sarmat bei Malá nad Hronom vertreten. In der Bioassoziation wurden einige, bisher nur aus dem Ponto-Kaspischen Becken angeführte Arten festgestellt. Es sind dies *Cardium kokkupicum* Andrusov, *Cardium gracile gracile* Pusch, *Gibbula feneoniana* (Orbigny) und *Calliostoma subanceps* (Sinzov). Das Vorkommen dieser ponto-kaspischen Arten verhindert jedoch eine Korrelation unserer Bioassoziationen mit den Rissoenschichten* des Wiener Beckens nicht. Nach der prozentuellen Vertretung von Mohrensternien und Lamellibranchiern handelt es sich hier um einen allmählichen Übergang von der unteren Partie der Rissoenschichten mit einer überwiegenden Anzahl von Mohrensternien (Horizont A in dem Aufschluss im N von Hronský Beňadik) über die Assoziation mit einer annähernd gleichen Vertretung von Mohrensternien und Ervilien (Horizont B in dem Aufschluss im N von Hronský Beňadik, Aufschluss zwischen Tlmače und Malé Kozmálovce, Steinbruch östlich von der Gemeinde

* Rissoenschichten im Sinne von A. Papp 1954, 1956.

Tabelle 1 — Sarmatische Fauna des südwestlichen

Alter			Fazies	Lokalität		*Modiolus (Modiolus) incrassatus* (Orbigny 1844)	*Musculus (Musculus) sarmaticus* (Gatuev 1914)	*Cardium lithopodolicum* Dubois 1831	*Cardium kokkupicum* Andrusov 1916	*Cardium graecile graecile* Pusch 1831	*Cardium obsoletum ringeiseni* Jekelius 1944	*Cardium janoscheki* Papp 1944	*Cardium vindobonense vindobonense* Laskarev 1903	*Cardium gleichenbergense* Papp 1954	*Cardium gherputai* Jekelius 1944
E. Suess 1866	A. Papp 1954 1956	R. Grill 1943													
Sarmat	Verarmungszone	*Nonion granosum*	18,00 – 40,00 sandige Mergel bis mergelige Sande	Bohrung N-2 NNO von Mochovce (Lokalität 11)	23,00 – 26,25 m										
					27,00 – 27,25 m										
					28,25 – 28,50 m						1				
					29,50 – 30,00 m		1								
					30,25 – 30,50 m						1				
					30,75 – 31,25 m										
					31,50 – 32,00 m										
					33,00 – 38,00 m		6								
	Ervilien Schichten	*Elph. hauer.*	Sandige Mergel	Bohrung N-6 Mochovce (Lokalität 10)	115,50 – 121,00 m	11	2						2	4	
	?	*Elphidium reginum*	Politische Tuffite	Schurf N von Hron. Beňadik (Lokalität 4)						1			8		15
	Rissoenschichten		Lokalitäten nach Zeitfolge nicht eingereiht	Zwischen Tlmače und Malé Kozmálovce (Lokalität 9)		+	+		+	+		+			
				Schurf O von Kozárovce (Lokalität 6)											
				Schurf O von Kozárovce (Lokalität 7)											
				Bohrung BK-16 (Lokalität 3)	26,75 – 27,75 m								1		
					28,90 – 31,20 m										
				Bohrung BK-6 (Lokalität 2)	14,10 – 14,40 m										
					17,20 m										
					18,20 – 18,90 m										
				Schurf zwischen Čajkov und Rybník (Lokalität 5)			1								
				Steinbruch O von Čifáre (Lokalität 8)									+		
				N. von Hronský Beňadik (Lokalität 1)	C		29	1					1		
					B		1								
					A				13				1		

+ selten, × häufig

Cardium latisulcum neringense Papp 1954	*Cardium pseudosocoeni* Jekelius 1944	*Cardium politiomei politiomei* Jekelius 1944	*Cardium politiomei suessiformae* Jekelius 1944	*Cardium (Repidacna) carasi* (Jekelius 1944)	*Cardium (Repidacna) socoeni* (Jekelius 1944)	*Cardium (Repidacna) alpoensis* (Jekelius 1944) ?	*Cardium (Repidacna) tibisii* (Jekelius 1944) ?	*Cardium (Repidacna) levicostata* (Jekelius 1944)	*Trus ribdianus* (Orbigny 1844)	*Trus dissitus* (Eichwald 1830)	*Trus gregarius gregarius* (Goldfuss 1834)	*Trus triauspis triauspis* (Eichwald 1829)	*Ervilia miopusilla* Bogsh 1937	*Ervilia trigonula* Sokolov 1889	*Ervilia dissita macrodon* (Andrzejowski 1833)	*Ervilia dissita dissita* (Eichwald 1830)	*Ervilia dissita podolica* (Eichwald 1830)	*Mactra eichwaldi* Laskarev 1914	*Donax dentiger dentiger* Eichwald 1830
	1243	229	9	224	303					8	235								1
	10			3							2								
	46	199		299	26					14	19								
		3		3															
		6		2	1	1													
		20		6															
		14		16															
	6	965		222			5	1											
2	5	50	1	3	23												951	9	9
									3	7		1				3	2	5	
		+							+							×	×	+	
			19													15	12		
			12										9			9	7		
		1											1			2	3		
		1											2			1	3	1	
																	1		
													1						
													2	2		2	14		
		46														3	16		
		+															+		
		68											170			24	91		
		8											6				18		
		1											3		4	1			

| Alter | | |

Mohrensternia banatica Jekelius 1944	*Mohrensternia cechorici* (Seneš 1953)	*Mohrensternia graecensis* (Seneš 1953)	*Mohrensternia kirindica* (Seneš 1953)	*Mohrensternia spiralocostata* (Seneš 1953)	*Mohrensternia minor* (Seneš 1953)	*Mohrensternia pseudosarmatica* Friedberg 1923	*Mohrensternia pseudobinata* (Hilber 1897)	*Mohrensternia* sp.	*Hydrobia elongata* (Eichwald 1850)	*Hydrobia punctum punctum* (Eichwald 1853)	*Hydrobia banatica* Jekelius 1944	*Hydrobia eurasiensis* (Jekelius 1944)	*Hydrobia politianoi* (Jekelius 1944)	*Ammicola nympha* (Eichwalc 1853)	*Cerithium (Thericium) rubiginosum rubiginosum* Eichw. 1830	*Pirenella picta picta* (Basterot 1825)	*Potamides cadena sarmatica* (Papp 1954)	*Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (Basterot 1825)	*Acteocina lajonkaireana marina* Berger 1949
									25		39					1		420	6
																		21	
									68										20
									11										
											1								
									10										
						+			2		9								
								2	72		196	3						1	
													1		3		1		
	1																		
		1																	
1																			
1																		5	
		1		1		1	1	3											
			+	+		+		+											
	5	2		1				23		7									
	6			4				15		9									
			1	1	1	3		49		7				1				1	

Tabelle 2 — Stratigraphische und geographische Verbreitung der Lamellibranchiaten

Art	Mittleres Donaubecken														
	Wiener Becken								Kleine Donauebene				Ostslowakei		Rumänien, Banat
	A. Papp 1954, 1956 Österreich				J. Švagrovský 1971 Tschechoslowakei				J. Seneš 1953 J. Švagrovský 1971				J. Seneš 1957 J. Švagr. 1971		E. Jekelius 1944
	Sarmat														
	Älteres		Jüngeres		Älteres		Jüngeres		Älteres		Jüngeres		Älteres	Jüngeres	Sarmat mit vereinzelten mittelsarmatischen Formen
	R	E	M	V	R	E	M	V	R	E	M	V			
Modiolus (Modiolus) incrassatus (Orbigny 1844)	+	+	+		+	+			+				+		+
Musculus (Musculus) sarmaticus (Gatuev 1914)	+	+	+		+	+	+			+			+	+	
Cardium lithopodolicum Dubois 1831	+								+						
Cardium kokkupicum Andrusov 1916															
Cardium gracile gracile Push 1831														+	
Cardium obsoletum ringeiseni Jekelius 1944														+	+
Cardium janoscheki Papp 1954	+				+	+			+						
Cardium vindobodense vindobodense Laskarev 1903	+	+			+	+	+		+	+			+		+
Cardium gleichenbergense Papp 1954		+													
Cardium ghergutai Jekelius 1944		+			+	+	+						+		+
Cardium latisulcum nexingense Papp 1954		+													
Cardium pseudosoceni Jekelius 1944					+	+	+								+
Cardium politicanei politicanei Jekelius 1944			+	+	+	+	+		+	+			+	+	+
Cardium politicanei successforme Jekelius 1944			+		+	+				+			+		
Cardium (Replidacna) tarasi (Jekelius 1944)				+										cf. +	+
Cardium (Replidacna) soceni (Jekelius 1944)															+
Cardium (Replidacna) altocensis (Jekelius 1944) ?															+
Cardium (Replidacna) tibisii (Jekelius 1944) ?															+
Cardium (Replidacna) laevicostata (Jekelius 1944) ?															+
Irus vitalianus (Orbigni 1844)			+	+		+							+		
Irus dissitus (Eichwald 1830)	+	+			+	+	+						+		+
Irus gregarius (Goldfuss 1834)	+	+				+	+						+		+
Irus tricuspis tricuspis (Eichwald 1829)															
Ervilia mionusilla Bogsh 1937									+						
Ervilia trigonula Sokolov 1899	+				+		+						+		
Ervilia dissita macrodon (Andrzejowski 1833)															

des Sarmat des südwestlichen Randes der mittelslowakischen Neovulkaniten

							Pontokaspisches Becken													
Ungarn	N W Bulgarien						N O Bulgarien						Sowjetunion							
J. Boda 1959	E. Kojumdgieva 1969												V. P. Kolesnikov 1935							
Sarmat im Sinne von E. Suess 1866 und M. Hoernes 1856	Unter		Mittel		Ober		Unter		Mittel	Ober		Übergang V. Konka Hor. zum U. Sarm.	Unter	Mittel	Ober					
	Kutschor	Volhyn	Bautren	Bessarab	Rostov		Kutschor	Volhyn		Rostov	Cherson				Untere gruppe					
+																				
+		+					+	+					+	+						
								+				+	+							
							+					+	+							
+												+	+							
		+																		
+		+						+	+			+	+							
		+	+																	
+								+				+	+	+						
+																				
+														+	+					
		+										+	+	+						
+	+						+					+	+							
													+	+						

Art	Mittleres Donaubecken														
	Wiener Becken								Kleine Donauebene				Ostslowakei		Rumänien, Banat
	A. Papp 1954, 1956 Österreich				J. Švagrovský 1971 Tschechoslowakei				J. Seneš 1953 J. Švagrovský 1971				J. Seneš 1957 J. Švagr. 1971		E. Jekelius 1944
	Sarmat														
	Älteres		Jüngeres		Älteres		Jüngeres		Älteres		Jüngeres		Älteres	Jüngeres	Sarmat mit vereinzelten mittelsarmatischen Formen
	R	E	M	V	R	E	M	V	R	E	M	V			
Ervilia dissita dissita (Eichwald 1830)	+	+	+		+	+	+		+				+		+
Ervilia dissita podolica (Eichwald 1830)		+				+	+		+				+		
Mactra eichwaldi Laskarev 1914	+	+			+	+	+						+		
Debax dentiger dentiger Eichwald 1830		+		+		+			+						
Donax priscus Eichwald 1841															
Donax hoernesi Sinzov 1897 ?															
Abra reflexa (Eichwald 1830)	+				+				+	+			+		
Gastrana fragilis (Linnaeus 1758)		+											+		

R – Rissoenschichten, E – Ervilienschichten, M – Mactraschichten, V – Verarmungszone (A. Papp 1954)

Čifáre, Shurf zwischen Čajkov und Rybník) in den oberen Teil der Rissoenschichten mit vereinzelt auftretenden Mohrensternien und zahlenmässig überwiegenden Ervilien (Bohrungen BK-6 BK-16, Schurfgräben östlich von Kozárovce). Eine Sonderstellung nimmt die Bioassoziation aus dem Schurf im N von Hronský Beňadik (Lokalität 4) ein, die überhaupt keine Mohrensternien enthält. Sie könnte bereits in die Ervilienschichten* gereiht werden. Für die Ervilienschichten spricht auch das Vorkommen der Art *Cardium ghergutai* Jekelius, welche in dem Wiener Becken in dem obersten Teil der Ervilienschichten gefunden wurde. Dagegen zeugt jedoch das Fehlen von Ervilien und das verhältnismässig reiche Vorkommen der Art *Abra reflexa* (Eichwald). Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine Bioassoziation, die an der Grenzscheide zwischen Rissoenschichten und Ervilienschichten steht.

In den Bohrungen N-6 und N-2 ist eine Fazies sandiger Mergel bis mergeliger Sande mit einem sehr reichen Gehalt an Lamellibranchiern und etwas geringerem Vorkommen von Gastropoden angebohrt worden. Ungleich reiche fossilführende Abschnitte wechselten mit faunenfreien Intervallen ab. Die Fauna war sehr gut erhalten, es kamen Exemplare mit massiveren sowie mit feineren Gehäusen vor.

In der Bohrung N-6 (Lokalität 10)** in einer Teufe von 115,00—121,00 m sind zum Unterschied von den Assoziationen der pelitischen Tuffite Arten,

* Ervilienschichten im Sinne von A. Papp 1954, 1956.

** In der Bohrung N-6 treten Fossilien in der Teufe 28,00—122,00 m auf. Im J. 1960 wertete M. Vaňová orientativ die Fauna in dem Teufenabschnitt 115,00—121,00 m aus. Im J. 1972 bearbeitete A. Ondrejičková die Fauna aus der ganzen Bohrung.

Pontokaspisches Becken																
Ungarn	N W Bulgarien					N O Bulgarien					Sowjetunion					
J. Boda 1959	E. Kojumdgieva 1969										V. P. Kolesnikov 1935					
Sarmat im Sinne von E. Suess 1866 und M. Hoernes 1856	Unter		Mittel		Ober	Unter		Mittel	Ober		Übergang V. Konka Hor. zum U. Sarm.	Unter	Mittel	Ober		
	Kutschor	Volhyn	Bauren	Bessarab	Rostov	Kutschor	Volhyn		Rostov	Chersun				Untere gruppe		
+							+	+			+	+	+			
+												+	+			
+						+	+				+	+				
+											+					
												+	+			
													+			
+	+	+				+	+				+	+	+			

die nur in dem ponto-kaspischen Raum vertreten sind, nicht vorhanden. Von den in der gesamten Paratethys lebenden Arten sind vertreten: *Musculus* (*Musculus*) *sarmaticus* (Gatuev), *Ervilia dissita podolica* (Eichwald), *Mactra eichwaldi* Laskarev, *Donax dentiger dentiger* Eichwald und *Cerithium* (*Thericium*) *rubiginosum rubiginosum* Eichwald. Von den in dem Mittleren Donaubecken lebenden Arten treten *Cardium latisulcum nexingense* Papp, *Cardium politioanei politioanei* Jekelius, *Cardium politioanei suessiforme* Jekelius, *Cardium pseudosoceni* Jekelius, *Cardium gleichenbergense* Papp, *Cardium* (*Replidacna*) *carasi* (Jekelius), *Cardium* (*Replidacna*) *soceni* (Jekelius), *Margarites dacica* Jekelius, *Hydrobia politioanei* Jekelius und *Polinices catena sarmatica* Papp auf.

In der Bioassoziation ist neben dem vollständigen Mangel an Mohrensternien die Entfaltung der Art *Ervilia dissita podolica* (Eichwald) zu beachten, und die Gegenwart der von E. Jekelius (1944) beschriebenen untersarmatischen, und vereinzelter Vorkommen von mittelsarmatischen Arten aus dem Politioana-Tal, (Banat, Rumänien), sowie von Arten die von A. Papp (1954, 1956) aus Ervilienschichten des Wiener Beckens angeführt wurden. Die sehr starke Vertretung der Art *Ervilia dissita podolica* (Eichwald) reiht diese Bioassoziation zu den Ervilienschichten.

Die Resultate ihrer Auswertung führen wir nicht an, da diese von der genannten Autorin selbst veröffentlicht werden.

J. Švagrovský (1971, p. 103) führte in dem zitierten Faunenverzeichnis aus einer Bohrung bei Mochovce versehentlich die Fauna der Bohrungen N-6 und N-2 als eine Gemeinschaft an. Hierauf weise ich aus dem Grunde hin, da ich die Assoziation aus Bohrung N-6 in die Ervilienschichten, die der Bohrung N-2 in den unteren Teil der Verarmungszone reihte.

Tabelle 3 — Stratigraphische und geographische Verbreitung der Gastropoden

Art	Mittleres Donaubecken														
	Wiener Becken								Kleine Donauebene				Ostslowakei		Rumänien, Banat
	A. Papp 1954, 1956 Österreich				J. Švagrovský 1971 Tschechoslowakei				J. Seneš 1953 J. Švagrovský 1971				J. Seneš 1957 J. Švagrovský 1971		E. Jekelius 1944
	Sarmat														
	Älteres		Jüngeres		Älteres		Jüngeres		Älteres		Jüngeres		Älteres	Jüngeres	Sarmat mit vereinzelten mittelsarmatischen Formen
	R	E	M	V	R	E	M	V	R	E	M	V	Volhyn	Bessarab	
Gibbula feneoniana (Orbigny 1844)															
Calliostoma subanceps (Sinzov 1897)															
Margarites dacica Jekelius 1944															+
Moheäbaräenia inflata (M. Hoernes 1856)	+				+				+				+		+
Mohrensternia angulata (Eichwald 1853)	+				+				+				+		+
Mohrensternia styriaca Hilber 1897	+				+				+				+		
Mohrensternia banatica Jekelius 1944	+				+				+				+		
Mohrensternia čechovići (Seneš 1953)									+						
Mohrensternia granensis (Seneš 1953)									+						
Mohrensternia kicindica (Seneš 1953)									+						
Mohrensternia spiralocostata (Seneš 1953)									+						
Mohrensternia minor (Seneš 1953)									+						
Mohrensternia pseudosarmatica Friedberg 1923					+				+				+		+
Mohrensternia pseudoinflata (Hilber 1897)					+				+				+		+
Hydrobia elongata (Eichwald 1850)		+	+		+	+	+		+				+		+
Hydrobia punctum punctum (Eichwald 1853)									+						
Hydrobia banatica Jekelius 1944															+
Hydrobia carasiensis (Jekelius 1944)															+
Hydrobia politioanei (Jekelius 1944)													+		+
Amnicola nympha (Eichwald 1853)															
Cerithium (Thericium) rubiginosum rubigin. Eichw. 1830	+	+	+			+	+						+		+
Pirenella picta picta (Basterot 1825)	+	+	+		+	+	+		+				+		+
Polinices catena sarmatica (Papp 1954)	+	+			+	+							+		
Acteocina lajonkaireana lajonkaireana (Basterot 1825)	+	+	+		+	+	+		+				+		+
Acteonica lajonkaireana maxima Berger 1949		+													

R — Rissoenschichten, E — Ervilienschichten, M — Mactraschichten, V — Verarmungszone (A. Papp 1954)

des Sarmat des südwestlichen Randes der mittelslowakischen Neovulkaniten

							Pontokaspisches Becken																
Ungarn	NW Bulgarien						NO Bulgarien						Sovjetunion										
J. Boda 1959	E. Kojumdgieva 1969												W. Krach 1953 Volhynien		V. P. Kolesnikov 1935								
Sarmat im Sinne von E. Suess 1866 und M. Hoernes 1856	Unter		Mittel		Ober	Unter		Mittel	Ober		Unter	Mittel	Übergang v. Konka Hor. zum U. sarm	Unter		Mittel	Ober					
	Kutschor	Volhyn	Bauren	Bessarab	Rostov	Kutschor	Volhyn		Rostov	Cherson	Volhyn	Dneper					untere Gruppe						
											+	+				+							
											+	+				+							
+		+									+				+								
+											+				+								
+																							
											+												
											+												
+											+	+				+							
											+	+											
											+ ?	+				+							
+		+													+								
+											+	+		+		+							

In der Bohrung N-2 (Lokalität 11) fehlen in der Bioassoziation Ervilien, sie ist jedoch reicher um die in der ganzen Paratethys verbreiteten Arten *Irus gregarius gregarius* (Goldfuss),*Hydrobia elongata* (Eichwald), *Pirenella picta picta* (Basterot), *Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (Basterot), sowie um die aus dem Mittleren Donaubecken bekannten Arten *Irus dissitus* (Eichwald), *Hydrobia banatica* Jekelius, *Acteocina lajonkaireana maxima* Berger. In einer sehr grossen Zahl sind die Arten *Cardium pseudosoceni* Jekelius, *Cardium politioanei politioanei* Jekelius, *Cardium* (*Replidacna*) *carasi* Jekelius und *Cardium* (*Replidacna*) *soceni* Jekelius vertreten.

Bei der stratigraphischen Eingliederung dieser Bioassoziation soll angeführt werden, dass es sich hier um eine sehr interessante Vergesellschaftung handelt. Durch die Anwesenheit von Replidacna-Formen stimmt sie mit der Assoziation der Verarmungszone* in dem Wiener Becken überein. Durch das Vorkommen der Art *Hydrobia elongata* (Eichwald) erinnert sie an die Cardienfazies** des jüngeren Sarmats des Wiener Beckens. Durch das Vorkommen von Vertretern der Gattungen *Irus* und *Hydrobia* erinnert sie an die Irusfazies*** mit grossen Hydrobien, die auch in dem jüngeren Sarmat des Wiener Beckens entwickelt ist. Da jedoch in den Cardien- und Irusfazies Replidacna-Formen der Cardien fehlen, nehme ich an, dass die Bioassoziation aus der Bohrung N-2 die Verarmungszone vertritt. Es könnte sich um ihre untere Partie handeln, in welcher noch aus unteren Schichten des Sarmats bekannte, auch im mittleren Sarmat verbreitete Formen überleben konnten, und es entwickelten sich auch noch nicht ganz die für diese Zone charakteristischen Kümmerformen.

Gemäss der Parallelisierung der Schichten-Abfolge des Sarmats des Wiener und des Pontokaspischen Beckens nach A. Papp (1956) können wir anführen, dass die Fauna der pelitischen Tuffite des SW-Randes der mittelslowakischen Neovulkanite und der sandigen Mergel aus der Bohrung N-6 (115,00—121,00 m) dem Volhyn angehört. Die Fauna der sandigen Mergel bis mergeligen Sande aus der Bohrung N-2 vertritt das Bessarab.

Abschluss

An dem Kontakt des neovulkanischen Komplexes der Gebirge Štiavnické pohorie, Hronský Inovec und der Hügel Kozmálovské kopce mit der sedimentären Ausfüllung der Donauebene befinden sich transgressive vulkanogen-sedimentäre bis sedimentäre Horizonte, die örtlich eine reichhaltige sarmatische Makrofauna enthalten. Ihr Liegendes wird überwiegend von Vulkaniten andesitischer Zusammensetzung und insbesondere deren Pyroklastiten dargestellt.

Die Sedimente in denen sich die Makrofauna befindet, werden überwiegend von pelitischen Tuffiten repräsentiert. Die untersarmatische Fauna aller untersuchten Lokalitäten bis auf die Fauna aus dem Schurf nördlich von Hronský Beňadik und aus der Bohrung N-6 (115,00—121,00 m) gehören zu den Rissoen-

* Verarmungszone im Sinne von A. Papp 1954, 1956.

** Die Cardienfazies ist eine Fazies der Mactraschichten der Randfazies des Wiener Beckens (A. Papp 1956, S. 50)

*** Die Irusfazies wurde in der Bohrung Gösting-4 in der Beckenfazies des Wiener Beckens ausgegliedert und entspricht den Mactraschichten der Randentwicklung des Wiener Beckens (A. Papp 1956, S. 66)

schichten. Die Fauna aus dem Schurf nördlich von Hronský Beňadik befindet sich im Übergang zwischen Rissoen- und Ervilienschichten, die Fauna der Bohrung N-6 gehört den Ervilienschichten und die der Bohrung N-2 vertritt den unteren Teil der Verarmungszone. Die letzte der angeführten Lokalitäten würde laut der Parallelisierung der Schichten-Abfolge des Sarmats des Wiener Beckens und des Ponto-Kaspischen Beckens nach A. Papp (1956), zu dem Bessarab gehören, die übrigen zu dem Volhyn.

Die sarmatischen Sedimente besitzen nicht nur für das untersuchte Territorium, sondern auch für die weiteren Regionen des mittelslowakischen neovulkanischen Gebietes einen bedeutenden stratigraphischen Wert. An mehreren Lokalitäten beobachten wir ein gegenseitiges Durchdringen der sarmatischen Sedimente und der neovulkanischen Komplexe; dies ist ein Beweis des synvulkanischen Charakters des Sarmats.

Aus dem angeführten geht hervor: 1. Die sarmatischen Sedimente an den Peripherien, bzw. zum Teil auch in internen Gebieten der Neovulkanite liegen auf höheren Produkten des badenisch-sarmatischen Vulkanismus, d. h., der überwiegende Teil der Nevulkaniten ist älter als das untere Sarmat. An der Oberfläche befindet sich nur ihre höhere Partie, in überwiegendem Masse sind sie tief (bis ca 1000 m) unter dem heutigen Niveau eingesunken (z. B. Bohrung GK-6 bei Rybník in dem Becken von Bátovce, Bohrung GK-5 bei Veľká Lehota in dem Gebirge Hronský Inovec). 2. Ein gewisser Teil der neovulkanischen Produkte ist mit dem unteren Sarmat gleichaltrig; dessen evidenter Beweis sind die untersuchten Lokalitäten 1—9. 3. Nur der kleinere Teil der neovulkanischen Produkte ist jünger als das untere Sarmat. Zu diesen werden hauptsächlich die Produkte von Eruptionen der vierten Andesitphase, Rhyolithe der dritten Phase und selbstverständlich Produkte der basaltischen subalkalischen Assoziation des Finalvulkanismus gerechnet.

Übersetzt von L. Osvald

Do tlače odporučili E. Brestenská a J. Forgáč

SCHRIFTTUM

Bagdasarjan, G. P. — Konečný, V. — Vass, D. 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. Geol. práce, Spr. 51 (Bratislava), str. 47—63.

Boda, J. 1959: Das Sarmat in Ungarn und seine Invertebraten — Fauna. Magy. áll. földt. Intéz. Évk. (Budapest), Vol. 47, Fasc. 3, S. 569—862.

Brestenská, E. 1963: Terciér in: Kuthan, M. et al. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXXI Nitra. Geofond, Bratislava, str. 82—105.

Brestenská, E. 1967: Neogén (sedimenty) in Karolus et al. Záverečná správa k listu 1:50 000 — Nová Baňa a priľahlej časti listu 1:50 000 — Zlaté Moravce. Manuscript — archív GÚDŠ, Bratislava, str. 98—108.

Brestenská, E. 1970: Dielčia záverečná správa sedimentogénneho neogénu za list Levice 1:50 000. Manuscript — Geofond, Bratislava, 68 str.

Brestenská, E. 1971: Mikrobiostratigrafia sarmatu východných okrajov Podunajskej nížiny. Manuscript — Geofond, Bratislava, 83 str.

Buday, T. — Cicha, I. — Seneš, J. 1965: Miozän der Westkarpaten. Bratislava, Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, 295 str.

Buday, T. — Seneš, J. 1967: Podunajská pánev: in Buday T. et al. Regionální geolo-

gie ČSSR, díl II. Západní Karpaty, svazek 2. Praha. Nakladatelství Československé akademie věd, str. 425—441.
Fiala, F. 1952: Alkalické čediče (basanitoidy) od Tekovské Breznice a Brehů u Nové Baně na Slovensku. Sborník Národního musea (Praha), Vol. 8. B (1952) No 5, str. 1—44.
Forgáč, J. — Karolus, K. — Karolusová, E. — Konečný, V. — Kuthan, M. 1968: Subsequent and Final Volcanism in the West Carpathians (Central Slovakian Region). Praha, Acad.
Grill, R. 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitt. Reichsamts Bodenforsch. Zweigstelle Wien (Wien), 6, S. 33—44.
Ivan, Ľ. 1955: Správa o geologickom výskume v severnej časti Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 4, str. 127—131.
Ivan, Ľ. 1956: Geologické pomery strednej časti Bátovskej kotliny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 9, str. 74—83.
Ivan, Ľ. 1957: Bátovská kotlina a jej priľahlé oblasti. Manuscript — archív GÚDŠ, Bratislava.
Ivan, Ľ. — Karolus, K. 1956: Malá Dunajská nížina—Hron—Krupina (južná časť Bátovskej kotliny a priľahlé vulkanity Štianivckého pohoria). Manuscript — archív GÚDŠ, Bratislava, 53 str.
Jekelius, E. 1944: Sarmat und Pont von Soceni (Banat). Memoriile Institutului geologic al Romaniei (Bucuresti), Vol. 5, S. 5—167.
Karolus, K. 1954: Petrografický popis niektorých pyroklastík Štiavnického pohoria. Geologické práce, Spr. (Bratislava), 1, str. 118—121.
Karolus, K. 1955: Základný geologický výskum a výpočet zásob kategórie C_2 ložiska andezitových tufov v katastri obcí Svätý Beňadik—Psiare. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava, 105 str.
Karolus, K. 1967: Vulkanizmus in: Brestenská E. et al. Dielčia záverečná zpráva za list Vráble 1:50 000. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava, str. 19—35.
Karolus, K. et al. 1967: Záverečná správa k listu 1:50 000 — Nová Baňa a priľahlej časti listu 1:50 000 — Zlaté Moravce. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava, 379 str.
Karolus, K. 1972: Geologický a vulkano-tektonický vývoj pohoria Hronský Inovec a Kozmálovských kopcov. Abstrakty referátov. I. vedecká geologická konferencia absolventov PFUK, Bratislava, str. 42—43.
Karolus, K. — Forgáč, J. — Konečný, V. 1967: Neovolcanics of the West Carpathians (Guide to Excursion 18 AC Czechoslovakia). Bratislava, Vyvadateľstvo Slov. akademie vied, 44 p.
Kojumdgieva, E. 1969: Les fossiles de Bulgarie, 8, Sarmatien. Sofia, Academie de Bulgarie des Sciences. 223 p.
Kolesnikov, V. P. 1935: Sarmatskie molljuski. Paleont. SSSR (Leningrad), t. 10, č. 2, S. 500.
Korobkov, I. A. 1955: Spravočnik i metodičeskoe rukovodstvo po tretičnym molljuskam. Leningrad, gosudarstvennoe naučno-techničeskoe izdavateľstvo neftjanoj i gornotoplivnoj literatury, s. 780.
Krach, W. 1953: Mieczaki sarmatu Wolynia (USRR) I. Ślimaki. 1 sześć. Rocz. Pol. Tow. geol. (Kraków), t. 21, s. 1—66.
Marková, M. — Vass, D. 1969: Geológia a petrografia pyroklastík a ílov vo vrtoch v okolí Veľkých a Malých Krškan. Manuskript — Geofond, Bratislava, 103 str.
Ondrejičková, A. 1972: Sarmatské mäkkýše z vrtu N-6 (Mochovce). Manuskript — Geofond, Bratislava.
Papp, A. 1954: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), B. 45, S. 1—112.
Papp, A. 1956: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), B. 47, S. 1—97.
Thiele, J. 1934: Handbuch der systematischen Weichtierkunde. Dritter Teil. Jena, Verlag von Gustav Fischer, S. 779—1024.
Seneš, J. 1953: Spodnosarmatská fauna pri Malej nad Hronom. Geol. Sbor. Slov. Akad. vied (Bratislava), sv. 3, č. 3—4, s. 193—257.
Seneš, J. 1957: Dôkazy prítomnosti brakického vyššieho sarmatu (= Bessarab) v Pod-

vihorlatskej panve. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, (Bratislava), sv. 8, č. 1, s. 96—115.
Štúr, D. 1867: Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süsswasser-quarzes, der Congerien und Cerithienschichten im Wiener und Ungarischen Becken. Jb. K. — Kön. geol. Reichsanst, 27 (Wien).
Švagrovský, J. 1971: Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskefauna. Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), Nr. 20, S. 1—473.
Vaňová, M. 1960: Sarmatská mäkkýšová fauna zo severovýchodnej časti Podunajskej nížiny (stručný súhrn o hodnotení sarmatských faun v r. 1954—1957). Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava, 27 str.

KAROL KAROLUS—MARGITA VAŇOVÁ

VZŤAH SARMATSKÝCH SEDIMENTOV K NEOVULKANITOM STREDNÉHO SLOVENSKA

(resumé nemeckého textu)

Na styku neovulkanického komplexu Štiavnického pohoria, Hronského Inovca a Kozmálovských kopcov so sedimentárnou výplňou Podunajskej nížiny sa nachádzajú transgresívne vulkanogénno-sedimentárne až sedimentárne horizonty, ktoré miestami obsahujú bohatú sarmatskú makrofaunu.

Sarmatská fauna bola študovaná na 11 lokalitách v regione SZ od Levíc medzi Hronským Beňadikom, Čajkovom a Čifárami. Fauna sa vyskytuje hlavne v pelitických tufitoch, ojedinele tiež v sedimentoch.

Pelitické tufity obsahujú typickú spodnosarmatskú faunu. Podľa percentuálneho zastúpenia lamelibranchiátov a gastropódov sa v odkryve na S od Hronského Beňadiku (lokalita 1) podarilo vymedziť tri horizonty. V spodnom horizonte (A) prevládajú morensternie, v strednom horizonte (B) morensternií ubúda, lamelibranchiáty sú hojnejšie, vo vrchnom horizonte (C) morensternie sú zriedkavé a rozvoj zaznamenávajú rody *Cardium, Ervilia a Arba*. Porovnaním fauny z vrtov, kopaných sond a ďalších odkryvov s jednotlivými horizontami lokality na S od Hronského Beňadika, zistíme, že bioasociácie z kameňolomu V od obce Čifáre (lokalita 8) a ryhy medzi Čajkovom a Rybníkom (lokalita 6) odpovedajú horizontu B. Bioasociácie z ostatných lokalít okrem spoločenstva z ryhy na S od Hronského Beňadika (lokalita 4) odpovedajú horizontu C. Všetky spoločenstvá sú spodnosarmatské a až na spoločenstvo z ryhy na S od Hronského Beňadika patria rissoovým vrstvám. Podľa percentuálneho zastúpenia morensternií a lamelibranchiát ide tu o pozvoľný prechod od spodnejšej časti rissoových vrstiev do ich vrchnej časti. Bioasociácia z ryhy na S od Hronského Beňadika stojí na rozhraní rissoových a erviliových vrstiev.

Vo vrtoch N-6 (lokalita 10) a N-2 (lokalita 11) bola navŕtaná fácia piesčitých slieňov až slienitých pieskov s veľmi bohatým výskytom lamelibranchiátov a trochu chudobnejším výskytom gastropódov. Bioasociácia vrtu N-6 (115,00—121,00 m) je charakterizovaná výrazným prevládaním ervilií a patrí k erviliovým vrstvám. Bioasociácia z vrtu N-2 je charakterizovaná značným prevládaním foriem z okruhu rodu *Cardium*, a prítomnosťou väčšieho počtu zástupcov rodov *Irus, Hydrobia* a *Acteonia*. Prítomnosťou replidaknových foriem kardií sa zhoduje so spoločenstvom zóny ochudobnenia* vo Viedenskej panve. Výskytom druhu *Hydrobia elongata* (Eichwald) pripomína kardiovú** fáciu mlad-

* Zónu ochudobnenia v zmysle A. Pappa 1954, 1956

** Kardiová fácia je fáciou maktrových vrstiev v okrajovej fácii Viedenskej panve (A. Papp 1956, str. 50)

šieho sarmatu Viedenskej panvy. Výskytom zástupcov rodov *Irus* a *Hydrobia* pripomína irusovú* fáciu s veľkými hydrobiami, vyvinutú tiež v mladšom sarmate Viedenskej panvy. Nakoľko kardiová a irusová fácia postrádajú replidaknové formy kardií, predpokladáme, že bioasociácia z vrtu N-2 zastupuje zónu ochudobnenia. Mohlo by ísť o jej spodnú časť, v ktorej mohli ešte pretrvať druhy známe zo spodnejších vrstiev sarmatu, rozšírené i v strednom sarmate a nevyvinuli sa ešte celkom zakrpatené formy, charakteristické pre túto zónu.

Podľa A. Pappovej (1956) paralelizácie sledu vrstiev v sarmate Viedenskej panvy s pontokaspickou oblasťou môžeme uviesť, že fauna pelitických tufitov JZ okraja stredoslovenských neovulkanitov a piesčitých slieňov z vrtu N-6 (115,00—121,00 m) patrí Volhynu. Fauna piesčitých slieňov až slienitých pieskov z vrtu N-2 zastupuje Bessarab.

Sarmatské sedimenty majú nielen pre študované územie, ale tiež pre širšie regiony stredoslovenskej neovulkanickej oblasti značný stratigrafický význam. Na viacerých lokalitách pozorujeme vzájomné prenikanie sarmatských sedimentov a neovulkanických komplexov, čo je dôkazom synvulkanického charakteru.

Z uvedeného vyplýva: 1. Sarmatské sedimenty na okrajoch resp. sčasti i v internejších územiach neovulkanitov ležia na vyšších produktoch baden-sarmatského vulkanizmu. Čiže prevažná časť neovulkanitov je staršia ako spodný sarmat. Na povrchu je len ich vyššia časť, v prevažnej miere sú hlboko zaklesnuté (až okolo 1000 m) pod terajšou úrovňou (napr. vrt GK-6 pri Rybníku v Bátovskej kotline, vrt GK-5 pri Veľkej Lehote v Horehronskom Inovci). 2. Určitá časť neovulkanických produktov je rovnakého veku ako je spodný sarmat, čoho evidentným dôkazom sú študované lokality 1—9. 3. Len menšia časť neovulkanických produktov je mladšia ako spodný sarmat. K týmto sa počítajú hlavne produkty erupcií štvrtej andezitovej fázy, ryolity tretej fázy a prirodzene, produkty bazaltovej subalkalickej asociácie finálneho vulkanizmu.

* Irusová fácia bola vyčlenená vo vrte Gösting-4 v panvovej fácii Viedenskej panvy a odpovedá maktrovým vrstvám okrajovej fácii Viedenskej panvy (A. Papp 1956, str. 66)

Geologické práce, Správy 61 | str. 183—187 | Bratislava | 1973

ALBÍN KLINEC—OTO MIKO*

KRYŠTALINIKUM V PODLOŽÍ NEOGÉNU JV OD VEĽKÉHO KRTÍŠA

(2 tabuľky na kriede)

Abstract. The structural bore-hole MV-12, not far from the village Kováčovce (the district Veľký Krtíš) reached the crystalline substratum of the Neogene sediments at a depth of 559 m. Down to its termination at a depth of 1102 m the bore-hole penetrated through the following rocks: mica-schistose quartzites (locally metaquartzites) to quartzitic mica-schists, mica-schists to mica-schistose gneisses, gneisses to amphibolic gneisses and amphibolites. These rocks are typical of the Hron complex (A. Klinec 1966) of the Veporid crystalline rocks.

Vrt MV-12, situovaný 1 km zsz. od obce Kováčovce v okrese Veľký Krtíš, dosiahol v hĺbke 559 m podložie neogénnych sedimentov — kryštalinikum.

Podložie tejto oblasti patrí podľa O. Fusána et. al. (1971) k veporidám, ktoré tu v oblasti modrokamenskej depresie tvoria tzv. vinickú plošinu. Charakter dosiahnutého kryštalinického podložia je obdobný, ako sa javil už predtým vo viacerých vrtoch aj pri terénnom geologickom mapovaní širšej oblasti na našom území i južnejšie — v MĽR. Celý rad prác u nás (podrobne sú spomínané v prácach D. Vassa — B. Tomáška 1963, O. Fusána et al. 1971 a i.) poukazuje na to, že podložie treťohorných komplexov má charakter veporidného kryštalinika. Na povrchu sa podobné kryštalinikum nachádza najbližšie asi 30 km ssv. od Kováčoviec.

Vrty urobené v Maďarsku zastihli podľa správy dr. K. Szepesházyho (Magyar Állami Földtani Intézet v Budapešti) tiež kryštalinické podložie — svory, ruly a amfibolity. Vrty pri Diósjenő (jv. od Šiah) dosiahli podložné kryštalinikum v hĺbke 509 a 736 m. Neďaleko od Kováčoviec jvv. smerom v okolí obce Szécsény bolo zistené kryštalinikum v hĺbke 1169, 1014, 1055, 1055, 958 a 943 m. Ešte ďalej na východ pri Sóshartyáne sa podložie nachádza až v hĺbke 1764, 1600 a 1555 m. Tieto údaje potvrdzujú názor o stupňovitom poklesávaní podložia východným smerom. Hĺbka vrtov z okolia Sóshartyánu poukazuje na pokračovanie hornostrhársko-trenčskej priekopovej prepadliny jv. smerom do Maďarska.

Vrt MV-12 bol situovaný v strede výraznej tiahovej anomálie pri obci Kováčovce. Anomáliu zistili pracovníci Ústavu užitej geofyziky v Bratislave. Ich predpoklad, že ide o väčšie ultrabázické teleso, prípadne aj o koncentrácie rúd nebol vrtom potvrdený.

Štruktúrny vrt MV-12 prenikol spočiatku neogénnymi sedimentmi a od hĺbky 559 m až po jeho ukončenie v hĺbke 1102 m pokračoval v nasledovných horninách kryštalinika:

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

1. svorové kvarcity (lokálne metakvarcity) až kvarcitické svory
2. svory až svorové ruly
3. ruly až amfibolické ruly
4. amfibolity

Až do hĺbky 914 m vo vrte prevládajú horniny svorového rázu. Miestami prechádzajú do svorových rúl s vyšším obsahom živcov. Časté sú v nich polohy obsahujúce viacej kremeňa (až nad 80 %). Môžeme ich klasifikovať ako kvarcitické svory až svorové kvarcity. Od hĺbky 928 m v profile prevládajú horniny s vyšším obsahom živcov — ruly. Variety, v ktorých bol zistený zvýšený obsah živcov a amfibolu, boli označené ako amfibolické svorové ruly až amfibolické ruly. Objavujú sa v niekoľkých polohách, pričom väčšinou prechádzajú do masívnych amfibolitov.

Podrobný profil vrtom MV-12 aj s opisom hornín je uvedený v čiastkovej záverečnej správe (A. Klinec — O. Miko 1970), v tejto práci sa obmedzíme iba na krátky petrografický opis hlavných typov hornín, pričom našim cieľom je oboznámiť pracovníkov geológie s charakterom podložia v tejto oblasti.

1. Svorové kvarcity až kvarcitické svory sú svetlé, prevažne drobnozrnnejšie horniny najčastejšie sivozelenej farby. Pri pozorovaní voľným okom sa javia ako bezsľudové, porfyroblasty granátu sú v nich iba ojedinelé. Obsah kremeňa je nad 80 %, živca do 6,6 %, biotitu a chloritu max. do 5 %, obsah muskovitu ojedinele dosahuje 8 %. Charakteristika minerálov je obdobná ako u svorov normálneho typu. Chemické zloženie dvoch vzoriek je uvedené v tabuľke (č. vz. 30 a 34). V hĺbke 1083 m bol z vrtu získaný biotitický metakvarcit, tmavosivý, masívny, veľmi drobnozrnný.

2. Svory až svorové ruly. Ako svory v zmysle klasifikácie B. Hejtmana (1962) boli do tejto skupiny zaradené horniny, obsahujúce do 10 % živcov z celkového množstva kremeňa + živca. Nad týmto obsahom (do 30 % živcov) boli horniny označené ako svorové ruly. Ide prevažne o stredno až drobnozrnné lupeňovité horniny s viac-menej výraznou paralelnou textúrou. Plochy foliácie sú pokryté sľudovými minerálmi a sú často hrboľaté od vyčnievajúcich porfyroblastov granátu. Štruktúra svorov je lepidogranoblastická, granolepidoblastická, lepidoblastická, prípadne granoblastická, za prítomnosti granátu porfyroblastická. Vo varietách s amfibolom je štruktúra porfyronematoblastická. Na stavbe hornín sa zúčastňujú v podstatnom množstve tieto minerály: kremeň (55—75 %), plagioklas (oligoklas, miestami i albit, v množstve 3—9,5 %), muskovit (2—15 %), chlorit (2—6 %), amfibol (obecný, podľa γ = tmavozelený, $\gamma/c = 14—16°$, v množstve 10—20 %), granát (až do 7 %, zrná svetloružovej farby o veľkosti 0,6—1 cm, prevažne porušený, niekedy rotovaný). Akcesorické až ojedinelé: minerály epidot-zoizitovej skupiny, tmavé opakové minerály (hlavne pyrit, magnetit, ilmenit), ďalej turmalín, staurolit, rutil, titanit, apatit, zirkón, grafitický pigment a karbonáty. Najbežnejšie pôvodné typy svorov sú granáticko-muskoviticko-biotitické a granáticko-biotiticko-muskovitické, v procese mladšej dynamometamorfnej premeny sa v nich zvyšuje obsah sekundárneho chloritu.

3. Ruly a amfibolické ruly. Do tejto skupiny sme zaradili horniny s vyšším obsahom živcov ako 30 %. Ruly s amfibolom a s obsahom kremeňa nad 40 % sme označili ako amfibolické ruly. V hĺbke pod 928 m už vo vrtnom profile prevládajú, striedajú sa iba s amfibolitmi, pričom medzi jednotlivými

Chemické analýzy hornín z vrtu MV-12 (Kováčovce)

Č. vz.:	9	22	27	30	32	33	34	39	49	54
hĺbka:	599,5 – 6	728,5 – 6	775,5 – 6	804,5 – 6	818,3 – 4	818,4 – 5	822,0 – 1	847,3 – 4	892,3 – 4	924,4 – 5
SiO_2	56,98	60,65	55,19	78,97	55,05	55,71	81,44	50,87	65,34	44,11
TiO_2	0,80	0,71	0,83	0,31	1,08	1,37	0,36	1,70	0,84	2,09
Al_2O_3	20,15	18,17	21,70	9,22	14,69	15,12	7,70	19,38	16,30	18,38
Fe_2O_3	1,91	1,47	5,43	1,67	4,27	4,63	1,67	4,36	3,25	7,66
FeO	6,90	6,04	4,45	1,01	6,39	6,25	1,72	7,76	3,64	6,75
MnO	0,05	0,07	0,07	0,02	0,02	0,23	0,03	0,30	0,06	0,36
MgO	2,86	2,82	2,25	0,50	6,16	4,84	0,56	3,93	1,56	6,85
CaO	2,49	2,03	1,29	2,80	6,38	5,53	1,89	5,36	2,64	7,22
Na_2O	2,48	1,46	1,54	1,06	3,16	3,74	0,90	2,44	1,38	2,30
K_2O	1,98	2,68	3,86	1,64	0,54	0,48	1,76	1,16	1,72	0,64
P_2O_5	0,20	0,27	0,10	0,24	0,13	0,30	0,10	0,50	0,14	0,38
H_2O^-	0,16	0,16	0,06	0,06	0,04	0,08	0,10	0,23	0,08	0,12
H_2O^+	2,76	3,22	3,35	2,70	1,96	1,66	1,32	2,28	2,69	2,89
spolu:	99,72	99,75	100,12	100,20	99,87	99,94	99,55	100,27	99,64	99,75

Analyzovala ing. V. Šaturová, GÚDŠ

Chemické analýzy hornín z vrtu MV-12 (Kováčovce)
Vz. 9 Biotiticko-granáticko-muskoviticko-chloritická svorová rula ● Vz. 22 Granáticko-muskoviticko-biotitická svorová rula ● Vz. 27 Granáticko-chloriticko-muskovitický svor ● Vz. 30 Kvarcitický chloriticko-muskovitický svor ● Vz. 32 Rekryštalizovaný pôvodne gabrový aplit ● Vz. 33 Amfibolická rula ● Vz. 34 Kvarcitický chloriticko-biotiticko-muskovitický svor až svorový kvarcit so staurolitom — Vz. 39 Granáticko-chloriticko-biotiticko-muskoviticko-amfibolický svor až svorová rula ● Vz. 49 Granáticko-biotiticko-chloriticko-muskovitická svorová rula ● Vz. 54 Amfibolit s muskovitom
Chemical analyses of rocks of the borehole MV-12 (Kováčovce)
Sample 9: Biotite-garnet-muscovite-chloritic micaschistose gneiss ● Sample 22: Garnet-muscovite-biotitic mica-schistose gneiss ● Sample 27: Garnet-chlorite-muscovitic mica-schist ● Sample 30: Quartzitic-chlorite-muscovitic mica-schist ● Sample 32: Recrystallized-originaly gabbro-aplite ● Sample 33: Amphibolic gneiss ● Sample 34: Quartzitic chlorite-biotite-muscovitic mica schist to mica-schistose quartzite with staurolite ● Sample 39: Garnet-chlorite-biotite-muscovite-amphibolic mica-schist to mica-schistose gneiss ● Sample 49: Garnet-biotite-chlorite-muscovitic mica-schistose gneiss ● Sample 54: Amphibolite with muscovite

typmi sú pozvoľné, avšak dosť rýchle prechody. Makroskopicky sú tieto horniny prevažne svetlo- až tmavosivozelené, drobno až strednozrnné. Majú väčšinou lineárno plošne paralelnú textúru. Štruktúra je prevažne lepidogranoblastická, granoblastická, s granátom — porfyroblastická a s amfibolom porfyronematoblastická. V podstatnom množstve je v tomto type zastúpený kremeň (20—65 %), živec (plagioklas, najčastejšie oligoklas, ojedinele aj K-živec), biotit (okolo 2—6 %), muskovit (do 15 %), v intenzívne porušených typoch je viacej chloritu. Obsah amfibolu v amfibolických rulách varíruje v rozmedzí 30—45 % (obecný, často porušený, $\gamma/c_{minim.} = 16°$). Vo vedľajšom až akcesorickom množstve sú prítomné: granát (almandín s prímesou grosulárovej a pyropovej zložky, svetlоružový, n = 1,802; šp. váha = 4,16; $a_0 = 11{,}628$ A°); ďalej minerály epidot-zoizitovej skupiny, tmavé opakové minerály (sulfidy, magnetit, ilmenit), zirkón, apatit, turmalín, staurolit, rutil,

titanit a grafiticky pigment. Výplň mladších puklín tvoria najmä karbonáty a chlorit. Ako základné typy možno vyčleniť ruly muskoviticko-biotitické, za prítomnosti amfibolu biotiticko-amfibolické. Ak sa v hornine vyskytuje granát, je to tiež zafixované v názve horniny.

4. Amfibolity v porovnaní s bohato sa vyskytujúcimi amfibolickými rulami sú vo vrtnom profile zastúpené v omnoho menšom množstve. Ide prevažne o masívné, tmavozelenočierne, drobnozrnné horniny s výraznou lineáciou. Stĺpčeky amfibolu dosahujú dĺžku 2—5 mm. Amfibolity s muskovitom boli zistené v hĺbke 924—927 m (lupienky muskovitu do 3 mm). Štruktúra amfibolitov je granonematoblastická, prípadne nematoblastická, miestami lepidonematoblastická. Hlavné minerály sú: amfibol (obecný, podľa γ = tmavozelený, $\gamma/c = 16—17°$, obsah okolo 70 %), živec (do 18 %) a kremeň (2—5 %). Vo vedľajšom množstve až ojedinele sú: biotit (vznikajúci tiež na úkor amfibolu), muskovit (vo vz. č. 54 a 55 do 2 %), chlorit, tmavé opakové minerály, hlavne pyrit a ilmenit (často zmenený na leukoxén), minerály epidot-zoizitovej skupiny, titanit, rutil, apatit, zirkón a karbonáty.

Zaujímavosťou vrtu sú dve hniezda v amfibolitoch, vyplnené svetlejšou rekryštalizovanou horninou, kde v svetlosivej veľmi drobnozrnnej, prevažne kremeňom bohatej základnej hmote „plávajú" hrubostĺpčekovité zrná amfibolov, dosahujúce dĺžku až 2,5 cm. Sú paralelne orientované, tvoriac tak výraznú lineáciu. Štruktúra týchto hornín je porfyronematoblastická s granoblastickou základnou hmotou. Rekryštalizácia amfibolických rúl v hĺbkach 997,5—997,6, 1036—1037 a 1101—1102 m nedosahuje také rozmery, ako v spomínaných dvoch hniezdach, ležiacich v hĺbke 805—818,5 m a 820—822 m. Kontakt medzi materiálom, budujúcim výplň hniezd a okolitými amfibolickými rulami až amfibolitmi je ostrý. Chemické zloženie rekryštalizovanej horniny (vz. č. 32) a okolitých hornín (vz. č. 33) je skoro rovnaké. Pravdepodobne ide o materiál aplitov (?), prenikajúcich staršími polohami diabasov. Sú produktom pozdnejšieho štádia toho istého bazického vulkanizmu. V dôsledku neskoršej premeny došlo k porušeniu žíl a vnútornej prestavbe — rekryštalizácii.

Štúdiom hornín, získaných z vrtu MV-12 sme dospeli k uzáveru, že ide o horniny prevažne hlbinne metamorfované, až do fácie almandinových amfibolitov. Vznikli progresívnou regionálnou metamorfózou pôvodne ílovito-piesčitých sedimentov. Amfibolity zastupujú produkty bázického vulkanizmu. Horniny boli čiastočne postihnuté mladšou dynamometamorfnou premenou, ktorá sa prejavila najmä chloritizáciou biotitu, amfibolu a granátu, vybielením biotitu, sericitizáciou plagioklasov, leukoxenizáciou Ti-minerálov atď. Tým bol stupeň premeny znížený miestami do fácie zelených bridlíc. Plocha metamorfnej bridličnatosti je prevažne výrazne vyvinutá, orientovaná najčastejšie v subhorizontálnej rovine. Na horninách tiež badať vplyv mladších procesov — rekryštalizácie, mylonitizácie ap.

Z vyššie uvedeného opisu hornín (minerálneho a chemického zloženia, stupňa premeny atď.) z vrtu MV-12 je zrejmé, že ide o horniny, patriace do hronského komplexu (A. Klinec 1966) veporidného kryštalinika (ktorý je vyvinutý i v kohútskom pásme). Hlavne granátické svory a amfibolity sú pre tento komplex typické.

Do tlače odporučil O. Fusán

LITERATÚRA

Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborník geologických vied Západné Karpaty, zv. 10. Bratislava.

Hejtman, B. 1962: Několik poznámek ke klasifikaci a nomenklatuře metamorfovaných hornin. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava.

Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zborník geologických vied Západné Karpaty, zv. 6. Bratislava.

Klinec, A. — Miko, O. 1970: Správa o výsledkoch štúdia kryštalinického podložia neogénu v štruktúrnom vrte MV-12 (Kováčovce). Manuskript — archív GÚDŠ. Bratislava.

Vass, D. — Tomášek, B. 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách. Geol. práce, Správy 27. Bratislava.

Geologické práce, Správy 61 | str. 189—209 | Bratislava | 1973

AUGUSTÍN KOCÁK*—FRANTIŠEK NĚMEC**

PŘÍČNÉ PŘÍKOPY JIHOVÝCHODNÍCH SVAHŮ ČESKÉHO MASÍVU A MOŽNOST JEJICH POKRAČOVÁNÍ DO PROSTORU VÍDEŇSKÉ PÁNVE

(4 obr. v textu, 1 příloha, německé resumé)

Abstract. In the paper the problem of transverse grabens at the southeastern slopes of the Bohemian Massif is discussed, the possibility of their continuation to the area of the Vienna Basin and their influence on its Neogene filling. The origin of the grabens predisposed in the crystalline, Paleozoic and Mesozoic basement, their filling, character and/or analysis of their marginal faults as well as their renewal in the Neogene of the Vienna Basin are mentioned. The grabens are divided into those belonging to Sudetic tectonics predominantly of NW—SE to W—E direction and grabens belonging to particular tectonics with predominating direction N—S. From the new grabens found by seismic investigation carried out by the method of deep point, including their analysis, is mentioned the Leváre—Sološnica depression.

In the part dealing with the importance of transverse grabens for oil- and gas-bearing their perspectiveness is stated. From this point of view promising areas are delimited.

Úvod

Problém příčné tektoniky, a tím současně i příčných příkopů na jv. svazích Českého masívu a ve vídeňské pánvi a jejím centrálně karpatském podloží, byl řešen již v řadě prací, avšak vždy pouze v jedné z těchto oblastí. V předkládané zprávě je poprvé proveden rozbor příčných příkopů jv. svahů Českého masívu s tendencí sledovat tyto odtud dále k JV do podloží vídeňské pánve. Současně je řešen i predispoziční vliv, který tyto příkopy měly na její sedimentární výplň.

Celé hodnocení vychází z převážné části ze zpracování seizmických a gravimetrických materiálů, doplněných výsledky hlubinného a strukturního průzkumu, případně geologických mapovacích prací. Reálnost provedených závěrů je proto třeba posuzovat v určitých případech jako alternativní řešení.

Přehled literatury

Prvé konkrétní poznatky o příčných příkopech v oblasti Vněalpské pánve přinášejí gravimetrická měření, provedená v roce 1942 Gesellschaft für praktische Lagerstättenforschung (L. Ameely — E. Lorenser 1942). V mapě Bouguerových izanomál se výrazně projevuje dnešní nesvačilský příkop, zatímco příkop vranovický je méně zřetelný.

Podobné výsledky byly získány i refrakčně seizmickým měřením, uskutečněným vějířovou metodou výše uvedenou společností v letech 1942 až 1944 (F. Müller 1942,

* Geofyzika, n. p.; Brno-Řečkovice, Ječná 29
** Nafta, n. p.; Gbely

1944). Nesvačilský příkop, který se v mapě hodochron projevuje opět velmi výrazně, je však v sz. ukončení posunut oproti současným poznatkům směrem k JZ.

K. Zapletal (1950) v poznámkách o vztazích gravimetrie a geologické stavby moravskoslezských Karpat a úvalů uvádí příčnou depresi u Telnice, Měnína a odtud k Bošovicím, jež z dnešního hlediska odpovídá nesvačilskému příkopu.

Při zpracování opěrné vrtby Nesvačilka-1 provedli V. Homola et al. (1961) rozbor nesvačilského příkopu, jenž se začíná podle nich tvořit koncem eocénu nebo počátkem oligocénu. Výšky skoku okrajových zlomů směru SSZ až SZ uvádějí v oblasti Nesvačilky okolo 800 m, v prostoru Telnice 500 m a u Stránské skály jen 100 m. Dno příkopu i oligocenní vrstvy, jimiž je tento vyplněn stoupají podle nich souhlasně k SSZ, avšak pod různými úhly.

Severozápadní část nesvačilského příkopu byla řešena v roce 1954 reflexně a refrakčně seizmickým měřením. V provedeném zpracování (O. Vašek — J. Baumgartl — K. Schmidt 1955) odpovídá stavba příslušné části příkopu v hrubých rysech současným poznatkům, zatímco tektonické omezení příkopu tito autoři nepředpokládají.

V rámci řešené geologické stavby autochtonního podkladu z. části vnějších Karpat rozděluji M. Dlabač — E. Menčík (1964) celou oblast jv. svahů Českého masívu na příčné a podélné jednotky. K příčným jednotkám řadí podobně jako V. Homola et al. (1961) mimo vranovický a nesvačilský též bučovicko-rousínovský příkop, který však podle naší interpretace nelze z gravimetrických pokladů jednoznačně potvrdit.

Detailní gravimetrická měření, provedená v zájmovém území jv. svahů Českého masívu v letech 1961—1969 (M. Blížkovský 1962, J. Doležal — F. Hadamovský 1962, J. Odstrčil — M. Blížkovský 1963, J. Odstrčil 1964, J. Odstrčil 1965, A. Šutor — F. Hadamovský 1966, A. Šutor — F. Hadamovský 1967, J. Odstrčil — Z. Adam 1969), potvrdila vranovický a nesvačilský příkop. K novým zjištěním patří hradišťský a koryčanský příkop, který F. Chmelík — A. Thon (1971) spojují s rousínovskou depresí směru JV—SZ v jedinou morfologickou jednotku s názvem koryčansko-rousínovská deprese.

Z. Adam — M. Dlabač — F. Chmelík — Z. Stránik (1969) při interpretaci tří reflexně seizmických profilů z jižní části ždánické jednotky zjišťují, že vranovický příkop je podle profilu 67/64 porušen řadou protiklonných zlomů, které mu vtiskují ráz příkopové propadliny. Tektonické ohraničení tohoto příkopu řeší však pouze ze sv. strany. Hloubku nesvačilského příkopu předpokládají okolo 3 000 až 4 000 m.

Nesvačilským příkopem se zabývá též zhodnocení vrtně-refrakčních měření (V. Pernica — V. Nečas — V. Filková — Z. Adam 1967), provedených na vrtbě Nesvačilka-3. Podle nich se tento příkop projevuje jako podélná centrální deprese, přerušená SZ od vrtby Arta H-2 hřbetem, s téměř samostatnou uzavřenou depresí v prostoru odtud dále k SZ.

J. Hromec (1969 a, b) ve zpracování území od nesvačilského příkopu až do prostoru jz. Mušova omezuje vranovický příkop z obou stran tektonicky, přičemž od Strachotína je toto omezení neprůkazné. Uvnitř příkopu zjišťuje četné zlomy, jakož i tři dílčí elevace.

Dílčí poznatky o vranovickém a nesvačilském příkopu se nacházejí ve zhodnoceních týkajících se hlubinných vrtů, jež byly v těchto příkopech odvrtány a k nímž patří Pouzdřany-1 (J. Hromec 1968 a), Vranovice-1 (J. Hromec 1968 b), Nesvačilka-3 (J. Dvořák — J. Hromec 1965) a Brno-1 (V. Homola et al. 1961).

V rámci zpracování autochtonního paleogénu jv. svahů Českého masívu na Moravě se velmi podrobně zabýval jednotlivými příčnými příkopy F. Němec (1973). Závěry vyplývající z jeho zhodnocení jsou uvedeny ve formě citací v dalších částech této práce.

Příčnou tektoniku směru SZ—JV až SSZ—JJV řeší v podloží vídeňské pánve T. Buday – V. Špička (1959) a T. Buday et al. (1962). Vymezují přitom několik příčných depresí, oddělených vzájemně od sebe dílčími elevacemi. O senicko-jablonické depresi uvádějí, že je omezena na SV zlomem senickým a na JJZ zlomem rozbežským a že je na ni vázán jablonický průsmyk, jenž spojoval v hlubším neogénu Podunajskou nížinu s vídeňskou pánví. Sološnická deprese probíhá podle nich od Sološnice do s. okraje Studienky a Kútů, přičemž na SV je omezena zlomem lakšárským a na JZ příčnou elevací rohožnickou. Deprese levársko-pernecká, jež je jednou z nejvýraznějších, se projevuje podle uvedených autorů na okraji hlubokým zasahováním panonu a daciénu (pontu) do okrajové kry a širokou depresní oblastí u Levár a s. od Malacek. Nejjižněji uvádějí depresi lamačskou.

Zhodnocení gravimetrických měření (J. Ibrmajer et al. 1955, J. Doležal – A. Možný – B. Čekan 1962, J. Doležal – F. Hadamovský 1963 a J. Odstrčil 1967) z hlediska příčných depresí odpovídá v hrubých rysech pojetí T. Budaye – V. Špičky (1959). V našem zpracování, jež se poněkud liší od těchto zhodnocení, interpretujeme levársko-sološnický příkop, jakož i depresi jdoucí od Kopčan přes Štefanov k jablonickému průsmyku. V hrubých rysech stejné výsledky dává i měření provedené torsní váhou (R. Dunkel – E. Lorenser 1940, L. Kootz – E. Lorenser 1940).

Příčné příkopy jv. svahů Českého masívu

Stavba autochtonních formací na jv. svazích Českého masívu je převážně výsledkem činnosti jak povariské platformní tektoniky s příčnými poruchami sudetského, tj. většinou sz.-jv. směru, tak i tektoniky karpatské, charakterizované podélnými jednotkami směru JZ—SV. Dle Z. Rotha (1969) docházelo nejméně od devonu ke střídavému oživování těchto křížících se struktur, přičemž jurské a křídové sedimentační prostory ovládala povariská platformní tektonika.

V paleogénu měla tato tektonika s příčnými poruchami sudetského směru ještě velmi silný vliv, jenž se projevil především vznikem příčných příkopů vyplněných v sz. části autochtonním paleogénem. Vytvářením sedimentačních prostorů dnešních flyšových příkrovů, jakož i sedimentačního prostoru autochtonního paleogénu včetně obnovení funkce ždánické poruchy se začíná projevovat na jv. svazích Českého masívu vliv karpatské tektoniky směru JZ—SV, která se zcela prosadila během dalšího alpínského vývoje.

K příčným depresím jv. svahů Českého masívu, patřícím k poruchám sudetského směru, počítáme vranovický a nesvačilský příkop, jež se nacházejí v jejich jz. části. Podložím těchto příkopů je zde mezozoikum anebo přímo krystalinikum a jen v omezené míře též ve směru k JZ vyklíňující paleozoikum.

Podle vlivu na neogenní výplň vídeňské pánve uvažujeme též s existencí příčných příkopů v z. území Slovenska, majících směr SZ—JV až Z—V, o nichž předpokládáme, že pokračují do prostoru rakouské části jv. svahů Českého masívu. V tomto případě jde o příkopy levársko-sološnický, případně lamačský.

Další dva příkopy, tj. koryčanský a hradišťský, mají směr S—J až SSV—JJZ. Na základě výsledků dosažených v širším okolí (vrty Žarošice — 1, 2, Slavkov — 1 a Nitkovice — 2) vyplývá, že v jejich podloží se nachází paleozoikum. Srovnáním odlišného směru těchto příkopů se směrem příkopů se sudetskou

tektonikou, jakož i s uvedenými rozdíly ve formacích tvořících jejich podloží, docházíme k názoru, že s.-j. až ssv.-jjz. směr patří samostatné tektonice, zakotvené v podložním paleozoiku.

Severojižní směr zlomů předpokládá v oblasti Českého masívu i V. Špička (1967), jenž je považuje za shodné se saxonskými zlomovými systémy rýnského až jizerského směru pokračujícími do vídeňské pánve.

Rovněž F. Chmelík (1971) předpokládá v oblasti od Uh. Hradiště do prostoru z. Malacek a Bratislavy existenci hlubinného zlomu směru SSV—JJZ, který podmiňoval odlišnosti mezozoika Východních Alp a Karpat a mimoto ovlivnil později osu vídeňské pánve směrem do oblasti hradišťského příkopu. Ve vídeňské pánci postrádáme doposud konkretní podklady, které by tento předpoklad potvrdily.

Z uvedeného můžeme soudit, že sudetská tektonika směru SZ—JV až Z—V je zakotvena v krystaliniku a mezozoiku Českého masívu, zatímco tektonika směru S—J až SSV—JJZ má svůj podklad v paleozoiku, jež přechází do j. části jv. svahů Českého masívu z jesenické oblasti. Oba tektonické směry považujeme přitom oproti podélné tektonice karpatské směru JZ—SV za příčné.

Příčné příkopy nevycházejí nikde na povrch, nýbrž jsou kryty flyšovými příkrovy a neogénem vídeňské pánve a karpatské čelní hlubiny.

Vranovický a nesvačilský příkop byly mimo geofyzikálních měření zjištěny též hlubinnými a Cf vrty, zatímco koryčanský a hradišťský příkop byly interpretovány pouze z gravimetrických, případně seizmických podkladů.

U všech těchto příkopů bylo zjištěno nebo se předpokládá, že jsou vyplněny v s. a sz. části horninami autochtonního paleogénu. Ve vranovickém a nesvačilském příkopu (F. Němec — 1973) byl až dosud navrtán spodní oligocén až rupel. Naproti tomu v elevačních oblastech, tj. na nikolčicko-kurdějovském hřbetu a v žarošické oblasti, byla prokázána též existence svrchního a středního eocénu, jenž předpokládáme proto i v příkopech. Přítomnost spodního eocénu nelze vyloučit ve strukturně hlubších částech ve směru k JV, zatímco o autochtonním paleocénu soudíme, že zde nebude asi vyvinut.

Severozápadní hranice autochtonního paleogénu ve vranovickém a nesvačilském příkopu odpovídá rozloze těchto depresí. Pro jeho jv. ohraničení není v současné době žádné hodnověrné kritérium. Předpokládáme, že je zde ukončen obdobně jako v elevačních oblastech. To znamená, že jeho hranice jde ve směru JZ—SV, a to buď SZ od vrtby Kobylí-1 anebo v prostoru JV od ní v případě, že nepřítomnost autochtonního paleogénu na této vrtbě vysvětlujeme jeho vymáčknutím nasunujícím se ždánickým příkrovem.

Největší mocnost autochtonního paleogénu byla zjištěna v sz. části nesvačilského příkopu, a to 1.172 m, aniž bylo dosaženo jeho podloží.

Příčné příkopy byly tektonicky predisponovány již dávno před začátkem paleogenní transgrese, a to působením zlomů v krystaliniku, paleozoiku a mezozoiku. Tuto predispozici potvrzuje i předpoklad Z. Rotha (1969) o střídavém oživování příčné a podélné tektoniky, k němuž docházelo nejméně od devonu. Vzniklé tektonické rýhy byly dále prohlubovány silnou erosivní činností, přičemž, jak uvádí M. Dlabač — E. Menšík (1964), nabývají místy v devonských a spodnokarbonských vápencích kaňonovitý charakter. Tím vzniká současně i predispozice erosivní.

O nesvačilském příkopu soudí F. Chmelík et al. (1970), že je založen na

tektonicky nejvýznamnější linii, která sem pokračovala z Českého masívu, kde se nazývá „labskou linií" nebo hlubinným poděbradským zlomem.

Vranovický a nesvačilský příkop jsou z obou stran tektonicky omezeny. Totéž předpokládáme u příkopu koryčanského a hradišťského. U vranovického příkopu uvažuje F. Němec (1973), podle vyhodnocení seizmických profilů výšku skoku v. okrajového zlomu (vranovického) na bázi autochtonního paleogénu od 500 m v jeho s. části do 1 200 až 1 800 m v prostoru na JV odtud. Výška skoku z. okrajového zlomu (pouzdřanského) se přitom pohybuje od 150 do 500 m. V nesvačilském příkopu dosahují tyto hodnoty výše u z. (nesvačilského zlomu 400—900 m a u v. (újezdského) zlomu 300—550 m. U ostatních příkopů uvažujeme rovněž s výškami okrajových zlomů na bázi autochtonního paleogénu až několik set metrů.

Funkce uvedených zlomů byla zjištěna ve spodním oligocénu a v nesvačilském příkopu zčásti i v rupelu. V jv. prostorech byly tyto zlomy v činnosti pravděpodobně i ve středním a spodním eocénu. O funkci zlomů ve starších formacích máme jen velmi málo poznatků. V juře (F. Němec — 1973) nutno ji vyloučit v sz. části nesvačilského příkopu, kde v této formaci existuje inverse reliéfu, jak oproti paleozoiku, tak i autochtonnímu oligocénu. Podle výsledku vrtby Nesvačilka-1, kde byl navrtán spodní karbon v mocnosti 1 104 m, aniž bylo dosaženo jeho podloží, lze však s funkcí těchto zlomů uvažovat v paleozoiku.

K obnovení činnosti zlomů mohlo dojít během sedimentace hlubšího neogénu, jakož i po nasunutí flyšových příkrovů přes miocén karpatské předhlubně.

Úložné poměry vranovického a nesvačilského příkopu jsou charakterizovány stoupáním vrstev od JV k SZ a v s. části nesvačilského příkopu pravděpodobně k SSV. Ústřední prohlubeň vranovického příkopu je (F. Němec — 1973) nevýrazná a asymetrická. V nesvačilském příkopu probíhá centrální deprese téměř celým příkopem ve směru jeho osy a teprve v s. uzávěru směřuje k jeho z. okraji. Je velmi výrazná. Oba příkopy jsou rozděleny podélnými a příčnými zlomy na řadu meziker, v nichž ve směru do stoupání vrstev se vytvářejí dílčí koutové struktury.

Z podélných zlomů je nejvýznačnější ždánická porucha interpretovaná Z. Adamem — M. Dlabačem — F. Chmelíkem — Z. Stráníkem (1969) jako ždánická flexura a F. Chmelíkem et al. (1970) jako prohyb platformy. Jde o poruchu, regionálního významu, procházející z prostoru Mikulova obloukovitě až k Mostům u Jablunkova a odtud do Polska. V prostoru příčných příkopů má směr JZ—SV s úklonem k JV. Funkce poruchy (F. Němec 1973) byla vrtbami Žarošice-1 a 2 prokázána v paleozoiku. K jejímu obnovení došlo v paleogénu.

V prostoru na SZ od sz. hranice vídeňské pánve má vranovický příkop směr zhruba SZ—JV. Jeho ukončení na SZ, kde se stáčí do směru, ZSZ není jednoznačné, neboť nelze vyloučit, že pokračuje, jak předpokládají M. Dlabač — E. Menšík (1964), až k Českému masívu.

Nesvačilský příkop v území na SZ od vídeňské pánve má rovněž směr SZ—JV. Pouze v nejsevernější části se stáčí téměř do s. směru. Podle výsledku vrtby Cf Br-41 (I. Cicha 1967) pokračuje až k výchozům Českého masívu.

Koryčanský příkop má zhruba směr S—J. V s. části nelze vyloučit, vzhledem k nedořešené existenci autochtonního paleogénu na vrtbě Cf Dražovice-5, že probíhá úzkým výběžkem ve směru k SZ až do prostoru této vrtby. Hra-

dišťský příkop, mající směr SSV—JJZ, končí na S pravděpodobně s. od podélného tíhového gradientu v prostoru dílčí záporné tíhové anomálie sv. Napajedel.

Pokračování příčných příkopů do prostoru vídeňské pánve a jejich vliv na neogenní výplň

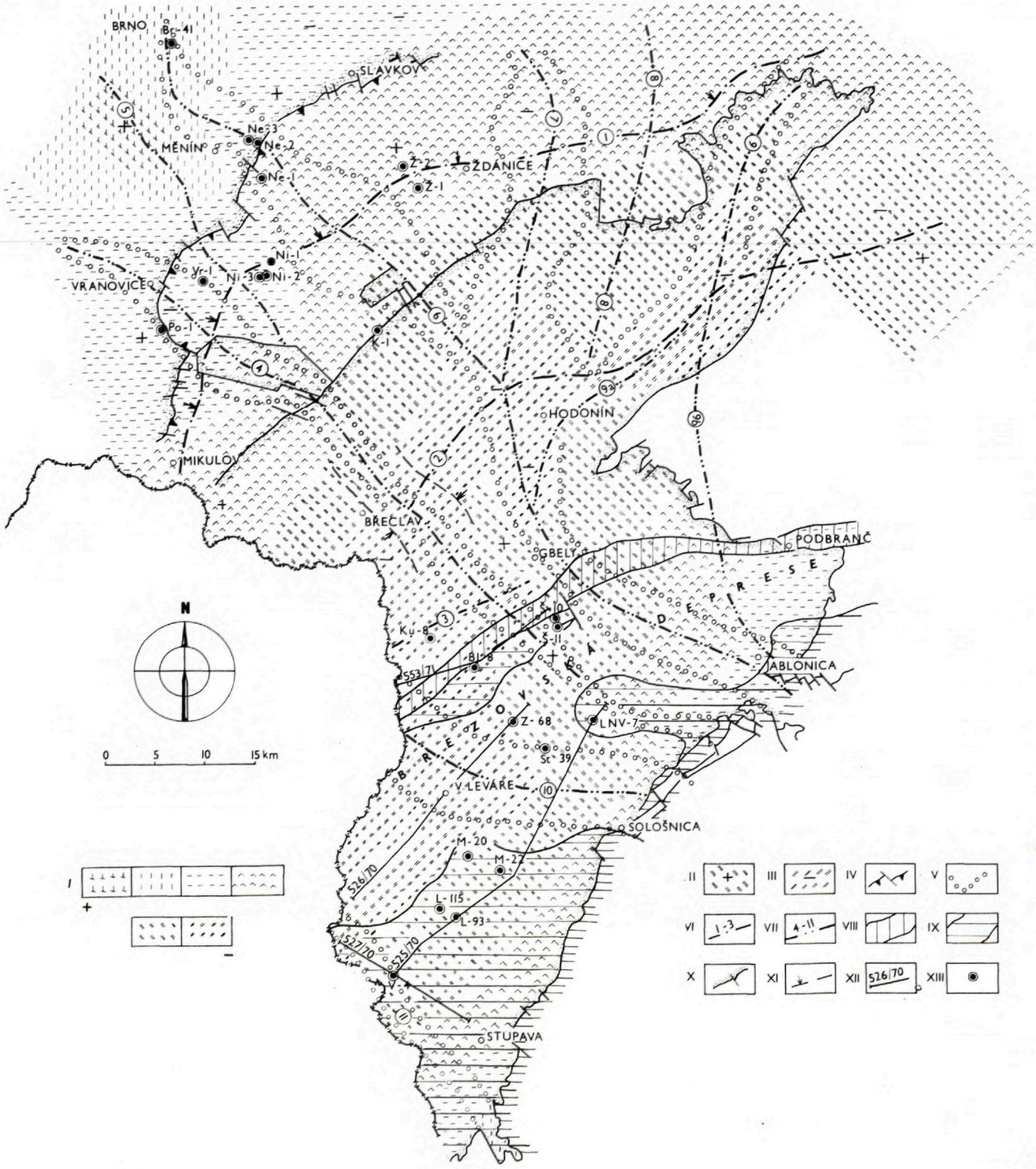
Uvedené příčné příkopy jv. svahů Českého masívu pokračují dále k JV v podloží neogénu vídeňské pánve. Podkladem pro toto tvrzení jsou výsledky gravimetrických a reflexně seizmických měření, dále příčná tektonika především hlubšího neogénu, pro jejíž vznik byla rozhodující predispozice příčné tektoniky předneogenního podloží, jakož i maximální mocnosti nejhlubších neogenních částí v některých oblastech, jež mohou být důkazem existence bezzlomových depresí.

O vranovickém příkopu soudíme, že pokračuje přes Podivín a na Ladnou do prostoru v. Břeclavi a odtud přes kútský příkop do oblasti lakšárské elevace. Na okraji vídeňské pánve, v území ždánické jednotky, je tento předpoklad podložen výskytem neogenních sedimentů, nacházejících se v tektonicky omezeném příkopu (I. Cicha — F. Pícha 1964) mezi Vel. Pavlovicemi, Zaječím a Šakvicemi. Příkop je až 4 km široký směru ZSZ—VJV. Je vyplněn podle těchto autorů burdigalem a karpatem, jež byly navrtány v mocnosti více než 300 m, aniž bylo dosaženo jejich podloží.

Na mistelbašské kře, v j. části moravské ústřední prohlubně a na z. svahu hodonínsko-gbelské hrástě považujeme za důkaz o pokračování vranovického příkopu příčné zlomy hlubšího neogénu, o nichž soudíme, že vznikly obnovením činnosti okrajových zlomů tohoto příkopu. Na jz. straně jde o zlom podivínský, uváděný poprvé T. Budayem — I. Cichou (1956) na mistelbašské kře. Podle výsledku vrtby Břeclav-26 pokračuje podivínský zlom (F. Němec 1970) i do moravské ústřední prohlubně. Zlom má směr SSZ—JJV s úklonem k VSV. Jeho funkce byla zjištěna ve středním badenu, kde současně vyznívá, zatímco o jeho činnosti v hlubších neogenních partiích nejsou dosud žádné poznatky. Na sv. straně se nachází na z. svahu hodonínsko-gbelské hrástě jižní příčný zlom (F. Němec 1968) směru ZSZ—VJV s úklonem k JJZ, jenž byl v činnosti v karpatu. Podle deprese směru SZ—JV, jež byla zde zjištěna refrakčně seizmickým měřením provedeným vejířovou metodou (F. Müller 1942) soudíme, že podivínský zlom pokračuje na z. svahu hrástě a příčný zlom naopak v moravské ústřední prohlubni a na mistelbašské kře, což ještě více podporuje uvedený předpoklad o pokračování vranovického příkopu v tomto prostoru.

Dále k JV je možno sledovat průběh této deprese nejprve v tíhové mapě, kde je vyznačen ohybem izanomál v prostoru od Kostic po kútský příkop. Izanomály přecházejí zde ze směru SV—JZ, jímž charakterizují moravskou ústřední prohlubeň a její svahy, do směru SZ—JV až S—J. Naproti tomu dále k JV, v kútském příkopu a v prostoru jv. odtud, neposkytují tíhová měření podklady o pokračování vranovického příkopu, což lze vysvětlit značnými hloubkami neogenních sedimentů v tomto území, jež zastírají v tíhovém obrazu tektoniku jejich podloží.

Průběh vranovického příkopu stanovili jsme v této oblasti z reflexně seiz-



Geologická interpretace hlavních podélných a příčných jednotek v j. části jv. svahů Českého masívu a v podloží neogénu vídeňské pánve

I — schéma tíhového pole; II — kladné tíhové anomálie; III — záporné tíhové anomálie; IV — okraj přesunutí flyšových příkrovů; V — hranice příčných jednotek; VI — osy hlavních podélných jednotek: 1 — ždánická porucha, 2 — centrální gravimetrické minimum, 3 — kútský příkop; VII — osy hlavních příčných jednotek: 4 — vranovický (čársky) příkop, 5 — nikolčicko-kurdějovský hřbet, 6 — nesvačilský příkop, 7 — koryčanský příkop, 8 — buchlovsko-osvětimanský hřbet, 9 — hradištský příkop, alternativní řešení 9a, 9b, 10 — levársko-sološnický příkop, 11 — lamačský příkop; VIII — bradlové pásmo; IX — příkrovové jednotky centrálních Karpat; X — neogén karpatské předhlubně a vídeňské pánve; XI — predisponovaná neogenní tektonika; XII — reflexně seizmické profily odměřené metodou hlubinného bodu; XIII — mělké strukturní a hlubinné vrty: BJ — Borský Jur, Br — Brno, K — Kobylí, Ku — Kúty, L — Láb, LNV — Lakšárská Nová Ves, M — Malacky, Ne — Nesvačilka, Ni — Nikolčice, Po — Pouzdřany, St — Studienka ,Š — Šaštín, V — Vysoká, Vr — Vranovice, Z — Závod, Ž — Žarošice.

Geologische Interpretation der längs- und quergerichteten Haupteinheiten im südlichen Teil der SO—Hänge der Böhmischer Masse und im Untergrunde des Neogens des Wiener Beckens

I — Schema des Schwerefeldes; II — Positive Schwere-Anomalien; III — Negative Schwere-Anomalien; IV — Rand der Überschiebung der Flysch-Decken; V — Grenzen der quergerichteten Einheiten; VI — Achsen der längsgerichteten Haupteinheiten; 1 — Ždánicer Störung; 2 — Zentrales gravimetrischer Minimum; 3 — Kúty-Graben; VII — Achsen der quergerichteten Haupteinheiten; 4 — Vranovicer (Čársky)-Graben; 5 — Nikolčicer—Kurdějov-Rücken; 6 — Nesvačiler Graben; 7 —Koryčaner Graben; 8 — Buchlov—Osvětimaner Rücken; 9 — Hradiště-Graben, alternative Lösung 9a, 9b; 10 — Leváre—Sološnica-Graben; 11 — Lamačer Graben; VIII — Klippenzone; IX — Deckeneinheiten der Zentralkarpaten; X — Neogen der Karpaten-Vortiefe und des Wiener Beckens; XI — Prädisponierte neogene Tektonik; XII — Reflexions-seismische Profile, gemessen durch die Tiefenpunkt-Methode; XIII — Seichte strukturelle und Tiefbohrungen: BJ — Borský Jur; Br — Brünn; K — Kobylí; Ku — Kúty; L — Láb; LNV — Lakšárska Nová Ves; M — Malacky; Ne — Nesvačilka; Ni — Nikolčice; Po — Pouzdřany; St — Studienka; Š — Šaštín; V — Vysoká; Vr — Vranovice; Z — Závod; Ž — Žarošice.

mických profilů odměřených metodou hlubinného bodu. Podle provedené interpretace (viz obr. 1) soudíme, že příkop pokračuje do prostoru jz. vrtu Šaštín-11 a dále k JV přes lakšárskou elevaci až k Malým Karpatům. Na území budovaném v podloží neogénu centrálně karpatskými jednotkami jej označujeme jako čárský příkop.

Příkop je z obou stran omezen tektonicky. Oba okrajové zlomy byly v činnosti jak v brezovské depresi, tak i v nejhlubším miocénu. Jejich výšky skoku se pohybují podle interpretace profilu 553/71 na bazi neogénu okolo 100 m a šířka příkopu dosahuje zde asi 3,5 km. Na lakšárské elevaci se příkop silně redukuje a stává nevýrazným. To způsobuje, že v obrazu tíhového pole se jako stavební prvek neprojevuje.

Nesvačilský příkop pokračuje v podloží vídeňské pánve ve směru k JV, kde se spojuje s příkopem koryčanským. Tento průběh je naznačen (I. Cicha — F. Pícha 1964) výskytem tektonicky omezeného příkopu v. Brumovic v tzv. „Kobylském jezeře", jehož výplň tvoří podle těchto autorů burdigal a na SZ odtud i baden. Mimoto je uvedené pokračování příkopu potvrzeno též výsledky tíhového měření.

O koryčanském příkopu předpokládáme, že pod vídeňskou pánví pokračuje nejprve k J, kde prochází centrálním gravimetrickým minimem do prostoru j. Hodonína. Odtud po stočení se do směru SSZ—JJV probíhá přes Petrovu Ves ke Štefanovu, kde po opětovné změně směru pokračuje k JV k jablonickému průsmyku a dále do Podunajské pánve.

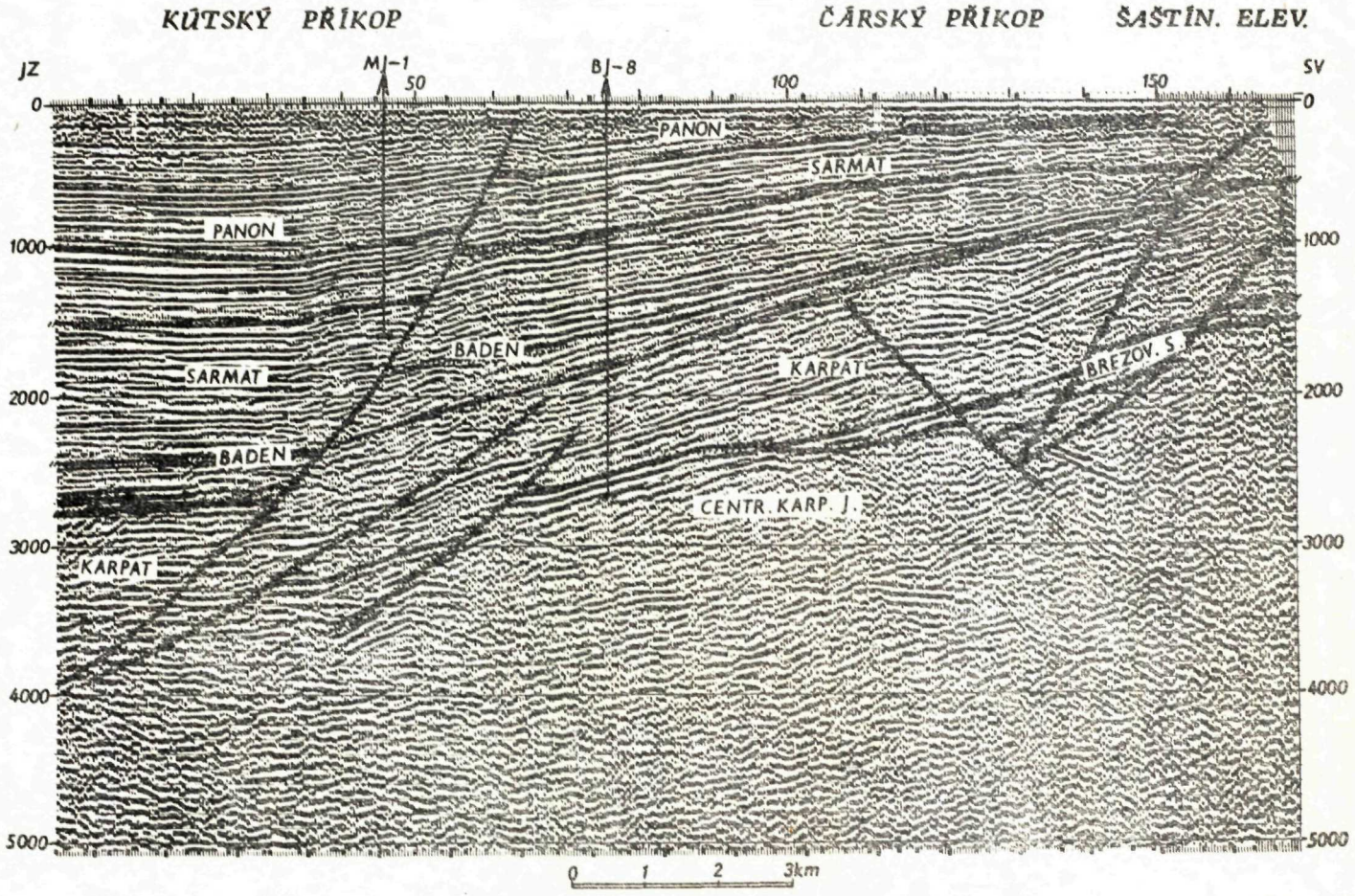
Uvedený průběh příkopu byl zjištěn především z tíhové mapy, kde se projevuje depresí v prostoru Kyjova, Kopčan a od Štefanova po Jablonicu. Za důkaz o pokračování příkopu považujeme dále existenci eggenburgienu (spodního burdigalu) v oblasti mikulčické a josefovské, jakož i zvětšené mocnosti této formace v prostoru Petrovy Vsi. V nejvýchodnější části, v prostoru jablonického průsmyku, se spojuje s jablonickou depresí T. Budaye — V. Špičky (1959), kde v nejvyšší míře zachované sedimenty karpatu svědčí o existenci významného příkopu v podloží.

Hradišťský příkop prochází podle mapy Bouguerových izanomál z prostoru Napajedel k JJZ do centrálního gravimetrického minima. Podle V. Špičky (1969) navazuje na s.-j. depresní tektonickou jednotku, jejíž průběh lze vymezit zhruba na linii Veselí n. Mor.—Kroměříž—Přerov—Lipník. K obnovení tektonické činnosti v příkopu došlo při tvoření se vídeňské pánve v mladším neogénu. Podle J. Dorniče — J. Kheila (1963) náznaky vzniku nové depresní oblasti existují již v tortonu a sarmatu. Okrajové zlomy vznikají přitom zčásti v pokračování zlomů, které, omezují do té doby starou ústřední prohlubeň. Vývoj příkopu včetně tektonické činnosti pokračuje přitom až do nejvyššího pliocénu.

Pokračování hradišťského příkopu z centrální gravimetrické deprese není jednoznačné, neboť v mapě Bouguerových izanomál nejsou v tomto směru žádné poznatky. Příkop se může napojovat přímo na koryčanskou depresi, anebo po stočení se do směru SSZ—JJV pokračuje k jablonickému průsmyku a teprve zde se spojuje s koryčanským příkopem. V tomto druhém případě bylo by možno považovat za oživení jeho činnosti vznik senicko-jablonické deprese T. Budaye et al. (1962).

Z provedeného rozboru uvedených příkopů vyplývá, že tyto mohou ve svém průběhu buďto zachovávat svou samostatnost, anebo se vzájemně spojovat.

553/71


KÚTSKÝ PŘÍKOP
ČÁRSKÝ PŘÍKOP
ŠAŠTÍN. ELEV.
JZ
SV
MJ-1
BJ-8
50
100
150
0
1000
2000
3000
4000
5000
PANON
SARMAT
BADEN
KARPAT
CENTR. KARP. J.
BŘEZOV. S.
0
1
2
3km

Z hlediska tektonických systémů, k nímž tyto příkopy patří, to znamená, že na jv. svazích Českého masívu dochází tím ke spojení příčné tektoniky sudetské s tektonikou směru S—J.

Samostatnost a téměř převážně sz.-jv. směr, jež pouze místy přechází do směru až Z—V si zachovává vranovický příkop, což možno vysvětlit skutečností, že na území jv. svahů Českého masívu tvoří jeho podloží, v němž je zakotvena predispozice pro jeho vznik, krystalinikum nebo mezozoikum charakterizované sudetskou příčnou tektonikou. Totéž platí pro oblast, kde v podloží neogénu vídeňské pánve se nacházejí jednotky centrálních Karpat, ovlivněné příčnou tektonikou svého krystalinického podkladu, pokračující sem (T. Buday 1963 a, b) z oblasti Českého masívu.

Ke spojení nesvačilského příkopu s koryčanským dochází v důsledku sdružení příčné tektoniky sudetské s tektonikou směru S—J. Další průběh spojeného příkopu je v souhlasu s jeho předpokládaným podložím. V prostoru jv. svahů Českého masívu, kde alespoň v části území, jímž příkop prochází, nelze vyloučit autochtonní obal paleozoika se severojižní tektonikou, zachovává tento její s.-j. směr. Naproti tomu v oblasti centrálních Karpat, ovlivněných starou sudetskou tektonikou, se ohýbá podle predispozice zakotvené v tomto podkladu do jeho sz.-jv. směru.

Predispoziční vliv staré sudetské tektoniky se projevil v oblasti centrálních Karpat v podloží vídeňské pánve nejprve na příkrovech veporidních jednotek, a to pravděpodobně vznikem tektonických rýh, jež se asi dále prouhlubovaly silnou erosivní činností. K tvoření vlastních příkopů došlo v prostoru těchto rýh teprve v důsledku subsidentní a synsedimentární činnosti v průběhu sedimentace svrchnokřídových a paleogenních hornin, tvořících jejich výplň. Na možnost predispozice v příkrovech centrálních Karpat ukazují analogicky příčné neogenní deprese, nacházející se v prostoru ždánické jednotky mezi Zaječím a Vel. Pavlovicemi a v. Brumovic.

Na základě provedeného zjištění by probíhal vranovický a koryčanský příkop, při jejich pokračování do centrálních Karpat, napříč centrálním gravimetrickým minimem. Výraznost a předpokládaná hloubka této podélné jednotky sledovatelné z prostoru Břeclavi přes Hodonín a dále k SV, jež na základě refrakčně seizmického měření je okolo 9 km, nepodporují tento předpoklad.

Výsledky gravimetrických měření přinášejí naproti tomu jiné poznatky, vycházející ze skutečnosti, že všechny příkopy se nacházejí v prostoru centrálního gravimetrického minima na území vídeňské pánve. V této oblasti mizí totiž podle T. Budaye — A. Dudka — J. Ibrmajera (1969) po odečtení výplně vídeňské pánve pás záporných anomálií, což lze vysvětlit vyznívání flyšového sedimentačního prostoru na pohřbeném prahu sz.-jv. směru. Podle tohoto zjištění nebyla flyšová miogeosynklinála, jejíž osa se shoduje s centrálním gravimetrickým minimem, v této oblasti na počátku ukládání se flyšových sedimentů v ní tak výrazná, aby zde současně nemohlo dojít k vytvoření příčných příkopů.

Obr. 1 Geologická interpretace časového řezu 553/71
Abb. 1 Geologische Interpretation des Zeitschnittes 553/71

Za výplň příkopů v podloží vídeňské pánve v oblasti jv. svahů Českého masívu, tj. až po bradlové pásmo, považujeme (F. Němec — 1973) horniny flyšových příkrovů. Přitom nelze vyloučit, že se i zde mohou nacházet vrstvy autochtonního paleogénu, případně i svrchní křídy, jež by však byly součástí sedimentačních prostorů flyšové miogeosynklinály. V oblasti centrálně karpatských jednotek jsou příkopy vyplněny svrchní křídou a paleogénem, jež patří zčásti brezovské depresi a pokud se týká paleogénu, v menší míře snad též depresi bukovské. V obou oblastech počítáme k součásti příkopové výplně též příslušné neogenní sedimenty.

Z uvedeného zhodnocení vzniká analogie z hlediska sedimentačních prostorů autochtonního paleogénu na jv. svazích Českého masívu a brezovské deprese centrálních Karpat. Oba sedimentační prostory mají směr JZ—SV, což znamená, že jsou součástí podélné karpatské tektoniky. Oba jsou současně protínány příčnými příkopy, jež náležejí příčné sudetské tektonice. Oba jsou vyplněny horninami autochtonního paleogénu. Rozdíl je pouze v tom, že na jv. svazích Českého masívu přistupují k příkopům sudetského směru ještě i příkopy směru S—J, a dále, že brezovská deprese vznikla dříve, tj. ve svrchní křídě. Vzhledem k těmto skutečnostem nelze zcela vyloučit, že oba sedimentační prostory mohly být prostřednictvím příčných příkopů spojeny alespoň po určitou dobu, a to nejpravděpodobněji v eocénu.

Podle provedeného rozboru můžeme nyní vymezit vliv příčných příkopů na neogenní výplň vídeňské pánve. Vycházíme přitom z názoru T. Budaye (1963 a, b), podle něhož poruchy určující příští tektonické členění a vývoj pánve vznikají v orogenetických fázích.

Příčné příkopy mají v celé oblasti především predispoziční charakter pro vznik příčných depresí v neogenních sedimentech. Jejich vlivem dochází v průběhu nebo po ukončení jednotlivých orogenetických fází v neogénu k vytvoření nových dílčích příkopů v labilnějších částech oblasti.

V eggenburgienu mají dílčí příčné deprese vzniklé za sávské orogenese buďto bezzlomový charakter, anebo jsou tektonicky omezeny. K prvým patří deprese v oblasti mikulčicko-josefovské a v prostoru Petrovy Vsi, zatímco ke druhým počítáme v území s flyšovým podložím příkopy mezi Vel. Pavlovicemi—Zaječím—Šakvicemi a v. Brumovic a v oblasti s centrálně karpatským podkladem senicko-jablonickou a sološnickou depresi.

Podle sedimentární výplně se tyto deprese vyvíjely převážně jen do karpatu, případně, jako je tomu v příkopu v. Brumovic, až do badenu. Výjimkou je sološnická deprese, jejíž vývoj vzhledem k činnosti lakšárského zlomu pokračoval až do dacienu (pontu).

V karpatu vzniká tektonicky omezená deprese vyvolaná v průběhu staroštyrské orogenese vranovickým příkopem v j. části z. svahu hodonínsko-gbelské hrástě, odkud předpokládáme, že pokračuje přes moravskou ústřední prohlubeň na mistelbašskou kru. Na z. svahu je vývoj deprese omezen pouze na karpat, zatímco v ostatních částech se tato vyvíjela až do ukončení středního badenu, i když její vznik v karpatu nemohl zde být pro nedostatek podkladů prokázán.

V hradišťském příkopu dochází k vytvoření neogenní deprese na základě predispozice vyvolané předneogenní tektonikou a v souladu s vývojem nejsevernějších částí vídeňské pánve teprve po ukončení mladoštyrské, případně

moldavské orogenetické fáze. Vývoj příkopu je z toho důvodu omezen na panon, dacien (pont) a vyšší pliocén.

Novými seizmickými profily odměřenými metodou hlubinného bodu, byl v levárském prostoru zjištěn příčný příkop, jenž se poněkud líší od levársko-pernecké deprese vymezené T. Budayem — V. Špičkou (1959). Poněvadž příkop je vyplněn též horninami brezovské série, soudíme z aplikace k uvedeným již příkopům, že i v tomto případě jde o příčnou jednotku svahů Českého masívu, jež by se měla nacházet na rakouské straně a odtud přecházet v podloží vídeňské pánve do její slovenské části.

Příkop byl zatím zjištěn na siezmických profilech 525/70, 526/70 a 530/70. V západní části má směr ZSZ—VJV, zatímco dále k V se obrací do směru zhruba Z—V. Jeho šířka na bázi neogénu je 7—8 km.

Celkový rozsah příkopu není zatím siezmicky ověřen. Z prostoru obcí Malé a Velké Leváre probíhá mezi strukturami Malacky a Studienka. Podle výsledku gravimetrických měření a jejich zpracování (J. Ibrmajer et al. 1955, J. Doležal — A. Možný — V. Čekan 1961), kterými byl rovněž zjištěn, pokračuje odtud přes sološnickou oblast až k Malým Karpatům. Dáváme proto příkopu název levársko-sološnický. Západoseverozápadně od oblasti levárské je třeba předpokládat, že přechází na rakouskou stranu. V tíhové mapě se projevuje v tomto prostoru, vzhledem k značným hloubkám neogénu, jen nevýrazně.

T. Buday — V. Špička (1959) a T. Buday et al. (1962) interpretují v tomto prostoru levársko-perneckou depresi sz.-jv. směru. Výsledky nových seizmických měření provedených metodou hlubinného bodu ukazují v této oblasti, podobně jako výsledky tíhového průzkumu, že levársko-sološnický příkop pokračuje z levárského prostoru k V a nikoliv k JV a nelze jej proto ztotožňovat s levársko-perneckou depresí.

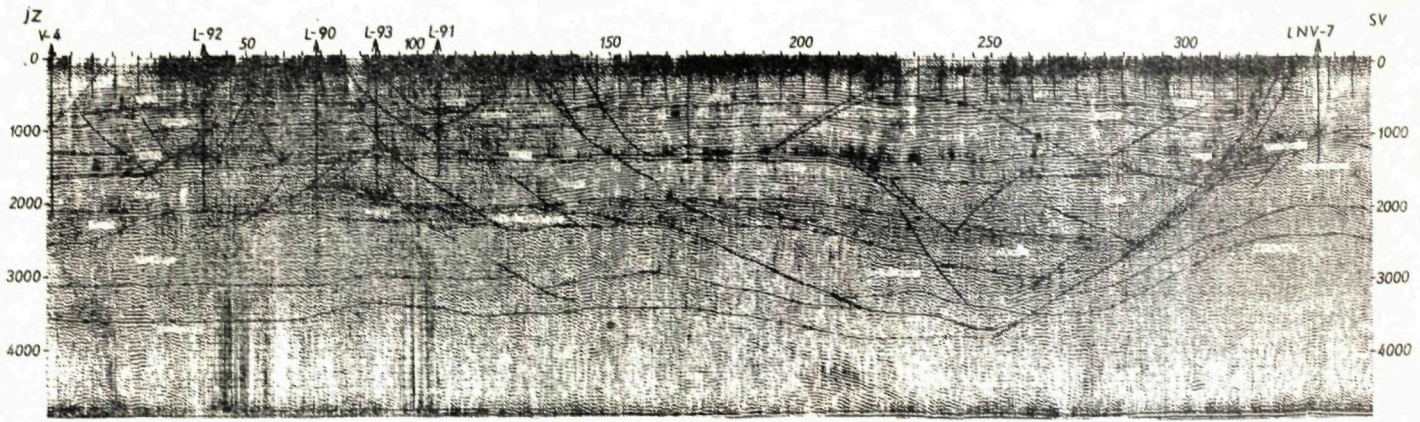
Levársko-sološnický příkop je z obou stran tektonicky ohraničen. Jižní zlomové pásmo má podle výsledku profilu 526/70 výšku skoku na bázi neogénu okolo 1100 m a na hranici spodní baden-karpat asi 500 m.

Ze severní strany interpretujeme tektonické ohraničení příkopu na profilu 526/70 zlomovým pásmem, v němž podobně jako u j. pásma mají jednotlivé zlomy různou časovou funkci. Výška skoku tohoto zlomového pásma činí na profilu 526/70 na bázi neogénu okolo 350 m, na bázi badenu asi 280 m a v lábském obzoru již jen 50 m. Ve východní části tvoří s. ohraničení příkopu lakšárský zlomový systém.

Z uvedeného vyplývá, že zlomy j. tektonického pásma byly v neogénu v činnosti periodicky až po střední baden, zatímco v s. pásmu pokračovala jejich funkce ještě i ve středním badenu včetně lábského obzoru. Zlomy obou pásem byly mimoto v činnosti též v brezovské sérii nacházející se zde v přímém podloží neogénu a tvořené, z aplikace k výsledkům dosaženým na vrtbě Závod-68, horninami svrchní křídy — paleogénu.

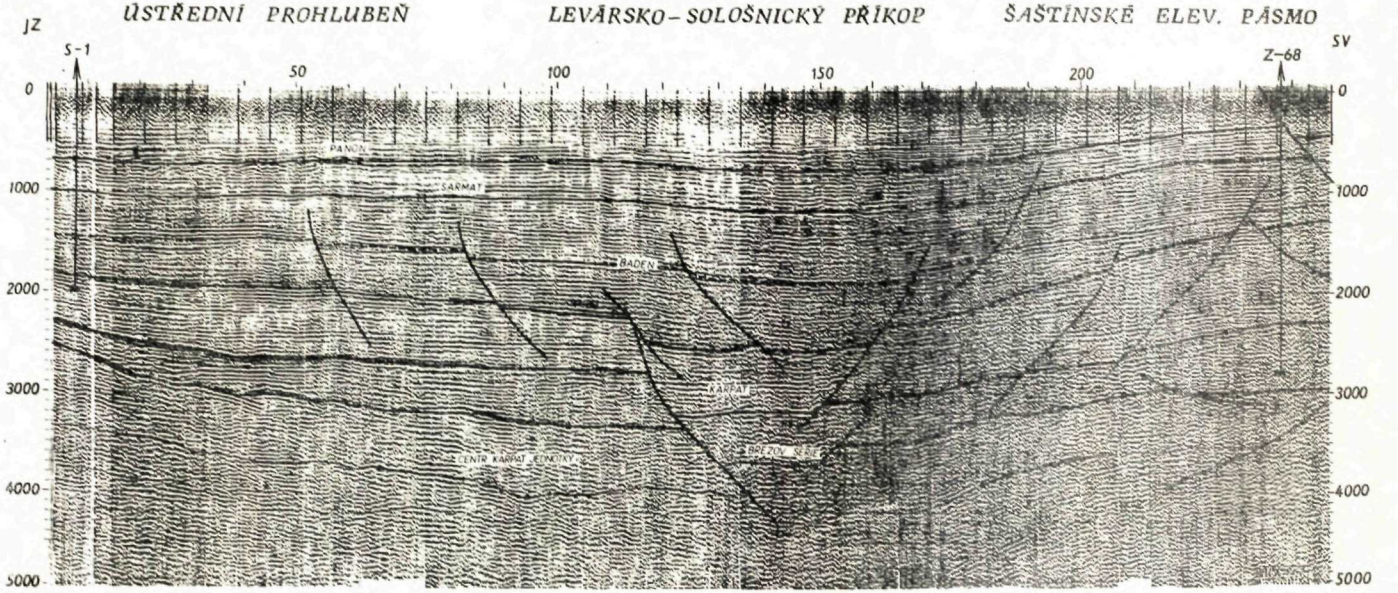
Levársko-sološnický příkop pokračuje až k Malým Karpatům. Přitom se spojuje se sološnickou depresí omezenou ze sv. strany systémem lakšárských zlomů. Vznik této deprese v neogénu byl pravděpodobně predisponován tímto příkopem.

Podle F. Chmelíka (1971) probíhá od Mistelbachu do prostoru s. Malacek hlubinný zlom z.-v. směru omezující mistelbašskou vysokou šupinu proti j. depresní zóně s příkrovy Vídeňského lesa. Zlom mohl by mít vztah k levársko-



Obr. 2 Geologická interpretace časového řezu 525/70

Abb. 2 Geologische Interpretation des Zeitschnittes 525/70



Obr. 3 Geologická interpretace časového řezu 526/70

Abb. 3 Geologische Interpretation des Zeitschnittes 526/70

sološnickému příkopu. K východu uvažuje však F. Chmelík, oproti našemu řešení průběhu tohoto příkopu, s pokračováním zlomu směrem na jablonickou depresi.

Stavba levársko-sološnické deprese je charakterizována stoupáním báze neogénu ve směru k V, jak to dokazují profily 526/70 a 525/70. Na prvém z nich se tato totiž nachází v hloubce 5 400 m, zatímco na druhém již jen v hloubce 3 400 m. Mimoto dochází k poklesu vrstev do centrální části příkopu se vznikem vlekových struktur podél zlomů. Uvnitř příkopu se předpokládá lokální zlomová tektonika předstředněbadenská.

Levársko-sološnický příkop je mimoto porušen mladšími podélnými zlomy směru JZ—SV, jež jej rozdělují na řadu ker. Jde především o zlomy lábské, malacké, jakubovské a studienecké. Ve v. části je stavba příkopu ovlivněna navíc lábsko-lakšárským elevačním pásmem a plavecko-zohorským příkopem. V z. prostoru ve smyslu mladší karpatské tektoniky přísluší šaštínsko-gajarskému elevačnímu pásmu.

V jižní části pánve v prostoru Vysoká—Suchohrad byl vymezen v hlubším miocénu podle profilu 527/70, odměřeného metodou hlubinného bodu, dílčí příčný příkop s největší mocností spodního badenu. Předpokládáme, že tento příkop patří buď k příčným jednotkám sz.-jv. směru, nebo tvoří pokračování příkopu jdoucího z rakouské strany a uvažovaného mezi elevacemi Baumgarten—Tallesbrun. V prvém případě jej spojujeme s pokračováním lamačské deprese, vymezené T. Budayem — V. Špičkou (1959) k SZ přes lábsko-lakšárské elevační pásmo v prostoru struktúr Láb—Baumgarten. Průběh příkopu není zatím spolehlivě určen, neboť chybí další seizmické podklady.

Význam příčných příkopů pro nafto- a plynonosnost

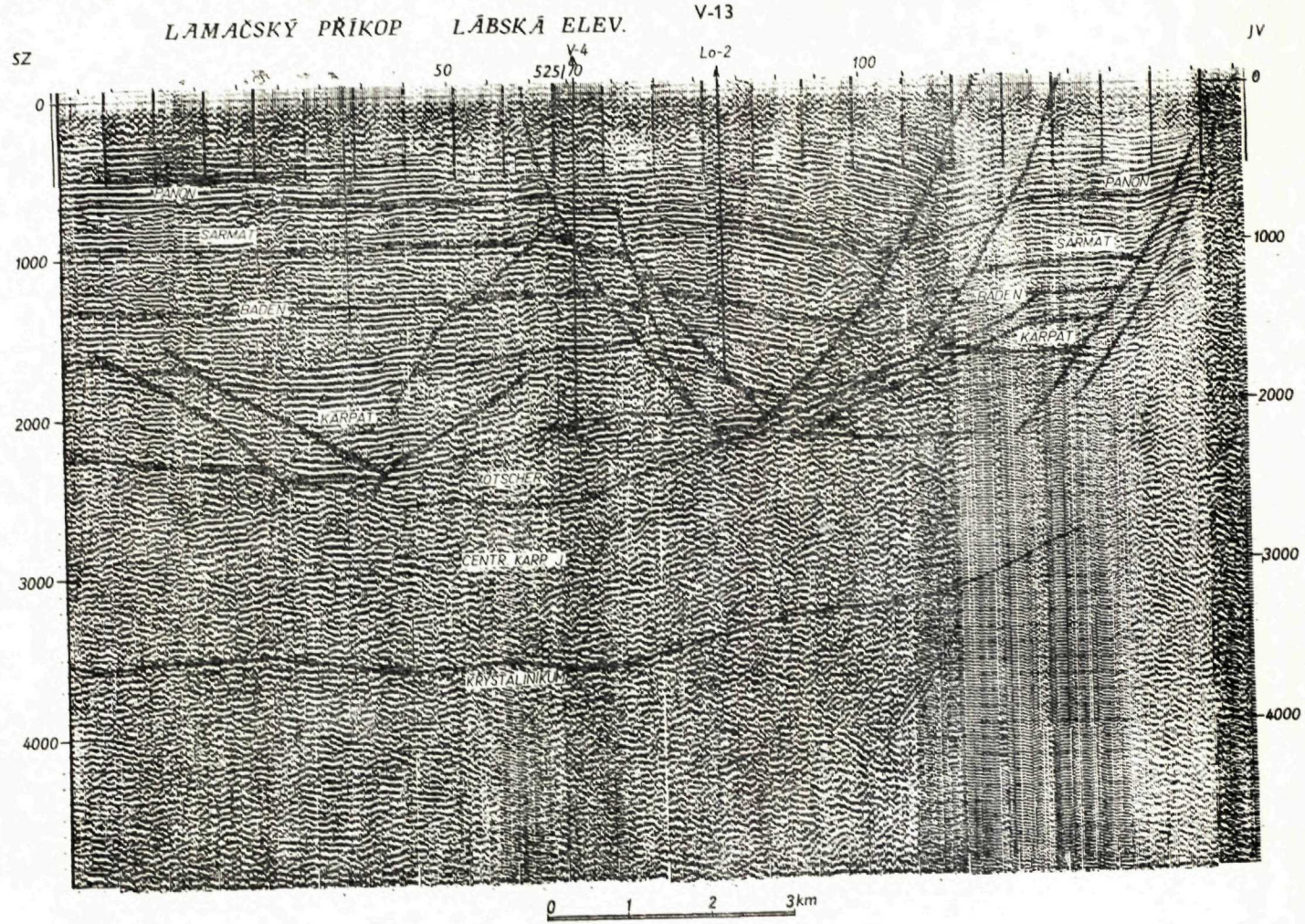
Příčné příkopy jv. svahů Českého masívu včetně jejich pokračování v podloží vídeňské pánve, jakož i v jejich neogenních sedimentech, jsou samostatnými tektonickými jednotkami, v nichž podle provedeného geologického zpracování se mohou nacházet dílčí elevační oblasti. Tato skutečnost spolu s poznatky o sedimentární výplni příčných příkopů je podkladem pro to, že je považujeme jako celek za perspektivní z hlediska možnosti výskytu živičných ložisek. V jejich jednotlivých částech získali jsme tyto poznatky.

Na jv. svazích Českého masívu jsou příčné příkopy vyplněny autochtonním paleogénem. Jeho podrobné zhodnocení provedl F. Němec (1973), jenž dospěl k těmto závěrům. Sedimenty autochtonního paleogénu je možno považovat, podle zjištění vysoké koncentrace organické hmoty i substance, jakož i značného množství bituminózní příměsi (V. Šimánek — J. Šmeral in V. Homola et al. 1961, M. Zádrapa — J. Voborníková 1967—1969) za matečné horniny pro vznik živic.

Z hlediska kolektorských hornin jsou v autochtonním paleogénu nejvýznamnější jeho bazální vrstvy, jež jako jediný komplex by se mohly vyskytovat průběžně. Vyšší části této formace jsou totiž převážně pelitické. Písčitý vývoj zjištěný v nich v sz. části nesvačilského příkopu ukazuje pouze na lokální změnu facie ve směru do sz. uzávěru této deprese.

Všechny typy vod získané z vrstev autochtonního paleogénu mají charakter

527/70


LAMAČSKÝ PŘÍKOP
LÁBSKÁ ELEV.
V-13
SZ
JV
V-4
Lo-2
525/70
50
100
0
1000
2000
3000
4000
PANON
SARMAT
BADEN
KARPAT
NOTSOLER
CENTR. KARP. J.
KRYSTALINIKUM
0
1
2
3km

naftových vod. S výjimkou sz. části nesvačilského příkopu jsou neředěné, což znamená, že nepřišly do styku s povrchovými ani miocenními vodami s menší mineralizací.

Ve vrstvách autochtonního paleogénu byly zaznamenány projevy živic, a to jak v nesvačilském příkopu, tak především v elevačních částech, kde na nikolčicko-kurdějovském hřbetu, nacházejícím se mezi vranovickým a nesvačilským příkopem, byl na vrtbě Nikolčice-2 získán z basálních vrstev i přítok nafty.

Na základě těchto zjištění lze podle F. Němce považovat autochtonní paleogén za perspektivní formaci pro možnost výskytu živičných ložisek. V nesvačilském příkopu jsou nadějnými prostorami především svahy v jeho střední části, kde se mohou nacházet poloklenbovité elevace, vázané na hlavní okrajové zlomy a dále koutové elevace v nejvyšších strukturních polohách dílčích meziker vytvořených okrajovými a odštěpnými zlomy. Ve vranovickém příkopu přichází v úvahu především dílčí elevace sv. Pouzdřan a dále svahy příkopu v širším prostoru vrtby Vranovice-1 a jv. vrtby Pouzdřany-1. Z regionálního hlediska mají perspektivní charakter též koryčanský a hradišťský příkop, u nichž se předpokládá jako výplň rovněž autochtonní paleogén.

V oblasti centrálních Karpat tvoří v podloží vídeňské pánve výplň příčných příkopů svrchní křída a paleogén. Z hlediska naftových uhlovodíků nevykazují svrchnokřídové sedimenty podle V. Šimánka (1968) příznivé indicie. Rovněž množství namigrovaných bitumenů je v těchto horninách bezvýznamné. Toto zhodnocení se opírá o výzkum organické hmoty provedený pouze na jediné vrtbě Závod-68, na níž nebyla brezovská série provrtána. Navíc nebyly k rozborům použity ani paleogenní sedimenty. Soudíme proto, že uvedené závěry nelze aplikovat a ani použít pro celou výplň brezovské deprese včetně příčných příkopů.

Z hlediska kolektorských hornin nejsou paleogenní a svrchnokřídové sedimenty obzvláště příznivé. Převládá pelitický vývoj se spíše podřadnými polohami více nebo méně propustných hornin. Nutno ovšem vzít v úvahu, že svrchní křída nebyla především v nejhlubších částech brezovské deprese převrtána, takže nelze zde vyloučit možnost výskytu bazálních vrstev s dobrými kolektorskými vlastnostmi. Rovněž rozlohou poměrně omezená oblast, na níž byly horniny brezovské série zastiženy, neposkytuje podrobnější představu o jejím litologickém vývoji.

Vody z hornin brezovské série byly získány ze svrchnokřídových horizontů na vrtbě Závod-57. Podle zhodnocení M. Dlabače — M. Michalíčka — V. Procházkové (1968) jde o vody silně mineralizované až solanky. Obsah jodidů 3,8—5,0 mg/l není vysoký. Obsah síranů je relativně velmi nízký, zatímco sirovodík není vůbec přítomen. Především vzhledem k přítomnosti uhlovodíkových plynů hodnotí uvedení autoři vody těchto obzorů za živičně perspektivní. Na základě těchto poznatků nevylučují M. Dlabač — V. Špička (in M. Dlabač et al. 1968) v příznivých strukturních podmínkách možnost vzniku akumulací nafty a plynu v sedimentech svrchní křídy a paleogénu brezovské série. Mimo autochtonních živic lze zde přitom předpokládat živice namigrované z veporidních příkrovů, stejně jako i z neogénu. Totéž se v úplné

←

Obr. 4 Geologická interpretace časového řezu 527/70
Abb. 4 Geologische Interpretation des Zeitschnittes 527/70

šíři vztahuje i na příčné příkopy, jejichž perspektivitu bude možno řešit podle výsledků dalších seizmických profilů, jež budou odměřeny metodou hlubinného bodu.

K příčným příkopům počítáme rovněž výplň neogenních příčných depresí, jež vznikly v průběhu neogenních orogenetických fází na základě predisposice vyvolané předneogenními příkopy. Z hlediska akumulace živic má z těchto neogenních příkopů význam především deprese na mistelbašské kře, kde v jejím sz. uzávěru byla zjištěna koutová elevace vázaná na příčný podivínský a podélný schrattenberský zlom. Nadějnými formacemi pro živice je zde v prvé řadě střední baden s lábským obzorem a pestrými bazálními vrstvami, bazální obzor spodního badenu, jakož i nejhlubší neogenní partie. Za nedořešený je možno považovat tento příkop pro karpat v j. části z. svahu hodonísko-gbelské hrástě a pro střední baden též v moravské ústřední prohlubni.

O levársko-sološnickém příkopu není možno z akumulačního hlediska říci zatím nic konkrétního. Perspektivně lze však předpokládat přítomnost akumulačních oblastí v hlubších částech neogénu ve formě polokleneb vázaných na okrajové zlomy. S tím lze počítat též v s. části příkopu pro lábský obzor, jakož i paleogén a svrchní křídu. Mimoto nelze pro všechny tyto formace vyloučit existenci koutových struktur v dílčích mezikrách vytvořených zde mladšími podélnými zlomy směru JZ—SV, jež tento příkop protínají. Rovněž významným může být v tomto směru lábsko-lakšárské elevační pásmo v místech, kde prochází sološnickým příkopem. Konkrétnější poznatky o této depresi bude možno říci až po provedení dalších seizmických profilů metodou hlubinného bodu, u nichž lze předpokládat, že nám poskytnou nové poznatky též o dalších neogenních příčných depresích.

Závěr

Výsledky vyplývající z řešené problematiky je možno shrnout do těchto několika poznatků:

1. Příkopy jv. svahů Českého masívu patří jednak k sudetské tektonice (příkop vranovický a nesvačilský) směru SZ—JV až Z—V, a jednak k severojižní tektonice (příkop koryčanský a hradišťský) směru S—J až SSV—JJZ. Oba tektonické směry jsou oproti podélné tektonice karpatské směru JZ—SV příčné.

2. Z oblasti jv. svahů Českého masívu pokračují příčné příkopy do podloží neogénu vídeňské pánve. Toto pokračování bylo zjištěno podle výsledků gravimetrických a reflexně seizmických měření, dále podle příčné tektoniky, především hlubšího neogénu, jež byla predisponována příčnými příkopy, jakož i ze zvětšených mocností nejhlubších neogenních částí v některých oblastech.

3. Vranovický příkop prochází zhruba z území Vranovic k JV. V podloží vídeňské pánve pokračuje přes Podivín a Ladnou do prostoru v. Břeclavi a odtud přes kútský příkop do oblasti lakšárské elevace až k Malým Karpatům, kde jej označujeme jako čárský příkop.

Nesvačilský příkop postupuje z prostoru Brna, kde dosahuje až k výchozům Českého masívu nejprve k JJV a dále k JV. Severovýchodně St. Poddvorova se spojuje s příkopem koryčanským.

Koryčanský příkop má s.-j. směr. Pod neogénem vídeňské pánve pokračuje rovněž nejprve k J, prochází centrálním gravimetrickým minimem do kop-

čanské tíhové deprese a po stočení se do směru SZ—JV směřuje od Štefanova k jablonickému průsmyku a dále do Podunajské nížiny.

Hradišťský příkop jde z prostoru Napajedel k JJZ do centrálního gravimetrického minima, kde se buď spojuje s koryčanským příkopem, anebo po stočení se do směru SSZ—JJV pokračuje k jablonickému průsmyku a teprve zde dochází k jeho spojení s koryčanským příkopem.

4. Vlastní výplň příkopů tvoří na jv. svazích Českého masívu v sz. části autochtonní paleogén (střední eocén až rupel) a v jv. části horniny flyšových příkrovů, zatímco v centrálních Karpatech jsou tyto vyplněny autochtonní svrchní křídou a paleogénem brezovské série.

5. Vznik příčných příkopů byl predisponován tektonikou podloží a formován silnou erosivní činností. Zatímco na jv. svazích Českého masívu patří příčné příkopy zásluhou této predispozice tektonice sudetské a severojižní, náleží v centrálních Karpatech v podloží vídeňské pánve, v důsledku nepřítomnosti autochtonního paleozoika, jen tektonice sudetské. Důkazem je ohyb koryčanského zlomu ze s.-j. do sz.-jv. směru v prostoru od kopčanské deprese k jablonickému průsmyku.

6. U vranovického a nesvačilského příkopu bylo zjištěno na jv. svazích Českého masívu jejich tektonické omezení, jež předpokládáme u nich též v podloží vídeňské pánve a rovněž i u ostatních příkopů.

7. Příčné příkopy měly predispoziční vliv na neogén vídeňské pánve, jenž se projevil vytvořením příčných depresí nebo zlomů především v hlubších neogenních částech k nímž patří:
a) U vranovického příkopu — deprese mezi Zaječím a Vel. Pavlovicemi, příčné zlomy a mezi nimi předpokládaná deprese na mistelbašské kře, v moravské ústřední prohlubni a z. svahu hodonísko-gbelské hrástě. b) U nesvačilského příkopu — deprese v. Brumovic. c) U koryčanského příkopu — deprese v eggenburgienu v prostoru josefovsko-mikulčickém a u Petrovy Vsi a jv. část jablonické deprese. d) U hradišťského příkopu — alternativně deprese senicko-jablonická T. Budaye et al. (1962).

8. K příčným příkopům jv. svahů Českého masívu se sudetskou tektonikou počítáme rovněž depresi levársko-sološnickou zjištěnou především v neogénu pomocí reflexně seizmických profilů provedených metodou hlubinného bodu. Deprese má směr ZSZ—VJV až Z—V. Ve v. části se spojuje se sološnickou depresí, směrem k ZSZ je třeba předpokládat, že přechází do Rakouska. Na bázi neogénu má šířku 7—8 km a je tektonicky omezena.

9. Příkop v jižní části pánve považujeme buď za pokračování příčné lamačské deprese k SZ, nebo za pokračování příkopu z prostoru struktur Baumgarten—Tallesbrunn.

10. Příčné příkopy mají perspektivní význam pro nafto- a plynonosnost, což se týká jak jejich vlastní výplně paleogenní a svrchnokřídové, tak i neogenních hornin uložených v depresích predisponovaných těmito příkopy. Podle současných výsledků průzkumných prací lze v prvém případě vymezit jako nejnadějnější oblasti některé části nesvačilského a vranovického příkopu na jv. svazích Českého masívu s bazálními vrstvami autochtonního paleogénu. V neogenních partiích lze považovat za nadějné, s vymezením konkrétních průzkumných úkolů, depresi na mistelbašské kře — z. svahu hodonínsko-gbelské hrástě a perspektivně především levársko-sološnický příkop.

Do tlače odporučil J. Janáček

LITERATURA

Adam, Z. — Dlabač, M. — Chmelík, F. — Stráník, Z. 1969: Geologická interpretace reflexně seizmických profilů v jižní části ždánické jednotky. Časopis pro mineral. a geol., roč. 14, č. 1, Praha.

Ameely, L. — Lorenser, E. 1942: Bericht über die Schweremessungen im Protektorat Mähren. Zpráva GFPL. Archív Morav. naft. dolů Hodonín.

Blížkovský, M. 1962: Detailní gravimetrický průzkum jz. části čelní hlubiny v roce 1961. Zpráva Úst. užité geof. Brno. Rukopis. Geofond Praha.

Buday, T. 1963a: Některé nové poznatky o tektonice karpatských neogenních pánví. XIV. sjezd Společnosti pro mineralogii a geologii, Brno.

Buday, T. 1963b: Tektonický vývoj a stavební styk karpatských neogenních pánví. Rukopis. Geofond Praha.

Buday, T. — Cicha, I. 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Považí. Geol. práce, Zoš. 43, Bratislava.

Buday, T. — Špička, V. 1959: Geologický vývoj slovenských částí Vídeňské pánve ve světle podrobných výzkumů lakšárské elevace. Rozpravy ČSAV, řada MP věd, roč. 69, seš. 9, Praha.

Buday, T. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-33-XXXV, M-33-XXXVI Wien—Bratislava, Praha.

Buday, T. — Dudek, A. — Ibrmajer, J. 1969: Některé výsledky interpretace gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1:500 000. Sborník geol. věd, řada UG, sv. 8, Praha.

Cicha, I. — Pícha, F. 1964: Příspěvek k poznání stratigrafického a litologického vývoje jihovýchodní části ždánické jednotky. Sborník geol. věd, řada G, sv. 4, Praha.

Dlabač, M. — Menčík, E. 1964: Geologická stavba autochtonního podkladu západní části vnějších Karpat na území ČSSR. Rozpravy ČSAV, řada MP věd, roč. 74, seš. 1, Praha.

Dlabač, M. — Michalíček, M. — Procházková V. in Dlabač, M. et al. 1968: Výzkum předneogenního podloží v jihovýchodní části Vídeňské pánve. Zpráva ÚÚG Praha. Rukopis. Geofond Bratislava.

Doležal, J. — Možný, A. — Čekan, B. 1961: Detailní gravimetrický průzkum ve slovenské části Vídeňské pánve v r. 1960. Zpráva Úst. užité geof., Brno. Rukopis. Geofond Bratislava.

Doležal, J. — Hadamovský, F., 1962: Detailní gravimetrické měření v západokarpatském flyši v roce 1961 — oblast Gottwaldov. Zpráva Úst. užité geof. Brno. Rukopis. Geofond Praha.

Doležal, J. — Hadamovský, F. 1963: Detailní gravimetrický průzkum ve slovenské části Vídeňské pánve v r. 1962. Zpráva Úst. užité geof. Brno. Rukopis. Geofond Bratislava.

Dornič, J. — Kheil, J. 1963: Příspěvek k mikrobiostratigrafii a tektonice severozápadních okrajových částí Vídeňské pánve a tzv. hradišťského příkopu. Sborník geol. věd, řada G, sv. 3, Praha.

Dunkel, R. — Lorenser, E. 1940: Bericht über die Drehwaageuntersuchung in der westlichen Slowakei. Rukopis. Archív Morav. naft. dolů Hodonín.

Dvořák, J. — Hromec, J. 1965: Předběžná zpráva o výsledcích vrtby Nesvačilka-3. Zprávy o geol. výzk. v r. 1965, Praha.

Homola, V. et al. 1961: Opěrná vrtba Nesvačilka-1 v jihozápadní části vněkarpatské pánve na Moravě. Práce výzk. úst. Čs. naft. dolů, sv. 17, Praha.

Hromec, J. 1968a: Hlubinný průzkum sv. svahů mušovské elevace. Zemní plyn a nafta, roč. 13, Kyjov.

Hromec, J. 1968b: Hlubinný průzkum severních svahů vranovického příkopu. Zemní plyn a nafta, roč. 13, Kyjov.

Hromec, J. 1969a: Hluboký strukturní průzkum mušovsko-strachotínské oblasti. Projekt geol. prací Morav. naft. dolů Hodonín. Geofond Praha.

Hromec, J. 1969b: Hluboký strukturní průzkum nikolčicko-vranovické oblasti. Zpráva Morav. naft. dolů Hodonín. Geofond Praha.

Chmelík, F. 1971: Geologie zdounecké tektonické jednotky a její postavení v alpsko-karpatské soustavě. Sborník geol. věd, řada G, sv. 19, Praha.

Chmelík, F. et al. 1970: Komplexní geologické zhodnocení vrtu Lubná-1 s přihlédnu-

tím k výsledkům vrtů Lubná-2, 3 a 4. Zpráva ÚÚG Praha. Rukopis. Geofond Praha.
Chmelík, F. — Thon, A. 1971: Hluboký strukturní průzkum západních částí Chřibů a jižní části Litenčické pahorkatiny. Projekt geol. prací Morav. naft.dolů Hodonín. Rukopis. Geofond Praha.
Ibrmajer, J. et al. 1955: Komplexní zpracování geofysikálních materiálů Vídeňské pánve. Zpráva Úst. pro naft. výzkum Brno. Rukopis. Geofond Praha.
Kootz, H. — Lorenser, E. 1940: Bericht über die Drewaagenuntersuchungen in der westlichen Slowakei und im Protektorat Böhmen und Mähren. Rukopis. Archív Morav. naft. dolů Hodonín.
Müller, F. 1942a: Bericht über die refraktionsseismischen Untersuchungen in Südmähren. Gebiet I.: Südmährischen Anteil des Inneralpinen Wiener Becken. Zpráva GFPL. Rukopis. Archív Morav. naft. dolů Hodonín.
Müller, F. 1942b: Bericht über die refraktionsseismischen Untersuchungen in Mähren. Gebiet II: Karpatische Vortiefe. 2. Teil: Wischauer Senke und deren östliche Fortsetzung. Zpráva GFPL. Rukopis. Archív Morav. naft. dolů Hodonín.
Müller, F. 1944: Refrakční seizmické měření vněalpské pánve v r. 1944. Zpráva GFPL. Rukopis. Archív Morav. naft. dolů Hodonín.
Němec, F. — 1973: Geologie autochtonního paleogénu na jihovýchodních svazích Českého masívu na Moravě. Sborník geol. věd, řada G, sv. 24, Praha.
Němec, F. 1968: Největší ropné ložisko v ČSSR. Geol. průzkum, roč. 10, č. 1, Praha.
Němec, F. 1970: Nové výsledky dosažené při naftovém průzkumu moravské části Vídeňské pánve. Rukopis. Geofond Praha.
Odstrčil, J. 1964: Tíhový průzkum jv. svahů Českého masívu mezi Hustopečemi a Lanžhotem. Zpráva Úst. užité geof. Brno. Rukopis. Geofond Praha.
Odstrčil, J. 1965: Detailní tíhový průzkum ždanického lesa v roce 1964. Zpráva Úst. užité geof. Brno. Rukopis. Geofond Praha.
Odstrčil, J. 1967: Detailní tíhový průzkum gajársko-šaštínského elevačního pásma. Zpráva Úst. užité geof. Brno. Rukopis. Geofond Bratislava.
Odstrčil, J. — Blížkovský, M. 1963: Detailní tíhový průzkum jižní části čelní hlubiny. Zpráva Úst. užité geof. Brno. Rukopis. Geofond Praha.
Odstrčil, J. — Adam, Z. 1969: Podrobný gravimetrický průzkum v širším okolí Chřibů. Zpráva Úst. užité geof. Brno. Rukopis. Geofond Praha.
Pernica, V. — Nečas, V. — Filková, V. — Adam, Z. 1967: Zpráva o vrtně refrakčním měření na hlubinném vrtu Nesvačilka-3. Zpráva Úst. užité geof. Brno. Rukopis. Geofond Praha.
Roth, Z. 1969: Výzkum hlubinné stavby v oblasti předhlubně a západního úseku flyšového pásma čs. Karpat. Geol. průzkum, roč. 11, č. 10, Praha.
Šimánek, V. 1968: Geochemický výzkum naftomatečných a sběrných hornin čs. Karpat — mesozoické podloží čs. části vídeňské pánve. Zpráva ÚÚG, Brno. Rukopis. Geofond Bratislava.
Špička, V. 1967: Příspěvek ke zlomové tektonice vídeňské pánve. Sborník geol. věd, řada G, sv. 12, Praha.
Špička, V in Adam, Z. et al. 1969: Paleografia a mapy mocností neogénu Západných Karpát. Zborník geol. vied, rad ZK, zv. 11, Bratislava.
Šutor, A. — Hadamovský, F. 1966: Zpráva o tíhovém průzkumu oblast Čejč—V. Pavlovice—V. Bílovice. Zpráva Úst. užité geof. Brno. Rukopis. Geofond Praha.
Šutor, A. — Hadamovský, F. 1967: Výroční zpráva o detailním tíhovém průzkumu jv. svahů Českého masívu oblast Prostějov—Uh. Brod. Zpráva Úst. užité geof. Brno. Rukopis. Geofond Praha.
Vašek,O. — Baumgartl, J. — Schmidt, K. 1955: Závěrečná zpráva o seizmickém průzkumu v oblasti Nesvačilky a Hodonína prováděném v roce 1954. Zpráva Úst. užité geof. Brno. Rukopis. Geofond Praha.
Zádrapa, M. — Voborníková, J. (1967—1969): Sedimentárně petrografické rozbory jader z vrtů Pouzdřany-1 a Vranovice-1. Rukopis. Archív Morav. naft. dolů Hodonín.
Zapletal, K. 1950: Dnešní stav geologie moravskoslezských Karpat a úvalů. Spisy přírodověd. fak., řada G 2, č. 324, Brno.

AUGUSTÍN KOCÁK – FRANTIŠEK NEMEC

QUERGERICHTETE GRÄBEN AN DEN SÜDOSTHÄNGEN DER BÖHMISCHEN MASSE UND DIE MÖGLICHKEIT IHRER FORTSETZUNG IM RAUME DES WIENER BECKENS

In der vorliegenden Arbeit wird zum ersten Mal eine Analyse der quergerichteten Gräben an den SO-Hängen der Bömischen Masse durchgeführt mit der Tendenz diese auch weiter nach SO im Untergrunde des Wiener Beckens zu verfolgen. Die aus der Bewertung der gegebenen Problematik folgenden Schlüsse können in den folgenden Erkenntnissen zusammengefasst werden.

Die Gräben an den SO-Hängen der Böhmischen Masse gehören einerseits der sudetischen Tectonik (Vranovicer und Nesvačiler Graben) von NW—SO bis W—O Richtung, anderseits der nord-südlichen Tektonik (Koryčaner und Hradište-Graben) von N—S bis NNO—SSW Richtung an. Die beiden tektonischen Richtungen sind querlaufend gegeüber der längsgerichteten Tektonik von karpatischer Richtung SW—NO.

Vom Raume der SO-Hänge der Bömischen Masse aus setzen die quergerichteten Gräben in den Untergrund des Wiener Beckens fort. Diese Fortsetzung wurde nach den Ergebnissen der gravimetrischen und reflexionsseismischen Messungen, im weiteren nach der quergerichteten Tektonik, vor allem des tieferen Neogens, festgestellt welch letztere durch quergerichtete Gräben prädisponiert wurde, sowie auch nach den grösseren Mächtigkeiten der tiefsten neogenen Partien in einigen Gebieten.

Der Vranovicer Graben verläuft ungefähr vom Raume von Vranovice nach SO. Im Untergrunde der Wiener Beckens setzt er fort über Podivín und Ladná in dem Raum Ö von Břeclav und dann über den Kúty-Graben in den Raum der Lakšáre-Elevation bis zu den Kleinen Karpaten, wo wir ihn als Čársky-Graben bezeichnen.

Der Nesvačiler Graben setzt fort vom Raume von Brünn, wo er bis zu den Vorkommnissen der Böhmischen Masse erst nach SSO und dann nach SO reicht. Nordöstlich von St. Podvorov verbindet er sich mit dem Koryčaner Graben.

Der Koryčaner Graben erstreckt sich in N—S Richtung. Unter dem Neogen der Wiener Beckens setzt er ebenfalls erst nach S fort, verläuft durch das zentrale gravimetrische Minimum ins Gravitations-Depression von Kopčany und nach der Biegung in NW—SO Richtung zieht er sich von Štefanov zum Jablonica Pass und weiter in die Donau-Ebene.

Der Hradište-Graben erstreckt sich vom Raume von Napajedla nach SSW ins zentrale gravimetrische Minimum, wo er sich entweder mit dem Koryčaner Graben verbindet oder nach einer Biegung in NNW—SSO Richtung setzt er fort zum Jablonica-Pass und erst da findet seine Verbindung mit dem Koryčaner Graben statt.

Die eigentliche Füllung der Gräben an den SO-Hängen der Bömischen Masse ist im NW-Teil durch autochthones Paläogen (Mitteleozän bis Ruppelien) und im SO-Teil durch Gesteine der Flysch-Decken gebildet, während sie in den Zentralkarpaten durch autochthone Oberkreide und das Paläogen der Brezová-Serie ausgefüllt sind.

Die Bildung der quergerichteten Gräben wurde durch die Tektonik des Untergrundes prädisponiert und durch eine starke erosive Tätigkeit formiert. Während an den SO-Hängen der Böhmischen Masse infolge dieser Prädisposition die quergerichteten Gräben der sudetischen und nord-südlichen Tektonik angehören, so entsprechen sie in den Zentralkarpaten im Untergrunder des Wiener Beckens, wegen der Abwesenheit des autochthonen Paläozoikums, nur der sudetischen Tektonik. Ein Beweis dafür ist die Biegung des Koryčaner Bruches von N—S in NW—SO Richtung im Raume von der Kopčaner Depression zum Jablonica-Pass.

Beim Vranovicer und Nesvačiler Graben wurde an den SO-Hänger der Böhmischen

Masse ihre tektonische Begrenzung festgestellt, welche wir bei ihnen auch im Untergrunde des Wiener Beckens sowie auch bei den anderen Gräben voraussetzen.

Die quergerichteten Gräben hatten einen prädisponierten Einfluss auf das Neogen des Wiener Beckens, welcher sich durch die Bildung quergerichteter Depressionen oder von Brüchen in den tieferen neogenen Partien des Neogens äusserte, zu denen angehört:

a) Beim Vranovicer Graben — die Depression zwischen Zaječí und Velké Pavlovice, die quergerichteten Brüche und zwischen ihnen die angenommene Depression auf der Mistelbacher Scholle, in der Mährischen Zentralsenke und am Westhang der Hodonín—Gbely-Horst.

b) Beim Nesvačiler Graben — die Depression östlich von Brumovice.

c) Beim Koryčaner Graben — die Depression im Eggenburgien im Raume von Josefov—Mikulčice und bei Petrova Ves, und der SO-Teil der Jablonica-Depression.

d) Beim Hradište-Graben — die alternative Senica—Jablonica-Depression von T. Buday u. Koll. (1962).

Zu den quergerichteten Gräben an den SO-Hängen der Böhmischen Masse mit sudetischer Tektonik rechnen wir auch die Leváre—Sološnica-Depression, festgestellt vor allem im Neogen mit Hilfe von reflexions-seismischen Profilen, die mit der Methode des Tiefenpunktes durchgeführt wurden. Die Depression erstreckt sich in Richtung WNW—OSO bis W—O. Im östlichen Teil verbindet sie sich mit der Sološnica-Depression, in Richtung WNW ist ihre Forsetzung nach Österreich anzunehmen. An der Basis des Neogens ist sie 7—8 km breit und tektonisch begrenzt.

Im südlichen Teil des Beckens betrachten wir den Graben entweder als Fortsetzung der quergerichteten Lamačer Depression nach NW oder las Forsetzung des Grabens vom Raume der Baumgarten-Tallesbrunn-Strukturen.

Die quergerichteten Gräben sind von perspektiver Bedeutung für die ÖE — und Gasführung, was ihre eigentliche paläogene und oberkretazische Füllung, sowie auch die neogenen Gesteine, welche in den durch diese Gräben prädisponierten Depressionen abgelagert sind, anbetrifft. Nach den gegenwärtigen Resultaten der Forschungsararbeiten können im ersteren Falle als meist versprechende Gebiete einege Teile des Nesvačiler und Vranovicer Grabens an den SO-Hängen der Böhmischen Masse mit basalen Schichten des autochthonen Paläogens ausgegliedert werden. In den neogenen Partien kann, mit der Definierung von konkreten Explorations-aufgaben, die Depression auf der Mistelbacher Scholle — am Westhang der Hodonín—Gbely-Scholle und perspektiv vor allem der Leváre—Sološnica-Graben betrachtet werden.

Übersetzt von J. Pevný

Geologické práce, Správy 61 | str. 211—218 | Bratislava | 1973

RUDOLF RUDINEC*

NEOGÉNNA VÝPLŇ A PREDNEOGÉNNE PODLOŽIE JUHOVÝCHODNEJ ČASTI PODVIHORLATSKEJ OBLASTI (VRT VYSOKÁ 1)

(3 obr. v texte, angl. resumé)

Abstract. Analyzed are the results of the depp bore-hole Vysoká-1 situated in the southeastern part of the area below the Vihorlat mountains. The bore-hole reached the Pliocene, Sarmatian beds, and at a depth of 1730 m — the Paleozoic substratum. Discussed is the relationship between the elevation Vysoká nad Uhom and the structures Stretava and Iňačovce.

Pri hľadaní nafty a zemného plynu vo východoslovenskom neogéne bol v juhovýchodnej časti podvihorlatskej oblasti v štruktúre Vysoká nad Uhom vyhĺbený vrt Vysoká-1, ktorý prevŕtal neogénny profil a zachytil predneogénne podložie. Spomínaný vrt sa nachádza južne od mesta Sobrance a severnejšie od obce Vysoká nad Uhom (obr. 1). Štruktúra Vysoká nad Uhom z regionálneho hľadiska prináleží k eleváciám viazaným na severovýchodné krídlo Potiskej nížiny. Vrtom Vysoká-1 bol overený tento profil:

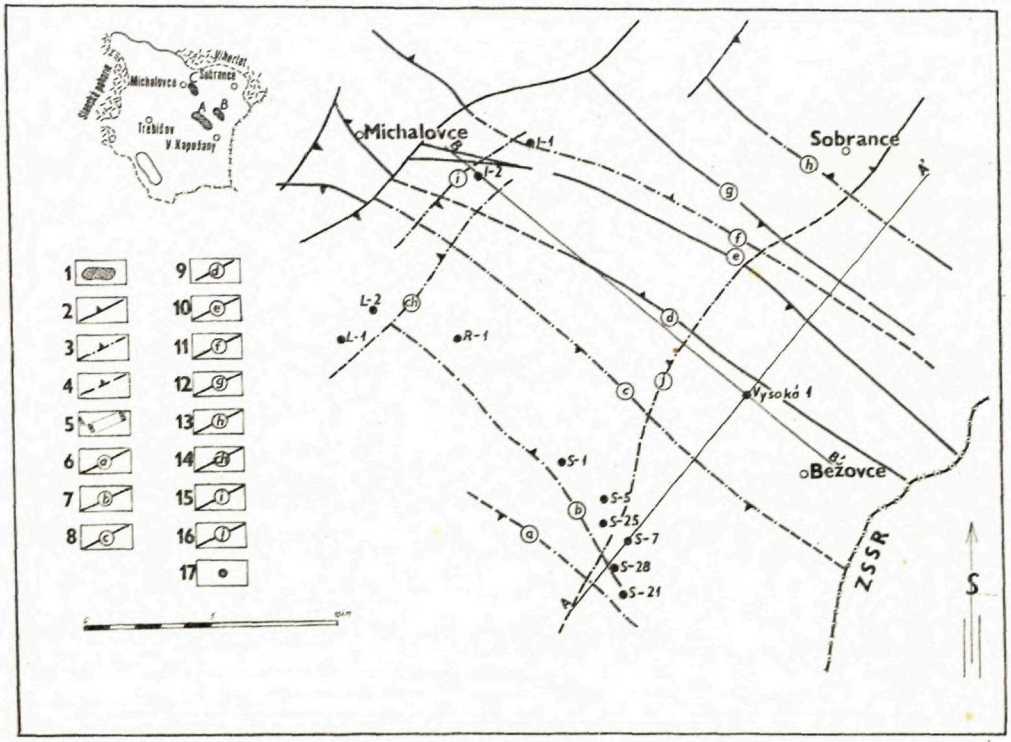
— 1050 m pliocén 35 m ruman — levant
650 m dacien — pont
1050 m panón
— 1250 m vyšší sarmat — porosononionová a hauerinová zóna
— 1690 m spodný sarmat — pásmo veľkých elphídií
— 1730 m sterilné súvrstvie
— 1830 m podložie — paleozoikum

Vrchná časť, cca 35 m hrubá, zodpovedá asi rumanu (levantu) a je vytvorená zo štrkopiesčitého súvrstvia s preplástkami pestrých ílov. V štrkoch prevládajú valúny tmavých pyroxenických andezitov. Táto časť pliocénu leží diskordantne na súvrství dacienu — pontu, ktoré vo vrchnej časti do hĺbky cca 370 m zodpovedá tzv. iňačovskej uhoľnej sérii (A. Kocák — J. Čverčko 1964), vytvorenej hlavne z uhoľných ílov, lignitov, svetlošedozelených tufitických ílov a medzivrstvičiek pestrých ílov. Spodná časť tohto súvrstvia do hĺbky 650 m zodpovedá súvrstviu pozdišovských štrkov (J. Janáček 1958), ktoré sú v tejto časti panvy zastúpené viac pestrým ílovitým súvrstvím. Typicky štrkové polohy, ktoré poznáme z okolia Michaloviec, sú tu nahradené piesčitým až ílovito-piesčitým vývojom. Fauna objavená v báze tohto súvrstvia v jadre z hĺbky 610 m má už prechodný ráz do panónu (I. Zapletalová 1971) — *Candoniella* sp. cf. *C. albicans* (Brady) a drobné úlomky cf. *Candona*. Bazálnu časť pliocénu do hĺbky 1050 m zaraďujeme do panónu viac-menej na základe superpozície. Faunisticky je súvrstvie väčšinou sterilné, iba vo vrch-

* Nafta, n. p., Prieskumno-ťažobný závod Michalovce

nej časti v jadre z hĺbky 696—701 m I. Zapletalová našla úlomky *Candona* sp. ul. *Candoniella* cf. *Marcida* Maldelstam, spongie a drobné úlomky ihlíc.

Vyšší sarmat je paleontologicky preukázaný. I. Zapletalová (1971) v jadre z hĺbky 1102—1107 identifikovala *Proteolphidium subgranosum* (Egger), *Elphidium* sp. *lenticularis*, *Elphidium* gr. *macellum* (F + M) *Nonion* aff. *bogdanowiczi* Voloshinova, *Silicoplacentina* + ul., *Hypocrepsinella*, fauna zodpovedá spodnej časti porosononionovej zóny. V ďalšom jadre z hĺbky 1184—1194 m I. Zapletalová a K. Čopianová (1971) našli veľmi bohatú faunu hauerinovej zóny ako *Elphidium hauerinum*, z aff. *antonium* (Orb.) *E. halovensis* Venglinski, *E.* sp. *lenticularis* a iné... Litologicky



Obr. 1 Prehľadná tektonická schéma širšieho okolia západnej časti podvihorlatskej oblasti

1 — štruktúry (A — Stretava, B — Vysoká n/Uhom, C — Iňačovce); 2 — zlomy zistené na povrchu; 3 — zlomy zistené pod pliocénom, eventuálne sarmatom; 4 — zlomy predpokladané; 5 — geologické rezy; 6 — západný stretavský zlom; 7 — protiklonný stretavský zlom; 8 — močaransko-topľanské zlomy; 9 — protiklonný michalovský; 10 — hažínsky zlom; 11 — zálužický zlom; 12 — krivoštiansko-sejkovský zlom; 13 — humensko-sobranecký zlom: 14 — falkušovský zlom; 15 — iňačovské priečne zlomy; 16 — stretavský priečny zlom; 17 — hlboké vrty

Fig. 1 Tectonic scheme of wider vicinity of the western part of the area below the Vihorlat mountains

1 — structures (A — Stretava, B — Vysoká nad Uhom, C — Iňačovce); 2 — faults determined on the surface; 3 — faults determined below the Pliocene or Sarmatian; 4 — presumed faults; 5 — geological sections; 6 — the western Stretava fault; 7 — antithetic Stretava fault; 8 — Močarany—Topľa faults; 9 — antithetic Michalovce fault; 10 — Hažín fault; 11 — Zalužice fault; 12 — Krivošťany—Sejkov fault; 13 — Humenné—Sobrance fault; 14 — Falkušov fault; 15 — Iňačov transversal faults; 16 — Stretava transversal fault; 17 — deep bore-holes

vrchná silno piesčitá časť súvrstvia do hĺbky 1080 m s polohami vápnitých ílov a vložkami premeneného ryodacitového tufitu najpravdepodobnejšie zodpovedá porosononionovej zóne, ostatná časť súvrstvia, ktorú vytvárajú šedé, slabo zlenkasté vápnité íly s jedným málo výrazným pieskom, zodpovedá hauerinovej zóne.

Spodný sarmat tvorí v štruktúre Vysoká najspodnejšie paleontologicky dokázané neogénne súvrstvie. V jadrách z hĺbky 1250—1690 m a vo výplachových úlomkoch našla I. Zapletalová a K. Čopianová (1972) bohatú faunu zóny veľkých elphídií — horizont *Articulina kudakoensis*, ďalej horizont *Quingueloculina karreriovata-Cibicides*, reprezentujúci zmiešanú faunu zóny veľkých elphídií a cibicíd, známu v oblasti Ptrukše. Litologicky súvrstvie spodného sarmatu vytvára vo vrte Vysoká-1 monotónny komplex šedých, slabo zelenkastých, jemno piesčitých až nepiesčitých vápnitých ílov, v ktorých sa piesčité preplástky a vložky silne premenených tufitov vyskytujú úplne sporadicky. Pri porovnaní vývoja spodného sarmatu s oblasťou Stretava vidieť podstatný úbytok piesčitých obzorov.

Vrt Vysoká-1 prevŕtal pod spodným sarmatom cca 40 m mocné, faunisticky sterilné súvrstvie šedých až tmavošedých ílovcov s vložkami anhydritu. Stratigrafická príslušnosť spomínaného súvrstvia nie je jasná, pôjde najpravdepodobnejšie o relikt badenu.

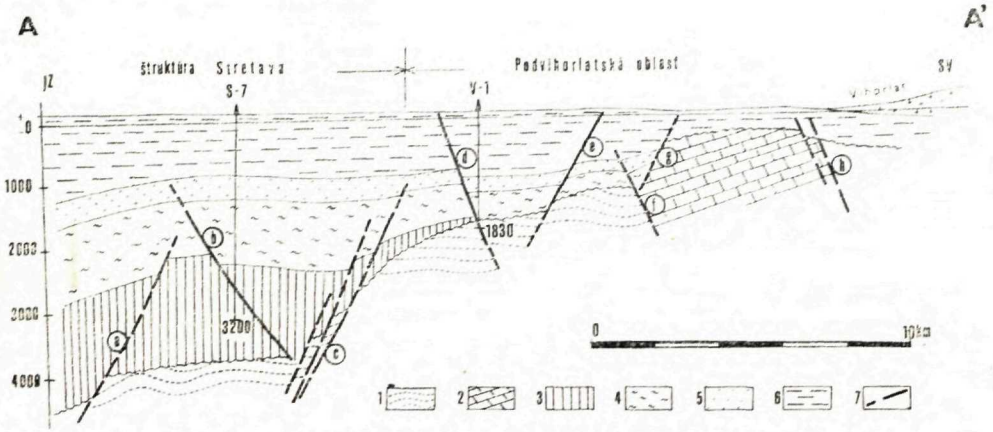
Paleozoické podložie tvoria svetlé až sivozelené sericitické fylity, sériciticke fylity s tmavými grafiticko-chloritickými fylitmi. V celom 100 m intervale možno pozorovať vo fylitoch jemne rozptýlené karbonáty, ktoré ojedinele tvoria až 6 cm hrubé medzivrstvičky. Sekundárne je fylit pretkaný sieťou drobných kremenných žiliek, prebiehajúcich naprieč foliáciami o hrúbke 0,03 —0,96 mm. Akcesoricky sa vyskytuje hlavne apatit a pyrit, menej epidot a turmalín (M. Zádrapa 1972). Podľa petrografických rozborov má predneogénne podložie vo vrte Vysoká-1 podobný charakter ako vo vrte Iňačovce-1, 2, Pozdišovce-1 a Rebrín-1. Stratigraficky najpravdepodobnejšie zodpovedá karbónu (?).

Štruktúrno-tektonická stavba územia

Opisované územie je ako súčasť severovýchodnej okrajovej časti Potiskej nížiny tektonicky veľmi silno členené. Na tektonickom obraze sa podieľajú karpatské i priečne zlomy, ktoré navzájom vytvárajú rad samostatných, miestami viac alebo menej uzavretých tektonických celkov. Veľkú členitosť územia môžeme vidieť z prehľadnej schémy a priložených geologických rezov (obr. 1, 2 a 3). Doterajšie výsledky prieskumu, najmä z hlbokých vrtov, ktoré prevŕtali celý neogénny profil a zachytili predneogénne podložie, dávajú možnosti interpretácie vývoja a úložných pomerov v predmetnom území vo vzťahu k rozsiahlej štruktúre Stretava na juhozápade, ako aj k menej výraznej iňačovskej štruktúre v sz. časti podvihorlatskej oblasti. Analýza týchto vzťahov dáva nové predstavy o paleogeografickom rozšírení jednotlivých neogénnych súvrstvi a o predneogénnom podloží.

Na stavbe územia sa v karpatskom smere, t. j. SZ—JV podieľajú tieto tektonické línie: na západnej strane je študované územie ohraničené výrazným močaransko-topľanským zlomovým systémom so sumárnou výškou skoku

cca 1000 m. Na poklesnutú kryhu sa viaže plynová štruktúra Stretava. Spomínané zlomové pásmo predstavuje starú poruchu založenú na západnom svahu starej paleozoickej morfologickej elevácie (vrty Pozdišovce-1, Iňačovce-1, 2, Vysoká-1, Rebrín-1), posledné pohyby boli po nej oživené vo vrchnom badene a spodnom sarmate, kedy funguje ako synsedimentárny zlom. Jeho činnosť končí vo vyššom sarmate až na báze pliocénu.



Obr. 2 Priečny geologický rez štruktúrou Stretava—Vysoká nad Uhom

1 — paleozoikum; 2 — mezozoikum; 3 — baden; 4 — spodný sarmat; 5 — vyšší sarmat; 6 — pliocén; 7 — zlomy: a — západný stretavský; b — protiklonný stretavský; c — močaransko-topľanské zlomové pásmo; d — protiklonný michalovský; e — hažínsky; f — zálužický; g — krivoštiansko-sejkovský; h — humensko-sobranecké

Fig. 2 Geological cross-section through the structure Stretava—Vysoká nad Uhom

1 — Paleozoic; 2 — Mesozoic; 3 — Badenian; 4 — Lower Sarmatian; 5 — Upper Sarmatian; 6 — Pliocene; 7 — faults: a — western Stratava fault; b — antithetic Stretava fault; c — Močarany—Topľa fault zone; d — antithetic Michalovce fault; e — Hažín fault; f — Zalužice fault; g — Krivoštany—Sejkov fault; h — Humenné—Sobrance fault

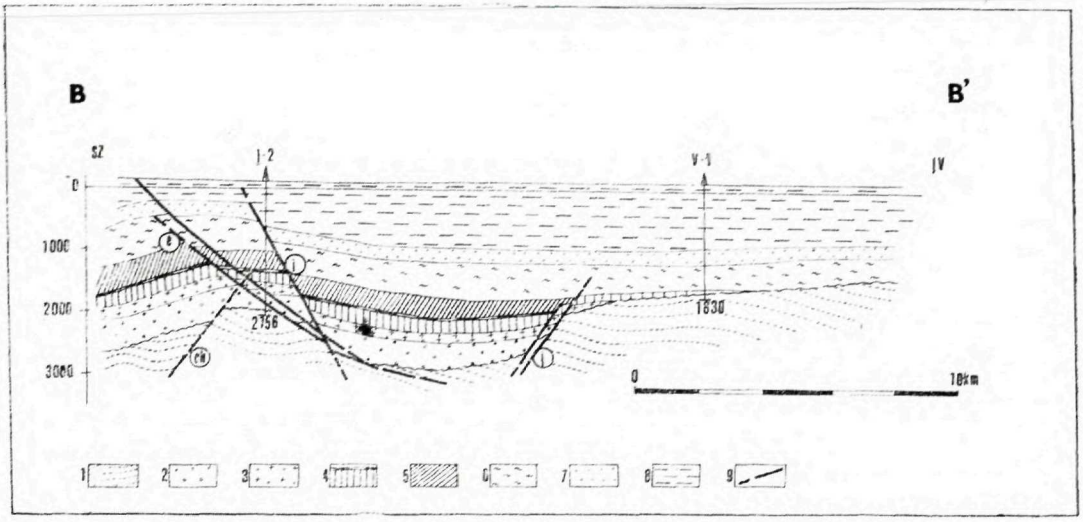
Smerom na východ sa uplatňuje na SV sklonený protiklonný michalovský zlom s výškou skoku cca 100 m v sarmate. Bolo dokázané, že tento zlom existoval už v pliocéne, najmä medzi štruktúrou Stretava a Vysoká nad Uhom, smerom na SZ medzi elevá ciami Rebrín a Lastomír je ho obtiažne sledovať a jeho existenciu predpokladáme podľa pomerne dobrých seizmických materiálov. Spomínaný zlom spolu s močaransko-topľanskými zlomami vytvára v neogéne pozdĺžnu hrádzu, ktorá je od SZ vlastne pokračovaním kapušiansko-michalovskej hrádze (T. Buday 1964, 1965).

Ďalší zlom je hažínsky, ktorý sa v priestore štruktúry Iňačovce rozvetvuje na dva zlomy s úklonom na JZ. Celková výška skoku je cca 200—250 m. Geneticky ide o starú poruchu založenú na juhozápadnom svahu iňačovskej hrádze, po ktorej boli oživené pohyby najmä po uložení karpatu a spodného badenu; vo vrchnom badene fungovala ako okrajový zlom, na jeho vysokej kryhe nie sú známe sedimenty vrchného badenu (R. Rudinec 1969); zlom funguje aj v pliocéne.

Smerom na SV je ďalší zlom, záluzický, s úklonom na SV; ide o starú poruchu, pozdĺž ktorej sa severne od Bežoviec iňačovská paleozoická hrádza do-

týka mezozoika humensko-užhorodskej hrádze, ktorá sa tu prejavuje iba vo vrchnom badene a na JV je obmedzená krivoštiansko-sejkovským zlomom (obr. 2). Ďalej na JV obe hrádzovité štruktúry pokračujú ako jedna výrazná hrádza obmedzená na juhozápade hažínskym a na SV humensko-sobraneckým zlomom; to isté môžeme sledovať taktiež v zakarpatskej oblasti medzi vrtmi Užhorod-1 a 2.

Z priečnych zlomov, ktoré sa bezprostredne podieľajú na stavbe územia, poznáme falkušovskú poruchu (obr. 3), ktorá obmedzuje iňačovskú hrádzu



Obr. 3 Pozdĺžny geologický rez štruktúrou Iňačovce—Vysoká nad Uhom

1 — paleozoikum; 2 — karpat; 3 — spodný baden; 4 — stredný baden včítane soli; 5 — vrchný baden; 6 — spodný sarmat; 7 — vyšší sarmat; 8 — pliocén; 9 — zlomy: ch — falkušovský; e — hažínske; i — iňačovský; j — priečny stretavský

Fig. 3 Longitudinal geological section throuugh the structure Iňačovce—Vysoká nad Uhom

1 — the Paleozoic; 2 — Carpathian; 3 — Lower Badenian; 4 — Middle Badenian including salts; 5 — Upper Badenian; 6 — Lower Sarmatian; 7 — Upper Sarmatian; 8 — Pliocene; 9 — faults; ch — Falkušov fault; e — Hažín faults; i — Iňačovce fault; j — transversal Stretava fault

na SZ. Existencia tohto zlomu bola dokázaná pri vzájomnej korelácii iňačovskej a pozdišovskej paleozoickej hrádze (R. Rudinec 1970). Falkušovská porucha bude predstavovať rad stupňovitých, na SZ uklonených zlomov, ktoré fungovali od bazálnych súvrství neogénu až do stredného, eventuálne vrchného badenu. Vzhľadom na kvalitatívne a kvantitatívne veľké faciálne zmeny, ktoré sa udiali vo vrchnom badene (štruktúra Bánovce—Lastomír), bude význam spomínanej poruchy veľký, avšak z doterajších podkladov je ťažko bližšie jednoznačne interpretovať jej funkciu a mechanizmus v tomto období.

Ďalej sú to iňačovské priečne zlomy s úklonom na JV, so sumárnou výškou skoku okolo 400 m, ktoré ohraničujú iňačovskú hrádzu na juhovýchode; výrazne sa podieľajú na redukcii spodnosarmatského súvrstvia vo vrtoch Iňačovce-1 a 2. Spomínané zlomy fungovali iba po bázu pliocénu, zdá sa, že sme-

rom na SV v okolí obce Závadka budú tieto zlomy nadväzovať na klokočovský zlom (B. Leško — J. Slávik 1967). Dnes sa územie v okolí vrtov Iňačovce-1 a 2 javí ako zložitý tektonický uzol kríženia viacerých priečnych a pozdĺžnych zlomov.

Ďalším výrazným priečnym ulomením je stretavský priečny zlom s úklonom na SZ, ktorý prebieha SZ od vrtu Vysoká-1 (obr. 1, 3 a je prekrytý mocnými sarmatskými a pliocénnymi sedimentmi. Smerom na SV spomínaný zlom asi nadväzuje na kúpeľský zlom južne od Sobraniec. V skutočnosti ide asi o výrazné zlomové pásmo, ktoré je najpravdepodobnejšie pokračovaním vihorlatského zlomového systému (B. Leško — J. Slávik 1967). Uvedený zlom fungoval od paleozoika až po bázu spodného sarmatu a tvoril vlastne v priestore vrtu Vysoká-1 okraj sedimentárneho priestoru karpatu a badenu (R. Rudinec 1972). Na jeho vysokej kryhe sa môžu vyskytovať iba nepatrné relikty badenu. Priečny stretavský zlom môžeme sledovať tiež ďalej na JZ v priestore štruktúry Stretava, kde je už dávnejšie medzi vrtmi Stretava-25 a 7 známy zlom s úklonom na SZ, ktorý fungoval iba po bázu spodného sarmatu a vo vyšších súvrstviach sa neprejavuje. V priestore štruktúry Stretava, t. j. na poklesnutej kryhe močaransko-topľanských zlomov, badenské súvrstvia sedimentujú ďalej na JV cez spomínané priečne zlomové pásmo.

Priečny stretavský zlom spolu s priečnymi iňačovskými zlomami vytvárajú v spodnejších neogénnych súvrstviach — v karpate a badene — výraznú priečnu vklesnutú kryhu (obr. 1 a 3), ktorá je ďalej na SV ekvivalentom tzv. rybnickej depresie (R. Rudinec — J. Čverčko 1970), vydelenej kúpeľským a klokočovským zlomom. Vklesnutú kryhu je tiež možné dobre vidieť z geofyzikálnych, najmä gravimetrických a tiež geoelektrických meraní.

Záver

Doterajšie výsledky prieskumu v juhozápadnej a východnej časti podvihorlatskej oblasti možno zhrnúť takto:

a) Predovšetkým možno konštatovať, že predneogénne podložie sa okrem výraznej priečnej vklesnutej kryhy nachádza do hl. cca 2000 m a je vytvorené zo slabo metamorfovaných fylitov. V priečnej kryhe sa môžu vyskytovať relikty paleogénnych a mezozoických hornín.

b) Priečna stretavská porucha tvorí na vysokej kryhe močaransko-topľanského zlomového pásma významnú paleogeografickú hranicu, kde končila sedimentácia karpatu a badenu, včítane soli.

Na poklesnutej kryhe močaranských zlomov v oblasti elevácie Stretava sú badenské súvrstvia rozšírené ďalej na JV cez priečny stretavský zlom. Predpokladáme, že v dobe sedimentácie soli bolo spojenie so Zakarpatskou Ukrajinou severnejšie cez choňkovskú depresiu.

c) Spodnosarmatské súvrstvie juhovýchodnejšie od vrtu Vysoká-1 leží diskordantne priamo na predneogénnom podloží. V Zakarpatskej oblasti to dokazuje profil vrtov Užhorod-1, 2, 3 a 4.

d) Iňačovská elevačná oblasť (R. Rudinec 1967, 1969), kde sa predneogénne paleozoické podložie nachádza relatívne vysoko a kde bola spozorovaná absencia iba vrchnobadenských súvrství, sa z hľadiska doterajších výsledkov nachádza na veľmi zložitom tektonickom uzle kríženia pozdĺžnych a priečnych zlomov.

e) Relatívna bohatosť a dobrá kvalita plošiek na seizmických rezoch v predneogénnom podloží je najpravdepodobnejšie spôsobená vnútornou stavbou slabo metamorfovaného paleozoika, ktorého foliácia je veľmi dokonalá a pravidelná takmer ako vrstevnatosť, takže plošky budú asi jej odrazom.

f) V podrobnej gravimetrickej mape Bouguerových isanomál môžeme pozorovať určité disproporcie medzi konkrétnymi hodnotami navŕtania predneogénneho podložia (Rebrin-1) a hodnotami tiaže, ktoré sú relatívne malé vzhľadom na ostatné vrty, zachytávajúce podložie (Iňačovce-1, 2, Vysoká-1.

LITERATÚRA

Buday, T. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXIII, X-34-XXVIII Zborov—Košice. ÚÚG. Redakcia Bratislava.

Čopianová, K. 1971: Mikropaleontologické rozbory jadier z vrtu Vysoká-1. Manuskript-archív Nafta Michalovce.

Janáček, J. 1968: K otázce stáří a vzniku pozdišovské štrkové formácie na východním Slovensku. Geologické práce, Správy 15. Bratislava.

Kocák, A. — Čverčko, J. 1964: Výsledky plytkého a stredného hlbokého prieskumu v podvihorlatskej oblasti. Manuskript-archív Nafta Michalovce.

Leško, B — Slávik, J. 1967: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. Geolog. práce, Správy 47. Bratislava.

Rudinec, R. 1969: Výsledky nového štruktúrneho prieskumu v západnej časti podvihorlatskej depresie. Geologické práce, Správy 48. Bratislava.

Rudinec, R. — Čverčko, J. 1970: Výsledky štruktúrneho a čiastočne pionierskeho prieskumu v podvihorlatskej oblasti so zreteľom na prieskum živíc. Manuskript-Geofond Bratislava.

Rudinec, R. 1972: Zhodnotenie výsledkov pionierskeho vrtu Vysoká-1. Manuskript-archív Nafta Michalovce.

Zadrapa, M. 1971: Petrografické analýzy jadier z vrtu Vysoká-1. Manuskript-archív Nafta. — Michalovce.

Zapletalová, I. 1971: Mikropaleontologické analýzy jadier z vrtu Vysoká-1. Manuskript-archív Nafta Michalovce.

R. RUDINEC

NEOGENE FILLING AND PRE-NEOGENE SUBSTRATUM OF THE SOUTHEASTERN PART OF THE AREA BELOW THE VIHORLAT MOUNTAINS (DEEP BOREHOLE VYSOKÁ 1)

(Summary of the Slovak text)

In the southeastern part of the area below the Vihorlat mountains, the prospection for oil and gas was carried out in the East-Slovakian Neogene. In connection with the prospection, a deep bore-hole Vysoká-1 was situated to the south of Sobrance. The bore-hole evidenced the following stratigraphical profile:

— 1050 m Pliocene (Levantian, Pontian, Pannonian)
— 1250 m Upper Sarmatian — Porosononia and Hauerina zone
— 1690 m Lower Sarmatian — the Zone of larger Elphidia
— 1730 m — barren beds
— 1830 m substratum — Paleozoic

The Neogene beds consist mostly of clays, calcareous clays, sands, and sporadically of rhyolite pyroclastic material. The pre-Neogene substratum consists of light-coloured or lightgreen sericitic, and dark graphitic-chloritic phyllites with rare dispersed intercalations of carbonates.

Correlation between the structures Iňačovce and Vysoká displayed a conspicuous subsided block, confined with the transversal Iňačovce fault zone on the southwest, and by the transversal Stretava fault — on the southeast. Extremely conspicuous is the transversal Stretava fault existing from the Lower Miocene to the base of the Lower Sarmatian. The transversal Stretava fault represented a conspicuous paleogeographical boundary on the elevated block of the Močarany—Topľa fault zone. On the boundary terminated the southeastward sedimentation of the Carpathian and Badenian. The fault may be traced toward southwest on the structure Stretava, and toward southeast where it is a component of the Vihorlat lineament (B. Leško – J. Slávik 1967).

Translated by E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 61 | str. 219—231 | Bratislava | 1973

IMRICH VAŠKOVSKÝ*

POSSIBILITY OF EMPLOYING OF PALEOGEOGRAPHICAL METHODS IN THE STUDY OF NEOTECTONIC MOVEMENTS ON THE EXAMPLE OF THE SE PART OF THE DANUBE LOWLAND

More and more attention is being paid to problems of the function of young tectonic movements in formation of the geological structure of certain regional units and their present relief in geological literature. The general analysis of paleogeographical conditions of geological development with regard to reconstruction of relief development belongs to the methods most effective in the study of the character of the intensity of action and development of young tectonic movements (neotectonics). Setting out from this methodical aspect we have tried to trace these problems in the area of the SE part of the Danube Lowland in the context of the development of all the lowland.

The area under study extends approximately in the region bordered in the south by the Danube main stream, in the middle of which also the state frontier between Czechoslovakia and Hungary passes, in the north by the line from Andovce to Nové Zámky and Čajakov, in the west from the community of Pavel to Kolárovo—Zemné and in the east along the Hron stream.

The following elements are distinguished in the present relief of the area under study: 1 — The Danube Lowland, 2 — Terrace area of the Danube, Žitava and Hron, 3 — Hron Upland with the urstromtal of the Žitava and the Belanské kopce Hills.

In structural-geological sense the area under study forms a part of a large intermontane basin (the Danube Lowland — nearer delimitation see in J. Hromádka 1931, 1956, M. Lukniš — P. Plesník 1961), occupies its southeastern and partly also central part, is built up of Tertiary-Quaternary sedimentary filling, in the basement of which rocks of the Central Carpathian crystalline are found in the marginal NW and northern part (Kolárovo—Hurbanovo) according to several conceptions (Z. Adam — M. Dlabač 1961, J. Seneš et al. 1962, I. Pagáč 1963, T. Buday — V. Špička 1964, later O. Fusan and others); to the south and southeast from Hurbanovo towards Komárno and Štúrovo the Mesozoic formations of the subsided Hungarian Midmountains and in the northern part of the folded Central West Carpathians are present. The essential part of the area surface, as we see from the geological map, is covered with Quaternary sediments, the Tertiary formations come to the surface only in isolated outcrops or zones in the Hron Upland, Belanské kopce Hills and at the edges of terrace benches of fluvial sediments.

Thickness of the Tertiary-Quaternary filling is changeable in the studied area; in the western and nortwestern part it attains greatest thickness (borehole Kolárovo 2), on the contrary, in southerly and southeasterly direction it

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava
Report held at the INQUA Neotectonic Commision Session, Prague 1970.

is getting thinner (borehole near Patince — fig. 1). The history of geological development of this filling points at complicated paleogeographical conditions in the time of its formation, under which an important role was taken by several cycles of differentiated tectonic movements having taken place in space and time. As we already mentioned earlier, the studied area is a part of the Danube Lowland, practically occupying only a small section, we try to consider paleogeographical conditions of its geological development in relation to tectonics in wider context with development of the lowland and its adjacent environments.

The data about geological development and the character of paleogeographical conditions in pre-Quaternary formations of the studied area or the Danube Lowland are summarized in several published works (Z. Adam — M. Dlabač 1961, 1969, J. Seneš et al. 1962, T. Buday et al. 1967 etc.), also in unpublished reports mainly of oil industry workers; on Quaternary-geological development (the author sets out mainly from information of his own investigation, also of J. Harčár 1967, R. Halouzka 1966, J. Janáček 1971, etc.).

In the Upper Cretaceous and Paleogene the southern and southeastern part of the area under study with Mesozoic basement was gradually subsiding from the Lower Eocene. On the contrary, the area more to the west was dry land. According to J. Seneš (1962) three cycles of sedimentation were taking place in the subsiding part; the first in the Ypressian-Lower Lutetian, the second in the Lutetian-Priabonian and the third including the Rupelian and reaching as late as the Miocene. Each of the mentioned cycles started with sedimentation of variegated lacustrine-fluvial sandy clayey series with strata of dark-coloured clays, then near-shore to shallow-water sands, sandy marls and or organogenic limestones followed. Depth of sea about 200—300 m.

After the Aquitanian, in the time of the Burdigalian, Helvetian and Karpatian the southern and southeastern part of the studied area was lifted by movements of the Savian phase and continental development was taking place, mainly characteristic by denudation processes.

In the Tortonian (fig. 2) essential changes in development of the basin set in, its configuration started to acquire the shape of the late Pliocene basin. This period started with transgression, which did not reach the central part of the basin according to T. Buday (1960), Z. Adam — M. Dlabač (1969) do not exclude short-dated inundation also of this part, on the contrary. At the northern margin of the basin greatest thickness of the lower zone of the Tortonian is attained in the Trnava and Galanta depressions. In the Upper Tortonian sedimentation is shallower and more even in the whole area of sedimentation. Parallely to these changes also formation of faults and unequal uplift of bordering mountains were taking place. To the end of the Tortonian interruption of sedimentation took place on elevations and sedimentation continued in highly more fresh water depressions only.

In the Sarmatian (fig. 3) areal extension of inundations was essentially identical with that of the Tortonian period but somewhat larger in southerly direction only. The commencement of the Sarmatian started with transgression of the sea. Lithological composition of the sediments is dependent on the position of their setting in the basin; in marginal parts the material is coarser (gravels, conglomerates, organogenic sandy limestones, highly sandy clays

and clays, with pyroclastics of andesites and rhyolites in the eastern part). The basal sediments are resting on the washed surface of the Tortonian. The Sarmatian sediments are generally rather characteristic of a relatively shallow basin, with relatively stable tectonic regimen marked by slight tendency of sinking movements, more intensely manifested at the margins and in the centre of the basin. The marginal mountain ranges show slight uplift. To the end of the Sarmatian sinking was interrupted, the basin underwent regression connected with manifestations of the so called Attic phase, in many places interruption of sedimentation took place, the Sarmatian period is also characterized by rhyolite volcanism, mainly concentrated in the eastern part of the basin.

In the Pannonian (fig. 4) the Caspian-brackish lake inundated almost all the

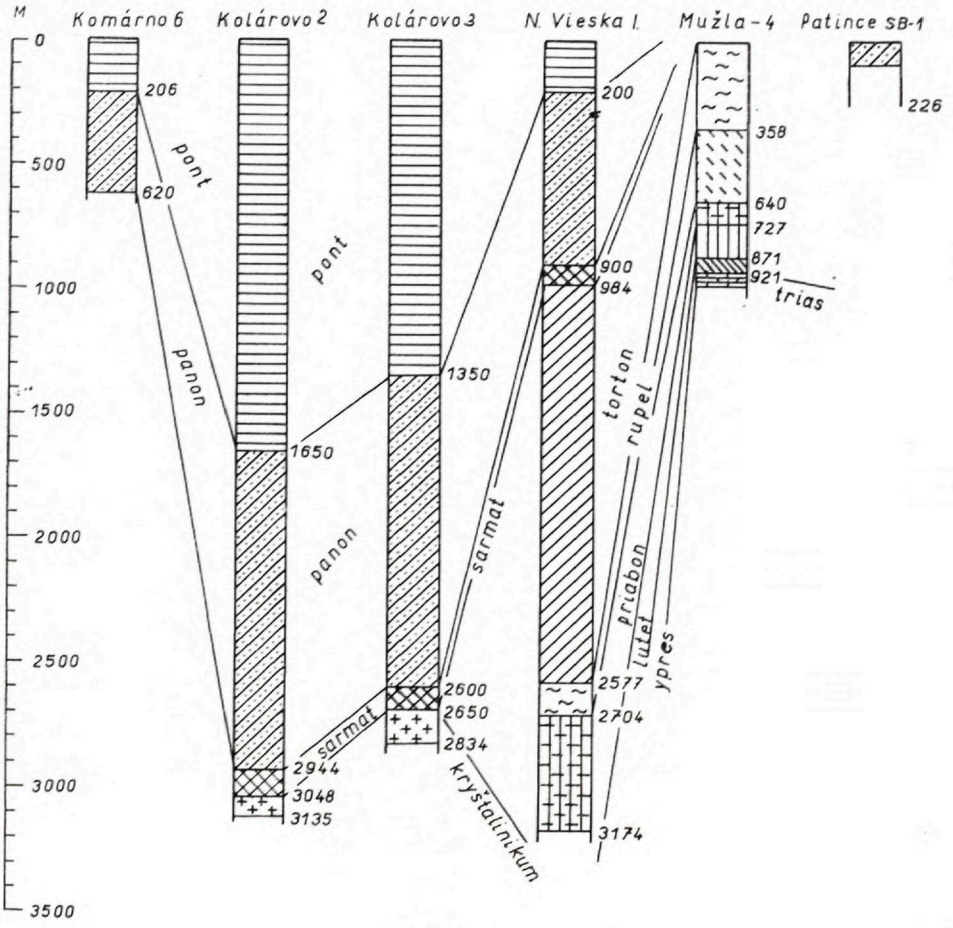


Fig. 1
Stratigraphical Correlation of Proving Boreholes in the SE Part of the Danube Lowland (According to the Boreholes of the Geofond).

Danube Lowland, the extension of the inundation is identical with that in the Sarmatian. At the commencement of the Pannonian the marginal mountain ranges recorded another uplift, more intense to the end of the Pannonian end compensated by more intense subsidence mainly in the central part of the basin with the core W of Komárno. Throughout the Pannonian differentiated movements repeated several times, causing local regressions and transgressions in marginal parts. Synsedimentary activity of faults is apparent throughout the Pannonian.

The boundary of the Pannonian and Pontian is more distinct only in marginal parts, in deeper sections gradual transition is rather to be observed.

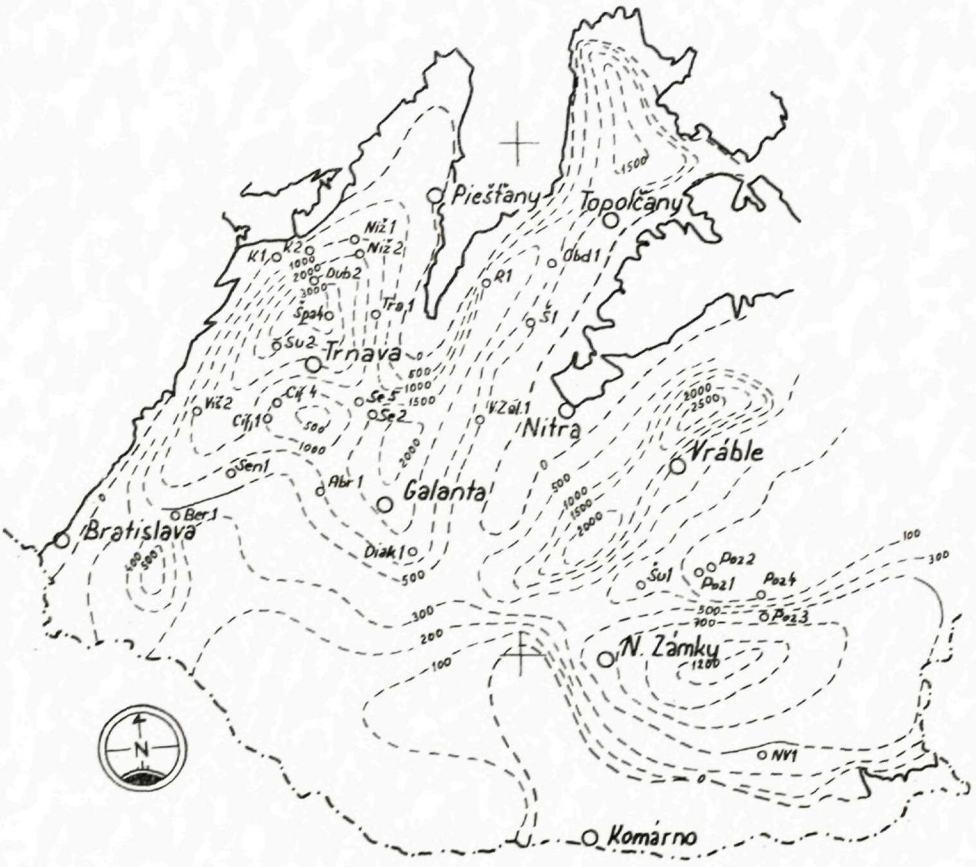


Fig. 2
Map of Thickness of the Tortonian in the Danube Lowland (According to Z. Adam—M. Dlabač 1969):
1 — Present delimitation of the lowland; 2 — Zero isoline of corresponding stratigraphic unit-established; 3 — Zero isoline of corresponding stratigraphic unit-supposed; 4 — Thickness isoline-established; 5 — Thickness isoline-supposed; 6 — Boreholes and designation of boreholes, which passed through the corresponding units. (The explanations are valid for figs. 2—5).

In the period of the Pontian (fig. 5) the subsidence of the basin renewed, reaching also to the south in gulfs, which were not inundated, farther to the SE near Štúrovo, as denudation remnants of the sediments show. Out of reach of this inundation was the southern part of the area, extending near Patince, Marcelová and Šrobárová. More intense sedimentation was connected with negative direction of tectonic movements, mainly in the central part of the basin. A characteristic structural element of the whole depression is a brachysyncline elongated in WNW—ENE direction, the north limb of which is more gentle, the southern one rises steeper towards the Gerecse Mts. (Hungary). The structure of this limb and according to observations of J. Janáček (1971) also the central part of the depression was complicated by syngenetic as well postgenetic fracture dislocations, mainly of Carpathian direction. With gradual subsidence of the basin, which became more intense to the end of the Pontian, also intense uplift of the bordering mountains was taking place.

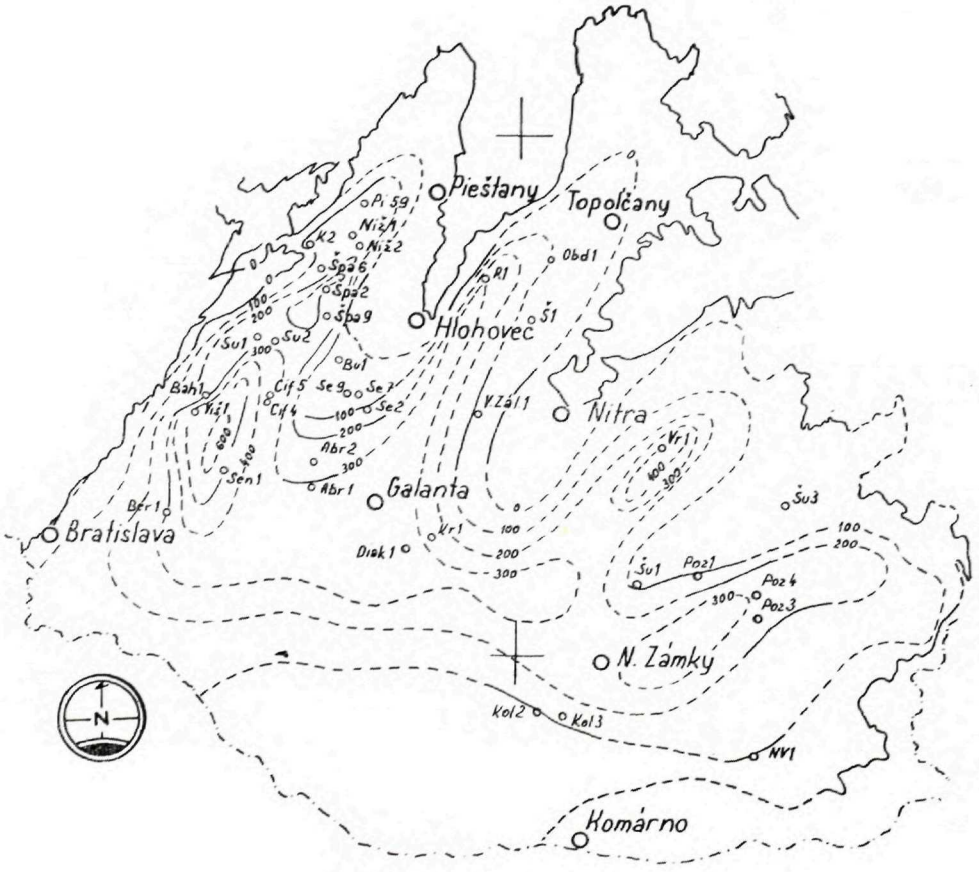


Fig. 3
Map of Thickness of the Sarmatian in the Danube Lowland (According to Z. Adam—M. Dlabač 1969)

Later on, to the very end of the Pontian and the commencement of the Levantian as a consequence of general raise of the basin its shallowing and considerable narrowing of the areas of sedimentation was taking place, resulting also in individualization (distinct delimitation) of the fundamental elements of the present relief of the area under study; in the northeast — the Hron Upland, in the west the Danube Plain and in the south the Danube Valley. It is to remark that delimitation of other uplands in the lowland was taking place in that time. Narrowing of areas of sedimentation resulted in limitation of formation of subaqueous sediments (lacustrine-fluvial), thickness of which attains up to 100 m (termed "Kolárovo formation") to the section of the depression, from which they expanded to the Hron Upland in the form of gulfs (also to other uplands). On the contrary, in the essential part of the Hron Upland (also of other uplands), the Belánske kopce Hills and also perhaps in the present Danube Valley subaerial processes took place, among which

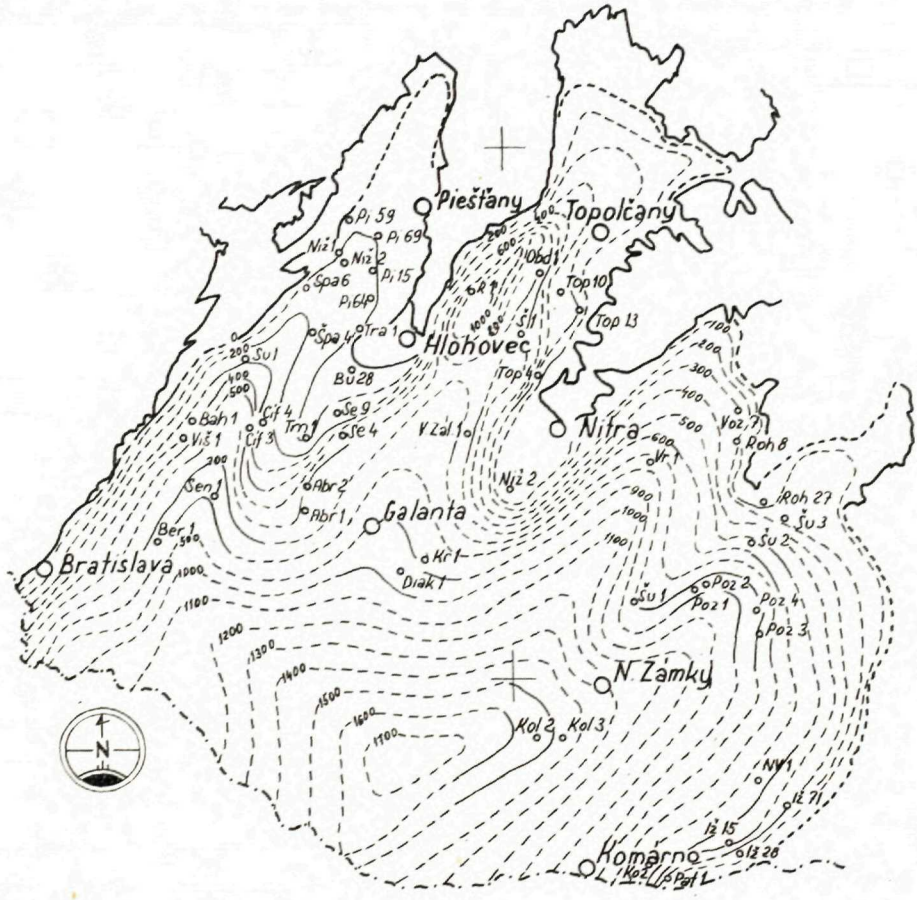


Fig. 4
Map of Thickness of the Pannonian in the Danube Lowland (According to Z. Adam—M. Dlabač 1969)

formation of red earth dominated. This character of development of the area kept throughout the Levantian, perhaps with the tendency of gradual migration of the areas of sedimentation of the in lake westerly direction.

Delimitation of the mentioned morphological units was kept in essentials throughout the Quaternary. Regarding to their position, under paleogeographical conditions generally valid in the Quaternary, certain predominating competency of morphogenetic, sedimentogenetic, pedogenetic and other processes was manifested in their formation on certain element, taking place in the background of differentiated tectonic movements.



Fig. 5
Map of Thickness of the Pontian in the Danube Lowland (According to Z. Adam—M. Dlabač 1969).

The area of the Hron Upland, which represented levelled elevation essentially as early as the Levantian according to M. Lukniš — Š. Bučko (1953) and J. Harčár (1967) (as well as the Belánske kopce Hills, however, those in earlier time) showed alternating action of pedogenesis, slope modelling, intense wind action and other processes in the Quaternary. As mentioned by J. Harčár (1967), Z. Schmidt — R. Halouzka (1968), also fluvial activity of the Žitava river in its old valley should be mentioned, having acted until the Middle Pleistocene. In that period formation of three terrace accumulation benches and one rock-cut bench was taking place. More intense dissection of the upland surface was most probably taking place in the Middle Pleistocene, when also the Žitava river changed its direction, leaving the old valley and flowing towards the depression. This change was evoked by young movements as the detailed geological-geomorphological analysis of the surface shows (character of the valley etc.). J. Harčár (1967) came to the conclusion that these young movements had manifested along fault systems of SW—NE to W—E as well as NW—SE to N—S directions.

In the section of the depression we have no direct evidences (except the outcrop NE of Bohatá (fig. 6), situated at the eastern margin of the depression and the western margin of the upland) of the presence of Early Quaternary sediments. In that period this area had probably a levelled relief inclined in southwesterly direction towards the place of intensive subsidence, which was found southwesterly in the area between Vojkovo and Gabčíkovo. Into this depression probably the river Nitra was flowing, which eroded the surface of the "Kolárovo formation". The Váh river also flowed into this depression in that time. More intense accumulation of fluvial sediments in the eastern part of the depression (lower interstreams of the Váh, Nitra and Žitava) started after migration of subsidence into the area of the mentioned interstreams. Migration took place in the Middle Pleistocene, in that time also the Žitava river started to flow there. An evidence of the subsidence is the position of two distinct fluvial cycles, thickness of which attains up to 37 m and also of the terrace bench at the eastern margin of the depression along the slopes of the Hron Upland. As a consequence of sinking a depression formed there, about 37 m deep, elongated in SW—NE direction, bordered by a fault of N—S direction along the Nitra river in the east (see fig. 7). Another information from the standpoint of young movements in this part of the area is a distinct young subsidence of the block situated easterly of the Nitra river towards the slopes of the Hron Upland. This block is bordered in the south probably by some of the active Komárno faults, in the east by a fault striking NW—SE in direction Dolný Peter to Šrobárová and in the west by the mentioned N—S fault along the Nitra stream. The whole block is inclined to the NW in direction to the depression, its eastern part comes to the surface, where red earths are developed on it, the remaining part is submerged below fluvial sediments, the red earths are eroded away, only the B horizon is preserved (fig. 8). The Holocene is also cahracterized by sinking movements there, as shown by greater thickness (up to 9 m) of fluvial sediments, mainly in the area of the lower Váh and Nitra interstream.

Complicated geological development in the Quaternary is evident in the section of the Danube Valley (Komárno—Štúrovo). Subaerial and fluvial processes took place there. Direct remnants of the earliest Quaternary fluvial

sedimentation of the Danube on the left side of the Danube Valley we do not find there; those which were considered as such ones are not of Danube origin. Therefore it could be assumed that the Danube stream proper had started to take an influence on our territory in the mentioned valley section to the end of the Early Pleistocene only. We consider as evidence of its activity the higher rock cut step (fig. 9) (its surface is 25—33 m above the Danube level), ranged to the Mindel by us. The Middle Pleistocene is then characterized by formation of loess and the basal part of accumulation of the middle terrace bench (the altitude of the base surface is 25—33 m above the Danube). The Upper Pleistocene is characterized by formation of fossil soil horizons on the middle terrace bench, then by formation of the lower terrace bench and basal accumulation of the present Danube flood-plain. Beside that the Upper Pleistocene is there also characterized by formation of loess and drift sands. In the Holocene mainly sedimentation of flood-plain deposits has been taking place.

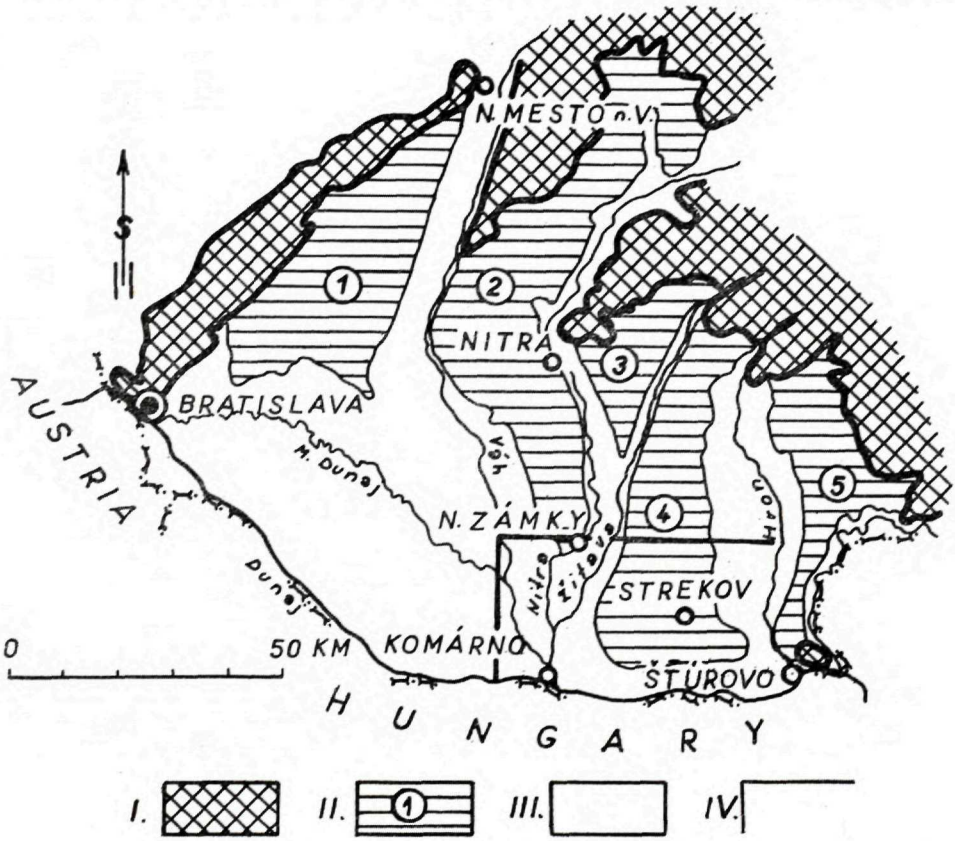


Fig. 6
Schematic Sketch-Map of Delimitation and Orographic Division of the Danube Lowland (According to J. Hromádka).
I — Ranges of mountains, II — Uplands: 1 — Trnava, 2 — Nitra, 3 — Žitava, 4 — Hron. 5. Ipeľ Upland; III — Danube Plain; IV — Delimitation of the area of the SE part of the Danube Lowland.

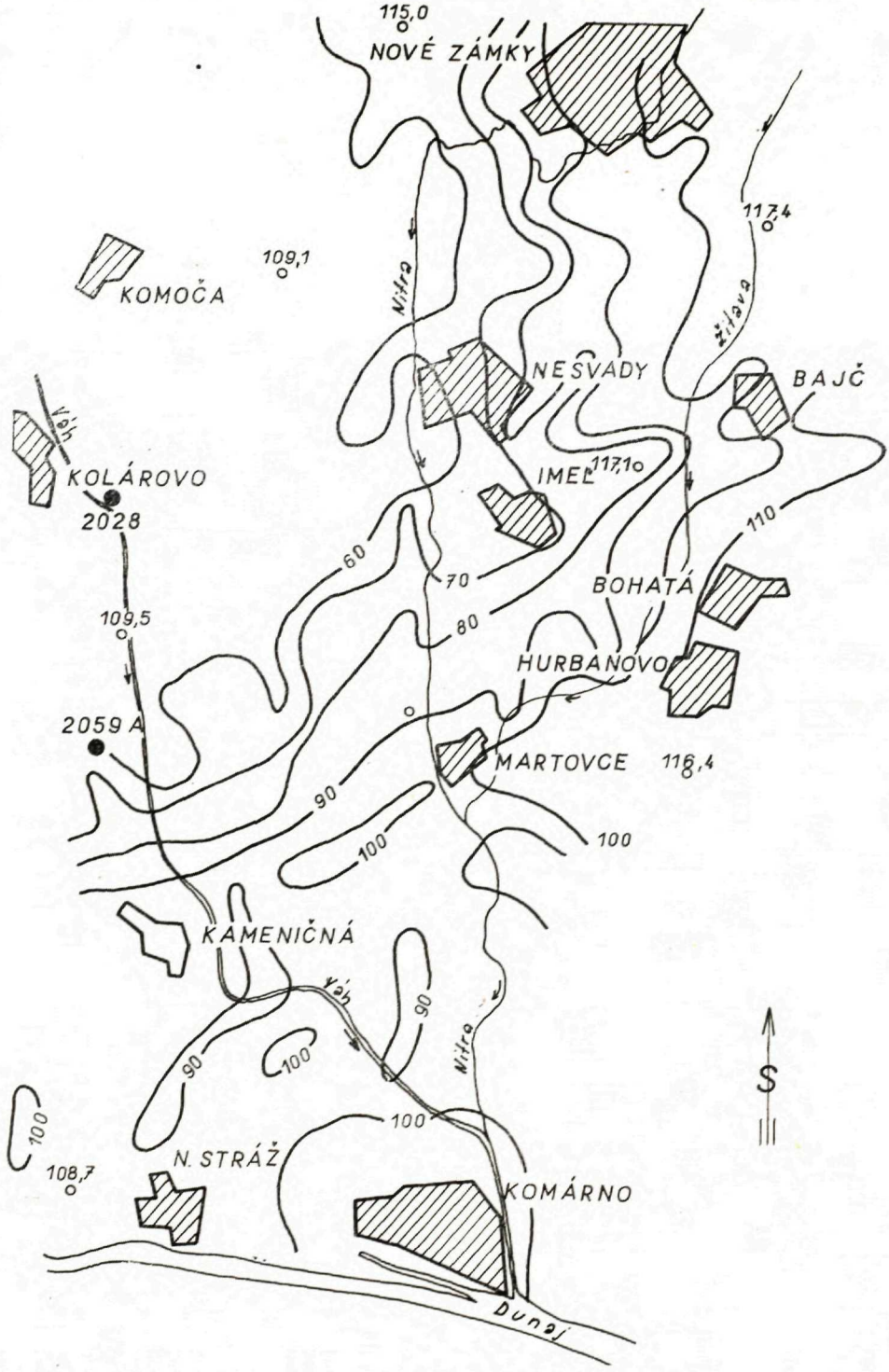


Fig. 7
Isohypses of the Substratum of Fluvial Sediments in Lower Interstream Areas of the Váh, Nitra and Žitava (Contructed According to Geophysical and Geofond Borehole Data).

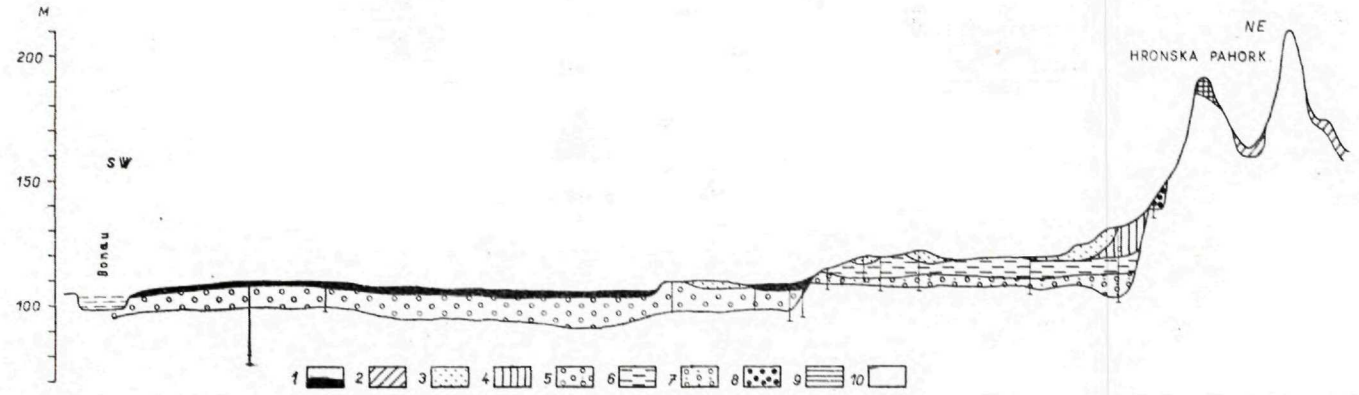


Fig. 8

Schematic Geological-Lithological Section of the Left Side of the Danube Valley (Easterly of Komárno) and the SW Margin of the Hron Upland

1 — Holocene flood-plain sediments; 2 — Slope sediments; 3 — Eolian sands; 4 — Eolian-deluvial loesses; 5 — Fluvial sandy gravels, sands and loams of the flood-plain and lower terrace bench; 6 — Flood-plain sediments of the middle terrace bench; 7 — sandy gravels of the middle terrace bench; 8 — Residual gravels of the higher terrace bench; 9 — Fossil brownearths highly rubefied; 10 — Substratum (Neogene)

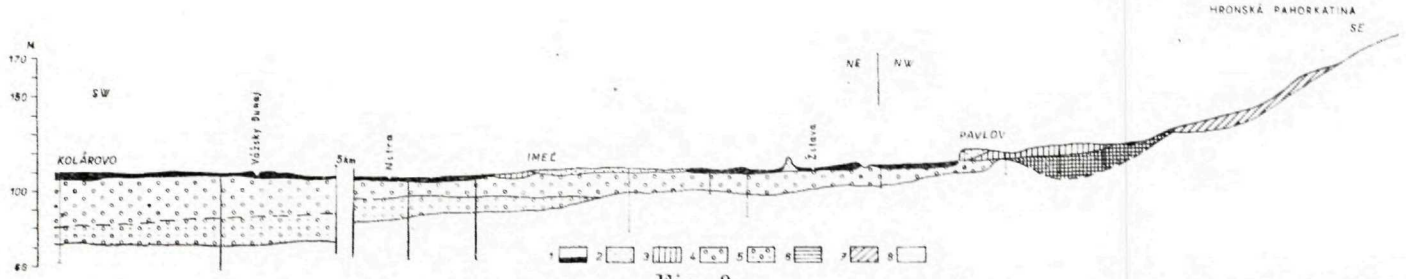


Fig. 9

Schematic Transversal Geological-Lithological Section of the Váh—Nitra, Žitava Interstream Areas and the Western Margin of the Hron Upland

1 — Holocene flood-plain sediments; 2 — Drift sands; 3 — Loess; 4 — Upper Pleistocene fluvial sandy gravels and sands; 6 — Fossil brownearths highly rubefied; 7 — Slope sediments; 8 — Substratum (Neogene).

The facies analysis of fluvial sediments of the individual terrace benches on the left side of the Danube Valley section (Komárno—Štúrovo) M. Matula (1965), I. Vaškovský (1971) and their mutual relations indicate general tendency of uplift, confirming this way the former opinion of D. Andrusov — A. Schaleková (1954) of the antecedent character of the valley.

The survey of the character of paleogeographical conditions of geological development in the individual periods from the Upper Cretaceous up to present shows the relief of the area under study to have formed as a consequence of mutual action of endogenic and exogenic processes, manifesting with various intensity in space as well as time. The important function in formation of its particularity follows from relation to the geological structure of the area, in which tectonic movements participated to a significant degree. When we are based upon the interpretation of N. I. Nikolajev (1962) of the neotectonics as the idea of various tectonic processes and structural forms formed by them in the Neogene-Quaternary period and determinig the fundamental features of present relief, it would be most correct to range the lower limit of these movements to the Upper Tortonian for the area under study as well as the Danube Lowland generally from the standpoint of age determination. As we have seen from the survey, that period and also the following periods (Tortonian-Quaternary) are characterized by general predominance of differentiated movements, manifesting with various intensity in the individual periods and parts of the basin. Also from the period of the Tortonian we observe relatively distinct geographical delimitation of the Danube Lowland as megastructure of the relief in relation to marginal mountain ranges. This delimitation was not changing in essentials subsequently in the course of further development of the lowland. From the standpoint of formation and distribution of recent morphological units in the frame of the lowland as are in the area under study: the Hron Upland, Danube Valley and/or further uplands inside the lowland, the second period falls to the Pontian-Levantian, also accompanied by activization of differentiated movements. The Quaternary period is characterized by accomplishment of the relief of individual elements. Comparison of distribution of the individual morphological units in the area under study in relation to distribution of those distinguished in the basement of the tectonic units by Z. Adam — M. Dlabač (1961): in the south — the Komárno block; in the north and northeast the Dubnica Depression; in the west — the Central depression and in the southeast behind the Kravany dislocation the so called area of Štúrovo—Nová Ves, essentially agrees, it may be even said that overlaps. This ascertainment testifies to reflection of the basement in the present relief, however, complete solution of this problem requires further investigations.

Dionýz Štúr Institute of Geology

REFERENCSE

Adam, Z. — Dlabač, M. 1961: Nové poznatky o tektonice dunajské nížiny. Věstník ÚÚG, XXXVI. Praha.

Adam, Z. — Dlabač, M. 1969: Erklärungen zur Mächtigkeitskarte zur lithofaziallen Entwicklung der Donau-Niederung. Zbor. geol. vied, Záp. Karpaty, zv. 11, GÚDŠ. Bratislava.

Andrusov, D. 1965: Geológia československých Karpát. III. Bratislava.
Andrusov, D. — Schaleková, A. 1954: Správa o geologickom výskume v oblasti medzi Štúrovom a Komárnom. Geol. práce, Bratislava.
Buday, T. et al. 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. Academia Praha.
Buday, T. — Špička, V. 1964: Geologická stavba a reliéf podloží Dunajské pánve. ÚÚG. Praha.
Dlabač, M. 1960: Poznámky ke vztahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Malé dunajské nížiny. Geol. práce, Zošity 59. Bratislava.
Halouzka, R. 1966: Príspevok ku geomorfologickej regionalizácii JV časti Podunajskej nížiny. Zjazdový zbor. Geogr. čas. Bratislava.
Harčár, J. 1967: Čiastková záverečná správa za rok 1960—1967. Geologický výskum kvartéru Hronskej pahorkatiny a údolie Žitavy. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
Hromádka, J. 1931: Třídění povrchových tvarů Slovenska na podkladě jejich vývoje. Roč. prír. odb. Slov. vlast. múzea v Bratislave za r. 1924—1931. Bratislava.
Hromádka, J. 1956: Orografické třídění Československé republiky. Sbor. čsl. spol. zeměpisné. Praha.
Janáček, J. 1971: Beitrag zur Tektonik der jungpliozänen Schichten im mittleren Teil der Donau-Niederung. Geol. práce, Správy 55, GÚDŠ, Bratislava.
Kvitkovič, J. 1961: Príspevok k poznaniu neotektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a v priľahlých oblastiach. Geogr. čas., 13. Bratislava.
Lukniš, M. 1962: Die Reliefentwicklung der Westkarpaten. Wiss. Z. d. Martin Luther Univ. Halle—Wittenberg.
Lukniš, M. — Bučko, Š. 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. Geogr. čas. 5. Bratislava.
Lukniš, M. — Plesník, P. 1961: Nížiny, kotliny a pohoria Slovenska. Osveta. Bratislava.
Matula, M. 1964: Faciálna analýza v inžiniersko-geologickom výskume riečnych náplavov. Sbor. geol. věd, řada HIG, 1. Praha.
Mazúr, E. 1963: Žilinská kotlina a priľahlé pohoria (Geomorfológia a kvartér). Bratislava.
Nikolajev, N. I. 1962: Neotektonika i jee vyraženije v strukture i reljefe territorii SSSR. Gos. nauč.-tech. izdat. liter. po geol. i ochrane nedr. Moskva.
Pagáč, I. 1963: Nové smery a perspektívy prieskumu živíc Podunajskej nížiny. Geol. průzkum 10. Braha.
Seneš, J. 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. Geol. práce 59. Bratislava.
Seneš, J. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 — Nové Zámky. Geofond — vydavateľstvo, red. Bratislava.
Schmidt, Z. — Halouzka, R. 1970: New Vertebrata fauna of the Villafranchien from Strekov in the Hronská pahorkatina (Danube Lowland). Geol. práce, Správy 51, GÚDŠ. Bratislava.
Vaškovská, E. 1971: Lithological-Facial Characterization of Genetic Types of the Quaternary Sediments in Záhorská nížina Lowland. Geol. práce, Správy 55, GÚDŠ. Bratislava.
Vaškovský, I. 1967: Über das Quartär der Donauniederung. Geol. práce, Správy 42. Bratislava.
Vaškovský, I. 1971: The Central Terrace Step of the river Danube between the towns Komárno—Štúrovo. Geol. práce, Správy 55. Bratislava.
Vaškovský, I. — Žebera, K. 1968: Quaternary of the West Carpathians. Part II. The West Carpathians. Academia Praha.

Geologické práce, Správy 61 | str. 233–237 | Bratislava | 1973

MILAN POLÁK*–EDUARD JABLONSKÝ**

BIOHERMNÉ DOLOMITY CHOČSKÉHO PRÍKROVU MALEJ FATRY

(1 obr. v texte, 2 tab. na kriede)

Abstract. In the dolomite complex of the Choč nappe in the Malá Fatra Mts. a biohermic facies has been established, in which articulate calcareous sponges (Sphinctozoa) dominate over other organisms. It is the first find sphinctozoans in dolomites of the West Carpathian, which are Ladinian to Cordevolian in age.

Úvod

Geologická stavba chočského príkrovu Malej Fatry prináša rad problémov stratigrafického a tektonického charakteru, preto považujeme za potrebné podať stručnú charakteristiku geologickej stavby tohto územia.

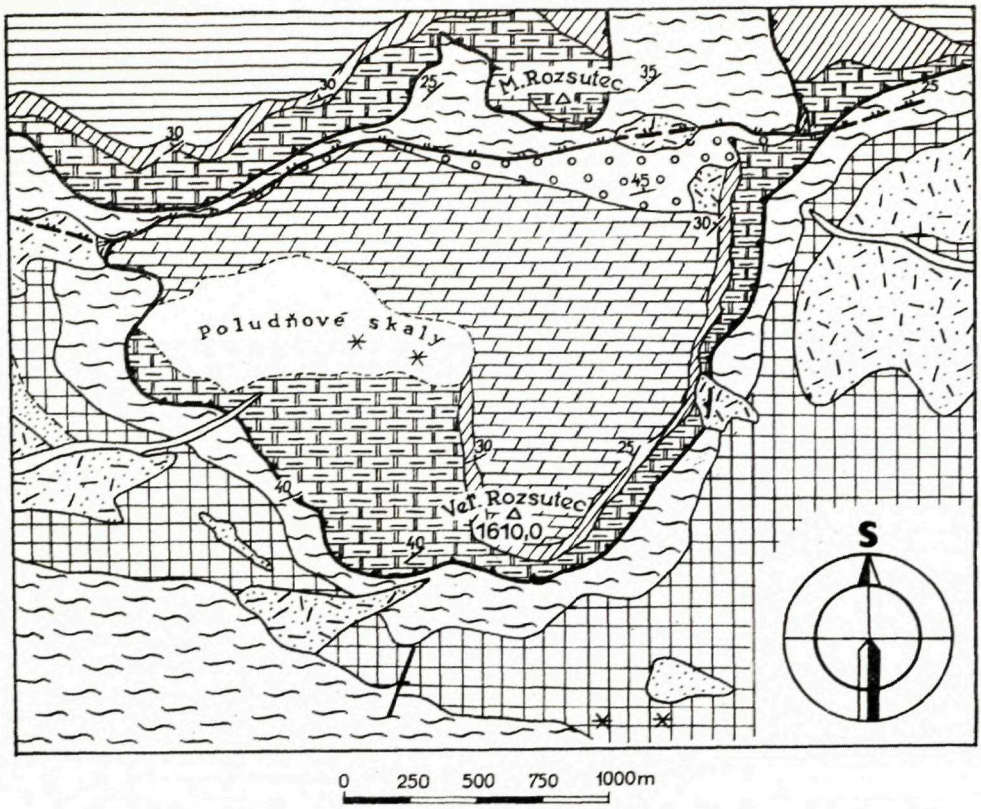
Chočský príkrov je zastúpený netypickým bielovážskym vývojom s reiflinskými vápencami a lunzskými vrstvami. Celkove môžeme rozdeliť chočský príkrov v Malej Fatre na dve samostatné kryhy: a) kryhu Veľkého Rozsutca; b) severnejšiu kryhu Malého Rozsutca, Bobôt a Sokolia. Zatiaľ čo v severnejšej časti vystupuje v nadloží reiflingských vápencov stratigraficky dôležitý horizont lunzských vrstiev, ktorý nám dovoľuje začleniť nadložný dolomitový komplex do vrchného triasu, v južnejšej kryhe (V. Rozsutec) zostáva aj naďalej hlavným problémom stratigrafické začlenenie dolomitov tvoriacich vrchol Veľkého Rozsutca, ktoré pre nedostatok paleontologického materiálu a neprítomnosť oporného stratigrafického horizontu (lunzské vrstvy) pokladáme za stredno-vrchno triasové.

V poslednom období sa zisťuje, že článkované vápnité hubky mali veľký význam pre tvorbu triasových bioherm. V prípade nedostatku iných určiteľných fosílií je možné aj na základe týchto organizmov stanoviť vek podľa ich doteraz známeho stratigrafického rozšírenia.

Počas geologického, litofaciálneho a stratigrafického výskumu mezozoika Malej Fatry bola v mohutnom dolomitovom komplexe chočského príkrovu v oblasti Poludňových skál, v masíve Veľkého Rozsutca vyčlenená fácia biohermných dolomitov, pričom článkované vápnité hubky sú v značnej prevahe.

Dolomity sú celkove veľmi chudobné na organické zvyšky, preto je tento prvý nález článkovaných vápnitých hubiek v dolomitoch Západných Karpát veľmi cenný (doteraz jediný známy nález článkovaných vápnitých hubiek z dolomitov uvádza E. Ott (1967) zo „Schlerndolomitu" južných Álp).

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava
** Katedra geológie PFUK, Gottwaldovo nám. 2, Bratislava



Geologická mapa chočského príkrovu oblasti Veľkého Rozsutca (M. Polák 1972)

Krížňanský príkrov: 1 – Suť a aluvium; 2 – sivé slienité vápence a bridlice – neokom; 3 – slienité bridlice s vložkami vápencov – vrchný barém – apt; 4 – sivé pieskovce s vložkami bridlíc – alb
Chočský príkrov: 5 – sivé slienité rohovcové vápence – anis (?); 6 – sivé dolomity – vrchný anis; 7 – reiflingské vápence – vrchný anis-ladin; 8 – svetlosivé masivne biohermné dolomity – ladin až cordevol; 9 – dolomity – stredný-vrchný trias; 10 – hlavný dolomit – vrchný karn-nor; 11 – zlepence, pieskovce s vložkami bridlíc – paleogén; 12 – presunové línie. prešmyky; 13 – lokality fosílií

Geological map of the Choč nappe – the area of Veľký Rozsutec (M. Polák 1972)

The Krížna nappe: 1 – Debris and aluvium; 2 – Grey marly limestones and shales – Neocomian; 3 – Marly shales with intercalations of limestones – Upper Barremian-Aptian; 4 – Grey sandstones with intercalations of shales – Albian
The Choč nappe: 5 – Grey marly cherty limestones – Anisian?; 6 – Grey dolomites – Upper Anisian; 7 – Reifling limestones – Upper Anisian – Ladinian; 8 – Lightgrey massive biohermal dolomites – Ladinian to Cordevolian; 9 – Dolomites – Middle to Upper Triassic; 10 – Hauptdolomite – Upper Carnian-Norian; 11 – Conglomerates, sandstones with intercalations of shales – Paleogene; 12 – Overthrust lines, overthrusts; 13 – Localities of fossils

I keď už tento výskyt bez bližšieho komentára zaznamenal E. Jablonský 1972 (v tlači), pokladáme za potrebné zmieniť sa o tom podrobnejšie.

V študovanom území (obr. 1) sme v biohermných dolomitoch okrem bližšie neurčiteľných diplopór (láskavé zdelenie J. Bystrického) našli *stromatoporoidea*, *Tubiphytes obscurus* Maslov, množstvo silne rekryštalizovaných organizmov a nasledovné článkované vápnité hubky: *Follicatena cautica* Ott, *Vesicocaulis* cf. *carinthiacus* Ott, *Vesicocaulis* sp., *Dictyocoelia manon* (Münster), *Colospongia* sp.

Podľa doteraz známeho rozšírenia vyššie uvedených sfinktozoí patria tieto biohermné dolomity do ladinu až cordevolu.

Z litologického hľadiska ide o svetlosivé až biele, masívne, zriedkavejšie hrubolavicovité, celistvé, jemnokryštalické a pórovité dolomity.

Litofaciálne sú to prevažne dolobiomikrity, menej dolobiosparity. Organická zložka je zastúpená hlavne vyššie spomínanými článkovanými vápnitými hubkami, bližšie neurčiteľnými diplopórami, stromatoporoideami a prierezmi *Tubiphytes obscurus* Maslov. V týchto dolomitoch sa často vyskytujú geopetálne, evinospongiové a loferitové štruktúry.

Skelet vyššie spomínaných organizmov je silne postihnutý dolomizačno-rekryštalizačnými procesmi, pričom v mnohých prípadoch bola vnútorná stavba úplne zotretá, takže často nemôžeme vôbec určiť, o akú skupinu organizmov pôvodne išlo.

Ale aj napriek tomu bolo možné určiť niektoré článkované vápnité hubky. Ich stručný opis uvádzame ďalej.

Paleontologická časť

Follicatena cautica Ott, 1967

tab. LV, obr. 1

1967 *Follicatena cautica* Ott — E. Ott: Segmentierte Kalkschwämme (*Sphinctozoa*) etc., p. 22, tab. 1, fig. 1—7.

1971 *Follicatena cautica* Ott — E. Jablonský: Segmentierte Kalkschwämme — Sphinctozoa etc., p. 336, text. fig. 1—2.

Prierez jedným inkrustujúcim segmentom, ktorý je z toho dôvodu deformovaný. Zreteľne sú vyvinuté vezikuly. Aporátna stena má v dôsledku rekryštalizačných procesov po oboch stranách mikritický lem.

Vesicocaulis cf. *carinthiacus* Ott 1968

tab. LV, obr. 2

Pozdĺžny rez katenulátne usporiadanými segmentmi. I napriek veľkej rekryštalizácii je kanálový systém telesnej dutiny dobre zreteľný. Retikulárne pletivo obaľuje len trubice telesnej dutiny a zbytok segmentov nevypĺňuje. Segmenty majú bochníkovitý tvar a ich šírka je asi raz tak veľká ako výška. Stena je aporátná.

Vesicocaulis sp.

Stena segmentov pre značnú rekryštalizáciu nie je zreteľná, ale trubice telesnej dutiny možno rozoznať. Zbytok exemplára predstavuje retikulárne pletivo, ktoré sa prejavuje len tmavším farebným odtieňom v rekryštalizovanej mase. Exemplár má najskôr znaky druhu *Vesicocaulis reticuliformis* Jablonský.

Dictyocoelia manon (Münster)

tab. LV, obr. 1

1841 *Scyphia? Manon* — G. Münster: Beiträge zur geognosie etc., p. 29, tab. 1, fig. 15.
1913 *Colospongia dubia* (Münst. spec.) Steinmann — F. Toula: Die Kalke vom Jägerhause etc., p. 82, tab. 4, fig. 1, (fide H. W. Flügel 1971).
1913 *Colospongia dubia var. pustulipora* n. v. — F. Toula: Die Kalke vom Jägerhause etc., p. 83, tab. 4, fig. 2, (fide H. W. Flügel 1971).
1913 *Colospongia dubia var.* (Vielleicht eine neue Form) F. Toula: Die Kalke vom Jägerhause etc., p. 83, tab. 4, fig. 5, (fide H. W. Flügel 1971).
1913 *Colospongia dubia* (Mstr.) Laube — G. Steinmann in F. Toula: Die Kalke vom Jägerhause etc., p. 86, (fide H. W. Flügel 1971).
1967 *Dictyocoelia manon* (Münster) — E. Ott: Die Beziehungen zwischen etc., p. 55, text. fig. 3, (cum. syn.).
1967 *Dictyocoelia manon* (Münster) — H. W. Flügel: *Sphinctozoa* aus dem Klobenwald — Kalke etc., p. 62, tab. 1.
1967a *Dictyocoelia manon* (Münster) — E. Ott: Segmentierte Kalkschwämme (*Sphinctozoa*) etc., p. 40, tab. 7, fig. 1—2, tab. 9, fig. 1—4.
1968 *Dictyocoelia manon* (Münster) G. Dieci, A. Antonacci, R. Zardini: Le spugne cassiana etc., p. 150, tab. 31, fig. 3 a 5.
1968 *Dictyocoelia manon* (Münster) E. Ott in O. Kraus — E. Ott: Eine ladinische Ridd — Fauna etc., p. 276, tab. 20, fig. 1.

Priečny prierez jedným exemplárom s dobre viditeľnou telesnou dutinou. Retikulárne pletivo sa prejavuje v podobe tmavej nepravidelnej masy, ďalšiu štruktúru nemožno rozoznať. Ojedinele sú prítomné vezikuly.

Ďalej sme vo výbrusovom materiáli zistili dosť nezreteľný prierez tromi segmentmi, ktoré môžu najskôr patriť rodu *Colospongia* sp.

Záver

Pri rekonštrukcii sedimentačného prostredia musíme vychádzať zo zastúpenia organizmov podieľajúcich sa na stavbe horniny. Článkované vápnité hubky sú označované ako jedny z hlavných stavebných elementov rífových a prirífových biotopov (E. Ott 1967; B. Ziegler — R. Rietschel 1970). Podobné ostatné skupiny organizmov, evinospongiové a loferitové štruktúry svedčia o fácii vytvorenej v rífovej, resp. prirífovej oblasti. Výskyt silno rekryštalizovaných diplopór spolu s článkovanými vápnitými hubkami poukazuje na možnosť premiešania a transportu týchto organizmov na veľmi krátku vzdialenosť.

Do tlače odporučil J. Bystrický

LITERATÚRA

Dieci, G. – Antonacci, A. – Zardini, R. 1968: La spugne cassiana (Trias medio-superiore) della regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo. Boll. Soc. Paleont. Ital. Modena, vol. 7, n. 2, p. 94–155.

Folk, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. Bull. Amer. assoc. Petrol. Geol. 43, I. p. 1–38. Tulsa.

Flügel, H. W. 1967: Sphinctozoa aus den Klobenwald – Kalken (Trias Mürtzlater Kalkalpen (Sitz. Bei. Akad. Wiss. Math. Wien, Kl. Abt. I., 176. Bol, 5–7. Heft p. 48–51.

Flügel, H. W. 1971: Revisium der von Toula 1913 aus dem Jägerhauskalk bei Baden beschribenen Spongien. Sitz. Bei. Akad. Wiss. Math. natur. Kl. Nr. 3, p. 1–4.

Jablonský, E. 1971: Segmentierte Kalkschwämme – Sphinctozoa der Westkarpaten (von der Lokalität Liptovská Osada). Geol. sbor. Geol. carpatica, 22,2. p. 333–346. Bratislava.

Kozur, H. 1972: Probleme der Triassgliederung und Parallelisierung germanische tethyale Trias. Symposium Innsbruck 1972. „Mikrofacies und Mikrofauna der Alpinen Trias und deren Nachbargebiete".

Kraus, O. – Ott, E. 1968: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. Mitt. Bayr. St. – Samml. Pal. hist. Geol. p. 263–290. München.

Mišík, M. 1970: Štruktúrna klasifikácia a terminológia vápencov. Geol. zbor. Acta geol. carpathica., Nr. 19. p. 225–234. Bratislava.

Münster, G. 1841: Beiträge zur Geognosie und Petrafacten-Kunde des südöstlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian. 125 s, 16 taf. Bayeruth.

Polák, M. 1972: Vysvetlívky k zákl. geologickej mape ČSSR 1:25 000, list Veľký Kriváň, Manuscript. p. 82–83. Archív GÚDŠ Bratislava.

Ott, E. 1967: Die Beziehungen zwischen *Colaspongia* Laube, *Takreamina* Fontaine, *Girtyocoelia* King und *Dictyocoelia* n. g. (segmentierte Kalkschwämme) N. Jb. Geol. Paläont., Mh. p. 44–58. Stuttgart.

Ott, E. 1967a: Segmentierte Kalkschwämme (*Sphinctozoa*) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wetternsteinkalk. Bayer. Akad. Wiss. Math. natur. Kl. N. F. H. 131. p. 5–99. München.

Toula, F. 1913: Dei Kalke vom Jägerhause unweit Baden (Rauchstalibrunngraben) mit nordalpiner St. Cassianer Fauna. Jb. K. Kön. Geol. Reichsanst., 63, p. 77–126. Wien.

Ziegler, B. – Rietschel, S. 1970: Phylogenetic relationship of fossil Calcisponges. Symp. zool. Soc., No. 25. p. 23–40. London.

Vysvetlivky k tabuľkám LXV–LXVI

Obr. 1 V pravej časti nepravidelný segment *Follicatena cautica* Ott so zreteľnými vezikulami inkrustuje na *Dictyocoelia manon* (Münster). Lok: Poludňové sklay, Malá Fatra. Dolomit (ladin až cordevol) chočský príkrov. Zväčš. 12×. Foto: L. Deák (GÚDŠ)

Obr. 2 *Vesicocaulis* cf. *carinthiacus* Ott. Pozdĺžny prierez. Lok.: ako obr. 1. Zväčš. 11×. Foto L. Osvald (PFUK)

Explanation of plate

Fig. 1 In the right part an irregular segment *Follicatana eautica* Ott with distinct vesicles, incrusting on *Dictyococlia manon* (Münster). Locality: Poludňové skaly, Malá Fatra mountains Dolomite (Ladinian – Cordevolian) the Choč nappe Magnif.: 12×. Photo: L. Deák – GÚDŠ

Fig. 2 *Vesicocaulis* cf. *carinthiacus* Ott. Longitudinal section. Locality: the same as in Fig. 1. Magnif.: 11×. Photo: L. Oswald – PFUK

Geologické práce, Správy 61 | str. 239—253 | Bratislava | 1973

JÁN MELLO—PAULÍNA SNOPKOVÁ*

VRCHNOKRIEDOVÝ VEK VÝPLNÍ V DUTINÁCH TRIASOVÝCH VÁPENCOV GOMBASECKÉHO LOMU

(14 tab. na kriede, anglické resumé)

Abstract. Presented is a brief characteristics of the fillign of cavities in Triassic dolomites in the Gombasek quarry (shales claystones, sandstones). Palynological analysis of dark shales showed rich microflora (spores and pollen grains) of Upper Cretaceous age (mainly Upper Santonian — Campanian). Sequences, relicts of which are in the cavities of the Triassic limestones, were evidently deposited in the open air in the tropical and humid climate in depressions of the disssected relief formed after the folding of the central zone of the West-Carpathians (the Mediterranean phase). During younger tectonic movements these bed sequences were folded, and in places wedged deep into Triassic limestones.

Úvod

V najvyššej časti Gombaseckého lomu (tab. I, obr. 1, 2), v ktorom sa ťažia svetlé a šedé masívne vápence karnského veku (wettersteinské vápence), bola v roku 1965 pri úprave ťažobnej stenypo komorovom odstrele na 5. etáži odkrytá dutina („kapsa"), vyplnená súvrstvím pieskovcov a ílovcov. Uvoľnený obsah dutiny prikryl a čiastočne znehodnotil značné množstvo vápencovej suroviny.

Geologická pozícia a litologická charakteristika výplne dutín

Rozmery a tvar dutiny možno dnes rekonštruovať len približne. Dutinu o zatiaľ známej dĺžke cca 40 m obmedzujú dve rovnobežné steny (tab. I, obr. 2 a—b), priebehu SSV—JJZ, s úklonom 75—85 ° na VJV, vzdialené 30—35 m. Obe steny majú veľmi nerovný skrasovatený povrch, pokrytý lateritickými krustami. Výška dutiny, ako vidno v ssv. stene, bola veľmi rôzna, priemerne 20—40 m, v blízkosti tektonických plôch i viac.

Výplň dutiny pozostáva prevažne z tmavošedých a čiernych ílovcov a bridlíc, striedajúcich sa s hrdzavými, šedými i tmavými pieskovcami. Celková hrúbka výplne je cca 20—30 m. V bazálnej časti výplne bezprostredne na skrasovatených vápencoch pokrytých hnedožltými až okrovými lateritickými krustami sa nachádzajú červené a najmä žlté ílovce, dosahujúce hrúbku niekoľko dm až m (vo väčších depresiách). Tieto postupne cez zelenošedé a šedé ílovce prechádzajú do čiernych, miestami až bituminóznych ílovcov a bridlíc

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

(tab. II, obr. 2), ktoré tvoria hlavnú masu výplne. Miestami tmavé ílovce a bridlice priamo spočívajú na skrasovatenom povrchu vápencov.

Prvé piesčité lamíny a vložky pieskovcov sa v tmavých ílovcoch objavujú asi 2—3 m od bázy. Vyššie je veľa pieskovcov, ich lavice dosahujú hrúbku až 50—60 cm. Pieskovce sú hnedošedé, šedé i hrdzavé, často s tmavými lamínami, veľmi jemnozrnné. Významnými textúrnymi znakmi pieskovcov sú okrem výraznej laminácie krížové a konvolutné zvrstvenia, sklzové textúry, bahenné praskliny (tab. III, obr. 2) a rôzne stopy na povrchu vrstevných plôch. V pieskovcoch i v tmavých ílovcoch sú hojné zhluky, konkrécie a náteky pyritu (tab. III, obr. 1, 3).

Súvrstvie pieskovcov, ílovcov a bridlíc je silno tektonicky porušené a zvrásnené (tab. II, obr. 1). Prevládajú strmé úklony vrstiev.

Opisovaná výplň dutiny (tab. I, obr. 1, A) nie je prvá ani posledná, ktorá bola v lome zistená od začiatku ťažby r. 1907. Obdobná výplň menšieho rozsahu, ešte viditeľná, bola zistená už dávnejšie na nultej etáži (B). Ďalej bola zastihnutá výplň kapsy v dĺžke cca 15 m pri razení štóly pre spomenutý komorový odstrel na 5. etáži (C). V poslednej dobe bola odkrytá ďalšia výplň menších rozmerov (cca 4 × 1,5 m) v ťažobnej stene asi 100 m Z od tu opisovanej výplne (D).

Palynologická charakteristika sedimentov výplne

Vzhľadom na to, že dosiaľ neexistovali žiadne údaje o vekovom zaradení vyššie opísaných červených, žltých, šedých a najmä tmavých ílovcov a bridlíc, ako aj spolu s nimi vystupujúcich pieskovcov, odobrali sme v r. 1969 pri mapovacích prácach niekoľko vzoriek na mikrofaunistické a mikrofloristické vyhodnotenie. Vzorky odobraté na mikrofaunu boli negatívne, ale ukázalo sa, že najmä tmavé ílovce a bridlice sú vhodné na palynologické spracovanie (P. Snopková in J. Mello et al. 1969, s. 108).

Z nich sme v r. 1971 odobrali 4 vzorky (1 a 2 zo spodnej časti uvoľneného obsahu dutiny, 3 a 4 in situ v SSV stene dutiny — tab. I, obr. 1, 2). Ich laboratórnym spracovaním bola získaná bohatá a dobre zachovaná mikroflóra. Najbohatšia bola vz. 3, z ktorej pochádza aj väčšina vyobrazených peľových zŕn a spór. Bohaté boli aj vzorky 1 a 2, zatiaľ čo vz. 4 bola pomerne chudobná.

K laboratórnemu spracovaniu uvedených vzoriek bola použitá 40 % HF a ťažká kvapalina KI + CdJ_2 o špec. váhe 2,0 na oddelenie organických zvyškov od anorganických. Preparáty a fotografická dokumentácia sú uložené v palynologickom laboratóriu GÚDŠ. Peľové zrná zo skupiny *Normapolles* boli určované podľa H. Pfluga (1953), H. Weylanda — W. Kriegra (1953), F. Góczána (1964), F. Góczána — J. Groota — W. Krutzscha — B. Pacltovej (1967), B. Pacltovej — W. Krutzscha (1970) a E. D. Zaklinskej (1963).

Prehľad o kvalitatívnom a semikvantitatívnom zastúpení spór a peľových zŕn, ako i udávanom stratigrafickom rozpätí jednotlivých druhov vo všetkých štyroch skúmaných vzorkách podáva textová tabuľka I.

Z nej vyplýva, že rozdiely v rodovom a druhovom zastúpení nie sú veľké a podobne i ich kvantitatívne zastúpenie kolíše len nepatrne.

Kvalitatívne a semikvantitatívne zastúpenie spór a peľových zŕn v skúmaných vzorkách
Qualitative and semi-quantitative occurence of spores and pollen grains in the samples examined

tab. 1

výskyt: – zriedkavý (1–3) + pravidelný (3–5) 0 hojný (6–10) Occurence: – rare (1–3) + regular (3–5) 0 abundant (6–10)	vzorky Samples 1 2 3 4	stratigr. rozšír. Stratigrap. distrib.
a) Spóry:		
Leiotriletes adriennis (Potonie et Gelletich 1933) Krutzsch 1959 subfsp. *adriennis*	– + + –	vrchná krieda — paleogén
Leiotriletes fsp.	+ –	
Cyathidites cf. *australis* Couper, 1953	–	vrchný santón
Cyathidites fsp.	– – – –	
Toroisporis fsp.	– – + –	
Gleicheniidites toriconcavus Krutzsch, 1959	–	krieda — stredný eocén
Gleicheniidites fsp.	– – – –	
Echinatisporis fsp.	–	
Trilites fsp.	–	
Microreticulatisporites cf. *pseudofoveolatus* Deak, 1964	– –	vrchný santón
Microfoveolatisporis cf. *foveolatus* Krutzsch, 1962	– –	?
Apendicisporites fsp.	–	
Cicatricosisporites perforatus Singh, 1964	–	apt — vrchná krieda
Cicatricosisporites ornatus Srivastava — Satish, 1972	– –	? maastricht
Cicatricosisporites fsp.	– – – –	
Schizaeoisporites cretacius (Krutzsch, 1954) Potonie, 1956	+	vrchná krieda
Laevigatosporites haardti (Potonie, Venitz, 1934) Thomson et Pflug, 1953	– – + –	širšie stratigr. rozpätie
Aequitriradites cf. *verrucosus* (Cookson — Dettmann, 1958) Cookson — Dettmann, 1961	–	neokom-senón
Lycopodiumsporites fsp.	–	
Liburnisporis adnacus Srivastava — Satish, 1972	–	? maastricht
? *Psilatriletes radiatus* Brenner, 1963	–	?
b) Peľové zrná:		
Ginkgoaceae	+ –	širšie strat. rozpät.
Classopollis fsp.	–	trias — krieda
Oculopollis cf. *orbicularis* Góczán, 1964	0 + + –	vrchný santón
Oculopollis cf. *baculatus* Pacltová — Krutzsch, 1970	+ – + –	koniak
Oculopollis parvoculus Góczán 1964	– 0 0 0	spodný kampan
Oculopollis cf. *zaklinskaiae* Góczán, 1964	+ – + –	spodný kampan
Oculopollis cf. *cardinalis* Weyland et Krieger, 1953	+	stredný senón
Oculopollis cf. *fossulotrudens* (Pflug, 1953)		maastricht —

Zaklinskaja, 1963			–	–	spodný eocén
Oculopollis baculotrudens (Pflug, 1953) Zaklinskaja, 1963	+	–	+	–	turón — paleocén
Oculopollis fsp.	–	–	+	–	
Pseudoocupollis principallis (Weyland et Krieger, 1953) Krutzsch, 1967	+	–	0	–	Stredný santón — spodný kampan
Semioculopollis minutus Krutzsch — Pacltová, 1970	+	–	0	–	vrchná krieda — paleocén
Semioculopollis fsp.	+	–	–		
Trudopollis imperfectus Pflug 1953	+		–	+	stred. senón – paleoc.
Trudopollis conrector Pflug 1953	+	–	+	+	stred. senón
Trudopollis cf. pertrudens Pflug 1953				–	vrchná krieda — ? paleocén
Trudopollis cf. *articulus* Weyland — Krieger, 1953	–				vrchná krieda — senón ?paleocén
Trudopollis aff. *nonperfectus* Pflug, 1953	–				
Trudopollis fsp.	0	+	0	+	
Longanulipollis bajtayi (Gózcán, 1964) Góczán, 1967	+	–	0	–	vrchný kampan
Extratriporopollenites cf. *clarus* (Pflug, 1953) Zaklinskaja, 1963			+		vrchný kampan
Extratriporopollenites santonius Pacltová — Krutzsch, 1970	+	–	+	–	stredný santón
Extratriporopollenites fsp.			+		
Nudopollis cf. *terminalis* Pflug, 1953	–				vrchný senón — eocén
Krutzschipollis magnoporus Góczán, 1967			+		spodný maastricht
Suemegipollis fsp.	0		–		
Heidelbergipollis cf. *tilioides* Krutzsch, 1967	+	–	0	+	stredný santón — kampan
cf. *Heidelbergipollis*		–	–		
Tetrapollis competitor Weyland et Krieger, 1953	+	–	+	–	stredný senón
Tetrapollis fsp.	+			+	
Papilopollis cf. *santonius* Pacltová — Krutzsch, 1970	–		+		santón
Magnoporopollis cf. *praemagnoporatus* Krutzsch, 1967	–		+	–	santón
Vacuopollis? sernoensis Krutzsch — Pacltová, 1970			+		spodný kampan
Vacuopollis cf. *percentus* Pflug, 1953	+	–	+	–	stredný senón
Vacuopollis minor Pacltová — Krutzsch 1970	+				santón
Vacuopollis cf. *microconcavus* Pacltová — Krutzsch, 1967	+				stredný santón — maastricht
Pseudovacuopollis cf. *intraconcavus* Krutzsch, 1967			0		stredný senón — spodný kampan
Vacuopollis fsp.	+		–		
Plicapollis fsp.		–	–		
Tricolporopollenites fsp.	–	–	0		
Tricolpites fsp.			–		

Prevládajúcu časť peľového obrazu študovaných vzoriek tvoria druhy zo skupiny krytosemenných rastlín, ktorú H. Pflug (1953) označil názvom *Normapolles*. Rastliny tejto skupiny, dnes už väčšinou vyhynuté, boli rozšírené značne vo vrchnej kriede. Sú to hlavne druhy: *Oculopollis* cf. *orbicularis* Góczán 1964, *Oculopollis parvoculus* Góczán 1964, *Pseudooculopollis principallis* (Weyl. et Krg. 1953) W. Kr. Paclt. 1970, *Semioculopollis minutus* W. Kr. Paclt. 1970, *Semioculopollis* fsp. *Longanulopollis bajtayi* Góczán 1967, *Extratriporopollenites santonius* B. Paclt, W. Kr. 1970, *Suemegipollis triangularis* Góczán 1964, *Heidelbergipollis* cf. *tilioides* Krutzsch 1967, *Vacuopollis* cf. *percentus* Pflug 1953, *Vacuopollis microconcavus* B. Paclt. W. Kr. 1967, *Vacuopollis* fsp., *Pseudovacuopollis intraconcavus* Krutzsch 1967.

Zo skupiny *Postnormapolles* sú početné peľové zrná rodu *Tricolporopollenites* a *Tricolpites*.

Spóry papraďorastov sú zastúpené menej, vyskytujú sa hlavne druhy rodov *Leiotriletes*, *Cyathidites*, *Gleichenidites*, *Cicatricosisporites*, ktoré patria k tropicko-subtropickým čeľadiam *Schizeaceae*, *Cyatheaceae* a *Gleicheniaceae*.

Peľové zrná ihličnatých rastlín, až na malý výskyt z čeľade *Ginkgoaceae*, sa vôbec nenachádzajú.

V peľovom obraze úplne chýba mikroplanktón zo skupiny *Dinoflagellata*, ktorý by poukazoval na morské prostredie.

Stratigrafická interpretácia a korelácia

Palynologické spracovanie vrchnokriedových sedimentov je pomerne ešte mladé. Do roku 1953 sa objavujú v literatúre len stručné údaje o vrchnokriedovej mikroflóre od A. Reissingera (1939), E. Hoffmannovej (1948), F. Thiergarta (1949) a iných.

V roku 1953 sa objavujú rozsialejšie palynologické práce od H. Weylanda — W. Kriegera z Aachenu (stredný senón), H. Weylanda — G. Greifelda z Quedlinburgu (spodný senón) a predovšetkým od H. Pfluga, ktorí správne ukázali, aký veľký význam má palynologické spracovanie vrchnokriedových sedimentov pre riešenie stratigrafických a paleobotanických otázok. Od roku 1956, hlavne od roku 1958, začal W. Krutzsch (1956, 1957, 1958, 1959, 1966) v Nemecku so sústavným štúdiom mikroflóry vrchnej kriedy. Pre stratigrafiu je významná jeho práca z roku 1966, v ktorej uvádza stratigrafické členenie vrchnej kriedy severnej strednej Európy na základe peľových zŕn zo skupiny *Normapolles*. V Čechách z palynologického hľadiska študuje vrchnokriedové sedimenty B. Pacltová (1961), B. Pacltová — M. Konzálová (1966, 1970). Význačná je práca B. Pacltovej (1961), v ktorej na základe peľových zŕn zo skupiny *Normapolles* pričleňuje sedimenty zlivskogmündskej série v južných Čechách k spodnému senónu. Z Poľska uvádza S. Macko (1963) palynologické výsledky z vrchnej kriedy od Opolle. Poukazuje na turónsky vek študovaných sedimentov. V Maďarsku sústavne skúma vrchnokriedové sedimenty F. Góczán (1961, 1964). Na základe palynologických výsledkov vypracoval stratigrafické členenie mediteránnej vrchnej kriedy veku santón-maastricht. V posledných rokoch sú známe palynologické práce o flyšových vrchnokriedových sedimentoch východných Karpát (L. A.

Portnjagina — V. M. Ščerba 1964, L. A. Portnjagina 1965, 1971), ako aj práce z helmintoidného flyšu v Alpách (H. Badoux — M. Weidmann 1963).

Na území Slovenska sú vrchnokriedové sedimenty palynologicky málo spracované. Posledne T. Koráb — P. Snopková (1972) uvádzajú stratigrafické výsledky z lupkovských vrstiev (senón) duklianskej jednotky.

Pre stanovenie veku tmavých bridlíc vystupujúcich v triasových vápencoch v Gombaseckom lome, v ktorých sa okrem spór a peľových zŕn iné organické zvyšky nenašli, sme sa opierali jednak o vlastné výsledky, jednak o koreláciu výsledkov hore uvedených autorov, hlavne o koreláciu stratigrafických výsledkov súhrnných prác autorov F. Góczána (1964), W. Krutzscha (1966), F. Góczána — J. Groota — W. Krutzscha — B. Pacltovej (1967).

V tabuľke 1 sme okrem počtového zastúpenia druhov v jednotlivých vzorkách uviedli aj ich približné stratigrafické rozšírenie. Z približného stratigrafického rožšírenia druhov vidíme, že v študovaných vzorkách sa na jednej strane vyskytujú druhy s úzkym stratigrafickým rozpätím, čiže druhy typické pre santón alebo kampan, dokonca aj niektoré druhy vyskytujúce sa v maastrichte (?). Na druhej strane sa vyskytujú druhy so širším stratigrafickým diapozónom, napr. turón-paleocén, vrchná krieda-paleocén, stredný senón-paleocén, vrchný senón-eocén a pod. Keď si naše výsledky zovšeobecníme, môžeme povedať, že sa tu vyskytujú druhy od turónu po paleocén. Pri dôkladnejšom rozbore vidíme, že prevládajú druhy typické pre santón a kampan. Z nich sú to predovšetkým druhy *Oculopollis* cf. *orbicularis* Góczán 1964, *Oculopollis parvoculus* Góczán 1964, *Pseudooculopollis principallis* (Weyl.—Krg. 1953) Krutzsch 1967, *Longanulipollis bajtayi* (Góczán 1964) Góczán 1967, *Extratriporopollenites santonius* Pacltová — Krutzsch 1970, *Suemegipollis triangularis* Góczán 1964, *Heidelbergipollis* cf. *tilioides* Krutzsch 1967, *Tetrapollis competitor* Weyl. — Krg. 1953, *Vacuopollis* ? *sernoensis* Krutzsch — Pacltová 1970, *Vacuopollis* cf. *percentus* Pflug 1953, *Pseudovacuopollis* cf. *intraconcavus* Krutzsch 1967.

Keď porovnáme naše výsledky s výsledkami prác v prehľade literatúry uvedených autorov, zisťujeme, že majú veľa spoločných znakov s peľovým obrazom vrchnej kriedy Maďarska. F. Góczán (1964) na základe podrobného štúdia rozdelil vrchnokriedové sedimenty Maďarska (Bakonské pohorie) na palynologické zóny A—H, ktoré stratigraficky zahrňujú obdobie sedimentácie santónu-maastrichtu. Naše výsledky sa na základe korelácie zhodujú bohatým zastúpením druhov rodov *Oculopollis, Trudopollis, Extratriporopollenites*, ďalej rodov *Vacuopollis, Suemegipollis* a *Semioculopollis*. Zhodujú sa tiež nedostatkom krídlatých peľových zŕn *Gymnospermae*, nedostatkom mikroplanktónu a veľmi dobrou zachovalosťou sporomorf. V peľovom obraze z nášho územia chýbajú inaperturátne peľové zrná, ktoré F. Góczán (1964) uvádza zo zóny C, čiže zo spodného kampanu. Taktiež chýba rod *Hungaropollis*, ktorý je typický pre mediteránnu vrchnú kriedu Maďarska. Hojným zastúpením peľových zŕn *Normapolles* sa naše výsledky najviac približujú k zónam B—F, čiže k zónam, ktoré F. Góczán (1964) vyčlenil z vrchného santónu — vrchného kampanu. Litologicky sa v rámci týchto zón v maďarskej vrchnej kriede vyskytuje uhlie, uhoľné íly, ílovité sliene, vápnité sliene, pieskovce, vápence. Prevládajú sladkovodné a brakické vrstvy. Tmavé bridlice, ktoré vystupujú

v Gombaseckom lome, zodpovedajú faciálne, stratigraficky a paleogeograficky pravdepodobne santónsko-kampanským sedimentom Maďarska.

Vrchnokriedové sedimenty z ostatných častí centrálnych Západných Karpát (Brezovské pohorie, Dobšinská ľadová jaskyňa, okolie Šumiaca a ďalšie menšie výskyty v Nízkych Tatrách, Drieňovec) i z Uppoňského pohoria nie sú palynologicky spracované. Orientačne, s ohľadom na možnú koreláciu, boli odobraté vzorky iba z Dobšinskej ľadovej jaskyne (zárez železničnej trate), kde vystupujú červené a zelené ílovité, poprípade slienité bridlice, striedajúce sa so zlepencami. Z piatich odobraných vzoriek v jednej vzorke sme našli niekoľko peľových zŕn rodov *Oculopollis*, *Trudopollis*, *Extratriporopollenites* a *Tricolporopollenites*, ktoré nestačili pre riešenie stratigrafie.

Ako sme už v prehľade literatúry uviedli, palynologicky boli preštudované lupkovské vrstvy duklianskej jednotky (T. Koráb — P. Snopková 1972). Zloženie peľových obrazov sa v hrubých rysoch zhoduje, líšia sa len druhovým zastúpením rodov *Oculopollis*, *Trudopollis*, bohatším zastúpením peľových zŕn rodov *Tricolporopollenites*, mikroplanktónu ako aj zlým zachovaním sporomorf v lupkovských vrstvách. Na základe korelácie s palynologickými výsledkami z vrchnokriedových sedimentov susedných území, hlavne s výsledkami z Maďarska, predpokladáme, že tmavé bridlice, ktoré vystupujú vo vápencoch Gombaseckého lomu, patria do vrchného santónu-kampanu.

O palynologickom obraze, ktorý existoval na suchej zemi počas sedimentácie tmavých bridlíc, nemôžeme veľa povedať, pretože pri väčšine druhov peľových zŕn zo skupiny *Normapolles*, ktoré prevládajú v študovaných vrstvách, nepoznáme botanickú príslušnosť ani k čeľadi ani k rodu. Vieme však, že peľové zrná skupiny *Normapolles* boli vo vrchnej kriede celej strednej Európy značne rozšírené a tvorili tzv. „primárnu flóru", ktorá mala 2 maximá rozvoja, a to v strednom santóne a potom vo vrchnom maastrichte (E. Góczán — J. Groot — W. Krutzsch — B. Pacltová 1967). Niektoré druhy z rodu *Oculopollis*, podľa E. D. Zaklinskej (1963) patria k čeľadiam *Rubiaceae*, *Oenotheraceae*, *Myricaceae* a z rodu *Trudopollis* k čeľadiam *Sapindaceae* a *Rhoiopteleaceae*. Zástupci uvedených čeľadí dnes žijú v trópoch Afriky, Ameriky, Austrálie a Polynézie. Sú to predovšetkým dreviny liany alebo kry. Keď zoberieme do úvahy ešte aj spóry papradí, ktoré sa vyskytujú v peľovom obraze študovaného územia z tropických čeľadí *Gleicheniaceae*, *Cyatheaceae* a *Schizeaceae*, môžeme predpokladať, že počas sedimentácie tmavých bridlíc bola klíma tropická a pomerne vlhká.

Z úplnej neprítomnosti mikroplanktónu zo skupiny *Dinoflagellata* môžeme zase predpokladať, že sedimentácia tmavých bridlíc neprebiehala v morskom prostredí.

Záver

Z charakteru sedimetov, z rozborov mikroflóry a tektonických pomerov jednoznačne vyplýva, že sedimentáciu ílovcov a pieskovcov nemožno interpretovať jednoducho ako postupné zanášanie krasových dutín a jaskynných priestorov. Opisované súvrstvia sa usadzovali vo vrchnom santóne-kampane zrejme pod šírym nebom v tropickej vlhkej klíme do depresií v členitom reliéfe, ktorý vznikol po vyvrásnení pásma centrálnych Západných Karpát počas mediteránnej fázy vrásnenia.

Pri mladších tektonických pohyboch, azda tých, pri ktorých vznikol v Slovenskom krase systém pozdĺžnych tektonických plôch (J. Bystrický 1962), boli uvedené súvrstvia zvrásnené a miestami hlboko vklinené do triasových vápencov.

LITERATÚRA

Badoux, H. — Weidmann, M. 1963: Sur lâge du Flysch à *Helminthoides* des Préalpes romandes et chamblaisiennsis. Ecl. geol. Helvetiae 56/2, S. 1—12, Lausanne.

Bystrický, J. 1962: Vysvetlivky k listu Rimavská Sobota (1:200 000) mezozoická časť, Bratislava.

Góczán, F. 1961: A Bakonyi szenon palynologiai standardje. A. M. Földtani Intézet én jelentése az 1961. Evről. I, S. 254—261, Budapest.

Góczán, F. 1964: Stratigraphic palynology of the Hungaria upper Cretaceous. Acta geol., 8, S. 229—264, Budapest.

Góczán, F. — Groot, J. — Krutzsch, W. — Pacltová, B. 1967: Neubeschreibungen und Revision europäischer Formen (Oberkreide bis Eozän). Paläont. Abh., B. II. 3, S. 421—526, Berlín.

Hofmann, E. 1948: Das Flyschproblem im Lichte der Pollenanalyse. Phyton, 1, S. 80—101, Gráz.

Koráb, T. — Snopková, P. 1972: Palynologické a stratigrafické zhodnotenie lupkovských vrstiev a ich paleogeografická interpretácia. Geol. práce, Správy 58, S. 79—101, Bratislava.

Krutzsch, W. 1956: Normapolles im säsischen Turon. Jb. staatl. Mus. Min. Geol. S. 125—131, Dresden.

Krutzsch, W. 1957: Sporenpaläontologische Untersuchungen in der sächsisch-böhmische Kreide und die Gliederung der Oberkreide auf mikrobotanisch Grundlage. Ber. geol. Ges. DDR, 2, S. 123—129, Berlin.

Krutzsch, W. 1958: Sporen — und Pollengruppen aus der Oberkreide und den Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verbreitung. Z. angew. Geol., 3, S. 519—548, Berlin.

Krutzsch, W. 1959: Einige neue Formgattungen und — arten von Sporen und Pollen aus der Mitteleuropäischen Oberkreide und den Tertiär. Paleontographica, B, 105, S. 125—157, Stuttgart.

Krutzsch, W. 1966: Die sporenstratigraphische Gliederung der Oberkreide im nördlichen Mitteleuropa-Methodische Grundlagen und gegenwärtiger Stand der Untersuchungen. Abh. centr. geol. Inst., H. 8, S. 79—111, Berlin.

Macko, St. 1963: Sporomorphs from Upper Cretaceous near Opole (Silesia) and from the London clays. Travaux de la société des sciences et des lettres de Wroclaw, S. B, 106, S. 5—136, Wroclaw.

Mello, J. et al. 1969: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:50 000 list Plešivec, Manuscript-archív GÚDŠ.

Pacltová, B. 1961: Některé rostlinné mikrofosilie ze sladkovodních uloženin svrchní křídy (senon) v jihočeských pánvích, část I. Sbor. ústř. geol., odd. paleon., 26, S. 47—102, Praha.

Pacltová, B. — Mazancová, N. 1966: Nachweis von Pollen der Normapolles-Gruppe in den Perutz-Schichten des böhmischen Cenoman. Věst. ÚÚG, XLI, 1, S. 51—54, Praha.

Pacltová, B. — Konzálová — Mazancová, M. 1970: Some Conclusions of the Palynological Research in the Upper Cretaceous of the Bohemian Massif. Paläont. Abh. B, III, 3/4, S. 567—570, Berlin.

Pacltová, B. — Krutzsch, W. 1970: Neue Pollen — und Sporenarten aus der mittleren Oberkreide insbesondere Mitteleuropas. Paläont. Abh. B, III, 3/,4 S. 573—598, Berlin.

Portnjangina, L. A. — Ščerba, V. M. 1964: Sporovopyľcevije komplexy verchnemelovych otloženij jugovostočnoj časti Vostočnych Karpat. Vest. Ľv. Gosund. Univer. im. Iv. Franka, séria geol., S. 41—43, Ľvov.

Portnjagina, L. A. 1965: Sporovo-pyľcevyje komplexy verchnemelovych otloženij

jugo-vostočnoj časti vostočnych Karpat. Vest. Lv. Gosud. Univ. im. Iv. Franka, seria geol., S. 22–24, Lvov.
Portnjagina, L. A. 1971: Stratigraphy and palynology of the upper cretaceous paleogene flysch the Carpathians. Rev. Paleobotan. Palynol. 11, S. 55–64, Amsterdam.
Pflug, H. H. 1953: Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens ind der Erdgeschichte. Paleontographica, B, 95, S. 60–171, Stuttgart.
Reissinger, A. 1939: Die „Pollenanalyse" ausgedehnt auf alle Sedimentgesteine der geologischen Vergangenheit. I. Paleontographica B, 84, S. 1–20, Stuttgart.
Thiergart, F. 1949: Der stratigraphische Wert mezozoischer Pollen und Sporen. Paleontographica B, 95, 53–59, Stuttgart.
Weyland, H. – Greifeld, G. 1953: Über strukturbietende Blätter und pflanzliche Mikrofossilien aus den untersenon Tonen der Gegend von Quedlinburg. Palaeontographica B, S. 30–52, Stuttgart.
Weyland, H. – Krieger, W. 1953: Die Sporen und Pollen der Aachener Kreide und ihre Bedeutung für die Charakterisierung des mittleren Senons. Palaeontographica B, 95, S. 6–29, Stuttgart.
Zaklinskaja, E. D. 1963: Pyľca pokrytosemjannych i jejo značenije dlja obosnovanija stratigrafii verchnego mela i paleogena. Trudy geo. Inst. Akad. Nauk SSSR, 74, Moskva.

J. MELLO – P. SNOPKOVÁ

UPPER-CRETACEOUS FILLING IN THE CAVITIES OF TRIASSIC LIMESTONES IN THE GOMBASEK QUARRY

(Summary of the Slovak text)

In the Gombasek quarry (the southern corner of the Plešivecká planina plateau, 11 km to the southwest of Rožňava), light-coloured and grey massive limestones of Carnian age (the Tisovec limestones) are mined. There were exposed some Cavities (Tab. I, fig. 1 A-D) filled with younger sediments. The filling causing considerable depreciation of mining of the limestone raw-material comes from a cavity ("pocket") in the top part of the quarry (Tab. I, Fig. 1 A, 2). The filling consists mostly of dark-grey and black claystones and shales alternating with rusty, grey and dark-coloured sandstones. In the basal part of the filling, immediately on karstificated limestones, and on those covered by laterite crusts, are red and yellow claystones, passing through green-grey and grey claystones into grey, in places bituminous claystones and shales (Tab. II, Fig. 2). The total thickness of the filling is approximatelly 20–30 m.

The sequence of claystones and sandstones is tectonically deformed to a considerable extent, and folded (Tab. II, Fig. 1). Steeply dipping beds predominate.

Regarding the lack of data about the age of these sediments, we have done microfaunistic and microfloristic evaluation of several samples. As for microfauna – the samples are negative, but dark-coloured claystones and shales are favourable for palynological examination (P. Snopková in J. Mello et al. 1969, p. 108). Of these 4 samples (1 and 2 from the lower part of the released filling of the cavity; 3 and 4 from the NNE wall of the cavity, Tab. I, Fig. 1, 2) were examined. They contained rich and well preserved microflora.

In laboratories the samples were treated by 40 % HF and by heavy liquid KJ + + CdJ_2, with specific gravity 2,0 to separate organic remains from anorganic.

The qualitative and semiquantitative representation of spores and pollen, and stratigraphic diapason of individual species are given in the text table I.

The predominant part of the pollen pattern of the samples examined consists of the species from the group of *Cryptogammae* plants, called *Normapolles* by H. Pflug (1953). The plants of this group were considerably frequent in the Upper Cretaceous. Present

are pollen grains from the group *Postnormapolles*; spores of Pterydophyta are less frequent. Pollen grains of coniferae — with the exception of the representatives of the family *Ginkgoaceae*, are completely missing.

In the pollen pattern microplankton from the group Dinoplagellata which would indicate marine environment, is completely missing, too.

When determining the age of dark shales from the Gombasek quarry, containing only spores and pollen grains and no other organic remains, we only based upon the stratigraphical results gained by palynological examination of Upper-Cretaceous sediments, and upon the summarizing works by F. Góczán (1964), W. Krutzsch (1966) and F. Góczán — J. Groot — W. Krutzsch — B. Pacltová (1967).

As showed in the text table I. in addition to several species of a wide stratigraphical diapason, the species typical of the Santonian and Campanian prevail in the samples examined.

The assemblage quoted possesses numerous characteristics in common with the pollen pattern of the Hungarian Upper Cretaceous. F. Góczán (1964) divided the Upper-Cretaceous sediments of Hungary (the Bakony mountains) into the palynological zones A—H corresponding to the Santonian-Maastrichtian. The assemblage, gained from the dark claystones and shales of the Gombasek quarry, with its abundant pollen grains of the group *Normapolles*, is most resembling to the zones B—F, i. e. to the zones, referred by F. Góczán (l. c.) to the Upper Santonian — Upper Campanian.

Consequently, it is most likely, that dark shales and claystones of the Gombasek quarry are Upper Santonian-Campanian in age.

According to the existing results, they may be facially and paleogeographically correlated with the Santonian-Campanian sediments of the Bakony mountains with predominant fresh-water and brackish beds consisting of sandstones, limestones, calcareous marls, clayey marls, carbonaceous clays, and coal.

Further occurrences of Upper-Cretaceous sediments in the area of Central West Carpathians (the Brezovské pohorie mountains, the Dobšinská ľadová jaskyňa Ice Cave, the vicinity of Šumiac, Drieňovec, and other occurrences), also in the Upponyi mountains have not yet been palynologically examined. The results from the Dobšinská ľadová jaskyňa Ice Cave are not sufficient for stratigraphical conclusions.

The analysis of microflora shows that during the sedimentation of shales from the Gombasek quarry, the climate was tropical, comparatively humid, and sedimentation did not pass in marine environment.

Further characteristics, especially sedimentological and tectonical indicate that sedimentation of claystones and sandstones cannot be interpreted as simple gradual silting up of karst cavities and cave areas. These sequences evidently sedimented into depressions in dissected relief formed after the folfing of the Central West Carpathians during the mediterranean phase of folding.

During younger tectonic movements, perhaps those evoking a system of longitudinal tectonic plains in the Slovak karst (J. Bystrický 1962) these sequences were folded and in some places wegded—in deep into the Triassic limestones.

Translated by E. Jassingerová

Vysvetlivky k tabuľkám I—XIV

Tabuľka I

Obr. 1 Celkový pohľad na Gombasecký lom s vyznačením polohy dutín s výplňami. A — opisovaná výplň (a — odstrelená vápencová surovina prikrytá uvoľneným obsahom

dutiny). B — výplň na nultej etáži; C — približná poloha niekdajšej štoly na 5. etáži, so zistenou výplňou; D — novoodkrytá výplň neveľkého rozsahu v z. časti lomu. 1, 2, 3, 4 — miesta odberu vzoriek na palynologický rozbor. Foto: J. Mello, 1970

Obr. 2 Detailný pohľad na zvyšky dutiny A z obr. 1

a, b — skrasovatené, lateritickými krustami pokryté vápencové steny, c — ssv. stena s reliktmi výplne (d — detaily tab. II, obr. 1, 2) siahajúcimi do rôznej výšky; e — horná časť uvoľneného obsahu dutiny; 3, 4 — miesta odberu vzoriek na palynologický rozbor. Foto: J. Mello, 1971

Tabuľka II

Obr. 1 Zvrásnené a tektonicky porušené vrchnokriedové súvrstvie tmavých bridlíc a pieskovcov na päte steny dutiny A z tab. I. Foto: J. Mello 1971

Obr. 2 Tmavé, miestami až bituminózne vrchnokriedové ílovce s piesčitými lamínami. Gombasecký lom, zvyšky výplne z dutiny A (tab. I) Foto J. Mello 1971

Tabuľka III

Obr. 1 Zhluky, náteky a konkrécie pyritu na povrchu vrstevných plôch vrchnokriedových pieskovcov z Gombaseckého lomu. Foto: L. Deák

Obr. 2 Odtlačky bahenných prasklín na povrchu vrstevných plôch vrchnokriedových pieskovcov z Gombaseckého lomu. Foto: L. Deák

Obr. 3 Zhluky, náteky a konkrécie pyritu na povrchu vrstevných plôch vrchnokriedových pieskovcov z Gombaseckého lomu. Foto: L. Deák

Tabuľka IV

Všetky spóry a peľové zrná sú 1000× zväčšené

Obr. 1 *Toroisporis* fsp. Gombasek 3, obr. 220 a

Obr. 2 *Leiotriletes adriennis* (Potonie et Gelletich 1933) Krutzsch 1959 *subfsp. adriennis, Schizeaceae*, cf. *Lygodium*, Gombasek 3, obr. 170

Obr. 3 *Cicatricosisporites perforatus* (Mark) Singh 1964, Gombasek 3, obr. 160

Obr. 4 *Cyathidites* cf. *australis* Couper 1953, Gombasek 3, obr. 192

Obr. 5 *Cicatricosisporites perforatus* (Mark) Singh 1964, Gombasek 3, obr. 173

Obr. 6 *Microreticulatisporites* cf. *pseudofoveolatus* Deák 1964, Gombasek 3, obr. 205

Tabuľka V

Obr. 1—2 *Aequitriradites* cf. *verrucosus* (Cookson — Dettmann 1958) Cookson — Dettmann 1961, Gombasek 3

Obr. 3 *Lycopodiumsporites* fsp.

Obr. 4—5 *Liburnisporis adnacus* Srivastava, Satish 1972, Gombasek 3, obr. 148

Obr. 6 *Cicatricosisporites ornatus* Srivastava, Satish 1972, Gombasek 3, obr. 222

Tabuľka VI

Obr. 1, 2 *Oculopollis* cf. *orbicularis* Góczán 1964, Gombasek 1, obr. 85

Obr. 3, 4 *Oculopollis* fsp. Gombasek 1, obr. 120

Obr. 5, 6 *Pseudoculopollis principallis* (Weyland et Krieger 1953) Krutzsch 1967, Gombasek 3, obr. 149

Obr. 7, 8 *Oculopollis* cf. *baculatus* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 3, obr. 171

Obr. 9, 10 *Semioculopollis* fsp. Gombasek 1, obr. 120

Obr. 12, 13 *Semioculopollis* cf. *minutus* Krutzsch — Pacltová 1970, Gombasek 3, obr. 162

Obr. 11, 14 *Oculopollis baculatus* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 1, obr. 103

Tabuľka VII

Obr. 1, 3 *Oculopollis parvoculos* Góczán 1964, Gombasek 3, obr. 159

Obr. 2, 5 *Trudopollis imperfectus* (Pflug 1953), Gombasek 1, obr. 104

Obr. 4, 6 *Trudopollis* fsp. Gombasek 3, obr. 140

Obr. 7, 8 *Trudopollis conrector* Pflug 1953, Gombasek 3, obr. 183

Obr. 9, 10 *Trudopollis* fsp. Gombasek 3, obr. 146

Obr. 11, 12 *Trudopollis* cf. *pertrudens* Pflug 1953, Gombasek 3, obr. 151

Tabuľka VIII

Obr. 1, 2 *Trudopollis conrector* Pflug 1953, Gombasek 3, obr. 194

Obr. 3, 4 *Trudopollis* cf. *articulus* Weyland et Krieger 1953, Gombasek 1, obr. 121

Obr. 5, 6 *Extremipollis maastrichtiensis* Krutzsch 1967, Gombasek 1, obr. 89
Obr. 7, 8 *Oculopollis* cf. *baculatus* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 3, obr. 145
Obr. 9, 10 *Oculopollis baculatus* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 1, obr. 94
Obr. 11, 12 *Trudopollis* aff. *nonperfectus* Pflug 1953, Gombasek 1, obr. 79

Tabuľka IX

Obr. 1, 2 *Oculopollis* cf. *zaklinskaiae* Góczán 1964, Gombasek 3, obr. 154
Obr. 3, 12 *Extratriporopollenites* fsp. Gombasek 1, obr. 99
Obr. 4 *Oculopollis* cf. *parvoculus* Góczán, Gombasek 1, obr. 75
Obr. 5, 7 *Oculopollis* cf. *parvoculus* Góczán 1964, Gombasek 3, obr. 193
Obr. 8, 9 *Oculopollis parvoculus* Góczán 1964, Gombasek 3, obr. 168
Obr. 10, 11 *Oculopollis* cf. *cardinalis* Weyland et Krieger 1953

Tabuľka X

Obr. 1, 2 *Longanulipollis bajtayi* (Góczán 1964) Góczán 1967, Gombasek 3, obr. 188
Obr. 3 *Oculopollis* cf. *parvoculus* Góczán 1964, Gombasek 1, obr. 75
Obr. 4, 5 *Extratriporopollenites* cf. *clarus* (Pflug 1953) Zaklinskaja 1963, Gombasek 3, obr. 165
Obr. 6, 7 *Nudopollis* cf. *terminalis* Pflug 1953, Gombasek 1, obr. 161
Obr. 8, 9 *Extratriporopollenites* fsp. ,Gombasek 3, obr. 187
Obr. 10 *Longanulipollis* cf. *bajtayi* (Góczán 1964) Góczán 1967, Gombasek 3, obr. 158, f. 91
Obr. 11, 12 *Extratriporopollenites santonius* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 1, obr. 122

Tabuľka XI

Obr. 1—3 *Oculopollis* cf. *fossulotrudens* (Pflug 1953) Zaklinskaja 1963, Gombasek 3, obr. 157
Obr. 4, 6, 7 *Normapolles*, Gombasek 3, obr. 189
Obr. 8, 9 *Normapolles*, Gombasek 3, obr. 191
Obr. 5, 10 *Tetrapollis competitor* Weyland et Krieger 1953, Gombasek 3, obr. 172, f. 92
Obr. 11 *Tetrapollis* cf. *competitor* Weyland et Krieger 1953, Gombasek 3, obr. 215
Obr. 12 *Tetrapollis* fsp. Gombasek 1, obr. 93

Tabuľka XII

Obr. 1, 2 *Krutzschipollis magnoporus* Góczán 1970, Gombasek 3, obr. 164
Obr. 3, 4 *Suemegipollis triangularis* Góczán 1964, Gombasek 3, obr. 163
Obr. 5, 6 *Oculopollis* cf. *baculotrudens* (Pflug 1953) Zaklinskaja 1963, Gombasek 3, obr. 174
Obr. 7, 8 *Suemegipollis triangularis* Góczán 1964, Gombasek 3, obr. 184
Obr. 9, 10 cf. *Heidelbergipollis* Gombasek 3, obr. 186
Obr. 11, 12 *Suemegipollis* fsp. Gombasek 3, obr. 144

Tabuľka XIII

Obr. 1 *Vacuopollis* cf. *santonius* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 3, obr. 182
Obr. 2, 5 *Heidelbergipollis* cf. *tilioides* Krutzsch 1967, Gombasek 1, obr. 88
Obr. 3, 4 *Suemegipollis triangularis* Góczán 1964, Gombasek 3, obr. 139
Obr. 6, 9 cf. *Heidelbergipollis*, Gombasek 4, obr. 189
Obr. 7, 8 *Trudopollis* cf. *imperfectus* Pflug 1953, Gombasek 3, obr. 137
Obr. 10, 11 *Magnoporopollis* cf. *premagnoporatus* Krutzsch 1967, Gombasek 3,

Tabuľka XIV

Obr. 1, 2 *Vacuopollis? sernoensis* Krutzsch — Pacltová 1970, Gombasek 3, obr. 155
Obr. 3, 4 *Pseudovacuopollis* cf. *intraconcavus* Krutzsch 1967, Gombasek 3, obr. 142
Obr. 5, 6 *Vacuopollis* cf. *percentus* Pflug 1953, Gombasek 3, obr. 178
Obr. 7, 8 *Vacuopollis* fsp. Gombasek 1, obr. 180
Obr. 9, 10 *Vacuopollis minor* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 3, obr. 83

Obr. 11, 12 *Vacuopollis* cf. *microconcavus* Pacltová — Krutzsch 1967, Gombasek 1, obr. 76
Obr. 13, 14 *Vacuopollis minor* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 1, obr. 81
Obr. 15, 16 *Plicapollis* fsp., Gombasek 3, obr. 141
Obr. 17 *Tricolporopollenites* fsp., Gombasek 3, obr. 196
Obr. 18 *Tricolpites* fsp,. Gombasek 3, obr. 106

Explanatory notes to tables I—XIV

Plate I

Fig. 1 General view fo the Gombasek quarry, with marked layer of cavities with filling. A — The filling (a — the shot-off limestone raw-material, covered by the released filling of the cavity); B — The filling on the zero step; C — The approximate position of the former gallery on the Vth step with the filling determined; D — The newlyexposed filling of a small extent in the western part of the quarry. 1, 2, 3, 4 — The sites of sampling for palynological analysis. Photo: J. Mello 1970

Fig. 2 Detailed view of the remains of the cavity A in the fig. 1
a, b — Karstificated limestone walls, covered by laterite crusts; c — NNE wall with the remains of the filling; (d — Details in tab. II., fig. 1, 2), extending to various heights; e — The top part of the released filling of the cavity; 3, 4 — The sites of sampling for palynological analysis. Photo: J. Mello 1971

Plate II

Fig. 1 Folded and tectonically affected Upper-Cretaceous beds of dark shales and sandstones at the foot of the wall of the Cavity A in tab. I. Photo J. Mello 1971
Fig. 2 Dark, in places bituminose Upper-Cretaceous claystones with sandy lamines. The Gombasek quarry, remains of the filling from the cavity A (tab. I). Photo J. Mello 1971

Plate III

Fig. 1 Clusters, films, and concretions of pyrite on the surfaces of beds of Upper-Cretaceous sandstones from the Gombasek quarry. Photo: L. Deák
Fig. 2 Imprints of mud cracks on the surfaces of beds of Upper-Cretaceous sandstones from the Gombasek quarry. Photo: L. Deák
Fig. 3 Clusters, films, and concretions of pyrite on the surfaces of the beds of Upper-Cretaceous sandstones from the Gombasek quarry. Photo: L. Deák

Plate IV

All spores and pollen grains are magnified 1000×.
Fig. 1 *Toroisporis* fsp. Gombasek 3, fig. 220 a
Fig. 2 *Leiotriletes adriennis* (Potonie et Gelletich 1933), Krutzsch 1959 *subfsp. adriennis, Schizeaceae,* cf. *Lygodium,* Gombasek 3, fig. 170
Fig. 3 *Cicatricosisporites perforatus* (Mark) Singh 1964, Gombasek 3, fig. 160
Fig. 4 *Cyathidites* cf. *australis* Couper 1953, Gombasek 3, fig. 192
Fig. 5 *Cicatricosisporites perforatus* (Mark) Singh 1964, Gombasek 3, fig. 173
Fig. 6 *Microreticulatisporites* cf. *pseudofoveolatus* Deák 1964, Gombasek 3, fig. 205

Plate V

Fig. 1, 2 *Aequitriradites* cf. *verrucosus* (Cookson — Dettmann 1958) Cookson — Dettmann 1961, Gombasek 3
Fig. 3 *Lycopodiumsporites* fsp.
Fig. 4—5 *Liburnisporis adnacus* Srivastava, Satish 1972, Gombasek 3, fig. 148
Fig. 6 *Cicatricosisporites ornatus* Srivastava, Satish 1972, Gombasek 3, fig. 222

Plate VI

Fig. 1, 2 *Oculopollis* cf. *orbicularis* Góczán 1964, Gombasek 1, fig. 85
Fig. 3, 4 *Oculopollis* fsp. Gombasek 1, fig. 120

Fig. 5, 6 *Pseudoculopollis principallis* (Weyland et Krieger 1953) Krutzsch 1967, Gombasek 3, fig. 149
Fig. 7, 8 *Oculopollis* cf. *baculatus* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 3, fig. 171
Fig. 9, 10 *Semioculopollis* fsp. Gombasek 1, fig. 120
Fig. 12, 13 *Semioculopollis* cf. *minutus* Krutzsch — Pacltová 1970, Gombasek 3, fig. 162
Fig. 11, 14 *Oculopollis baculatus* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 1, fig. 103

Plate VII

Fig. 1, 3 *Oculopollis parvoculos* Góczán 1964, Gombasek 3, fig. 159
Fig. 2, 5 *Trudopollis imperfectus* (Pflug 1953), Gombasek 1, fig. 104
Fig. 4, 6 *Trudopollis* fsp. Gombasek 3, fig. 140
Fig. 7, 8 *Trudopollis conrector* Pflug 1953, Gombasek 3, fig. 183
Fig. 9, 10 *Trudopollis* fsp. Gombasek 3, fig. 146
Fig. 11, 12 *Trudopollis* cf. *pertrudens* Pflug 1953, Gombasek 3, fig. 151

Plate VIII

Fig. 1, 2 *Trudopollis conrector* Pflug 1953, Gombasek 3, fig. 194
Fig. 3, 4 *Trudopollis* cf. *articulus* Weyland et Krieger 1953, Gombasek 1, fig. 121
Fig. 5, 6 *Extremipollis maastrichtiensis* Krutzsch 1967, Gombasek 1, fig. 89
Fig. 7, 8 *Oculopollis* cf. *baculatus* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 3, fig. 145
Fig. 9, 10 *Oculopollis baculatus* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 1, fig. 94
Fig. 11, 12 *Trudopollis* aff. *nonperfectus* Pflug 1953, Gombasek 1, fig. 79

Plate IX

Fig. 1, 2 *Oculopollis* cf. *Zaklinskaiae* Góczán 1964, Gombasek 3, fig. 154
Fig. 3, 12 *Extratriporopollenites* fsp., Gombasek 1, fig. 99
Fig. 4 *Oculopollis* cf. *parvoculus* Góczán, Gombasek 1, fig. 75
Fig. 5, 7 *Oculopollis* cf. *parvoculus* Góczán 1964, Gombasek 3, fig. 193
Fig. 8, 9 *Oculopollis parvoculus* Góczán 1964, Gombasek 3, fig. 168
Fig. 10, 11 *Oculopollis* cf. *cardinalis* Weyland et Krieger 1953

Plate X

Fig. 1, 2 *Longanulipollis bajtayi* (Góczán 1964) Góczán 1967, Gombasek 3, fig. 188
Fig. 3 *Oculopollis* cf. *parvoculus* Góczán 1964, Gombasek 1, fig. 75
Fig. 4, 5 *Extratriporopollenites* cf. *clarus* (Pflug 1953) Zaklinskaja 1963, Gombasek 3, fig. 165
Fig. 6, 7 *Nudopollis* cf. *terminalis* Pflug 1953, Gombasek 1, fig. 161
Fig. 8, 9 *Extratriporopollenites* fsp., Gombasek 3, fig. 187
Fig. 10 *Longanulipollis* cf. *bajtayi* (Góczán 1964) Góczán 1967, Gombasek 3, fig. 158, f. 91
Fig. 11, 12 *Extratriporopollenites santonius* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 1, fig. 122

Plate XI

Fig. 1—3 *Oculopollis* cf. *fossulotrudens* (Pflug 1953), Zaklinskaja 1963, Gombasek 3, fig. 157
Fig. 4, 6, 7 *Normapolles*, Gombasek 3, fig. 189
Fig. 8, 9 *Normapolles*, Gombasek 3, fig. 191
Fig. 5, 10 *Tetrapollis competitor* Weyland et Krieger 1953, Gombasek 3, fig. 172 f. 92
Fig. 11 *Tetrapollis* cf. *competitor* Weyland et Krieger 1953, Gombasek 3, fig. 215
Fig. 12 *Tetrapollis* fsp. Gombasek 1, fig. 93

Plate XII

Fig. 1, 2 *Krutzschipollis magnoporus* Góczán 1970, Gombasek 3, fig. 164
Fig. 3, 4 *Suemegipollis triangularis* Góczán 1964, Gombasek 3, fig. 163
Fig. 5, 6 *Oculopollis* cf. *baculotrudens* (Pflug 1953) Zaklinskaja 1963, Gombasek 3, fig. 174

Fig. 7, 8 *Suemegipollis triangularis* Góczán 1964, Gombasek 3, fig. 184
Fig. 9, 10 cf. *Heidelbergipollis* Gombasek 3, fig. 186
Fig. 11, 12 *Suemegipollis* fsp. Gombasek 3, fig. 144

Plate XIII

Fig. 1 *Vacuopollis* cf. *santonius* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 3, fig. 182
Fig. 2, 5 *Heidelbergipollis* cf. *tilioides* Krutzsch 1967, Gombasek 1, fig. 88
Fig. 3, 4 *Suemegipollis triangularis* Góczán 1964, Gombasek 3, fig. 139
Fig. 6, 9 cf. *Heidelbergipollis*, Gombasek 4, fig. 189
Fig. 7, 8 *Trudopollis* cf. *imperfectus* Pflug 1953, Gombasek 3, fig. 137
Fig. 10, 11 *Magnoporopollis* cf. *premagnoporatus* Krutzsch 1967, Gombasek 3, fig. 136

Plate XIV

Fig. 1, 2 *Vacuopollis? sernoensis* Krutzsch — Pacltová 1970, Gombasek 3, fig. 155
Fig. 3, 4 *Pseudovacuopollis* cf. *intraconcavus* Krutzsch 1967, Gombasek 3, fig. 142
Fig. 5, 6 *Vacuopollis* cf. *percentus* Pflug 1953, Gombasek 3, fig. 178
Fig. 7, 8 *Vacuopollis* fsp. Gombasek 1, fig. 180
Fig. 9, 10 *Vacuopollis minor* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 3, fig. 83
Fig. 11, 12 *Vacuopollis* cf. *microconcavus* Pacltová — Krutzsch 1967, Gombasek 1, fig. 76
Fig. 13, 14 *Vacuopollis minor* Pacltová — Krutzsch 1970, Gombasek 1, fig. 81
Fig. 15, 16 *Plicapollis* fsp., Gombasek 3, fig. 141
Fig. 17 *Tricolporopollenites* fsp., Gombasek 3, fig. 196
Fig. 18 *Tricolpites* fsp., Gombasek 3, fig. 106

Geologické práce, Správy 61 | str. 255—258 | Bratislava | 1973

JOZEF PEVNÝ*

POZNÁMKY K VÝSKYTU BRACHIOPÓDOV VO FÁCIÁCH JURY ZÁPADNÝCH KARPÁT

Abstrakt. Der vorliegende Artikel beschäftigt sich mit dem Vorkommen von Brachiopoden in den Jura-Fazies der Westkarpaten. Die Fauna der Jura-Brachiopoden in den Westkarpaten wird behandelt in Bezug auf ihre geographische Verbreitung in Europa und die Möglichkeit einer Tiefen-Gliederung wird besprochen.

Predložená práca sa pokúša podať určitý obraz o výskyte jurských brachiopódov Západných Karpát. Jurská brachiopódová fauna Západných Karpát je druhovo veľmi pestrá a v rámci geografického rozšírenia jurských brachiopódov v Európe má vzťah k faune z alpínskych, ako i mimoalpínskych oblastí.

Štúdiom geografického rozšírenia brachiopódov sa zaoberal D. V. Ager. Urobil tiež analýzu brachiopódovej fauny stupňov pliensbachu a doméru Európy a Severnej Afriky, pretože tieto stupne sú vhodné pre štúdium hojnosťou a rozmanitosťou brachiopódovej fauny. Na základe tejto analýzy možno v spomínanej oblasti odlíšiť tri viac alebo menej koncentrické pásma, z ktorých každé môže obsahovať tetydnú alebo mediteránnu faunu (D. V. Ager 1967, str. 148).

1. Najvonkajšie pásmo, ktoré zahrňuje väčšinu brachiopódových spoločenstiev, vyznačujúcich sa prevládaním rodov Tetrarhynchia, Gibbirhynchia, indentátnych zeillerií a rebernatých spiriferín. Toto pásmo zahrňuje Veľkú Britániu, Francúzsko, Pyrenejský polostrov, zasahuje do Rakúska i Rumunska.

2. Pásmo zahrňujúce väčšinou faunu alpínskej alebo tetydnej oblasti. Prevláda tu obyčajne rod Prionorhynchia, rozšírená je i Cirpa, fauna tiež zahrňuje mnohé sulkátne terebratulidy, axiniformné brachiopódy so širokým anteriorným okrajom a prevládajúcu časť hladkých spiriferín ako *Spiriferina alpina* Oppel. Niektoré prvky tohto pásma, ako rody Cirpa a Prionorhynchia, prenikajú severnejšie, napr. do JZ Anglicka, severného Francúzska a Württemberska.

3. Najvnútornejšie pásmo okolo Jadranského mora sa vyznačuje prítomnosťou malých sulkátnych rhynchonelíd. Toto členenie možno len čiastočne aplikovať na Západné Karpaty. Brachiopódovú faunu Západných Karpát totiž nemožno jednoznačne priradiť k žiadnemu z uvedených pásem, nakoľko je tu zastúpená fauna zo všetkých pásem. Z najvonkajšieho pásma sa v liase vyskytujú z rhynchonelíd rody Tetrarhynchia, Gibbirhynchia, Homoeorhynchia, zo zeilleriíd indentátna *Zeilleria quadrifida* (La.), *Cincta numismalis* (Lam.), rebernaté spiriferiny — druhy *Spiriferina walcotti* (Sow.), *Sp. tumida* (v. Buch.). Z tetydnej oblasti sú zastúpené rody Prionorhynchia

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

a Cirpa, sulkátne terebratulidy — rod Nucleata, Propygope, z hladkých spiriferín sa vyskytuje druh *Spiriferina alpina* Opp., *Sp. obtusa* Opp. Z najvnútornejšieho pásma sa vyskytuje sulkátny rhynchonelidný druh *Pisirhynchia inversa* (Opp.).

V dogeri takisto možno badať prítomnosť mimoalpínskych i alpínskych foriem. Z mimoalpínskych foriem sú to napr. druhy *Cymatorhynchia quadriplicata* (Ziet.), *Rhactorhynchia subtetrahedra* (Dav.), *Rhynchonelloidella subangulata* (Dav.), *Lobothyris ventricosa* (Hartm.), *Loboidothyris perovalis* (Sow.), z alpínskych hladkostenné rhynchonelidy „*Rhynchonella*" *atla* Opp., „*Rh.*" *coarctata* Opp., z rebernatých *Gnathorhynchia trigona* (Quenst.), *Sphenorhynchia rubrisaxensis crassicostata* (Rothpl.), sulkátna „*Rhynchonella*" *defluxa* Opp., sulkátne terebratulidy — *Linguithyris curviconcha* (Opp.). V rámci malmskej fauny tiež sa nachádzajú formy z oblasti mimoalpínskej — rod Lacunosella, ako i alpínskej — rod Pygope.

V jure Západných Karpát nachádzame teda zastúpené mnohé formy brachiopódov ako z najvonkajšieho, tak i z tetydného pásma ostatnej Európy.

Z biofaciálneho zoskupenia jurskej brachiopódovej fauny v Západných Karpatoch možno urobiť i hĺbkové členenie. Veľmi plytkú fáciu by predstavovali piesčité krinoidové vápence v liase, v ktorých prevládajú veľké terebratulidy rodu Lobothyris — *Lobothyris grestenensis* (Suess), *L. edwardsi* (Dav.). Plytkú fáciu predstavujú tmavé celistvé až krinoidové vápence s hojnejším zastúpením rhynchonelíd — „*Rhynchonella*" *greppini* Opp., *Cuneirhynchia retusifrons* (Opp.), *Cirpa fronto* (Quenst.), zeilleriíd — *Zeilleria mutabilis* (Opp.), *Z. ewaldi* (Opp.), *Z. cornuta* (Sow.), *Cincta numismalis* (Lam.), spiriferina — *Spiriferina alpina* Opp., *rostrata* (Ziet.). Fácia čistejších pestrých krionidových vápencov predstavuje hlbšiu zónu neritickú, do 200 m. Vyznačuje sa veľkým bohatstvom druhov hlavne rhynchonelíd. Bohatá fauna v tejto fácii sa vyskytuje v pliensbachu a hlavne v doméri. Sú ro druhy *Homoeorhynchia acuta* (Sow.), *Tetrarhynchia tetrahedra* (Sow.), *Gibbirhynchia muirwoodae* Ager, *G. curviceps* (Quenst.), *Prionorhynchia serrata* (Sow.), *Rudirhynchia calcicosta* (Quenst.), *Pisirhynchia inversa* (Opp.), *Nucleata nimbata* (Opp.), *Zeilleria quadrifida* (Lam.), *Z. cornuta* (Sow.), *Spiriferina alpina* Opp., *Sp. tumida* (v. Buch.). V rovnakej fácii sa vyskytuje i fauna bohatá na druhy v dogeri, hlavne rhynchonely a biplikátne terebratuly. Zastúpené sú *Cymatorhynchia quadriplicata* (Ziet.), *Rhactorhynchia subtetrahedra* (Dav.), *Gnathorhynchia trigona* (Quenst.), *Linguithyris curviconcha* (Opp.), *Loboidothyris perovalis* (Sow.), *Ptyctothyris stephani* (Dav.), „*Terebratula*" *retrocarinata* Rothpl.

V malme sa našli brachiopódy v polohách krinoidových vápencov uprostred hľuznatých vápencov, ktoré zodpovedajú hlbšej fácii ako predchádzajúce. Brachiopódová fauna malmu je menej početná zastúpením rodov a druhov ako v liase a dogeri. Z rhynchonelíd je to rod Lacunosella — *L. dilatata* (Roll.), *L. monsalvensis* (Gill.), z terebratulíd *Nucleata bouei* (Zeuschn.), *Pygope diphya* (Col.). Hlavne prítomnosť zástupcov rodu Pygope by poukazovala na hlbšie pásmo s kľudnejšou vodou, tzv. „batyálnu zónu". Zástupcovia rodu Pygope sa vyskytujú v mediteránnej oblasti v jemnozrnných a celistvých vápencoch typu Majolica a Biancone vo vrchnej jure a spodnej kriede. Sedimenty obsahujúce zástupcov rodu Pygope sú všeobecne uloženiny málo sa pohybujúcej vody so slabým prúdením. O výskyte vo väčších hĺbkach by

svedčila napr. jeho prítomnosť v strednej časti vokontského trógu v JV Francúzsku vo veľmi jemnozrnných vápencoch titónu, kde terigénny detritus úplne chýba a prítomné sú pelagické organizmy s jemnými schránkami — kalpionely, radiolária, zatiaľ čo v neritickej fácii okrajových častí tohto trógu sa Pygope nenachádza (J. Remane in K. Vogel 1966, str. 432). Táto bližšia fácia sa označuje ako „batyálna" a počíta sa s hĺbkou aspoň 200 m, v strede trógu i viac ako 400 m.

Načrtnutý obraz výskytu jurskej brachiopódovej fauny nie je úplný a ďalšie výskumy v tomto smere môžu prispieť k jeho spresneniu a doplneniu.

LITERATÚRA

Ager, D. V. 1965: The adaptation of Mesozoic Brachiopods to different environments. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. (Amsterdam), 1, 2, str. 143—172.

Ager, D. V. 1967: Some Mesozoic Brachiopods in the Thetys region. Systematics Ass. (London). Publication No. 7, str. 135—151.

Andrusov, D. 1959 a: Geológia československých Karpát II (Bratislava), str. 1—375.

Maheľ, M. s kol. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západné Karpaty. (Praha), svazek 1, str. 1—723.

Pevný, J. 1964: Brachiopoda severnej časti Malých Karpát. Geologické práce. (Bratislava), 33, str. 157—171.

Pevný, J. 1969: Middle Jurassic Brachiopods in the Klippen Belt of the Central Váh Valley. Geologické práce. (Bratislava), 50, str. 133—160.

Siblík, M. 1966: Ramenonožci kosteleckého bradla. Geologické práce. (Bratislava), 38, str. 137—157.

Siblík, M. 1967: K historii výzkumu a problematice studia liasových ramenonožcu. Čas. Miner. Geol. (Praha), 12, 3, str. 319—322.

Vogel, K. 1966: Eine funktionsmorphologische Studie an der Brachiopodengattung Pygope (Malm bis Unterkreide), N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (Stuttgart), 125, str. 423—442.

JOZEF PEVNÝ

REMARKS TO THE OCCURRENCE OF BRACHIOPODS IN THE JURASSIC FACIES OF THE WEST CARPATHIANS

(Summary of the Slovak text)

In the paper the author tries to present some picture of the occurrence of Jurassic brachiopods in the West Carpathians. The brachiopod fauna of the Jurassic in the West Carpathians is much variegated and shows relations to faunas of alpine as well as extra-alpine regions of Europe.

Geographical distribution of brachiopods was treated by D. V. Ager. The named author carried out a detailed analysis of brachiopod faunas of Pliensbachian and Domerian age in Europe and North Africa since these stages appeared to be suitable for this study because of the abundance and diversity of their brachiopod faunas. Based on this study he recognized three more or less concentric belts (D. V. Ager 1967): 1. the outermost, 2. Alpine or Tethyan and 3. innermost.

In the West Carpathians genera and species of all the mentioned belts are present and so they cannot be unambiguously assigned to any of these belts. In the Liassic the genera *Tetrarhynchia*, *Gibbirhynchia*, *Homoeorhynchia*, indentate *Zeilleria*, *Cincta*, ribbed

Spiriferina are to be found from the outermost belt, *Prionorhynchia*, *Cirpa*, *Nucleata*, *Propygope* from the Tethyan and *Pisirhynchia* from the innermost belt. In the Middle Jurassic we also notice the presence of alpine forms- *Linguithyris curviconcha* (Opp.), *Gnathorhynchia trigona* (Quenst.), "*Rhynchonella*" *atla* Opp. — as well as extra-alpine ones — *Cymatorhynchia quadriplicata* (Ziet.), *Rhactorhynchia subietrahedra* (Dav.). In the Upper Jurassic there are from extra-alpine forms e. g. the genus *Lacunosella*, from alpine ones Pygope.

On the basis of biofacial distribution of the Jurassic brachiopod fauna in the West Carpathians conclusions on depth range may be drawn. In the Liassic sandy crinoidal limestones with terebratulids predominating represented a very shallow-water facies. Dark-coloured compact to crinoidal limestones with more abundant rhynchonellids and zeilleriids are also a shallow-water facies. The facies of relatively purer, variegated crinoidal limestones with abundant rhynchonellid species represents a deeper zone, the neritic, to 200 m. In the same facies also brachiopods of the Middle Jurassic were found. In the Upper Jurassic brachiopods are found in layers of crinoidal limestones amidst nodular limestones corresponding to a deeper zone. Especially the presence of the genus Pygope might indicate the so called bathyal zone, even more than 400 m deep.

The outlined picture of the occurrence of the Jurassic brachiopod fauna in the West Carpathians is not complete and further investigations may bring more details of it.

Translated by autor

Geologické práce, Správy 61 | str. 259—272 | Bratislava | 1973

EVA PLANDEROVÁ*

NOVÉ POZNATKY O VEKU CENTRÁLNOKARPATSKÉHO PALEOGÉNU HOREHRONIA

(2 obr. v texte, 14 tab. na kriede, anglické resumé)

Abstrakt. In der vorliegenden Arbeit gliedert die Autorin auf Grund der palynologischen Untersuchung von paleogenen Sedimenten aus dem Gebiete des oberen Hron-Tales zwei Zyklen der Sedimentation aus: obereozänes Alter-transgressive Periode mit tropischem, feuchtem Klima und unteroligozänes Alter, regressive Periode mit trockenem subtropischem Klima.

Oblasť vnútrokarpatských kotlín s terciérnou sedimentačnou výplňou nebola donedávna podrobená hlbšiemu štúdiu. Väčšina starších geologických prác z tejto oblasti sa zaoberá len skúmaním sedimentov z oblasti Banskej Bystrice až Slovenskej Ľupče.

Od roku 1963, keď začal M. Pulec s kolektívom základný geologický výskum týchto oblastí, začali sa vyjasňovať mnohé litologické a stratigrafické otázky. Roku 1966 M. Pulec vyčlenil na skúmanom území dva sedimentačné celky:

1. Predlutétsky — kontinentálny sedimentačný cyklus — polhorský vývoj.
2. Morský sedimentačný cyklus s terminálnymi brakickými a sladkovodnými sedimentmi — horehronský vývoj.

Predlutétsky sedimentačný cyklus tvoria pieskovce, zlepence, ílovce, siltovce a miestami uhoľné íly. Horehronský vývoj paleogénu predstavuje jednu tektofáciu s vývinom: 1. bazálnej transgresívnej litofácie; 2. pieskovcovo-ílovitej litofácie; 3. ílovcovej litofácie; 4. štrkovo-piesčitej litofácie.

V tejto práci sa zaoberám len pieskovcovo-ílovcovou litofáciou a ílovcovou litofáciou horehronského vývinu. Na základe palynologického výskumu sa dali vymedziť dva dobre od seba odlišiteľné vekové celky, ktoré som zahrnula do môjho výskumu. Vzorky som spracovala z oblasti Polomky z vrtu P-16 a z odkryvov. Materiál bol väčšinou ílovitý až slienitý, tmavošedý alebo svetlošedý. Sporomorfy boli dobre zachované, väčšinou len nepatrne korodované.

Opis lokalít

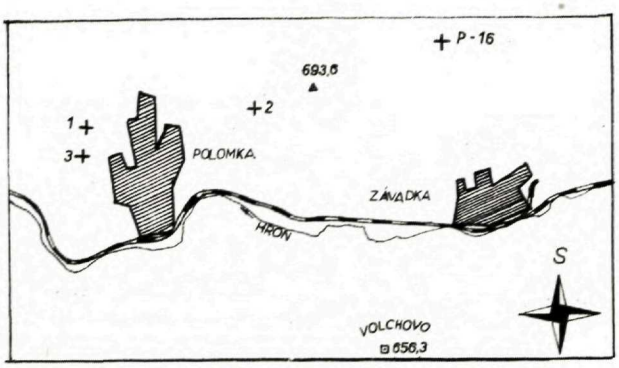
Vrt P-16

Lokalita Závadka n/Hronom (asi 200 m v. od poľnej cesty severným smerom) zachytáva ílovcovú litofáciu, ktorá sa strieda s polohami pieskovcov. M. Vaňová (1969) uvádza z vrtu P-16 tieto typy veľkých foraminifér:

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Nummulites variolarius (Lamark), *N. striatus striatus* (Bruguière), *N. striatus pannonicus* (Rozlozsnik), *N. semicostatus* (Kaufmann), *N. bouillei* Harpe, *N. fabiannii* (Prever), *N. problematicus* Tellini, *N. anomalus* Harpe, *N. incrassatus incrassatus* Harpe.

Podľa zistených foriem veľkých foraminifér zadeľuje M. Vaňová (1969) vzorky z vrtu P-16 do vrchného priabonu. Podľa vyhodnotenia mikrofauny (O. Samuel) sa vyskytli vo vrte P-16 tieto vedúce druhy foraminifér: *Globi-*



Mapka lokalít, z ktorých boli odoberané vzorky na peľovú analýzu

gerina officinalis Subb., *Globigerina ex gr. praebulloides* Blow et Bonner., *Globigerina* cf. *gnoacki* Blow. et Bonner., *Turborotalia* (T.) *centralis* Cushman et Bermudez. Tieto poukazujú na vrchnopriabonský vek sedimentov.

Polomka-2

V zárezе cesty, 1 km Z od obce Polomka je pieskovňa. V jej spodnej časti vystupujú svetlosivé až bielosivé jemnozrnné rozpadavé pieskovce, ktoré miestami obsahujú tenké lavice svetlosivého ílu.

Polomka-1, 3

Na Z od Polomky pri JRD sa nachádza odkryv svetlosivých lístkovite sa rozpadajúcich ílov s hojnou faunou lamelibranchiát s odtlačkami listov.

V tejto práci som sa vrátila k problematike veku paleogénnych sladkovodných sedimentov v súvilosti s podložnými morskými sedimentmi. Podrobne som spracovala viacero vzoriek z vrtu a odkryvov. Litologicky patria skúmané sedimenty do dvoch celkov: a) pieskovcovo-slienito-ílovcová litofácia (vek vrchný eocén); b) slienito-ílovcová a ílovcová litofácia (vek spodný oligocén).

Nápadný rozdiel v peľovom spektre je v zastúpení morského planktónu, medzi ktorý počítame *Dinoflagellata*, zastúpené dvoma čeľadami *Deflandreidae* a *Hystrichosphaeridae*. Spomínané čeľade sú hojne zastúpené vo vrte P-16 a vyskytujú sa aj v lokalite Polomka-2. Úplne chýbajú v lokalite Polomka-1 a Polomka-3. Veľmi hojné a druhovo pestré je zastúpenie výtrusných vo vrte

P-16, kde sa vyskytuje aj spóra *Cicatricosisporites* cf. *hallei*, najmä v spodnej časti vrtu. Tento druh sa vyskytuje najhojnejšie v eocéne. V oligocéne ho nachádzame len ojedinele.

Veľká je rozmanitosť výtrusných patriacich do čeľade *Schizeaceae*, teraz rozšírená v tropickom a subtropickom pásme. Naproti tomu v sedimentoch z odkryvu Polomka-1 a 3 sa vyskytujú *Stereisporites*, *Leiotriletes*, *Trilites*; sú typické možno pre mladšie treťohory, ale veľmi početné sú najmä v spodnom oligocéne.

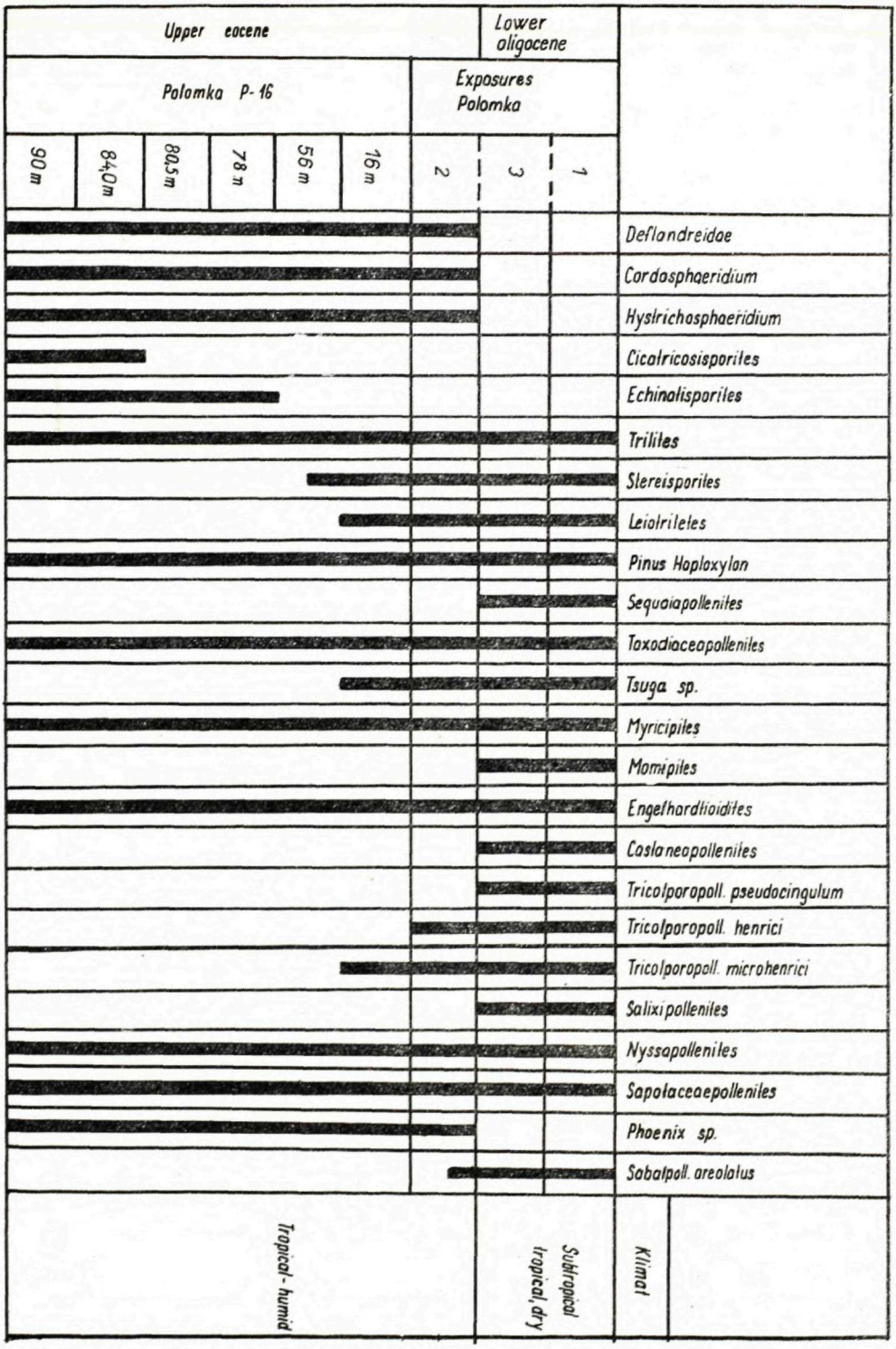
Z ihličnatých druhov sú bohato zastúpené rody *Pinus*, *Ginkgo*, *Podocarpus* a vyskytuje sa aj *Tsuga*. Zaujímavé je, že rod *Tsuga*, ktorý považujeme za dôležitý komponent mladších treťohorných flór, vyskytuje sa už vo vrchnom eocéne. Musíme si preto opraviť názor o výskyte tohto rodu a o jeho stratigrafickom význame. K podobnému záveru dospel aj W. Krutzsch (1966), ktorý uvádza rod *Tsuga* z vrchného eocénu. Rod *Pinus* je kvantitatívne hojnejšie zastúpený v mladších sedimentoch (lok. Polomka-1, 3) ako v starších.

Najprenikavejšie rozdiely sú v zastúpení *Angiospermae*. Kým pre morské ílovce z vrtu P-16 je charakteristické zastúpenie čeľade *Leguminosae* rodu *Engelhardtia*, *Carya*, čeľ. *Sapotaceae*, paliem (*Phoenix*), pre mladšie sladkovodné súvrstvie z lokalít 1, 3 sú charakteristické triatrioporátne peľové zrná, medzi ktorými prvé miesto zaujíma čeľaď *Myricaceae*. V porovnaní so zastúpením vo vrte P-16 sú druhovo rozmanitejšie. Patria sem druhy *Myricipites rurensis*, *Myricipites myricoides*, *Myricipites excelsus* a bližšie neurčiteľné druhy z tohto rodu. Veľmi hojné sú *Cupuliferae*, ktoré sú zastúpené rôznymi druhmi, určenými podľa umelého systému. Sú to *Tricoporopollenites steinensis*, *Tricoporopollenites villensis*, *Tricoporopollenites asper*, *Tricoporopollenites henrici*, *Tricoporopollenites microhenrici*. Z čeľade *Fagace* sa hojne vyskytujú druhy *Tricolporopollenites cingulum* (*Castanea* typ), *Salicaceae*, *Tricolporopollenites microreticulatus*, *Anacardiaceae* — *Tricolporopollenites pseudocingulum*, *Tricolporopollenites dolium*, *Nyssaceae* — *Tricolporopollenites kruschi*, *Cyrillaceae* — *Cyrillaceaepollenites megaexactus brühlensis*. Ako vidno, oveľa väčšia je pestrosť skupiny *Angiospermae* v sladkovodných íloch než v morskej fácii. Spôsobujú to nielen faciálne rozdiely, ale aj vekové rozdiely. Porovnaním so spodným oligocénom v Maďarsku i u nás badáme rovnakú pestrosť spomínaných druhov, ako sme zistili v našom materiáli.

Paleoekologické vyhodnotenie

Ak sledujeme paleoekologické podmienky, najväčší význam má palynologické vyhodnotenie a paleoklíma prostredia. Z tohto hľadiska v oblasti Polomky rozlišujeme v treťohorách dve klimatické obdobia: 1. obdobie tropické vlhké (P-16 a lok. 2); 2. obdobie subtropicko-tropické suchšie (lok. 1—3).

V prvom období ide o morské sedimenty, preto pri rekonštrukcii rastlinstva musíme brať do úvahy blízkosť mora, ktoré svojou vlhkosťou pôsobilo na charakter rastlinstva. Z peľového spektra vidíme, že vysoké percento výskytu dosahujú výtrusné z čeľade *Polypodiaceae* a *Schizeaceae*. V spodných polohách vrtu P-16 sa vyskytuje aj *Mohria*, ktorá je typická pre tropickú klímu. Ďalší komponent vlhkomilného lesa tvoria palmy *Sapotaceae*, *Myricaceae*, z ktorých sa tu zachoval peľ rodu *Myricipites myricoides*, *Myricipites*, *excelsus*, vše-


Upper eocene
Lower oligocene
Polomka P-16
Exposures Polomka
90 m
84,0m
80,5m
78 m
56 m
16 m
2
3
1
Deflandreidae
Cordosphaeridium
Hystrichosphaeridium
Cicatricosisporites
Echinatisporites
Trilites
Stereisporites
Leiotriletes
Pinus Haploxylon
Sequoiapollenites
Taxodiaceapolleniles
Tsuga sp.
Myricipites
Momipites
Engelhardtioidites
Caslaneapolleniles
Tricolporopoll. pseudocingulum
Tricolporopoll. henrici
Tricolporopoll. microhenrici
Salixipolleniles
Nyssapolleniles
Sapotaceaepolleniles
Phoenix sp.
Sabalpoll. areolatus
Tropical - humid
Subtropical tropical, dry
Klimat

obecne zaraďované do paleogénu. Podľa tohto rastlinstva usudzujem, že aj na pobreží eocénneho mora bol močaristý terén s extrémne vlhkou vegetáciou. Tak isto *Taxodiaceae*, ktoré sú v tomto vrte zastúpené veľmi hojne, svedčia o tom, že mohlo ísť o typický *Taxodiaceae — Nyssaceae — Mastixiaceae — Myricaceae*-močiar. Mezofylná vegetácia nie je vyvinutá tak silno v období morskej sedimentácie ako v období regresívnom. Vysvetľujeme si to hlavne ústupom mora, pričom sa pôvodné močiare premenili na suchú zem a vytvorili sa nové sladkovodné jazerá s vlhkomilnou pobrežnou vegetáciou. V nej však už dominuje čeľaď *Myricaceae* mnohými druhmi, z *Cupuliferae* rôzne quercoidné druhy a z *Fagaceae* rod *Castanea*. Lepšie než v podložných vrstvách je vyvinutá suchomilná zložka najmä rodom *Engelhardtia, Rhus, Ilex*. Ako vidno na prehľadnom grafe zastúpenia niektorých sporomorf, v lokalite 1 a 3 sa bohato vyskytujú peľové zrná listnatých drevín s menšími nárokmi na vlhkosť.

Ak pozorujeme teplotu klímy, badáme určité ochladenie v spodnom oligocéne. Prejavuje sa poklesom výskytu tropických výtrusných, nevyskytuje sa palma rodu *Phoenix* a čeľaď *Sapotaceae* je chudobnejšia. Naopak, prevládajú znova listnaté dreviny s menšími nárokmi na teplotu.

Porovnávala som výsledky peľovej analýzy vzoriek z oblasti Polomky s lokalitou Brezno (pieskovňa pri mostárni). Výsledky peľovej analýzy ukázali, že peľové spoločenstvo v Brezne je chudobnejšie, vyskytuje sa tam však to isté peľové spoločenstvo ako v lokalite Polomka 1, 3.

— —

V terciérnej výplni horehronských kotlín v oblasti Polomky a Brezna zisťujeme:

1. Ílovcová litofácia vrchnoeocénneho veku v morskom vývoji má bohatú mikroflóru, v ktorej dominujúcu úlohu zohral morský planktón čeľ. *Deflandreidae* a *Hystrichosphaeridae*. Prítomnosť rodu *Mohria*, palmy *Phoenix*, bohatstvo čeľade *Sapotaceae* dokazuje tropickú vlhkú klímu.

2. Stratigrafická pozícia sladkovodných sedimentov nebola v minulosti paleontologicky vôbec skúmaná. V dôsledku toho bol ich tektogenetický a paleogeografický charakter rôzne interpretovaný. Podľa našich výskumov stratigraficky zodpovedajú oligocénu a geneticky sú späté s centrálnokarpatským sedimentačným cyklom, ktorého najmladšie regresívne (hlavne brakické aj sladkovodné) členy neboli zatiaľ z iných oblastí opísané. Obsahujú bohaté peľové spoločenstvo zložené hlavne z trikolpátnych a trikolporátnych peľov, patriacich rôznym skupinám *Angiospermae* a triatrioporátnych peľov patriacich do čeľade *Myricaceae*. V tomto období predpokladáme subtropickú klímu.

OVOIDES

tab. XV, obr. 1, tab. XVII, obr. 3

Pyrrhophyta
Dinophyceae
Dinoflagellatae
Deflandreidae
Deflandrea Eisenack 1938
Deflandrea phosphoritica Eisenack 1938

tab. XV, obr. 2, tab. XVII, obr. 2

Deflandrea phosphoritica Eisenack 1938 cf. *subsp. australis* Cookson et Eisenack 1961

tab. XVI, obr. 3

Gonyaulacystaceae Sarj. et Downie
Gonyaulacysta Deflandre 1964
Gonyaulacysta fsp.

tab. XVI, obr. 1, 2

Deflandrea fsp. 1

tab. XVII, obr. 1

Deflandrea fsp. 2

tab. XVII, obr. 4

Hystrichosphaeridae O. Wetzel 1933
Hystrichosphaera O. Wetzel 1933
Hystrichosphaeridium recurvatum (White 1842) Lejeune-Carpentier 1940

tab. XVIII, obr. 1, tab. XIX, obr. 3, 4

Cordospheridium Eisenack 1963
Cordospheridium inodes (Klumpp 1953) Eisenack 1963

tab. XVIII, obr. 2 tab. XIX, obr. 1

Hystrichosphaeridium fsp. 1

tab. XIX, obr. 5

Bryophyta
Musci
Sphagnidae
Sphagnaceae

Stereisporites Thomson et Pflug 1953
Stereisporites fsp.
tab. XXI, obr. 8, 9, 5–7

Pteridophyta
Pterospida
Leptosporangiales
Osmundales

Verrucosisporites Ibrahim 1933
Verrucosisporites quintus (Th. et Pf. 1953) W. Kr. 1959
tab. XX, obr. 5, tab. XXI, obr. 12

Polypodiaceoisporites R. Pot. 1956
Polypodiaceoisporites marxheimensis Murr. et Pf. 1952 W. Kr. 1959
tab. XX, obr. 1

Polypodiaceoisporites fsp.
tab. XXI, obr. 3

Trilites Cookson 1947 ex Couper 1953
Trilites multivallatus (Pf. 1953) W. Kr. 1959 b
tab. XX, obr. 2, 3, tab. XXI, obr. 10, 11

Schizeaceae
Cicatricosisporites R. Pot. et Gell. 1933
Cicatricosisporites cf. *hallei* Delc. et Sprum. 1955
tab. XX, obr. 6, 9

Incertae
Leiotriletes (Naumova 1939) R. Pot. et Kr. 1954
Leictriletes regularis (Pf. 1953) W. Kr. 1959 b
tab. XX, obr. 7, tab. XXI, obr. 1, 2

Eichinatisporites W. Kr. 1959 b
Eichinatisporites fsp.
tab. XX, obr. 4

Gymnospermae
Coniferophytina
Gingkoales
Ginkgoceae

Ginkgo

Ginkgo sp.

tab. XXII, obr. 5

Taxodiaceae-Cupressaceae

Sequoiapollenites Thierg. 1938

Sequoiapollenites polymorphosus Thierg. 1938

tab. XXII, obr. 7

Abietaceae

Tsugaepollenites R. Pot. et Ven. 1934

Tsugaepollenites igniculus (R. Pot. 1931) R. Pot. et Ven. 1934

tab. XXII, obr. 1, 2, 4

Pinoidae

Pinus L.

Pinus Haploxylon typ Rudolph

tab. XXII, obr. 3, tab. XXIII, obr. 1—6

Pinus sp.

tab. XXII, obr. 6, 8

Angiospermae

Dicotylaedonae

Myricales

Myricaceae

Myricipites Wodehouse 1933

Myricipites rurensis (Pf. et Th. 1953) Nagy E. 1969

tab. XXIV, obr. 1—6, 10, 17

Myricipites myricoides (Kremp 1949) Nagy E. 1969

tab. XXIV, obr. 18—19

Myricipites plicatus (Pf. et Th. 1953) n. c.

tab. XXIV, obr. 7—9

Triatrioporátne peľové zrno. Zhoduje sa s opisom druhu podľa P. W. Thomsona a H. Pfluga (1933). Podľa R. P. Wodehousa (1933) má však tento rod názov *Myricipites*, preto používam pôvodný názov R. P. Wodehousa (1953) miesto *Triatriopollenites plicatus* podľa P. W. Thomsona a H. Pfluga (1953).

Myricipites excelsus (Pf. et Th. 1953) n. c.

tab. XXIV, obr. 11—16

Triatrioporátne peľové zrno so silne vyvinutým labrom aj anulusom. Atrium je výrazné. Veľkosť 25—28 μ. Novú kombináciu používam podľa pôvodnejšieho opisu rodu podľa R. P. Wodehousa (1933).

Myricipites cf. *excelsus* (Pf. et Th. 1953)

tab. XXV, obr. 2–4

Myricipites excelsus (Pf. et Th. 1953) n. c. *subsp. turgidus* Pf. et Th. 1953

tab. XXV, obr. 1

Myricipites excelsus (Pf. et Th. 1953) n. c. *subsp. microturgidus* Pf. et Th. 1953

tab. XXV, obr. 5–7

Minorpollis W. Kr. 1959 a
Minorpollis fsp.

tab. XXV, obr. 16–21

Momipites Wodehouse 1933
Momipites punctatus (R. Pot. 1931) Nagy E. 1969

tab. XXV, obr. 8, 9, 10, 13, 14, 22, 23, 24

Triatriopollenites Pf. 1953
Triatriopollenites fsp.

tab. XXV, obr. 12, 15

Triatriopollenites concavus Pf. 1953

tab. XXV, obr. 26

Triatriopollenites aroboratus Pf. 1953

tab. XXV, obr. 25

Juglandales

Engelhardtioidites (R. Pot. Th. et Thierg. 1950) R. Pot.1960
Engelhardtioidites microcoryphaeus (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960

tab. XXV, obr. 11

Fagaceae
Tricolporopollenites Pf. et Th. 1953
Tricolporopollenites steinensis Pf. 1953

tab. XXVI, obr. 5–12

Tricolporopollenites fsp.

tab. XXVI, obr. 13–14

Tricolporopollenites cingulum (R. Pot. 1931) Th. et Pf. 1953
subsp. oviformis (R. Pot. 1931) Th. et Pf. 1953

tab. XXVI, obr. 15–21

Tricolporopollenites cingulum (R. Pot. 1931) Pf. et Th. 1953
subsp. pusillus (R. Pot. 1931) Pf. et Th. 1953

tab. XXVI, obr. 22–24

Tricolporopollenites henrici (R. Pot. 1931) W. Kr. 1961

tab. XXVIII, obr. 1–2

Tricolporopollenites asper (Th. et Pf. 1953) W. Kr. 1961

tab. XXVIII, obr. 3–8

Tricolporopollenites microhenrici (R. Pot. 1931) W. Kr. 1961

tab. XXVIII, obr. 9, 10

Cyrillaceae

Cyrillaceaepollenites (Mürr. et Pf. 1951) R. Pot. 1960
Cyrillaceaepollenites cf. *megaexactus* (Th. 1950) Th. et Pf. 1953

tab. XXVI, obr. 25–30

Cyrillaceaepollenites megaexactus (R. Pot.) Pf. et Th. 1953
subsp. brühlensis Th. 1953

tab. XXVI, obr. 1–3

Anacardiaceae

Tricolporopollenites Pf. et Th. 1953
Tricolporopollenites pseudocingulum (R. Pot. 1931) Th. et Pf. 1953

tab. XXVII, obr. 13–17

Tricolporopollenites dolium (R. Pot. 1931)Pf. et Th. 1953

tab. XXVII, obr. 18–22

Salicales
Salicaceae

Salicipollenites Srivastava (1966)
Salicipollenites fsp. *microreticulatus* sp. 1

tab. XXVI, obr. 31–33

Salicipollenites fsp. *microreticulatus* sp. 2.

tab. XXVI, obr. 34 tab. XXVII, obr. 1–6

Salicipollenites fsp. *microreticulatus* sp. 3.

tab. XXVII, obr. 7–12

Nyssaceae

Nyssapollenites
Nyssapollenites kruschi (R. Pot. 1934) Pf. et Th. 1953
subsp. rodderensis (Th. 1947) Pf. et Th. 1953

tab. XXVIII, obr. 11

Tricolporopollenites Pf. et Th. 1953
Tricolporopollenites fsp.

tab. XXVIII, obr. 17, 18

Ebenales
Sapotaceae

Sapotaceoidaepollenites (R. Pot.) Th. 1950
Sapotaceoidaepollenites sapotoides (Pf et Th. 1953) R. Pot. 1960

tab. XXVIII, obr. 12

Sapotaceoidaepollenites microrhombus (Pf. 1953) Nagy E. 1969

tab. XXVIII obr. 13

Monocotyledonae
Spadiciflorae
Palmae

Sabalpollenites (Thierg. 1938) R. Pot. 1968
Sabalpollenites retareolatus (Pf. 1953) Nagy E. 1969

tab. XXVIII, obr. 14—16

Do tlače odporučila P. Snopková

LITERATÚRA

Cookson, I. C. 1947: Plant Microfossils from the lignites of Kerguelen Archipelago B. A. N. Z. A. R. E. Reports, Ser. A, Vol. II. Part 8. London.

Couper, R. A. 1953: Upper Mesozoic and Cainozoic spores and pollen grains from New Zeeland. New. Zeeland Geol. Sur. Paleont. Bull. 22. Wellington.

Delcourt, A. — Sprumont, G. 1955: Les spores et graina de pollen du Wealdien du Hainant. Mém. de. la Soc. Belge de Géologie de Paleontologie et d'Hydrogéologie. Nouv. Série No. 5. Bruxelles.

Eisenack, A. 1963: Cordosphaeridium n. g. ex Hystrichosphaeridium, Hystrichosphaeridae N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 118/3. Stuttgart.

Eisenack, A. 1938: Die Phosphoritknollen der Bernsteinformation als Uberliefere tertiären Planktons. Schr. Phys.-ökon. Ges. Känigsberg 70. Königsberg.

Gocht, H. 1969: Formengemeinschaften Alttertiären Microplanktons aus Bohrsproben des Erdölfeldes Meckenfeld bei Hamburg. Paleontographica Band 126 Abt. B. Lief. 1—3. Stuttgart.

Ibrahim, A. 1933: Sporenformen des Aegirhorizonts der Ruhr-Rewiers. Würzburg.

Kedves, M. 1969: Palynological studies on Hungarian Early Tertiary deposits. Budapest Akademiai kiadó.
Krutzsch, W. 1959a: Einige neue formattungen und arten von Sporen und Pollen aus der Mitteleuropaischen oberkreide und dem Tertiär. Paleontographica Abt. B. 105 Lief. 5—6. Stuttgart.
Krutzsch, W. 1959 b: Mikropaleontologische Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. Geol. Beihefte 21—23. Berlin.
Krutzsch, W. 1966: Zur Kenntnis der präquartären periporaten Pollenformen. Geologie 15. Beih. 55. Berlin.
Lejeune-Carpentier, M. 1940: L'étude microscopique des silex. Sur Hystrichosphaeridium hirsutum et quelques formes voisines. Ann. Soc. Géol. Belg. 64. Liège.
Nagy, E. 1969: A Mecsek hegység miocén rétegeinek palynológia vizsgálata. A magyar állami földtani intézet évkönyve. köt. II/füz. 2. Budapest.
Planderová, E. 1966: Mikropaleobotanické spracovanie terciérnych sedimentov z oblasti vnútrokarpatských kotlín na Slovensku. Biolog. práce XII/3. Bratislava.
Potonié, R et Gelletich, L. 1933: Über Pteridophyten — Sporen einer eozänen Braunkohle aus Ungarn. Sitz. Ber. Nat. Forsch. fr. Berlin.
Potonié, R. 1956—1966: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae Beih. Geolog. Jb. I—IV. Stuttgart.
Potonié, R. et Kremp, G. 1954: Die Gattungen der paleozoischen sporae disperzae und ihre Stratigraphie. Geolog. Jb. 69. Hannover.
Pulec, M. — Seneš, J. 1963: Ročná správa o základnom výskume Banskobystrickо-Zvolenskej, Slatinskej, Breznianskej a Horehronskej kotliny — terciér. Manuskript-archív posudkov GÚDŠ 2665. Bratislava.
Pulec, M. 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Manuskript — archív posudkov GÚDŠ 4372. Bratislava.
Srivastava, S. K. 1966: Upper Cretaceous Microflora Maestrichtian from Scotland Alberta, Canada. Pollen et Spores Vol. VIII/3. Paris.
Thiergart, F. 1938: Die Pollenflora, der Niederlauziter Braunkohle, besonders im Profil der Grube Marga bei Senftenberg. J. B. der Preuss. Geol. L. A. Berlin.
Thomson, P. W. — Pflug, H. 1953: Pollen und Sporen des Miteleuropäischen Tertiärs Paleontographica B. 94. Stuttgart.
Vaňová. M. 1969: Numulity Hornonitrianskej a Horehronskej kotliny a budínskeho vývoja paleogénu v oblasti Štúrova. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava.
Wodehouse, R. P. 1933: Tertiary Pollen II. The oil shales of the Eocene Green River formation. — Bull. of the Torrey Bot. Club. 60. 7.

EVA PLANDEROVÁ

NEW INFORMATION ON THE CENTRAL CARPATHIAN PALEOGENE IN THE UPPER HRON VALLEY

Summary of the Slovak text

In this paper I am dealing with sandstone-marly-claystone lithofacies and marly-claystone lithofacies respectively younger members of the Upper Hron Paleogene development. On the basis of palynological investigation two units could have been separated by age, well distinguishable, the study of which I am treating in this paper. Samples from the area of Polomka, borehole P-16 and outerops, were studied.

The material was mostly of clayey to marly character, dark- or light-grey. The pollen grains were well-preserved, mostly with negligible corrosion only. Therefore also the method of laboratory treatment by aid of HF and heavy liquid, without using oxidation, was applied.

In the presented paper I am dealing with palynological investigation of Paleogene freshwater sediments with regard to underlying marine sediments on the basis of detailed

treatment of several samples from borehole and outcrops. As to lithology the studied sediments belong to two units as follows:

a) Sandstone-marly-claystone lithofacies (Upper Eocene in age),

b) Marly-claystone and claystone lithofacies (Lower Oligocene in age).

A conspicuous difference in the pollen spectrum we see in representation of the marine plankton, in which we include *Dinoflagellatae*, represented by two families *Deflandreidae* and *Hystrichosphaeridae*. They are found very abudantly in borehole, P-16 and the locality Polomka 2. They are completely absent at the localities Polomka 1 and Polomka 3. Very abundant and varied in species is representation of spore plants in borehole P-16, where also the spore *Cicatrico sisporites*, cf. hallei is found mainly in the lower part of the borehole. It is found most abundantly in the Eocene, only rarely in the Oligocene.

Great is the variety of spore plants belonging to the family *Schizeaceae*, which is recently widespread in the tropical and subtropical zones. On the contrary to that, in sediments from the outcrop Polomka-1 and 3 *Stereisporites*, *Leiotriletes*, *Trilites* are found, which may be considered as groups more abundant in the Later Tertiary but very abundant mainly in the Lower Oligocene.

Very richly represented from conifers are the genera *Pinus*, *Ginkgo*, *Podocarpus* and also *Tsuga* is found. It is interesting that the genus *Tsuga* being considered as an important component of Later Tertiary floras is found as early as the Upper Eocene. Therefore we have to correct the opinion of the occurrence of this genus and its stratigraphical importance. The Genus *Pinus* is more abundantly in quantity represented in later sediments (locality 1, 3) than in nearlier ones here.

The most conspicuous differences are in representation of Angiospermae. While for marine claystones from borehole P-16 representation of the family *Leguminosae*, the genera *Engelhardtia*, *Carya*, *Sapotaceae*, palms (*Phoenix*), is characteristic, for the younger freshwater complex from localities 1, 3 triatriporate pollens are characteristic, among which the family *Myricaceae* occupies the first place. Compared to representation in borehole P-16 they are more varied in species and the species *Myricipites rurensis*, *Myricipites myricoides*, *Myricipites excelsus*, species of this genus undeterminable nearer belong there. Very abundant are *Cupuliferae* represented by various species determined according to an artificial system. They are *Tricolporopollenites steinensis*, *Tricolporopollenites villensis*, *Tricolporopollenites asper*, *Tricolporopollenites henrici*, *Tricolporopollenites microhenrici*. Abundant are also *Fagaceae* with the species *Tricolporopollenites cingulum* (*Castanea* type), *Salicaceae*, *Tricolporopollenites microreticulatus*, *Anacardiaceae* — *Tricolporopollenites pseudocingulum*, *Tricolporopollenites dolium*, *Nyssaceae* — *Tricolporopollenites kruschi*, *Cyrillaceae* — *Tricolporopollenites megaexactus-brühlensis*. As it is to be seen, variety of the group *Angiospermae* is much greater in freshwater clays than in marine facies. Of course, it is conditioned not only by differences in facies but also in age. Compared to the Lower Oligocene in Hungary and also by us we notice equal variety of the mentioned species as found in our material.

From the point of view of paleoecological conditions palynological evaluation and the paleoclimate of environment are most evident. From this sight we distinguish two climatic periods in the Tertiary of the Polomka area. 1. Tropical humid period (P-16) and locality 2), 2. Subtropical-tropical drier period (locality 1—3).

In the first period marine sediments were concerned. In reconstruction of the flora we have to take into consideration proximity of the sea, which affected the character of flora by its humidity. As we see from the pollen spectrum, a high percentage is reached by spore plants of the families *Polypodiaceae* and *Schizeaceae*. In the lower metres of

borehole P-16 also the genus *Mohria* is found, typical of the tropical climate. Another component of hydrophilous forest are palms, the families *Sapotaceae* and *Myricaceae*, of which pollens of the genus *Myricipites*, the species *Myricipites myricoides*, *Myricipites excelsus* have been preserved in this borehole, mentioned mainly from the Paleogene in general. On the basis of this flora I conclude that also at the coast of the Eocene sea there was a marshy area with extremely humid vegetation. Also *Taxodiaceae*, very abundantly represented in this borehole, testily that a typical marsh with *Taxodiaceae* — *Nyssaceae* — *Mastixiaceae* — *Myricaceae* could have been situated there. In the period of marine sedimentation mesophyllic vegetation was not as much developed as in the regressive period. We explain it mainly with withdrawal of sea, wherein the original marshes changed into dry land and new freshwater lakes with hydrophilous shore vegetation formed. However, the family *Myricaceae* with many species dominated in this, from *Cupuliferae* various quercoid species From *Fagaceae* it was the genus *Castanea*. More than in underlying beds the xerophilous component was developed, mainly with the genera *Engelhardtia*, *Rhus*, *Ilex*. As the generalized graph of representation of some sporomorphs shows, in contrast to representation in borehole P-16 and at locality 2, localities 3 and 1 foliaceous forests with less pretensions to humidity were very abundant.

As to the temperature of the climate we see certain cooling off of the climate in the Lower Oligocene. This is manifested in a decrease of tropical spore plants genera and the palm of the genus *Phoenix* is not found, the family *Sapotaceae* is less abundant. On the contrary, foliaceous woodss plants predominate, already with less pretensions to temperature in general.

I compared the results of pollen analysis of samples from the Polomka area with the locality Brezno (sand pit near the bridge factory). The results of the pollen analysis have shown the pollen association in Brezno to be poorer however, the same association as at the locality Polomka 1,3 is found there.

Conclusions for Stratigraphy and Paleogeography of the Area under Study

In the Tertiary filling of the Upper Hron Basins have been found in the area of Polomka and Brezno:

1. Claystone lithofacies of Upper Eocene age in marine development with rich microflora, in which a dominating role played also marine plankton, the families *Deflandreidae* and *Hystrichosphaeridae*. The climate was tropical, humid (presence of the genus *Mohria*, *Phoenix* palms, abundance of the family *Sapotaceae*).

2. Regressive period:

Clays in freshwater development of marine plankton. The climate was subtropical, drier. (Abundance of tricolpate and tricolporate pollens and of the family *Myricaceae*).

The first cycle of sedimentation or transgressive phase was extended in the area of Ľubietová, Brezno and the Upper Hron Basins while the regressive phase could have been found in the area of Polomka, Brezno and near Banská Bystrica.

Translated by Jassingerová

Geologické práce, Správy 61 | str. 273—303 | Bratislava | 1973

J. PAPŠOVÁ*—A. KECSKEMÉTI-KÖRMENDY**

ÉTUDES MALACOLOGIQUES COMPARATIVES SUR QUELQUES COUPES ÉOCÈNES DE LA TRANSDANUBIE (HONGRIE) ET DE LA SLOVAQUIE

(24 tab. na kriede, 4 obr. v texte)

Abstract. Dans cet exposé les auteurs s'efforcèrent d'indiquer une corrélation entre les séries de couches organogènes du Lutétien dans le bassin du Danube (Štúrovo) et la région transdanubienne (Dorog) et les dépôts paléogènes de la région des Monts Bakony (Hongrie), quoique géographiquement éloignés, mais stratigraphiquement similaires, ainsi qu'entre le bassin de Bojnice (Slovaquie), se basant sur les Mollusques. Une analyse paléotonlogique détaillée avait conduit à l'établissement de l'identité d'espèces des associations du soi-disant complexe marin et saumâtre oscillatoire dans le bassin du Danube (Dorog-Štúrovo) et la similitude marquante des associations de certains étages de ce complexe dans les Monts Bakony et dans le bassin de Bojnice. Différentes du point de vue macrofaunique sont les associations au début et à la fin des cycles sédimentaires. De ces données il suit que les conditions de la sédimentation et le développement de faciès des séries étudiées furent approximativement égales.

Les résultats de l'analyse cités plus haut sont documentés par une analyse détaillée des forages exécutés dans les régions étudiées (Bajót 30, Čenkov 2, NB1) et dans les localités de surface (Weim puszta).

Table de matières

I. Introduction
Carte (esquisse)
II. Historique
Le territoire de la Hongrie
Le territoire de la Slovaquie
III. Esquisse de la géologie et de la stratigraphie de quatre régions
Bassin de Dorog
Environs de Štúrovo
Secteur NE de la Montagne de Bakony
Bojnice
IV. Comparaison des faunes
Espèces et associations marqueurs stratigraphiques
Espèces et associations marqueurs faciologiques
V. Conclusion
VI. Planches: associations fauniques de deux régions

I. Introduction

Depuis longtemps on a entrepris des recherches géologiques et paléontologiques compréhensives dans les bassins éocènes de Slovaquie et Hongrie. Dans le cadre de la Collaboration Directe Tchécoslovaco-Hongroise on a com-

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava
** MÁFI, Budapest XIV, Nép-stadion ut. 14, Hongrie

mencé à faire des efforts pour aboutir à une connaissance mutuelle des liaisons paléogéographiques entre les territoires de tous les deux pays. Telles études sont „l'Essai comparatif sur la paléogéographie éocène de la Transdanubie et de la Slovaquie du Sud" (Geol. práce. XVII. 1972) par G. Kopek, E. Dudich et T. Kecskeméti et l'ouvrage „Nummulites of the Dorog—Sturovo Basin" (Geol. práce XVII. 1972) par T. Kecskeméti et M. Vaňová.

Quant au présent ouvrage comparatif, c'est la faune des Mollusques de deux régions qui en a servi de base. De nombreuses élaborations de Mollusques ont

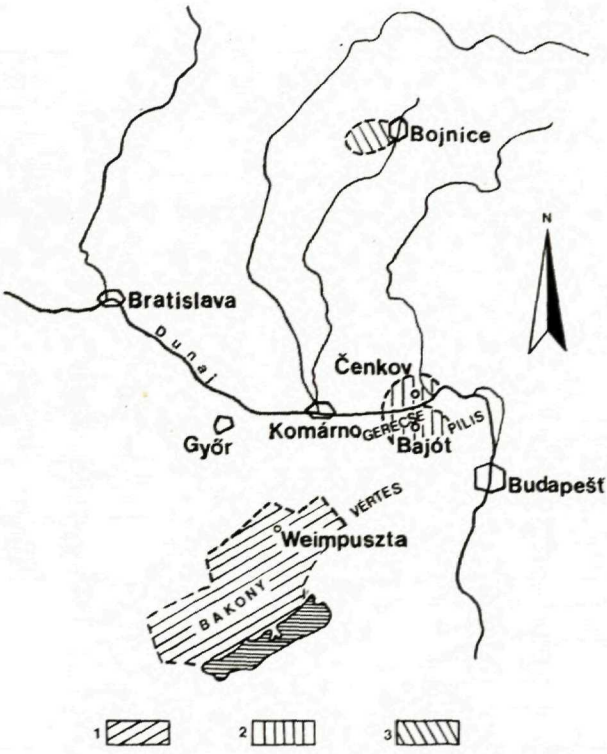


Fig. 1 La carte des localités
1 — Les localités des Monts de Bakony
2 — Les localités du bassin du Danube
3 — Les localités de la cuvette de Bojnice

été entreprises dans les bassins éocènes de tous les deux pays dont des résultats nous sommes servis ensemble avec les résultats des recherches que nous avions exécutées nous-mêmes.

Les points de départ de nos recherches comparatives ce sont la région de Štúrovo (Slovaquie de Sud) et le Bassin de Dorog (NE de la Transdanubie, Hongrie), c'est à dire, deux territoires limitrophes appartenant à un même bassin paléogéographique. La démarche que nous avons faite ensuit ce fut d'essayer de comparer les faunes de Mollusques de deux régions éocènes plus éloignées l'une de l'autre, mais appartenant au même niveau stratigraphique, notamment celle des environs de Bojnice (Slovaquie) et celle du secteur du NE de la Montagne de Bakony (Hongrie). (Fig. 1).

II. Historique

Le territoire de la Hongrie

Les recherches paléontologiques concernant les formations éocènes de la Montagne Centrale de Transdanubie et des bassins y appartenant remontent assez loin dans le passé. Une place prominente dans le domaine des recherches paléontologiques est occupée par l'élaboration de la faune des Mollusques dont nous ne mentionnons que les travaux relativement importants consacrés aux régions ici abordées.

K. Zittel (1862) décrit de nombreuses nouvelles espèces de Mollusques et donne des renseignements détaillés sur un grand nombre d'espèces provenant du Bassin de Dorog et des environs de Forna. M. Hantken (1865, 1868, 1871, 1875, 1884) consacra plusieurs ouvrages à la faune de Mollusques des formations eocène de la Hongrie. P. Oppenheim (1891, 1892, 1901) s'occupe de la faune de Mollusques de l'Eocène de la Hongrie en beaucoup de ses travaux majeurs.

Les ouvrages principaux plus récents comprennent plusieurs élaborations détaillées de la faune et la géologie de la Montagne de Bakony et du Bassin de Dorog par E. Szőts (1938, 1939, 1943/1944/1948, 1952, 1953, 1956); une note sur les Gastéropodes éocènes de Dudar par L. Strausz (1966); l'élaboration monographique des Mollusques éocènes du Bassin de Dorog par A. Kecskeméti — Körmendy (1972) et l'ouvrage en rédaction sur la faune des Mollusques du faciès littoral du NE de la Montagne de Bakony par A. Kecskeméti — Körmendy et M. Mészáros (1973).

Le territoire de la Slovaquie

Différemment du territoire hongrois, dans la partie tchécoslovaque du Bassin Danubien nous ne connaissons pas de travaux paléontologiques plus anciens, étant donné que l'Éocène dans cette région fut établi dans un passé récent, lors des forages de profondeur. En relation avec l'occurrence du charbon brun dans le Paléogène de la Hongrie voisine on avait réalisé des forages sporadiques, sans une documentation paléontologique et pétrographique plus détaillée et cela depuis la fin du siècle passé. Pour la plupart ce furent seulement les géologues hongrois et autrichiens (par ex. H. Horusitzky 1898, J. Szabó 1895) qui s'occupèrent des problèmes géologiques du territoire dans le passé.

Dans un passé récent une région plus large de Štúrovo fut étudée par A. Matějka (1946), J. Seneš (1949) et V. Čechovič (1939, 1949). V. Kantorová (1950) avait effectué les premières analyses micropaléontologiques du forage près de Kravany.

Une recherche géologique complexe du territoire, en vue d'établir la biostratigraphie et la tectonique, fut conduite par J. Seneš depuis 1953. Un grand nombre de spécialistes participaient au travail (J. Seneš 1960, E. Dobra 1960, M. Váňová — O. Samuel 1967, J. Volfová 1959, J. Seneš — A. Ondrejíčková 1965 et autres). Les expériences acquises par la corrélation avec le territoire transdanubien dans la Hongrie voisine servaient de guide dans la recherche dès le début.

Sur la région du bassin de Bojnice nous possédons les travaux d'une recherche géologique plus étendue qui contiennent les trouvailles de la macrofaune et des grands Foraminifères, datant de la fin du siècle dernier (G. Stache 1865). V. Čechovič (1937) est le premier à s'occuper plus en détail du contenu paléontologique de la série de couches de l'Éocène et D. Andrusov (1938, 1950, 1953) nous présente la première étude paléontologique complète de cette région. Durant les années de 1961—1966 le collectif de O. Franko avait effectué une recherche géologique complète du bassin de Bojnice (P. Gross—O. Franko — O. Samuel 1970), dans le cadre de laquelle ce collectif avait préparé et revisé certains groupes des Mollusques du Paléogène (J. Papšová 1970, 1972).

III. Esquisse de la géologie et de la stratigraphie des quatre régions

Bassing de Dorog

Sur le territoire du Bassin de Dorog on a pu distingué 7 horizons à l'intérieur de l'Éocène, évaluables du point de vue de la faune des Mollusques. Celui de base comprend *les formations d'eau douce et saumâtres à l'intérieur du complexe lignitifère*, où dans les intercalations de travertins on recontre l'espèce Bithynia carbonarial (Mun.-Chalm.) exigeant de l'eau douce tandis que dans les argiles lignitifères on trouve des *Viviparus* et des *Pyrgulifères* liés à des eaux saumâtres. (Tab. XXIX, fig. 1—2 XXX, fig. 1—3)

Le complexe lignitifère est surmonté par une série indiquant une transgression progressive. Dans le terme inférieur saumâtre couvrant le complexe lignitifère apparaissent des Mollusques habitant les milieux saumâtre, littoral et néritique (*Brachyodontes, Anomia, Meretrix, Tivelina, Dreissena, Tympanotonus, Pyrazus, Theodoxus* etc.), puis ils sont graduellement suivis par les représentants des genres liés au milieu sublittoral, mais exigeant de l'eau d'une salinité normale (*Tellina, Arcopagia, Psammobia, Nucula, Natica, Ancilla* etc.).Ici la faune de Mollusques est extrèmement riche. Outre la richesse en espèces l'abondance des individus est également remarquable. A côté des Mollusques se trouvent aussi des Nummulites en quantités considérables. (Tab. XXX, fig. 4, 5).

Les sédiments argilo-sableux de jusqu'ici sont remplacés par des dépôts uniformément pélitiques, où le caractère de la faune se change également. C'est la marne argileuse à *Turritella et Trachycardium* dont les Mollusques caractéristiques consistent en *Trachycardium* à coquille mince, huîtres de petite taille, *Ringicules* et *Odostomies* peu nombreuses auxquelles s'ajoutent des grandes populations de *Turritella granulosa* Desh., *T. carinifera* Desh. et *T. tokodensis* Strausz. La présence des grands Foraminifères à coquille mince (*Discocyclina, Actinocyclina, Operculina*) et celle des Bryozoaires localement très abondantes est bien caractéristique. Les oursins, tout comme les Ptéropodes, indiquent un milieu marin peu agité. (Tab. XXXI.)

Au-dessus des ces argiles marneuses indicatrices d'une sédimentation uniforme suit un terme marin oscillatoire. Il y a une alternation de marnes, calcaires et grès dans lesquels on rencontre une faune correspondant aux conditions de sédimentation respectives. Les sédiments de plage sont sur-

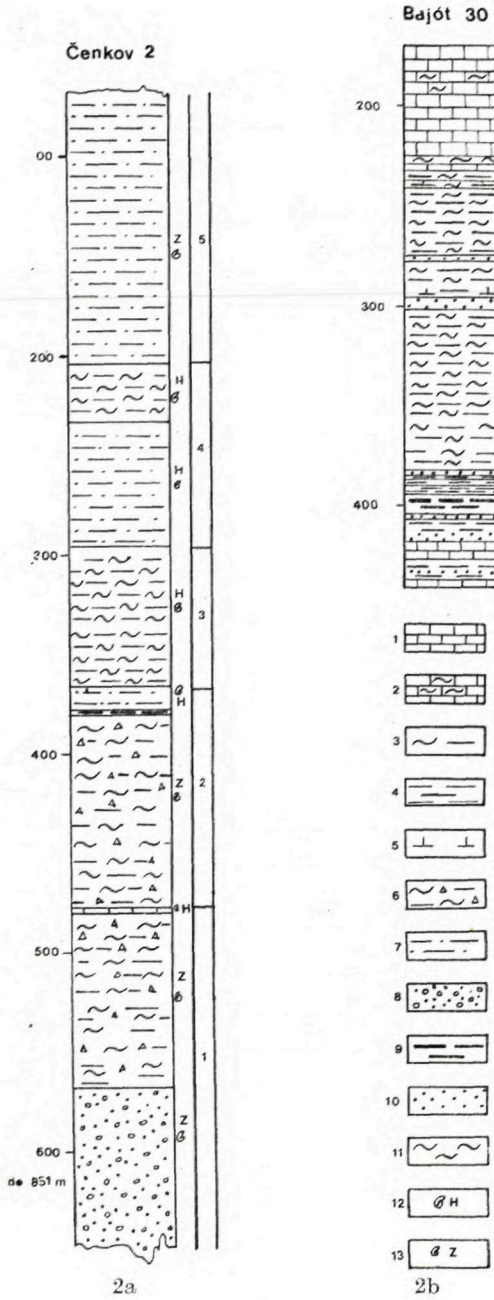


Fig. 2 Le profil lithologique des forages de Čenkov 2 et Bajót 30.
1 — Les calcaires (d'eau douce)
2 — Les calcaires marneux
3 — Les argiles calcaires
4 — Les argiles
5 — La roche avec inclusion de cailloux
6 — Les argiles calcaires aux brèches intercalaires
7 — Les roches argileuses calcaires jusqu'aux grès
8 — Les grès jusqu'aux conglomérats aux grains fins
9 — La roche argileuse lignitifére
10 — Les grès
11 — Les marnes
12 — Une occurrence de Mollusques abondante
13 — Une occurrence de Mollusques rare

montés par des sédiments sublittoraux, puis les fossiles se rencontrant dans le sédiment signalent à nouveau un milieu littoral. Les Mollusques sont riches en espèces et individus. A côté des Mollusques de plus grande taille, à coquille plus épaisse (*Strombus, Ampullina, Corbula, Crassatella, Ostrea*) les Mollusques de taille moyenne ou petite sont aussi assez fréquents. La présence des grands Foraminifères à coquille épaisse est également caractéristique de cet horizon. (Tab. XXXII, fig. 1.)

Les manifestations de la regression de la mer et du détachement des lagunes sont indiquées par le suivant terme saumâtre oscillatoire (Tab. XXXIII —XXXV, fig. 2,3) dans lequel s'alternent des couches saumâtres et d'eau douce. C'est ici que l'on trouve le complexe lignitifére du Lutétien supérieur. A l'intérieur de ce complexe les couches de lignite s'alternent avec des argiles pleines de Mollusques saumâtres (*Anomia gregaria* Bayan, *Brachyodontes corrugatus* (Brongn.) en lumachelle) et des marno-calcaires d'eau douce à Algues. (Tab. XXXVI, fig. 1)

Au-dessus de cet horizon suit de nouveau un terme déposé dans une mer graduellement s'approfondissant. C'est le terme marin à Mollusques peu fréquents dans lequel la faune de Mollusques tend à diminuer. Ce ne sont que des représentants solitaires de Chlamys, Spondylus ou *Tubulostium spirulaeum* Lam. que se rencontrent, tandis que le nombre d'espéces et d'individus des Foraminifères devient de plus en plus grand. Ce terme est aussi caractérisé par la grande fréquence des Algues calcaires (Lithothamnium). (Tab. XXXII)

Les marnes à Bryozoaires représentent le terme le plus jeune connu de l'Éocène dans le Bassin de Dorog. La faune de Mollusques se trouve en mauvais état de conservation, étant représentée par des moules internes difficiles à déterminer.

Selon certains auteurs (Gidai L.) l'horizon lignitifère inférieur est du Paléocène. La marne argileuse à Trachycardium (marne argileuses à Operculina) est de l'Eocène inférieur. Se basant sur la faune mollusque on peut dire que la faune située dans l'horizon lignitifère, inférieur est typique seulement pour la caractéristique du faciès. La faune des marnes à Turritella et à Trachycardium est couramment connue comme provenant tant des couches de l'Eocène inférieur que de l'Eocène moyen. Les marnes Bryozoaires sont déjà de l'âge Eocène supérieur.

Cette région est documentée concrètement par le sondage No 30 de Bajót. Les couches sommitales du sondage sont d'un âge olicogène jusqu'à 154,0 m. Au-dessous de 154 m suivent des terrains éocène moyen. A 444,2 m le sondage se termine dans des sédiments crétacés. C'est la faune de Mollusques de l'intervalle de 228,30 à 417,55 m que nous avons étudieé. (Fig. 2a)

Environs de Štúrovo

Dans la région de Štúrovo, géographiquement et génétiquement très proche du bassin de Dorog, il y a une succession des couches similaires, mais moins complètes.

1. Les couches d'eaux douces et saumâtres les plus basses manquent pour la plupart dans la série de couches lignitifères. Elles se trouventsulement de temps en temps sous la série de couches marneuses avec les saumâtres, plus

tard avec les Mollusques marins dans la série de couches d'argiles, de grés et de conglomérats bigarrées, les petites couches de calcaires blancs d'eaux douces et une quantité de coquillages indéfinissables plus en détail, provenant de l'espèce proche au *Bythinia carbonaria* Mun. — Chal. (Tab. XXXVIII, fig. 1)

2. Puis succède la série de couches marneuses avec des Mollusques saumâtres, identiques, en ce qui concerne la représentation des espèces, avec les couches saumâtres hongroises basses. Elle est caractérisée par les lumachelles fréquentes, parmi les individus des genres *Brachyodontes*, *Anomia*, mais aussi *Dreissena* et *Meretrix* div. sp. La série de couches passe successivement dans les marnes aux mollusques marins jusqu'aux sténohaliotides (*Odostomia*, *Polynices*, *Marginella*, *Cylichna*, *Tivelina*, *Textivenus*, *Corbula*). Par endroits apparaissent des formes minuscules de Nummulites (Tab. XXXVIII, fig. 2, tab. XXXIX, fig. 1)

3. La série suivante de couches d'argiles noires fines est caractérisée par un plus petit nombre d'individus ainsi que d'espèces de Mollusques, quoique on y trouve abondamment par ex. les grands Foraminifères. Relativement la plus abondante est l'occurrence des représentants des familles de *Turritella* et de *Trachycardium*, avec des coquillages isolés des genres de *Ringicula*, *Marginella*, *Cylichna*, *Anomia* et autres. Les Nummulites apparaissent en abondance, accompagnés d'Opercules, de Discocyclines et rarement d'Actinocyclines. Très précieux dans les dépôts d'eau de fonte les squelettes minuscules des Bryozoaires. (Tab. XXXIX, fig. 2, Tab. XL, fig. 1)

4. La succession des couches continue par une série de couches bigarrées de marnes, de marnes sableuses et de grès qui sont caractérisées par l'accroissement de Mollusques et des autres organismes, tant en nombre d'espèces ainsi qu'en quantité d'individus. Une extension maximale est atteinte surtout par les représentants des Cérithes (*Pyrazus*, *Diastoma*, *Tympanotonos*), des Turritelles (*Mesalia*, *Turritella*), des Gastropodes miniscules (*Odostomia*, *Marginella*, *Zebina*, *Asthenotoma*) et des Lamellibranches (*Arca*, *Tivelina*, *Sphenia*, *Phacoides*). (Tab. XL, fig. 2, tab. XLI, fig. 2, tab. XLVI, fig. 1, tab. XLVII, fig. 1, 2.)

C'est un nouveau cycle oscillatoire connu du côté hongrois comme couches marines oscillatoires. Le contenu de la faune est en général similaire, seulement du côté hongrois la variété des espèces est probablement un peu plus grande. Dans la partie inférieure de cette série de couches M. Vaňová (1967) avait établi l'espèce des *Nummulites perforatus* (Monfort), elles y apparaissent simultanément aussi les *Nummulites striatus* (Brug.), ce qui est typique pour cette partie de la série de couches aussi du côté hongrois.

Suivant les changements fréquents, tant quantitatifs que qualitatifs dans les associations d'animaux en sens du profile vertical on peut en déduire des changements soudains des conditions de la sédimentation, causés par la fluctuation du niveau de la mer et par les changements physiques et chimiques de l'eau marine. C'est seulement dans ce niveau que l'on trouve de faciès littorale similaire à celui du Bassin de Dorog, caractéristique par l'association de Mollusques de dimensions considérables et de coquilles fortes, abondantes sont par ex. les espèces *Strombus tournoueri* Bayan, *Ampullina perusta* (Defrance), *Corbula* sp., *Ostrea* sp. et autres. L'association est complétée

par une grande quanti de nummulites. (Tab. XLI, fig. 1, tab. XLVIII, fig. 1, tab. XLIX, fig. 1, 2, 3, tab. L, fig. 1, 2)

5. La série de couches suivante est déjà marquée de sédiments variés du point de vue de faciès. Tandis que sur le territoire du bassin de Dorog la mer se retire et les lagunes se forment, dans lesquelles sédimentent les couches saumâtres oscillatoires par endroits tellement adoucies qu'elles contiennent des intercalations lignitifères avec *Bithinia* sp. et algues, dans la région de Štúrovo un adoucissement tellement marquant n'a pas lieu. Les couches saumâtres marneuses contiennent une association courante même en Hongrie — des lumachelles avec *Brachyodontes corrugatus* (Brongniart), *Anomia gregaria* Bayan et *Dreissena eocaena* (Mun. — Chal.). (Tab. XLVIII, fig. 2, tab. XLIII, fig. 1, tab. XLII, fig. 1, 2)

6. Le membre avant dernier de la série de couches, qui, d'ailleurs, se développait dans les deux régions sous conditions similaires de faciès (une mer plus profonde, très peu de mollusques), diffère déjà du point de vue biologique, car la représentation d'espèces sporadiques varie dans les deux régions. A part les Dentales grands et les Coraux solitaires, jusqu'á présent on avait trouvé dans ce niveau seulement des vestiges sporadiques de l'espèce *Chlamys* cf. *biarritzensis* (d'Arch), et surtout de Pectens lisses de l'espèce *Variamussium fallax* Korobkov et *Parvamussium squamulum* (Lamarck). (Tab. LI, fig. 2, tab. LII, fig. 1, 2). A cette époque du côté hongrois la mer s'approfondissait de même, mais des espèces connues sont (*Tubulostium spiruleum* (Lamarck), *Spondylus* div. sp., *Lithothamnium* sp.), qui sont ici plus fréquentes dans le Priabonien, régions situées géographiquement plus au nord (Le Bassin de Liptov, la station thermale de Bojnice).

7. Le dernier membre de la série de couches fauniques, connu dans la région du bassin de Dorog, les marnes Bryozaires, ne furent détectées nul part dans la région de recherches des environs de Štúrovo. Sur le relief érodé de l'Eocène marin trangressaient les couches á Cyrena de l'Oligocène inférieur suivant les profiles des forages préservés. La faune de Mollusques indique souvent seulement le faciés. Les couches á *Trachycardium* et a *Operculina* sont rangées par O. Samuel — M. Vaňová (1967) dans le Lutétien supérieur.

Le développement de la série de couches de l'Eocène est illustré sur le profile du forage Čenkov 2, (le texte de la fig. 2 b) gui avait traversé en substance tous les niveaux cités plus haut.

Secteur NE de la Montagne de Bakony

Sur le territoire du NE de la Montagne de Bakony le soubassement mésozoique est surmonté par un complexe lignitifère lutétien inférieur. Les couches de lignite inférieure et supérieure du complexe sont séparées par des argiles bariolées, puis par des marnes argileuses à Mollusques d'eau douce. Dans la couche supérieure et les terrains les surmontant on trouve en grande abondance des Mollusques saumâtres. Les terrains saumâtres s'alternent avec des couches marines. (Tab. XXIX, fig. 3, 4)

Au-dessus de cette série d'un caractère oscillatoire suit le terme dit le complexe du Lutétien supérieur à *Nummulites perforatus*. Celui-ci est séparé du terme du Lutétien inférieur par les argiles bariolées supérieures. Dans le terme en question on a démontré la présence de Mollusques d'eau

douce et d'un Nannoplancton marin. Entre les couches de lignite I et II ce ne sont plus que des Mollusques saumâtres que se rencontrent en constructeurs (*Brachyodontes corrugatus* (Brongn.), *Anomia gregaria* Bay.). Les petits Foraminifères allochtones indiquent la proximité de la mer. Au-dessus de la couche supérieure apparait *Nummulites striatus* d'Orb., puis se présentent *Nummulites perforatus* Monf. et des Alvéolines dans le terme marin de la couche oscillatoire sus-jacente. Cette couche oscillatoire se caractérise également par la présence de coraux. (Tab. XXXV, fig. 1, XXXVI, fig. 2)

Le complexe lignitifère à *Nummulites perforatus* se relie par une transition aux sédiments à *Assilina spira* caractéristiques du secteur méridional de la Montagne de Bakony qui s'observent bien dans la coupe de Weim-puszta dans la région en question. Dans l'horizon à *Assilina spira* de la coupe de Weim-puszta la faune de Mollusques est extrêmement abondante en espèces et individus. (Tab. XXXII, fig. 2, tab. XXXIII, fig. 2)

Dans les formations produites par la transgression du Lutétien supérieur, dans le faciès littoral l'horizon à *Nummulites perforatus* se développe en continité de sédimentation du complexe lignitifère à *Nummulites perforatus* ou bien il repose sur le soubassement pré-tertiaire. Sa partie basale comprend des dépôts de caractère oscillatoire, marins et saumâtres. À la base de la série la teneur en Mollusques est considérable, mais dans les parties plus hautes ce sont les grands Foraminifères qui sont plus riches (*N. perforatus, N. brongniarti*). Les coraux se rencontrent également en grand nombre. (Tab. XXXII, fig. 2, tab. XXXIII, fig. 2)

L'horizon à *Nummulites millecaput* se développe continuellement de l'horizon à *Nummulites perforatus*. Son Mollusque caractéristique c'est l'espèce *Tubulostium spirulaeum* Lam. qui se rencontre en nombre assez réduit. Outre celle-ci, la faune est constituée presqu'entièrement par les grands Foraminifères.

L'horizon de marne glauconieuse connu comme un terme bien représenté et répandu au-dessus de l'horizon à *Nummulites millecaput* est pauvre en fossiles. Les Mollusques sont tout à fait insignifiants. C'est dans cet horizon que l'on trouve la dernière fois des individus solitaires de *Tubulostium spirulaeum* Lam., étant déjà inconnus dans la couche sus-jacente. Les grands Foraminifères sont également peu fréquents.

Dans le faciès de bassin se trouve un terme de marnes à Foraminifères et Mollusques se développant par une continuité de sédimentation des marnes à coraux et Mollusques de l'horizon à *Nummulites perforatus*. La faune de Mollusques de cet horizon est la plus riche dans cette région.

Au-dessus suivent des sédiments de l'Eocène supérieur, représentés également par des faciès de bassin et littoral. Ceux-là n'ont pas fourni de Mollusques dans cette région.

C'est la coupe de Weim-puszta que l'on présente de cette région comme un affleurement le plus important au point de vue de la faune de Mollusques. Présentée aux participants du Colloque sur la Stratigraphie de l'Éocène en 1969, cette coupe met à jour, dans une puissance de 15 m environ, les horizons à *Assilina spira* et *Nummulites perforatus* du Lutétien supérieur. La série éocène gît en discordance sur les marnes à *Turrilites* du Crétacé moyen étant surmonté, à son tour, par du Pléistocène. Du point de vue de la faune de

Mollusques, c'est la partie inférieure de la coupe, environs de 2 à 8 m du bas en haut, qui est importante, où on a trouvé des Mollusques en abondance, fréquemment sous forme de lumachelles. (Fig. 3 a)

Le bassin de Bojnice

Dans le bassin de Bojnice la série de couches faunique est développée dans le soi-disant faciès marginal qui forme la transition entre le lithofaciès de base, composé prédominamment de brèches dolomitiques, de lithofaciès argileux et de flysch (P. Gross – O. Franko – O. Samuel 1970) et sa position est établie d'après la microfaune des grands Foraminifères dans le Lutétien supérieur (M. Vaňová 1968). C'est une série bigarrée, dans laquelle s'alternent les argiles sableuses calcaires, les intercalations argileuses lignitifères, les grès jusqu'aux conglomérats à grains fins, respectivement les brèches et les calcaires, sans aucun régularité visible.

En faisant la comparaison avec le Paléogène des monts Bakony on voit que la série de couches entière, du point de vue biostratigraphique, peut être comparée au niveau contenant les *Nummulites perforatus* et les *Assilina spira*; Certaines similitudes peuvent être remarquées aussi avec le niveau suivant contenant les *Nummulites millecaput* (G. Kopek — T. Kecskeméti 1965). Les autres membres sur-jacents et sous-jacents de la série de couches paléogènes se formèrent séparément dans les deux régions.

A l'intérieur du complexe faunique on avait la possibilité d'établir sur la base de l'analyse des associations macrofauniques de certains niveaux que l'on peut identifier, aussi du point de vue lithologique de la représentation des Mollusques, avec la série de couches des monts Bakony. Tout au long du profil on peut percevoir d'incessants changements oscillatoires qui causent l'alternance des associations marines des stenohaliotides, des euryhaliotides jusqu'aux mollusques saumâtres marquants.

1. Au-dessus de la brèche de base se situe la formation de la série de couches d'argiles sablonneuses calcaires avec d'abondantes Lithothamnies et espéces des *Trachycardium*, *Libitina*, *Phacoides*, moins de *Meretrix*, *Potamides* et *Tympanotonos*. Dnas les positions supériures on trouve de temps en temps (surtout dans les forages) des section d'abondants Alvéolines et Nummulites. (Tab. XLIII, fig. 2, tab. XLIV, fig. 1, 2, tab. XLV, fig. 2).

2. Dans la roche sur-jacente pétrographiquement similaire s'ajoute aux Gastropodes citées plus haut un nombre toujours croissant de représentants des espèces *Tympanotonos* et *Ampullina*. On y perçoit souvent des intercalations minces d'argile lignitifère avec des restes de plantes et sans la faune. (Tab. XLVI, fig. 2—6).

3. La succession des couches continue par d'argiles fortement sableuses et calcaires, alternant avec grès jusqu' aux conglomérats aux grains fins aux positions de la macrofaune de lumachelles et de crétacées. Dans cet horizon, à part les Nummulites, il y a sur certains endroits d'abondants Coraux et une quantité de Mollusques minuscules (*Odostomia*, *Mesalia*, *Beguina*, *Marginella*, *Arca*, *Polynices*, *Tivelina* et autres. (Tab. XLV, fig. 1)

4. Encore une alternance d'argiles calcaires noires avec des grès à grains fins jusqu'aux conglomérats aux grains petits, contenant aussi des intercalations d'argiles lignitifères. Aux représentants des espèces *Meretrix*, *Tympanoto-*

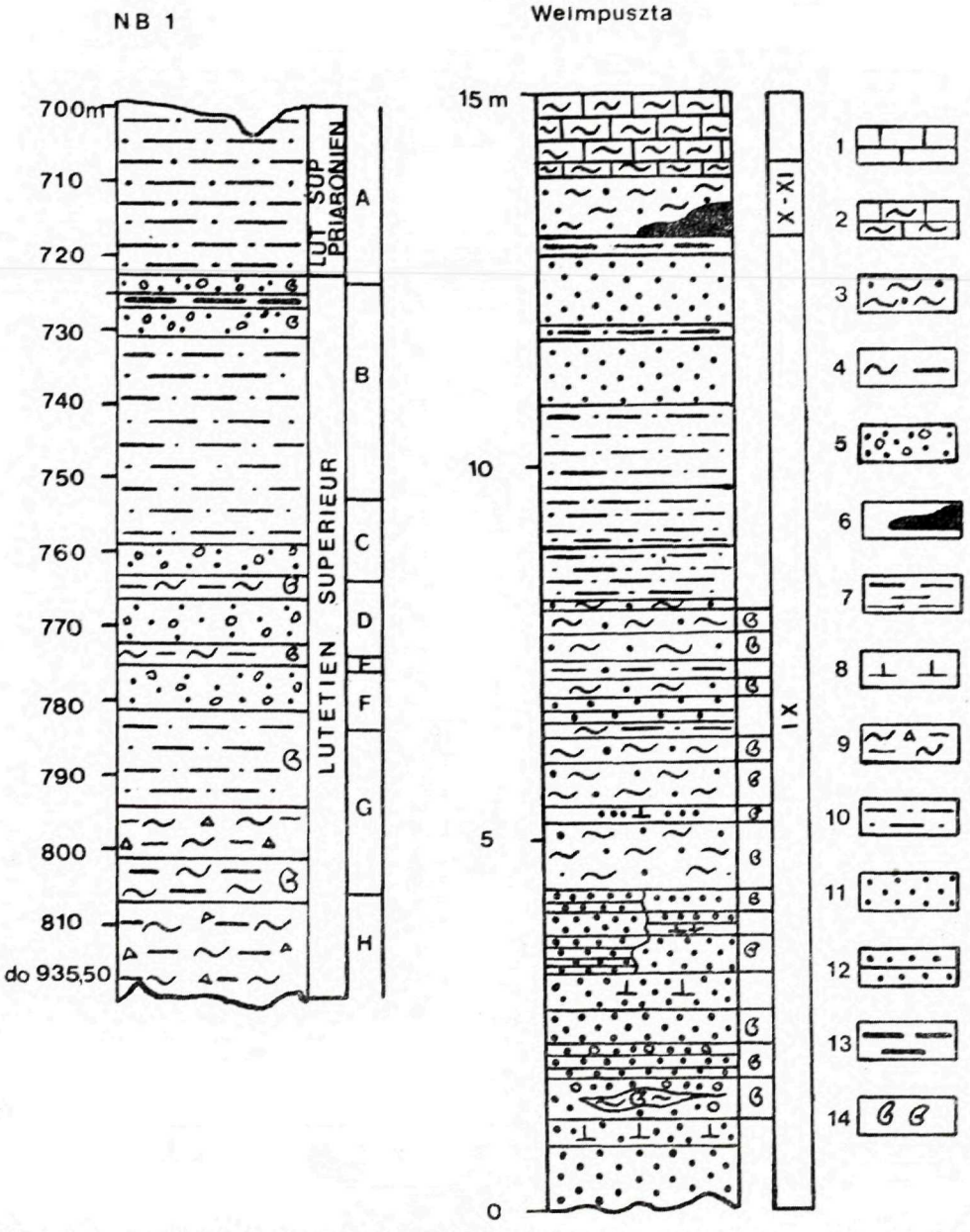


Fig. 3 Le profil lithologique du forage NB_1 (Bojnice) et de l'affleurement de surface Weim-puszta (Bakony).

1 — Les calcaires; 2 — Les calcaires marneux; 3 — Les marnes schisteuses sableuses; 4 — Les roches argileuses calcaires; 5 — Les grès jusqu'aux conglomérats à grains fins; 6 — Le charbon brun; 7 — Les argiles; 8 — La roche avec inclusion de cailloux; 9 — Les roches argileuses calcaires aux brèches intercalaires; 10 — Les roches argileuses calcaires jusqu'aux grès; 11 — Les sables; 12 — Les grès; 13 — L'argile lignitifère 14 — L'occurrence de mollusques

nos, Odostomia, Potamides, Ampullina, Bythinella et *Cantharus* s'ajoutent à cet horizon les espèces typique des *Melanopsis, Pyrazus, Batillaria* et surtout des *Neritina* div sp.

5. Dans la partie sous-jacente continuent les argiles calcaires noires de composition faunique similaire, on y trouve préservées aussi des bandes des lumachelles avec *Anomia* et *Brachyodontes.*

6. Les niveaux avec la macrofaune les plus haut placés, quoique sporadique, sont représentés par des argiles calcaires gréseuses de couleur gris-bleu aux positions de conglomérats à grain fin. On y voit apparaître *Chlamys* div. sp., *Spondylus* sp., *Tubulostium spiruleum* (Lam) et d'abondants Foraminifères grands (*Nummulites millecaput millecaput* Boubés, *Assilina exponens* (Sowerby) (M. Vaňová 1968). (Tab. LI, fig. 1.) Par endroits on trouve d'abondantes écailles de poissons *Clupea* sp.

Les couches sus-jacentes du Paléogène sont dévelopées en faciés de flysch monotones et ne contiennent point de la macrofaune.

On peut trouver le profil schématique du territoire étudié sur la Fig. 3 b du texte.

IV. Comparaison des faunes

En comparant les faunes de Mollusques de toutes les deux régions de Slovaquie et de Hongrie, on peut constater que la ressemblance des faunes est remarquable non seulement dans les deux régions limitrophes, de Štúrovo et de Dorog, mais aussi dans les environs de Bojnice et dans le secteur du NE de la Montagne de Bakony. (Fig. 4)

Parmi les 81 espèces de Gastéropodes identifiées dans la région de Dorog il y a 56 espèces communes avec la faune de Gastéropodes des environs de Štúrovo consistant en 68 expèces. Par conséquent, 69 % de la faune de Gastéropodes se rencontrent dans toutes les deux régions. Entre les 56 espèces de Lamellibranches de Dorog et les 24 espèces de Štúrovo il y a 24 espèces communes.

La comparaison de deux autres régions déjà reflète qu'il s' agit de deux régions plus éloignées l'une de l'autre, mais, tout de même, on trouve 23 espèces communes entre les 59 espèces de Gastéropodes du NE de la Montagne de Bakony et les 46 espèces se rencontrant à Bojnice. Cela veut dire que 39 % des Gastéropodes sont communs. Entre les 41 espèces de Lamellibranches du Bakony et les espèces des environs de Bojnice il y a 9 communes, le taux d'identité de la faune étant de 22 %.

Les faunes de Mollusques se rencontrant dans les deux régions de Slovaquie et dans celles de Hongrie sont présentées dans le tableau ci-joint. (Texte fig. 4). Les chiffres 1 à 5 donnés dans le tableau représentent les catégories de fréquence. 1 = 1 à 5 individus, 2 = 6 à 15 individus, 3 = 16 à 30 individus, 4 = 31 à 50 individus, 5 = 50 < individus.

Les chiffres 1 à 7 figurant au-dessous des noms des localités dans le tableau représentent les horizons évaluables sur la base de la faune de Mollusques: 1. complexe lignitifère inférieur, 2. complexe saumâtre inférieur, 3. marne argileuse à Turritella et Trachycardium, 4. terme marin oscillatoires 5. terme saumâtre oscillatoires complexe lignitifère du Lutétien supérieur, 6. complexe marin à Mollusques peu fréquents, 7. marnes à Bryozoaires.

Les espèces représentées par de grandes populations se trouvent en quantités uniformément saillantes dans toutes les quatres régions. En comparant les formes de grande fréquence présentes dans le même horizon (par exemple *Turritella vinculata* Zittel, *Mesalia elegantula* Zittel, *Pyrazus focillatus* De Greg., *Bittium quadricinctum* Donc., *Diastoma roncanum* Brogn.), on voit que celles-là sont les plus fréquentes dans les régions du Bassin de Dorog et de Štúrovo (fréquence de catégorie 3—4). Dans la Montagne de Bakony et à Bojnice la fréquence tend à diminuer, mais cette diminution est identique dans toutes les deux régions. Dans le Bakony et à Bojnice ces especès-là n'atteignent qu'une fréquence de catégorie 2 ou 1 dans le même horizon.

Espèces et associations, marqueurs stratigraphiques

Parmi les Mollusques des tous les deux pays il y a des Gastéropodes ou Lamellibranches ou bien des ensembles de Mollusques qui permettent de déterminer la position stratigraphique de chaque horizon avec une précision satisfaisante. Tels fossiles marqueurs des régions de Dorog et Štúrovo sont par exemple les représentants de *Bithynia carbonaria* (Mun. — Chalm). Ils sont abondants dans les travertins à l'intérieur du complexe lignitifère inférieur. Quoique les formes d'eau douce ne soient ordinairement que des marqueurs de faciès ici *Bithynia carbonaria*, comme espèce unique, ne se rencontre en abondance que dans cet horizon. Une couche à Bithynia? semblable se trouve également à l'intérieur du complexe lignitifère supérieur, mais là, cette espèce ne s'yrencontre jamais toute seule, étant accompagnée d'autre formes saumâtres de plus petite taille, telles que des représentants solitaires de *Theodoxus* et *Melanopsis*. A côté de la faune, des filaments d'*Algues* sont également abondants dans cette couche-là.

L'espèce *Melania distincta* Zittel se trouvant en abondance dans le Bakony est également un bon marqueur, car le terme basal de la série éocène commençant au-dessus des bauxites est représenté par des marno-calcaires à Melania accompagnant du lignite pour la plupart argileux. Tout comme cela est généralement caractéristique des séries d'eau douce, ici aussi c'est *Melania distincta* Zittel qui est la seule espèce-constructeur.

Une autre espèce similaire c'est *Tympanotonus hantkeni* (Mun. — Chalm.). Autrefois elle fut traitée de „fossile marqueur" caractéristique du toit de la „couche de lignite inférieure". Aujourd'hui on aurait déjà tort d'affirmer la même chose. Bien que se soit vrai que *Tympanotonus hantkeni* n'est abondant que dans le toit de la couche de lignite inférieure (formée, d'après les résultats des recherches les plus récentes des fossiles, au Lutétien), mais cette même-espèce se trouve, bien que dans un nombre d'individus plus réduit, également en association avec *Nummulites striatus* d'Orb (Strázsahegy). Ce qui est certain c'est que l'espèce en question est caractéristique, en fossile abondante, marqueur, du toit de la couche de lignite inférieur.

Le caractère de répartition de *Turritella tokodensis* et le même. Elle se trouve en abondance et prédominance dans les sédiments pélitiques déposés un peu plus loin des côtes dans un milieu graduellement s'approfondissant, étant accompagnée de représentants à coquille mince de Trachycardium, de Gastéropodes menus, de grand Foraminifères à coquille mince, etc. Toutes-

Le tableau représentant d'abondantes conditions des localités de la Hongrie et de la Slovaquie

Fig. 4

	Dorog								Bakony NE							Štúrovo	Bojnice
	1	2	3	4	5	6	7		1	2	3	4	5	6	7	4–5	4–5
GASTROPODA																	
Emarginula cf. *clathrata* Desh.												1					
Solariella tricincta dudaiensis Strausz				2	2								1				
Solariella subelevata Szöts																1	
Teinostoma semseyi Papp																	1
Teinostoma sp.					1												
Nerita hantkeni Szöts					1											1	
Nerita héberti Szöts		1		1	1												
Neritina lutea Zittel					1											1	
Neritina sp.					3							1	1				2
Neritina passyana (Desh.)		1		1	3							1	1				
Ampullina hantkeni Szöts																1	2
Ampullina perusta (Defr.)		1	1	1	1		1					1	1			3	
Ampullina rustica (Desh.)																	1
Viviparus obliquatus (Desh.)	1																
Lacuna cf. *transparens* Szöts																1	
Lacuna sp.					1											1	
Bythinella pulcherrima Szöts					1							1	1			3	
Bythinella sp.					2												3
Bithynia carbonaria Mun. Chalm.	3	1															
Bithynia sp.					1											1	
Rissoa munieri Szöts			2	3	1											3	1
Zebina hungarica Szöts		3	2	2	4							2	2			3	
Adeorbis vértesensis Szöts.			1	1	1								1				
Mesalia elegantula (Zittel)		3	1	3	3							2	2			4	1

Turritella carinifera Desh.					2							2	3	2		2	1
Turritella granulosa Desh.		1	3		1							2		2			
Turritella imbricataria Lam.		1	3	3	1							2	1	2		3	
Turritella oppenheimi Newton.																	2
Turritella tokodensis Strausz.			3		3							2	2			2	
Turritella vinculata Zittel.		1		4	5								1	1		4	2
Solarium plicatum Lam.				1										1		1	1
Tubulostium spirulaeum (Lam.)					2									1	1		
Melanatria auriculata (Schloth.)		1			1	3						1	1			2	
Melanopsis dorogensis Opp.	3	1		1	3							1	1			4	3
Pyrgulifera gradata (Rolle.)	3												4				
Melania distincta Zittel.		3			2							1	4				
Bayania melaniaeformis (Schloth.)		1			1							1		1		2	
Potamides cf. *corrugatus* (Brongn.)					1											2	
Potamides baccatus (Brongn.)																	2
Potamides lamarcki (Brongn.)																	1
Potamides vivarii (Opp.)																1	1
Pirenella corrugata (Brongn.)																	2
Tympanotonus ajkaensis baleghi Andrusov																	2
Tympanotonus calcaratus (Brongn.)		1	1	1	3							2	2			2	2
Tympanotonus hantkeni (Mun. Chalm.)		2										1	2				
Tympanotonus imperialis (Opp.)																	1
Tympanotonus rozlozsniki Szöts					1											2	
Tympanotonus diaboli (Brongn.)		1		2	1							2	2			2	
Pyrazus focillatus (De. Greg.)		1	1	3	4							1	1	1		4	2
Pyrazus pentagonatus (Schloth.)					1							2	1			2	2
Batillaria turbai Andrusov																	1
Diastoma costellatum elongata (Brongn.)																1	2
Diastoma roncanum (Brongn.)		1	1	3	3								1			4	2

	Dorog							Bakony NE							Štúrovo	Bojnice
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	4–5	4–5
Harrisianella vulcani (Brongn.)					1							1			1	1
Bittium quadricinctum Donc.		1	1	3	2		1				1	3			4	
Cerithium cf. *plicatum var. mut alpinum* Tourn.					1										2	
Cerithium pannonicum Bányai															1	
Cerithium subcorvinum Opp.					1						2	2			2	
Conocerithium hungaricum Bányai.					2						1	1	1		1	1
Campanile parisiense Desh.																1
Seila subtrifaria Szöts																1
Seila cf. *subtrifaria* Szöts															1	
Seila vértesensis Szöts			1	1							1				1	
Triphora tricostata Szöts					1											
Scala sp.			1		1										1	1
Strombiformis haidingeri (Zittel)											1				1	1
Odostomia pannonica Szöts		3													2	1
Odostomia cf. *acuminata* Desh.															1	
Odostamia pseudoruellensis Szöts		2		1	1						1		1		1	
Odostomia semistriata Szöts		1	1		1							1			3	
Odostomia submisera Szöts		1	1	1	1						1	1			3	1
Odostomia supravariabilis Szöts		1	1		1							1			2	2
Eulimella guttulina Szöts													1			
Pyramidella cf. *inaspecta* Desh.															1	
Hipponyx dilatatus Lam.											1	2				
Calyptraea aperta (Sol.)		1	1	2	2						1	2	1		2	
Rimella cf. fissurella (Linné)			2		1											
Rimella labrosa (Sow.)					1											
Strombus tournoueri Bayan					1										1	
Terebellum sopitum (Sol.)						1					1				1	

Polynices pasinii (Bayan.)					1	2							2	2	1		4	
Globularia incompleta (Zittel)			1	1		1							2	1			1	1
Deshayesia alpina (D. Orb.)			1		1	1												2
Murex cf. gantensis Szöts					1	1												
Parvisipho nudus Szöts					1	1								1			2	1
Cantharus brongniartianus (D. Orb.)			1	1	1	1								1	2		2	1
Cantharus polygonus roncanus (Brongn.)																		3
Clavilithes noae (Chemn.)			1	1		1								1			1	
Ancilla propinqua Zittel				2	2	1							2	2			3	
Vexillum csákvárense Szöts						1												1
Vexillum cf. *splendidum* Szöts					1	1												1
Persicula pseudoallixi Szöts																	2	
Marginella nana Zittel			3	2	3	3							1	2			2	2
Marginella ovulata Zittel													2				1	1
Marginella pannonica Szöts				2	1	1								1			2	2
Marginella pseudovulata Opp.			2	2		1							1	3			2	
Marginella vértesensis Szöts						1								1			2	3
Asthenotoma graniformis Szöts			1	1	1	2							1	1			4	
Cythara vértesensis Szöts						1							1	1			1	1
Conus eszterházyi C. Papp					1	1							1					
Acteon cf. *vitálisi* Szöts				1													1	
Acteon vitálisi Szöts			2	1														
Ringicula ritae V. de. Regn.			2	1	1	1							1	1	1		2	1
Cylichna cf. semistriata (Desh.)			1			1											1	
Cylichna cincta (Desh.)					1	1							1		2			
Cylichna gántensis Szöts			1	2		2							2	2			1	
Cylichna vértesensis Szöts			1										2	1			1	
Galba sp.	1																	
Anisus bicarinatus Szöts			1	1		1											1	

	Dorog								Bakony NE							Štúrovo	Bojnice
	1	2	3	4	5	6	7		1	2	3	4	5	6	7	4–5	4–5
Anisus pseudoplanulatus Szöts				1													
Anisus cf. *pseudoplanulatus* Szőts																	1
LAMELLIBRANCHIATA																	
Nucula fragilis Desh.																2	
Nucula subovata D' Orb.		2	1	1	1									1	1		
Nucula ovata Desh.																	1
Nucula sp.		1		1	1		2					1	1	1			
Trinacria mórensis Szöts		1	1	1	2							2	2			2	1
Leda striata (Lam.)		3	3	1	2							2		1		1	
Arca cossmanni Opp.																	2
Arca marceauxiana Desh.					1							2	2			1	
Arca obliquaria Desh.					1							1	1	2			
Arca scapulina (Lam.)		1	1	2	1							1	1			1	
Arca vértesensis Szöts		2	3	2	3							2	2	1		4	1
Glycymeris jacquoti (Tourn.)			1														
Vasconella grandis (Bell.)				1								2	1	1	1		
Brachyodontes corrugatus (Brongn.)		3	3	3	4							2	2			2	1
Musculus fornensis (Zittel)		1	1	1	1							1		1		1	
Pteria trigonata (Lam.)		1	1	1	2		1					2	2			1	
Pinna margaritacea Lam.				1													
Pseudamussium cf. *solea* (Desh.)				1												1	
Chlamys biarritzensis (D' Arch.)					2		2							1			
Chlamys multicarinata (Lam.)				1	1		2					1		1			
Pecten subtripartitus D' Arch.																	2
Lima sp.				1	1		1							1			
Anomia gregaria Bayan		3		3	3							2	3			3	1

Anomia tenuistriata Desh.		1		3	3							1	2	1		1		
Ostrea gigantica Sol.					1													5
Ostrea supranummulitica Zittel				1	5							3	1	1		2		
Ostrea plicata Sol.					1							1	2	1				
Crassatella subtumida Bell.					1	1												
Beguina taegeri Szöts			1	1	1							1	1	1		4		2
Corbicula sirena (Brongn.)					1													1
Libitina cf. *alpina* Math.					1							1	1					
Dreissena eocaena (Mun. Chalm.)					2							2	2			3		
Phacoides crassulus (Zittel)		1	1	2	1							1	2	1	1	2		
Phacoides haueri (Zittel)		1		2	2							1		1		1		2
Phacoides bipartitus (Defr.)						2												
Phacoides bicristatus (Cossm.)					1							1			1			
Divaricella pulchella (Agg.)			1	1	1													
Megaxinus (Gibbolucina) menardi Desh.																		1
Lucina nana Taeger																		1
Trachycardium gratum Defr.		3	1		2							1	1	1				2
Trachycardium sp.												1	1	1				
Laevicardium sp.		2	3	1	1		1							1				
Cardium sp.		3	3	1	2		1					1	2	2				
Meretrix hungarica (Hantken)		1		3	3							1				2		
Meretrix nitida (Desh.)																		1
Meretrix nitidula (Lam.)																		2
Meretrix tokodensis (Opp.)		1		1	1											1		
Meretrix villanovae (Desh.)				1	1							1				1		
Meretrix cf. *vértesensis* (Taeger)					1													
Tivelina pseudopetersi (Taeger)		4	2	4	3							2	2	1		3		1
Textivenus karpatica Andrusov																		1
Textivenus texta Lam.		1			1								1					

	Dorog							Bakony NE							Štúrovo	Bojnice
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	4–5	4–5
Psammobia pudica Brongn.			1		2		2				2	1	1			
Psammobia cf. *pudica* Brongn.		2			1										1	
Gobraeus sp.			1		1											
Arcopagia mayeri Szöts		2	3	1	2						2	2				
Arcopagia colpodes (Bayan)			1	1	1											
Abra pannonica Szöts			1		1						1		1			
Tellina sp.		1	1	1	1								1			
Oudardia ovalis Desh.					1											
Solen gracilis Sow.					1											
Corbula costata Sow.		3	3	1	1						1		1		3	
Corbula exarata Desh.				1	1											
Corbula rugosa Lam.		1	3	1							1	2	1			
Corbula cf. *gallica* Lam.					1											
Sphenia hungarica Papp.		3	3	2	3						2	2			2	1
Clavagella sp.					1											
Cuspidaria cfr. *radiata* Desh.											1					

fois, des individus solitaires de cette-même espèce se rencontrent également dans les terrains plus hauts du Lutétien, associés à des faunes différentes. Cependant *Turritella tokodensis* est une espèce fort endémique. Même dans la région de Dorog — où elle fut décrite — ce n'est pas *Turritella tokodensis* qui se trouve dans le même niveau dans la majorité des sondages et des affleurements, mais ce sont les formes *T. granulosa* Desh., *T. carinifera* Desh. et *T. doroghensis* Körm. appartenant au groupe de *Turritella imbricataria* Lam. C'est pourquoi c'est l'ensemble de la faune que nous devons relever, d'une manière réitérée, comme marqueur stratigraphique. En effet, c'est l'ensemble des Operculines, Discocyclines, Actinocyclines, oursins et Bryozoaires se rencontrant en abondance avec les Turritelles, Trachycardium et d'autres Mollusques menus qui marque définitivement l'horizon à Turritella et Trachycardium. Si ces Turritelles, parfois abondantes, se rencontrent toutes seules, ou éventuellement en compagnie de quelques Cardium, sans être accompagnées d'autres fossiles (grands Foraminifères, oursins, Bryozoaires), elles indiquent déjà un plus haut niveau — le terme supérieur de l'horizon marin oscillatoire.

Il y a une autre représentante des Turritella — *Turritella vinculata* Zittel. Cette espèce ne se rencontre pas dans les couches basales, étant restreinte aux terrains saumâtres surmontant le complexe marin oscillatoire, tout comme le sont les représentants parfois très abondants de *Diastoma roncanum* (Brogn.), *Pyrazus focillatus* (De Greb.), etc.

Tubulostium spirulaeum Lam. est la forme caractéristique du complexe marin reconorant le complexe marin oscillatoire.

Parmi les Lamellibranches il faut citer l'espèce-marqeur *Chlamys biarritzensis* (D'Arch.). Elle est caractéristique exclusivement du complexe marin à Mollusques peu fréquents.

Un autre Pecten, d'une valeur stratigraphique considérable, c' est *Parvamussium squamulum* (Lam.). Une forme de relativement petite taille, à coquille mince, elle est l'espèce caractéristique du Lutétien supérieur aux environs de Štúrovo et de Mór dans les sondages y exécutés.

Nous devons mentionner les Mollusques des marnes éocène supérieur à Bryozoaires connues dans la région de Dorog qui sont des formes typiques de l'Éocène supérieur. Dans les régions ici abordées, cette faune, n'a toutefois été trouvée ques dans la région de Dorog. C'est pourquoi les espèces-marqeurs en question ne sont pas abordées dans la présente note.

Espèces et associations, marqueurs faciologiques

Outre les espèces-marqueurs d'une valeur stratigraphique il y a des espèces et ensembles de faune liées à certains faciès. En les examinant, nous avons trouvé dans toutes les deux régions des formes et associations marquant les mêmes faciès ou bien des faciès bien semblables. Nous avons distingué une association d'eau douce, trois associations d'eau saumâtre et deux associations marines.

L'association d'eau douce est caractérisée dans toutes les deux régions par l'intercalation de travertins à l'intérieur du complexe lignitifère inférieur avec des individus abondants de *Bithynia carbonaria*. Il y a des intercalations d'eau douce même à l'intérieur du complexe lignitifère du Lutétien supérieur. Ici, outre les Gastéropodes menus appartenant au groupe de Bithynia, se rencontrent également de très petits représentants de Planorbis et des filaments d'Algues dans la région de Dorog. (Tab. XXIX, fig. 1, 2.) Dans celle de Štúrovo s'observe certainement une réduction forte de la salinité et il y a des marnes et calcaires d'eau douce à Algues dans la partie supérieure du complexe oscillatoire (Tab. XXXVIII, fig. 1), mais le complexe lignitifère n'a jusqu'à présent pas été mis en évidence. La région de Bakony est caractérisée par des calcaires d'eau douce à Melania qui accompagnent, ici aussi, les lignites. (Tab. XXIX, fig. 2, 3.) Dans la région de Dorog il n'y a pas de lignite que n'on a trouvé jusqu'à présent à Bojnice non plus.

Dans l'association saumâtre on peut distinguer plusieurs degrés de gradation.

1. Dans les argiles lignitifères à l'intérieur du complexe lignitifère les *Viviparus*, *Pyrgulifères* et *Brotia* indiquent encore une salinité très réduite. (Tab. XXX). Dans la région de Dorog l'association comprenant ces Mollusques se caractérise par une grande répartition géographique. Ils semblent être aussi présents dans la région de Štúrovo, mais n'ont pas été trouvés dans les sondages étudiés jusqu'à présent.

2. On trouve les représentants d'*Anomia gregaria* Bay. et *Brachyodontes corrugatus* (Brongn.) en abondance, parfois en lumachelle (Tab. XXXVIII, fig. 2, tab. XLII, fig. 1, 2). La salinité de toutes les deux espèces témoigne pour un milieu aqueux de salinité réduite, bien que plus haute que dans l'association précédente. A cette association s'ajoutent encore les représentants de *Melanopsis* et *Theodoxus* (Tab. XXX, fig. 5). Les espèces appartenant à tous les quatre genres peuvent se rencontrer toutes seules, en abondance alors, mais elles sont aussi fréquemment associées les unes aux autres. Cette fois le nombre de leurs individus n'est pas élevé.

3. L'association caractérisée par une salinité plus grande, mais toujours saumâtre est très riche en espèces et individus. *Turritella vinculata* Zittel, *Mesalia elegantula* Zittel, *Pyrazus focillatus* (De Greg.), *Diastoma roncanum* (Brongn.), *Cantharus brongniarti* (D'Orb.), les représentants de *Marginella*, *Odostomia* et *Meretrix*, *Tivelina pseudopetersi* (Taeger), *Sphenia hungarica* Papp, divers représentants de *Corbula*, etc. se rencontrent en quantité considérable tant dans la région de Dorog que dans celle de Štúrovo. (Tab. XXXIV, fig. 2, tab. XL, fig. 2, tab. XLVI, fig. 1, tab. XLVII, fig. 1, 2.) Aux environs de Bojnice cette même association saumâtre comprend même de petits Coraux. En auutre (Tab. XLV, fig. 1) espèces, les *Brachyodontes corrugatus* (Brongn.) et *Melanopsis doroghensis* Opph, abondantes dans l'association précédente, se rencontrent également.

A titre général, on peut conclure que dans les séries de salinité réduite il y a un nombre réduit d'espèces riches en individus. Dans les complexes saumâtres le nombre des espèces est grand. Celles-ci peuvent avoir une nom-

breuse population, mais on connait des cas, ou certaînes espèces ne sont représentées que par des individus solitaires.

A l'intérieur des associations marines on peut distinguer des ensembles de faune liés à la zone littorale, ou bien à des régions d'eau plus profonde et moins agitée. Les bancs d'*Ostrea* témoigne pour un milieu de sédimentation correspondant à la zone de marée. (Tab. XXXVIII, fig. 2, tab. XLII, fig. 1.) Ici en certains cas on ne trouve pas de Mollusques autres que les huîtres collées. Le faciès de plage est caractérisé par la présence des formes à coquille plus épaisse et de taille plus grande d'*Ampullina*, *Strombus*, *Crassatella*, *Crassa-Chama*, etc. (Tab. XXXII, fig. 1, 2, tab. XLI, fig. 1, 2). Telle association littorale-marine se trouve dans le complexe marin oscillatoire, dans les grès, calcaires et marnes à la base de la série. Ici la faune de Mollusques caractéristique est accompagnée par une grand nombre de grand Foraminifères à coquille épaisse. Tels ensembles de faune indiquant des faciès marin et littoral se rencontrent dans les calcaires et grés surmontant les terrains oscillatoires et marins, où la faune de Mollusques s'appauvrit considérablement. Ce ne sont que des représentants solitaires de Pecten (par ex. *Chlamys biarritzensis* D'Arch.) ou *Spondylus* que l'on trouve a coté de *Tubulostium spirulaeum* Lam. (Tab. XXXVIII, tab. LI, fig. 2, tab. LII, fig. 1, 2).

L'autre association indiquant un milieu marin plus profond et moins agité c'est l'ensemble á *Turritella*, *Trachycardium* et *Operculina*. (Tab. XXXI, fig. 1, 2, tab. XXXIX, fig. 2, tab. XL, fig. 1.) Ses formes caractéristiques sont, outre les Trachycardium à coquille mince et les huîtres menues, les représentants, parfois abondants, de *Turritella granulosa* Desh., *T. imbricataria* Lam. et *T. tokodensis* Strausz. Outre les Mollusques il y a une grande quantité de grands Foraminifères à coquille mince, d'Operculines, de Discocyclines et d'Actinocyclines. Les oursins habitant dans les vases témoignent pour un milieu peu agité, bien qu'ils ne donnent aucun renseignement bathymétrique. La présence des Ptéropodes confirme la même chose.

Cette même association marine se trouve dans le Bassin de Dorog et dans les environs de Štúrovo entre le complexe lignitifère inférieur et le complexe oscillatoire. Il existe une autre association à *Turritella* et *Trachycardium* au sommet du complexe marin oscillatoire mais là-bas les Turritella et Trachycardium ne sont accompagnés ni des grands Foraminifères caractéristiques du complexe précédent, ni d'oursins.

Une association d'un caractère un peu différent, mais caractéristique d'un milieu plus profond, plus éloigné des côtes, peut être observée encore dans les terrains de passage l'a Éocène supérieur (?) des sondages de Bakony et de la région de Štúrovo, où le sédiment pélitique renferme de petits représentants de *Parvamussium squamulum* Lam., *Vasconella grandis* (Bell.) et *Tubulostium spirulaeum* Lam. (Tab. XLVII, LI, LII.) On doit attribuer à cette-même association l'ensemble de faune des marnes à Bryozoaires de la région de Dorog dans laquelle se trouvent des Mollusques indiquant déjà un milieu marin plus profond (*Pleurotomaria*, *Pholadomya*, etc.).

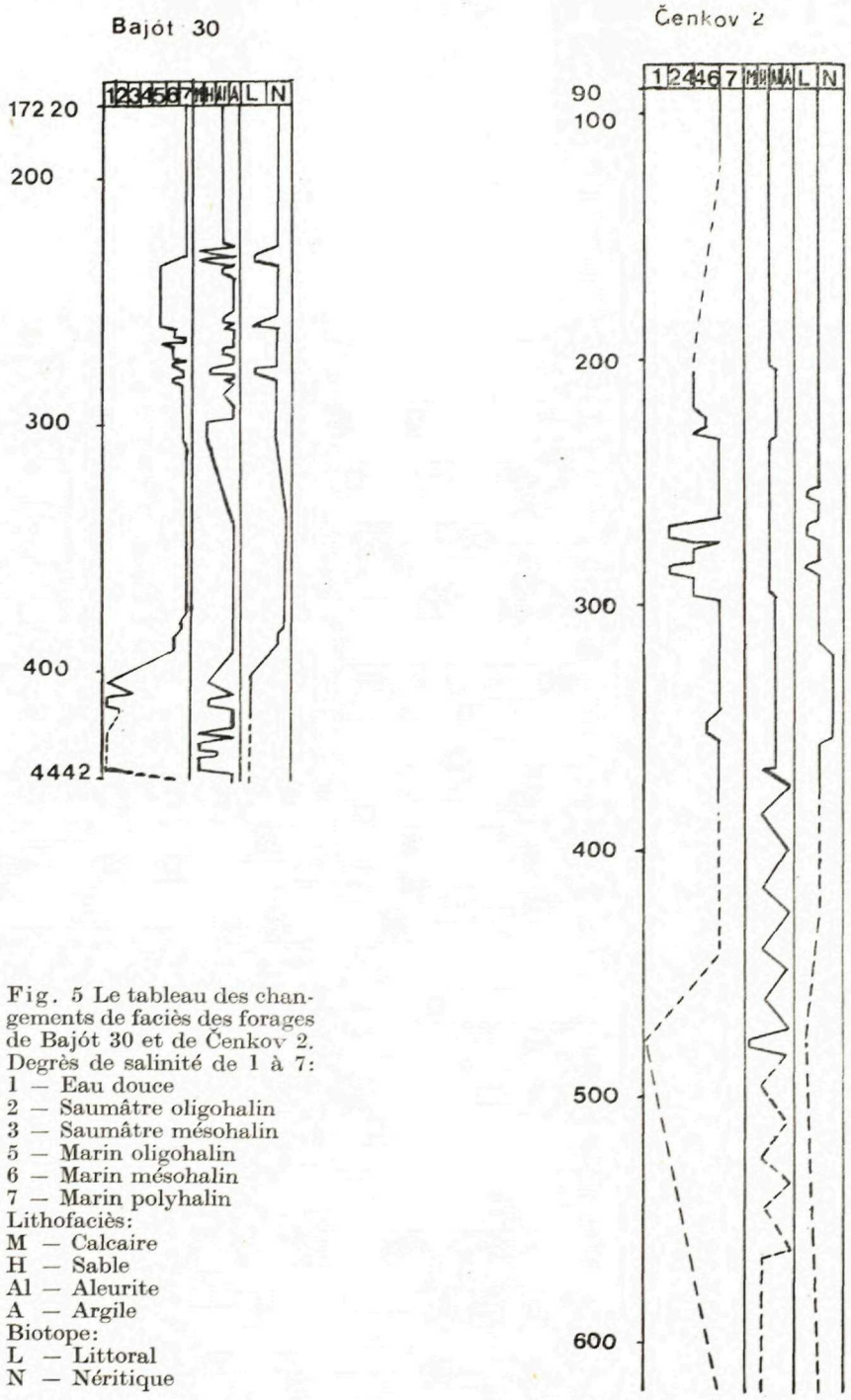


Fig. 5 Le tableau des changements de faciès des forages de Bajót 30 et de Čenkov 2.
Degrès de salinité de 1 à 7:
1 — Eau douce
2 — Saumâtre oligohalin
3 — Saumâtre mésohalin
5 — Marin oligohalin
6 — Marin mésohalin
7 — Marin polyhalin
Lithofaciès:
M — Calcaire
H — Sable
Al — Aleurite
A — Argile
Biotope:
L — Littoral
N — Néritique

V. Conclusion

Pour conclure on peut résumer les résultats des études malacologiques comme suit (text. fig. 6).

Dans la région de Dorog et dans la partie slovaque du bassin du Danube (Štúrovo) il était possible de remarquer les sédiments éocènes aux riches associations de Mollusques, en partant de ceux d'eau douce et des séries de couches saumâtres du complexe lignitifère inférieur qui sont bien formées pareillement, jusqu'aux certaines petites exceptions. Les associations des Mollusques se trouvent pour la plupart dans les lumachelles. Les séries de couches supérieures du complexe marin avec *Turritella* et *Trachycardium* sont identiques, de même que les associations du complexe saumâtre et marin oscillatoire, oú la variété des groupes ainsi que l'abondance des individus est pareille, en substance, dans les deux territoires. Une déviation mineure, quand á la représentation des groupes, on trouve seulement dans le complexe marin supérieur, caractérisé par des Mollusques sporadiques, les marnes à Bryozaires sub-jacentes de la Transdanubie, documentées de la faune ne furent pas décelées jusqu'à présent dans le bassin du Danube. Les seules différences, lors des comparaisons lithologiques et des changements fauniques dans les sédiments transdanubiens et du bassin du Danube (constatées concrètement sur les profils des forages verticaux Bajót 30 et Čenkov 2) sont visibles unicement dans l'épaisseur de la série de couches faunifères. Les diagrammes (le texte de la Fig. 5) représente les déviations très similaires dans les petites colonnes lithologiques et des changements écologiques du milieu. De ce qui précède il en ressort que la subsidence dans les environs do Štúrovo aurait du être plus considérable durant le même intervalle du temps que dans la région de Dorog. Il s'en suit que ces deux régions comparées appartenaient à la même unité paléogéographique.

En comparant les différences dans les associations du Lutétien supérieur des Monts Bakony et du bassin de Bojnice on est arrivé à la conclusion que le profil vertical de l'Éocène du bassin de Bojnice est beaucoup plus incomplet. Le complexe lignitifère inférieur, connu dans les Monts Bakony, ne fut point décelé dans cette région. De l'autre côté il y a des associations très similaires dans les complexes avec des *Nummulites perforatus*, où les dépôts saumâtres alternent avec les marins et avec certains horizons dans le complexe avec *Assilina spira*, démontrés dans l'affleurement près de Weim-puszta et dans le forage NB_1 (texte du la Fig. 3). Cependant, les associations ne contiennent plus un pourcentage si élevé d'espèces identiques, plus fréquentes sont les espèces diverses la même et dans certains horizons on voit apparaître des espèces tout à fait différentes qui sont, cependant, en minorité (texte de la Fig. 4).

Le dernier horizon avec les *Nummulites millecaput*, les Pectens et les *Tubulostium spiruleum* (Lam.), rend impossible toute corrélation, par suite d'une macrofaune si sporadique, même malgré l'occurrence des espèces de mollusques similaires et très pareilles.

Étant donné que les faunes mollusques de Bakony et de Bojnice se ressemblent beaucoup, ces deux territoires durant le Lutétien supérieur furent joints malgré la grande distance.

Do tlače odporučil J. Seneš

		DOROG	ŠTÚROVO	BAKONY	BOJNICE
EOCÈN SUPÉRIEUR	PRIABONIEN	Marnes à Bryozoaires	?	? Complexe du Lutétien supérieur	?
LUTETIEN	LUTÉTIEN SUPÉRIEUR	Complexe marin a Mollusques peu fréquents		Horizon de marne glauconieuse Horizon a N. millecaput	Complex marin avec Nummulites et Mollusques rares
		Complexe lignitifère du Lutétien supérieur		Complex de marnes Foramin. et Mollusques	Complexe sâumatre oscillatoire
		Complexe saumâtre oscillatoire		Complexe du Lutétien supérieur à Nummulites perforatus / Complexe lignitifère Lutétien supérieur	Couche marin oscillatoire avec coraux
		Complexe marin oscillatoire			
		Marne argileuse à Turritella et Trachycardium		Horizon à Assilina spira	
	LUTÉTIEN INFÉRIEUR	Complexe inférieur saumâtre			
		Complexe lignitifère inférieur		Complexe lignitifère lutétien inférieur	

Fig. 6 Table des corrélations des régions étudiées d'après macrofaune

La liste de tableaux XXIX—LII

Planche XXIX

1. Travertin. *Bithynia carbonaria* (Mun. — Chalm.). Carrière d'Ótokod (Bassin de Dorog)
2. Travertin. *Bithynia carbonaria* (Mun. — Chalm.) 4×. Carrière d'Ótokod (Bassin de Dorog)
3. Marno-calcaire d'eau douce. *Melania distincta* Zittel. Sondage No. 1244 de Fenyőfő (Bakony)
4. Marno-calcaire d'eau douce. *Melania distincta* Zittel. 3×. Sondage No 1244 de Fenyőfő (Bakony)

Planche XXX

1. Argile lignitifère accompagnant la couche de lignite inférieure. *Brotia* sp. Sondage No 697 de Csolnok (Bassin de Dorog)
2. Argile lignitifère accompagnant le complexe lignitifère inférieur. *Pyrgulifera gradata* (Rolle) 3×. (Bassin de Dorog)
3. Argile lignitifère accompagnant la première couche de lignite *Viviparus obliquatus* (Desh.) 3×. (Bassin de Dorog)
4. Argile surmontant la couche de lignite basale *Tympanotonus hantkeni* (Mun. — Chalm.). Carrière d'Ótokod. (Bassin de Dorog)

5. Argile lignitifère accompagnant la couche de lignite basale. *Melanopsis doroghensis* Opph. Sondage No. 102 d'Esztergom (Bassin de Dorog)

Planche XXXI

1. Marne argileuse à *Turritella* et *Trachycardium*; *Turritella granulosa* Desh. Sondage No. 18 de Bajót (Bassin de Dorog)
2. Marne argileuse à *Turritella* et *Trachycardium*; Operculina. 3×. Sondage No. 18 de Bajót (Bassin de Dorog)
3. Marne argileuse à *Turritella* et *Trachycardium*; *Turritella tokodensis* Strausz. Sondage No. 18 de Bajót (Bassin de Dorog)

Planche XXXII

1. Complexe marin oscillatoire Sondage No. 59 d'Esztergom (Bassin de Dorog)
2. Complexe marin oscillatoire Sondage No. 1244 de Fenyőfő (Bakony)

Planche XXXIII

1. Partie sommitale du complexe marin oscillatoire Sondage No. 84 de Mogyorósbánya (Bassin de Dorog)
2. Partie sommitale du complexe marin oscillatoire *Trachycardium* sp. Sondage No. 10 de Mór (Bakony)
3. Partie sommitale du complexe marin oscillatoire Turritella tokodensis Strausz. Sondage No. 10 de Mór (Bassin de Dorog)

Planche XXXIV

1. Complexe saumâtre oscillatoire *Turritella vinculata* Zittel, *Diastoma roncanum* (Brogn.), *Rittium quadribinctum* Donc., *Cardita* sp., *Anomia gregaria* Bayan. 2× Sondage No. 81 de Mogyorósbánya (Bassin de Dorog)
2. Complexe saumâtre oscillatoire *Turritella vinculata* Zittel, *Meretrix hungarica* (Hantken). Sondage No. 81 de Mogyorósbánya (Bassin de Dorog)

Planche XXXV

1. Complexe lignitifère supérieur. Argile lignitifère à Dreissena. Sondage No. 13 de Mór (Bakony)
2. Complexe lignitifère supérieur. Argile à *Corbicula*. Sondage No. 697 (Bassin de Dorog)
3. Complexe lignitifère supérieur. Marno-calcaire à *Algues*. 3×. Sondage No. 82 d'Esztergom (Bassin de Dorog)

Planche XXXVI

1. Complexe saumâtre oscillatoire *Anomia gregaria* Bayan, en lumachelle. Sondage No. 30 de Bajót (Bassin de Dorog)
2. Complexe saumâtre oscillatoire *Brachydontes corrugatus* (Brongn.), en lumachelle. Sondage No. 3 de Mór (Bakony)

Planche XXXVII

1. Complexe marin à Mollusques peu nombreux Pecten sp. Sondage No. 30 de Bajót (Bassin de Dorog)
2. Complexe marin à Mollusques peu nombreux *Chlamys biarritzensis* (D'Arch.) 3×. Sondage No. 24 de Bajót (Bassin de Dorog)
3. Complexe marin à Mollusques peu nombreux *Spondylus* sp. Carrière d'Ótokod (Bassin de Dorog)
4. Complexe marin à Mollusques peu nombreux *Tubulostium spirulaeum* (Lam.). 2×. Sondage No. 20 d'Esztergom (Bassin de Dorog)

Planche XXXVIII

1. Les calcaires d'eau douce *Bithynia* sp. Čenkov-2, 480,60 m 1,5×
2. Les couches saumâtres inférieures *Brachyodontes corrugatus* (Brongniart), *Anomia gregaria* (Bayan). Čenkov-2, 302 m; 0,94×.

Planche XXXIX

1. Les couches saumâtres inférieures; *Corbula* sp. Obid 6, 657,40 m; 1,7×.
2. Les argiles calcaires avec *Turritella* et *Trachycardium Turritella tokodensis* Strausz, (juv), *Operculina* sp. Obid 15, 468,70 m; 1,5×.

Planche XL

1. Les argiles calcaires avec *Turritella* et *Trachycardium*; *Operculina* sp., *T. tokodensis* Strausz. Obid 6, 644 m; 2,4×.
2. Les couches saumâtres oscillatoires *Turritella vinculata* Zittel, *Arca vértesensis* Szöte. Čenkov-2, 296,80 m; 1,2×.

Planche XLI

1. Les couches marines oscillatoires *Ampullina perusta* (Defrance), *Psammobia* sp. Obid 12, 576,80 m; 0,57×.
2. Les couches marines oscillatoires lumachela. Obid 12, 570 m; 0,56×.

Planche XLII

1. Les couches marines oscillatoires *Ostrea supranummulitica* Zittel, *Calyptrea aperta* (Solander). Čenkov-2, 286 m; 1,26×.
2. Les couches saumâtres oscillatoires *Brachyodontes corrugatus* (Brongniart), *Tympanotonos* sp. Čenkov 2, 297,90 m; grandeur naturelle.

Planche XLIII

1. Les couches saumâtres oscillatoires *Meretrix tokodensis* (Taeger). Čenkov 2, 269 m; grandeur naturelle.
2. Les couches marines oscillatoires avec *Trachycardium* cf. *gratum* Defrance. Bojnice—Kalvária; 1,3×.

Planche XLIV

1. Les couches marines oscillatoires avec *Lithotamnium* Bojnice—Kúpele chaty, 1,28×
2. Les couches marines oscillatoires avec *Lithotamnium Trachycardium* cf. *gratum* (Defrance). NB_1, 804,5 m; 1,28×.

Planche XLV

1. Les couches marines oscillatoires avec Coraux; *Beguina taegeri* Szöts, *Odostomia* div. sp., *Marginela* div. sp., *Polynices* sp., *Arca* sp. et autres. Bojnice—Kalvária, 2,2×.
2. Les couches marines oscillatoires; *Lithotamnium* sp., *Ampullina* sp. Bojnice, Kúpele-chaty, grandeur naturelle.

Planche XLVI

1. Le complexe saumâtre oscillatoire *Diastoma roncanum* (Brongniart), *Turritella vinculata* Zittel. Obid 13, 401,9 m; 1,5×. Le complexe marin oscillatoire.
2. *Tympanotonos ajkaensis balleghi* Andrusov
3. *Battilaria turbai* Andrusov. Bojnice-Kalvária, 2×
4.—5. *Diastoma roncanum* (Brongniart)
6. *Tympanotonos* sp. Bojnice, Kúpele-chaty, 2×.

Planche XLVII

1. La partie supérieure du complexe marin oscillatoire; *Meretrix* sp., *Pyrazus focillatus* (De Gregorio). Čenkov 2, 267,7 m; 0,85×.
2. La partie supérieure du complexe saumâtre oscillatoire; *Diastoma roncanum* (Brongniart), *Turritella vinculata* Zittel. Obid 13, 401,9 m; 1,2×.

Planche XLVIII

1. Le complexe marin oscillatoire avec Coraux. Obid 13, 401,90 m; 1,2×.
2. Le complexe supérieur des argiles houillères *Meretrix* div. sp., *Dreissena eocaena* (un. — Chalm.). Čenkov 1, 384 m; grandeur naturelle.

Planche XLIX

1. La partie supérieure du complexe marin oscillatoire avec *Nummulites striatus* (Brug). Čenkov 2, 265,9 m; 1,8×.
2. Le complexe marin oscillatoire (cycle); *Nucula* cf. *fragilis* Deshayes. Obid 12, 496 m; 0,58×.
3. La partie supérieure du complexe marin oscillatoire *Cardita* sp. Čenkov 2, 221 m; 0,63×.

Planche L

1. La partie supérieure du complexe marin oscillatoire; *Meretrix* sp. Obid 15, 359,9 m; grandeur naturelle.
2. La partie supérieure du complexe marin oscillatoire; *Psammobia* sp., *Cardita* sp. Obid 6, 498,8 m; grandeur naturelle.

Planche LI

1. Le complexe marin avec; *Nummulites* et *Mollusques* rares *Chlamys biarritzensis* (D'Arch). Bojnice, Kalvária; 1,5×.
2. Le complexe marin avec *Nummulites* et *Mollusques* rares; *Chlamys* sp. Obid 15, 340 m; 1,25×.

Planche LII

1. Le complexe marin aux mollusques rares *Parvamussium squamulum* (Lamarck). Čenkov 2, 122,8 m; 5×.
2. Le complexe marin aux mollusques rares *Chlamys biarritzensis* (D'Arch). Obid 15, 340 m; 1,7×.

Photo: M. Pellérdi, L. Deák
Traduit par: B. Kecskés, E. Bleho

BIBLIOGRAPHIE

Andrusov, D. 1938: Nové paleogénne fauny Slovenska. Zbor. Slov. ban. Múz. (Banská Štiavnica), 2, p. 17—19.

Andrusov, D. 1950: Geologická stavba okolia bojnických kúpeľov. Geol. Zbor. Slov. Akad. vied (Bratislava), 1, Nr. 2-3-4, p. 279—280.

Andrusov, D. 1953: Nové paleontologické nálezy v karpatskom paleogéne. Geol. Zbor. Slov. Akad. vied (Bratislava), 4, 1—2 p. 431—496.

Bartha, F. — Kecskeméténé-Körmendy, A. 1963: Biosztratigráfiai vizsgálatok a dorogi-medence eocén koru molluszkumos képződményein. — Examen biostratigraphique des formations éocènes à Mollusques du Bassin de Dorog. Földt. Közl. (Budapest), 93, p. 451—465.

Čechovič, V. 1937: Mapovanie severovýchodnej časti nitrianskeho údolia. Manuskript — Archív AP Handlová.

Čechovič, V. 1938: Správa o starších výskumných prácach v širšom okolí Parkána. Manuskript — Geologický prieskum Turčianske Teplice.

Čechovič, V. 1949: Správa o výskytoch uhlia v okolí Hronskej Kamenice, okr. Štúrovo. Manuskript — Geologický prieskum Turčianske Teplice.

Dobra, E. 1960: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie paleogénnych sedimentov v oblasti Štúrova. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 59, p. 45—68.

Gross, P. — Franko, O. — Samuel, O. 1970: Geológia centrálnokarpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 52, p. 19—34.

Hantken, M. 1865: A Buda-esztergomi vidék szerves testek képezte kőzetei. — (Les roches organogènes de la région de Buda et Esztergom en hongrois). Math. és Term.-tud. Közl. (Budapest), 4, p. 1—12.

Hantken, M. 1868/a: Die geologischen Verhältnisse der Ajkaer Kohlenbildung. Ver.-K.-kön. geol. Reichsanst. (Wien), 18. p, 74.

Hantken, M. 1868/b: Lábatlan vidékének földtani viszonyai. Die Umgebung von Lábatlan.. — Verh.-K.-kön. geol. Reichsanst. (Wien), 18, p. 6.

Hantken, M. 1871: Die geologischen Verhältnisse des Graner Braunkohlengebieten. Jber Kön. Ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 1, p. 1—147.

Hantken, M. 1875: Neue Daten zur geologischen und paläontologischen Kenntnis

des südlichen Bakony. Jber. Kön. Ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 3, p. 339—371.
Hantken, M. 1884: Uj adatok a buda-nagykovácsi hegység és az esztergomi vidék föld-és őslénytani ismeretéhez. — Ért. Term. Tud. Kör. (Budapest), 14, p. 1—52. — (Nouvelles données à la connaissance géologique et paléontologique des Monts de Buda — Nagykovácsi et de la région d'Esztergom; en hongrois.)
Horusitzky, H. 1898: Die agrogeologischen Verhältnisse des unteren Ipoly und Garamthales. Jber. Ungarn. geol. Anstalt (Budapest).
Kantorová, V. 1952: Doterajšie výsledky mikropaleontologického bádania v Kravanoch n/Dunajom. Manuskript — GÚDŠ, Bratislava.
Kecskemétiné — Körmendy, A. 1962: A tokodi Erzsébet-akna és a csolnoki VI-os akna eocén rétegeinek őslénytani vizsgálata. — Etudes paléontologiques concernant les couches éocènes dans le puits „Erzsébet" a Tokod et puits VI. a Csolnok Magy. áll. földt. Intéz. Évi Jelent (Budapest) p. 211—229.
Kecskemétiné — Körmendy, A. 1966: A Dorogkörnyéki eocén biofáciés viszgálata. — L'étude des biofacies de l'Eocène aux environs de Dorog. Magy. áll. Földt. Intéz. Évi Jelent. (Budapest), p. 329—337.
Kecskemétiné — Körmendy, A. 1972: A Dorogi-medence eocén molusca faunája. — Die Eozäne Molluskenfauna des Doroger Beckens. Magy. áll. földt. Intéz. Évi Jelent. (Budapest), 55, 2, p. 147—285.
Kecskemétiné Körmendy, A. — Mészáros, N. 1973: Az Északkeleti-Bakony eocén parti-fáciesének Molluszkafaunája (szerkesztés alatt).
Kecskeméti, T. — Vaňová, M. 1972: Nummulites of the Dorog-Štúrovo basin. Zbor. geol. Vied, Rad ZK (Bratislava), 17, p. 104—146.
Kopek, G. — Dudich, E. — Kecskeméti, T. 1972: Essai comparatif sur la paleogéographie éocène de la Transdanubie et de la Slovaquie du Sud. Zbor. geol. Vied, Rad ZK (Bratislava), 17, p. 147—164.
Kopek, G. — Kecskeméti, T. 1965: Oberlutetische Transgression in nordöstlichen Bakony-Gebirge. Ann. hist.-natur. Mus. nat. hung. (Budapest) 57, S. 95—107.
Matějka, A. 1949: Geologie terénu mezi Madarem a Kamennými Ďarmoty. Manuskript — Ústřední ústav geologický, Praha.
Ondrejičková, A. — Seneš, J. 1965: Oligocén južného Slovenska a jeho fauna mäkkýšov. Zbor. geol. Vied, Rad ZK (Bratislava), 4, p. 145—198.
Oppenheim, P. 1891: Sprach über die Brackwasser-Fauna des Eocän im nordwestlichen Ungarn. Z. Dtsch. geol. Gesell. (Berlin), 43, p. 801—811.
Oppenheim, P. 1892: Über einige Brackwasser und Binnenmolusken aus der Kreide und dem Eocän Ungarns. Z. Dtsch. geol. Gesell. (Berlin), 46, p. 697—818.
Oppenheim, P. 1901: Über einige alttertiäre Fauen der österreichisch-ungarischen Monarchie. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orients (Wien), 13, p. 145—227.
Papšová, J. 1970: Nové nálezy fauny v paleogéne okolia Bojníc. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 52, p. 285—300.
Papšová, J, 1972: Sur les représentants de la super-famille des Cerithiacea de l'Éocène de la Slovaquie. Zbor. geol. Vied, Rad ZK (Bratislava), p. 149—203.
Samuel, O. — Vaňová, M. 1967: Nové poznatky o stratigrafii eocénu v okolí Štúrova. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 41, p. 41—52.
Seneš, J. 1949: Geologické štúdiá terciéru južného Slovenska (List Kamendín a Parkan). Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 23, p. 1—76.
Seneš, J. 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 59, p. 5—44.
Stache, G. 1867: Das Gebiet der Schwarzen und Weissen Waag. Verh.-K.-kön. geol. Reichsanst. (Wien),
Strausz, L. 1966: Dudari eocén csigák. — Die Eozängastropoden von Dudar in Ungarn. Geol. Hung. Ser. Pal. (Budapest), 33, p. 1—200.
Szabo, J. 1895: Geológiai adatok a dunai trachytcsoport balparti részére vonatkozólag. Földt. Közl. (Budapest), 25.
Szőts, E. 1938: A móri Antalhegy óharmadkori képződményei. A „Földt. Szemle" (Budapest), p. 1—42. — (Les formations paléogènes du mont Antalhegy a Mór en hongrois.)
Szőts, E. 1939: Adatok a bajóti eocén őslénytani ismeretéhez. Beiträge zur paläontologischen Kenntnis des Eocäns von Bajót. — Földt. Közl. (Budapest), 69, p. 178—190.

Szőts, E. 1943: Paläontologische Angaben zur Kenntnis der „Cerithium bakonicum-Schichten" und des urkuter Mergels.-Őslénytani adatok a „Cerithium bakonicum rétegek" és az úrkúti márga ismeretéhez. Ann. Hist.—natur. Nus. nat. hung. P. Min. Geol. Pal. (Budapest), 36, p. 61—81.
Szőts, E. 1948: Az Északi Bakony eocén képződményei. (Les formations éocènes du Bakony septentrional en hongrois.) Földt. Közl. (Budapest), 78, p. 39—59.
Szőts, E. 1952: Adatok az Esztergomi-medence középsőeocén kőszénképződményeinek ismeretéhez. — Contributions à la connaissance des houileres éocènes moyennes du bassin d'Esztergom. Magy. áll. földt. Intéz. Evi Jelent 1949-rol (Budapest), p. 21—24.
Szőts, E. 1953: Magyarország eocén puhatestüi. I. Gánt környéki eocén puhatestüek. Mollusques éocènes de la Hongrie. I. Les mollusques éocenes des environs de Gánt. — Geologica hung., Ser. paleont. (Budapest), 22, p. 1—270.
Szőts, E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — L'Eocène (Paleogène) de la Hongrie. — Geologica hung., Ser. geol. (Budapest), 9, p. 1—320.
Vaňová, M. 1972: Nummulites from the area of Bojnice, the upper — Hron depression, and the Budín Paleogene around Štúrovo. Zbor. geol. Vied, Rad ZK (Bratislava), 17, p. 5—104.
Volfová, J. 1959: Makropaleontologické hodnotenie paleogénu z oblasti Štúrova. Manuskript — Geologický prieskum Turčianske Teplice.
Zittel, K. 1862: Die obere Nummulitenformation in Ungarn. Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss., math.-natur. wiss. Kl. (Wien), 46, p. 353—395.

Geologické práce, Správy 61 | str. 305–313 | Bratislava | 1973

ZOLTÁN SCHMIDT*

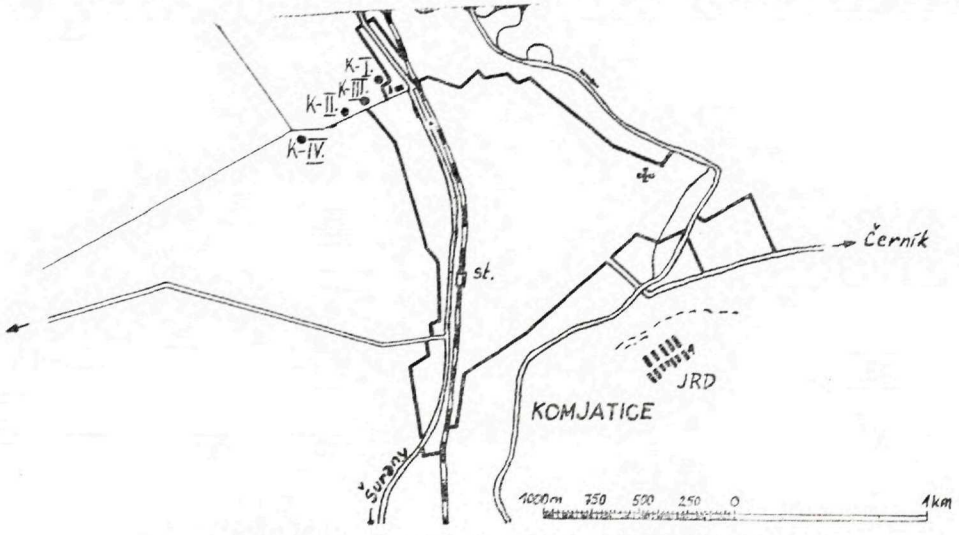
FOSÍLNE MÄKKÝŠE SPRAŠOVÉHO KOMPLEXU V KOMJATICIACH V PODUNAJSKEJ NÍŽINE

(4 obr. v texte, 4 tab. na kriede, angl. resumé)

Abstract. With qualitative-quantitative analyses and paleoecological characterization (in the conclusion) of fossil molluscs the paper contributes to complex evaluation of the loess complex in Komjatice (Nitrianska pahorkatina Upland) in the Danube Lowland. With paleontological proving material it completes general characterization of glacial periods, which separate distinct interglacial fossil soil horizons without fauna and in the sense of Vaškovsky's (1969) stratigraphic interpretation points to the paleobiogeographical significance of fossils gained from the glacial period of the Earlier Pleistocene.

V roku 1965 som robil v rámci regionálneho kvartérno-geologického výskumu Nitrianskej pahorkatiny paleomalakozoologický výskum sprašového komplexu komjatickej tehelne. V tejto práci uvádzam podrobný rozbor nálezov z odobraných vzoriek, v závere paleoekologickú charakteristiku získaných fosílií a ich biostratigrafický význam i význam z hľadiska ochrany prírody.

Tehelňa sa nachádza na severozápadnom okraji obce Komjatice. V komjatickom sprašovom komplexe boli vykopané štyri sondy. Z I. a III. sondy sa odobrali vzorky pre paleontologický výskum (obr. 1). Dôležitou sa ukázala



Obr. 1 Lokalizácia sondážnych profilov v komjatickej tehelni
Fig. 1 Location of test pit profiles in the Komjatice brick-kiln

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

sonda K-I. V profile tejto sondy vystupujú až po bázu kvartérnych sedimentov pórovité vápnité spraše, väčšinou s konkréciami $CaCO_3$, svahové piesčité hliny, nižšie potom piesčité hliny a na báze fluviálne piesčité štrky. Pleistocénny komplex pokrýva holocénna až recentná černozem. Podložie kvartérnych sedimentov tvorí slabo piesčitý, sivozelený alebo zelenomodrastý plastický a sľudnatý pliocénny íl. (I. Vaškovský 1969). V sonde K-I môžeme rozlíšiť niekoľko (5) fosílnych pôdnych horizontov (obr. 1).

Kvalitatívno-kvantitatívna analýza mäkkýšov

Z obidvoch sond komjatickej sprašovej série sa získalo spolu 5218 kusov rôzne zachovaných juvenilných i dospelých jedincov. Z toho množstva bolo určených dovedna 26 druhov fosílnych mäkkýšov:

1.	*Planorbis planorbis* (L.)	1 kus	0,02 %
2.	*Cochlicopa lubrica* (Müll.)	3	0,06
3.	*Cochlicopa lubricella* (Porro)	2	0,04
4.	*Columella columella* (Mart.)	73	1,40
5.	*Vertigo parcedentata* (A. Br.)	2	0,04
6.	*Orcula dolium* (Drap.)	3	0,06
7.	*Pupilla triplacata* (Stud.)	12	0,23
8.	*Pupilla muscorum* (L.)	1977	37,89
9.	*Pupilla muscorum densegyrata* (Lžk.)	2	0,04
10.	*Pupilla sterri* (Vth.)	402	7,70
11.	*Pupilla loessica* (Lžk.)	223	4,27
12.	*Vallonia costata* (Müll.)	12	0,23
13.	*Vallonia pulchella* (Müll.)	1	0,02
14.	*Vallonia tenuilabris* (A. Br.)	928	17,78
15.	*Chondrula tridens* (Müll.)	14	0,27
16.	*Succinea oblonga* (Drap.)	1385	26,54
17.	*Succinea s. Oxyloma sp.*	1	0,02
18.	*Catinella arenaria* (B. — Ch.)	1	0,02
19.	*Limacidae sp.*	1 kus	0,02 %
20.	*Cecilioides acicula* (Müll.)	1	0,02
21.	*Clausilia dubia* (Drap.)	16	0,31
22.	*Helicopsis striata* (Müll.)	77	1,47
23.	*Perforatella bidentata* (Gm.)	9	0,17
24.	*Trichia striolata* (C. Pf.)	15	0,29
25.	*Trichia hispida* (L.)	37	0,71
26.	*Arianta arbustorum* (L.)	20	0,38
	Spolu	5218 kusov	

Rozbor paleontologického materiálu z odobraných vzoriek obidvoch sond (K-I, K-III) komjatickej sprašovej série uvádzam kvôli prehľadu na priložených tabuľkách (obr. 2, 3), ktoré ilustrujú druhové i početné zastúpenie mäkkýšov vo všetkých vrstvách obsahujúcich konchýlie. Väčšinou ide o dobre

alebo čiastočne zachované jedince; v mnohých prípadoch o fragmenty ulít, čo veľmi sťažilo ich určovanie* i obvyklý odhad počtu fragmentov na počet jedincov.

BIOTOP		DRUH	VRSTVA																	
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
X		COCHLICOPA LUBRICELLA							1												
O	++	COLUMELLA COLUMELLA		1	1		1		1									4			
S	(+)	PUPILLA TRIPLICATA				1	4														
O	+	PUPILLA MUSCORUM					14	2	8	10				36		160	290	610	190	108	
S	+	PUPILLA STERRI		13	4			1		12											
O	x++	PUPILLA LOESSICA		24	11		13	1	3	6											
S	+	PUPILLA cf. STERRI					1														
O	(+)	VALLONIA COSTATA				1	1		2												
O	++	VALLONIA TENUILABRIS		2	4		1	7	7	15				51		30	180	190	22	3	
S	(+)	CHONDRULA TRIDENS	1				1	1													
V	+	SUCCINEA OBLONGA	3	15	26		4	25	17	6				106		32	110	85	11	8	
O	(+)	CATINELLA ARENARIA								1											
S	!	CECILIOIDES ACICULA	1																		
Ls	(+)	CLAUSILIA DUBIA		1	1		2														
S	+	HELICOPSIS STRIATA				2	2	10	5	11							1	1	1		
L(M)	(+)	TRICHIA STRIOLATA												15							
M	+	TRICHIA HISPIDA					2	1										1			
L(M)	(+)	ARIANTA ARBUSTORUM					1														
		SPOLU:	5	56	47	4	47	48	44	61				208		222	581	891	224	119	

Obr. 2 Tabuľka nálezov fosílnych mäkkýšov v sedimentoch sondy Komjatice I. (Zostavil Z. Schmidt 1970).

Fig. 2 Table of finds of fossil molluscs in sediments of the test pit Komjatice

Záver

Ekologické vyhodnotenie fosílnych mäkkýšov

Na stepný (S) biotop (suché slnečné stanovište bez drevín) poukazujú: z pupilovej fauny *Pupilla triplicata* (Stud.) a *Pupilla sterri* (Vth.); z valónií *Vallonia pulchella* (Müll.); ďalej *Chondrula triends* (Müll.), *Cecilioides acicula* (Müll.) a *Helicopsis striata* (Müll.). Výrazným xerotermným (X) druhom je *Cochlicopa lubricella* (Porro).

Otvorené (O) stanovištia bez drevín obývali prvky po,oxerotermného rázu. V komjatickom sprašovom komplexe k takýmto druhom patria: *Columella columella* (Mart.), *Vertigo percedentata* (A. Br.), *Pupilla muscorum* (L.), vyhynuté druhy pupil *Pupilla loessica* (Lžk.) a *Pupilla muscorum densegyrata*

* Paleontologický materiál uvedený v tejto práci ochotne revidoval a v mnohých prípadoch determinoval RNDr. Vojten Ložek, Dr.Sc., za čo mu ďakujem. Za konzultovanie geologicko-kvartérnej problematiky vďačím RNDr. I. Vaškovskému, CSc.

BIOTOP		DRUH	VRSTVA																									
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Vb	+	PLANORBIS PLANORBIS																						1						
M	+	COCHLICOPA LUBRICA																					1		1	1				
X		COCHLICOPA LUBRICELLA													1															
O	++	COLUMELLA COLLUMELLA		3	1			52	5	4																				
O	++	VERTIGO PARCEDENTATA						2																						
L	(+)	ORCULA DOLIUM																					1	1	1					
S	(+)	PUPILLA TRIPLICATA							1	1		2			2	1														
O	+	PUPILLA MUSCORUM		176		14	5	208	36	15		8	8		35	1				37	2	1			1		1			1
S	+	PUPILLA STERRI		8		4							1	1	1		16			72	172	93								1
O	x++	PUPILLA LOESSICA		19		70	5	42	20	2		1			6															
O	x++	PUPILLA MUSCORUM DENSEGYRATA		1																					1					
O	(+)	VALLONIA COSTATA								1	4				2					1										
O		VALLONIA PULCHELLA													1															
O	++	VALLONIA TENUILABRIS		5	19	1		11	6	3	2	6	5	3	41	1			2	267	9	3			1					1
S	(+)	CHONDRULA TRIDENS									1		3										1		1	1	1	1	1	1
V	+	SUCCINEA OBLONGA	2	56	126	108	15	261	73	28	7	10	26	12	11	4	1			162	16	1		1	1	1	8	3	1	5
V	+	SUCCINEA S. OXYLOMA SP.																											1	
M	+	LIMACIDAE SP.																									1			
Ls	(+)	CLAUSILIA DUBIA			2			5	1														1				1	1	1	
S	+	HELICOPSIS STRIATA									6	3	6		12		4	3		1	3	3			1	1			1	
Lv	(+)	PERFORATELLA BIDENTATA																					1	1	2	1	1	1	1	1
M	+	TRICHIA HISPIDA			11	4			1	2			1		1	1		1					1	1	2	2	2	1		2
L(M)	(+)	ARIANTA ARBUSTORUM			1	1																	1	2	5	2	2	2	2	1
		SPOLU:	2	268	160	200	25	581	143	56	20	30	50	16	113	8	21	4	2	540	202	131	7	7	17	9	17	9	8	13

Obr. 3 Tabuľka nálezov fosílnych mäkkýšov v sedimentoch sondy Komjatice III. (Zostavil Z. Schmidt 1970.)

Fig. 3 Table of finds of fossil molluscs in sediments of the test pit Komjatice III. (Compiled by Z. Schmidt 1970)

(Lžk.); potom *Vallonia costata* (Müll.), *Vallonia pulchella* (Müll.), *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) a *Catinella arenaria* (B. — Ch.).

Z vlhkomilných (V) druhov nemožno opomenúť bohaté populácie *Succinea oblonga* (Drap.), resp. *Succinea s. Oxyloma sp.* v prípade 27. vzorky sondy K-III.

K mezofilným (M) prvkom, prípadne k lesným (L) druhom zaraďujeme: *Cochlicopa lubrica* (Müll.), *Trichia hispida* (L.), *Trichia striolata* (C. Pf.), *Arianta arbustorum* (L.) a *Limacidae sp.* Typickým lesným prvkom je *Orcula dolium* (Drap.). Na vlhký až mokrý lesný biotop (Lv) sa viaže druh *Perforatella bidentata* (Gm.).

Na suchý les až lesostep, xerotermné kroviská alebo čiastočne porastené skaly (Ls) poukazuje *Clausilia dubia* (Drap.).

Na prítomnosť vodného biotopu (Vb) upozorňuje *Planorbis planorbis* (L.).

Ako sme už spomenuli z kopaných sond v komjatickom sprašovom komplexe je významná sonda K-I. V celom profile môžeme makrolitologicky rozlíšiť niekoľko sprašových sérií, ktoré predeľujú výrazné interglaciálne fosílne pôdne horizonty bez fauny. Nie je vylúčená možnosť existencie makrolitologicky ťažšie identifikovateľného fosílneho pôdneho horizontu v prípade štvrtej vzorky (odber 1,90—2,20 m). Odlišnosť ekologických kritérií pripúšťa nápadný pokles celkového množstva (4 kusy) jedincov fosílnych mäkkýšov voči takmer konštantnému globálnemu zastúpeniu počtu jedincov v odberoch v nadložných i podložných vrstvách. V každom prípade mohlo ísť len o teplejší (?) výkyv v oblastnom charaktere klímy (chladne a suché podnebie sprašovej stepi) predchádzajúceho časového úseku. Túto skutočnosť presvedčivo potvr-

dzujú nálezy striatovej fauny s *Helicopsis striata* (Müll.) i nálezy takých druhov ako *Pupilla triplicata* (Stud.) a *Vallenia cestata* (Müll.).

Terikolný druh *Cecilioides acicula* (Müll.), obývajúci vrchné vrstvy pôdy na xerotermných biotopoch a stepný prvok *Chondrula tridens* (Müll.), ktoré sa našli v najvrchnejšom horizonte (0,00—0,75 m), svedčia o suchej teplej klíme kultúrnej stepi. *Succinea oblonga* (Drap.) avizuje lokálne zvlhčenie biotopu v blízkosti vodného toku.

Xerotermný ráz biotopov 2. a 3. vzorky (0,75—1,90 m) dokazuje prevaha prvkov otvorených stanovíšť i stepných elementov. Prítomnosť chladných druhov — *Pupilla loessica* (Lžk.), *Pupilla sterri* (Vth.), *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) a *Columella columella* (Mart.) poukazujú na chladný ráz podnebia. Malý počet populácií týchto druhov, menovite druhu *Vallonia tenuilabris* (A. Br.), nevylučuje predpoklad lokálne zvlhčenej, veľmi chladnej a suchej klímy (*Succinea oblonga*) sprašovej stepi, prípadne lesostepi. Zvlhčenie biotopu zapríčinila opätovná blízkosť údolnej nivy. Ostatne na lesostep, resp. xerotermné kroviská poukazuje aj nález druhu *Clausilia dubia* (Drap.).

Na vyznievanie chladnej suchej klímy s maximom vo vzorkách 6—7 (2,60—4,00 m) upozorňuje vzájomný pomer fosílnych mäkkýšov otvorených a stepných stanovíšť i prítomnosť vlhkých (*Succinea oblonga*) a mezofilných elementov ako *Trichia hispida* (L.), *Arianta arbustorum* (L.) a *Clausilia dubia* (Drap.) v 5. vzorke (2,20—2,60 m). Nemôžeme vylúčiť existenciu lesostepi v blízkosti údolnej nivy. Vývoj tejto sprašovej série začína markantným nástupom chladnej a suchej klímy sprašovej stepi. Tento fakt dokumentujú vedúce druhy chladnejších oblastí geografického rozšírenia, najmä *Vallonia tenuilabris* (A. Br.), *Pupilla loessica* (Lžk.), *Pupilla sterri* (Vth.) a nie menej významná *Helicopsis striata* (Müll.) v 8. vzorke (4,00—5,20 m) v nadloží výrazného pedokomplexu (vzorky 9, 10, 11 v metráži od 5,20 do 7,40 m), ktorý je faunisticky sterilný.

Malakofauna vo vzorke 12 (7,40—9,00 m) nie je zastúpením druhov atypická v porovnaní s faunistickým zlo-

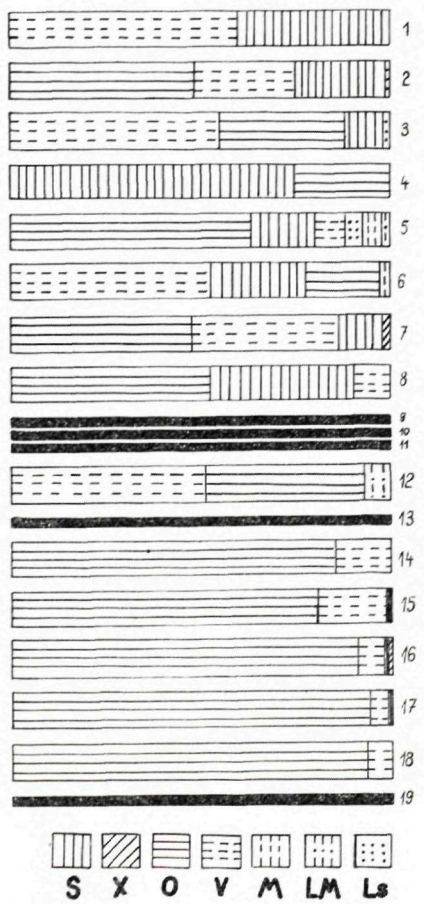


Fig. 4 Percentage representation of elements of consistent biotopes in the individual samplex of the profile of the pit K-I in Komjatice. (Compiled by Z. Schmidt, 1970)

Obr. 4 Percentuálne zastúpenie prvkov zhodných biotopov v jednotlivých vzorkách profilu sondy K-I v Komjaticiach. (Zostavil Z. Schmidt 1970.

žením sprašových sérií v pahorkatinách Podunajskej nížiny (V. Ložek 1955, 1964). Percentuálne (51 %) prevláda vlhkomilný prvok *Succinea oblonga* (Drap.) a vedúci chladnomilný element *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) predstavuje 24,5 % celkového počtu zastúpených mäkkýšov v tejto vzorke. Zaujímavá je prítomnosť početnej (17,3 %) populácie *Pupilla muscorum* (L.) i výrazného počtu (7,2 %) tríchiovej fauny — *Trichia striolata* (C. Pf.). Takéto spektrum mäkkýšov hovorí celkom zreteľne o extrémne chladnej sprašovej lesostepi.

Vývoj sprašovej série aj uprostred makrolitologicky rozlíšiteľných pedokomplexov vzorky 13 (9,00—9,80 m) a vzorky 19 (12,30—14,00 m) sa zdá byť ekologicky jednotný a faunisticky príbuzný s najbližším fosílienosným horizontom v nadloží (vzorka 12). Konštantné zastúpenie prvkov otvorených stanovíšť, pupilovej fauny a vedúceho druhu chladných fáun — *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) svedčí o chladnom suchom podnebí lokálne zvlhčenej sprašovej stepi (silné populácie *Succinea oblonga*) blízkosťou riečneho toku; s maximom vo vzorkách 15 a 16 (11,00—11,70 m). Minimum takto charakterizovanej klímy sa z pochopiteľných príčin ukazuje na začiatku a na konci (vyznievaním) vývoja sprašovej série. Nevylučuje sa možnosť existencie lesostepného biotopu v období vzniku sprašového pokrovu vzorky 16 (11,30—11,70 m). Signalizuje ho okrem *Succinea oblonga* (Drap.) aj nález *Trichia hispida* (L.).

Nemá význam ekologicky vyhodnocovať nálezy fosílnych mäkkýšov z tretej sondy (K-III) sprašového komplexu komjatickej tehelne, lebo ide o neprehľadnú chronológiu vývoja sedimentov, zapríčinenú jednak troskovite (veľmi ťažko determinovateľné fragmenty konchýlií) zachovanými ulitami mäkkýšov vo vrstvách vzorky 21—28, (čo dokazuje, že ide o splachový materiál na svahu pahorkatiny), jednak nedostatkom kritérií pre odlíšenie preukázateľných pedokomplexov. Nálezy typických druhov lesných stanovíšť ako *Clausilia dubia* (Drap.), *Orcula dolium* (Drap.), *Perforatella bidentata* (Gm.), *Arianta arbustorum* (L.) a mezofilných prvkov *Cochlicopa lubrica* (Müll.), *Trichia hispida* (L.), *Limacidae sp.* i vlhkomilného elementu *Succinea oblonga* (Drap.), či nález druhu *Planorbis planorbis* (L.) v uvedených vzorkách 21—28, majú absolútnu prevahu nad výskytom a populáciami otvorených a stepných stanovíšť — *Pupilla triplacata* (Stud.), *Pupilla sterri* (Vth.), *Pupilla muscorum densegyrata* (Lžk.), *Vallonia tenuilabris* (A. Br.), *Chondrula tridens* (Müll.) a *Helicopsis striata* (Müll.). Presvedčivo dokumentujú lesostep (obraz 3). Faunisticky obsah sedimentov v nadloží uvedených vzoriek (21—28) ostro kontrastuje zastúpením malakofauny s prevahou prvkov stepného rázu biotopu, pochopiteľne s prihliadnutím aj na lokálne zmeny zvlhčenia biotopu zapríčinené blízkosťou údolnej nivy.

Biostratigrafický význam fosílnych mäkkýšov

Stratigrafické vyhodnotenie sedimentov sprašového komplexu v Komjaticiach urobil I. Vaškovský (1969), preto sa netreba o ňom opätovne zmieňovať. Ekologické vyhodnotenie fosílnych mäkkýšov len doplňuje celkovú charakteristiku glaciálnych období. Z biostratigrafického hľadiska má však význam bohatý výskyt fauny vo vzorke 12 (7,40—9,00 m). Malakospektrum tejto vzorky upozorňuje na extrémne chladnú klímu sprašovej lesostepi a po-

tvrdzuje predpoklad glaciálneho obdobia, o ktorom sa zmienil Vaškovský aj v súvislosti s unikátnym výskytom vulkanického popola v tejto vrstve (I. Vaškovský — E. Karolusová, 1969), ktorú zaradil do mindelského chladného obdobia (I. Vaškovský, 1969). Z paleobiogeografického hľadiska ide vzhľadom na Vaškovského datovanie tejto vrstvy o dôležité konštatovanie. Prepokladali by sme, že mindelský glaciál by výrazne ovplyvnil nielen zloženie a percentuálne zastúpenie vedúcich chladných druhov malakospektra, ale predovšetkým by podmienil celkový charakter uchovania konchýlií. V prípade Vaškovského stratigrafickej interpretácie by preto z aspektu paleomalakologického výskumu Slovenska nebolo bezvýznamné konštatovanie tak dobre zachovanej a v takom veľkom počte zastúpenej fauny fosílnych mäkkýšov v mindelskom glaciáli vôbec (V. Ložek 1955, 1964; Z. Schmidt 1967, 1969).

Význam lokality z hľadiska ochrany prírody

Kvartérno-geologický výskum (I. Vaškovský 1966, 1967, 1969) ukázal, že profil v sprašovom komplexe v tehelni v Komjaticiach môže byť pre svoju stratigrafickú členitosť, zachovanosť vrstiev starého pleistocénu a priaznivú polohu vhodným študijným príkladom stratigrafického vývoja sprašovej série v štruktúrnych pahorkatinách Podunajskej nížiny. Z toho dôvodu Geologický ústav D. Štúra v Bratislave navrhol časť tejto lokality za náleziskо chránené Slovenským ústavom pamiatkovej starostlivosti a ochrany prírody. Význam ochrany tejto lokality vyzdvihli aj účastníci exkurzie v rámci Medzinárodného sympózia INQUA „Spraš, periglaciál, paleolit" v roku 1968 (I. Vaškovský 1968; I. Vaškovský — J. Kukla 1969) a tiež účastníci XXIII. Medzinárodného geologického kongresu — exkurzia 31, kvartér Západných Karpát (M. Lukniš — I. Vaškovský 1967).

Túto skutočnosť ďalej podporuje unikátny nález vulkanického popola v pleistocénnom sprašovom súvrství, ojedinelý aj v európskom meradle (I. Vaškovský — E. Karolusová 1969) a pozoruhodné paleontologické nálezy (Z. Schmidt 1965).

Paleontologický výskum (Z. Schmidt 1965) podčiarkuje opodstatnenosť ochrany tejto lokality, lebo okrem dokumentácie chronolgického vývoja fosílnych mäkkýšov v pleistocéne Slovenska ilustruje zároveň školský príklad troskovite zachovaných konchýlií splachového sedimentu na svahoch pahorkatín strednej časti Podunajskej nížiny. Paleomalakozoologický výskum rekonštruuje geografické prostredie v lokálnom i regionálnom ponímaní (získal poznatky o biotopoch, klimatických podmienkach), stanovuje vek najmladších vrstiev würmského glaciálu a vyznačuje priebeh klimatických oscilácií stredného pleistocénu.

Do tlače odporučil J. Vaškovský

LITERATÚRA

Ložek, V. 1955: Měkkýši československého kvartéru. Praha.
Ložek, V. 1964: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Praha.
Lukniš, M. — Vaškovský, I. 1967: Quaternary of the West Carpathians. IGC XXIII. sessien, Prague 1968. Quide to Excursion 31 AC Czechoslovakia. Bratislava.
Schmidt, Z. 1965: Paleomalakozoologický obsah sprašového komplexu v Komjaticiach

a vzoriek z orientačného paleontologického výskumu v lokalitách Nitra-Čermáň, Čenkovský les a Marcelová. Manuscript — archív GÚDŠ. Bratislava.
Schmidt, Z. 1967: Fauna fosílnych mäkkýšov sprašového komplexu v Búči (údolie Dunaja) a z vrtov DŽ-2 Svedín (Hronská pahorkatina) a DP-4 Dolinka (Ipeľská kotlina) Manuscript archív GÚDŠ Bratislava.
Schmidt, Z. 1969: Paleontologické vyhodnotenie kvartérnych mäkkýšov porfilu SE-1 v Senci. Čiastková záverečná správa, Manuscript archív GÚDŠ Bratislava.
Vaškovský, I. 1966: Kvartérno-geologický výskum na liste Bánovce nad Bebravou, okolia Nitry—Komjatíc, údolia Váhu Ružomberok—Kraľovany, list Gbelce. Manuscript v archíve GÚDŠ Bratislava.
Vaškovský, I. 1967: Über das Quartär der Donauniederung. Geologické práce, Správy 42. Bratislava.
Vaškovský, I. 1968: Obnaženie Milanovce i Komjatice. In Coll., 1968: Provodnik k ekskursiji lessovych zon v Čechoslovakiji. ČSAV — Geografický ústav. Brno.
Vaškovský, I. 1969: Deux profils caractéristiques de la Slovaquie. La stratigraphie des loess d'Europe. Supplément au Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire. INQUA, Paris.
Vaškovský, I. — Karolusová, E. 1969: Prvý nález vulkanického popola v sprašiach komjatickej tehelne. Geologické práce, Správy 50. Bratislava.
Vaškovský, I. — Kukla, J. 1969: Die Fundstellen in der Slowakei. In Demek J. Kukla, J. (Red.) „Periglazialzone, Löos und Paläolithikum der Tschechoslowakei Brno.

Z. SCHMIDT

FOSSIL MOLLUSCS OF THE LOESS COMPLEX IN KOMJATICE IN THE DANUBE LOWLAND

(Summary of the Slovak text)

The paper summarizes the results of paleomalacological investigation (Z. Schmidt 1965) of the loess complex of the brick-kiln in Komjatice (figure 1) in the Danube Lowland. It presents a detailed analysis of finds from collected samples (figures 2, 3), in the conclusion a paleoecological characterization (figure 4) of gained fossils and points to the paleobiogeographical significance of molluscs from the glacial period fo the Earlier Pleistocene as well as to the significance from the standpoint fo nature protection.

The fossil molluscs were gained from the profile (I. Vaškovský 1969) of the loess complex in the brick-kiln of Kojmatice at the northwestern margin of the community. From biostratigraphic view the first test pit (K-I) is important. In the profile of this test pit from the top to the base of the Quaternary sediments are present loesses (porous, calcareous, mostly with concretions of $CaCO_3$) and fossil loess soils, slope sandy loams, in downward direction sandy loams and at the base fluvial sandy gravels (terrace of the Nitra river). The Pleistocene complex of strata is covered with Holocene to Recent black earth. The underlier of Quaternary sediments is formed by slightly sandy, greyishgreen or greenishblue plastic micaceous Pliocene clay (I. Vaškovský 1966, 1968, 1969). In the test pit K-I we may distinguish severl (5) horizons of fossil soil without fauna.

Ecological evaluation of the malacofauna bas shown that at the locality sedimentation of loesses was taking place under conditions of cold, dry and; of locally humidified (proximity of flood-plain) steppe or steppe-forest on the whole.

As to the finds of fossil molluscs from the third test pit (K-III) of the loess complex of the Komjatice brick-kiln, their ecological evaluation is not necessary to mention in this paper as unclear chronology of development of sediments is concerned, caused by fragmentary preservation of mollusc shells in beds of sample 21—28 (attesting to material washed down from the upland slope) as well as by lack of criteria for distinguishing of

provable predocomplexes. The faunistic content of sediments in the overlier of the quoted samples (21—28) is in sharp contrast in representation of malacofauna with elements steppe character of the biotope predominating, as natural, also with regard to local changes of humidification of the biotope caused by proximity of the water stream.

Stratigraphic evaluation of sediments of the loess complex in Komjatice was carried out by I. Vaškovský (1969) and so it is not necessary to discuss it again. The paleontological proving material completes general characterization of the glacial peridos and from biostratigraphic view points to the significance of rich occurrence of fauna in sample 12 (7,40—9,00 m). The malacospectrum of this sample calls attention to the extremely cold climate of loess steppe-forest and confirms the assumption of glacial period mentioned by Vaškovský also in connection with the unique occurrence of volcanic ash in this bed (I. Vaškovský — E. Karolusová 1969), which he assigned to the Mindel cold period (I. Vaškovský 1969). From paleobiogeographical view, regarding to Vaškovsky's datinf of this bed an important statement is involved. We should suppose that the Mindel glacial could have markedly influenced not only composition and percentage representation of leading cold-living species of the malacospectrum, but would have mainly conditioned the total character of conch preservation. In the case of Vaškovský's stratigraphic interpretation, establishing of such a well preserved fauna of fossil molluscs, represented in such a large amount, in the Mindel glacial in general therefore would not be negligible from the aspect of paleomalacological investigation of Slovakia.

Translated by J. Pevný

Vysvetlivky k tabuľkám LIII — LVI

Tab. LIII Spražový komplex v Komjaticiach. Foto I. Vaškovský.
Tab. LIII Populácia *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) zo vzorky č. 12 sondy Komjatice I. Foto M. Švec—Z. Schmidt.
Tab. LIV Populácia — a) *Columella columella* (Mart.), b) *Succinea oblonga* (Drap.) — zo vzorky č. 16 sondy Komjatice I. Foto M. Švec—Z. Schmidt.
Tab. LV Populácia — a) *Pupilla muscorum* (L.), b) *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) — zo vzorky č. 16 sondy Komjatice I. Foto M. Švec—Z. Schmidt.
Tab. LVI *Trichia hispida* (L.) zo vzorky č. 16 sondy Komjatice I. Foto M. Švec—Z. Schmidt.

Explanation of Plates LIII — LVI

Plate LIII Loess complex in Komjatice. Photo I. Vaškovský.
Plate LIII Population of *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) from sample No. 12 of the test pit Komjatice I. Photo M. Švec — Z. Schmidt
Plate LIV Population — a) *Columella columella* (Mart.), b) *Succinea oblonga* (Drap.) — from sample No. 16 of the test pit Komjatice I. Photo M. Švec — Z. Schmidt
Plate LV Population — a) *Pupilla muscorum* (L.), b) *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) — from sample No. 16 of the test pit Komjatice I. Photo M. Švec — Z. Schmidt
Plate LVI *Trichia hispida* (L.) from sample No. 16 of the test pit Komjatice I. Photo M. Švec — Z. Schmidt

Geologické práce, Správy 61 | str. 315—319 | Bratislava | 1973

PAVOL GROSS*

O CHARAKTERE CHOČSKO-PODTATRANSKÉHO ZLOMU

(4 obrázky v texte)

Abstract. The Choč — Subtatric fault, running approximately E — Westwards from Ružomberok below the Vysoké Tatry (High Tatra) mountains, and the Ružbachy Mesozoic island up to the Klippen Belt is usually described as a thrust line with northward dip. The author presents facts contradictory to the existing opinion and assumes that the fault is southvergent.

V tomto príspevku chcem poukázať na nesprávnu interpretáciu chočsko-podtatranského** zlomu. Už od tridsiatych rokov tohto storočia prevláda názor, že tento zlom má výrazne prešmykový charakter, hoci táto interpretácia dosiaľ nebola doložená podrobnejšími dôkazmi.

Chočsko-podtatranský zlom (obr. 4) je morfologicky výrazná línia, pozdĺž ktorej malo dôjsť k vyzdvihnutiu a prešmyku mezozoického podložia a hlbších kryštalinických sérií Chočského pohoria, Západných a Vysokých Tatier na juh, cez súvrstvia centrálno-karpatského paleogénu. Zlom v západnej časti (v literatúre označovaný ako chočský, resp. prosečniansky) možno sledovať v úseku sev. od Ružomberka cez Kvačany, zhruba až po Suchú dolinu. Vo východnej časti (podtatranský zlom) prebieha zlom od hájovne Podmeštrová (sv. od Vyšných Matiašoviec) smerom na východ, pričom obmedzuje na juhu Vysoké Tatry, mladšie paleogénne vrstvy Spišskej Magury, ružbašský mezozoický ostrov a tiahne sa až do bradlového pásma. Zlom je doprevádzaný radom kyseliek, ako napr. v Lúčkach, Kalamenoch, Starom Smokovci v Spišskej Belej atď. Výška skoku je premenlivá, maximálne 1000 metrov.

V roku 1931 J. Koutek a A. Matějka napísali: ...Pri severnom okraji liptovskej depresie pozorujeme viacero synklinál vyplnených paleogénom, ktorý preniká smerom na SV veľmi hlboko do Chočsko-prosečnianskeho pohoria a ktorého osi sa dvíhajú náhle na SV. Všetky tieto javy sú sprevádzané prešmykmi, ktoré postihujú prevrátené krídla vrás orientované na juh. Ten istý jav podmieňuje tiež diskontinuitu dislokácií, ktoré ohraničujú kotlinu na severe... atď.

V roku 1935 A. Matějka píše: Severne od Liskovej, na južnom úpätí Predného Choča vchádza do skúmaného územia zlom, obmedzujúci severnú (likavskú) popaleogénnu synklinálu západného ukončenia Liptovskej kotliny .... Zjavy sprevádzajúce priebeh tohto zlomu západne od kúpeľov Lúčky ukazujú, že ide o prešmykový pohyb orientovaný na juh a nie o poklesový

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

** Pretože v literatúre nie je používaný jednotný názov pre tektonickú líniu tu diskutovanú (podtatranský, chočský, prosečniansky atď.), navrhujeme používať pojem chočsko-podtatranský zlom. Zlomová línia v celej svojej dĺžke od Ružomberka až po jej východné ukončenie má približne rovnaký charakter a plní rovnakú funkciu.

pohyb .... Analogicky môžeme predpokladať, že južnejší pozdĺžny zlom (chočský) má ten istý význam .... (parafrázovaná citácia).

V roku 1935 J. Koutek píše: Južná časť pohoria je odrezaná veľmi nápadným popaleogénnym zlomom (prosečnianskym), podľa ktorého došlo podľa Matějkovho pozorovania k presunu Prosečnnaiskych hôr smerom na juh ....

Z uvedeného vyplýva, že títo geológovia ako prví uvažovali o charaktere zlomu. Žiaľ neuvádzajú vo svojich prácach žiadne fakty, ktoré by určili sklon chočsko-podtatranského zlomu.

V ďalších prácach, ktoré sa týkajú sklonu tohto zlomu, sa interpretuje v zmysle vyššie spomínaných autorov. Chočsko-podtatranský zlom sa začína klasifikovať ako tektonická línia, ktorá má po celej svojej dĺžke prešmykový charakter.

V tomto ponímaní sa o chočsko-podtatranskom zlome hovorí v prácach S. Sokolowského (1948), A. Goreka (1954), D. Andrusova (1958, 1968), F. Chmelíka (1959, 1963, 1964), O. Fusána — J. Bystrického — A. Matějku — F. Chmelíka, in O. Fusán et al. (1963), M. Maheľa (1967), A. Bieleho — O. Fusána (1967), atď.

Pri podrobnom geologickom mapovaní Liptovskej kotliny v mierke 1:25 000 som študoval na viacerých odkryvoch aj charakter chočsko-podtatranského zlomu. V siedmich lokalitách vidno bezprostredný styk mezozoika Chočského pohoria a Západných Tatier s flyšovým súvrstvím centrálnokarpatského paleogénu. Na týchto miestach je všade sklon paleogénnych vrstiev na juh 30 až 50 °, pričom v jeho tektonickom podloží vystupujú rôzne súvrstvia mezozoika (iba v jz. časti obce Lúčky a v pahorkatine záp. od Liptovskej Anny je sklon flyšu opačný, t. j. na sever, pričom tieto odkryvy nie sú v bezprostrednej blízkosti zlomu).

Teoreticky môže mať spomínaný zlom buď poklesový charakter (obr. 1 a, b, c, d), alebo prešmykový charakter (obr. 2 a, b, c, d). V prvom prípade by poklesávalo územie dnešnej Liptovskej a Spišskej kotliny oproti dvíhajúcemu sa Chočskému pohoriu a Vysokým Tatrám pozdĺž zlomu so strmým sklonom na juh. Výsledkom takéhoto pohybu je „vytiahnutie" flyšových súvrství dvíhajúcimi sa mezozoickými masami so sklonom na juh.

V druhom prípade, v prípade prešmyku, by prešmykujúca sa kryha stláčala južnejšiu kryhu pod seba a výsledkom by bolo ponáranie sa flyšových súvrství pod Chočské pohorie a Vysoké Tatry so sklonmi na sever.

Zo študovaných lokalít, kde sa paleogén priamo stýka s mezozoikom pozdĺž chočsko-podtatranskej zlomovej línie, uvádzam štyri najtypickejšie, ktoré sa prihovárajú za prvú — poklesovú alternatívu (obr. 3 a, b, c, d):

Lokalita medzi Liptovskou Annou a Kalamenami (a), 1150 m JV od Sielnického hradu, k. — 999,8 m a 225 m jz. od k. — 636,1 m;

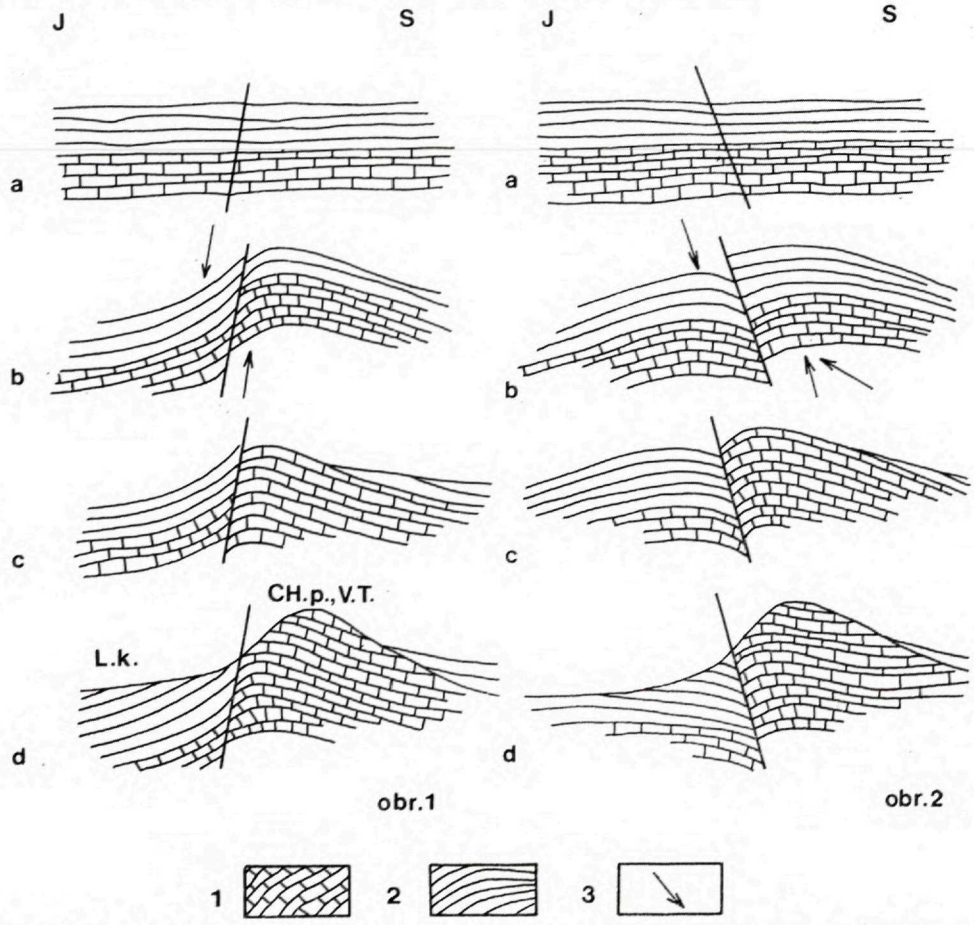
Lokalita severne od Vyšných Matiašoviec 2 km (b), na lesnej cestičke, 150 m J od k. — 902,0 m;

Lokalita sv. od Kvačian v Suchom jarku (c), 500 m sv. od k. — 630,3 m;

Lokalia v zárezе novobudovanej lesnej cesty (d), cca 350 m jz. od kameňolomu nad Jalovcom.

Z uvedených lokalít, z ktorých niektoré boli ešte naviac prekopané ryhami, vyplýva, že chočsko-podtatranský zlom má prevažne poklesový charakter so strmým sklonom na juh. Je však možné, že na niektorých miestach bude jeho sklon takmer kolmý, alebo lokálne i veľmi strmo uklonený na sever, čo

však zatiaľ musíme pripustiť iba teoreticky. Nemožno ho priamo sledovať východným smerom pod masívom Vysokých Tatier, lebo je tu zakrytý hrubými morénami. Podľa posledných, súčasne robených geofyzikálnych meraní (J. Májovský 1972 a L. Zbořil et al.) aj tu sa strmo zvažuje na juh



Obr. 1 Predpokladaný vývoj územia pozdĺž zlomu s poklesovým charakterom (schematický rez)

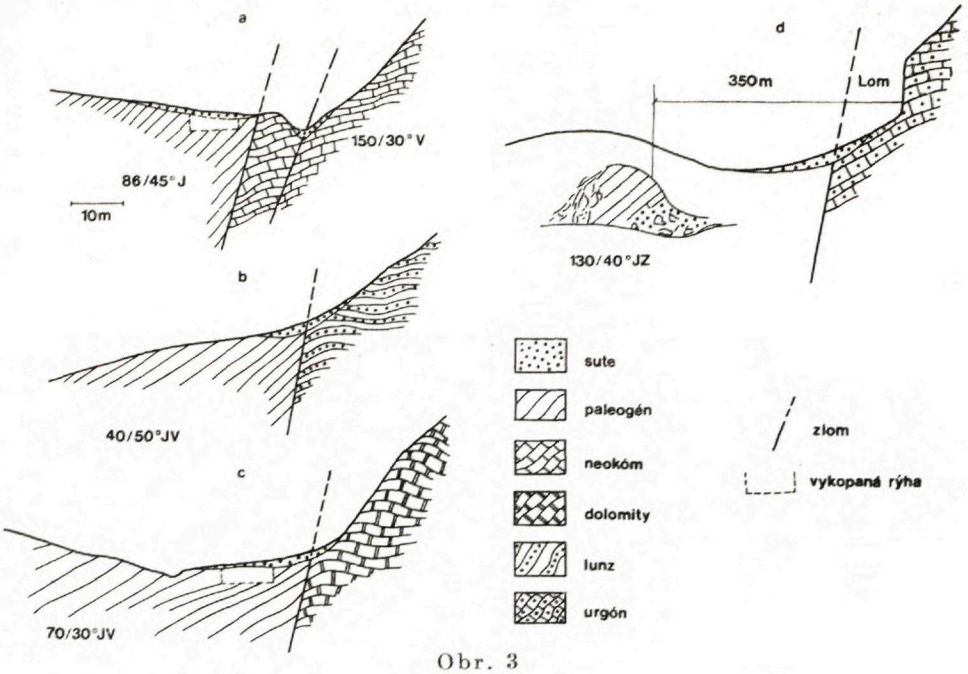
Fig. 1 The presumed development of the area along the fault of subsidence nature (schematic section).

Obr. 2 Doteraz chápaný vývoj územia podĺž zlomu s prešmykovým charakterom (schematický rez)

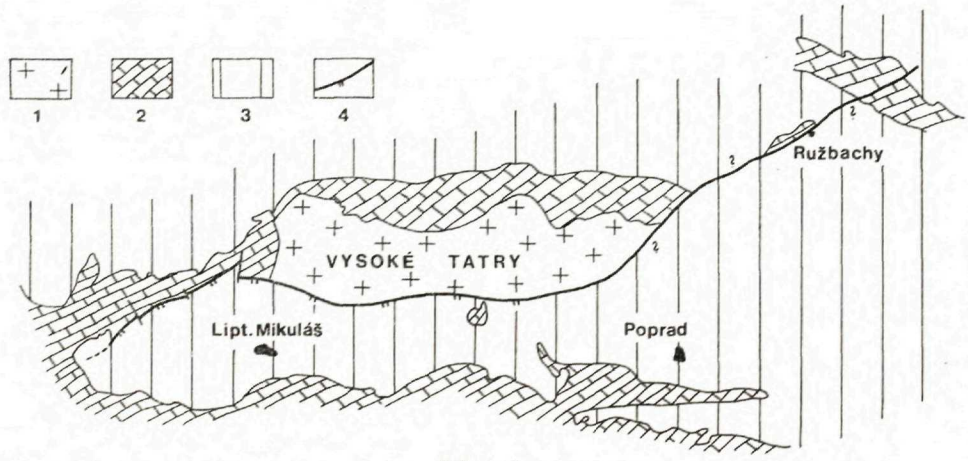
1 — predpaleogénne útvary nečlenené; 2 — paleogén; 3 — smery pohybu blokov; Ch. p., V. T. — Chočské pohorie, resp. Vysoké Tatry; L. k. — Liptovská kotlina

Fig. 2 The development of the area along the fault of overthrust nature (schematic section) as regarded by now.

1 — pre-Paleogene non-dissected formations; 2 — the Paleogene; 3 — directions of block movements; Ch. p., V. T. — the Chočské pohorie mountains, or the Vysoké Tatry (High Tatra) mountains, L. k. — the Liptovská kotlina depression.



Obr. 3
Fig. 3



Obr. 4
Situačný náčrt chočsko-podtatranského zlomu
1 — kryštalinikum; 2 — paleozoikum a mezozoikum; 3 — paleogén; 4 — zlom

Fig. 4
Situation sketch of the Choč-Subtatric fault
1 — the Crystalline; 2 — the Paleozoic and Mesozoic; 3 — the Paleogene; 4 — the fault

O jeho sklone v úseku od Vysokých Tatier na V a SV konkrétne údaje nemáme.

Zlom vyznačovaný v mapách jednou líniou treba vcelku pokladať za sústavu viacerých paralelných zlomov. V úseku sv. od Kalamen po Prosiecku dolinu sú výrazné morfologické znaky svedčiace o jeho zdvojení. Na základe rôznych fácií v nadložných súvrstviach bazálnej transgresívnej litofácie paleogénu na sever a juh od Chočského pohoria predpokladáme jestvovanie zlomu už počas najvyššieho lutétu až priabonu (P. Gross 1971). Pretože dnešná podoba Liptovskej a Spišskej kotliny bola dotvorená až v pliocéne a v kvartéri, predpokladáme, že pohyby pozdĺž tohto zlomu môžu trvať dodnes.

Záverom by som chcel poukázať na niektoré ďalšie podobné sporné prípady o sklone zlomu, ktoré síce teritoriálne nesúvisia s vyššie uvedenou problematikou, ale javia sa mi ako nie dostatočne dokázané: — Prešmykový? zlom so sklonom na sever, na južnej strane Vikartovského chrbáta a — prešmyk? kryštalinika Malej Magury pozdĺž zlomu so sklonom na SSV v úseku záp. od Dubnice—Šútovce (je to sz. od Bojníc).

Do tlače odporučil O. Fusán

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1958: Geológia československých Karpát I. SAV Bratislava.

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. SAV Bratislava.

Biely, A. — Fusán, O. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. Geol. práce, Správy. Bratislava.

Fusán, O. — Bystrický, J. — Matějka, A. — Chmelík, F. in Fusán, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. M-34-XXVII, Vysoké Tatry. Geofond Bratislava.

Gorek, A. 1954: II. správa o geologickom výskume kryštalinika západnej časti Vysokých Tatier. Geol. práce, Správy 1. Bratislava.

Gross, P. 1971: Geológia západnej časti Liptovskej kotliny. Geol. práce, Správy 56. Bratislava.

Chmelík, F. 1959: Vysvětlivky k centrálně karpatskému paleogénu v Liptovské kotlině. Manuskript. Archív ÚÚG Praha.

Chmelík, F. et al. 1963: Opěrná vrtba Vlachy-1. Práce výzk. úst. Čs. naftových dolů, Sv. XX. Praha.

Koutek, J. 1935: Geologická mapa Prosečnianskych hor a přilehlých oblastí flyšových. Věst. SGÚ čsl. Republ. Roč. XI. Praha.

Koutek, J — Matějka, A. 1931: La depression du Liptov. Knihovna st. geol. úst. Československ. rep., svazek 13 a. Praha.

Maheľ, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce štát. geol. ústavu, Zošit 27. Bratislava.

Maheľ, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geologické práce, Správy 47. Bratislava.

Maheľ, M. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. M-34-XXVI. Banská Bystrica. ÚÚG, redakc. Bratislava.

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, sv. 1. Vydal ÚÚG v nakl. ČSAV. Praha.

Májovský, J. 1972: Geofyzikálne merania v oblasti Vysokých Tatier (záverečná správá). Manuskript. Archív GÚDŠ. Bratislava.

Matějka, A. 1935: Geologie lázní Lúček na Slovensku. Věstník SGÚ čsl. rep. Roč. XI. Praha.

Sokolowski, S. 1948: Tatry Bielskie. Práce Pán. Inst. geol. IV. Warszawa.

Geologické práce, Správy 61 | str. 321–326 | Bratislava | 1973

DISKUSIA—RECENZIE—SPRÁVY

JÁN ILAVSKÝ*

TEKTONIKA A JEJ VZŤAHY K ZRUDNENIU Z POHĽADU GLOBÁLNEJ TEKTONIKY

Problematika vzťahov medzi tektonikou a rudnými ložiskami je v súčasnom období veľmi široká a možno ju členiť podľa rôznych kritérií.

Jedným spôsobom členenia takýchto vzťahov je *veľkosť a rozsah* rudotvorných fenoménov, ktoré môžu mať buď planetárny rozsah, alebo regionálnu mierku, resp. v zmysle francúzskych autorov môžu byť kilometrickými, hektametrickými až metrickými, prípadne menšími metalotektmi.

Iným kritériom členenia môže byť *kvalitatívny charakter* tektonických javov a ich úloha pri zrudňovacích procesoch (napr. hlavné zlomy a sperené zlomy, zóny silného tektonického porušenia, zóny intenzívneho prevrásnenia, zóny sprevádzané vulkanizmom alebo plutonizmom atď.).

Ďalším kritériom určovania vzťahov medzi tektonikou a zrudneniami môže byť *časové umiestenie tektonických pochodov v orogéne*, ich charakter a vzťahy k príslušným štádiám a fázam zrudňovacích procesov.

Ešte ďalším kritériom členenia môže byť vzťah tektonických javov k rudotvorným procesom typu sedimentácie, vulkanizmu, plutonizmu a metamorfózy, a to v prípadoch, keď sa na takéto procesy viažu konkrétne rudné ložiská.

Bežným typom hodnotenia tektonických javov je ich časový vzťah k určitému zrudňovaciemu procesu, t. j. že sú predrudné, intermineralizačné, porudné ap.

Takto by sme mohli vymenovať ešte celý rad ďalších kritérií členenia a kategorizácie tektonických fenoménov vzhľadom na ich vzťahy k zrudneniam. Isteže možno povedať, že takéto členenie je veľmi všeobecné, učebnicové a v podstate len zhŕňa javy, ktoré v prírode existujú a boli už v literatúre opísané.

Taktiež problémy dynamickej geológie ako celku sú v svojej podstate motivované množstvom tektonických pochodov rôznych druhov a mierok od planetárneho rozsahu až po mikrotektoniku.

Tektonika ovláda a ovplyvňuje i *najnovšie systematiky rudných ložísk*, ktoré používajú ako hlavné kritérium členenia tektonické princípy a na tektonickej

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

osnove rozvíjajú klasifikáciu genetických typov, čo je oproti starším klasifikáciám, ktoré sa zameriavali na minerálne paragenézy, veľký pokrok.

Za takéto tektogénne klasifikácie rudných ložísk možno považovať najnovšie klasifikácie P. Guilda (USA) alebo K. C. Dunhama (Anglicko), prípadne i staršie klasifikácie P. Routhiera (Francúzsko) alebo niektorých sovietskych autorov (napr. V. S. Smirnova a iných).

A práve o takýchto klasifikáciách by som sa chcel podrobnejšie zmieniť, a to jednak z pohľadu prác o metalogenetickej syntéze alpínsky zvrásnenej Európy v mierke 1 : 2 500 000 a tiež z hľadiska teórie podsúvania blokov zemskej kôry, čo sme mali možnosť vidieť a počuť koncom roku 1972 na sympóziu o vzťahoch medzi metalogénnymi a geochemickými provinciami, ktoré usporiadal prof. W. E. Petrascheck v Leobene.

Teória podsúvania zapadá v zmysle P. Guilda do globálnej tektoniky, a to preto, že zahrňuje v sebe všetky veľkostné triedy tektonických fenoménov na zemeguli, od planetárnych mierok cez kontinentálne po regionálne a provincionálne mierky.

1. *Planetárne rozmery* majú v zmysle P. Guilda alebo K. C. Dunhama veľké planetárne švy či sutúry a na druhej strane kontinentálne bloky (platformy alebo štíty). Ako príklad planetárnych švov alebo sutúr sa uvádza *cirkumpacifický alpínsky oblúk* Ánd a Kordilier, umiestený pozdĺž západného pobrežia Južnej a Severnej Ameriky až na Aljašku, kde sa točí na Kamčatku, Kurily do Japonského súostrovia až do Filipín a Indonézskeho súostrovia.

Iný významný šev či sutúra planetárnych rozmerov je *alpínsko-himalájsky systém*, uložený medzi severoeurópskymi a ázijskými štítmi na severe a platformami Afriky, Arábie, Indie a Austrálie na juhu. Pokračuje cez Indonéziu na Nový Zéland až do Antarktídy.

Hĺbkový dosah týchto švov alebo sutúr sa dnes odhaduje na 150—250 km, čo reprezentuje hĺbky nielen kôry, ale i upper mantlu. Takéto poňatie švov a sutúr planetárneho charakteru je teda nové a je potvrdené i geofyzikálnymi meraniami. Na druhej strane bolo toto poňatie motívom k vysloveniu a rozvitiu teórie podsúvania oceánických blokov pod bloky kontinentov, a to pozdĺž okrajov kontinentov.

Plocha Benioff so svojimi miernymi úklonmi pod kontinenty reprezentuje plochy permanentnej seizmicity, vulkanizmu, magmatizmu a metalogenetických procesov prvého poriadku. Hĺbky magmatických krbov pozdĺž uklonenej plochy Benioff sú veľmi rozdielne a miera uplatnenia asimilácie kôry i plášťa je veľmi rozdielna. Preto i v lineárnom zmysle majú vulkanity a plutonity pozdĺž cirkumpacifického šva rôzny charakter (od ultrabázických cez bázické a alkalické ku kyslým), a to často vo veľmi malých vzdialenostiach i v malom časovom rozpätí.

Vzhľadom na veľké hĺbky týchto švov či sutúr je ich možno začleniť do kategórie *transmantelných línií*.

Rozdelenie geologicko-štruktúrnych fenoménov na dva až tri veľké systémy, t. j. planetárne švy a kontinentálne bloky, vedie potom P. Guilda k dvoj- až trojosovej systematike rudných ložísk celej zemegule, a to:

1. rudné ložiská geosutúr a švov na okrajoch platforiem,
2. rudné ložiská vo vnútri kontinentálnych blokov a
3. rudné ložiská oceánických hlbín a kontinentálnych prahov.

K. C. Dunham rozvíja tento princíp ešte ďalej, keď rozoznáva na kontinentálnych blokoch dve skupiny štruktúr a ložísk, a to:

1. kontinentálne štíty veľmi starého veku (vyvreliny, metamorfity);
2. platformy, t. j. mladšie usadeniny na štítoch;
3. planetárne švy a sutúry na okrajoch kontinentov alebo medzi dvoma či viacerými kontinentmi a
4. oceánické hlbiny a kontinentálne prahy.

2. *Planetárne štruktúry* sa potom rozpadávajú na *kontinentálne jednotky kategórie superprovincií*, ktorých priestorový rozsah je určený rozsahom kontinentov, akými sú napr. superprovincia juhoamerických Ánd, superprovincia severoamerických Kordilier. V Európe a severnej Afrike alpínska mediteránna superprovincia, medzi Áziou a Indiou iránsko-himalájska superprovincia.

Kontinentálne platformy a štíty majú tiež svoje superprovincie, akými sú napr. superprovincia Uralu alebo Apalačská, prípadne superprovincia Skalistých hôr alebo Južnej Afriky.

I takéto kontinentálne superprovincie môžu byť výsledkom podsúvania blokov kôry pozdĺž lineárnych paleosutúr až transkrustálnych zlomov (v zmysle G. Pantóa 1969), o ktorých však nie je známe, či tu malo podsúvanie nejakú úlohu.

Pozdĺž takýchto *transkrustálnych zlomov*, ktoré sa v hĺbke menia na transmantelné zlomy, dochádza v rôznych hĺbkach ku kontaminácii a asimilácii plášťa a kôry. Takto vznikajú intruzívne a efuzívne formácie s príslušnými rudnými ložiskami, na čo poukázal pre oblasti alpínskej Európy už H. Stille (teória geotumorov) a čo v súčasnosti opäť rozvíja v rovine teórie podsúvania napr. E. Szádecky-Kardoss.

3. *Provinciami* sa potom nazývajú menšie priestorové jednotky, t. j. časti superprovincií platformného alebo geosynklinálneho typu. Ich znakom je určitá jednotnosť a jednotypnosť geologických formácií, magmatizmu, vulkanizmu, metamorfózy, tektoniky a transformizmu, pretože ich výrazom je určitý a jednotný charakter metalogenézy. Tento jednotný charakter sa vyznačuje určitými, spravidla typomorfnými kovmi a rovnakými genetickými typmi rudných ložísk, čo poukazuje na to, že do kolobehu transformizmu a asimilácie sa dostávajú kvalitatívne rovnaké časti kôry a plášťa. Rozdiely sú len v hĺbkach pôvodu magiem a kovov, ktoré v priebehu geotektonického vývoja varírovali a majú buď suprakrustálny, hochplutonický alebo tiefplutonický charakter.

Takéto hľadiská pre jednotky rozmerov provincie rozpracoval na príklade Karpát H. Stille, W. E. Petrascheck a najnovšie E. Szádecky-Kardoss. Posledný medzi panónsku tabuľu a Karpaty dáva tzv. severopanónsku líniu podsúvania, ktorá siaha podľa neho až do hĺbok 150—250 km.

Z tejto línie podsúvania (podsúvajú sa Karpaty pod Panóniu) vystupujú z rôznych hĺbok a na rozličných miestach rôzne vyvreliny (efúzie a intrúzie), ktoré majú charakter ultrabázik, bázik, alkalických hornín, intermediárnych aj kyslých hornín. Pritom E. Szádecky — Kardoss určil, že andezity pochádzajú až zo 100 km hĺbky a ignimbrity až z hĺbky 200—250 km.

Obdobné línie sú podľa E. Szádecky-Kardossa v alpínskom systéme Európy, je to bradlové pásmo, murešská línia a vnútrodinaridná línia. Tieto línie, ako i niektoré ďalšie kvalifikovali i niektorí starší autori, hlavne H. Stille a W. E. Petrascheck ako mohutné zlomy.

Takéhoto typu je napr. línia paflagonickej brázdy (Rešitse-Maritse) v karpatsko-balkánskom až pontickom úseku alpinotypnej Európy, na ktorú sa viažu významné medenorudné ložiská rôznych typov a rôznych vekov. Inou obdobnou líniou je insubrická brázda Východných Álp, ktorá sa predlžuje na juhoslovanské územie ako vnútrodinaridná línia (línia Drávy) a pokračuje ďalej na JV v systéme vardarských zlomov až do Grécka a Malej Ázie.

Sprievodnými líniami týchto lineamentov sú *vertikálne lineárne línie a zlomy*, siahajúce do veľkých hĺbok, ktoré sú tiež transkrustálne a sú vzhľadom k švom transmantelného typu vejárovito usporiadané. Príkladmi sú zlomy vardarských zón vo vnútorných dinaridách alebo zlomy v externých či interných zónach karpatsko-balkánskeho pruhu alebo dinaríd. Vidieť ich na priečnych geologicko-seizmických profiloch alpsko-karpatskej sústavy Európy, ktoré sme zostavili na základe materiálov jednotlivých zemí pre metalogenetickú mapu Európy 1:2 500 000.

Takýmito líniami je napr. i ľubenícko-margecianska alebo rožňavsko-železnícka línia. Ich úloha pre metalogenézu je mnohoznačná. Vplývali jednak na paleogeografické pomery geologických formácií, ktoré sa usadzovali pozdĺž nich (napr. vrchný karbón, perm a jeho pozdĺžne trogy, založenie mezozoických synklinál Slovenského krasu a severogemeridnej synklinály) a tiež na rozšírenie vulkanických hornín v rôznych útvaroch a v rôznych hĺbkach (bázický až ultrabázický vulkanizmus devónu, vrchného karbónu až po intermediárne a kyslé vulkanity vrchného permu). A napokon sa týmto líniám pripisuje tiež dôležitá úloha metalogenetického rázu (severospišský žilník, gemerský žilník ap.). Mohli byť prívodnými cestami pre rudné roztoky aj v alpínskej ére.

Uvedený spôsob riešenia tektonických pomerov vo vzťahu ku geologickému vývinu, k magmatizmu, vulkanizmu, metamorfóze a metalogenéze ovplyvňuje tiež princípy systematiky rudných ložísk, ktorá sa stáva *geotektonickou systematikou*, tak ako ju rozpracoval najnovšie E. Guild, keď svoje dve až tri planetárne skupiny (superprovincie) rozdelil na celý rad regionálnych provincií.

Tak v skupine ložísk, ktoré vznikali na okrajoch platforiem spôsobom podsúvania oceánickej kôry pod kontinentálne bloky, rozoznáva 12 podskupín ložísk, odlišných od seba látkovo, časovo, geneticky a pôvodom. Týmito skupinami sú:

1. bahná typu Čierneho mora s celým radom kovov (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn atď.);
2. podiformné chromitové rudy, viazané na ultrabázické vyvreliny;
3. sedimentárne alebo vulkanogénno-sedimentárne stratiformné rudy s Pb, Zn, Cu, FeS_2 ložiskami;
4. kuroko typ s Cu rudami vulkanogénneho až sedimentárneho pôvodu;
5. vulkanogénne sedimentárne rudy mangánu;
6. skarnovo-kontaktné Fe magnetitové rudy, prípadne s Cu a inými sulfidmi;
7. bonanzy a žily so zlatom a Au—Ag rudami;
8. meďnaté porfýrové rudy s molybdénom;
9. porfýrové rudy so striebrom, olovom a zinkom;
10. cínovovolfrámové rudy vo vulkanických oblastiach;
11. antimónové a antimónovo-ortuťnaté rudy;
12. ortuťnaté rudy.

Ako vidno, P. Guild bral do úvahy pri svojich typoch len významnejšie typy a kovy a celý rad kovov, medzi nimi napr. železo vôbec nezaraďuje ako dôležitý prvok v geosynklinálnych systémoch. Veľké planetárne sutúry na okrajoch platforiem potom rozdeľuje teritoriálne na celý rad menších provincií a oblastí, v ktorých sa vyskytujú už uvedené typy rudných ložísk. V niektorých z nich sú vyvinuté čisté typy, v druhých zasa zmiešané typy ložísk, čo len výrazne podčiarkuje umelosť každej systematiky.

V druhej skupine ložísk vo vnútri platforiem rozoznáva celkom 10 veľkých provincií ako sú: 1. Španielsko, 2. Anglicko: Pieniny až francúzske Plató central, 3. Škandinávia, 4. Ural, 5. Sibír, 6. Copperbelt Afriky, 7. Appalachy v severnej Amerike, 8. Veľké jazerá na pohraničí USA a Kanady, 9. Skalisté hory a 10. Austrálske Kordiliery.

Ako vidno, vymenováva vo svojich provinciách len tie najdôležitejšie a najvýznamnejšie oblasti, ktoré majú v prítomnej dobe alebo výhľadovo aspoň kontinentálny význam. Historické provincie vôbec neuvádza.

V uvedených veľkých provinciách rozoznáva P. Guild celú desiatku genetických typov rúd, a to:

1. Pb—Zn—Ba—F stratiformné alebo metasomatické rudy — typ Mississipi valley;
2. železné rudy typu Messabi range (Clinton);
3. evaporitové rudy typu Michigan;
4. medňaté rudy typu red-bed a im blízke Kupferschiefern alebo typ Copperbelt;
5. uránové a uráno-vanádiové rudy typu Colorado;
6. titanomagnetity a titanové rudy v anortozitoch;
7. karbonatitové rudy s Nb, Ta, V, T. R. a Pb;
8. diamanty v kimberlitoch a s nimi združených horninách;
9. stratiformné chromitové rudy (typ Grónska);
10. stratiformné magnetitové rudy typu Kiruny.

Každý genetický typ a každá provincia mala svoj osobitný tektonický režim, svoj osobitný typ magmatizmu, prípadne vulkanizmu a osobitné paleogeografické a sedimentačné pomery a prípadne i rozdielne stupne metamorfózy.

Dôležitým záverom globálnej tektoniky amerických autorov, hlavne P. Guilda a E. Ingersona je, že v tektonike a v ložiskotvorných procesoch sa čím ďalej tým viac opúšťa idea dvoch typov magiem (atlantickej a pacifickej) a prináša čím ďalej tým viac dôkazov v prospech *teórie jedinej oceánickej magmy* toleitického zloženia. Postupnou gradačnou diferenciáciou tejto toleitickej magmy vznikajú v rôznych tektonických podmienkach ultrabázické, potom bázické a ďalej intermediárne až kyslé granitové horniny.

K obdobným záverom dospel E. Szádecky-Kardoss aj v oblasti vyvrelín panónskej tabule, kde vidí postupnú diferenciáciu od ultrabázickej magmy cez báziká ku granodioritom až kyslým cínonosným granitom, resp. v skupine efuzív od dunitov a wherlitov k andezitom až dacitom.

Na základe týchto poznatkov sa dostáva do úplne inej roviny aj geológia a tektonika magmy a rudné ložiská, ktoré sa odvodzujú od vulkanickej alebo magmatickej činnosti. Dostáva sa tu do popredia na jednej strane veľmi *dlhodobý proces magmatickej diferenciácie* a dlhodobé výstupy magmatitov a vulkanitov na zemský povrch, včítane rudonosných roztokov a rúd vôbec, tak

ako to vyplýva napr. z prác V. S. Milaševa, M. G. Bardeta a iných o diamantoch, a na druhej strane sa dostáva do popredia proces frakcionovanej diferenciácie a vylučovanie sa rudných látok z magiem v určitých geologických, tektonických a metamorfných podmienkach, v určitých časovo definovateľných úsekoch. Takým spôsobom sa dostávajú do programu a stredobodu pozornosti rudonosné a nerudonosné magmy a v súvislosti s tým geomagmatické cykly.

LITERATÚRA

Bardet, M. G. 1964: Contrôle géotectonique de la répartition des venues diamantifères dans le Monde. Chron. Min. Rech. Min. No. 328—329, pp. 67—89, Paris.

Dunham, K. C. 1973: Geochemistry of Metalliferous Provinces in Phanerozoic Platforms. Sympos. on correlation between Metal. and Geochem. Provinces, Leoben (in press).

Guild, P. 1973: Distribution of metallogenic provinces in relation to major earth features. Sympos. on correl. between Metall. and Geochem. Provinces, Leoben (in press).

Ilavský, J. et al. 1972: Métallogénie du système plissé alpin de l'Europe centrale et sud-orientale en 2 500 000. Institut géol. de D. Štúr, Manuscript, Bratislava.

Ingerson, E. 1973: Geochemical provinces on Ocean floors. Sympos. on correl. between Metallog. and Geochem. Provinces, Leoben (in press).

Laffitte, P. — Permingeat, R. — Routhier, P. 1965: Cartographie métallogénique et géochimie régionale. Bull. Soc. Franc. Min. T. 88, pp. 3—6, Paris.

Milašev, V. S. 1965: Petrochimija kimberlitov Jakutii i faktory mineralizacii almazov. Nědra, Leningrad.

Noble, A. 1973: The non relation between metallogenic provinces and theories of plate tectonics in the western United States. Sympos. on correl. between Metall. and Geochem. Provinces. Leoben (in press).

Pantó, G. 1969: Petro-and metallogenic problemas of postmagmatic ore formations in the Carpato-Balcan territories. Carpato-balcanian Geolog. Associat. IX. Congr. 11—19. IX. 1969, Budapest.

Petrascheck, W. E. 1966: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. Sitzungsber. österr. Akad. Wissensch. Abt. I. Bd. 175, Jhg. 1966, H. 1—10, pp. 57—74, Wien.

Routhier, P. 1963: Les gîtes métallifers. Géologie et principes de recherche. Tome I—II, Masson, Paris.

Schneiderhöhn, H. 1953: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Neues Jahrb. f. Min. Jhg. 1953, H. 2—3, Freiburg.

Smirnov, V. I. 1962: Probleme der Metallogenese von Geosynklinalen. Zeitschr. f. angew. Geologie. No. 7, Berlin.

Stille, H. 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpathen. Beihefte zum geolog. Jahrb. H. 8, Hannover.

Szádecky-Kardoss, E. 1973: Metallogenesis and distribution of element in the zones of subduction. Sympos. on correl. between Metal. and geochem. Provinces Leoben (in press).

Geologické práce, Správy 61 | str. 327—329 | Bratislava | 1973

JOZEF VOZÁR*

SPODNÝ PERM V ZÁPADNÝCH KARPATOCH

(Diskusia)

Na mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch je v poslednom období sústredená pozornosť hlavne z týchto dôvodov: 1. náväznosť na varisky orogén a spätosť s alpínskym orogénom; 2. paleogeografický vývoj; 3. rozsah a charakter vulkanizmu; 4. stratigrafia.

Tieto témy sa týkajú mladšieho paleozoika vo všetkých tektonických jednotkách, no predovšetkým v chočskej jednotke a v gemeridách, kde je karbón a perm najbohatšie zastúpený. Z uvedených problémov vyčleňujeme v tejto diskusii otázku stratigrafie permu, a to najmä spodného permu na základe litologických, vulkanologických a paleontologických aspektov.

O spodnom perme v Západných Karpatoch, najmä o jeho zastúpení v chočskej jednotke i v gemeridách sa už dlhší čas diskutuje. Vieme si predstaviť, čo všetko znamená prítomnosť spodného permu v Západných Karpatoch, a to najmä z hľadiska paleogeografického vývoja, náväznosti na vrchný karbón a vrchný perm. Pre nedostatok dôkazov sa uvažovalo, že v Západných Karpatoch je zastúpený výlučne vrchný perm, len okrajovo sa pripúšťalo označenie perm bez bližšieho určenia. Z toho vyplynul celý rad otázok i problémov. Prečo sa zaužíval len názov vrchný perm pre označenie súvrství pod spodným triasom, keď sme vlastne nepoznali vekové rozpätie týchto permských súvrství a nemali sme dôkazy o veku ich bazálnych častí (gemeridy, veporidy, tatridy)? Aké dôvody viedli k označeniu vrchný perm najmä vtedy, keď takéto súvrstvie s vulkanitmi bolo obmedzené vrchným karbónom a spodným triasom (chočská jednotka, gemeridy)? Boli to len litologické, príp. paleogeografické dôvody alebo aj iné? Pre takéto súvrstvia bez bližších dôkazov o ich veku je najvhodnejšie označenie čo najširšieho významu (ml. paleozoikum, perm):

Spodný perm v gemeridách a tým i v Západných Karpatoch vôbec po prvý raz opísal P. Rozlozsnik (1935). V južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vymedzil vrchný karbón, spodný perm (zlepencovo-brekciovité súvrstvie), vrchný perm — verfén (kremito-pieskovcové súvrstvie). Boli to výlučne litologické dôkazy. Celý rad autorov sa v gemeridách otázke členenia permu na vrchný a spodný vyhol, zrejme pre nedostatok paleontologických dôkazov alebo sa držal zaužívaného ponímania vrchného permu. Z prác sú to najmä: H. V. Böckh (1906), J. Šuf (1936, 1939), J. Kantor (1950), D. Andrusov (1953), J. Bystrický — O. Fusán (1955), O. Fusán (1957, 1959, 1967), M. Máška (1957), A. Klinec (1959), T. Gregor (1963), L. Snopko (1965), F. I. Žukov (1963, 1965), J. Jablonský (1965), P. Reichwalder (1969, 1973), A. Vozárová (1970, 1973) a iní.

* RNDr. J. Vozár, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

V poslednom období sa k otázke spodného permu v gemeridách vyjadril I. Varga (1970, 1971). P. Reichwalder (1970, 1973) člení síce perm na spodnú a vrchnú časť, ale nevyjadruje sa, čo znamená toto členenie v stratigrafickej škále.

V severnej časti gemeríd sa podobne ako i v ostatných častiach Západných Karpát nikdy neuvažovalo o zastúpení spodného permu. Boli to pravdepodobne len litologické dôvody a snáď i určitá spätosť so spodným triasom ako dôkaz pre existenciu výlučne vrchného permu.

Zo všetkých tektonických jednotiek hlavne v chočskej jednotke vystupuje ako dôležitý samostatný problém stratigrafické členenie mladšieho paleozoika. D. Andrusov (1936) považoval na základe litologickej príbuznosti tzv. šedé súvrstvie v bazálnej časti chočskej jednotky za vrchný karbón. No súvrstvie s vulkanitmi v bezprostrednom nadloží karbónu považuje už za spodný trias D. Andrusov (1943, 1958, 1959) i R. Kettner (1927, 1931, 1937)! Najúplnejšiu stratigrafickú schému „melafýrovej série" vypracoval A. Biely (1962, 1965). Použil výsledky litologického a hlavne palynologického výskumu Ž. Ilavskej (1963, 1964). V uvedenej schéme sa uvažuje o rozpätí vrchný karbón—perm—spodný trias. Pokiaľ ide o perm, nie je tu konkrétna zmienka, o aký perm ide, o vrchný alebo spodný. Litológiou permu v chočskej jednotke sa zaoberal V. Ďurovič (1965, 1967, 1968, 1970), E. Drnzík (1969), J. Badár — L. Novotný (1971). V posledných dvoch citovaných prácach sa stretávame s vymedzením samostatného súvrstvia spodného permu ako tzv. prechodného súvrstvia medzi vrchným karbónom a vrchným permom. Z hľadiska vulkanologického výskumu boli známe tiež výsledky o vyčlenení spodného a vrchného permu v súlade s funkčným prejavom I. a II. erupčnej fázy (J. Vozár 1967, 1970, 1971). Na výskum permských vulkanitov nadviazalo štúdium litológie tzv. šedého súvrstvia karbónu chočskej jednotky a boli určené vzťahy útvarov vrchný karbón—perm. Charakter zmien fácie, zmien paleogeografického prostredia ako aj litologické zdôvodnenie hranice vrchný karbón—spodný perm bolo overené už pred nájdením zbytkov zachovanej flóry (J. Vozár 1971, A. Vozárová — J. Vozár 1973).

Prvý nález zachovaných foriem flóry mladšieho paleozoika chočskej jednotky v Nízkych Tatrách (lokalita Nižná Boca) spresňuje doterajšie stratigrafické schémy a konkretizuje úvahy o zastúpení vrchného karbónu, spodného permu a vrchného permu (V. Sitár — J. Vozár 1973).

V zmysle týchto nových poznatkov môžeme mladšie paleozoikum chočskej jednotky členiť:

C_3 vrchný karbón: šedé súvrstvie — droby, drobové pieskovce, piesčité bridlice, ílovité a grafitické bridlice, arkózovité pieskovce, zlepence.

P_1 spodný perm: šedohnedé, červenohnedé oligomiktné zlepence, drobové pieskovce s úlomkami hornín, pestrofarebné ílovité, ílovito-sericitické, ílovito-piesčité bridlice, droby, drobové pieskovce a produkty I. erupčnej fázy.

P_2 vrchný perm: pleťovohnedé, červenohnedé kremité a drobové pieskovce, ílovité, ílovito-sericitické, ílovito-piesčité bridlice, droby lagunaroidné sedimenty, produkty II. erupčnej fázy, povulkanické sedimenty (piesčité a ílovité bridlice).

Nad tým je vyvinutý litologicky výrazný horizont kremencov a kremitých pieskovcov spodného triasu (A. Biely 1965). Zo súvrství mladšieho paleozoika V. Sitár — J. Vozár (1973) opísali zachované zbytky flóry: *Astero-*

theca miltoni Artis, *Asterotheca arborescens* Brongniart, *Cordaites palmaeformis* Goeppert, *Callipteridium gigas* Guttbier. Z nich prvé tri formy potvrdzujú, že šedé patria do vrchného karbónu (C_3) a posledná uvádzaná forma *Callipteridium gigas* Guttbier svedčí o rozpätí vrchný karbón—spodný perm. Vzhľadom na túto skutočnosť i na celý rad litologických dôkazov o neprerušenej sedimentácii vo vrchnom karbóne a perme právom možno akceptovať navrhnutú stratigrafickú schému. Zastúpenie spodného permu je tak po prvýkrát dokázané aj paleontologicky v súlade s výsledkami doterajšieho litologického výskumu. Tento konkrétny dôkaz o zastúpení spodného permu v komplexe mladšieho paleozoika chočskej jednotky znamená nový pohľad na vývoj karpatskej oblasti v období vrchný karbón—spodný perm —vrchný perm, a to s ohľadom na gemeridy, veporidy a zemplínsky ostrov.

Ostáva otvorená otázka korelácie spodného a vrchného permu chočskej jednotky s permskými sedimentmi a vulkanitmi hlavne v gemeridách a veporidách. Predovšetkým sa treba zamyslieť nad možnosťou vyčlenenia spodného permu v južných gemeridách, tak ako na to litologicky poukázali P. Rozlozsnik (1955) a I. Varga (1970). Aj bez paleontologických dôkazov je pravdepodobné, že sedimenty i vulkanity tzv. rožňavsko-železníckej série patria do spodného permu, ako ich vymedzil naposledy P. Reichwalder (1973) a litologicky charakterizovala A. Vozárová (1973).

Severogemeridný a veporidný perm, podobne ako aj perm na Starých horách je v súčasnom období už dobre známy z litologického a vulkanického hľadiska. Boli vymedzené litologické horizonty, ich vzájomné vzťahy, korelácia vývinov v jednotlivých oblastiach. Napriek tomu sa nemožno vyjadriť presnejšie o vekovom rozpätí súvrství pod predpokladaným spodným triasom. V severogemeridnom perme je litologicky výrazný bazálny zlepenec a v severoveporidnom (ľubietovskom) perme arkózovodrobové súvrstvie s kyslými vulkanitmi. Tieto horizonty vzhľadom na ich vývin a vzťah voči nadložiu a podložiu pravdepodobne aspoň sčasti prislúchajú spodnému permu. Je to nakoniec logické a vyplýva to aj z analýzy paleogeografických pomerov v mladšom paleozoiku karpatskej oblasti. Obdobne možno pozorovať vrchný a spodný horizont i v perme na Starých horách, v juhoveporidnom perme a v perme pod mezozoikom série Veľkého Boku na severných svahoch Nízkych Tatier, ďalej v Čiernej Hore, Branisku, Tríbeči, Malých Karpatoch, Považskom Inovci a inde, kde perm leží zväčša autochtónne priamo na kryštaliniku.

Pri nedostatku zachovaných paleontologických zbytkov treba otázky stratigrafie permu aj naďalej riešiť a spresňovať inými metódami (hlavne litológia, palynológia). Výskyty zachovaných foriem flóry v mladšom paleozoiku chočskej jednotky dávajú nádej na ešte podrobnejšiu stratigrafiu, a to aj v ostatných jednotkách (najmä gemeridy).

Vzhľadom na postavenie mladšieho paleozoika vo vzťahu k variskému i alpínskemu orogénu je jeho vývin, stratigrafia a paleogeografické pomery veľmi závažným a aktuálnym problémom. Preukázanie spodného permu, jeho vzťahy voči vrchnému karbónu čo i len v jednej tektonickej jednotke je závažným momentom pri hodnotení celkového vývoja mladšieho paleozoika Západných Karpát.

Geologické práce, Správy 61 | str. 331—334 | Bratislava | 1973

GENNADIJ M. KOVNURKO* — OTO MIKO**

VÝUKA GEOLÓGIE NA LENINGRADSKEJ ŠTÁTNEJ UNIVERZITE

(1 obr. v texte)

V súčasnosti sa stále viacej rozširujú možnosti spolupráce a vzájomnej výmeny skúseností so sovietskymi vysokými školami na pedagogickom i vedeckom poli. Naším cieľom je preto oboznámiť širšiu geologickú verejnosť s činnosťou jednej z najpoprednejších geologických škôl v Európe — Geologickou fakultou Leningradskej štátnej univerzity A. A. Ždanova.

Geologická fakulta Leningradskej štátnej univerzity (ďalej iba GF LŠU) má bohatú históriu, prešla rôznymi etapami vývoja. Už od založenia Petrohradskej univerzity (r. 1819) existovala katedra mineralógie, postupne vznikali aj ďalšie katedry. Do r. 1925 tvorili súčasť prírodovedno-historického oddelenia fyzikálno-matematickej fakulty. Ďalšími reorganizáciami postupne vznikla geologicko-pedologicko-geografická fakulta, od ktorej sa v r. 1936 oddelila geografická fakulta. V r. 1947 boli pedologické smery pričlenené k biologickej fakulte, čím sa GF LŠU osamostatnila.

Na univerzite pôsobili mnohí významní vedci, pracujúci v oblasti mineralógie a kryštalografie (O. M. Anšeles, V. V. Dokučajev, S. M. Kurbatov, P. A. Zemjatčenskij), petrografie (N. A. Jelisejev, F. J. Levinson-Lessing, A. A. Polkanov, N. G. Sudovikov), všeobecnej geológie (A. A. Inostrancev, L. B. Ruchin), tektoniky (N. M. Sinicyn), paleontológie (I. A. Korobkov), stratigrafie (A. D. Miklucho-Maklaj, P. A. Pravoslavlev), geológie ložísk ner. surovín (J. A. Bilibin, S. I. Taldykin), hydrogeológie (B. L. Ličkov), mechaniky zemín (V. V. Ochotin) atď.

Teraz je na GF LŠU 26 profesorov, 28 docentov, 16 asistentov a 5 starších učiteľov. Sú medzi nimi mnohí známi vedeckí pracovníci, napr. V. F. Barabanov, B. P. Barchatov, V. S. Domarev, V. A. Frank-Kameneckij, M. A. Giljarova, A. E. Chodkov, L. V. Komlev, G. V. Korotkevič, A. A. Kucharenko, S. S. Kuznecov, A. K. Larionov, V. I. Lebedev, N. V. Logvinenko, V. A. Mejer, V. N. Ognev, T. V. Perekalina, G. S. Poršnjakov, G. M. Sarančina, A. S. Semenov, V. M. Sinicyn, D. L. Stepanov, G. B. Svešnikov, N. F. Šinkarev, V. B. Tatarskij, A. V. Vešev, M. I. Vrublevskij a iní. Vedecká činnosť pracovníkov GF LŠU je tradične zameraná hlavne na severozápadnú časť ZSSR (Karélia, Kolský polostrov), strednú Áziu, ako aj na ďalšie oblasti Sovietskeho zväzu.

Organizácia geologickej fakulty je nasledovná: Na čele fakulty stojí dekan (t. č. prof. V. M. Sinicyn) s prodekanmi a vedeckou radou. Pedagogickou činnosťou na GF LŠU sa zaoberajú tieto katedry:

- katedra mineralógie (vedúci katedry prof. A. A. Kucharenko)
- katedra kryštalografie (prof. V. A. Frank-Kameneckij)
- katedra petrografie (prof. N. F. Šinkarev)
- katedra geochémie (prof. V. F. Barabanov)
- katedra ložísk nerastných surovín (prof. V. S. Domarev)

* ZSSR, Leningrad, V-164, Universitetskaja naberežnaja 7/9, Leningradskij gosudarstvennyj universitet A. A. Ždanova, Geologičeskij fakuľtet.
** Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

— katedra geológie ložísk rádioaktívnych prvkov (prof. L. V. Komlev)
— katedra všeob. geológie (štrukt. geológie) (prof. V. N. Ognev)
— katedra hist. geológie (stratigrafie) (prof. G. S. Poršnjakov)
— katedra paleontológie (prof. D. L. Stepanov)
— katedra litológie a morskej geológie (prof. N. V. Logvinenko)



Hlavná budova Leningradskej štátnej univerzity, v ktorej sa nachádza geologická fakulta.
Foto: I. M. Piskažov

— katedra hydrogeológie (prof. G. V. Korotkevič)
— katedra mechaniky zemín a inž. geológie (prof. A. K Larionov)
— katedra geofyzikálnych metód prieskumu (prof. A. S. Semenov)
— katedra jadernej geofyziky (prof. V. A. Mejer)

Prakticky na každej katedre sú zariadené menšie špecializované laboratóriá, v ktorých okrem výuky pracovníci katedier robia svoju výskumnú činnosť.

Štúdium na GF LŠU trvá 5 rokov. Každoročne je na fakultu prijatých asi 125 študentov. V súčasnej dobe výuka prebieha iba formou denného štúdia. Na fakulte študujú aj poslucháči z Ázie a Afriky. Okrem toho fakulta vychováva aj desiatky ašpirantov.

Počínajúc druhým ročníkom majú študenti možnosť voľby ďalšej prípravy na jednom z 5-ich študijných smerov, líšiacich sa od seba individuálnymi učebnými plánmi. Sú to:
— geologický prieskum a vyhľadávanie ložísk nerastných surovín
— geochémia so špecializáciami: mineralógia, kryštalografia, petrografia a geochémia
— geofyzikálne metódy výskumu ložísk nerastných surovín
— hydrogeológia a mechanika zemín
— geológia ložísk rádioaktívnych prvkov

Študenti po 1. ročníku absolvujú kurz zameraný na získanie základných vedomostí z topografie a všeobecnej geológie; po 2. ročníku kurz geologického mapovania; po 3. ročníku sa zúčastňujú špeciálnych kurzov poriadaných katedrami. Po tomto ročníku sú povinní taktiež prejsť praxou v niektorom vedecko-výskumnom ústave, napr. VSEGEI, IGGD a pod.; robia tiež ročníkové práce. Po 4. ročníku pristupujú k príprave diplomovej práce. Obhajobou tejto práce a štátnymi záverečnými skúškami sa štúdium končí.

Za posledných 30 rokov štúdium na GF LŠU ukončilo vyše 4000 poslucháčov, ktorí t. č. úspešne pracujú jednak v rôznych vedecko-výskumných ústavoch (napr. VSEGEI, VIRG, Inst. geol. Arktiky, Inst. geol. a geochronol. dokembrija atď.), na mnohých vysokých školách, ako aj v prieskumných a prevádzkových geologických organizáciách celého Sovietskeho zväzu.

Pri GF LŠU je vedecko-výskumný ústav — Institut zemnoj kory. Založil ho v r. 1936 akademik F. J. Levinson-Lessing; t. č. je jeho riaditeľom prof. V. I. Lebedev. V ústave pracuje 8 laboratórií, a to:
— laboratórium fyzikálnych a chemických metód štúdia minerálov a hornín (vedúci prof. V. I. Lebedev)
— laboratórium genetickej mineralógie (prof. V. F. Barabanov)
— laboratórium kryštalogenézy (starší ved. pracovník T. G. Petrov)
— laboratórium elektrických vlastností hornín (prof. A. V. Vešev)
— laboratórium jaderno-fyzikálnych metód výskumu (prof. V. A. Mejer)
— laboratórium paleogeografie (prof. V. M. Sinicyn)
— laboratórium paleontológie (prof. Z. G. Balašov)
— laboratórium hydrogeológie (dr. A. E. Chodkov)

Je to iba hrubé organizačné členenie, nakoľko v rámci jednotlivých laboratórií je ešte množstvo menších, napr. pri laboratóriu fyzikálnych a chemických metód štúdia minerálov a hornín pracuje aj laboratórium vysokých teplôt a tlakov a pod. Ústav sa zameriava najmä na vedecký výskum, pedagogickým účelom neslúži. Študenti sa však môžu zapojiť do výskumnej práce ústavu, pripravujú tu často svoje ročníkové a diplomové práce.

GF LŠU má vlastnú bohatú knižnicu, obsahujúcu najmä literatúru potrebnú pre študentov. Od r. 1946 vydáva geologická fakulta spolu s geografickou fakultou vlastný časopis: „Vestnik Leningradskogo universiteta" (serija geologija i geografija).

Geologické práce, Správy 61 | str. 335—336 | Bratislava | 1973

RECENZIA publikácie: M. Książkiewicz Budova geologiczna Polski

Tektonika, część 3, Karpaty, Wydaw. Geolog. Warszawa 1972

Prešlo už dvadsať rokov odvtedy, čo vyšla „Regionalna geologia Polski", ktorá zhrnula výsledky geologického výskumu Karpát do päťdesiatych rokov. Poľskí geológovia zatiaľ získali nové poznatky o geológii poľskej časti Západných Karpát, ktoré bolo potrebné vyhodnotiť a konfrontovať s výskumami v priľahlých častiach karpatského oblúka.

M. Książkiewicz predkladá v knihe „Budova ... výsledky geologického bádania a výskumu poľskej časti Západných Karpát v harmonickej náväznosti na výsledky získané v československých a ukrajinských Karpatoch. Pritom sa nesnaží iba zozbierať a triediť materiály rôznych autorov, ale predovšetkým ich kriticky hodnotiť, vzájomne konfrontovať a nakoniec jednotlivé problémy podať a vysvetliť z hľadiska vlastného názoru. Práca je hodnotná aj tým, že v uhle kritického hodnotenia získavajú celokarpatský význam i mnohé výsledky slovenských geológov v oblasti Západných Karpát.

V súlade s hlavnými orograficko-geologickými celkami poľských Karpát rozdeľuje autor prácu na tri časti. Prvá časť sa zaoberá tektonikou Vysokých Tatier a s nimi susediaceho Podhalia. Venuje pozornosť otázke vývoja variského cyklu v granitoidných a metamorfovaných útvaroch Tatier. Potom nasleduje hodnotenie alpinskeho vývoja megaantiklinály Tatier, v ktorom autor podáva výsledky výskumu tektoniky obalovej série, tatridných (wierchowych) a subtatranských (reglowych) príkrovov Zaujíma pritom kritické stanovisko k niektorým protichodným alebo nie dostatočne odôvodneným názorovm iných autorov. Vyjadruje sa tiež k mechanizmu a časovej postupnosti vzniku mezozoických príkrovov. Nesúhlasí s teóriou gravitačného stekania ako príčinou vzniku subtatranských príkrovov, pretože mechanizmus tvorby príkrovov svedčí o vplyve tangenciálnych síl, vyvolaných hlbokým podložím. Pôsobením týchto síl sa vyššie masy zemskej kôry vztyčovali a podsúvali pod seba. Sedimentárne masy, ktoré sa pritom odlupovali od fundamentu, mohli byť pasívne — indiferentné, avšak nasúvali sa na seba a vytvárali príkrovy.

V druhej časti knihy sa autor zaoberá bradlovým pásmom. V krátkosti podáva historický prehľad výskumu tejto jednotky charakteristickej pre Západné Karpaty, o ktorú v priebehu päťdesiatich rokov prejavili geológovia azda najintenzívnejší záujem. I napriek veľkému úsiliu zostávajú však mnohé otázky vývoja bradlového pásma nedoriešené. Jednou z nich je problém vrásnivých pohybov, ich časových postupností, formy a ich intenzity, Na rozdiel od iných autorov, ktorí v bradlovom pásme pracovali, sa prof. Książkiewicz snaží zhodnotiť dostupné materiály, aby sa vyhol zovšeobecňovaniu a mylnej interpretácii. Okrem iného napr. konštatuje, že pre bradlové pásmo na poľskom území nemožno akceptovať vplyv vrchnokriedových tektonických pohybov vrásového charakteru, pretože štruktúrne formy tam poukazujú skôr na vertikálne pohyby dvíhajúcej sa kordiliery. Autor ďalej tvrdí, že tieto pohyby sa neprejavovali ako odraz horotvorných tlakov, ale ako vplyv subsidencie geosynklinály. Jej vplyvom sa premiestňoval subkrustálny materiál. Podobný názor vyjadruje k otázke existencie laramskej fázy, i keď pripúšťa, že v tom čase sa miestne mohli vynoriť mezozoické útvary bradlového pásma. Vo vnútornom členení bradlového pásma autor vidí mnoho nepresností, ktoré sa nahromadili od čias V. Uhliga (1907). Prichádza k záveru, že bradlové pásmo budujú dva navzájom prevrásnené príkrovy: spodný — czorsztýnsky a vrchný — pieninský. K czorsztýnskemu príkrovu patria: „séria czorsztýnska, czerterzická a niedzická (Birkenmajera), pieninský príkrov tovrí branická a pieninská séria. V závere autor na základe posledných výsledkov litofaciálneho a stratigrafického výskumu jury, kriedy a paleogénu podáva výklad tektonického vývoja bradlového pásma. Prikláňa sa k názoru, že bradlové pásmo vznikalo v mladom sávsko-štýrskom tektonickoštruktúrnom vývoji.

V tretej časti práce sa autor venuje tektonike Beskýd, teda poľským flyšovým Karpatom. V ich základnom členení sa pridržiava Nowakovho (1927) rozdelenia, ktoré dodnes predstavuje najdokonalejší kľúč pre ich štruktúrno-tektonické vyjadrenie. Jednotlivé tektonické celky alebo jednotky autor dôkladne opisuje a kriticky zhodnocuje ich litologicko-stratigrafický objem a ich štruktúrne zvýraznenie,ako aj ich vzájomné vzťahy. V magurskom príkrove sa napr. autor kriticky stavia k trojdielnemu členeniu, pretože faciálny objem, ako aj intenzita nasunutia jednotky v karpatskom oblúku od Z smerom na V sa značne mení, čo oslabuje prijaté kritériá jej delenia. V otázke mechanizmu tvorby flyšových príkrovov autor poznamenáva, že v Karpatoch nenachádzame dôkazy pre gravitačné toky; naopak, veľký význam pre vznik príkrovov mala litologická rôznorodosť sedimentov, založená už v paleogeografickom tvare geosynklinály. Redukciou flyšového bazénu v dôsledku vrásnivých pohybov autor odhaduje na 60 % (zo 175 km na 60 km) šírky.

Dielo prof. Dr. M. Książkiewicza je prínosom v karpatskej geologickej literatúre. Jednoduchým a logickým vytriedením látky zaujme každého geológa, ktorý sa zaujíma o stavbu Vysokých Tatier, Pienin a poľských Beskýd či Západných Karpát vôbec.

B. Leško
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 61

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied, Bratislava roku 1973

Vytlačili Tlačiarenské závody Pravda, závod Bratislava, písmom garmond a petit Extendet

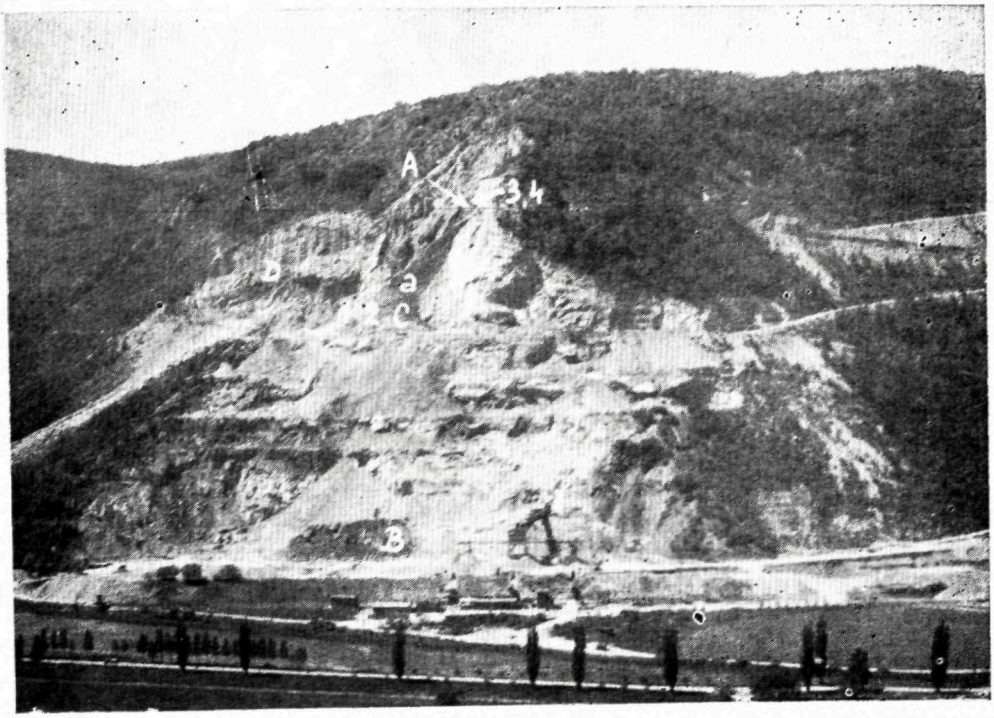
Vedecký redaktor RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

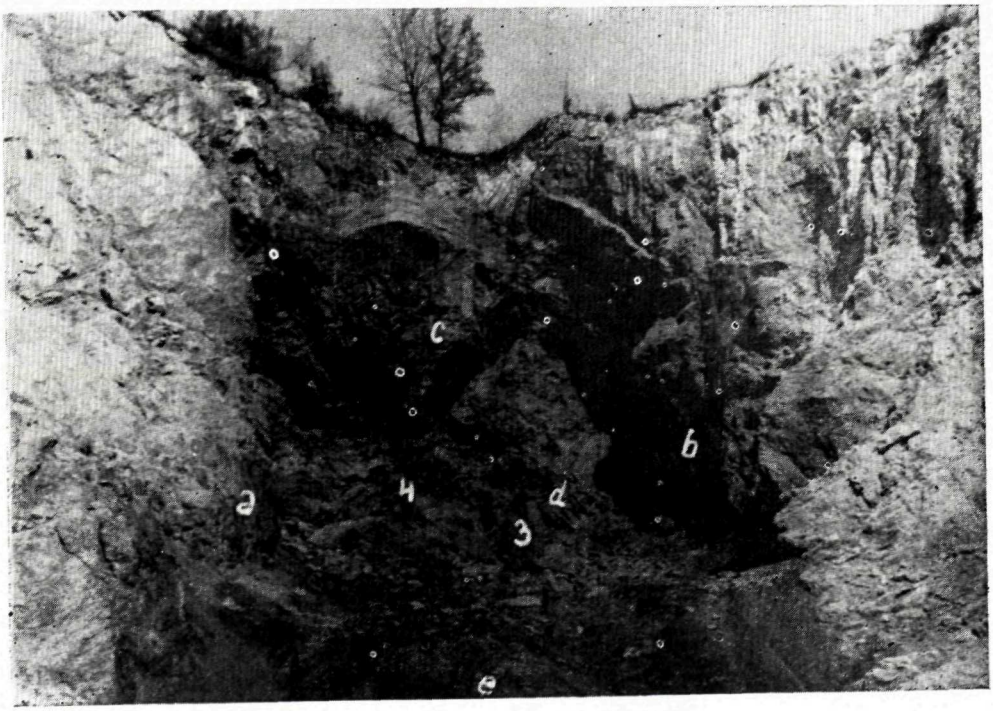
Obálku navrhla Viera Miková

AH 34,09, VH 34,65

Cena brož. výtl. Kčs 39.—

Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. I



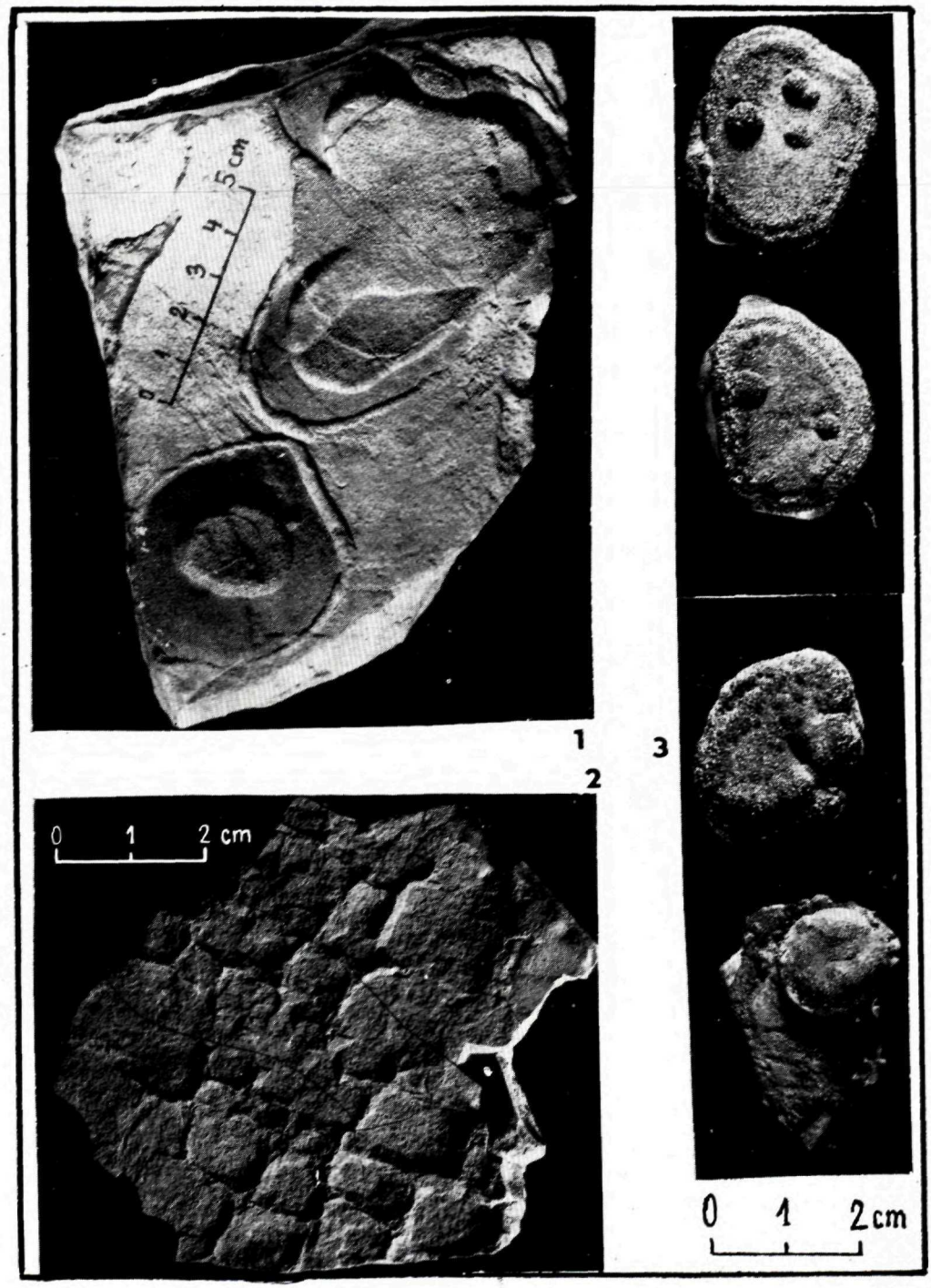


Mello J. – Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. II

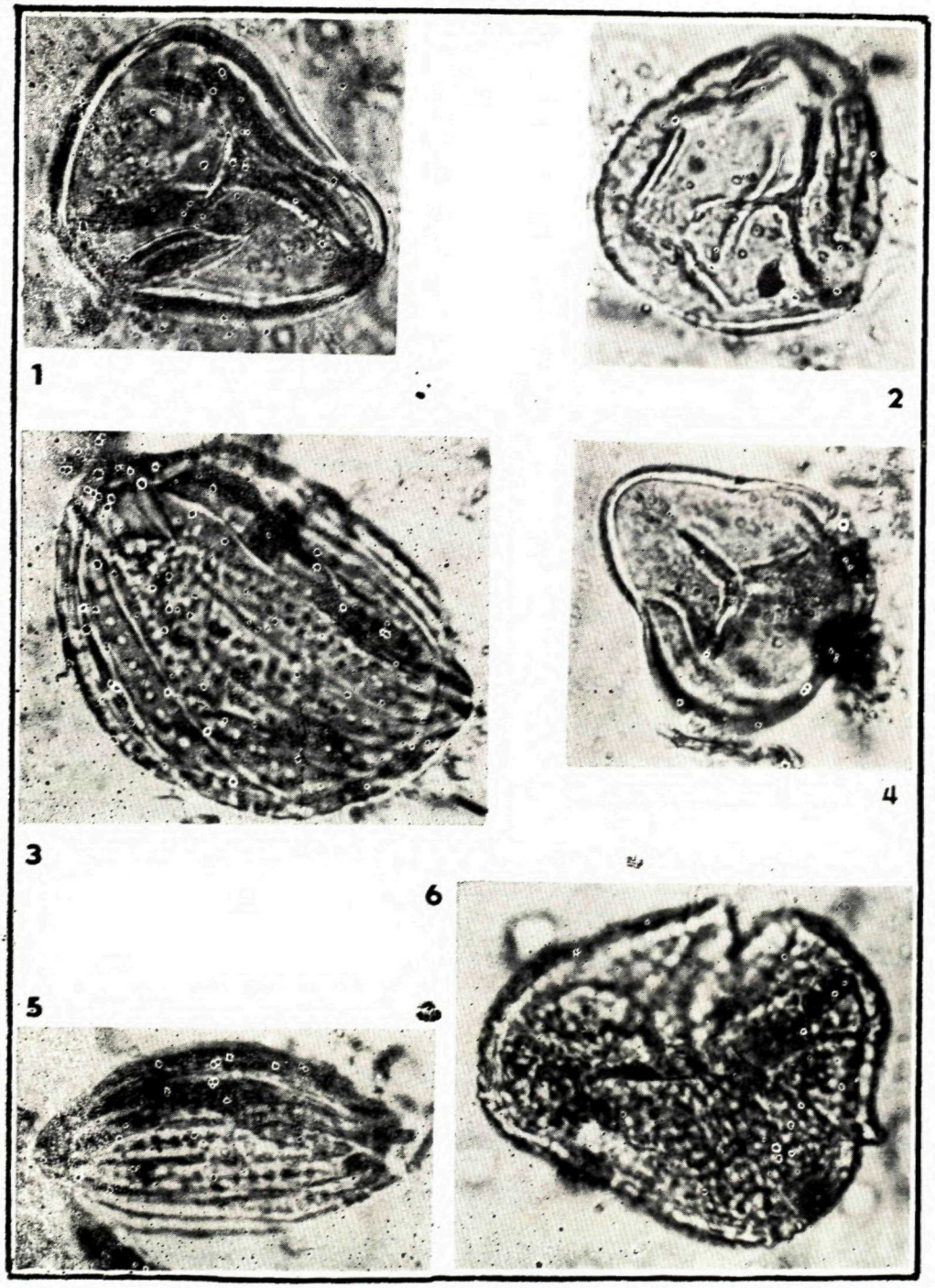




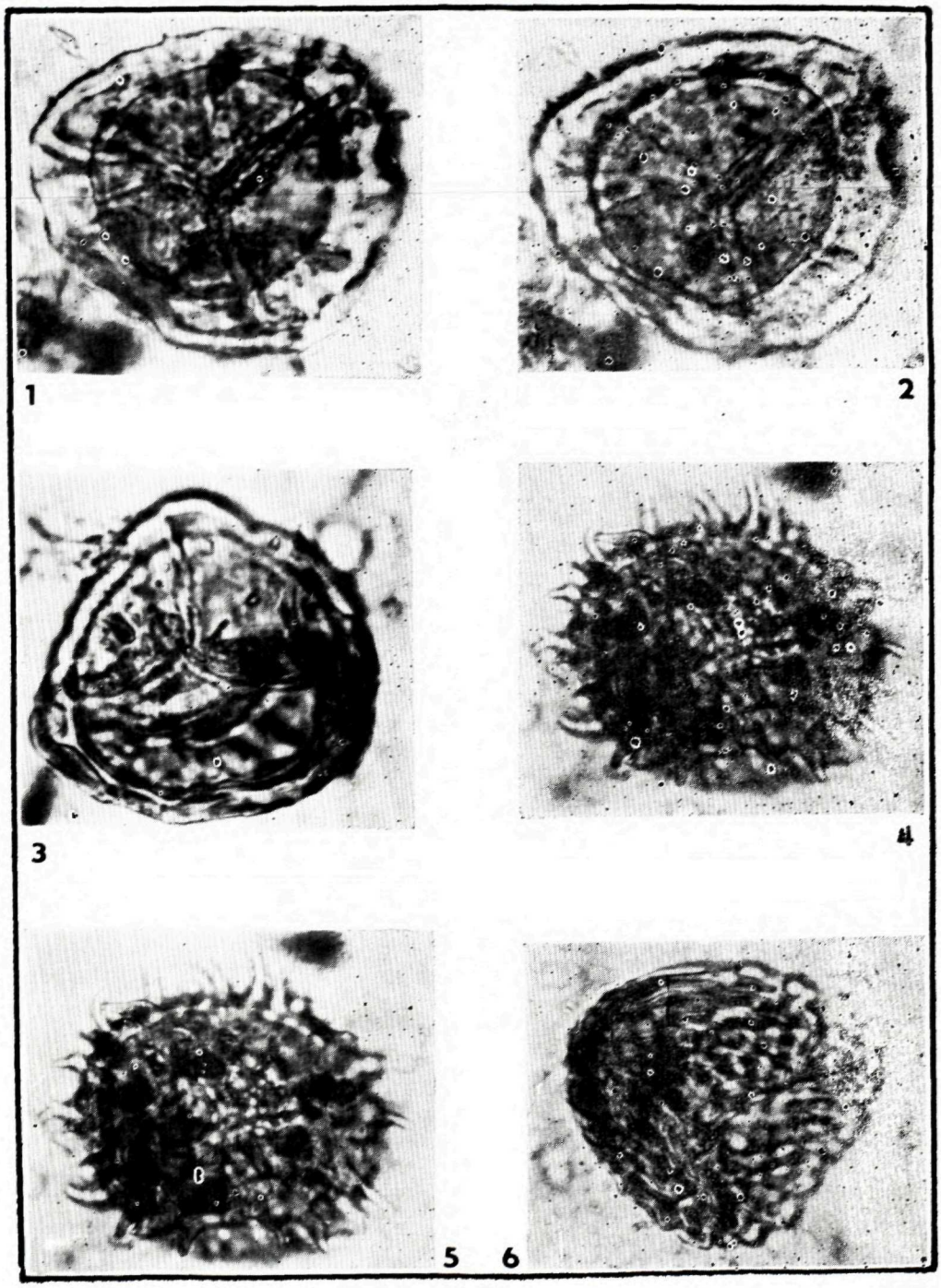
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. III



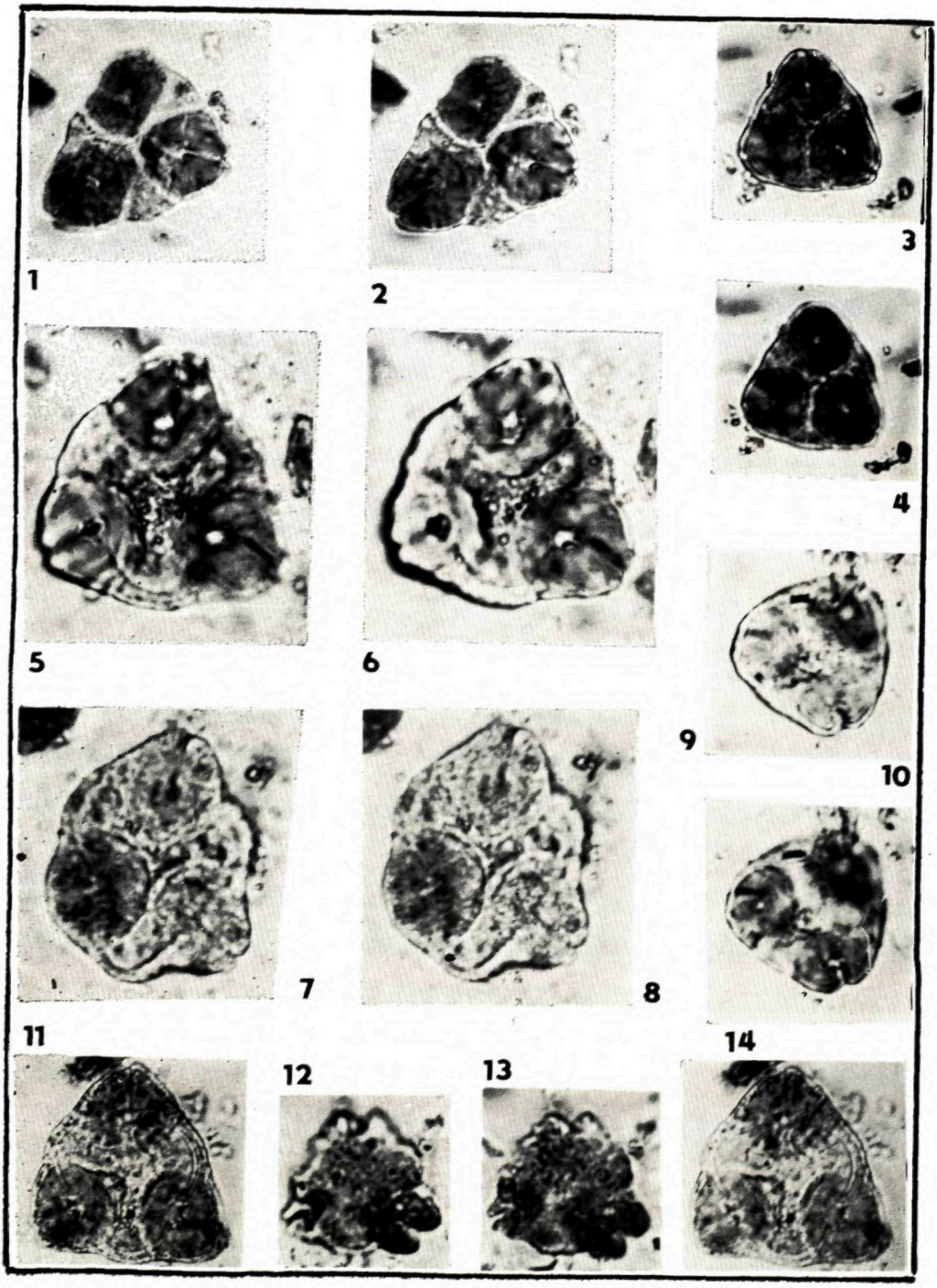
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. IV



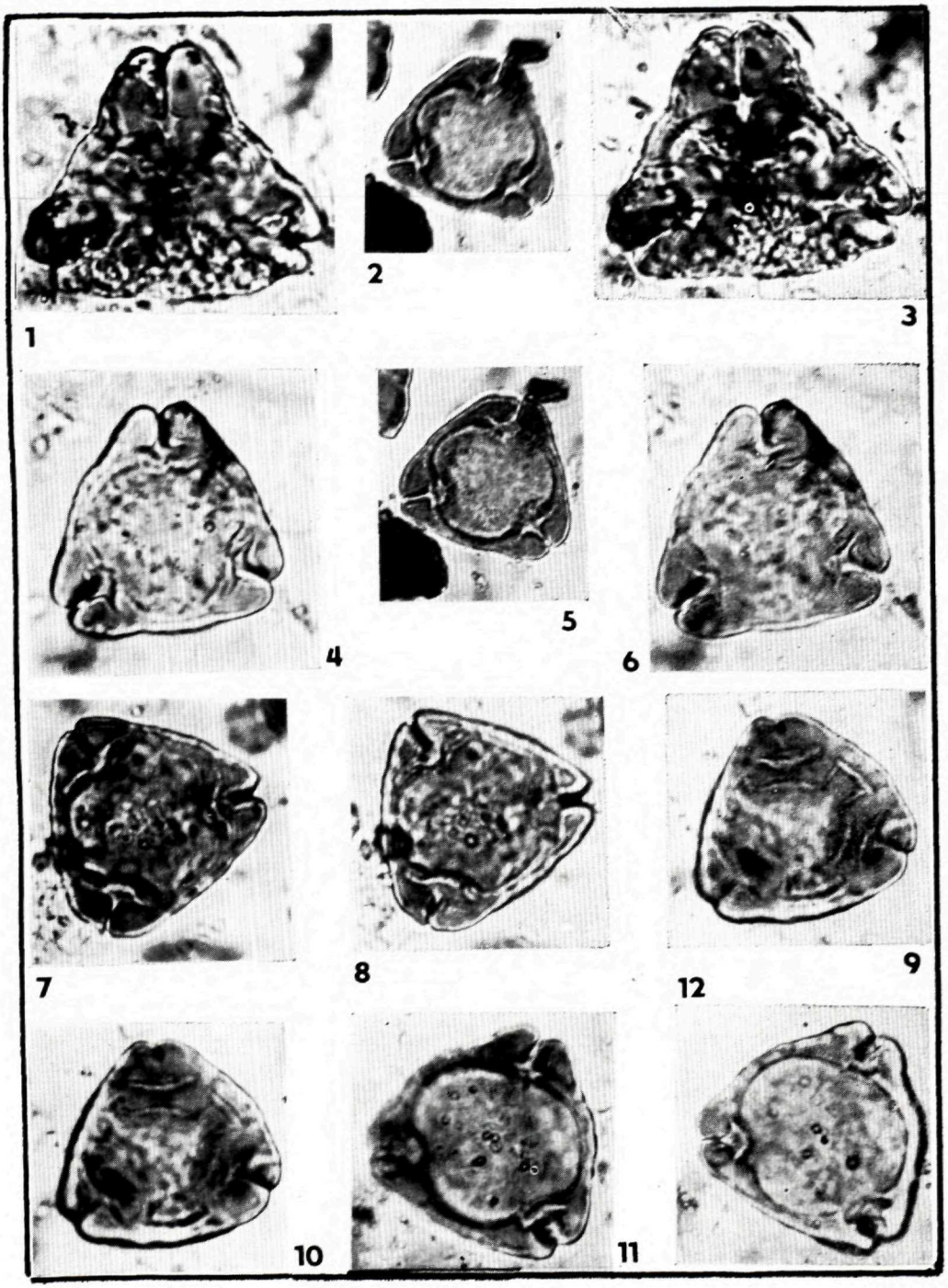
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. V



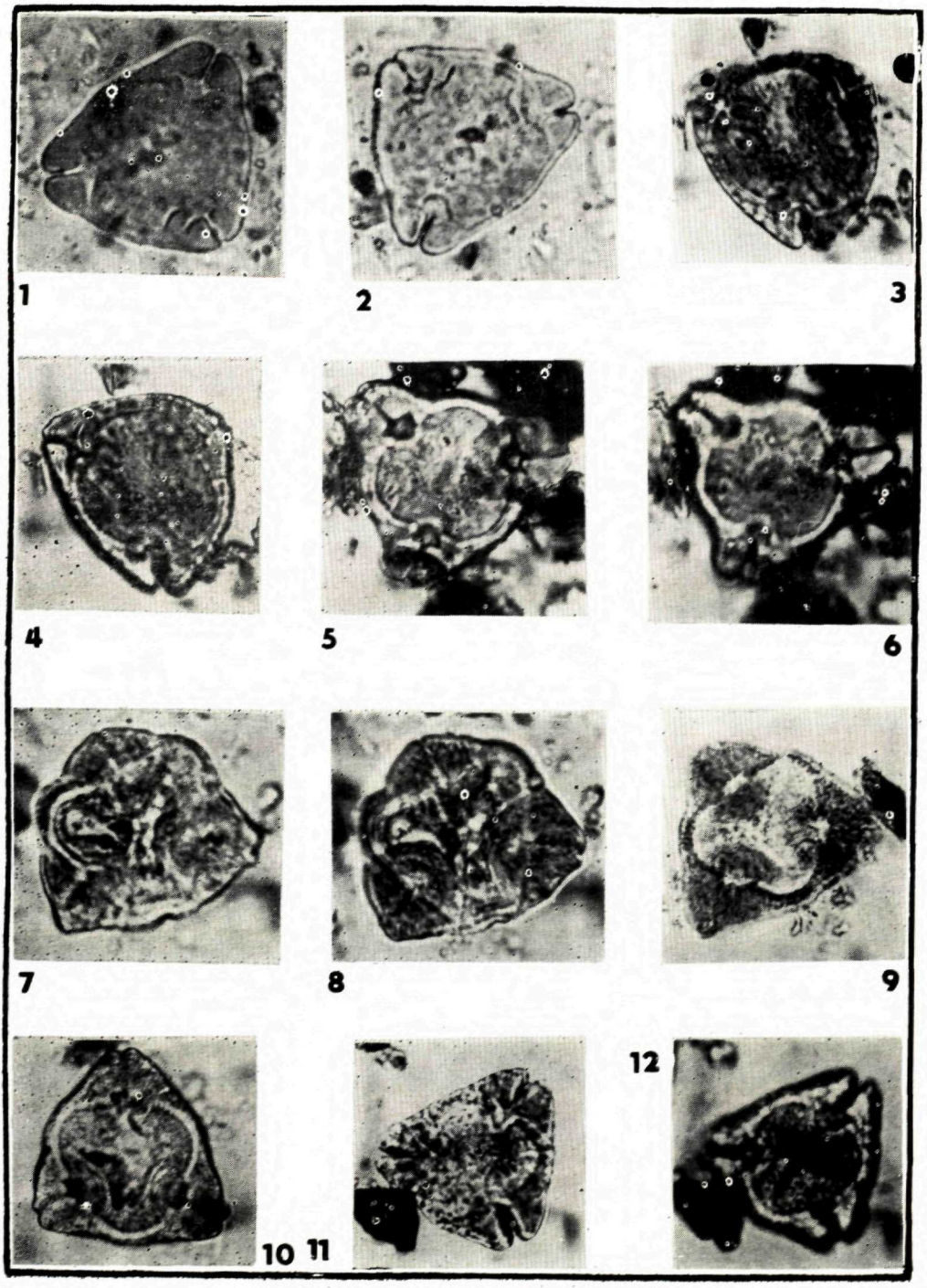
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. VI



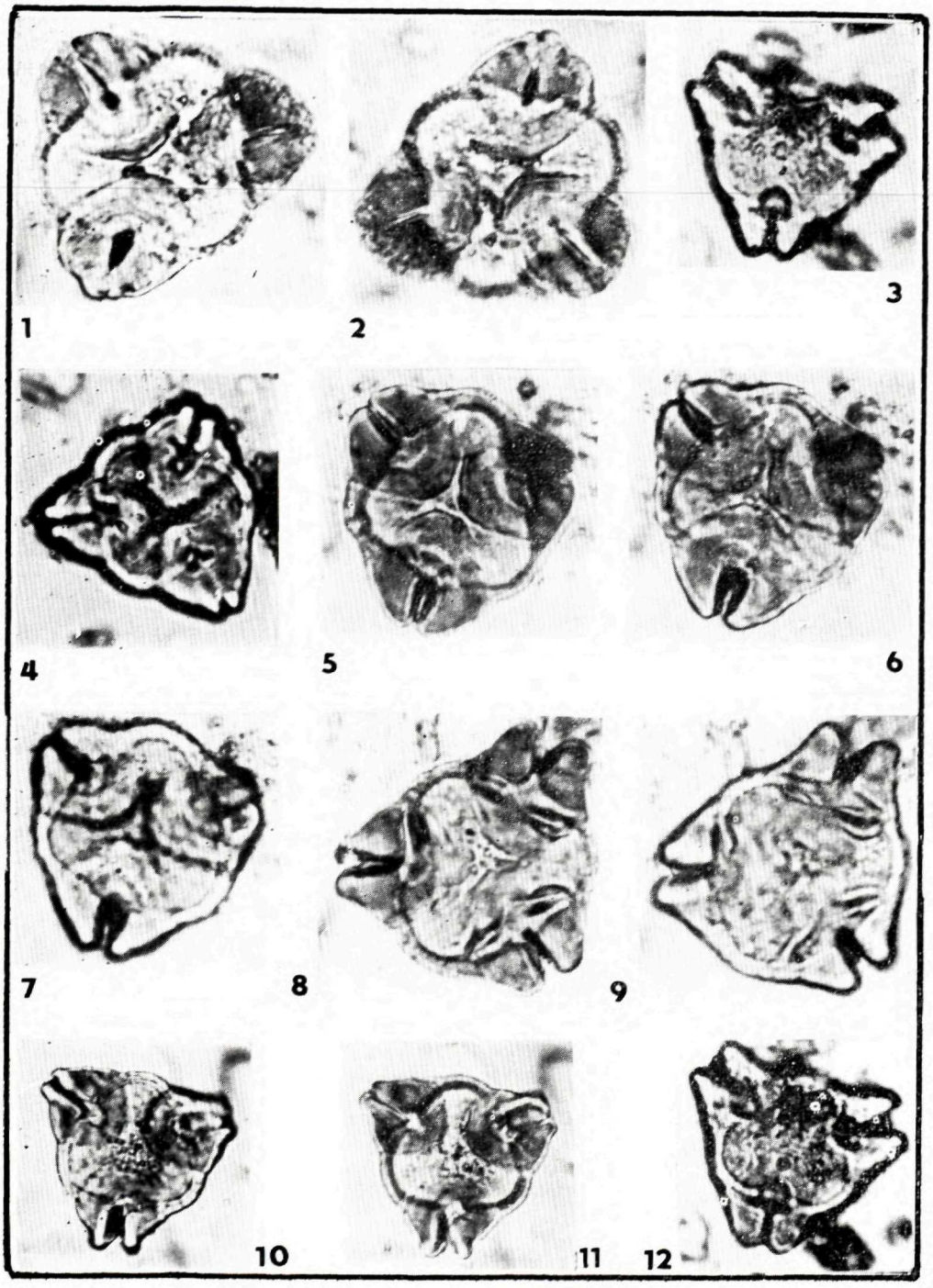
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. VII



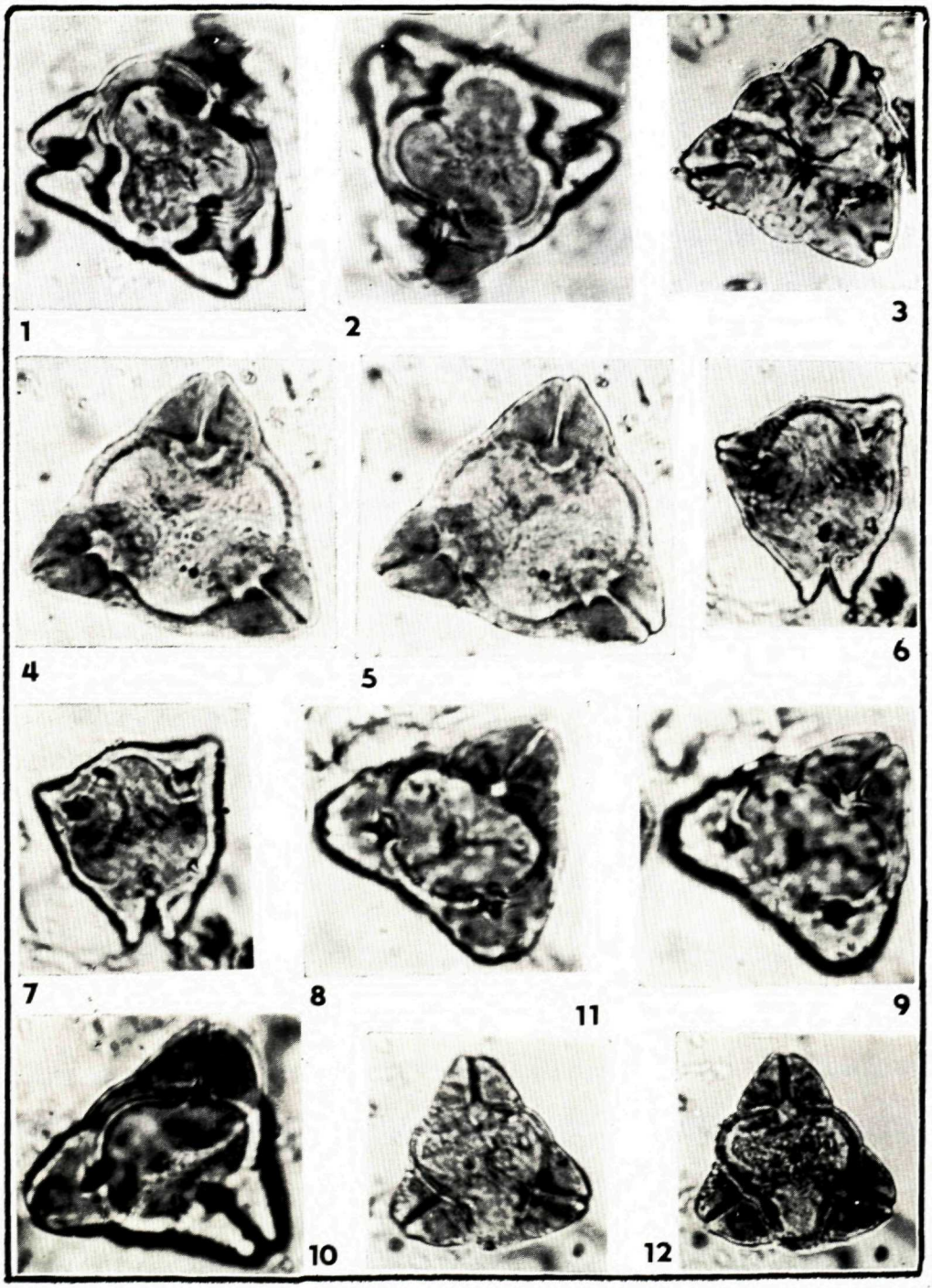
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. VIII



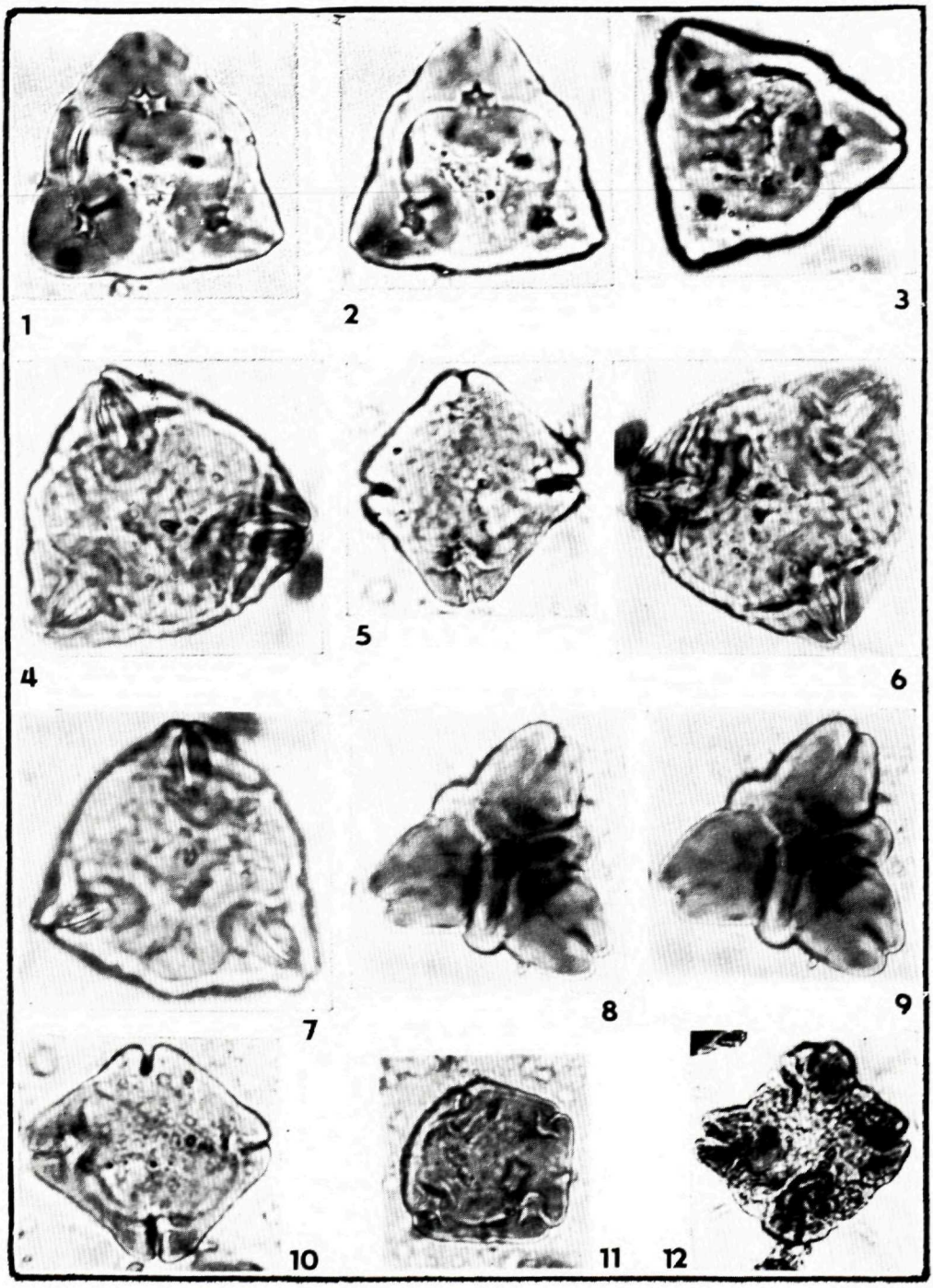
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. IX



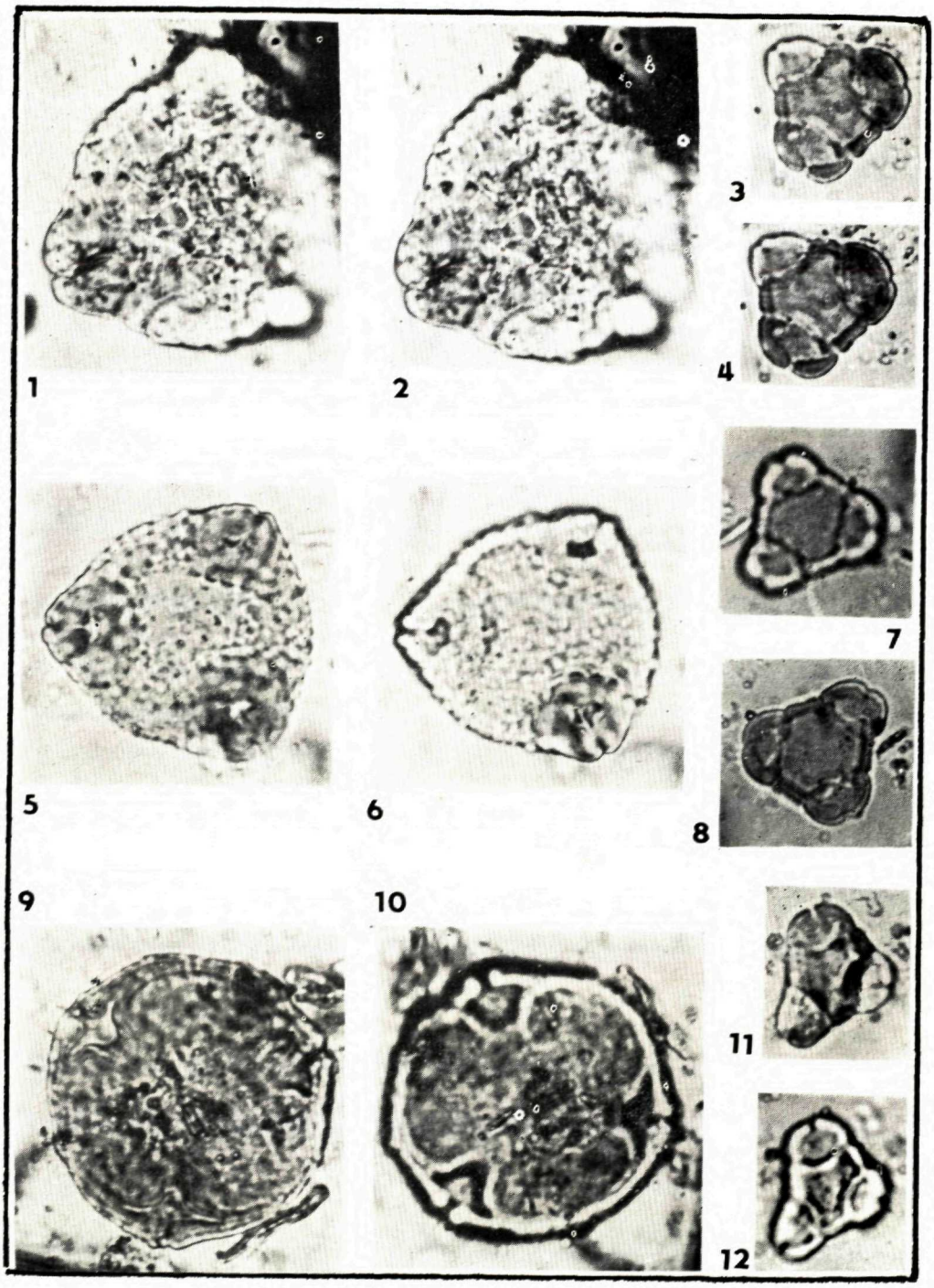
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. X



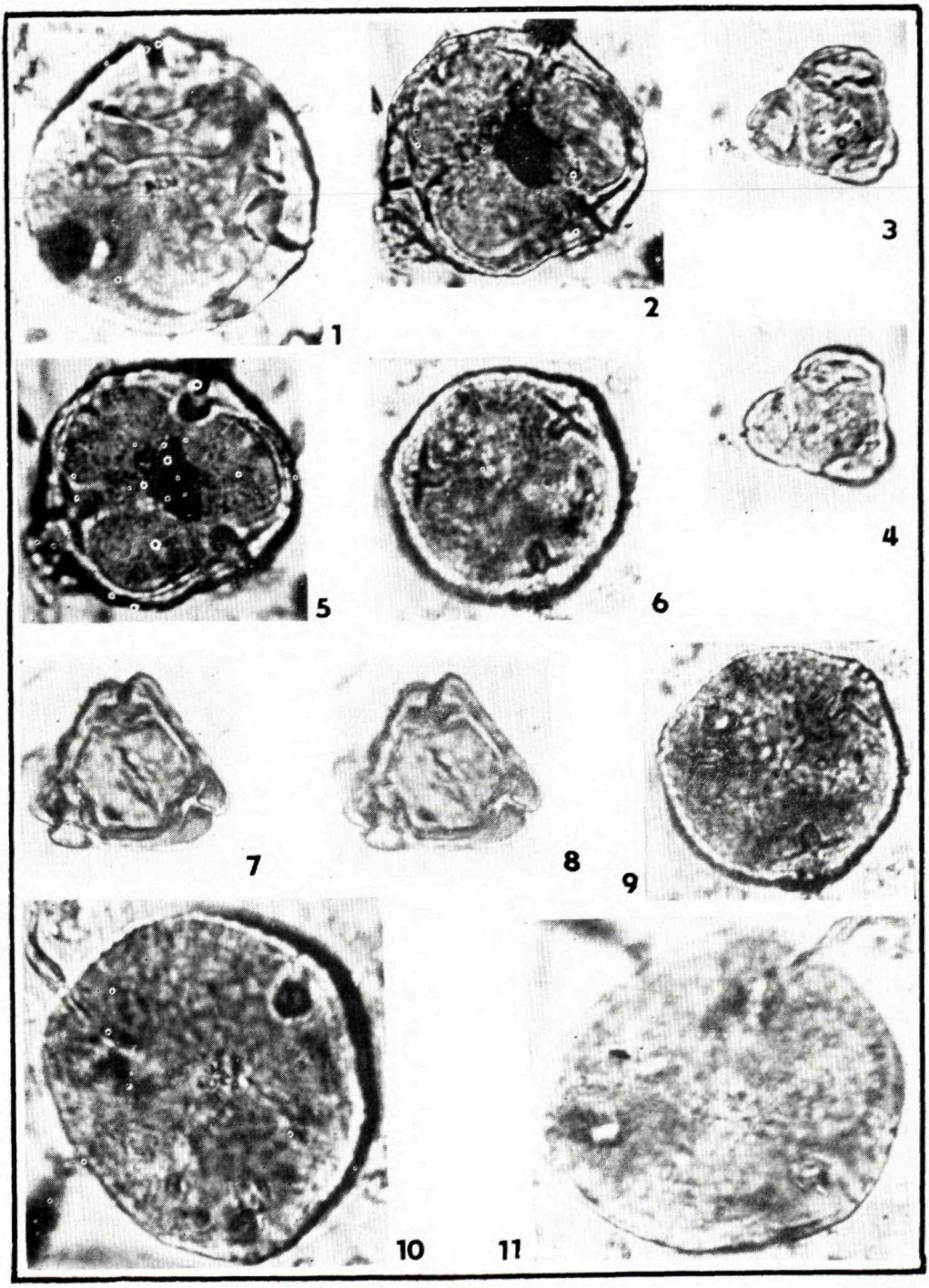
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. XI



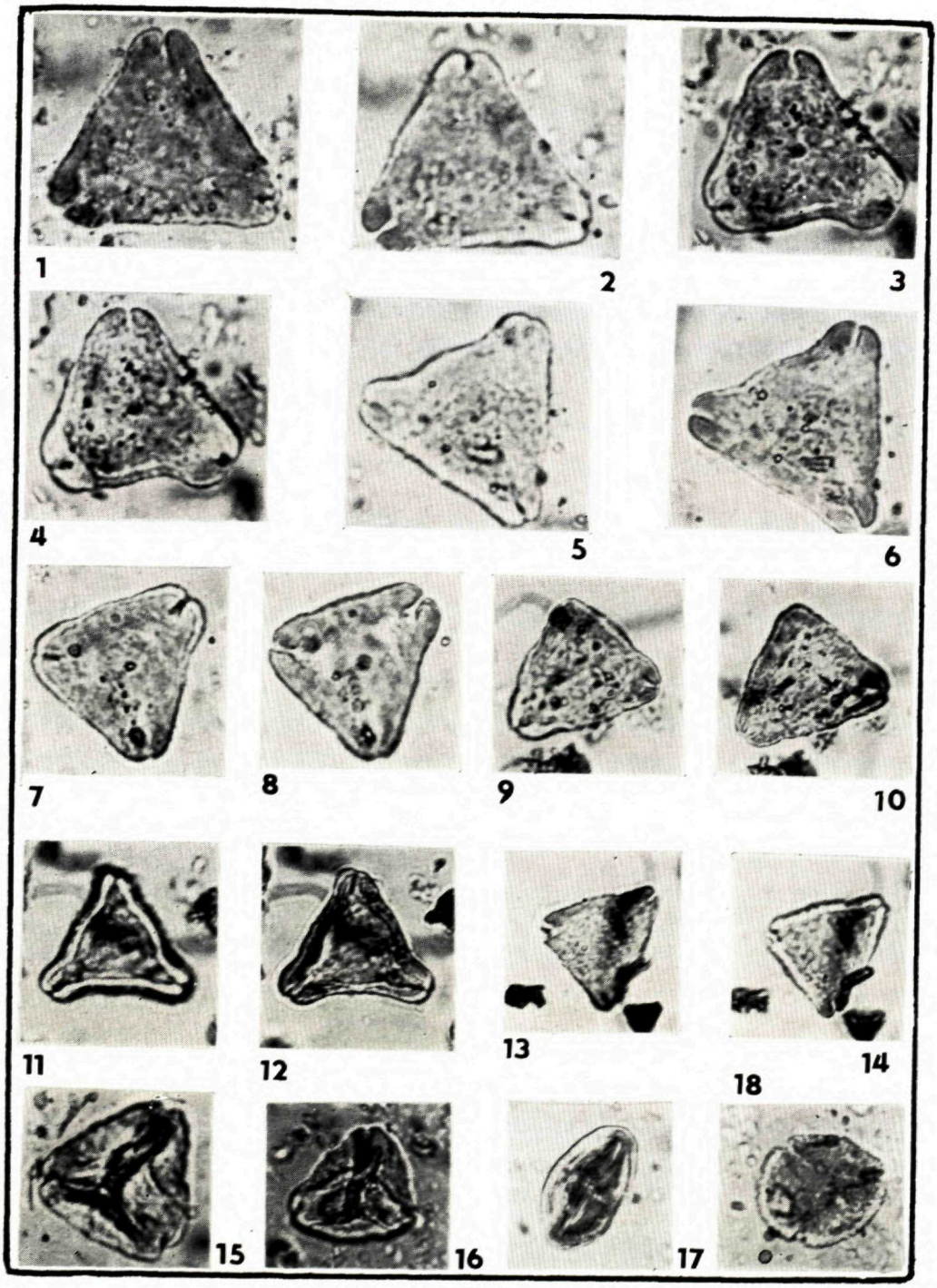
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. XII

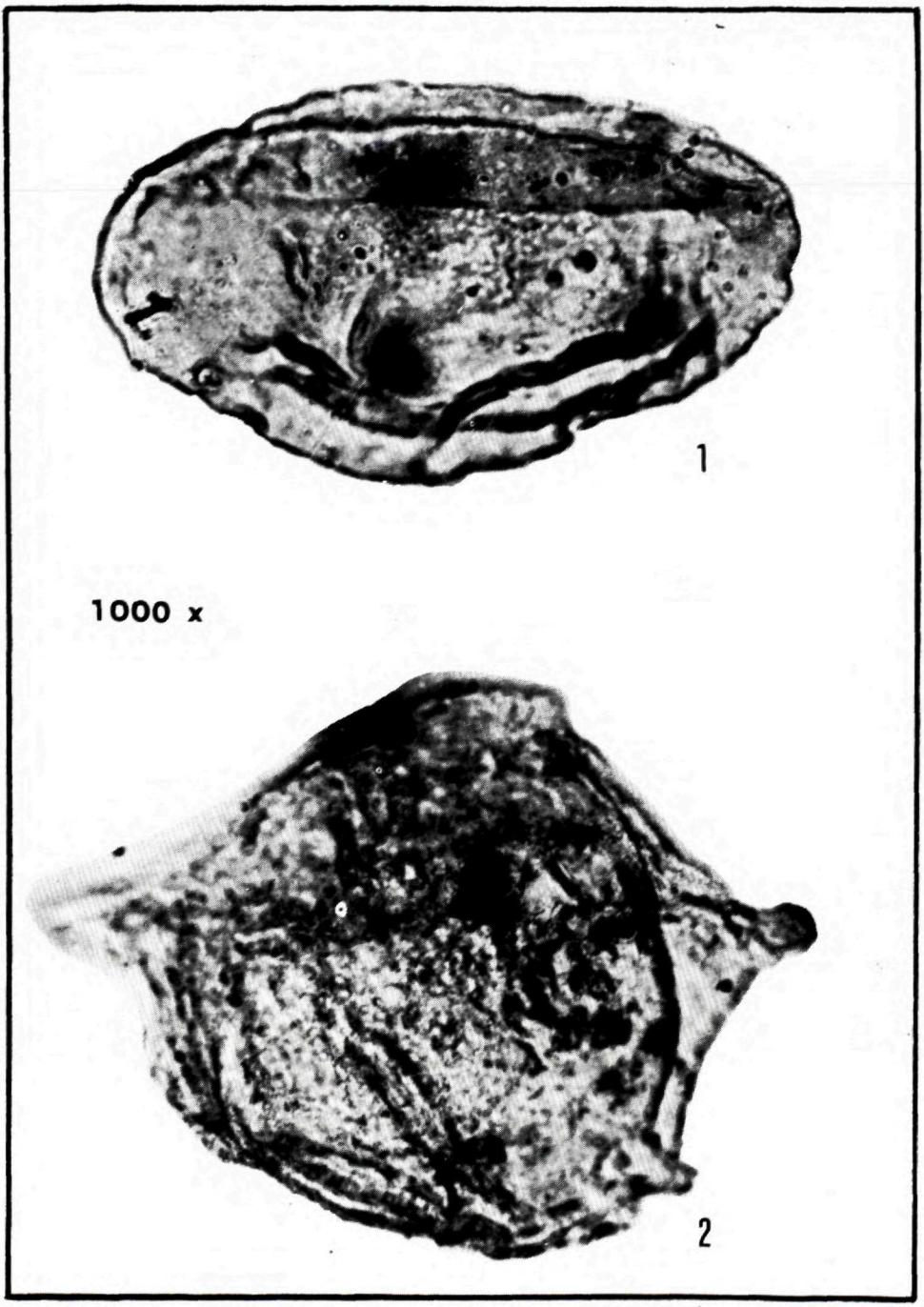


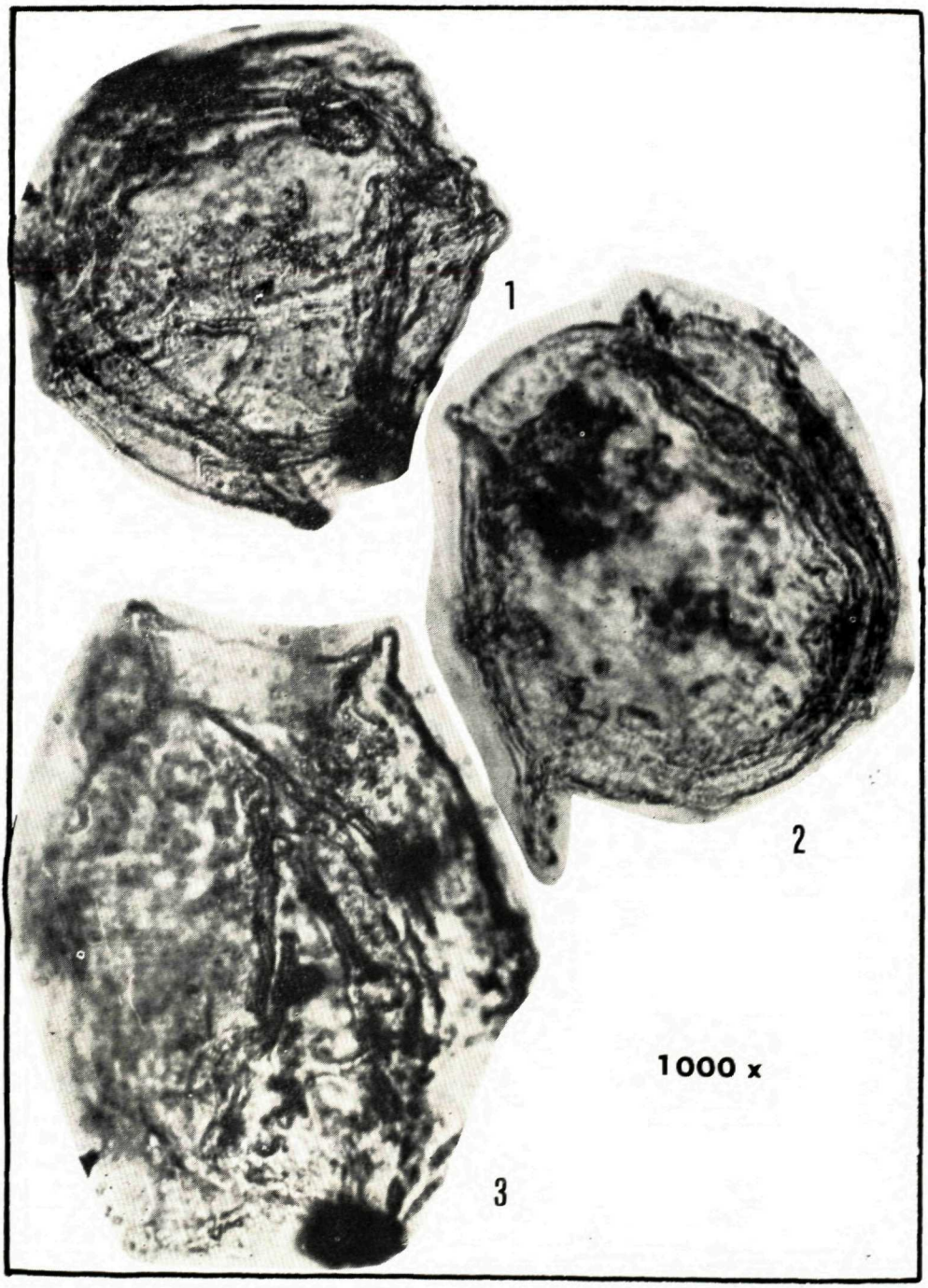
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. XIII



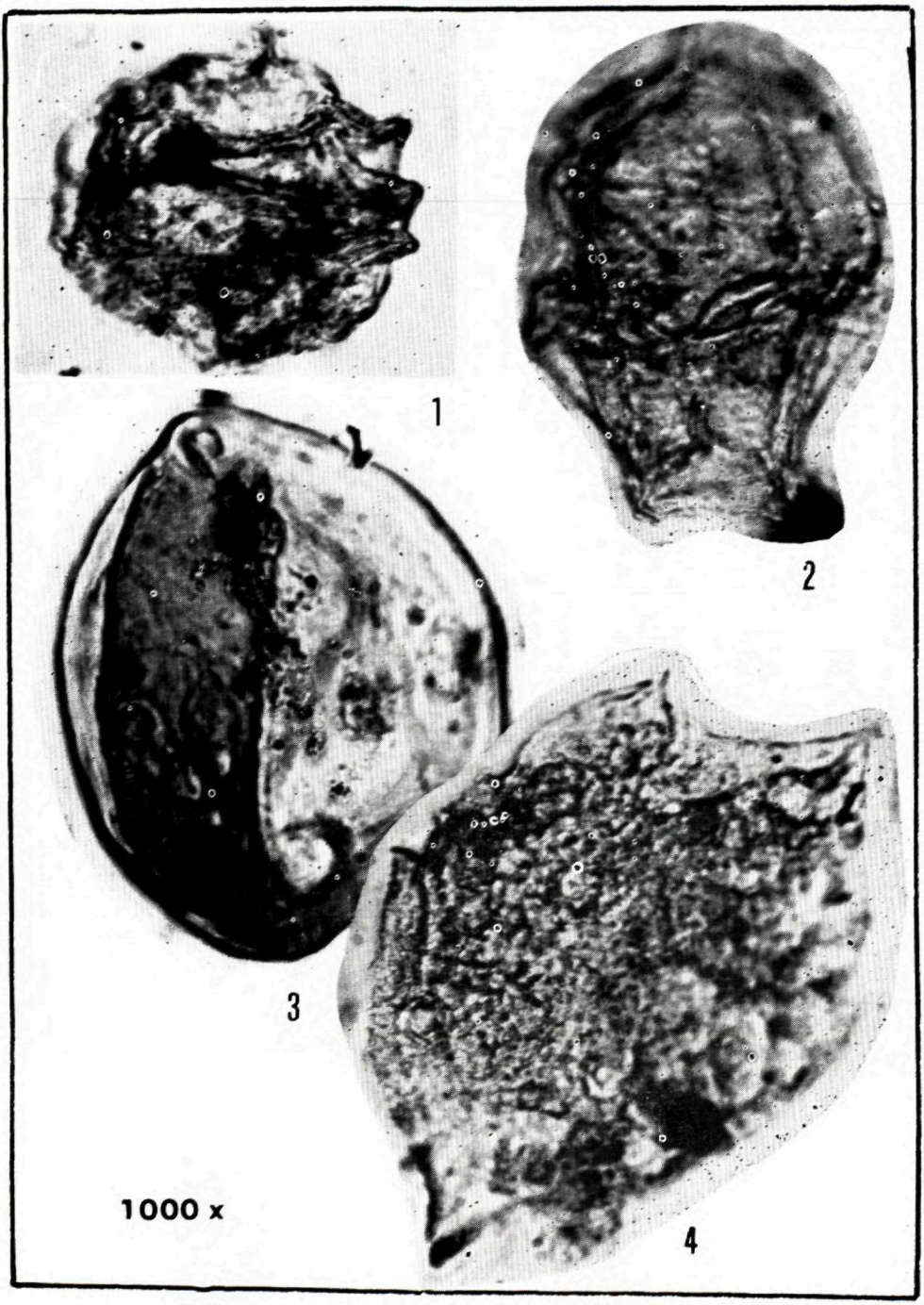
Mello J. — Snopková P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu tab. XIV

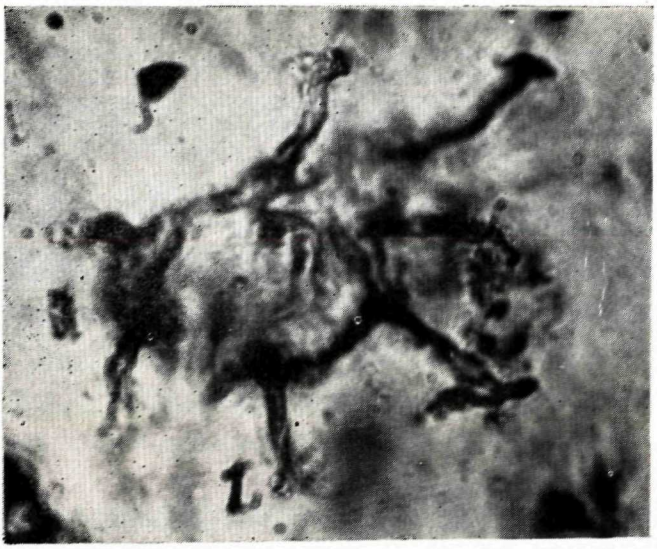



1
1000 x
2


1
2
3
1000 x

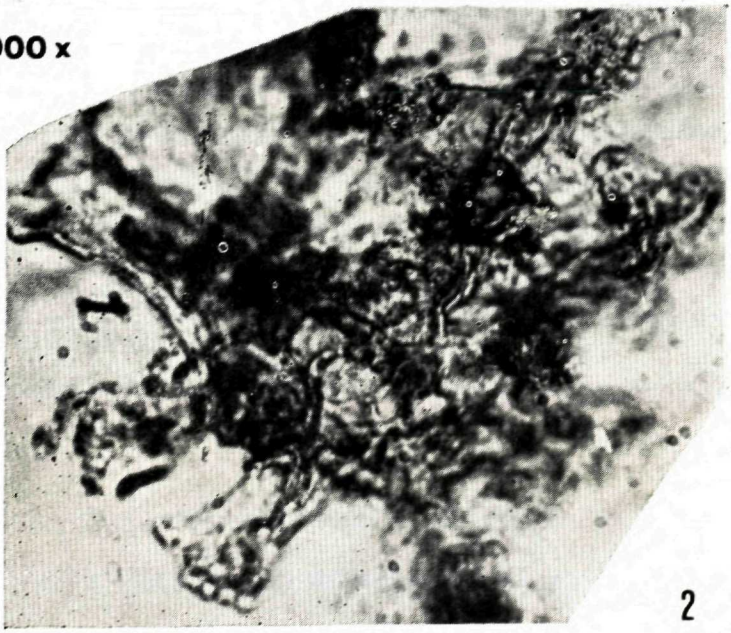
Planderová E.: Nové poznatky o veku centrálnokarpatského paleogénu Horehronia
tab. XVII



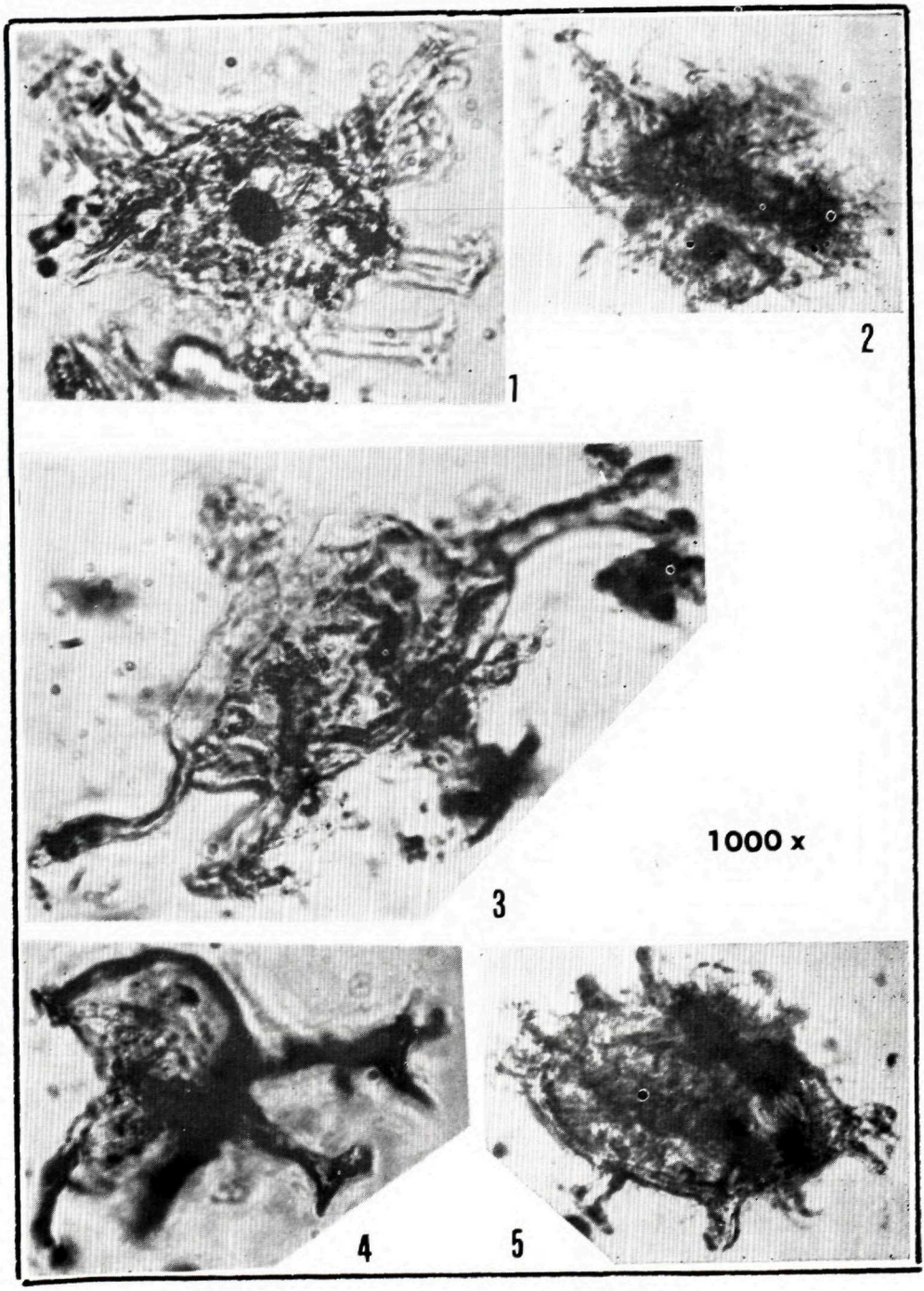


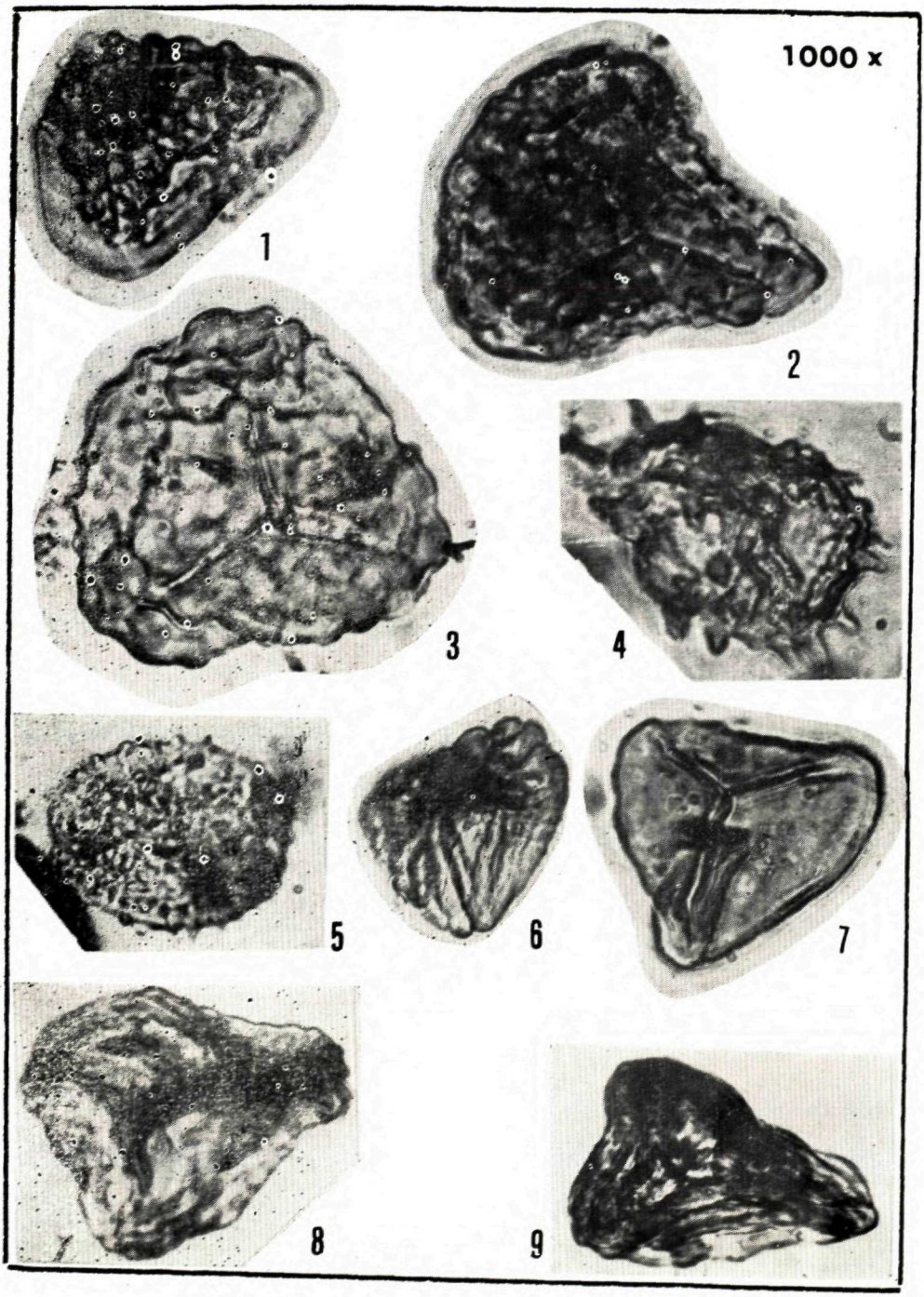
1

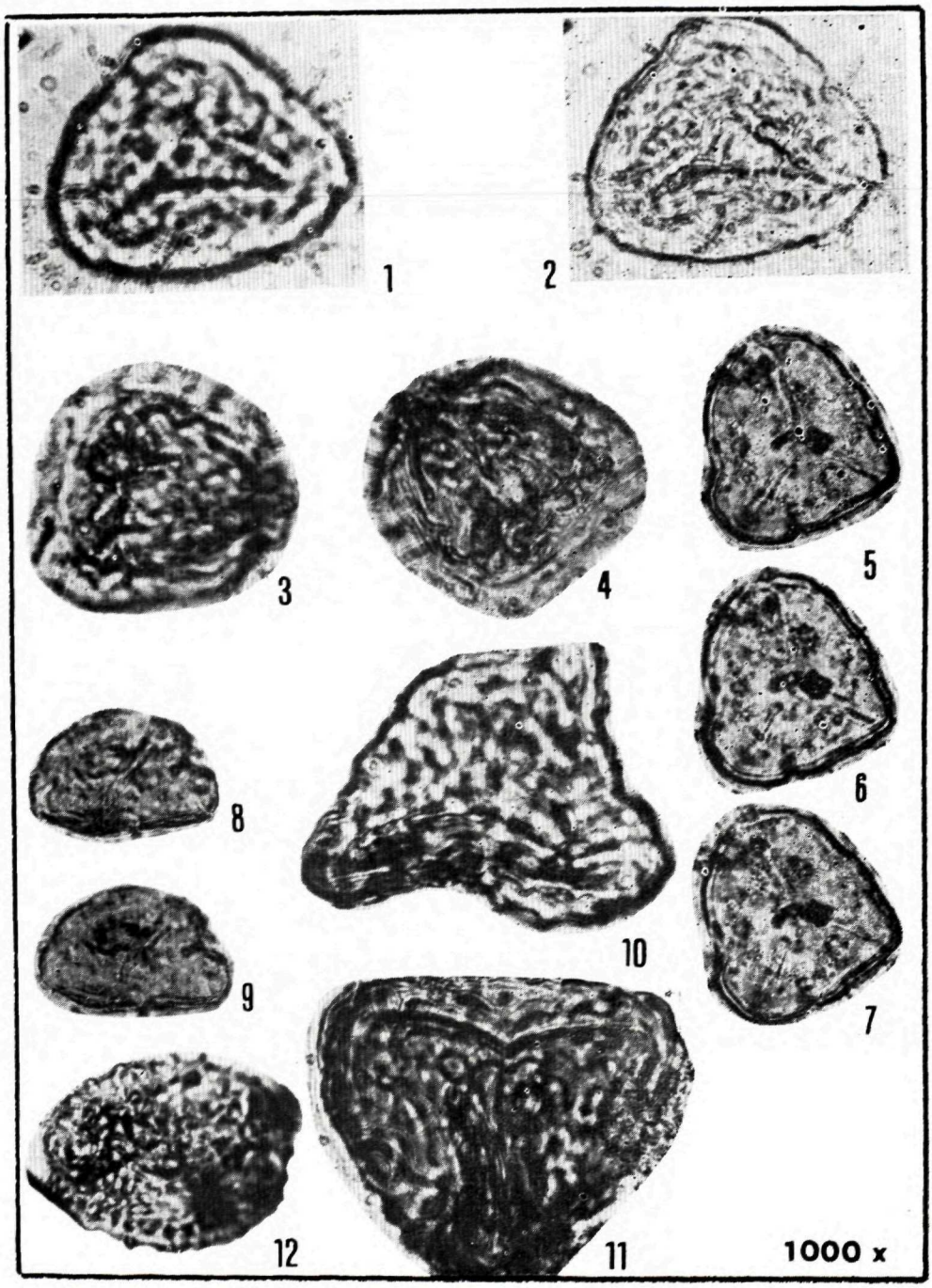
1000 x

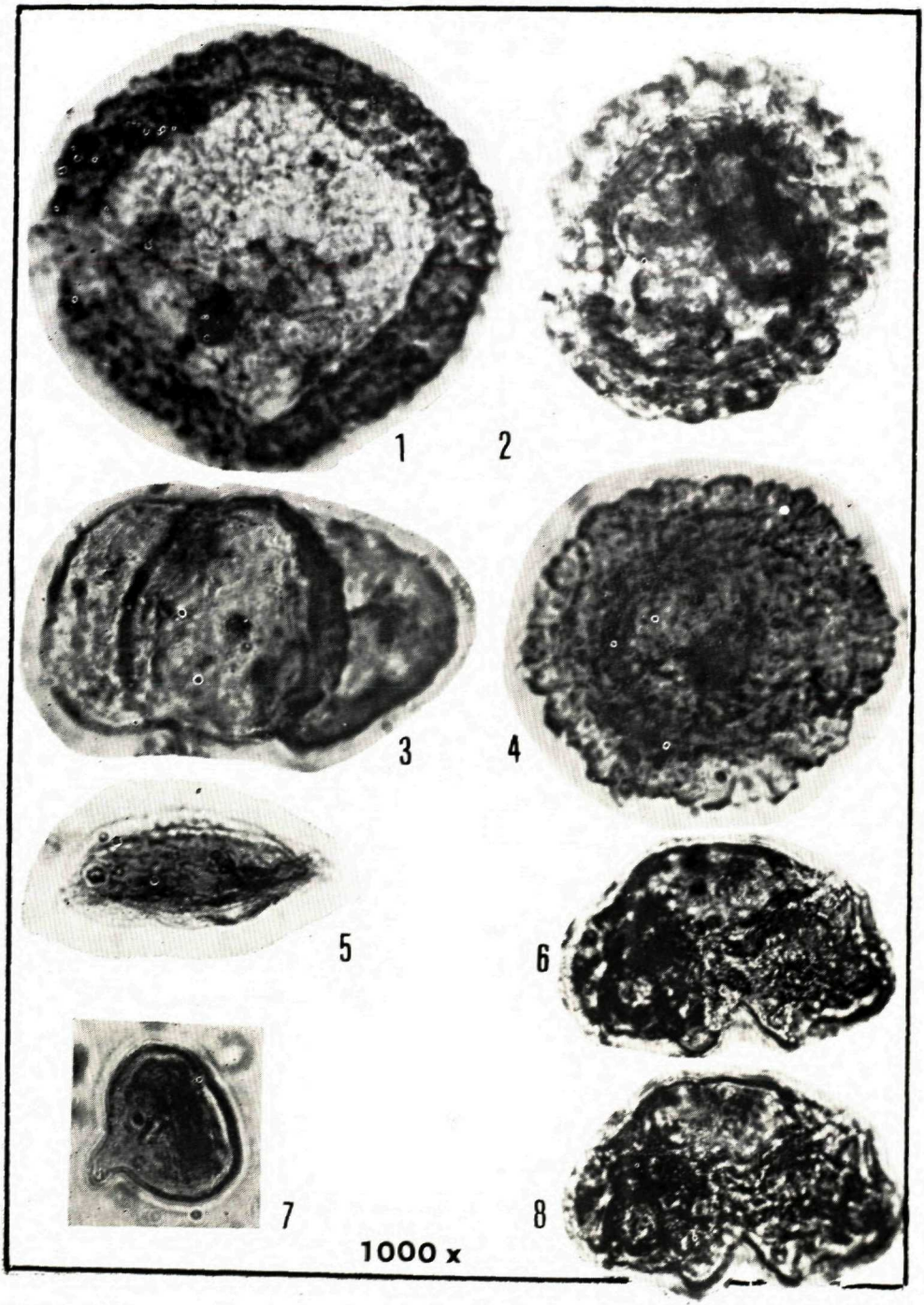


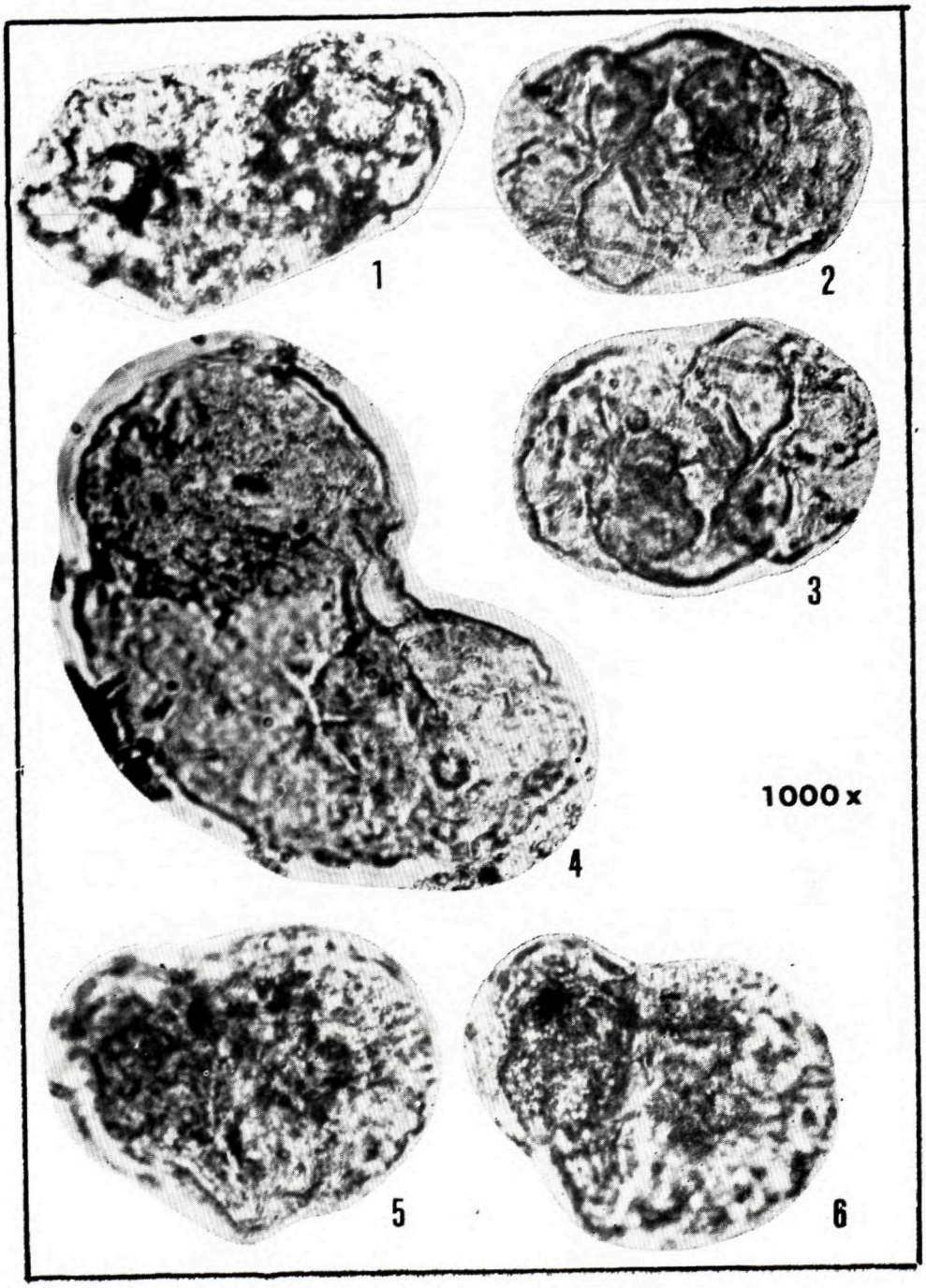
2

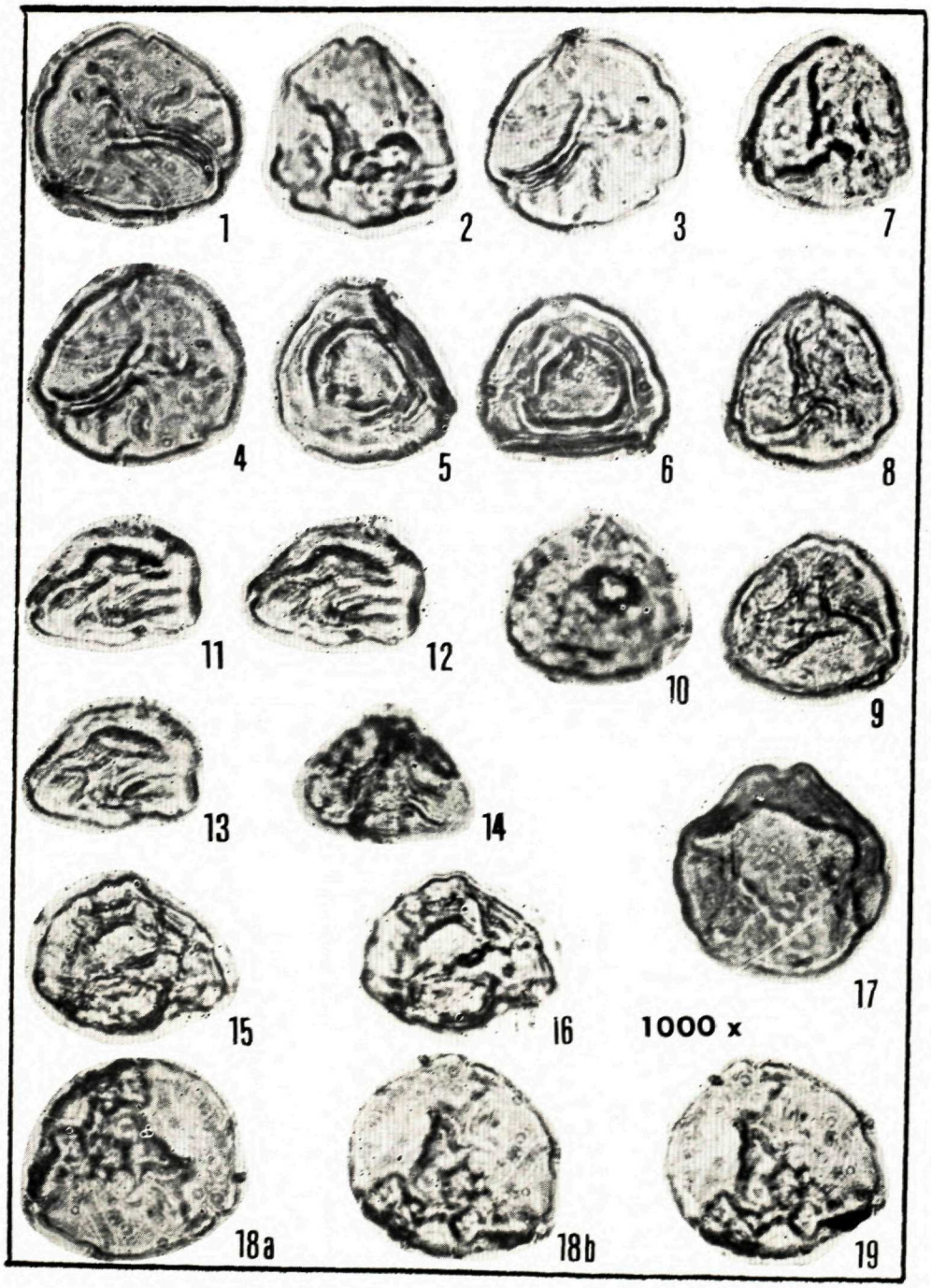

1
2
3
1000 x
4
5

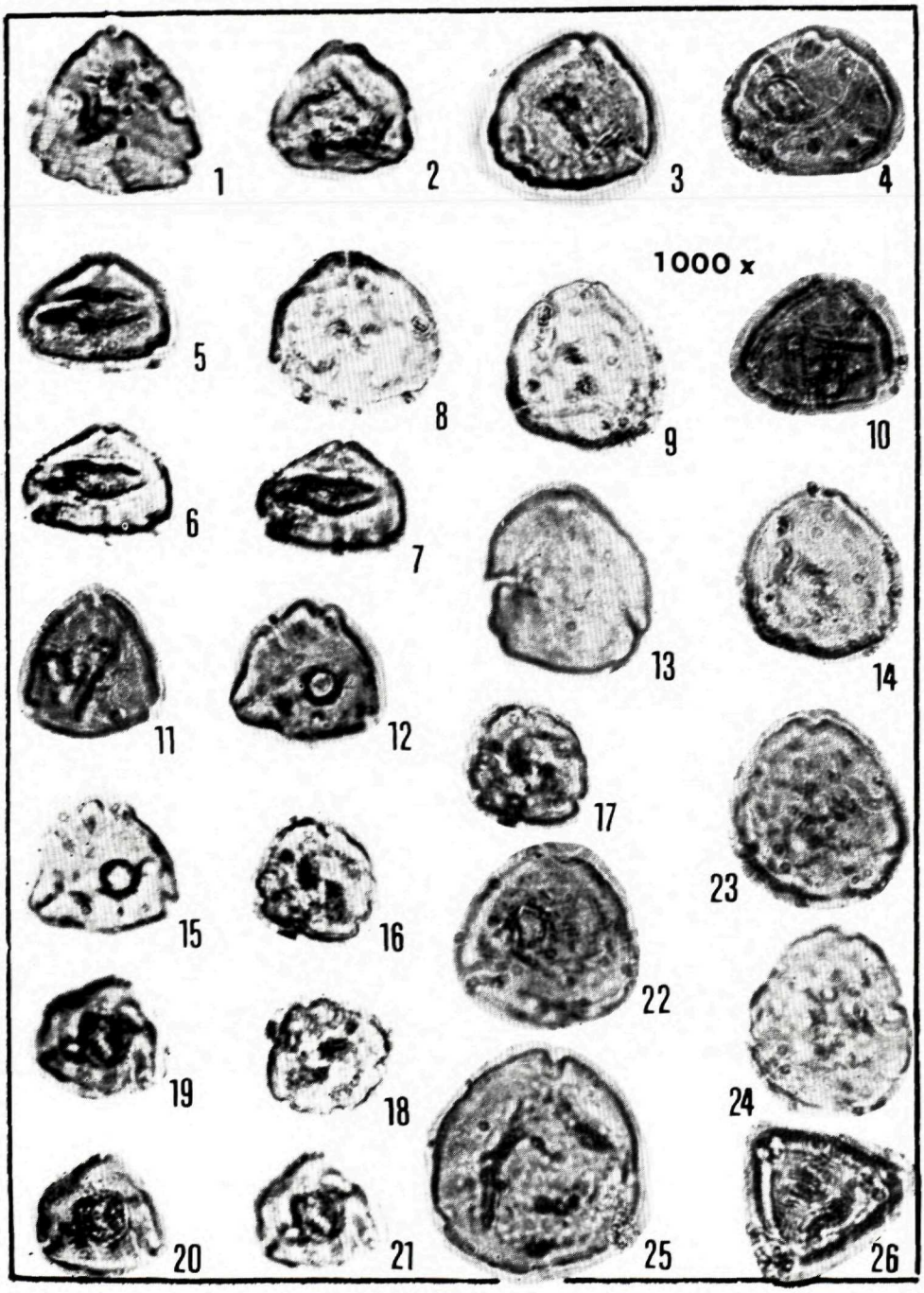

1000 x
1
2
3
4
5
6
7
8
9

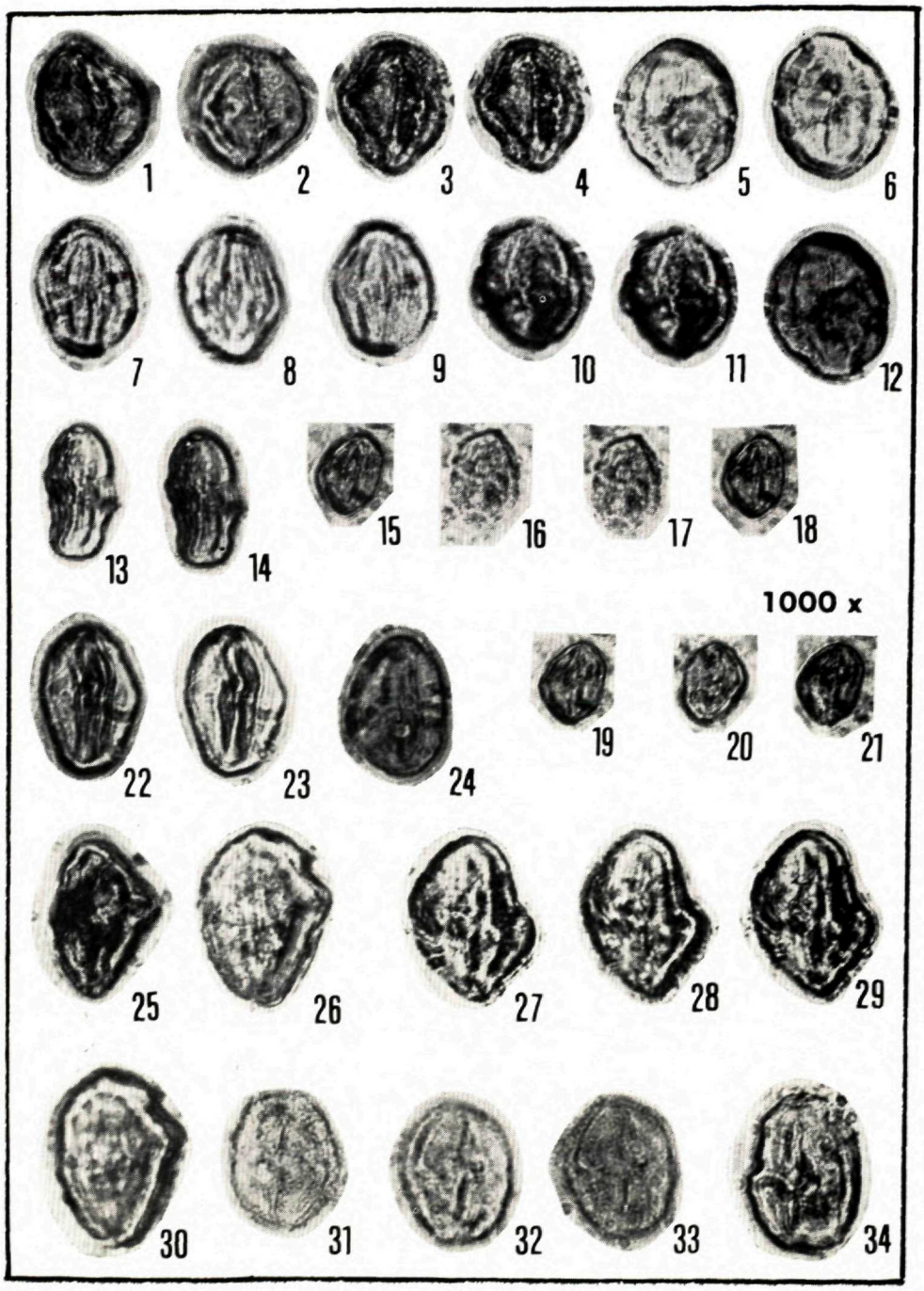

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
1000 x

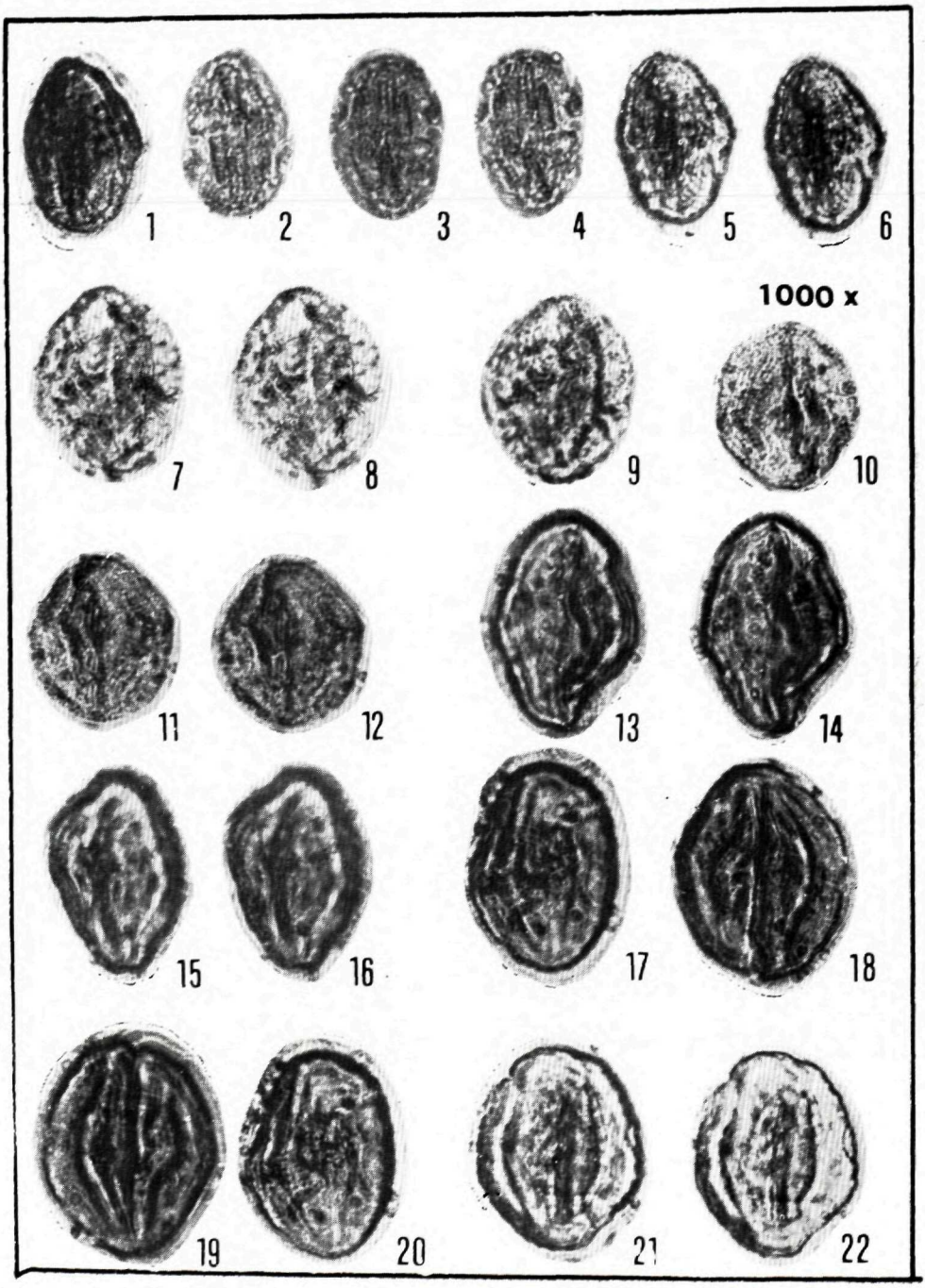

1
2
3
4
5
6
7
8
1000 x

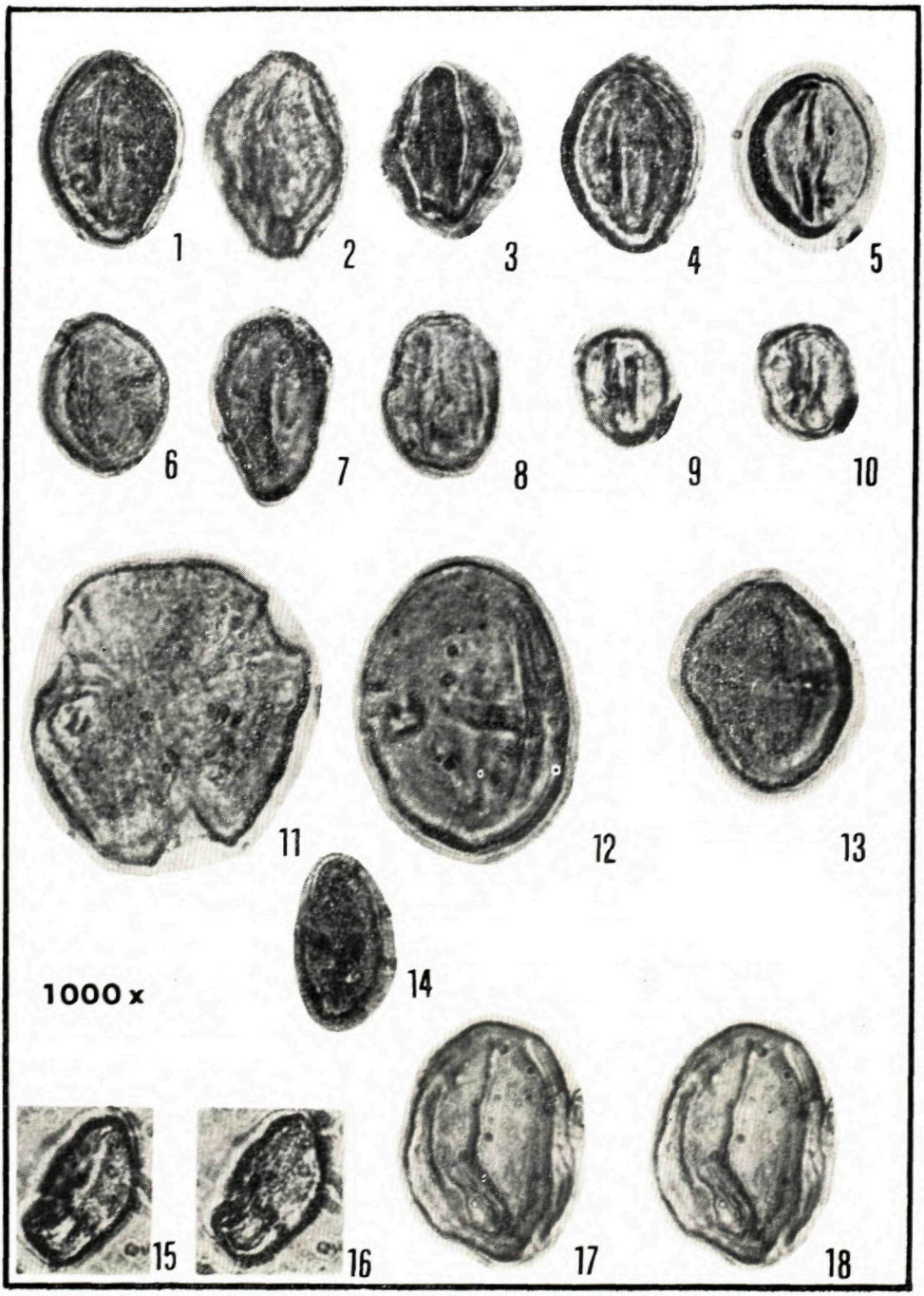

1
2
3
4
1000x
5
6

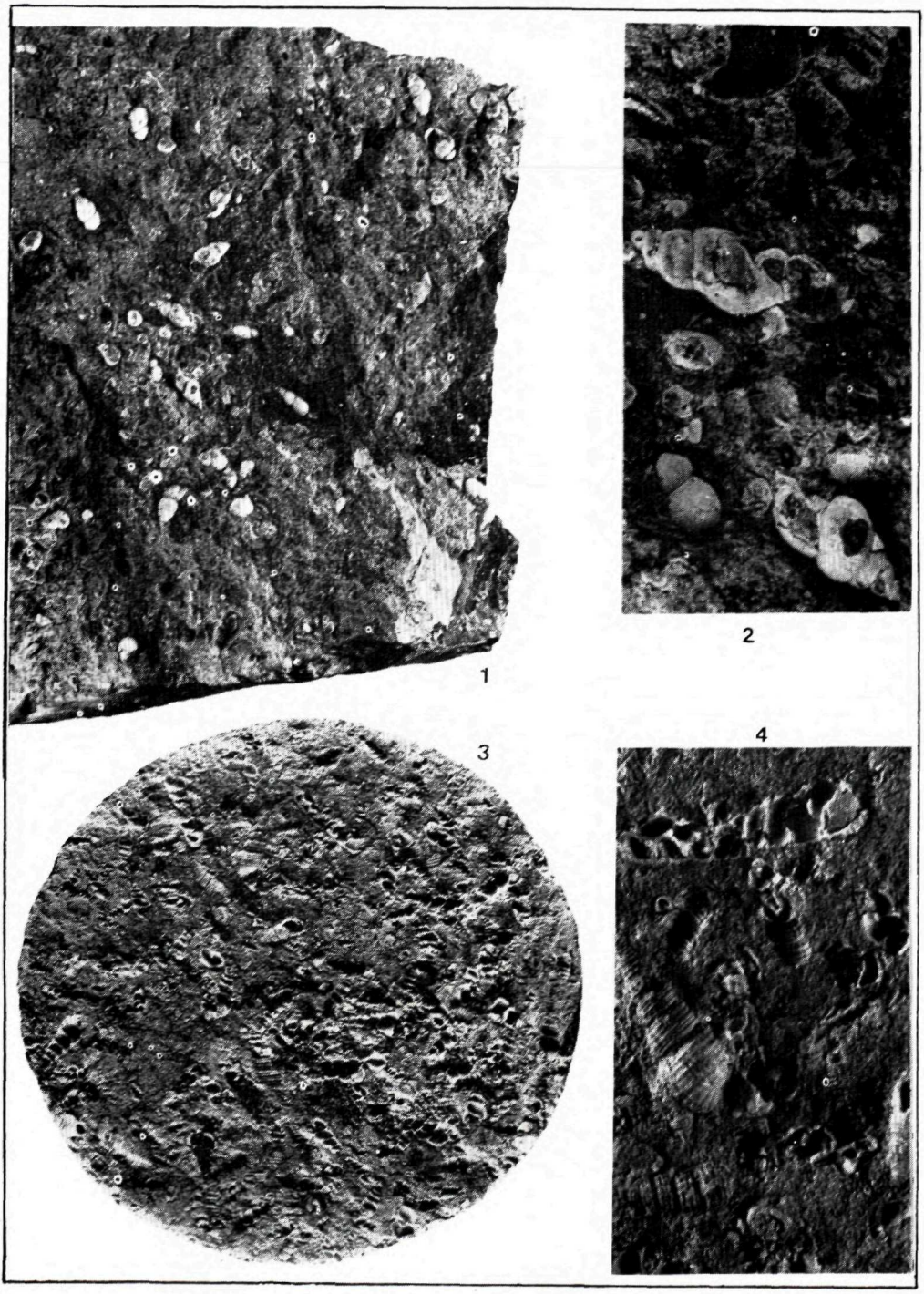

1
2
3
7
4
5
6
8
11
12
10
9
13
14
17
15
16
1000 x
18a
18b
19

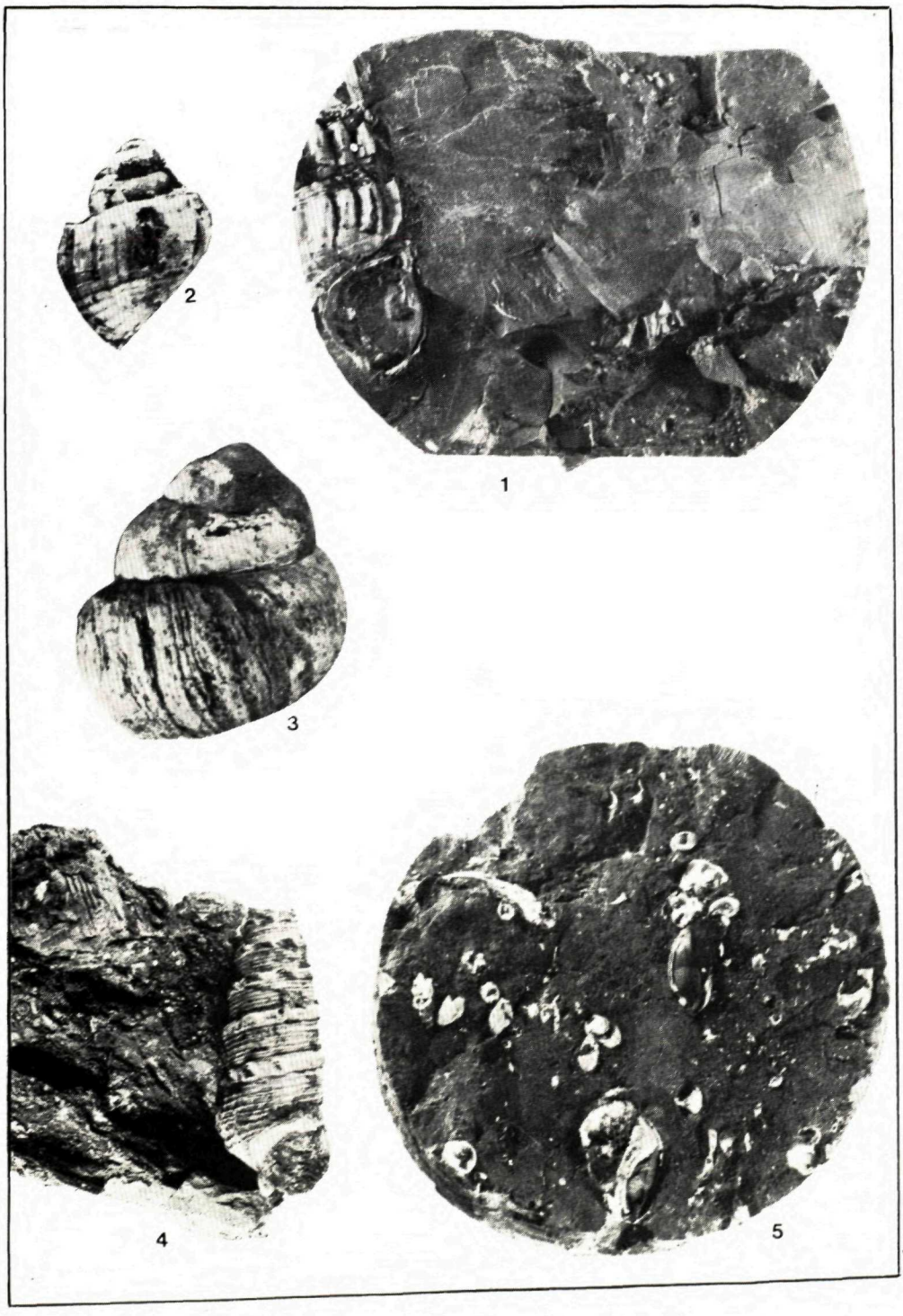

1
2
3
4
1000 x
5
8
9
10
6
7
13
14
11
12
17
23
15
16
22
19
18
24
20
21
25
26


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
1000 x
22
23
24
19
20
21
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34

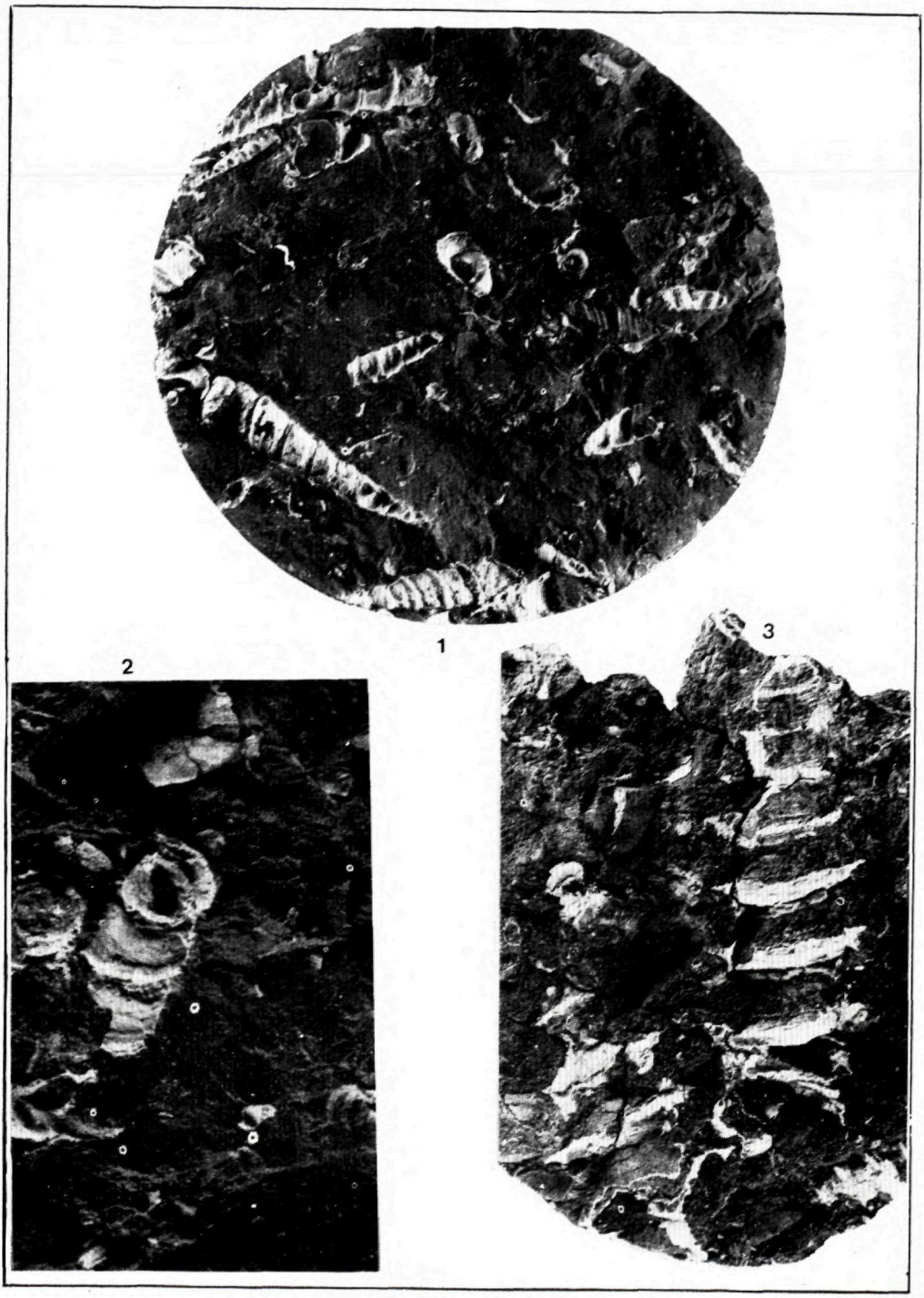

1
2
3
4
5
6
1000 x
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
1000 x
15
16
17
18


1
2
3
4


2
1
3
4
5

Papšová J. — Kecskeméti-Körmendy A.: Études malacologiques comparatives sur quelques coupes eocènes de la Transdanubie (Hongrie) et de la Slovaquie
Pl. XXXI

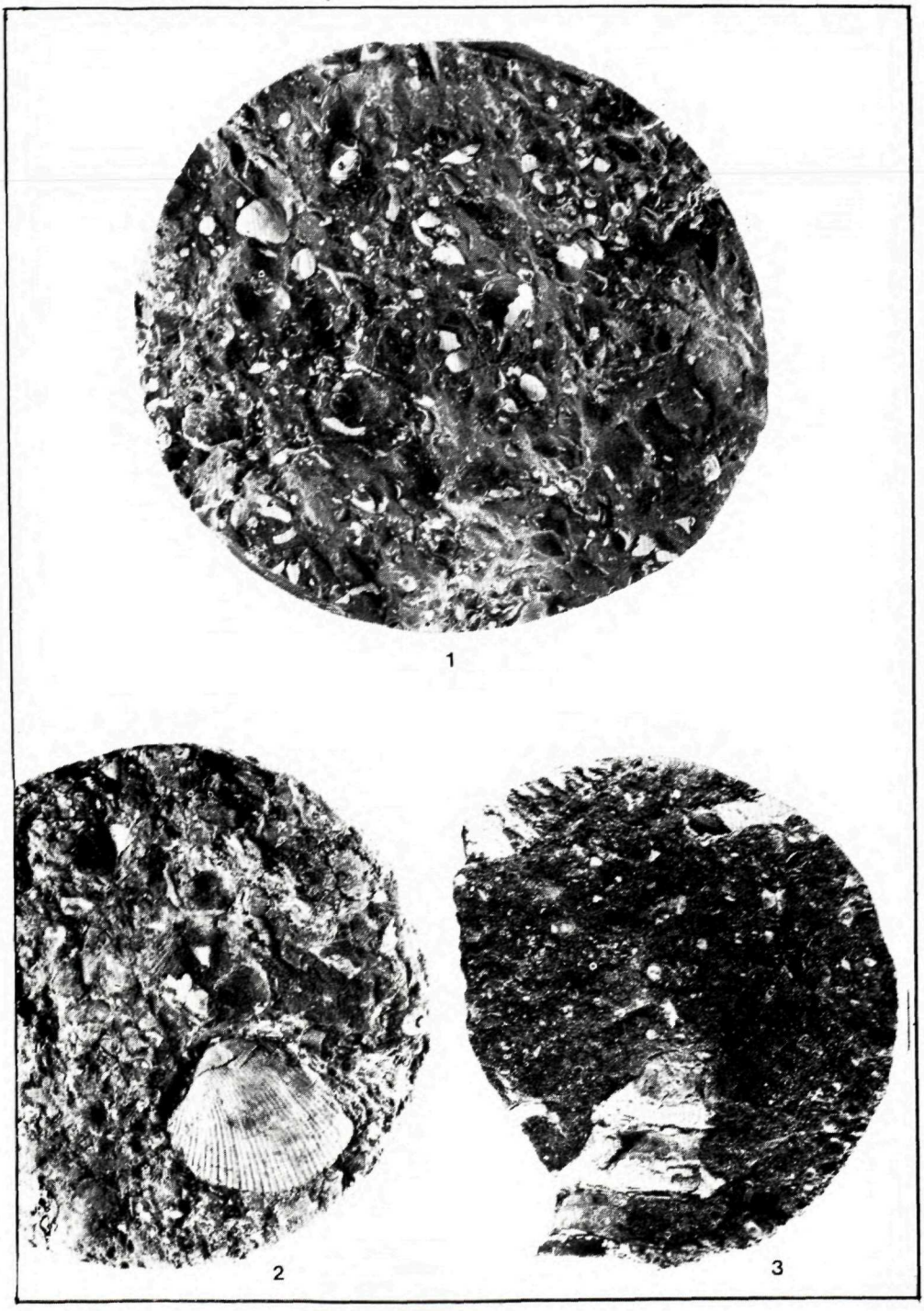




1

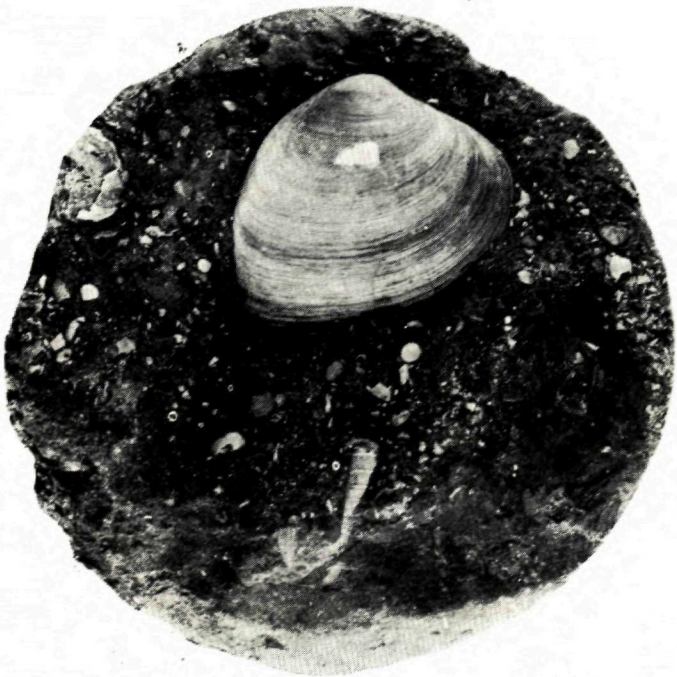


2


1
2
3



1



2



1

2

3

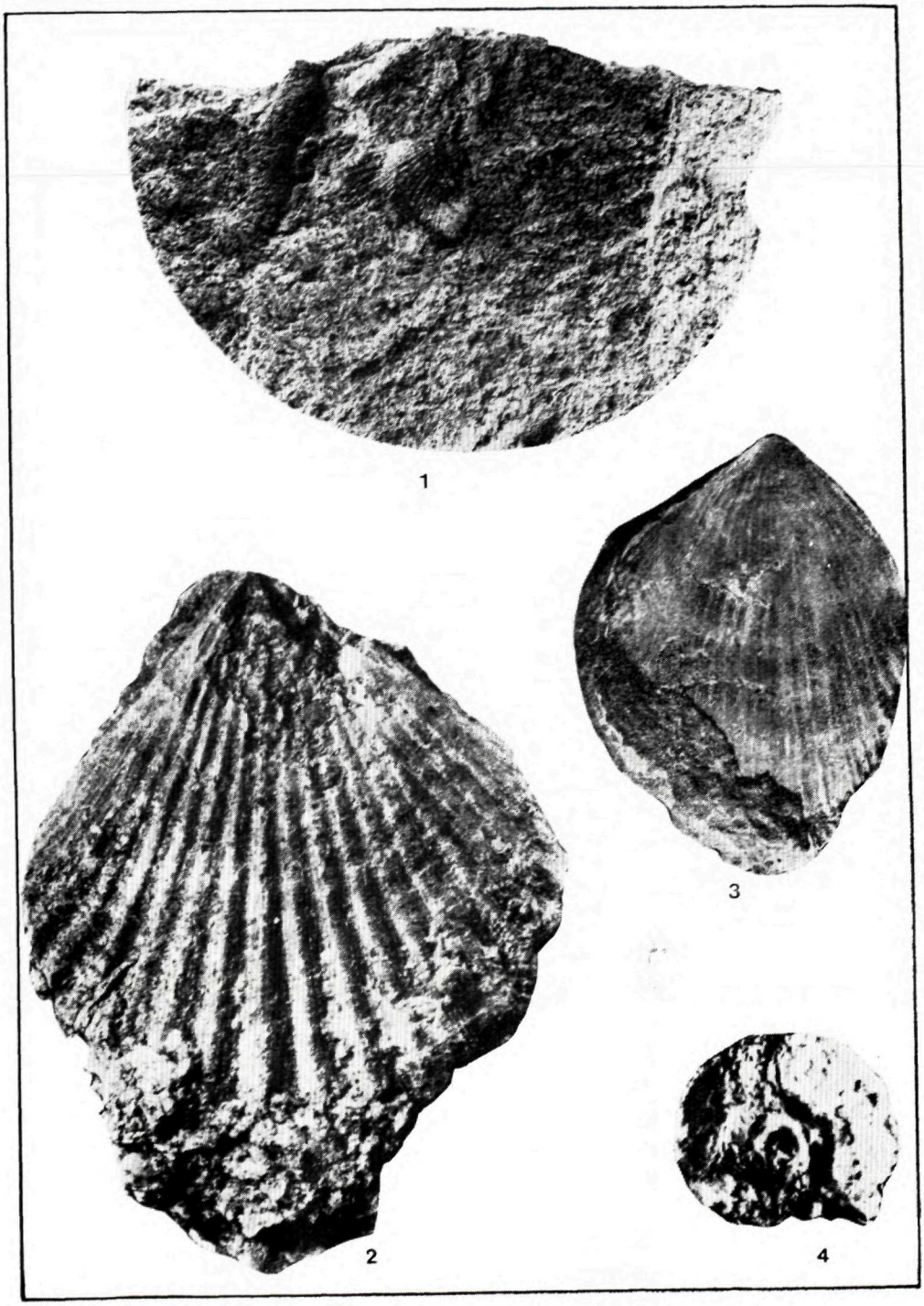


1

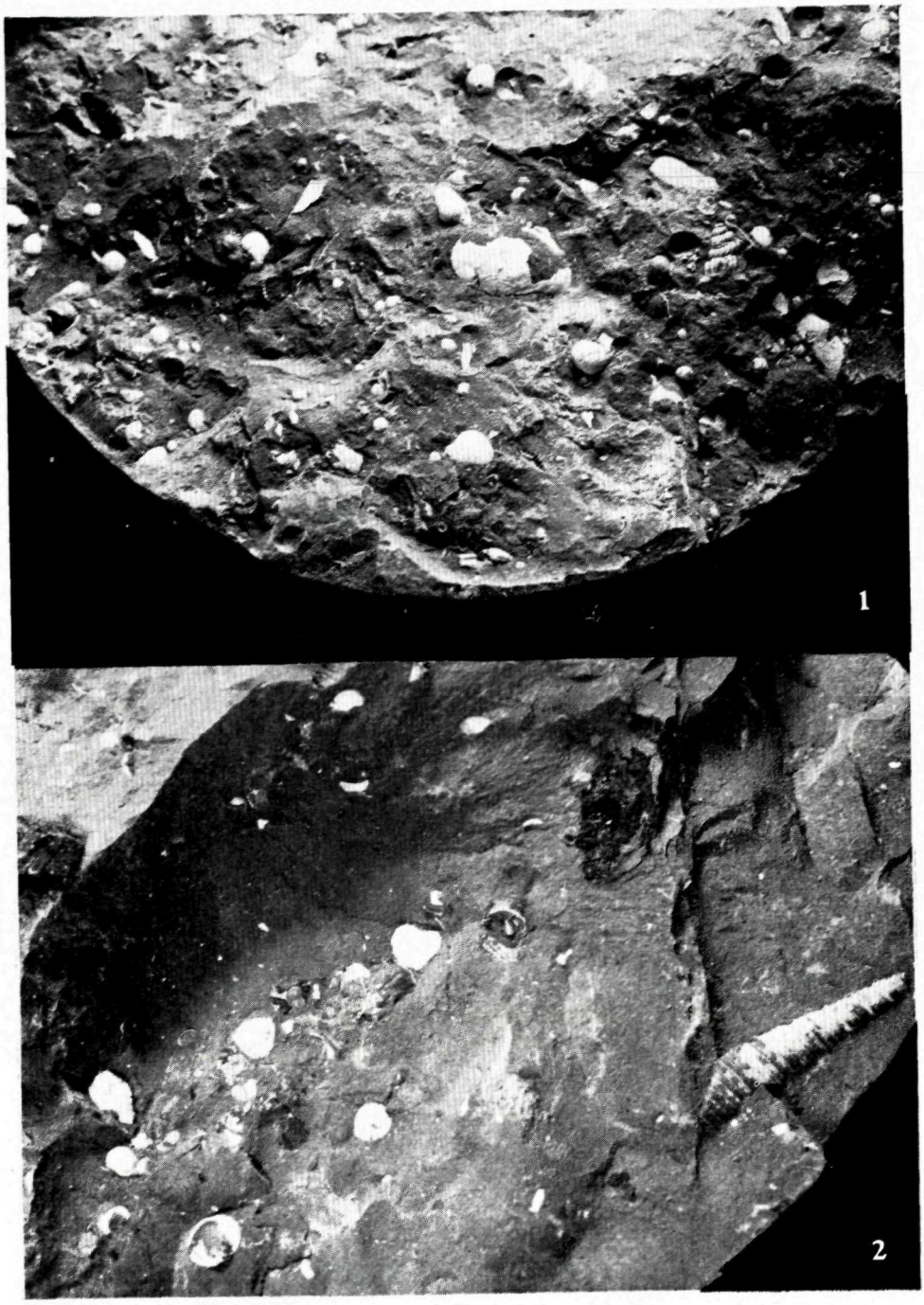
2

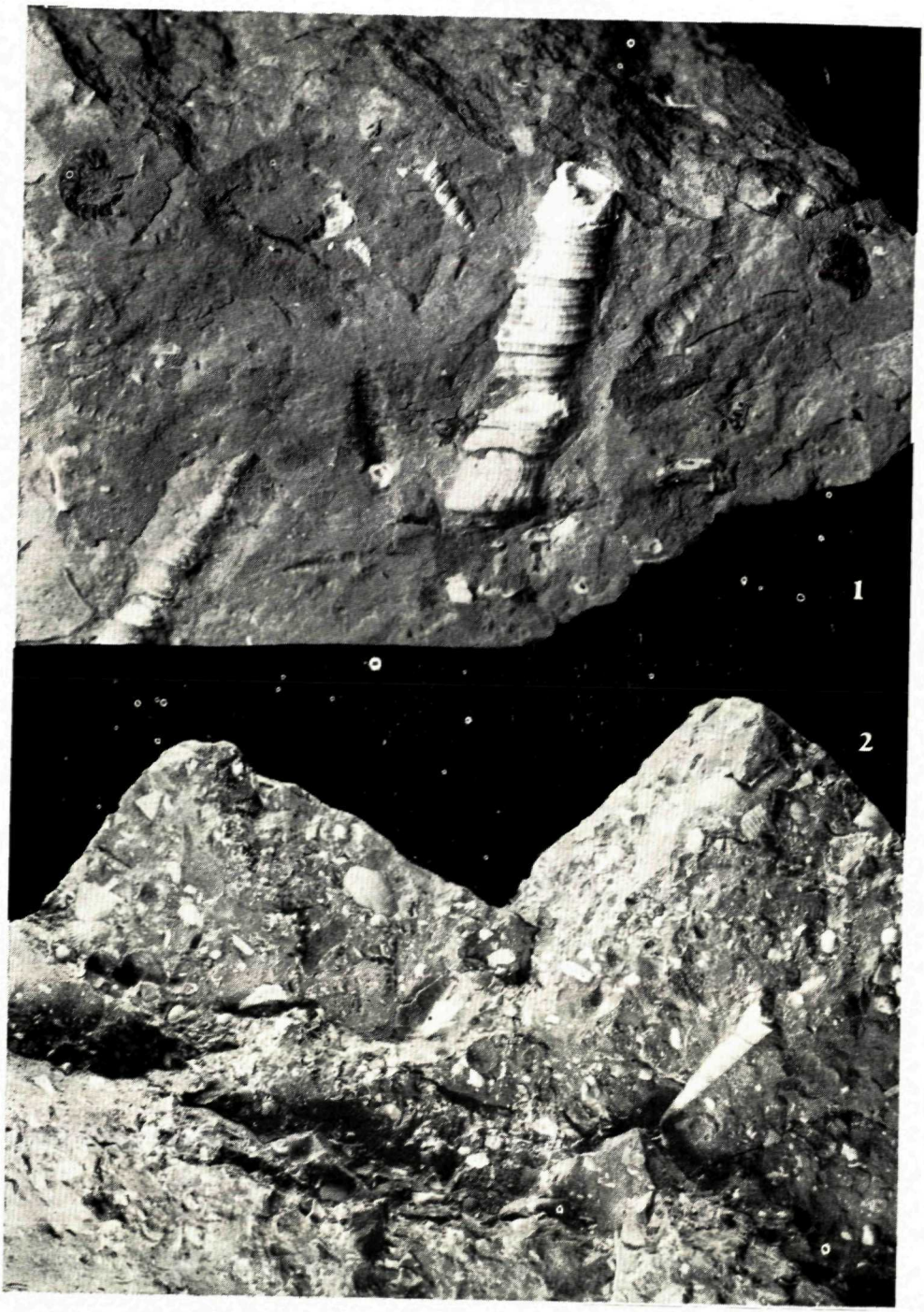
Papšová J. — Kecskeméti-Körmendy A.: Études malacologiques comparatives sur quelques coupes eocènes de la Transdanubie (Hongrie) et de la Slovaquie

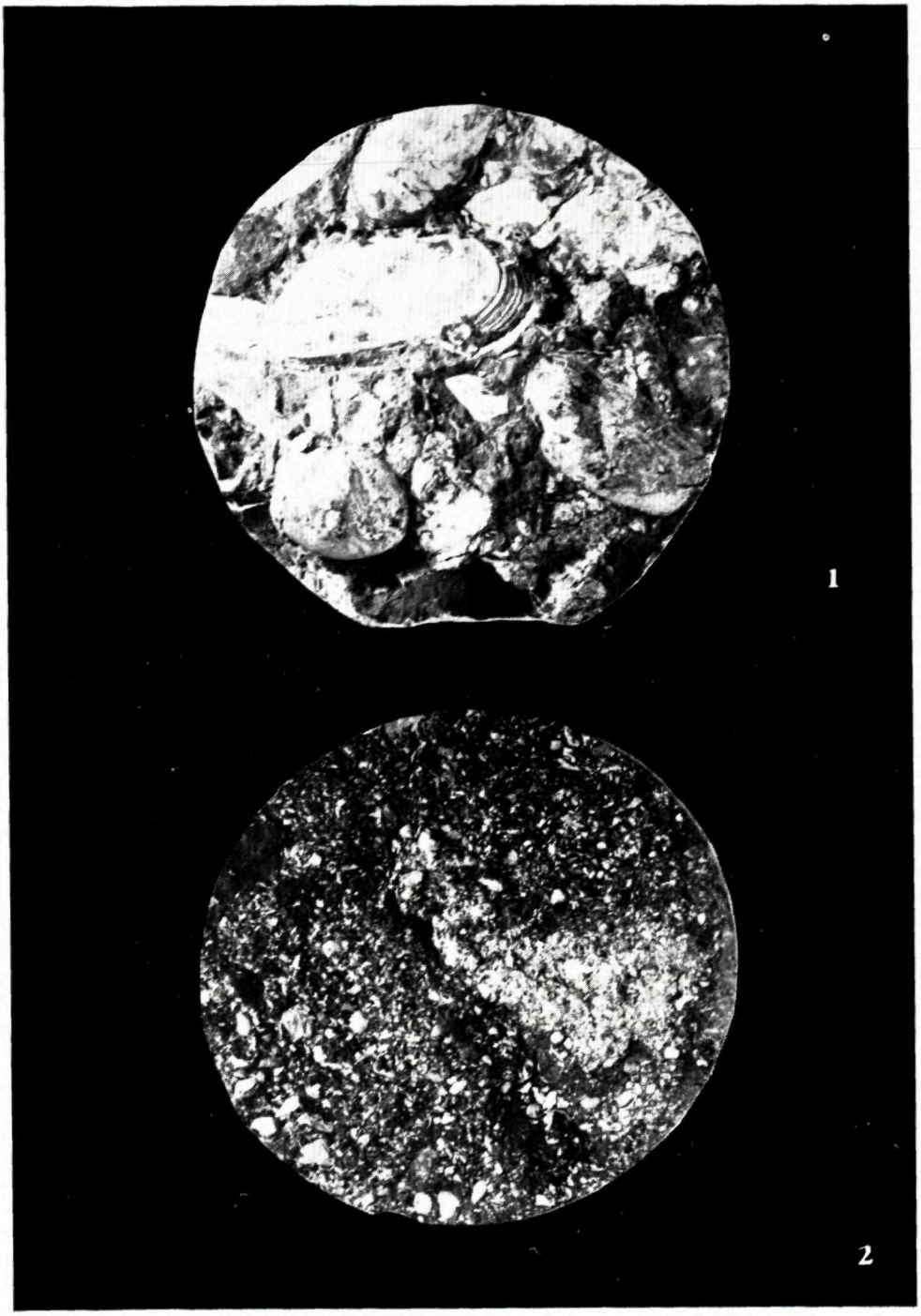
Pl. XXXVII

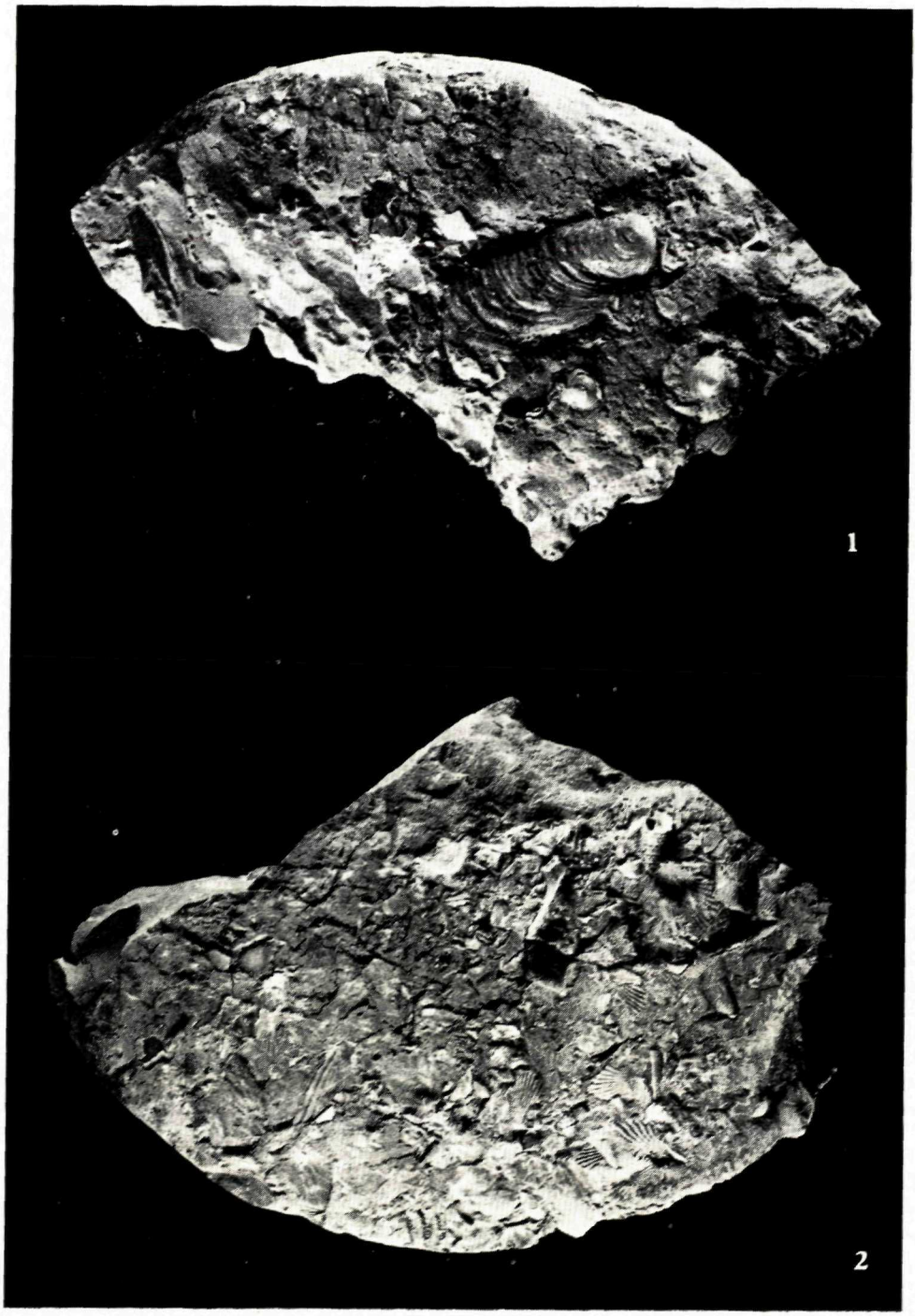


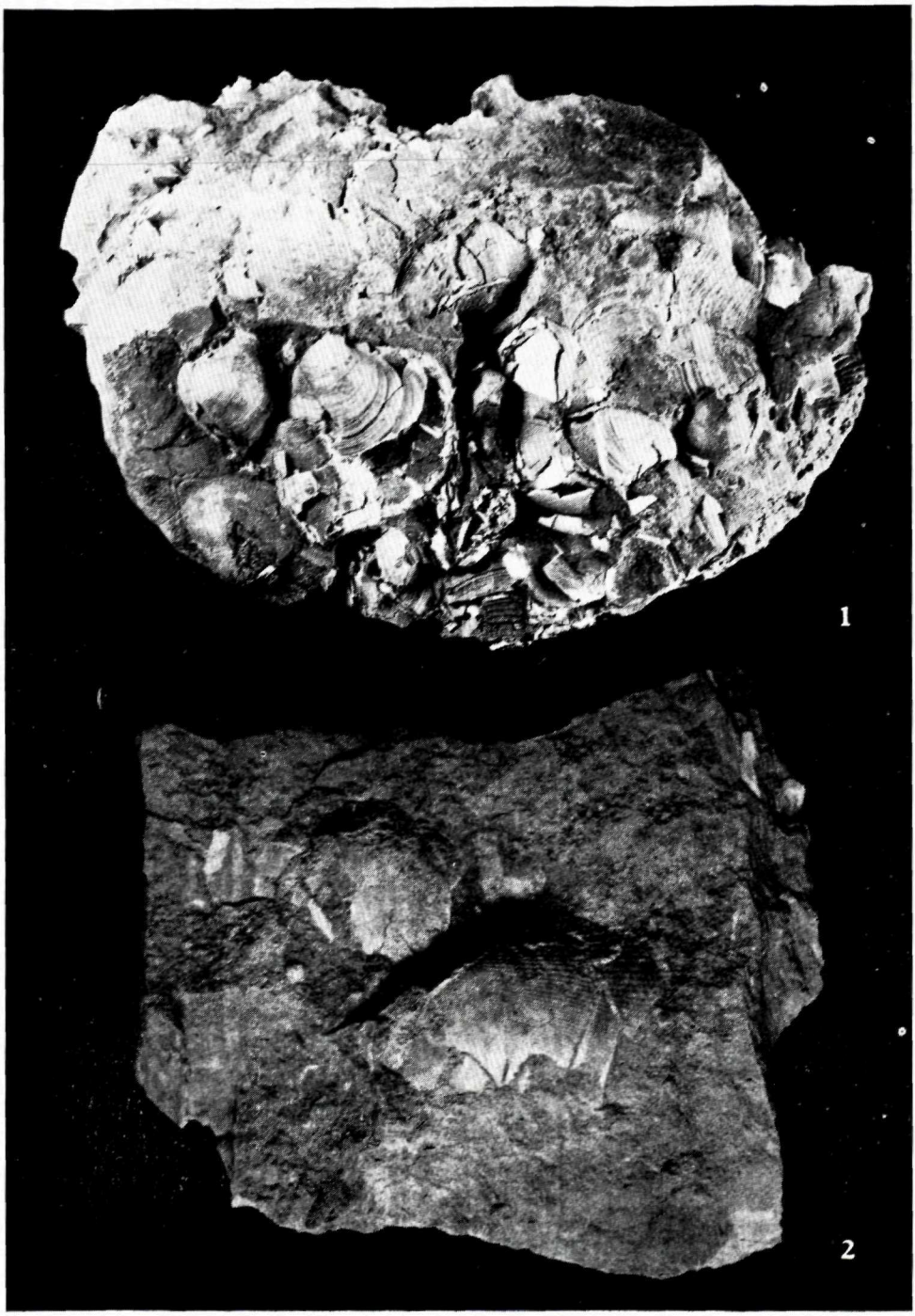

1
2


1
2


1
2

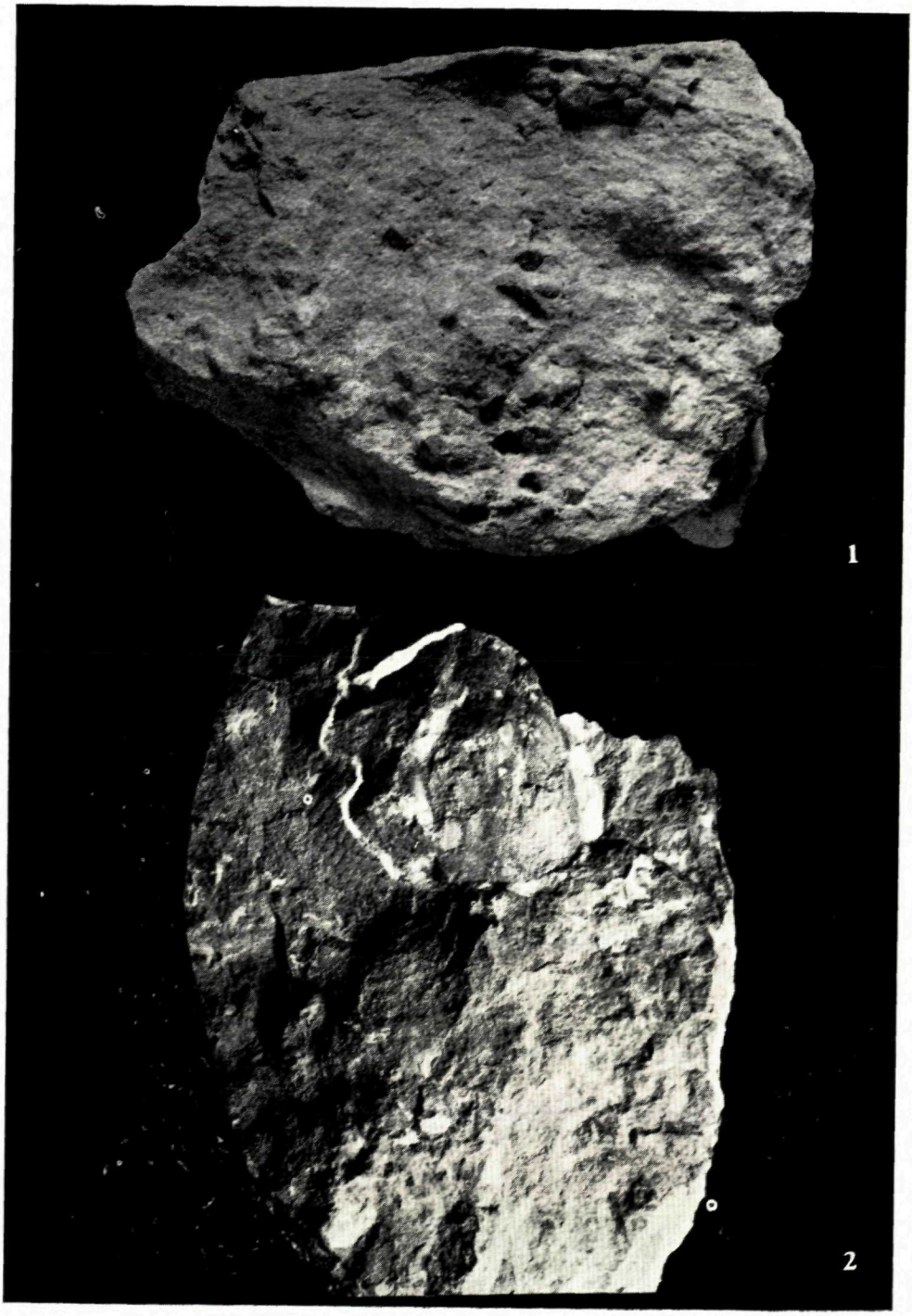

1
2

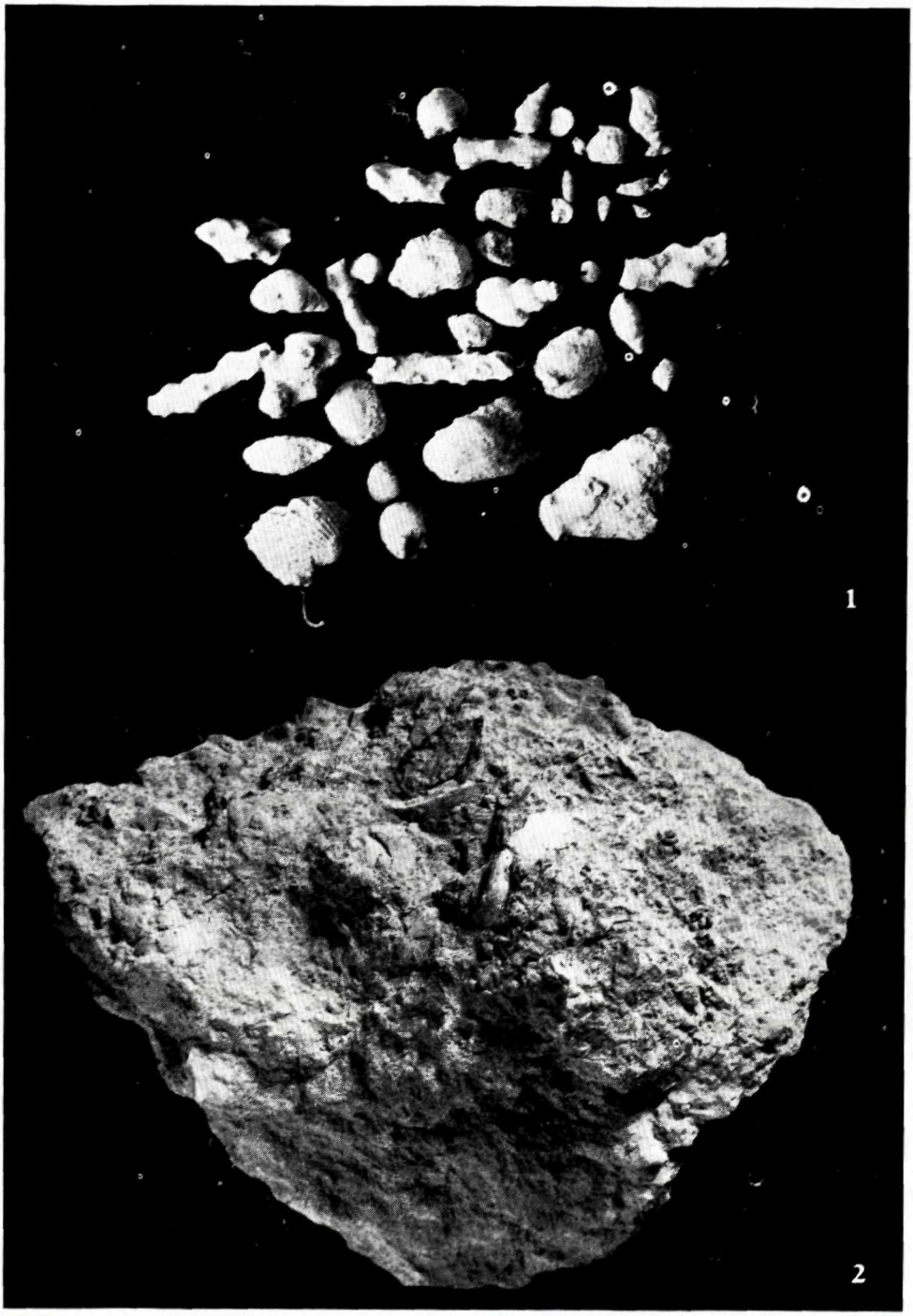

1
2


1
2

Papšová J. — Kecskeméti-Körmendy A.: Études malacologiques comparatives sur quelques coupes eocènes de la Transdanubie (Hongrie) et de la Slovaquie

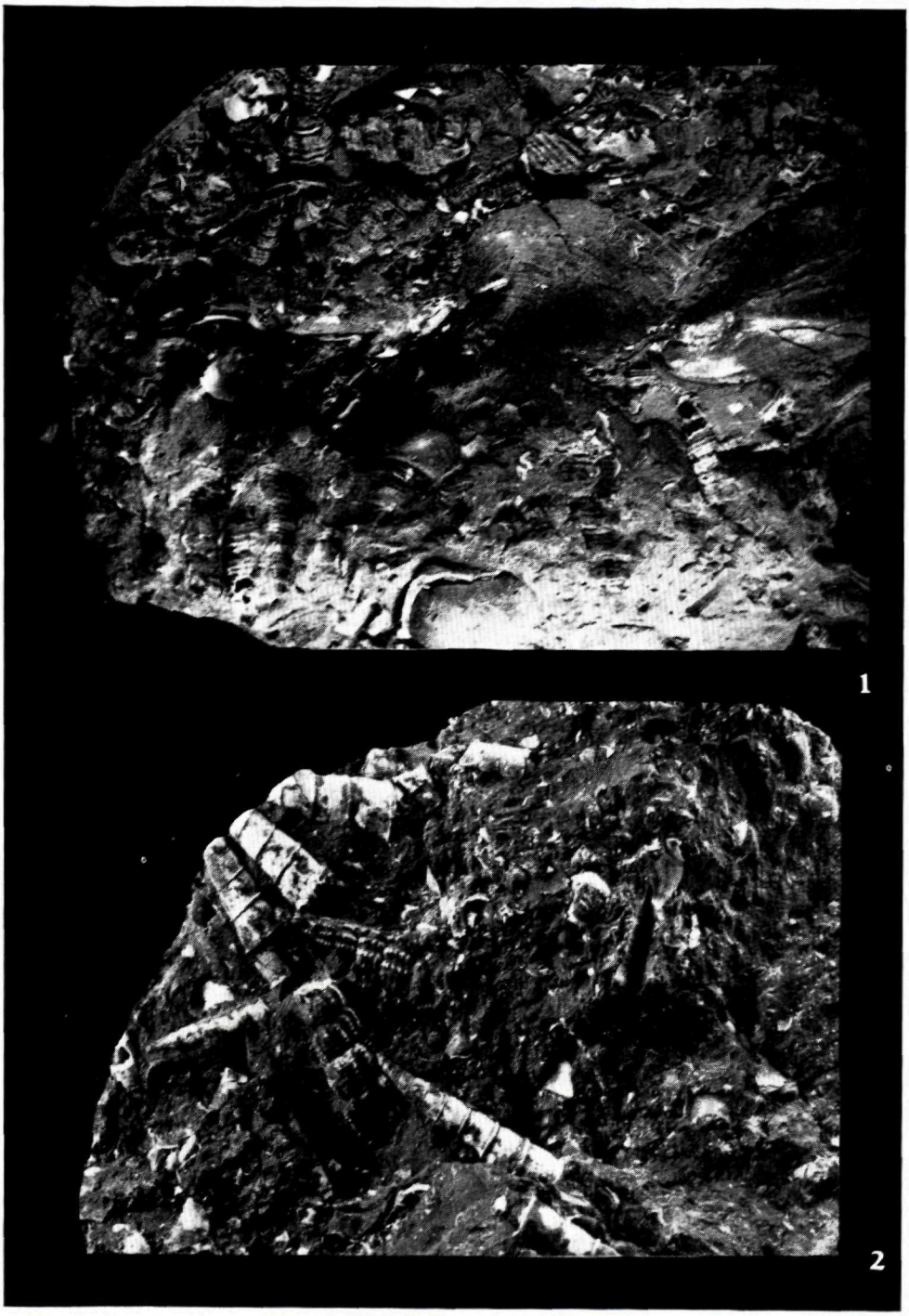
Pl. XLIV

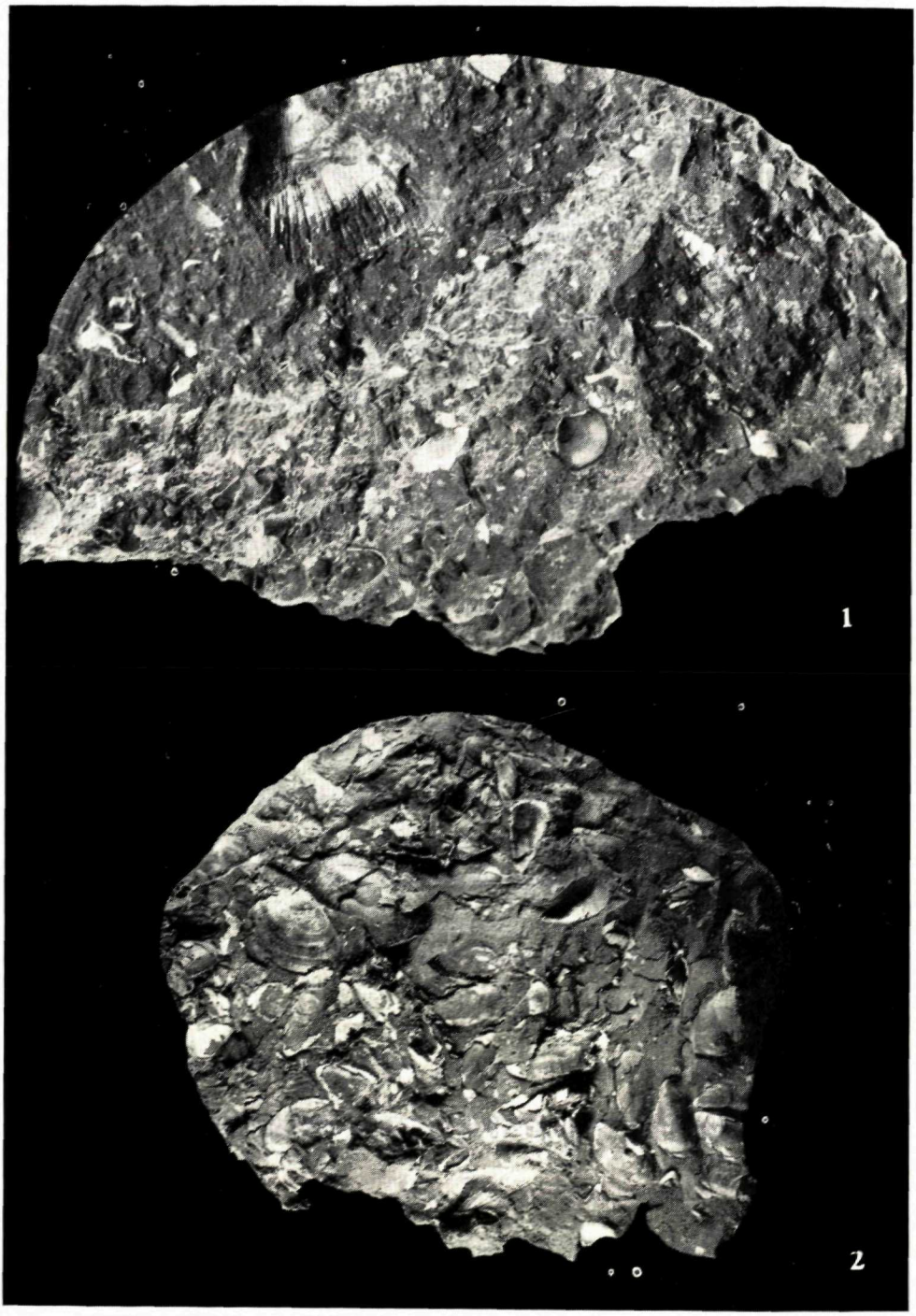



1
2

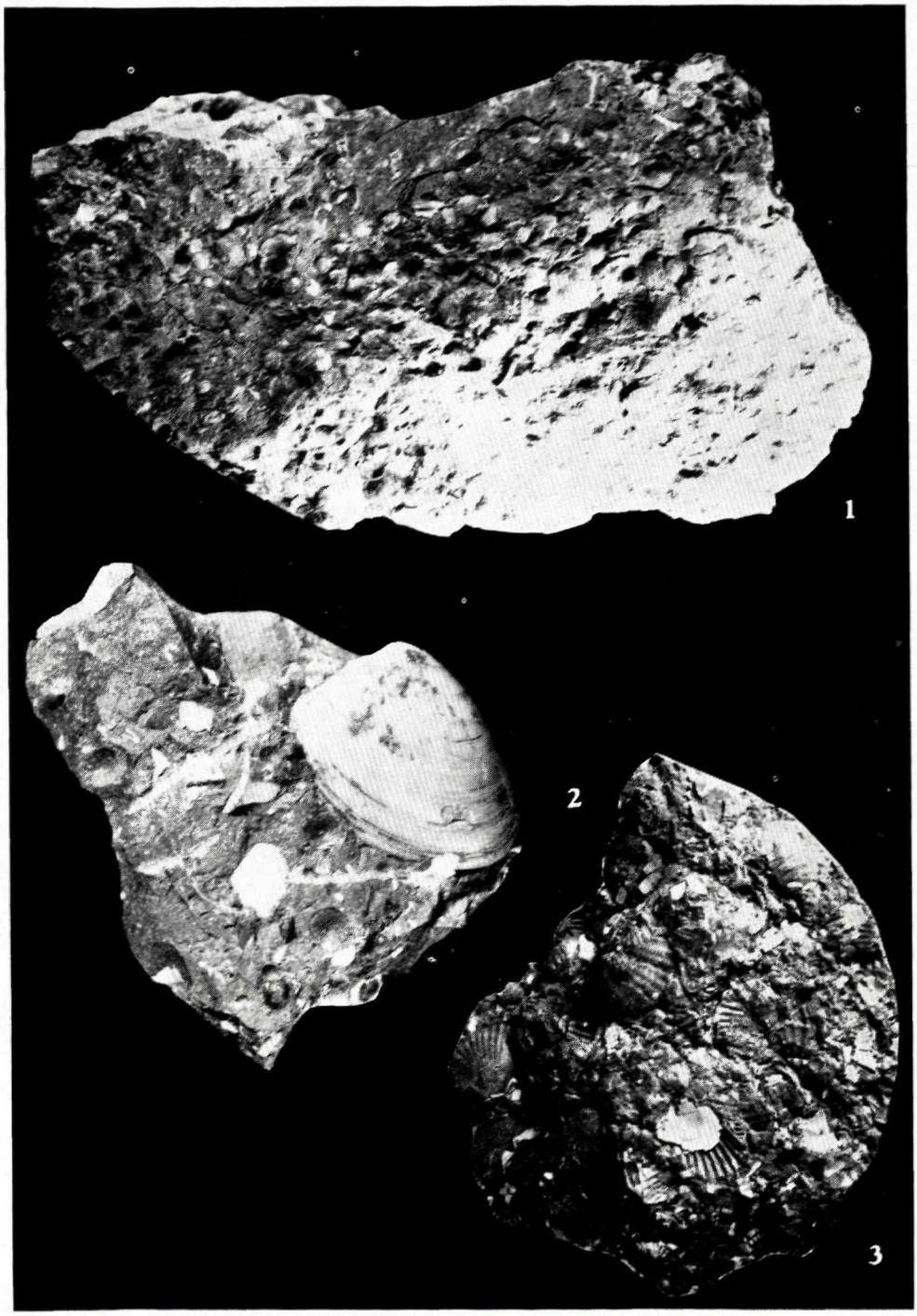
Papšová J. — Kecskeméti-Kõrmendy A.: Études malacologiques comparatives sur quelques coupes eocènes de la Transdanubie (Hongrie) et de la Slovaquie
Pl. XLVI



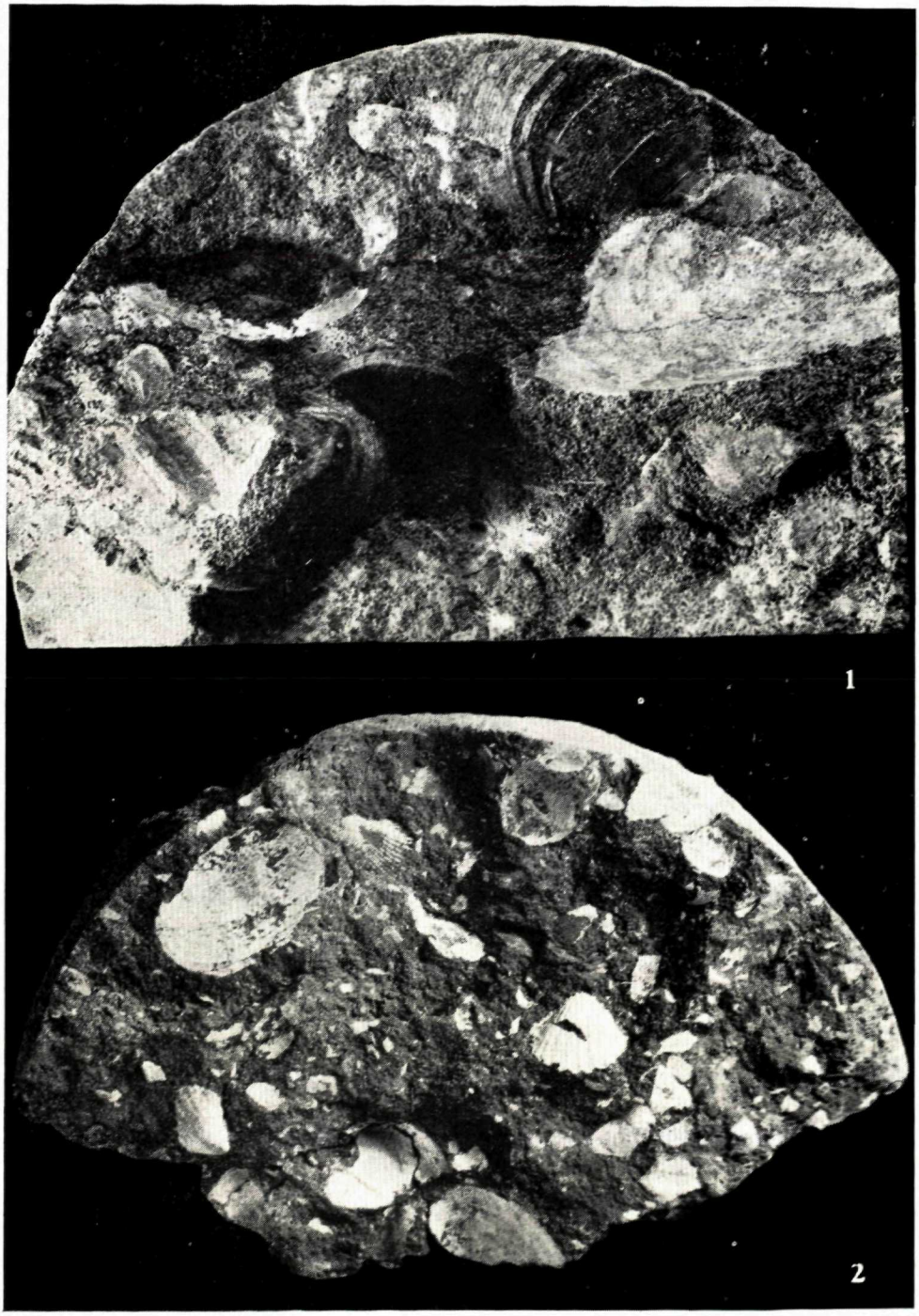

1
2


1
2

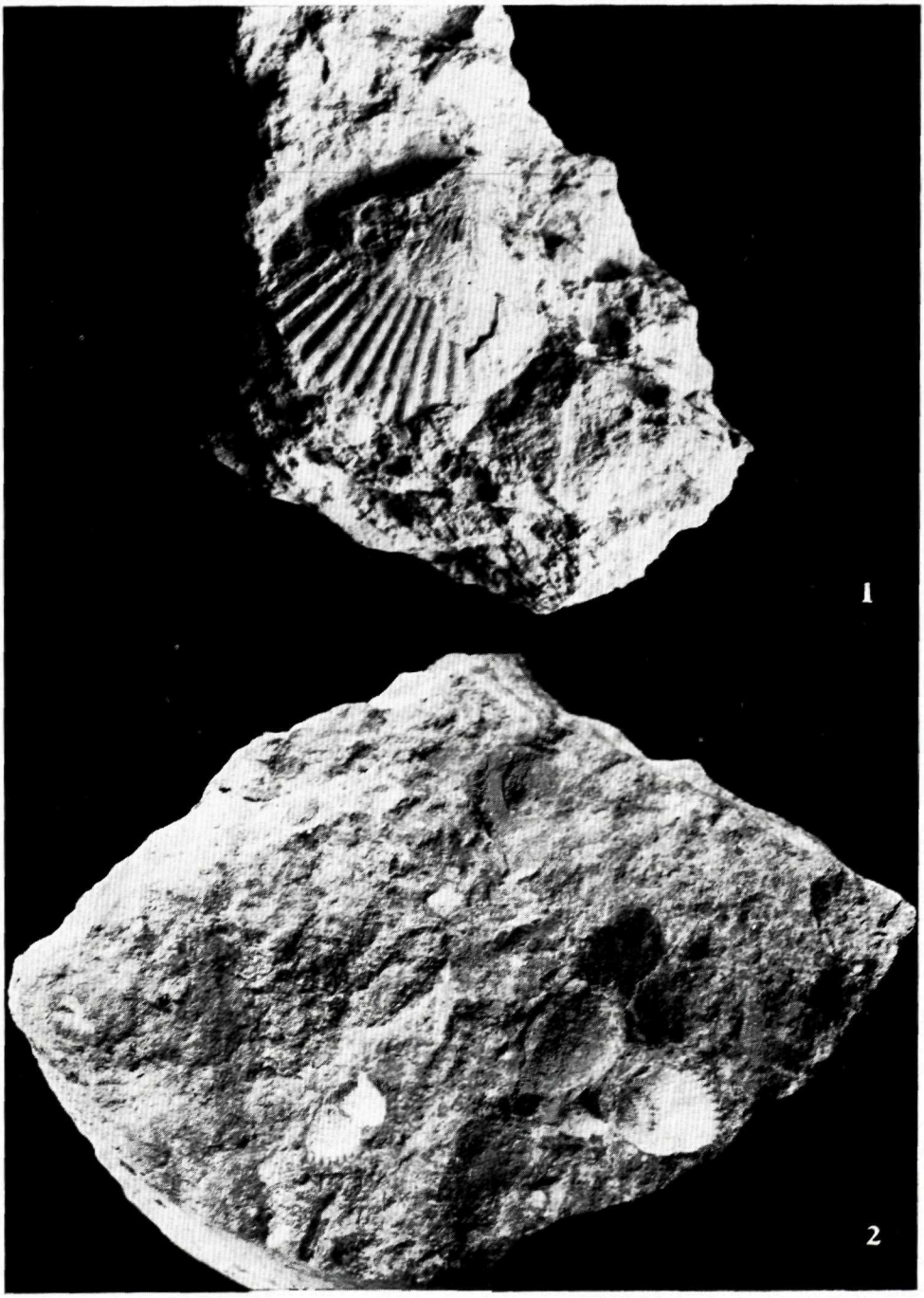
Papšová J. – Kecskeméti-Körmendy A.: Études malacologiques comparatives sur quelques coupes eocènes de la Transdanubie (Hongrie) et de la Slovaquie
Pl. XLIX

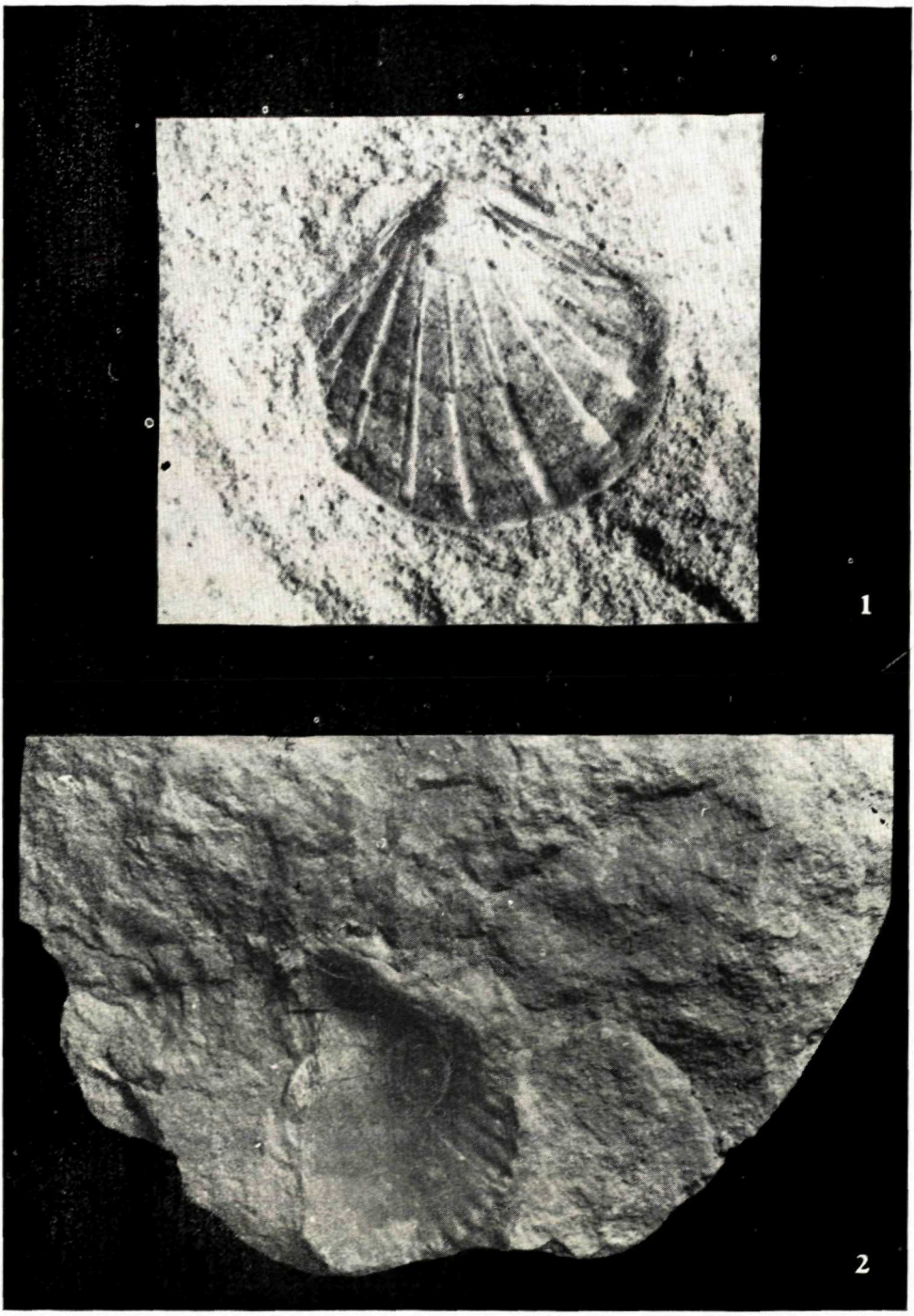


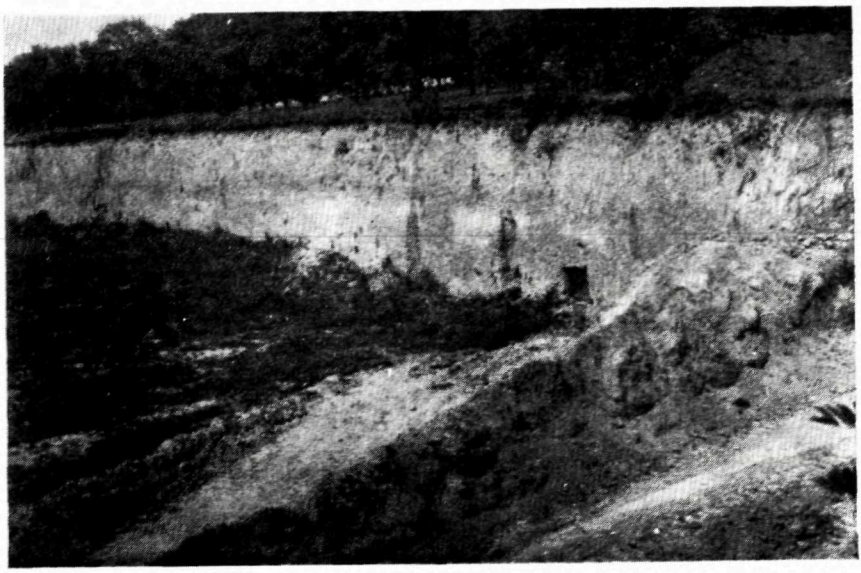
Papšová J. — Kecskeméti-Körmendy A.: Études malacologiques comparatives sur quelques coupes eocènes de la Transdanubie (Hongrie) et de la Slovaquie
Pl. L



Papšová J. — Kecskeméti-Körmendy A.: Études malacologiques comparatives sur quelques coupes eocènes de la Transdanubie (Hongrie) et de la Slovaquie
Pl. LI



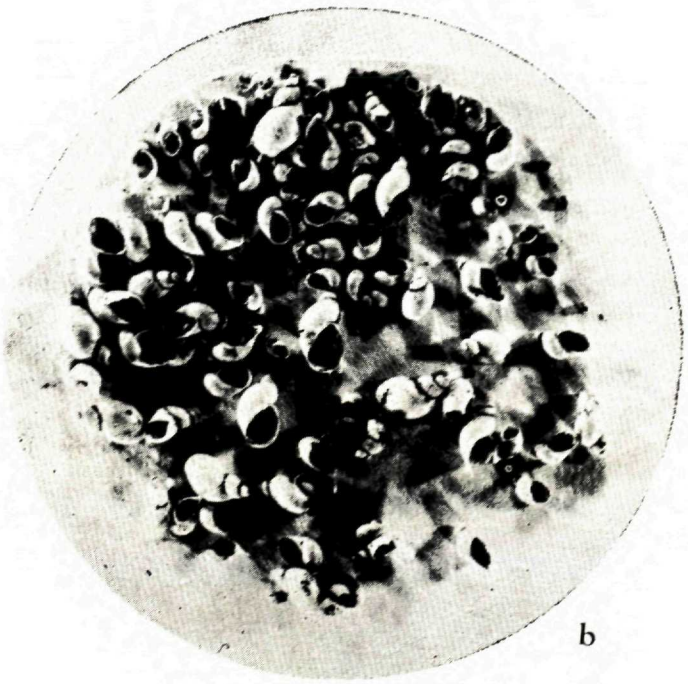

1
2



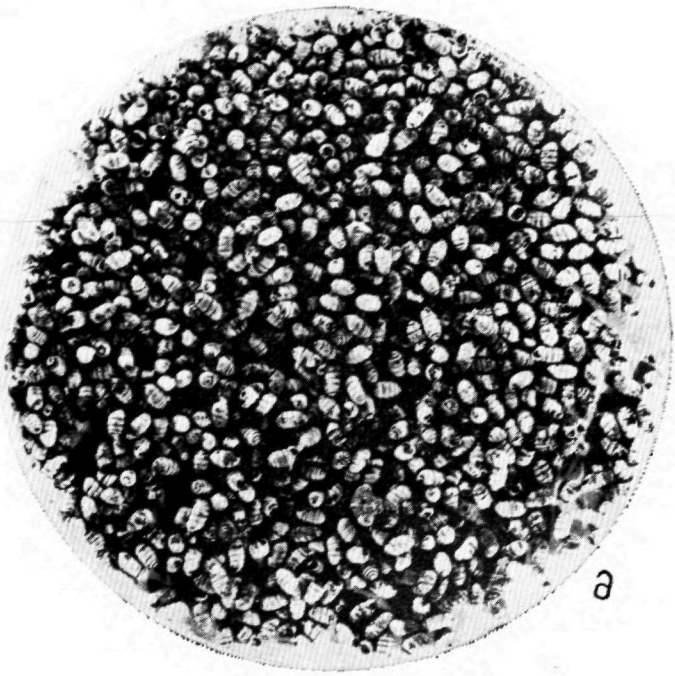


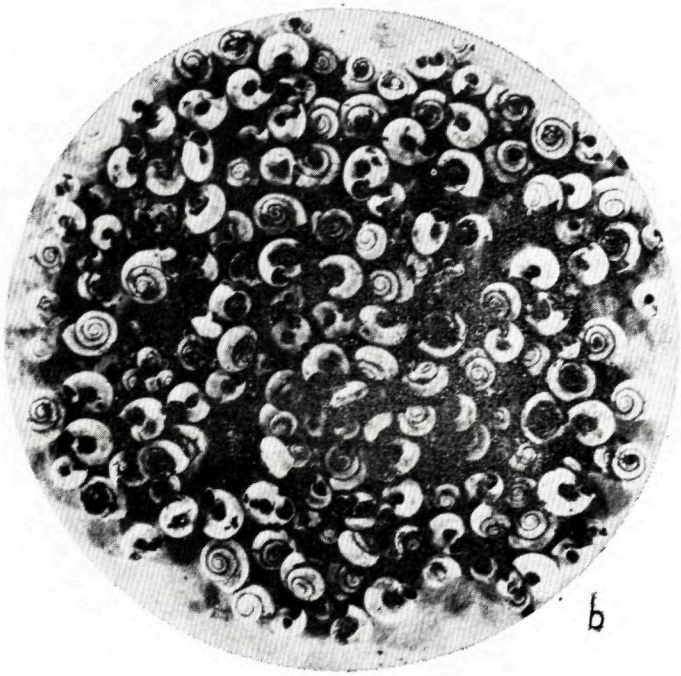


a



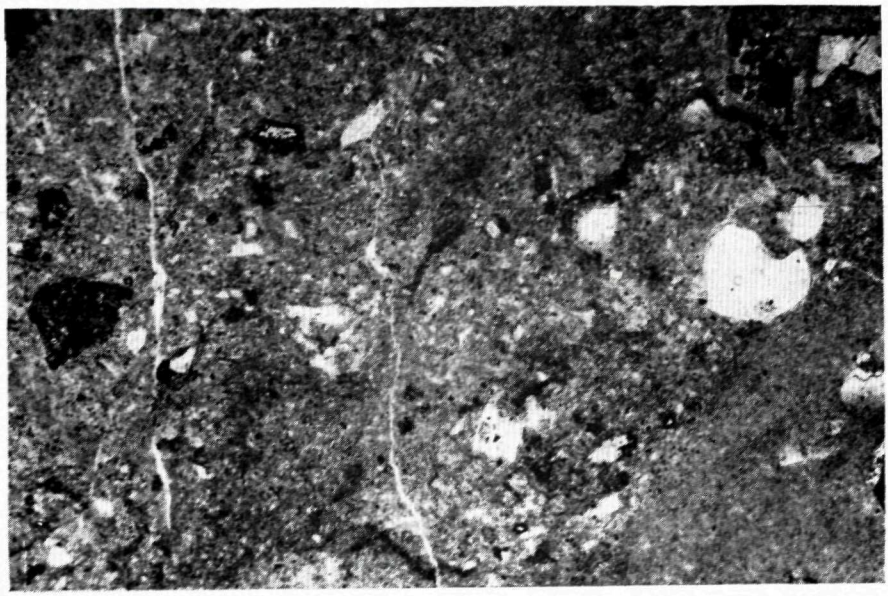
b

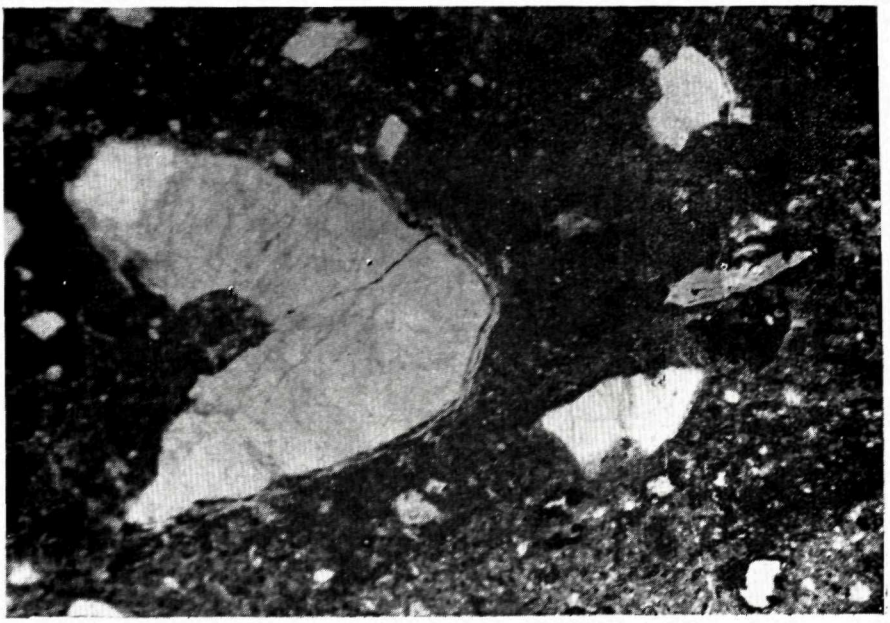

a

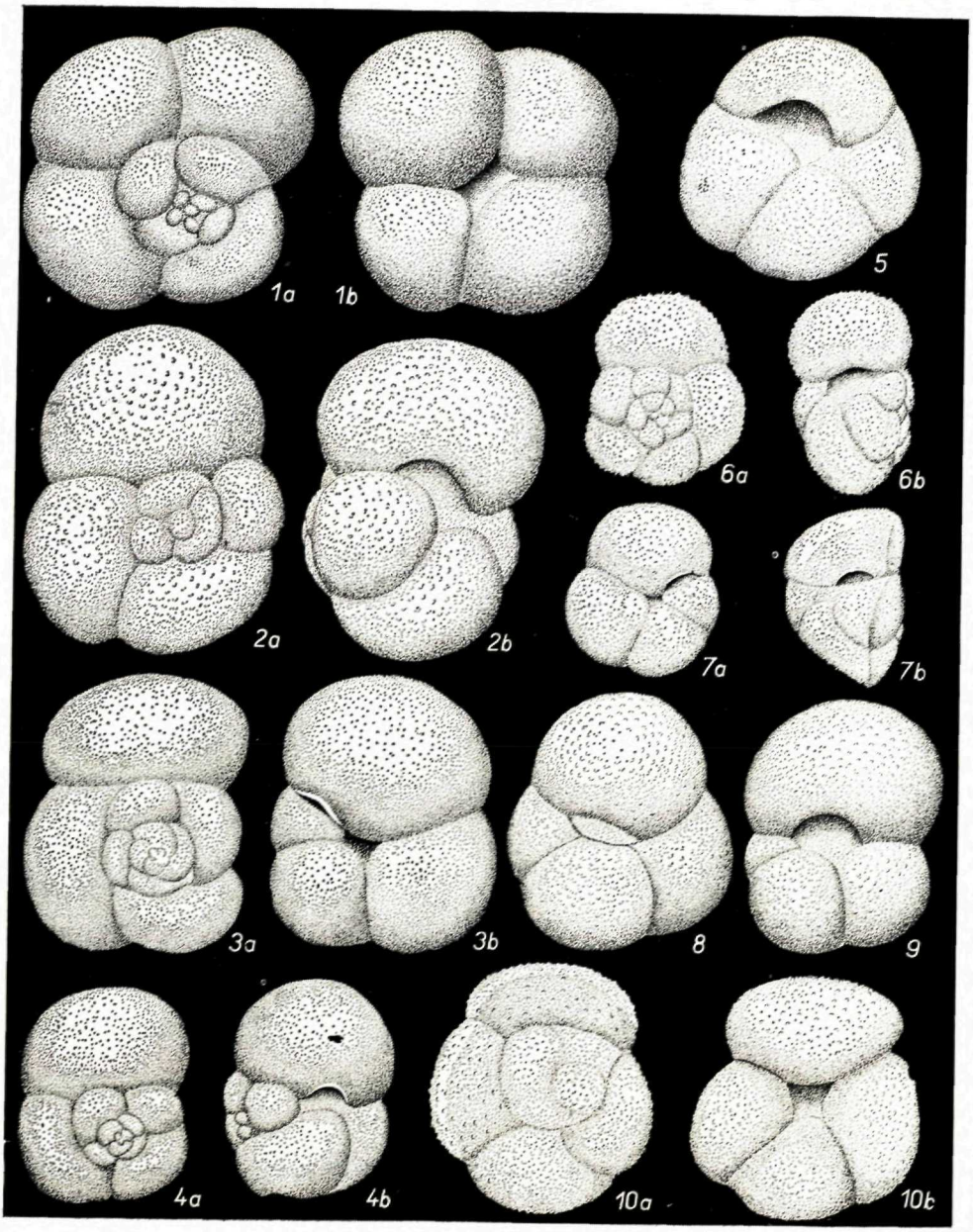

b

Schmidt Z.: Fosílne mäkkýše sprašového komplexu v Komjaticiach tab. LVI



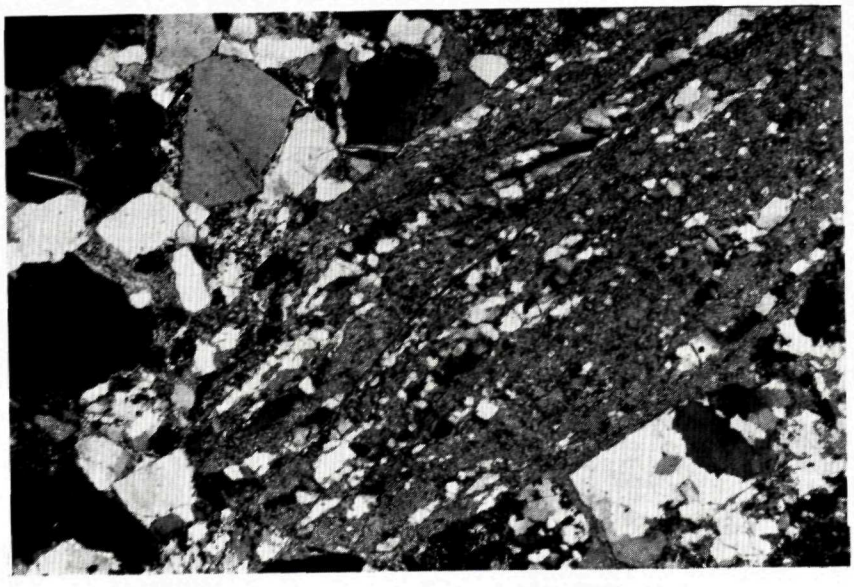





1a
1b
5
2a
2b
6a
6b
7a
7b
3a
3b
8
9
4a
4b
10a
10b



obr. 1



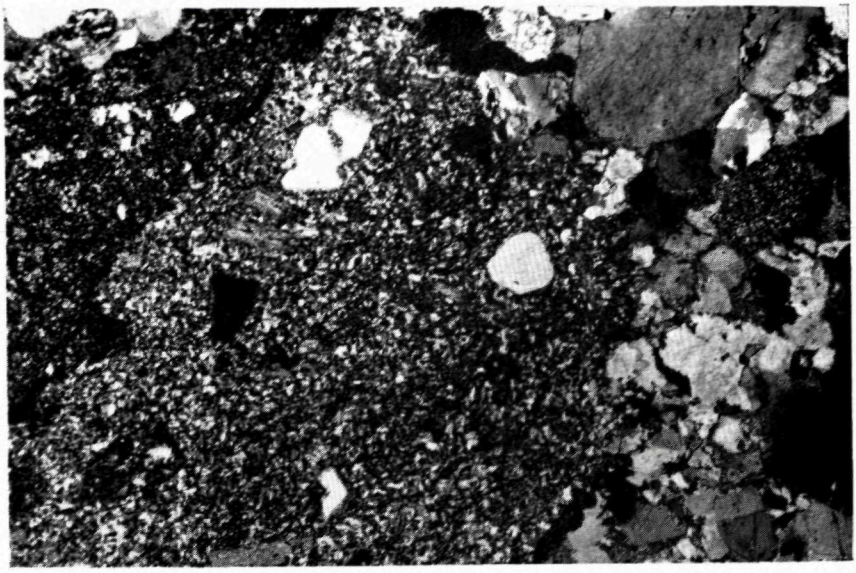
obr. 2



obr. 1



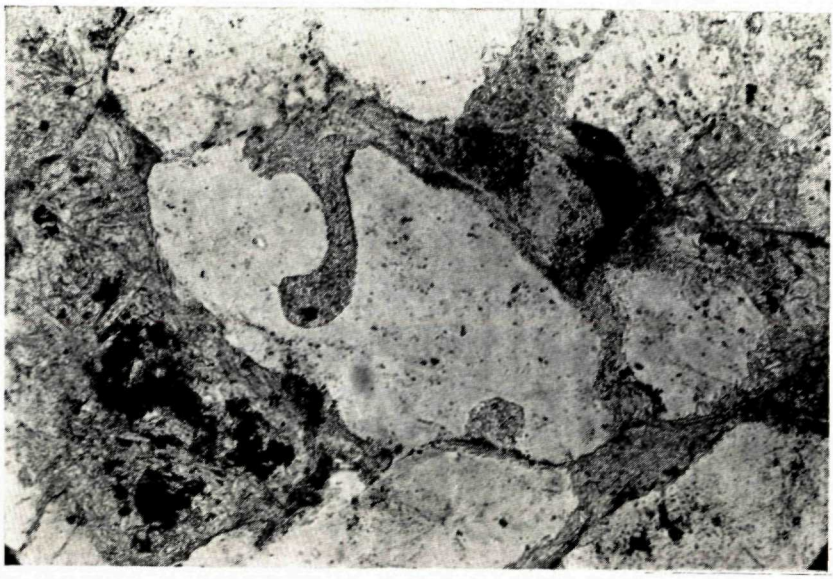
obr. 2



obr. 1



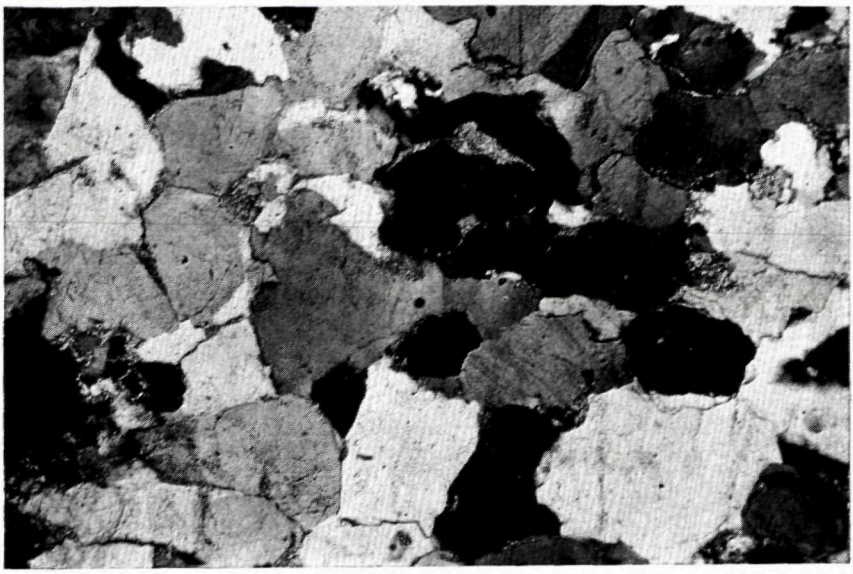
obr. 2



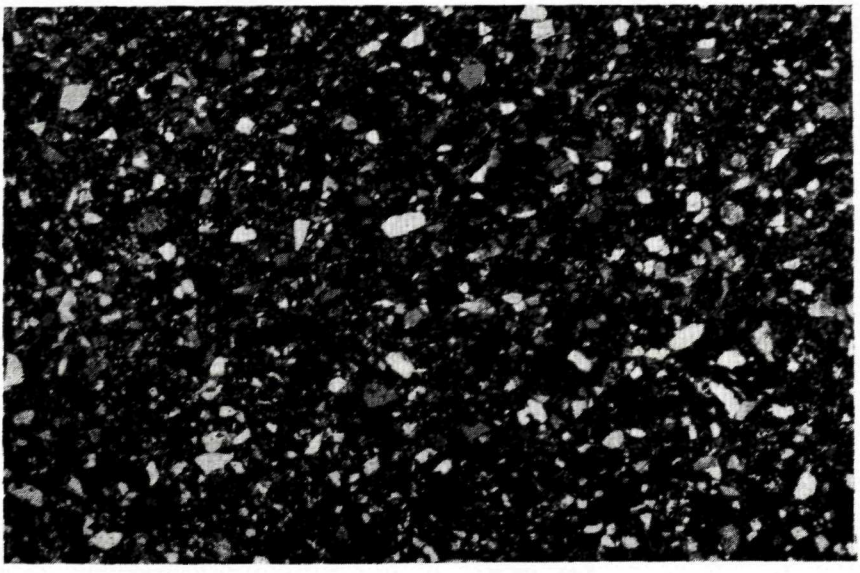
obr. 1



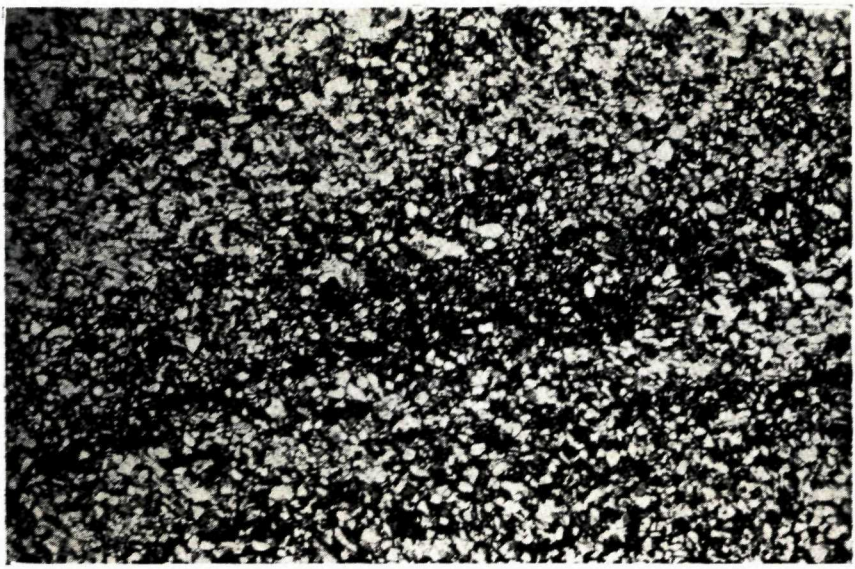
obr. 2



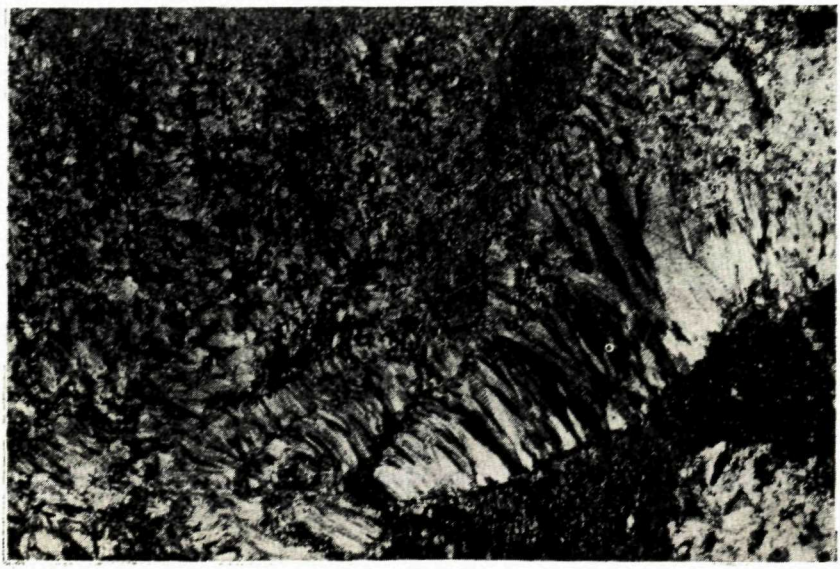
obr. 1



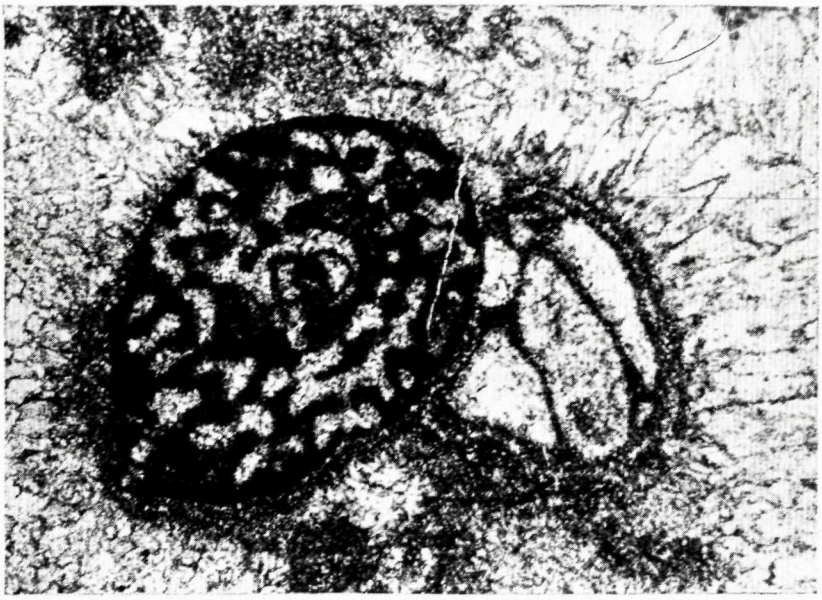
obr. 2

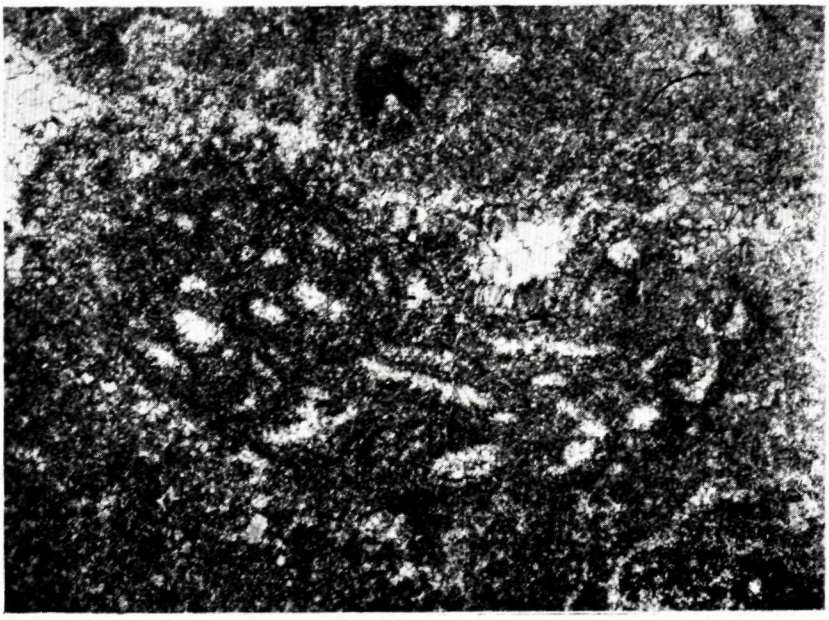


obr. 1



obr. 2







Polák M. — Jablonský E.: Biohermné dolomity chočského príkrovu Malej Fatry tab. LXVI

Celkový pohľad na južné svahy Bobot, Malého a Veľkého Rozsutca

Chočský príkrov: T_2^a — Sivé rohovcové vápence (anis?); T_2^{a2} — „Chočský dolomit" (vrchný anis); $T_{2-3}{}^{l-c}$ Biohermné dolomity (ladin až cordevol); T_2^{a2-l} — Reiflingské vápence (vrchný anis-ladin); T_{2-3} — Dolomity (stredný vrchný trias); $T_3^{k_1}$ — Lunzské vrstvy (spodný karn); $T_3^{k_2-n}$ — Hauptdolomit (vrchný karn-nór)
Krížňanský príkrov: K_1^n — Slienité vápence, bridlice (neokóm); K_1^{ap} — piesčité, organodetritické vápence, bridlice (apt); K_2^{al} — pieskovce s vložkami bridlíc (alb); **P** — Zlepence, pieskovce, bridlice (paleogén); — — — — — Presunová línia; — — — — — Prešmyk

General view of the southern slopes of Boboty, Malý Rozsutec and Veľký Rozsutec

The Choč nappe: T_2^a — Grey cherty limestones (Anisian?); T_2^{a2} — „the Choč dolomite" (Upper Anisian); $T_{2-3}{}^{l-c}$ — Biohermal dolomites (Ladinian — Cordevolian); T_2^{a2-l} — Reifling limestones (Upper Anisian-Ladinian); T_{2-3} — Dolomites (Middle-Upper Triassic); $T_3^{k_1}$ — The Lunz beds (Lower Carnian); $T_3^{k_2-n}$ — Hauptdolomite (Upper Carnian-Norian)
The Krížna nappe: $K_1^{n_{ap}}$ — Marly limestones, shales (Neocomian); K_{1a1} — Sandy, organodetrital limestones, shales (Aptian); K_2^{a1} — Sandstones with intercalations of shales (Albian); **P** — Conglomerates, sandstones, shalles (Paleogene); — — — — — Overthrust line; — — — — — Overthrust



Obr. 1 Ostrý kontakt medzi rekryštalizovanými pôvodne gabrovými aplitmi a okolitými amfibolickými rulami až amfibolitmi
Fig. 1 Sharp contact between recrystallized-originally gabbro-aplites and surrounding amphibolitic gneisses to amphibolites



Obr. 1 Vzhľad rekryštalizovanej horniny so zreteľným usmernením porfyroblastov amfibolu
Vrt MV-12 (Kováčovce), hĺbka 818,4 m, priemer jadra 80 mm. Foto Ľ. Deák
Fig. 1 The outlook of recrystallized rock with distinct orientation of porphyroblasts of amphibol.
Bore-hole MV-12 (Kováčovce), depth 818,4-5 m, the core diameter is 80 mm.
Photo: Ľ. Deák