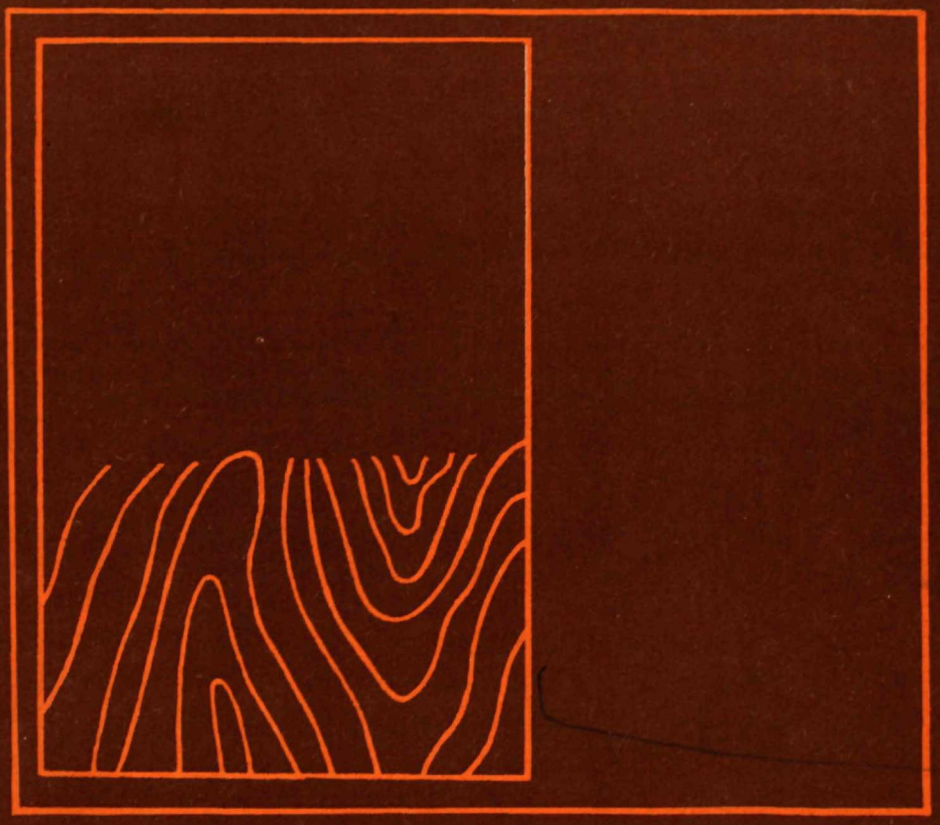
1519 b
126/85

Tem. skup. 03/9
Cena brož. Kčs 30,—

GEOLOGICKÉ PRÁCE • SPRÁVY 81

GEOLOGICKÉ PRÁCE

CS ISSN 0435-4795



SPRÁVY 81

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1984

1B19b
Spravy 81 Ger

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ
3902001016724

GEOLOGICKÉ PRÁCE
SPRÁVY 81

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave 1984

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková
Jazyková úprava: Alena Pániková
Technická úprava: Gabriela Šipošová

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť, Bratislava, písmom Times roku 1984. Náklad 650 ks, povolenie SÚKK 1197/1983. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 18,11. VH 18,45. Cena brož. výtl. Kčs 30,—

GEOLOGICKÉ PRÁCE
SPRÁVY 81

Vedecký redaktor
RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc.

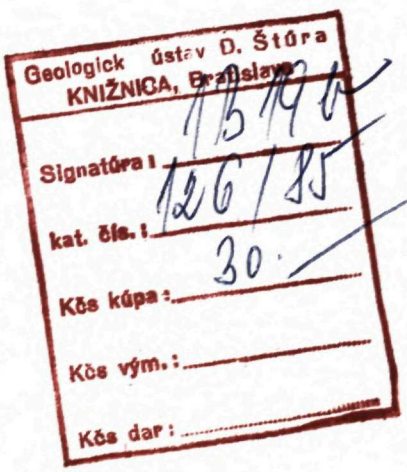
Redakčný okruh

RNDr. Anton Biely, CSc., prof. Ing. František Čech, DrSc., člen korešpondent SAV RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc., RNDr. Vladimír Hanzel, CSc., RNDr. Miroslav Harman, CSc., Doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc., RNDr. Michal Kalinčiak, CSc., RNDr. Ing. Ján Kantor, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., RNDr. Miroslav Račický, CSc., RNDr. Peter Reichwalder, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc., RNDr. Jozef Vozár, CSc.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 81

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1984



© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1984

OBSAH – CONTENTS – INHALT

Kahan, Š.–Zelman, J.: Profesor Gorek šesťdesiatnikom 7
Pacltová, B.: Paleopalynologie a její význam pro biostratigrafii metamorfovaných hornin . . 9
Planderová, E.: Palinologický výskum v metasedimentoch staršieho paleozoika veporidov, Malých Karpát a mladšieho paleozoika v oblasti Západných Karpát 15
Snopková, P.: Vplyv epimetamorfózy na zachovanie palimorf v drnavskom súvrství gelnickej skupiny Spišsko-gemerského rudohoria 35
Vavrdová, M.: Rostlinné mikrofosilie a vliv kontaktní metamorfózy na stěnu schránek akritarch 47
Mello, J.–Gaál, Ľ.: Meliatska skupina v čoltovskej rokli – Meliata Group in the Čoltovo Hollow 51
Kochanová, M.–Pevný, J.: Triasové a jurské lastúrniky, ulitníky a ramenonožce Strážovských vrchov 63
Řehánek, J.: Nález mořského svrchního albu Českého masívu na jižní Moravě – The marine Upper Albian of the Bohemian Massif in South Moravia 87
Gross, P.–Köhler, E.–Samuel, O.: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu – A new lithostratigraphical division of the Inner-Carpathian Paleogene 103
Nemčok, J.: Magurský príkrov a bradlové pásmo na východnom Slovensku – Magura Nappe and Klippen Belt in East Slovakia 119
Hanzel, V.–Nemčok, J.: Zdroj termálnej vody vo Vrbove (Popradská kotlina) – Thermal water source in Vrbov (Popradská kotlina depression) 131
Rapant, S.–Dovina, V.: Zhodnotenie kvality podzemných a povrchových vôd z hľadiska vybraných ukazovateľov prípustného stupňa znečistenia v území scheelitovo-zlatonosného zrudnenia kryštalinika Nízkych Tatier v oblasti Kyslej pri Jasení 147
Rapant, S.– Dovina, V.: Prospekčný význam stopových prvkov v podzemných a povrchových vodách v území scheelitovo-zlatonosného zrudnenia kryštalinika Nízkych Tatier v oblasti Kyslej pri Jasení 157
Karolusová, E.: Dickit v pyroxenickom andezite pri Novej Bani – Dickite in pyroxenic andesite at Nová Baňa 163
Sitárová, A.–Bielik, M.–Burda, M.: Interpretácia kolárovskej tiažovej anomálie . . . 171
Vozárová, A.–Muška, P.: Výsledky paleomagnetického štúdia kryštalinika a súvrství mladšieho paleozoika v juhozápadnej časti Malej Fatry 183
Regásek, F.: Geológia a metalogenéza Burundskej republiky 195
Kochanová, M.: Recenzia monografickej práce Prof. Dr. E. Végh – Neubrandtovej Triassische Megalodontaceae, Entwicklung, Stratigraphie und Paläontologie 209
Vaškovský, I.: Recenzia knihy Stratigrafia ZSSR – kvartér 211
Bielik, M.: Recenzia monografickej práce Petra Biróa Time Variation of Height and Gravity . 215

Geologické práce, Správy 81, s. 7—8, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Profesor Gorek

šesťdesiatnikom

V týchto dňoch sa dožíva významného životného jubilea jeden z popredných slovenských geológov a vedúci Katedry geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave profesor RNDr. Augustín Gorek, CSc.

Narodil sa v rázovitej oravskej obci Čimhová 4. júla 1924 a prvé študentské kroky absolvoval na rodnej Orave, ktorá aj v jeho ďalšom živote zostala rozhodujúcim faktorom a výrazne ovplyvnila jeho život láskou k prírode a prírodným vedám. Zmaturoval v Dolnom Kubíne v roku 1944 a po absolvovaní Prírodovedeckej fakulty v Bratislave v roku 1949 sa o rok neskôr stal doktorom prírodných vied. V roku 1952 nastúpil na internú ašpirantúru, ktorú ukončil obhájením kandidátskej dizertačnej práce a v roku 1955 získal hodnosť kandidáta geologických vied. Od roku 1956 bol docentom a od roku 1965 je profesorom na PF UK. Vedúcim Katedry geológie a paleontológie sa stal v roku 1959 a s výnimkou rokov 1967 až 1969 zastáva túto funkciu podnes.

Profesor Gorek je známy ako vynikajúci vysokoškolský učiteľ a jeho prednášky sú na vysokej pedagogickej a odbornej úrovni. Jeho pedagogické pôsobenie je úzko späté s výkonom celého radu vedecko-pedagogických funkcií. V rokoch 1956–1958 bol prodekanom FGGV UK, v rokoch 1958–1961 riaditeľom VVÚ GG a vedúcim sekcie VR PF UK, v rokoch 1961–1964 prorektorom UK pre vedu a výskum a v rokoch 1970–1973 prorektorom UK pre vedu a výskum a pre výstavbu. Množstvo ďalších pedagogických funkcií, ktoré zastával, tu nemožno uvádzať. Aj v súčasnosti je členom skúšobnej komisie pre štátne záverečné skúšky, predsedom štátnej rigoróznej komisie pre geológiu (aj na UJEP v Brne), predseda skúšobnej komisie ašpirantov z geológie a paleontológie a pre školiace pracovisko GÚDŠ, predseda komisie pre obhajoby kandidátskych prác a školiteľ ašpirantov. Doteraz vychoval 10 kandidátov vied a desiatky v praxi veľmi úspešných diplomantov, recenzoval veľa diplomových, kandidátskych a doktorských prác. Pôsobil a pôsobí vo viacerých vedeckých a redakčných radách rôznych geologických a spoločenských inštitúcií.

Vedecké zameranie profesora Goreka je značne široké. Na začiatku svojej vedeckej činnosti študoval druho- a treťohorné útvary centrálnych Západných Karpát, ale venoval sa napr. aj výskumu riečnych údolí s ohľadom na projektovanie výstavby údolných priehrad. Študoval spolu s akademikom Andrusovom mangánové ložiská v jure bradlového pásma a v spolupráci s akademikom Zoubkom geologické problémy rudných ložísk v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a Nízkych Tatier. Úzka spolupráca pri riešení praktických úloh ložiskovej a inžinierskej geológie mu pomohla nadobudnúť skúsenosti v aplikovanej geológii. V rámci ašpirantského štúdia sa začal zaoberať geológiou kryštalinika, predo-

všetkým geológiou a petrografiou kryštalických bridlíc, granitoidov a ich tektonikou. Sústredil sa na pomerne úzky, pritom však geologicky veľmi pestrý a zložitý regionálny celok Vysokých Tatier, kde mnohostranne aplikoval rôzne geologické terénne i laboratórne metódy. Preukázal vynikajúce znalosti stratigrafie, petrológie, geochémie i štruktúrnej geológie a jeho geologické mapy a rezy sa vyznačujú hĺbkou vedeckej koncepcie, presnosťou a podrobnosťou realizácie. Pracoval však aj v iných geologických tematikách v Západných Karpatoch a jeho výskumné práce viedli ku kritickému zhodnoteniu niektorých otázok a ich zovšeobecneniu v rámci celých centrálnych Západných Karpát. Sám úzko spolupracoval (a k tomu stále vedie aj všetkých pracovníkov katedry) s ostatnými geologickými inštitúciami, napr. s GÚDŠ, GÚ SAV, GP, UP a i., čo viedlo ku komplexnému riešeniu základných úloh zakotvených v jednotnom štátnom pláne výskumu, v ktorom bol vedúcim a je spoluriešiteľom čiastkovej výskumnej úlohy. Z výsledkov jeho vedeckovýskumnej práce vyplynulo vyše 40 odborných prác, vyše 20 výskumných správ, mnoho oponentských posudkov, recenzií a expertíznych správ. Vedecké poznatky uplatňuje v pedagogickom procese a v súčasnosti ako vedúci autorského kolektívu odovzdal do tlače novú vysokoškolskú učebnicu všeobecnej geológie. Ako nasledovník akademika Andrusova vždy propaguje praktickú výuku geológie v teréne formou mapovacích kurzov, geologických exkurzií a terénnych cvičení, na ktorých sa sám aktívne zúčastňuje.

Profesor Gorek popri bohatej pedagogickej a vedeckovýskumnej práci je aj vysoko politicky angažovaným vysokoškolským učiteľom. Ako člen strany od roku 1948 bol a je stále v rôznych funkciách, ktoré vykonáva veľmi svedomite a zodpovedne (predtým člen, podpredseda a predseda ZO a CZV KSS, od roku 1975 aktivista KRK ObV). Za jeho angažovanú pedagogickú, vedeckovýskumnú a ideovo-politickú prácu mu boli udelené rôzne akademické, štátne a stranícke vyznamenania, napr. medaila k 50. výročiu vzniku KSČ, štátne vyznamenanie „Za vynikajúcu prácu", strieborná a zlatá medaila UK, zlatá medaila PF UK, strieborná medaila UJEP, Brno, pamätná medaila GÚDŠ, pamätná medaila MV KSS a ďalšie ocenenia od iných organizácií a spoločností.

Celá geologická verejnosť pozná profesora Goreka však nielen ako vynikajúceho pedagóga a vedca, ale aj ako mimoriadne citlivého a svedomitého človeka s priam otcovským vzťahom k svojim spolupracovníkom, poslucháčom aj externým pracovníkom. Napriek svojmu veľkému pracovnému zaťaženiu si vždy vie nájsť čas, aby poradil, pomohol a usmernil vo všetkých geologických, ale často aj osobných problémoch. Pre jeho ľudské charakterové vlastnosti si ho všetci jeho spolupracovníci, známi, bývalí poslucháči a priatelia vážia a majú radi a pri príležitosti jeho vzácneho životného jubilea mu želajú veľa zdravia, osobnej pohody a ďalších úspechov v pracovnom aj súkromnom živote.

Doc. RNDr. Štefan Kahan, CSc.
Doc. RNDr. Július Zelman, CSc.

Geologické práce, Správy 81, s. 9—14, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Blanka Pacltová

Paleopalynologie a její význam pro biostratigrafii metamorfovaných hornin

4 fototabulky (I–IV)

Abstract. The paper deals with the methodical approach to and the possible use of palynomorphs as indicators of rocks temperature changes and the potential use of palynomorphs in geological practice, especially in age determination of metamorphic rocks. The author starts from the present state of knowledge of plant evolution, and points out the possible utilization of fragments of fossils in the biostratigraphy of crystalline complexes. The author's approach is based on her own experience in studying the metamorphic rocks of the Proterozoic of the Barrandian Basin, those of the Moldanubicum, the Silesicum and Lugicum and the crystalline bedrock of the Cretaceous Table of Bohemia. The respective photographic evidence is given.

Paleopalynologie studuje fosilní organicky zachované obaly – exiny pylových zrn a spory vyšších rostlin a hub, dále zbytky některých nižších rostlin – sinic, bakterií, řas i těch organicky zachovaných mikroskopických zbytků neznámého taxonomického zařazení jako jsou akritarcha a *Chitinozoa*. Zabývá se studiem morfologie, taxonomie, evoluce, stratigrafickým a ekologickým rozšířením. Tyto organicky zachované zbytky mikrofosilií často nazýváme palynomorfy, nebo sporomorfy.

V současné době se mladá palynologická vědní disciplina stává nepostradatelným pomocníkem řady vědních oborů. Paleopalynologie podstatnou měrou přispívá k poznání nejranější evoluce života na Zemi a dotýká se i problematiky možnosti existence života na jiných planetách – výzkum chondritů – uhlíkatých meteoritů. Zmíníme se o jejím významu pro geologické vědy, především pro výzkum metamorfovaných hornin.

To, že se palynologie mohla formovat jako samostatný vědní obor, umožnila nejen morfologická rozmanitost mikroorganismů a jejich rozmnožovacích orgánů, ale současně, a především, jejich chemicky rezistentní obaly – exiny, které jsou složené z oxidačních polymerů, karotenoidu a karotenových esterů (Brooks et Shaw 1968). Když se sporomorfy po svém uložení v sedimentu stávají jeho součástí, a to někdy nemalou, podléhají vedle chemických a mikrobiologických vlivů dalším fyzikálně-chemickým faktorům jako je teplota, dlouhodobé tlaky, smyky, radioaktivita aj.

Doc. RNDr. B. Pacltová, CSc., Přírodovědecká fakulta University Karlovy, Albertov 6, Katedra paleontologie, 128 43 Praha 2.

Bylo zjištěno, že existují přímé závislosti změn chemismu sporopolleninu na teplotě a tlaku (Oehler et al. 1974), což se projevuje na barvě mikrofosilií. Metodou UV záření lze získat dobré informace o paleotemperatuře zkoumané horniny, což je využíváno při výzkumu fosilních paliv. Tuto výzkumnou metodu propracoval Holanďan Van Gijzel (1973). Brooks (1980a) prováděl pokusy na recentních spórách druhu *Lycopodium clavatum*.

Brooks použil další metodu výzkumu pomocí X-paprsků a zjistil, že struktura sporopolleninu se mění se stoupající teplotou a konečným produktem zahřívaní při vysokých teplotách je grafit (Brooks 1980a). Zde je na místě úzká spolupráce s geochemiky. Konečným produktem všech vlivů a změn sporopolleninu je kerogen – již dále nerozpustná organická látka – která se v horninách jeví jako převážně amorfní tmavá látka. Při detailnějším pozorování však i zde lze nalézt tvary, upomínající na zbytky organismů (tab. I, obr. 1). Jak uvádí Brooks (1980a), bylo zjištěno, že změny (barva, chemismus), které prodělává sporopollenin během fosilizace, podstatně nezávisejí na čase, ale zejména na teplotních změnách.

Podle Correii (1971) pyly a spory ukazují odlišné změny v barvě a chemismu v závislosti na teplotě než bylo pozorováno u obrněnek (*Dinoflagellata*) a akritarch a tato ukazují opět rychlejší změny než *Chitinozoa*.

Pyly a spóry jsou nejcitlivějšími indikátory teplotních změn v sedimentu, zejména tam, kde byly relativně nízké teploty, a proto jsou dnes čím dále častěji užívány jako indikátory teploty především při vyhledávání naftových ložisek.

Jak ukazují výzkumy posledních let, sporomorfy vydrží i poměrně intenzivní metamorfní pochody a setkáváme se s jejich rezidui i v metamorfovaných sedimentech (tab. I., obr. 2), ve fylitech, rulách, svorech a j. (Harazim–Pacltová–Pouba 1981), které byly dosud považovány za bezfosilní. Jejich zhodnocení je otázkou solidního metodického přístupu, dobrých pozorovacích schopností a uvědomění si všech možných druhů chyb a jejich eliminace. Hlavním předpokladem však je fundovaná znalost evoluce organismů, která je ovšem závislá na stavu poznání.

Možnost kontaminace. K znečištění vzorků, výbrusů i preparátů může dojít jak během odběru, tak i během laboratorní přípravy, a nutno přiznat, že bývá časté. Při určité zkušenosti odborník většinou pozná bez dalších zkoušek, zda jde o recentní organické zbytky. Bezpečně nás o tom přesvědčí pozorování v ultrafialovém světle. Za UV záření recentní organická hmota silně fluoreskuje.

Závažnější je kontaminace sedimentů, která mohla teoreticky nastat během geologické minulosti. Zejména velmi malé objekty, jako jsou spóry hub, mohly s vodou zasáknout do porézního či rozpraskaného povrchu horniny a tam druhotně fosilizovat. S tímto jevem jsem se setkala v prekambrických silicitech, které jsou protkány submikroskopickými žilkami (tab. II, obr. 2). Možnost kontaminace musíme připustit i u vzorků z vrtů zejména tam, kde je stratigrafický hiát. Různě zbarvené sférické mikrofosilie bez skulptury (tab. II, obr. 1) jsou nejobtížnější k určování, protože mohou náležet různým rostlinným skupinám – bakterie, sinice, různá ontogenetická stadia řas a hub, t. j. organismů, známých již z prekambria. Mohou mezi nimi být i anorganické struktury. Přesto jsou však velmi důležité z hlediska problematiky vzniku a raného vývoje života na Zemi – pokud jsou nacházeny v nejstarších známých sedimentech jako je ISSUA Group v Gronsku

a Onverwacht serie v jižní Africe. Je třeba tyto mikrofosilie sledovat i z hlediska ložiskové geologie jakožto potenciální akceptory kovových iontů. Důležité je, zda jde o synsedimentární či postsedimentární objekty. Důležitým ukazatelem je, vedle barvy, velikostní frekvence. O této problematice existuje již řada literárních údajů zejména z prekambria, kde jsou sférické mikrofosilie nejčastější. Schopf sledoval narůstání velikosti sférických mikrofosilií během proterozoika a zjistil, že směrem do mladšího proterozoika přibývá sfér větších rozměrů. Tohoto momentu lze užít pro biostratigrafii (Schopf 1975, 1977).

Proterozoická mikrobiota, známa dnes z desítek lokalit, jsou používána i k paleoekologickým studiím určitého paleoprostředí (Pacltová 1982).

Nejmladší proterozoikum, odkud známe již i makroskopické živočišné zbytky (Ediakarská fauna), je obdobím značné diversifikace organismů, zejména eukaryotických řas (Gnilovskaja 1971). Ze svrchního proterozoika známe i různé lahvicovité tvary heterotrofních protistů, tvarem upomínající na Chitinozoa (Bloeser et al. 1977, Vidal 1979, Pacltová 1981 a,b). Akritarcha proterozoika jsou charakterizována spíše hladkým či jemně skulpturovaným povrchem nebo jen krátkými výběžky. Spodní paleozoikum – kambrium, ordovik a silur – je obdobím prudké diversifikace akritarch, dnes již natolik taxonomicky zhodnocených, že mohou být využívána pro biostratigrafii. Na rozdíl od prekambrických nekrocenoz jsou v paleozoiku časté druhy s delšími výrůstky (tab. III, obr. 1 – 5).

Přestože je mnohé známo o životě v prekambriu, jsou naše poznatky pouze zlomkovité a pro další desetiletí se otvírají cesty k poznání a využití raných mikroorganismů a stromatolitů, které bude možno využít pro biostratigrafii a rekonstrukci paleoprostředí. K tomu je však třeba interdisciplinární spolupráce.

Dobrým stratigrafickým ukazatelem jsou zbytky cévnatých rostlin – spóry (tab. IV, obr. 1), kutikuly s průduchy a vodivé pletivo. Přítomnost těchto mikrofosilií vylučuje prekambrické stáří sedimentů. Zastavme se krátce u problematiky vzniku a vývoje cévnatých rostlin.

Makrofosilie prokazatelně suchozemských cévnatých rostlin jsou známy z různých lokalit svrchního siluru – např. *Cooksonia* (Banks 1975 aj.). Edwards a Feeham (1980) popsali ze středního siluru Irska (wenlock) terminální sporangia podobná rodu *Cooksonia*, avšak bez vodivého pletiva. Pratt, Phillips a Dennison (1978) zjistili v čočkách prachovce llandoverského stáří ve Virginii rourkovité elementy s prstencovitou výztuží upomínající na cévice.

Spóry s Y jizvou jsou známy ze spodního siluru z řady lokalit Ameriky, Afriky a Evropy. Ze svrchního ordoviku barrandienu (ashgil) vyobrazila O. Čorná (1970) sporu s Y jizvou. Četné spory s Y jizvou ve svrchním ordoviku zjistila Vavrdová (1984).

V predevonských uloženinách nacházíme též mikrofosilie, které připomínají kutikuly. Většinou však bývá obtížné zjistit, zda se jedná o rostlinné či živočišné zbytky. Během posledních let proběhla řada bouřlivých diskusí jak v publikacích, tak na různých symposiích o problematice vzniku a o raném vývoji suchozemských cévnatých rostlin (Knoll et Rothwell, 1981). Pokusíme-li se zhodnotit tuto problematiku z evolučního hlediska, domnívám se, že lze říci: svrchní ordovik a silur je kritické období, kdy došlo v rostlinné říši k jednomu z nejvýznamnějších dějů

– přechodu rostlin z vody na souš, ke vzniku suchozemských cévnatých rostlin, které se vyvinuly z řasových předků. Fosilní nálezy ukazují na to, že jednotlivé orgány, vodivé pletivo, spóry, kutikuly, se nevyvíjely současně a rovnoměrně, ale vodní rostliny, předchůdci prvních suchozemských rostlin, postupně v závislosti na vodním prostředí se adaptovaly na obtížnou existenci na souši, t. j. na zcela nové životní podmínky, pro které si postupně vytvářely funkční orgány – kutinizované spóry s Y jizvou, kutikulu s průduchy a vodivé pletivo.

Jak lze tyto teoretické poznatky využít v geologické praxi při určování stáří i metamorfovaných hornin?

Nalézáme-li synsedimentární zbytky cévnatých rostlin, a to současně spóry, vodivé pletivo, případně i kutikuly s průduchy, lze uvažovat o minimálně spodnosilurském stáří horniny. Jsou-li naše nálezy doplněny přítomností určitelných akritarch, lze se pokoušet o stratigrafické zpřesnění. Někdy však je naše pozorování, zejména pracujeme-li se silně metamorfovanými horninami, ztíženo velmi reziduálním zachováním mikrofosilií. Pak hlavným vodítkem zůstává sledování morfologické rozmanitosti zbytků mikrofosilií. Všeobecně lze říci, že s časem stoupá morfologická rozmanitost organismů, která je patrná i na jejich silně poškozených reziduích.

Na základě shora uvedených hledisek jsou studovány metamorfované horniny proterozoika Barrandienu, silezika, lugika, krystalického podloží české křídy a pestré serie moldanubika (Harazim–Pacltová–Pouba 1981; Pacltová 1982a, b aj.). Na základě dosažených výsledků, systematicky potvrzovaných dalšími nálezy, dojde pravděpodobně ke změnám názorů na biostratigrafii a tektoniku Českého masivu a na vznik ložisek surovin.

Literatura

BANKS, H. 1975: The oldest vascular land plants: a note or caution. Rev. Paleobot. Palynol., 20: 13–25.

BLOESER, B.–SCHOPF, J. W.–HORODYSKI, R.–BREED, W. J. 1977: Chitinozoans from the Late Precambrian Chuar Group of the Grand Canyon, Arizona. -Science, 195: 676–679.

BROOKS, J. 1980a: Chemical studies on the thermal products from sporopollenin and their probable geochemical significance. IV. Int. Palynol. Conf. Lucknow, 2: 513–528.

BROOKS, J. 1980b: Diagenesis: A critical survey of current palynological and geochemical studies. IV. Int. Palynol. Conf., Lucknow, 2: 529–544.

BROOKS, J.–SHAW, G. 1968: Chemical structure of the exine of pollen walls and a new function for carotenoids in nature. Nature, 219, 532.

CORREIA, M. 1971: Diagenesis of sporopollenin and other comparable organic substances: application to hydrocarbon research. In: Brooks, J., et all. (ed.): Sporopollenin, 569/620.

ČORNÁ, O. 1970: Plant remains in the Ordovician of the Bohemian Massif. Geol. zborn. Geol. Carpathica, 21, 183–186.

EDWARDS, D.–FEEHAM, J. 1980: Records of Cooksonia – type sporangia from late Wenlock strata in Ireland. Nature, 287, 41–42.

GIJZEL, P. van 1973: Topics of U–V fluorescence Part II. Comptés. Rendues des Journees Internationales, September 1973.

GNILOVSKAJA, M. B. 1971: The oldest aquatic plants of the Vendian of the Russian Platform (late Precambrian). Paleontol. J., 5: 372–378.

HARAZIM, J.–PACLTOVÁ, E.–POUBA, Z. 1981: Organické zbytky v krystaliniku silezika a vý-

chodního lugika (problém stáří metamorfovaných sedimentů). In: Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek (VI), Praha, 224–247.
KNOLL, A. H.–ROTHWELL, G. W. 1981: Paleobotany: Perspectives in 1980. Paleobiology, 7, 7–35.
OEHLER, J., H.–AIZENSHTAT, Z.–SCHOPF, J. W. 1974: Thermal alteration of blue-green algae and blue-green algal chlorophyll. Bull. the Amer. Assoc. of Petroleum Geol., 58, 124–132.
PACLTOVÁ, B. 1981a: Význam mikropaleobotaniky-paleopalynologie pro výzkum krystalinika. Zemní plyn a nafta, 26: Praha, 555–560.
PACLTOVÁ, B. 1981b: K metodické problematice mikropaleontologického výzkumu svrchněproterozoických a staropaleozoických metamorfovaných hornin. – In: Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek (VI), Praha, 211–223.
PACLTOVÁ, B. 1982: The significance of organic-walled microfossils for paleoenvironment reconstruction. In: Novák, J. V. A., Mlíkovský, J. (eds) Evolution and environment, Praha, 757–773.
PRATT, L. M.–PHILIPS, T. L.–DENNISON, J. M. 1978: Evidence of nonvascular land plants from the early Silurian (Llandoverian) of Virgina, USA. – Rev. Paleobot. Palynol., 23, 121–149.
SCHOPF, J., W. 1975: Precambrian paleobiology: problems and perspectives. – Ann. Rev. of Earth and Planetary Sci., 3: 213–249.
SCHOPF, J. W. 1977: Biostratigraphic usefulness of stromatolitic precambrian microbiotas: A preliminary analysis. Precambrian Research, 5, 143–173.
VAVRDOVÁ, M. 1984: Some plant microfossils of possible terrestrial origin from the Ordovician of Central Bohemia. Věst. ÚÚG, 59, 3, Praha, 165–170.
VIDAL, G. 1979: Acritarch from the Upper Proterozoic and Lower Cambrian of East Greenland. – GGU, Bull., 134, 1–40.

Vysvetlivky k tabuľkám

Tab. I
Obr. 1 Elektronový snímek (SCAN) úlomek schránky mikrofosilie pravděpodobně Chitinozoa. Vrt. Uran. průzkumu Rynoltice 197387, hl. 447,6 m, grafitický fylit z podloží české křídy. Orig. B. Pacltová.
Obr. 2 Elektronový snímek (SCAN) rozpadající se schránky akritarch. Vrt Uran. průzkumu Hvězdov 384224. Podloží české křídy. Přechod do výše metamorfovaného krystalinika krušnohorské jednotky, svorová hornina. Orig. B. Pacltová.

Tab. II
Obr. 1 Elektronový snímek (SCAN) sférických mikrofosilií ze svrchního proterozoika Barrandienu. Pravděpodobně spóry hub postsedimentárního původu. Lokal. Břasy, silicit „křemelák". Legit Zimmerhakl, Orig. B. Pacltová
Obr. 2 Elektronový snímek (SCAN) rozlomené oválné mikrofosilie s patrnými póry. Je srovnatelná s recentními spórami parazitických hub – rzí rodu Puccinia. Postsedimentární kontaminace. Lokal. Břasy, silicit „křemelák". Svrchní proterozoikum Barrandienu. Legit Zimmerhakl. Orig. B. Pacltová.

Tab. III
Zbytky mikrofosilií akantomorfních akritarch s dlouhými výrůstky náležejícími pravděpodobně různým druhům rodu Veryhachium.
Obr. 1 a 5 Lokal. U vápenky, Český Krumlov. Zv. obr. 1—2000×, obr. 5—1000×.
Obr. 2, 3 Lokal. Zechovice – lom. Grafitické vápence pestré série moldanubika-volyňská série, 2 optické řezy. Zv. 2000×.
Obr. 4 Vrt Rynoltice 197387, hl. 501,2 m. Grafitický fylit z podloží české křídy. Zv. 1000×.

Tab. IV
Spóry s Y jizvou
Obr. 1–3 Vrt Rynoltice 197387, hl. 483,6 m. Grafitický fylit z podloží české křídy. Zv. 1000×.

Obr. 4 Lokal. Orlické Záhoří. Páskovaný grafitický kvarcit – stroňská série. Legit Z. Pouba. Zv. 1000×.
Obr. 5 Vrt Uran. průzkumu Radvanec u Nového Boru 384224, hl. 607,5 m. Grafitický fylit. Elektronový snímek (SCAN). Orig. B. Pacltová.

Explanations of Plates I–IV

Pl. I
Fig. 1 Electron photograph (SCAN) of test fragment of microfossil, probably Chitinozoa. Borehole of Uranový průzkum Rynoltice 197387, depth 447,6 m, graphitic phyllite from basement of Bohemian Cretaceous. Orig. B. Pacltová
Fig. 2 Electron photograph (SCAN) of disintegrating test of acritarch. Borehole of Uranový průzkum Hvězdov 384224, basement of Bohemian Cretaceous. Transition into higher-metamorphosed crystalline complex of Krušné hory unit, mica schist rock. Orig. B. Pacltová

Pl. II
Fig. 1 Electron photograph (SCAN) of spherical microfossils from Upper Proterozoic of Barrandian. Probably spores of postsedimentary origin. Locality Břasy, silicite „křemelák". Legit Zimmerhakl. Orig. B. Pacltová
Fig. 2 Electron photograph (SCAN) of broken oval microfossil with distinct pores. It is comparable to recent spores of parasitic sponge-rusts of genus Puccinia. Postsedimentary contamination. Locality Břasy, silicite „křemelák". Upper Proterozoic of Barrandian. Legit Zimmerhakl. Orig. B. Pacltová

Pl. III
Rests of microfossils of acantomorphic acritarchs with long projections belonging most likely to various species of genus Veryhachium
Fig. 1 and 5 Locality U vápenky, Český Krumlov. Graphitic limestones of variegated group of Moldanubicum. Magn. 1000× (Fig. 1).
Fig. 2 and 3 Locality Zechovice – quarry (Fig. 5). Graphitic limestones of variegated group of Moldanubicum – Volyň Group, 2 optical sections. Magn. 2000×.
Fig. 4 Borehole Rynoltice 197387, depth 501,2 m. Graphitic phyllite from basement of Bohemian Cretaceous. Mgn. 1000×.

Pl. IV
Spores with Y – mark
Fig. 1 – 3 Borehole Rynoltice 197387, depth 483,6 m. Graphitic phyllite from basement of Bohemian Cretaceous. Mgn. 1000×.
Fig. 4 Locality Orlické Záhoří. Banded graphitic quartzite – Stroňa Group. Legit Z. Pouba. Magn. 1000×.
Fig. 5 Borehole of Uranový průzkum Radvanec at Nový Bor 384224 depth 607,5 m. Graphitic phyllite. Electron photograph (SCAN). Orig. B. Pacltová

Geologické práce, Správy 81, s. 15—34, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Eva Planderová

Palinologický výskum v metasedimentoch staršieho paleozoika veporidov, Malých Karpát a mladšieho paleozoika v oblasti Západných Karpát

2 obr. v texte, 13 fotogr. tabuliek (V–XVII), 9 máp

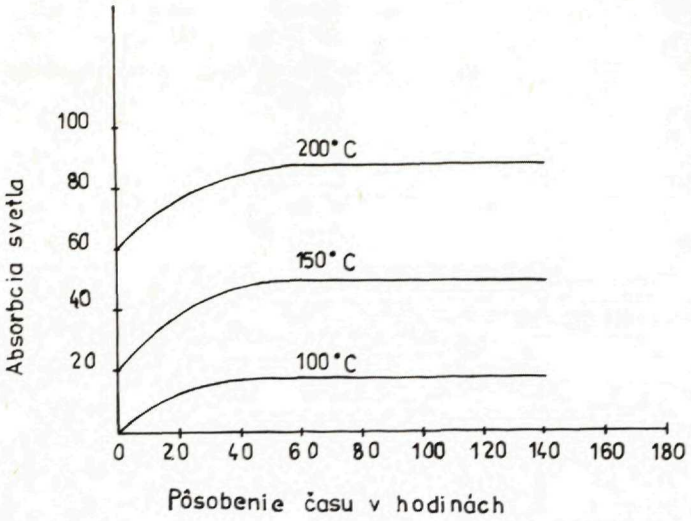
Abstract. Palynological studies of metamorphosed sediments showed that exines of spores and acritarchs were mostly damaged by heat effects, by diagenetic processes at a great rock load and by oxidation during weathering. Samples from profiles showed variable metamorphosis of the rock complex. Highmetamorphosed sediments also comprised non-metamorphosed sediments including palynomorphs indicative of the age of sediments in the Early and Late Paleozoic in the entire West Carpathians.

Those in the Early Paleozoic of the Veporicum are Upper Silurian – Upper Devonian. Late Paleozoic sediments in the West Carpathians are Visean – Upper Permian.

Biostratigrafický výskum metamorfovaných sedimentov na základe palinomorf sa opiera o niekoľko skutočností, zistených hlavne na základe fytochemických a biofyzikálnych výskumov podstaty sporopollenínu. Sporopollenín je organická hmota, ktorá tvorí základ exiny palinomorf a je veľmi odolná voči teplote, tlaku aj pôsobeniu chemických činidiel. Základ fosílneho sporopollenínu tvorí uhlík, vodík, kyslík a dusík. Molekulárny pomer podľa J. Brooksa (1971b) je C_{90} H_{80} až $_{144}$ O_{17-25} N. Pôsobením určitej teploty a tlaku na exinu palinomorf sa mení nielen percento hydrogénu a uhlíka, ale aj aromatických a mastných kyselín. Preto aj Calvin (1969 in J. Brooks 1971a) predpokladá, že práve sporopollenín je základom tvorby kerogénu, a tým aj nafty.

Na druhej strane robili pokusy (Gutjahr 1966 in J. Brooks 1971a, obr. 1) pôsobenia tepla na sporopollenín, aby zistili zmeny na exine palinomorf. Najprv pôsobili teplotou 100 °C po dobu jedného týždňa. Farba exiny peľového zrna sa nezmenila. Viditeľné zmeny na exine nastali až pôsobením 150 °C počas jedného týždňa. Pri pôsobení 200 °C exina zhnedla a pri vyššej teplote bola úplne pokrytá grafitom. Zistilo sa však, že na exinu najviac vplýva teplo prvých 50 hodín. Po tejto dobe už nespôsobuje ďalšie zmeny. Pri dlhotrvajúcom pôsobení nižšej teploty ako 200 °C zostáva svetlosť exiny palinomorf zachovaná. U metamorfovaných hornín, kde došlo len k slabému termálnemu pôsobeniu na sedimenty, sme zistili dobre zachované palinomorfy. Ani opakované slabé metamorfózy nezhoršujú stav zachovanosti exiny. Rozhodujúci je prvý nápor, nie dĺžka vysokotermálneho pôsobenia.

RNDr. E. Planderová, CSc. Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.



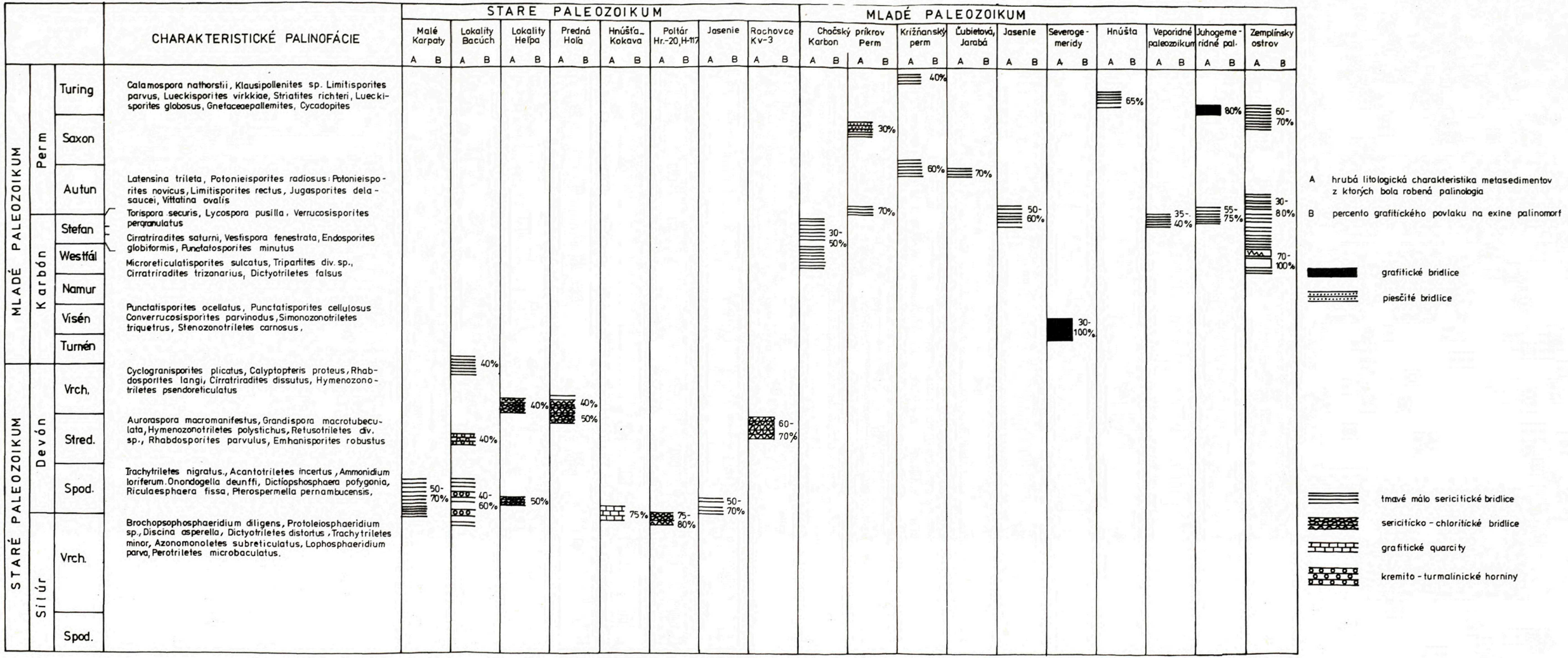
Obr. 1
Ukážka vplyvu tepla na exinu sporomof podľa Brooksa 1971.

Zo všetkých vplyvov, ktoré pôsobia na zmeny exiny palinomorf, hlavne termálne vplyvy znižujú ich presvetlenosť až k úplnej grafitizácii uhlíka v sporopolleníne. Zgrafitizované sporomorfy sme zistili v neogénnych sedimentoch, v blízkosti intruzívneho telesa (v oblasti štiavnickej panvičky vrt PV–7, V. Konečný–J. Lexa–E. Planderová in lit.).

Naopak, dobre zachované sporomorfy sme zistili v kryštaliniku veporidov a Malých Karpát, z čoho usudzujeme, že termálne pôsobenie tu nebolo vyššie ako 250 °C. Ďalej sme pri palinologickom výskume kryštalinika zistili, že komplexy metasedimentov, považované za vyššie termálne premenené, majú polohy tzv. tienené, kde nedošlo k intenzívnemu pôsobeniu vyššej teploty na palinomorfy ako 200–250 °C (napr. lokality v oblasti Bacúšskej doliny, A. Klinec–E. Planderová–O. Miko 1975, E. Planderová–O. Miko 1977), (lokality v prednohoľskom komplexe, Š. Bajaník–A. Biely–O. Miko–E. Planderová 1979). Tieto pozorovania nám potvrdzujú i novšie výskumy v ďalších oblastiach veporidov a Malých Karpát, ako aj v oblasti Kokava–Hnúšťa a Poltár, kde sme zistili v metasedimentoch dobre zachované palinomorfy. Klasickým príkladom nerovnakého termálneho pôsobenia na všetky sedimenty môže byť profil Sirk – Železník, kde sme zo spracovaných 40 vzoriek našli popri silne grafitických bridliciach polohu bridlíc málo postihnutých termálnym pôsobením, ktoré podľa svetlosti palinomorf museli byť menšie ako 200 °C (E. Planderová in lit.). K rovnakým poznatkom dospel aj Nagy (in J. Brooks 1971b), ktorý z komplexu najstarších hornín na svete v južnej Afrike (3,4 až 3,7 . 20^9 rokov starých) zistil polohy bridlíc, ktoré nikdy neboli postihnuté teplotou vyššou ako 200 °C.

Tlak na horninu nepôsobí pri sedimentoch, ktoré neboli postihnuté súčasne aj diagenetickými pochodmi deštrukčne na exinu sporomorf. To nám potvrdzujú veľmi dobre zachované sporomorfy v sedimentoch v hĺbke 3–4 tisíc metrov.

Grafitizáciu uhlíka v sporopolleníne spôsobuje nielen vysoká teplota, ale niekedy, pri nízkom termálnom pôsobení, stačí silné trenie.



Obr. 2 Percento postihu sporopolleninu grafitizáciou vplyvom termálnych a diagenetických premien.
Lokality palinologicky spracovaných metasedimentov staršieho a mladšieho paleozoika.

V tmavých bridliciach existujú podľa J. Brooksa (1971b) také chránené polohy na zachovanie sporopollenínu, že aj teplota vyššia ako 200 °C nemusí spôsobiť úplnú grafitizáciu uhlíka. Sú teda dve podmienky relatívne dobrého zachovania palinomorf

a) termálne vplyvy v hornine neboli vyššie ako 200 °C,

b) napriek tomu, že na hornine pôsobila vyššia teplota, boli v nej dostatočne chránené polohy na zachovanie sporopollenínu.

Z palinologickej praxe môžeme konštatovať, že oxidačné prostredie pôsobí na horninu, a tým aj na palinomorfy horšie ako slabé metamorfózy. Exina sporomorf je oxidačným pôsobením pri zvetrávaní poškodená viac ako termálnym pôsobením pod 200 °C. Palinomorfy zo starších usadenín sa preto nemôžu dostať do mladších bez zmeny, ak sa vôbec zachovávajú, lebo oxidačné účinky môžu spôsobiť až úplné zničenie exiny.

Keď zhrnieme doterajšie poznatky o možnosti palinologického výskumu v metamorfovaných sedimentoch, môžeme povedať, že:

1. Najnovšie poznatky o vplyve všetkých účinkov na sporomorfy v tektonicky tak zložitej oblasti, ako sú Karpaty dokazujú, že teplotné vplyvy a diagenetické pohyby vplývajú na zachovanie exiny palinomorf najviac.

2. Na základe dobre zachovaných palinomorf z metamorfovaných sedimentov z oblasti Karpát sme potvrdili názor Brooksa (1971a) na nerovnaké postihnutie komplexu hornín metamorfózou. Medzi sedimentmi, postihnutými vyššou termálnou premenou ako je 200 °C, sa nachádzajú metasedimenty postihnuté nižšou termálnou premenou, v ktorých nachádzame dobre zachované organické zvyšky, vrátane palinomorf.

3. Na základe stupňa sfarbenia exiny palinomorf až po úplný grafit vieme odhadnúť aj stupeň termálneho pôsobenia na horninu a intenzitu diagenetických pohybov (obr. 2).

4. Zistili sme, že najhoršie pôsobí na zachovanie palinomorf korózia, ktorá vznikla v oxidačnom procese počas zvetrávania. Pri určovaní veku metamorfovaných sedimentov je dôležité získať čo najviac dobre zachovaných palinomorf. Preto sa z každej lokality spracúva viac vzoriek. Polohy, pozitívne na sporomorfy, sú podrobené opakovaným odberom. Získané palinomorfy sú niekedy úplne alebo čiastočne prekryté grafitickým povlakom. Na lepšie určovanie je dôležité (najmä u akritarch) získať jedince, ktoré majú zachovaný okraj a časť štruktúry. Robíme to rôznym kombinovaním maceračných metód, zmäkčovaním a postupným odstraňovaním grafitu. Táto metóda je však zdĺhavá. Niekedy sa tiež pôsobením oxidačných činidiel sporopollenín rozpadáva. Novú metódu určovania grafitizáciou postihnutých palinomorf opísal Schaarschmidt (1973), ktorý použil infračervený filter a infračervený film pri fotografovaní. Sama som si overila, že tou metódou sa silne grafitické palinomorfy určujú lepšie (tab. V).

Jestvujú teda možnosti ako zdokonaliť určovanie grafitom postihnutých palinomorf, čo je dôležité hlavne vtedy, keď sa v tej istej vzorke nachádzajú lepšie zachované palinomorfy spolu s horšie zachovanými, čo súvisí s hrúbkou ich exiny alebo chránenejšou polohou v hornine.

Štúdium palinomorf v metamorfovaných sedimentoch, založené na náročnej a zdĺhavej metóde ich získania a určovania, nám umožňuje zistiť vek sedimentov,

prípadne paleoekologické podmienky prostredia. V karpatských podmienkach je to takmer jediný spôsob ako získať informácie o biostratigrafii tých-ktorých sedimentačných celkov. Palinologický výskum v paleozoiku Karpát pokročil za posledných desať rokov tak ďaleko, že dnes môžeme mať na stupeň metamorfózy tých sedimentov, ktoré boli predtým považované za vysoko metamorfované, prípadne bezfosílne, úplne iný názor.

Staré paleozoikum

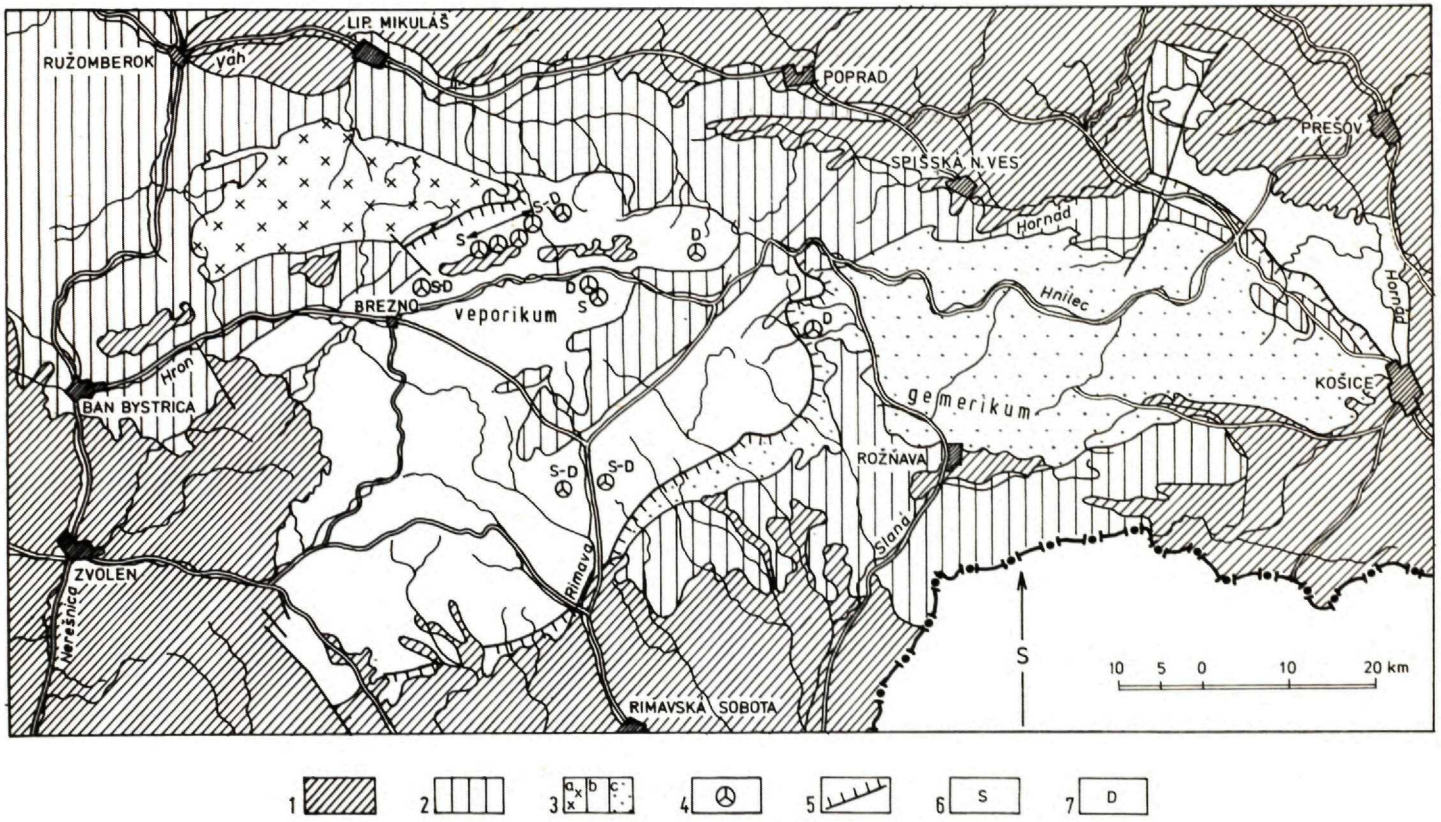
Už pred niekoľkými rokmi sme zistili, že časť hronského komplexu, považovaná za proterozoikum, je staropaleozoického veku (A. Klinec – E. Planderová – O. Miko 1975, E. Planderová – O. Miko 1977) (mapa 1, tab. VI). Zistli sme príbuzenský vzťah chloriticko-epidotických bridlíc na Prednej Holi a na lokalitách južne od Heľpy, v minulosti rôznymi autormi vekove rôzne interpretovanými. Dnes vieme, že ide o devónsky vek skúmaného komplexu (Š. Bajaník – A. Biely – O. Miko – E. Planderová) (mapa 1, tab. VII).

Na základe podrobného palinologického výskumu z viacerých lokalít medzi Pezinkom a Babou sme získali nové poznatky z harmonskej skupiny Malých Karpát (mapa 2, tab. VIII). O. Čorná (1968) spracovala kerogén z lokality Cajla v Malých Karpatoch a určila devónsky vek týchto metasedimentov. Na základe bohatej asociácie spór a hlavne akritarch, môžeme spresniť tento vekový údaj na spodný devón. Palinomorfy majú nasledovné zloženie: *Dictyotriletes paululus* Tchibr., *Verrucosisporites pseudospinosus* Streel., *Trachytriletes* cf. *nigratus* Naum., *Acantotriletes incertus* Naum., *Stenozonotriletes extensus* Naum., *Emphanisporites minutus* Allen., *Dibolisporites echinaceus* (Eis.) Rich., *Multiplicisphaeridium raspa* (Cramer) Cramer., *Evittia granulatispinosa* (Down.) Druh *Moyeria uticansis* Thusu, *Pterospermella pernambucensis* (Britto) Eis., *Riculosphaera fissa* Loebl. Drugg., *Baltisphaeridium* div. sp., a iné.

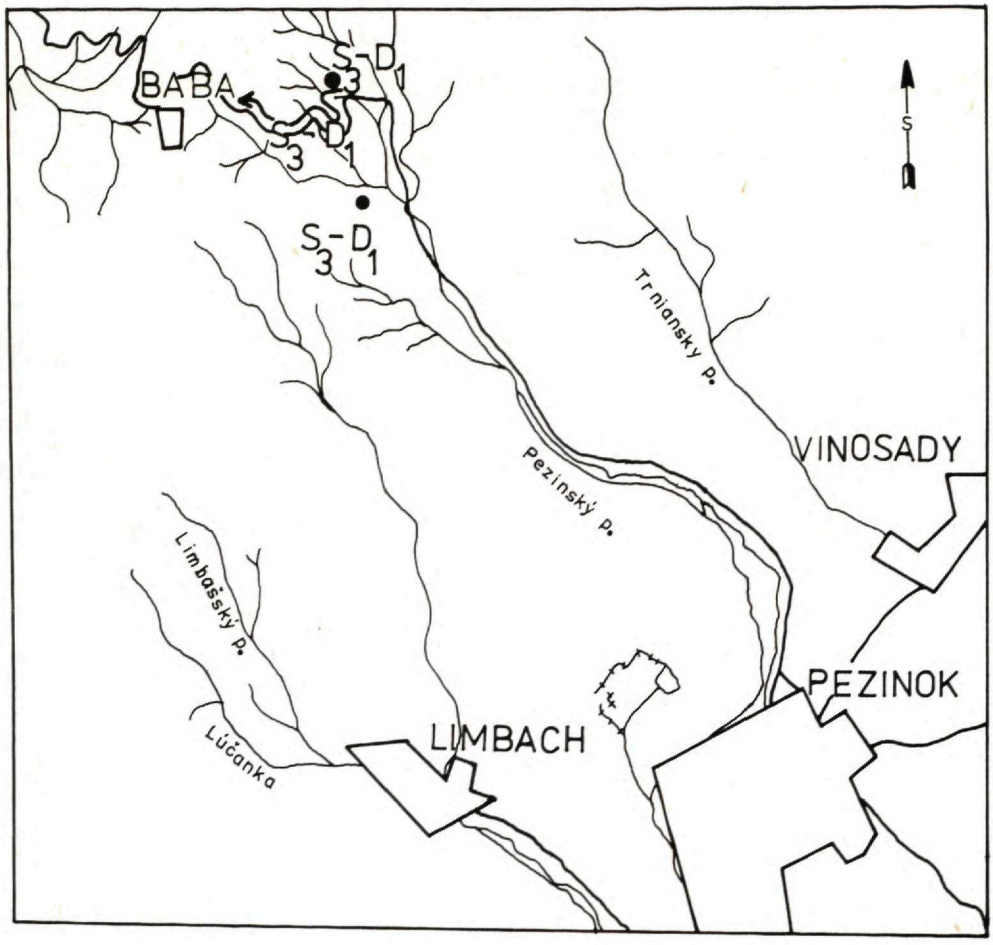
Pri spracovaní fylitických bridlíc na liste Hrachovo som zistila na troch lokalitách okrem mladšieho paleozoika aj staré paleozoikum vrchnosilúrskeho až spodnodevónskeho veku (E. Planderová – správa z listu Hrachovo, archív GÚDŠ). Palinomorfy boli relatívne dobre zachované a svojím zložením sú korelovateľné s gelnickou skupinou (P. Snopková – L. Snopko 1979) (mapa 3, tab. IX).

Zistila som nasledovné druhy palinomorf: *Polyedrychium* cf. *primarium* Deunff., z gedinu; *Leiosphaeridium wenlockii* Downie zo silúru: *Apiculiretusispora minor* Mc Gregor, z vrchného silúru; *Archeozonotriletes confusus* Naum, zo silúru; *Cymatiosphaera* cf. *verucosa* Downie, *Duvernaysphaera lockpartensis* Thusu, uvádzaný zo silúru; *Baltisphaeridium* cf. *latinodictum* Eis., zo silúru; rôzne druhy rodu *Pterospermopsis, Baltisphaeridium simplex* Stock, Will. zo silúru – spodného devónu; *Brochopsophosphaera parvinodus* Tchibr. zo silúru; druhy rodu *Retusotriletes* zo spodného devónu a rôzne druhy *Cymatiosphaera* druhove bližšie neurčené.

V súčasnosti je rozpracovaný problém vekového rozčlenenia skupiny Hladomor-



Mapa 1 Metamorfované horniny veporika biostratigraficky vyhodnotené.
Vysvetlivky: 1 – paleogén – neogén, 2 – mezozoické horniny, 3 – kryštalinické horniny: a) tatrické jednotky, b) veporické jednotky, c) gemerické jednotky, 4 – lokality, 5 – násunové línie, 6 – sitúr, 7 – devón.



Mapa 2

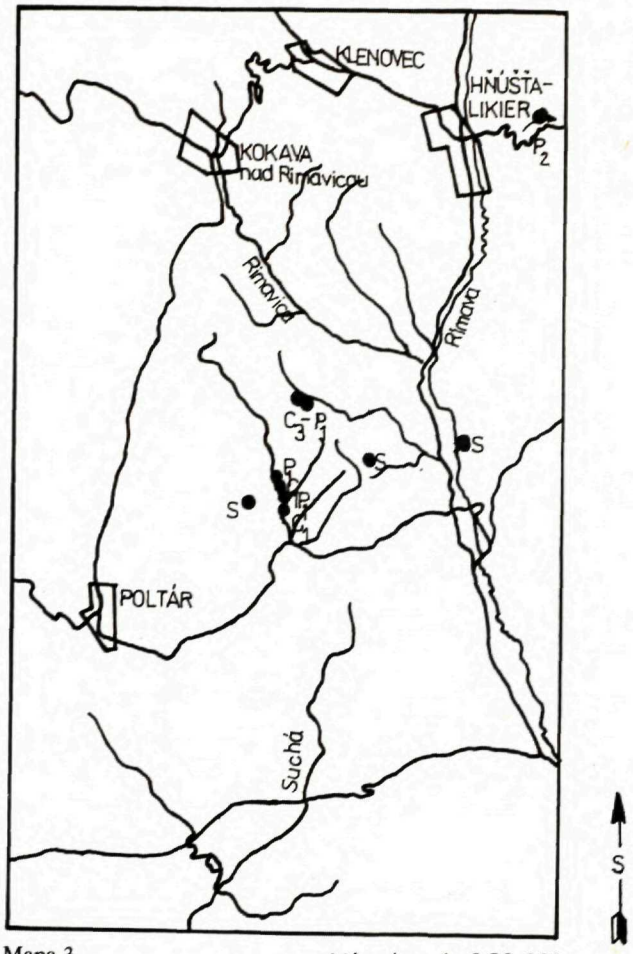
Mierka 1 : 50 000

Mapa 1–9 Lokality, z ktorých boli biostratigraficky zhodnotené metasedimenty staršieho paleozoika veporíd a Malých Karpát a mladšieho paleozoika Karpát.

nej doliny, kde sme zistili okrem mladého paleozoika stefanského veku (E. Planderová – A. Vozárová 1971) aj staropaleozoický vek – stredný devón (A. Klinec – E. Planderová 1981) (tab. X).

Najnovšie sú sledované profily v Nízkych Tatrách v oblasti Jasenia, kde okrem mladopaleozoických sedimentov sme zistili aj fylity staropaleozoického veku s prevládajúcim rodom *Emphanisporites* (lokalita pod Ráztockou hoľou, mapa 5).

Palinologický výskum v staršom paleozoiku veporidov a Malých Karpát je rozpracovaný s tendenciou hodnotenia celých profilov a iste prinesie úplnejšie výsledky ako bodové odbery z terénu.



Mapa 3

Mladšie paleozoikum

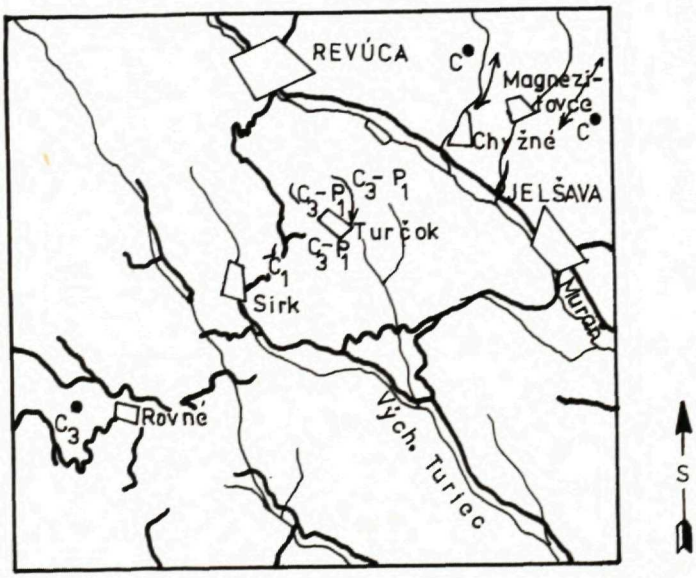
Palinologický výskum mladšieho paleozoika bol zameraný na spracovanie profilov v Nízkych Tatrách, Malých Karpatoch (Chočský príkrov), vo veporidách, gemeridách a zemplínskom ostrove. Palinologicky spracované metasedimenty mladšieho paleozoika boli väčšinou tmavé grafitické bridlice, tmavošedé piesčité bridlice, fylitické bridlice, šedohnedé jemnozrnné pieskovce. Stupeň grafitizácie bol rôzny. Po zhodnotení zachovanosti sporomorf podľa grafitizácie organických zvyškov som zistila, že relatívne najvyšší stupeň grafitizácie postihol sporomorfy v karbóne zemplínskeho ostrova. Množstvo spracovaných vzoriek nám umožnilo nájsť polohy s nižším stupňom premien, či už termálnych alebo spôsobených diagenetickými pochodmi, kde boli sporomorfy menej prekryté grafitickým povlakom. Najvyšší

stupeň grafitizácie som zistila priamo v antracitových slojkoch, v ktorých organické zvyšky predstavovali len čierne zostatky so zachovalým tvarom spór. Najlepšie výsledky z mladopaleozoických sedimentov sú dosiahnuté z jemných pelitických tmavých bridlíc s celkom malou prímesou chloritickej a sericitickej zložky. Takéto sme mali v karbóne a perme chočského príkrovu. Detailné spracovanie profilov umožnilo získať bohaté spoločenstvá pomerne dobre zachovaných sporomorf.

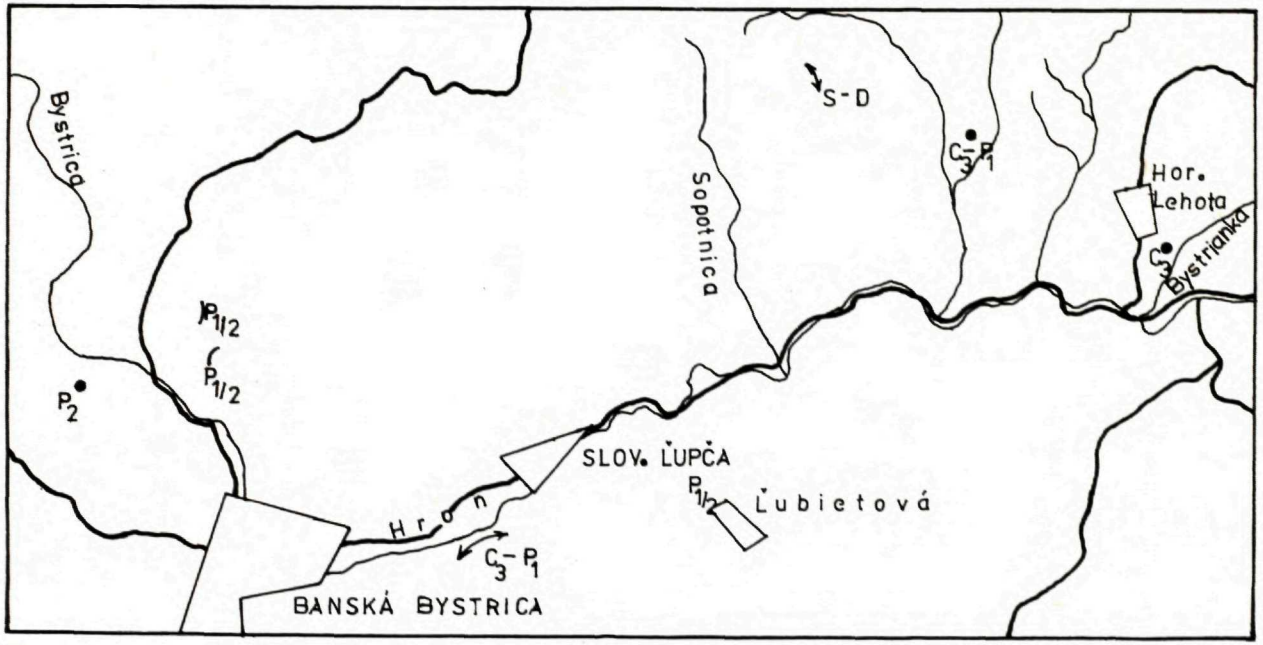
Najstaršiu asociáciu palinomorf som získala z tmavých, miestami silne grafitických bridlíc medzi Sirkom a Železníkom (mapa 4, tab. XI). Táto lokalita môže slúžiť ako vzor prípadu, keď sa v jednom profile vysoko grafitických bridlíc nachádza úzka poloha, ktorá bola chránená pred pôsobením vysokotermálnych vplyvov, prípadne od postihnutia diagenetickými pochodmi. V tejto polohe málo metamorfovaných sedimentov sa nachádza veľmi dobre zachovaná asociácia visénskych sporomorf (E. Planderová 1982).

Vestfálsku mikroflóru som zistila priamo len vo vrte ZO–9, v podloží produktívneho antracitového súvrstvia (E. Planderová et al. 1981). Redepozícia niektorých význačných vestfálskych druhov mikroflóry v chočskom stefane však poukazuje na značnú prítomnosť vestfálu aj v karbóne chočského príkrovu.

Stefanskú mikroflóru druhove veľmi bohatú som zistila takmer na všetkých skúmaných lokalitách Nízkych Tatier (E. Planderová 1979). Zdá sa, že sedimentácia v stefane bola neprerušená, lebo som zistila na rôznych lokalitách zastúpené flóry od stefanu B až po D, s typickou asociáciou hlavne spór, ktoré tvoria aj základ uhľonosného karbónu v stredoeurópskych karbónskych uhoľných panvách (J. Doubingerová – J. Raucher 1962, J. Doubingerová 1968, J. Doubingerová 1969) (mapa 3, 4, 8, tab. XII–XV).

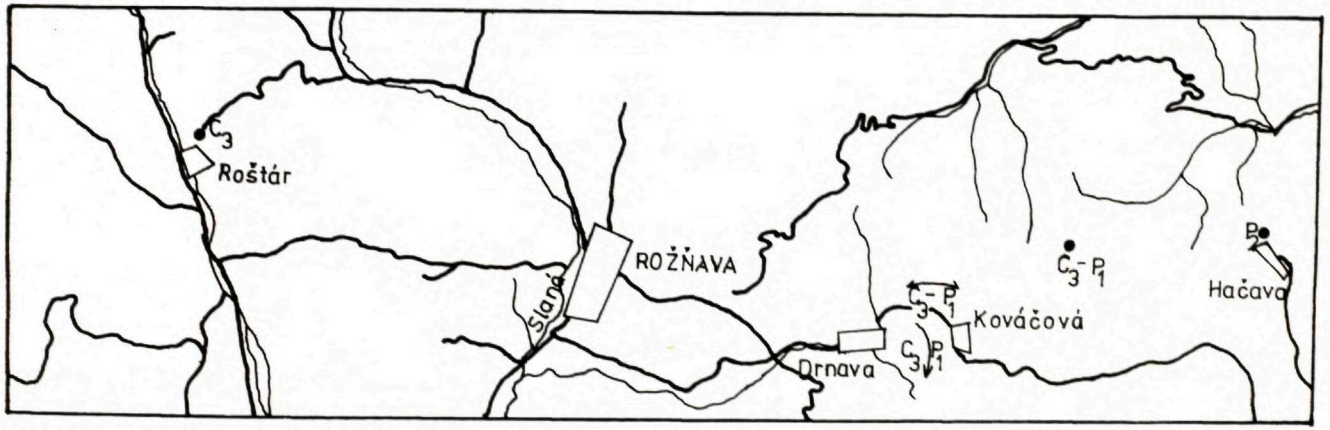


Mapa 4 Mierka 1 : 200 000



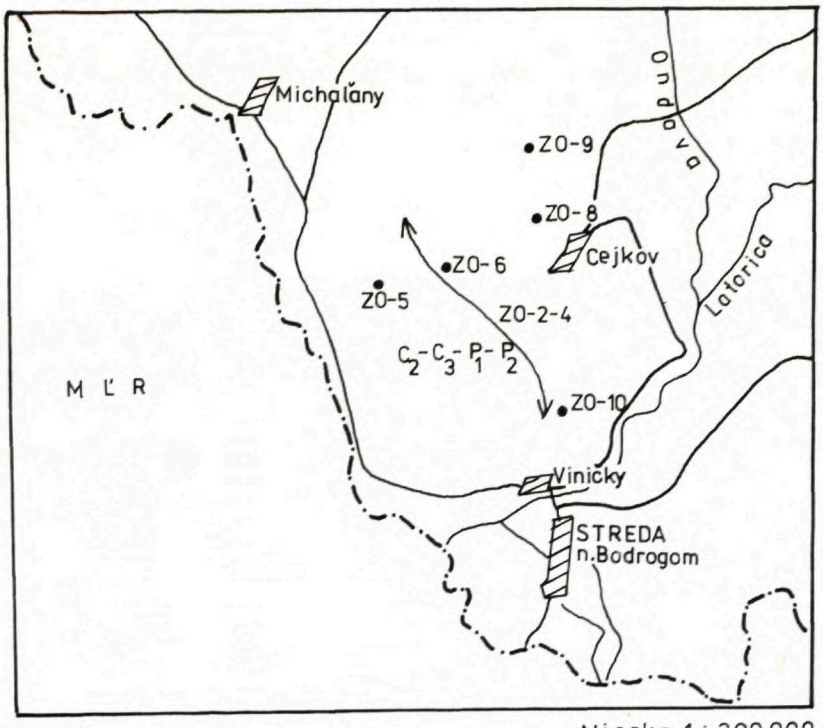
Mapa 5

Mierka 1 : 200 000



Mapa 9

Mierka 1 : 200 000



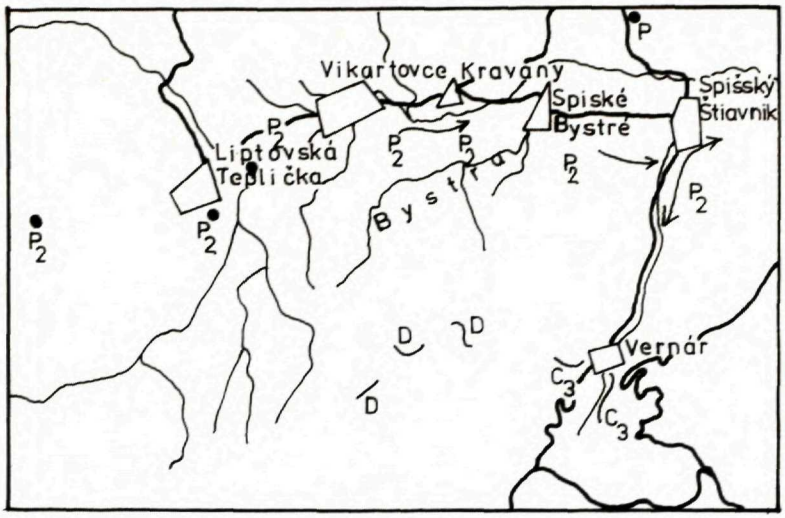
Mapa 6 Mierka 1 : 200 000

Vrchnostefanskú mikroflóru som zistila aj vo veporidnom mladšom paleozoiku v niekoľkých súbežných dolinách pri Turčeku (E. Planderová – A. Vozárová 1978), ďalej vo vrtoch zemplínskeho ostrova. Do obdobia stefanu A – B patria aj produktívne vrstvy antracitového uhlia (E. Planderová et al. 1981) (mapa 4).

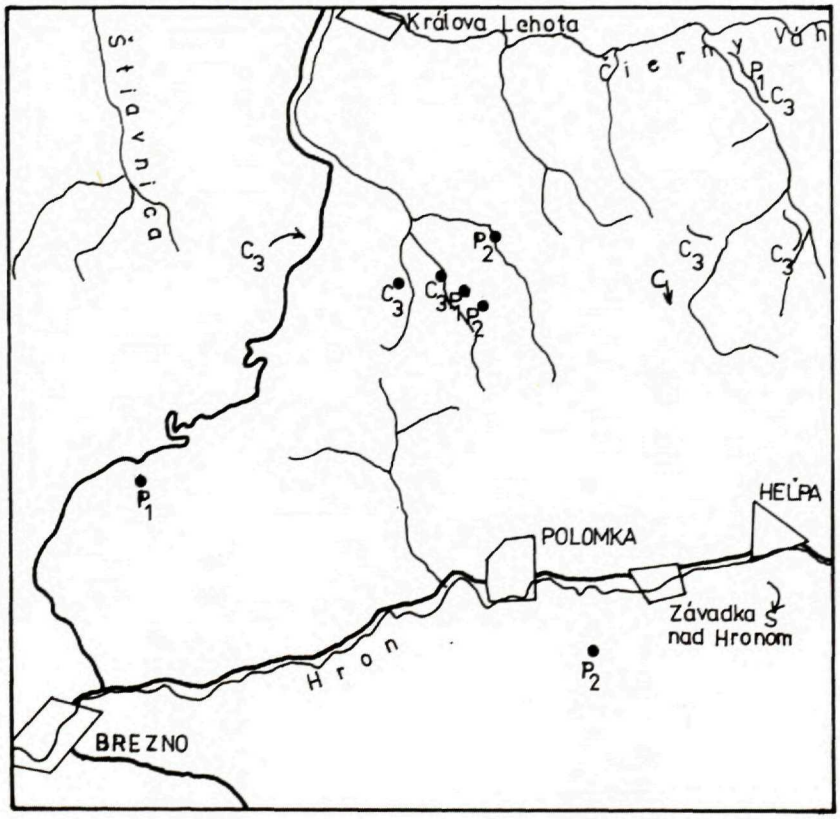
Spracovaním kompletných profilov v Nízkych Tatrách bol mikrofloristicky doložený aj spodný perm, ktorý bol však relatívne chudobný na sporomorfy. Hlavné zastúpenie v spodnopermskej mikroflóre majú monosakkátne peľové zrná rodov *Potonieisporites, Florinites, Wilsonites* a iné. Spodný perm sme zistili aj v juhogemeridnej oblasti a vo vrtoch zo zemplínskeho ostrova (E. Planderová 1980, E. Planderová et al. 1981) (mapa 5, 6, 9, tab. XVI).

Za hranicu stefan–perm môžeme zaradiť aj mikroflóru z mnohých lokalít veporidného mladšieho paleozoika na liste Poltár (E. Planderová, správa z listu Poltár, mapa 5, archív GÚDŠ).

Vrchnopermská mikroflóra bola zistená na lokalitách chočského mladšieho paleozoika (mapa 5, 7, tab. XVII). Je jednotne definovateľná bisakkátnymi peľovými zrnami s vedúcou asociáciou rodov *Lueckisporites, Limitisporites, Vestigisporites, Karpatisporites* a pomerne malým zastúpením spór výtrusných (E. Planderová 1973). Do tohto obdobia môžeme zaradiť aj starohorský perm pri Harmanci (E. Planderová 1974). Hoci aj chočský perm považujeme za vrchný, predsa sú medzi ním a harmaneckým permom rozdiely vo veku. Kým asociácie



Mapa 7 Mierka 1 : 200 000



Mapa 8 Mierka 1 : 200 000

sporomorf z chočského permu ešte obsahujú staršie spodnopermské druhy mikroflóry, ako sú *Vittatina, Aumancisporites;* harmanecký perm už tieto druhy nemá. Naopak, vysoké percento tvoria druhy rodu *Triadispora* a *Gynkgocycadopites,* ktoré predstavujú vekove mladšiu zložku permských peľových spoločenstiev.

Podrobným skúmaním mikroflóry zo Špane j doliny a jeho koreláciou s vrchným permom zisteným v Harmanci, Ľubietovej, Jasení, Kyslej pri Jarabej, konštatujeme priamu súvislosť flór Špane j doliny s ľubietovským a jarabským permom, ktorý nemôžeme považovať za vrchný perm pre výrazné zastúpenie kordaitovej mikroflóry a malé zastúpenie vrchnopermských hlavných asociácií. Predpokladám, že ide o vrchnú časť spodného, resp. spodnú časť vrchného permu (saxón). Mikroflóra harmaneckého permu je mladšia, hoci patrí do tej istej tektonickej jednotky ako perm Špane j doliny.

Novo sú rozpracované profily južne od línie Brezno – Heľpa, kde sa už doteraz podarilo zistiť dobre zachované stefan-permské mikrofloristické asociácie.

Západne od Hnúšte som zistila vrchný perm v profile tmavých, mierne sericitických bridlíc, s typickou asociáciou peľových zŕn *Lueckisporites, Striatites, Taeniaesporites* a *Limitisporites.*

Predpokladám, že v ďalšom výskume mladšieho paleozoika dôjde okrem spracovávania nových profilov aj k detailnému rozpracovaniu už existujúcich výsledkov, pretože na základe mikroflóry sa môžu robiť podrobné vekové členenia až zónovania mladopaleozoických sedimentov.

Už teraz existujú veľmi dobre vypracované kritériá na členenie karbónu, všeobecne známe z prác francúzskych a nemeckých palinológov. Ich poznatky sú platné a korelovateľné v širokom areáli euroamerického paleozoického sedimentačného bazénu.

Permské mikrofloristické asociácie sa začínajú v posledných rokoch dostávať do popredia. Existujú podklady na delenie spodného a vrchného permu, ktoré som aj ja zistila pri hodnotení bohatého mikrofloristického materiálu z nášho vrchného permu a sú už kritériá aj na podrobnejšie mikrofloristické členenie permu.

Pri biostratigrafickom hodnotení metamorfovaných sedimentov je veľmi dôležité spracovať čo najviac vzoriek z profilov a vrtov, lebo, ako sa ukázalo, postihnutie premenou nie je v tom istom komplexe hornín rovnaké.

Na dosiahnutie čo najlepších výsledkov je potrebné spojiť biostratigrafický výskum s litologicko-petrografickým výskumom, prípadne súbežným zisťovaním postihnutia horniny termálnymi a diagenetickými premenami. Ukazuje sa, že v tejto oblasti je ešte veľa možností na získanie nových, objavných poznatkov.

Literatúra

BAJANÍK, Š.–BIELY, A.–MIKO, O.–PLANDEROVÁ, E. 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole, (Nízke Tatry). Geol. Práce, Správy 73, Bratislava, 7–28.

BROOKS, J. 1971a: Some chemical and geochemical studies on Sporopollenin. Sporopollenin, London, 351–402.

BROOKS, J. 1971b: Occurence of sporopollenin. Sporopollenin edit. by J. Brooks, P. R. Arcut et all. Academie Press London, 354–407.

ČORNÁ, O. 1968: Sur la travaille de rests d'organisme dans les roches graphitique du cristallin des Petites Carpathes. Geol. sbor. Slov. Akad. Vied 19, 2, Bratislava, 303–309.
DOUBINGEROVÁ, J.–RAUCHER, J. 1962: Etude palinologique de la couche Marmatton d'arm le basin de Garmoux (Tarn.) Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lorr, 15, Fasc. 4, Strasbourg, 174–188.
DOUBINGEROVÁ, J. 1968: Contribution a l'étude palynologique du Permo-Carbonifere de l'Autunois. Bulletin de la société d'Histoire Naturelle d'Autun, 45.
DOUBINGEROVÁ, J. 1969: Étude palynologique dans le Permo-Carbonifere de l'Autunois les schistes de Mus., Bull., Soc., Nat. Autun 50, Autun 14–19.
KLINEC, A.–PLANDEROVÁ, E.–MIKO, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporidov. Geol. Práce 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 94–104.
KLINEC, A.–PLANDEROVÁ, E. 1981: Otázka stratigrafickej jednotky sére Hladomornej doliny. Geol. Práce, Správy 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 13–19.
KONEČNÝ, V.–LEXA, J.–PLANDEROVÁ, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Západné Karpaty, sér. geológia 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–203.
PLANDEROVÁ, E. 1973: Palynological Research in the melaphyre series of the Choč Unit in the NE part of Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143–168.
PLANDEROVÁ, E. 1974: Poznámky k veku starohorského paleozoika na základe palinologického výskumu. Mineralia slov. 6, 1. Bratislava, 63–72.
PLANDEROVÁ, E.–MIKO, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporidov na základe pelovej analýzy. Mineralia slov. 9, Bratislava, 275–292.
PLANDEROVÁ, E.–VOZÁROVÁ, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporidov. Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129–141.
PLANDEROVÁ, E. 1979: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu, na základe palinológie. Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, 31–60.
PLANDEROVÁ, E. 1980: Nové poznatky o veku „rožňavsko-železníckej" skupiny. Geol. Práce, Správy 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113–128.
PLANDEROVÁ, E.–SITÁR, V.–GRECULA, P.–EGYÚD, K. 1981: Biostratigrafické zhodnotenie grafitických bridlíc zo zemplínskeho ostrova. Mineralia slov. 13 (2), Bratislava, 97–128.
PLANDEROVÁ, E. 1982: Vysvetlivky k základnej geologickej mape list Poltár. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
PLANDEROVÁ, E. 1982: Prvý nález visénskej mikroflóry v ochtinskej skupine gemeríd. Západné Karpaty, sér. paleontológia 8, Bratislava, 111–127.
SNOPKOVÁ, P.–SNOPKO, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí, na základe palinologických výsledkov (Západné Karpaty – paleozoikum). Západné Karpaty, sér. geológia, 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57–102.
SCHAARSCHMIDT, F. 1973: Pflanzenfosilien in ungewöhnlichen Licht. Natur u. Museum, 103 (7), Frankfurt a. M. n. l. 7, 247–253.

Explanations of text-Figures and maps

Fig. 1 Influence of heat on sporomorph exine according to Brooks 1971.
Fig. 2 Localities of palynologically treated Early and Late Paleozic metasediments.
Maps 1–9 Localities of biostratigraphically evaluated Early Paleozoic metasediments of Veporicum and Malé Karpaty Mts., and Late Paleozoic metasediments of Carpathians Mts.
Map 1 Palynologically studied metamorphic rocks from the localities of the Veporic
Explanations: 1 – Palaeogene-Neogene, 2 – Mesozoic rocks, 3 – Crystalline rocks: a) Tatric units, b) Veporic units, c) Gemeric units, 4 – localities, 5 – overthrust line, 6 – Silurian, 7 – Devonian

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám V–XVII

Tab. V
Ukážka účinku použitia infračerveného filmu s infračerveným filtrom pri fotografovaní silne zgrafitizovaných palinomorf (Lok. Malé Karpaty).

Tab. VI
Veporidné staršie paleozoikum z oblasti Bacúcha

Obr. 1 *Acinosporites* sp.
Obr. 2 *Azonomonoletes* sp.
Obr. 3 *Leiotriletes* sp.
Obr. 4 *Punctatisporites* sp.
Obr. 5–7 *Trachytriletes minor Naum.*
Obr. 8–9 *Trachytriletes* aff. *minor* Naum.
Obr. 10 cf. *Dictyopsophosphaera* sp.
Obr. 11 *Acritarcha* indet.
Obr. 12 *Dictyopsophosphaera polygona* Tchibr.
Obr. 13 *Dictyopsophosphaera convexa* Tchibr.
Obr. 14 *Acritarcha* indet.
Obr. 15 *Emphanisporites* sp.
Obr. 16 *Lophosphaeridium safes* Tchibr.
Obr. 17 *Baltisphaeridium* sp.
Obr. 18–25 *Dictyotriletes discortus* Peppers.
Obr. 19 *Dictyotriletes rotundus* Naum.
Obr. 20 *Dictyotriletes rotundus* Naum.
Obr. 21 *Acantadiacrodium* sp.
Obr. 22 *Perotriletes microbaculatus* Rich. Lister.
Obr. 23 *Brochopsophosphaera* sp.
Obr. 24 *Verrucosisporites scoticus* Sullivan
Obr. 26–27 *Trachytriletes minor* Naum.
Obr. 28 *Lophosphaeridium* sp.
Obr. 29 *Cymatiosphaera doioriochora* Wic.
Obr. 30 *Multiplicisphaeridium* sp.

Tab. VII Predná hoľa
Obr. 1 *Hymenozonotriletes* sp.
Obr. 2 *Auroraspora macra* Sull.
Obr. 3 *Cyclogranisporites plicatus* Allen
Obr. 4 *Caliptopteris proteus* (Naum.) Allen
Obr. 5 *Rhabdosporites langi* Rich.
Obr. 6 *Cymatiosphaera* sp.
Obr. 7 *Hymenozonotriletes* sp.

Tab. VIII Malé Karpaty – silúr – sp. devón
Obr. 1 *Dibolisporites echinaceus* (Eis.) Rich.
Obr. 2 *Dibolisporites echinaceus* (Eis.) Rich.
Obr. 3 *Pseudosakkátna spóra*
Obr. 4 *Acantotriletes incertus* Naum.
Obr. 5–6 *Ammonidium rigidum* (Deunff.) Moreau–Benoit.
Obr. 7 *Acantodiacrodium* sp. II. Martin
Obr. 8 *Evitia granulatispinosa* (Down.) List.
Obr. 9 *Discina asperella* Tchibr.
Obr. 10 *Ammonidium sennemani* Deunff.
Obr. 11 *Quadratidium fantasticum* Cramer
Obr. 12 *Pterospermella pernambucensis* (Britto) Eis.

Obr. 13 *Onondogella* sp. Deunff. Cramer
Obr. 14 *Onondogella* sp.
Obr. 15 *Acritarcha* indet.
Obr. 16 *Micrhystridium lapellum* Loebl. Wic.
Obr. 17 *Lagenochitina* sp.
Obr. 18 *Riculosphaera fissa* Loebl. Drugg.
Obr. 19 *Ammonidium* cf. *loriferum* Moreau-Benoit.
Obr. 20 *Diexalopsis remata* (Deunf.) Playf.

Tab. IX silúr – sp. devón list Hrachovo
Obr. 1 *Duvernaysphaera lockpartensis* Thusu
Obr. 2 *Polyedrychium asperum* Deunff.
Obr. 3 *Polyedrychium asperum* Deunff.
Obr. 4 *Quadraditum fantasticum* Cramer
Obr. 5, 8 *Quadraditum fantasticum* Cramer
Obr. 6 *Chitinozoa* sp.
Obr. 7 *Cymatiosphaera* cf. *nebulosa*
Obr. 9 *Baltisphaeridium* cf. *latiradiatum* Eis.
Obr. 10 *Retusotriletes* sp.
Obr. 11 *Pterospermopsis* sp.
Obr. 12 *Pterospermopsis* sp.
Obr. 13 *Baltisphaeridium* sp.
Obr. 14–15 *Brochopsophosphaera parvinodus* Tchibr.
Obr. 16 *Cymatiosphaera* sp.
Obr. 17 *Baltisphaeridium* sp.
Obr. 18 *Pterospemopsis* cf. *onodogensis* Cramer
Obr. 19 *Baltisphaeridium simplex* Stock, et Will.
Obr. 20 *Synorisporites lobatus* Rodriges.
Obr. 21 *Archeozonotriletes confussus* Naum.
Obr. 22 *Cymatiosphaera* sp.

Tab. X Rochovce-devón
Obr. 1 *Hymenozonotriletes comans* Phil.
Obr. 2 *Emphanisporites* cf. *robustus* Mc Gregor
Obr. 3 *Grandispora macrotuberculata* Mc. Gregor
Obr. 4 *Dictyopsophosphaera microlacunosa* Tchibr.
Obr. 5 cf. *Rhabdosporites* sp.

Tab. XI Sirk – Železník ochtinský sp. karbón
Obr. 1 *Apiculatisporites baccatus* (Hof. Stap. Mal.) Stap.
Obr. 2 *Converrucosisporites parvinodus* Playf.
Obr. 3 *Stenozonotriletes carnosus* Isch.
Obr. 4 *Cingulizonates* sp. A.
Obr. 5 *Cingulozonates sittleri* Doub. Raucher
Obr. 6 *Apiculatisporites baccatus* (Hoff. Stap. Maloy) Stap.
Obr. 7 *Densosporites* sp. B. Hacquebar & Bars
Obr. 8 *Lycospora torulosa* Hacquebar
Obr. 9 *Lophotriletes clavatus* Isch.
Obr. 10 Murospora sublobata (Waltz.) Playf.
Obr. 11 *Florinites visendis* Planderová
Obr. 12, 15 *Punctatosporites cellulosus* Hacque.
Obr. 13 *Punctatosporites* sp.
Obr. 14 *Cyclogranisporites* sp.

Tab. XII Nízke Tatry – stefan
Obr. 1 *Sporonites uniosus* (Horst) Dyb. Jach.
Obr. 2 *Laevigatosporites punctatus* Ibr.
Obr. 3, 4 *Verrucatosporites* sp.
Obr. 5, 6 *Laevigatosporites punctatus* Ibr.
Obr. 7 *Lycospora torquifer* Pot. Kr.
Obr. 8 *Thymospora pseudothiessenii* (Kos.) Wils. et Ven.
Obr. 9, 10 *Cyclogranisporites pressoides* Pot. Kr.
Obr. 11, 12 *Thymospora pseudothiessenii* (Kos.) Wil. Ven.
Obr. 13 *Convolutispora* sp.
Obr. 14, 15 *Laevigatosporites crassus* Peppers
Obr. 16 *Laevigatosporites* sp.
Obr. 17 *Laevigatosporites lobaeformis* Alp.
Obr. 18 *Laevigatosporites medius* Kos.
Obr. 19–21 *Laevigatosporites minimus* (Wils. Coe.) S, W–B.

Tab. XIII Nízke Tatry – stefan
Obr. 1 *Calamospora liquida* Kos.
Obr. 2 *Reticulatisporites* sp.
Obr. 3 *Apiculatisporites abditus* (Loose) Pot. Kr.
Obr. 4 *Ahrensisporites* sp.
Obr. 5 *Triquitrites triturgidus* (Loose) Pot. Kr.
Obr. 6 *Triquitriles arcutus* Wils. Coe.
Obr. 7 *Triquitrites* cf. *triturgidus* (Loose) Pot. Kr.
Obr. 8, 9 *Apiculatisporites abditus* (Loose) Pot. Kr.
Obr. 10 *Foveolatisporites* cf. *junior* Bharadw.
Obr. 11 *Raistrickia* sp.

Tab. XIV Zemplínsky ostrov – stefan
Obr. 1 *Sochpfipollenites elipsoides* (Ibr.) Pot. Kr.
Obr. 2, 3 *Colluminisporites heyleri* Doub.
Obr. 4 *Colluminisporites ovalis* Peppus
Obr, 5, 6 *Schopfipollenites parvus* Schwartz
Obr. 7 *Torispora laevigata* Bharadw.
Obr. 8 *Torispora laevigata* Bharadw. f. *major*

Tab. XV Veporidy, Nízke Tatry – stefan
Obr. 1 *Cirratriradites saturni* (Ibr.) S.W.B.
Obr. 2 *Vestispora* sp.
Obr. 3 *Leiotriletes infragranulatus* Kalibová
Obr. 4 *Punctatisporites punctatus* Alp.
Obr. 5 *Apiculatisporites spinosaetus* Alp.
Obr. 6 *Microbaculatisporites* sp.
Obr. 7 *Cancellatisporites cancellatus* Dyb. Jach.
Obr, 8, 9 *Illinites unicus* Kos.

Tab. XVI Nízke Tatry – sp. perm
Obr. 1 *Florinites pumicosus* (Ibr.) Sch.W.B.
Obr. 2 *Vittatina hiltonensis* Cholaner Clarke
Obr. 3 *Florinites similis* Kos.
Obr. 4 *Florinites* sp.
Obr. 5 *Potonieisporites novicus* Bharadw.
Obr. 6 *Sulcatisporites* sp.
Obr. 7 *Cuneatisporites* sp.

Tab. XVII Chočský príkrov – vrchný perm
Obr. 1 *Calamospora* sp.
Obr. 2 *Pityosporites* sp.
Obr. 3 *Limitisporites* sp.
Obr. 4 *Gnetaceaepollenites steevesi* Jansonius
Obr. 5 *Lueckisporites globosus* Klaus
Obr. 6 *Lueckisporites parvus* Klaus
Obr. 7 *Alisporites grauvogeli* Klaus
Obr. 8 *Complexisporites polymorphosus* Jizba
Obr. 9 *Limitisporites moersesis* (Grebe) Klaus
Obr. 10, 15 *Triadispora* cf. *crassa* Klaus
Obr. 11 *Lueckisporites wirkkiae* (Pot. Klaus) Klaus
Obr. 12 *Cycadopites cymbatus* (Balme Hennelly) Pot. Lele
Obr. 13 *Karpatisporites sittleri* Planderová
Obr. 14 *Triadispora* sp.
Obr. 16 *Klausipollenites* sp.
Obr. 17 *Lueckisporites wirkkiae* (Pot. Klaus) Klaus
Obr. 18 *Limitisporites moersensis* (Grebe) Klaus

Explanations of Plates V–XVII

Pl. V
Use of infrared film with infrared filter for photographing strongly graphitized palynomorphs (Locality Malé Karpaty).

Pl. VI Paleozoic of Veporicum around Bacúch
Fig. 1 *Acinosporites* sp.
Fig. 2 *Azonomonoletes* sp.
Fig. 3 *Leiotriletes* sp.
Fig. 4 *Punctatisporites* sp.
Fig. 5 *Trachytriletes minor* Naum.
Fig. 8, 9 *Trachytriletes* aff. *minor* Naum.
Fig 10 cf. *Dictyopsophosphaera* sp.
Fig 11 *Acritarcha* indet.
Fig. 12 *Dictyopsophosphaera. polygona* Tchibr.
Fig. 13 *Dictyopsophosphaera convexa* Tchibr.
Fig. 14 *Acritarcha* indet.
Fig. 15 *Emphanisporites* sp.
Fig. 16 *Lophosphaeridium safes* Tchibr.
Fig. 17 *Baltisphaeridium* sp.
Fig. 18, 25 *Dictyotriletes discortus* Peppers.
Fig. 19 *Dictyotriletes rotundus* Naum.
Fig. 20 *Dictyotriletes rotundus* Naum.
Fig. 21 *Acantadiacrodium* sp.
Fig. 22 *Perotriletes microbaculatus* Rich. Lister.
Fig. 23 *Brochopsophosphaera* sp.
Fig. 24 *Verrucosisporites scoticus* Sullivan
Fig. 26, 27 *Trachytriletes minor* Naum.
Fig. 28 *Lophosphaeridium* sp.
Fig. 29 *Cymatiosphaera doioriochora* Wic.
Fig. 30 *Multiplicisphaeridium* sp.

Pl. VII Predná hoľa
Fig. 1 *Hymenozonotriletes* sp.
Fig. 2 *Auroraspora macra* Sull.
Fig. 3 *Cyclogranisporites plicatus* Allen
Fig. 4 *Caliptopteris proteus* (Naum.) Allen
Fig. 5 *Rhabdosporites langi* Rich.
Fig. 6 *Cymatiosphaera* sp.
Fig. 7 *Hymenozonotriletes* sp.

Pl. VIII Malé Karpaty Mts. – Silurian – Lower Devonian
Fig. 1 *Dibolisporites echinaceus* (Eis.) Rich.
Fig. 2 *Dibolisporites echinaceus* (Eis.) Rich.
Fig. 3 *Pseudosaccate* spore
Fig. 4 *Acantotriletes incertus* Naum.
Fig. 5, 6 *Ammonidium rigidum* (Deunff.) Moreau-Benoit.
Fig. 7 *Acantodiacrodium* sp. II. Martin
Fig. 8 *Evitia granulatispinosa* (Down.) List.
Fig. 9 *Discina asperella* Tchibr.
Fig. 10 *Ammonidium sennemani* Deunff.
Fig. 11 *Quadratidium fantasticum* Cramer
Fig. 12 *Pterospermella pernambucensis* (Britto) Eis.
Fig. 13 *Onondogella* sp. Deunff. Cramer
Fig. 14 *Onondogella* sp.
Fig. 15 *Acritarcha* indet.
Fig. 16 *Micrhystridium lapellum* Loebl. Wic.
Fig. 17 *Lagenochitina* sp.
Fig. 18 *Riculoesphaera fissa* Loebl. Drugg.
Fig. 19 *Ammonidium* cf. *loriferum* Moreau-Benoit.
Fig. 20 *Dioxalopsis remata* (Deunf.) Playf.

Pl. IX Silurian – Lower Devonian, Sheet Hrachovo
Fig. 1 *Duvernaysphaera lockpartensis* Thusu
Fig. 2 *Polyedrychium asperum* Deunff.
Fig. 3 *Polyedrychium asperum* Deunff.
Fig. 4 *Quadraditum fantasticum* Cramer
Fig. 5 *Quadraditum fantasticum* Cramer
Fig. 8 *Quadraditum fantsticum* Cramer
Fig. 6 *Chitinozoa* sp.
Fig. 7 *Cymatiosphaera* cf. *nebulosa*
Fig. 9 *Baltisphaeridium* cf. *latiradiatum* Eis.
Fig. 10 *Retusotriletes* sp.
Fig. 11 *Pterospermopsis* sp.
Fig. 12 *Pterospermopsis* sp.
Fig. 13 *Baltisphaeridium* sp.
Fig. 14 *Brochopsophosphaera parvinodus* Tchibr.
Fig. 15 *Brochopsophosphaera parvinodus* Tchibr.
Fig. 16 *Cymatiosphaera* sp.
Fig. 17 *Baltisphaeridium* sp.
Fig. 18 *Pterospermopsis* cf. *onodogensis* Cramer
Fig. 19 *Baltisphaeridium simplex* Stock. et Will.
Fig. 20 *Synorisporites lobatus* Rodriges.
Fig. 21 *Archeozonotriletes confussus* Naum.
Fig. 22 *Cymatiosphaera* sp.

Pl. X Rochovce – Devonian
Fig. 1 *Hymenozonotriletes comans* Phil.

Fig. 2 *Emphanisporites* cf. *robustus* Mc. Gregor
Fig. 3 *Grandispora macrotuberculata* Mc. Gregor
Fig. 4 *Dictyopsophosphaera microlacunosa* Tchibr.
Fig. 5 cf. *Rhabdosporites* sp.

Pl. XI Sirk – Železník Ochtiná Lower Carboniferous
Fig. 1 *Apiculatisporites baccatus* (Hof. sTap. Mal.) Stap.
Fig. 2 *Converrucosisporites parvinodus* Playf.
Fig. 3 *Stenozonotriletes [illegible]osus* Isch.
Fig. 4 *Cingulizonates* sp. A.
Fig. 5 *Cingulozonates sittleri* Doub. Raucher
Fig. 6 *Apiculatisporites baccatus* (Hoff. Stap. Maloy) Stap.
Fig. 7 *Densosporites* sp. B. Hacquebar & Bars
Fig. 8 *Lycospora torulosa* Hacquebar
Fig. 9 *Lophotriletes clavatus* Isch.
Fig. 10 *Murospora sublobata* (Waltz.) Playf.
Fig. 11 *Florinites visendis* Planderová
Fig. 12 *Punctatosporites cellulosus* Hacque.
Fig. 15 *Punctatosporites cellulosus* Hacque.
Fig. 13 *Punctatosporites* sp.
Fig. 14 *Cyclogranisporites* sp.

Pl. XII Nízke Tatry Mts. – Stephanian
Fig. 1 *Sporonites uniosus* (Horst) Dyb. Jach.
Fig. 2 *Laevigatosporites punctatus* Ibr.
Fig. 3, 4 *Verrucatosporites* sp.
Fig. 5, 6 *Laevigatosporites punctatus* Ibr.
Fig. 7 *Lycospora torquifer* Pot. Kr.
Fig. 8 *Thymospora pseudothiessenii* (Kos.) Wils. et Ven.
Fig. 9, 10 *Cyclogranisporites pressoides* Pot. Kr.
Fig. 11, 12 *Thymospora pseudothiessenii* (Kos.) Wil. Ven.
Fig. 13 *Convolutispora* sp.
Fig. 14, 15 *Laevigatosporites crassus* Peppers
Fig. 16 *Laevigatosporites* sp.
Fig. 17 *Laevigatosporites lobaeformis* Alp.
Fig. 18 *Laevigatosporites medius* Kos.
Fig. 19–21 *Laevigatosporites minimus* (Wils. Coe.) S.W–B.

Pl. XIII Nízke Tatry Mts. – Stephanian
Fig. 1 *Calamospora liquida* Kos.
Fig. 2 *Reticulatisporites* sp.
Fig. 3 *Apiculatisporites abditus* (Loose) Pot. Kr.
Fig. 4 *Ahrensisporites* sp.
Fig. 5 *Triquitrites triturgidus* (Loose) Pot. Kr.
Fig. 6 *Triquitriletes arcutus* Wils. Coe.
Fig. 7 *Triquitrites* cf. *triturgidus* (Loose] Pot. Kr.
Fig. 8, 9 *Apiculatisporites abditus* (Loose) Pot. Kr.
Fig. 10 *Foveolatisporites* cf. *junior* Bharadw.
Fig. 11 *Raistrickia* sp.

Pl. XIV Zemplínsky ostrov (island) – Stephanian
Fig. 1 *Schopfipollenites elipsoides* (Ibr.) Pot. Kr.
Fig. 2, 3 *Colluminisporites heyleri* Doub.
Fig. 4 *Colluminisporites ovalis* Peppus
Fig. 5, 6 *Schopfipollenites parvus* Schwartz

Fig. 7 *Torispora laevigata* Bharadw.
Fig. 8 *Torispora laevigata* Bharadw. f. *major*

Pl. XV Veporicum – Nízke Tatry Mts. – Stephanian
Fig. 1 *Cirratriradites saturni* (Ibr.) S.W.B.
Fig. 2 *Vestispora* sp.
Fig. 3 *Leiotriletes infragranulatus* Kalibová
Fig. 4 *Punctatisporites punctatus* Alp.
Fig. 5 *Apiculatisporites spinosaetus* Alp.
Fig. 6 *Microbaculatisporites* sp.
Fig. 7 *Cancellatisporites cancellatus* Dyb. Jach.
Fig. 8, 9 *Illinites unicus* Kos.

Pl. XVI Nízke Tatry Mts. – Lower Permian
Fig. 1 *Florinites pumicosus* (Ibr.) Sch. W.B.
Fig. 2 *Vittatina hiltonensis* Cholaner Clarke
Fig. 3 *Florinites similis* Kos.
Fig. 4 *Florinites* sp.
Fig. 5 *Potonieisporites novicus* Bharadw.
Fig. 6 *Sulcatisporites* sp.
Fig. 7 *Cuneatisporites* sp.

Pl. XVII Choč nappe – Permian
Fig. 1 *Calamospora* sp.
Fig. 2 *Pityosporites* sp.
Fig. 3 *Limitisporites* sp.
Fig. 4 *Gnetaceaepollenites steevesi* Jansonius
Fig. 5 *Lueckisporites globosus* Klaus
Fig. 6 *Lueckisporites parvus* Klaus
Fig. 7 *Alisporites grauvogeli* Klaus
Fig. 8 *Complexisporites polymorphosus* Jizba
Fig. 9 *Limitisporites moersesis* (Grebe) Klaus
Fig. 10, 15 *Triadispora* cf. *crassa* Klaus
Fig. 11 *Lueckisporites wirkiae* (Pot. Klaus) Klaus
Fig. 12 *Cycadopites cymbatus* (Balme Hennelly) Pot. Lele
Fig. 13 *Karpatisporites sittleri* Planderová
Fig. 14 *Triadispora* sp.
Fig. 16 *Klausipollenites* sp.
Fig. 17 *Lueckisporites wirkkiae* (Pot. Klaus) Klaus
Fig. 18 *Limitisporites moersensis* (Grebe) Klaus

Geologické práce, Správy 81, s. 35—45, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Paulína Snopková

Vplyv epimetamorfózy na zachovanie palinomorf v drnavskom súvrství gelnickej skupiny Spišsko-gemerského rudohoria

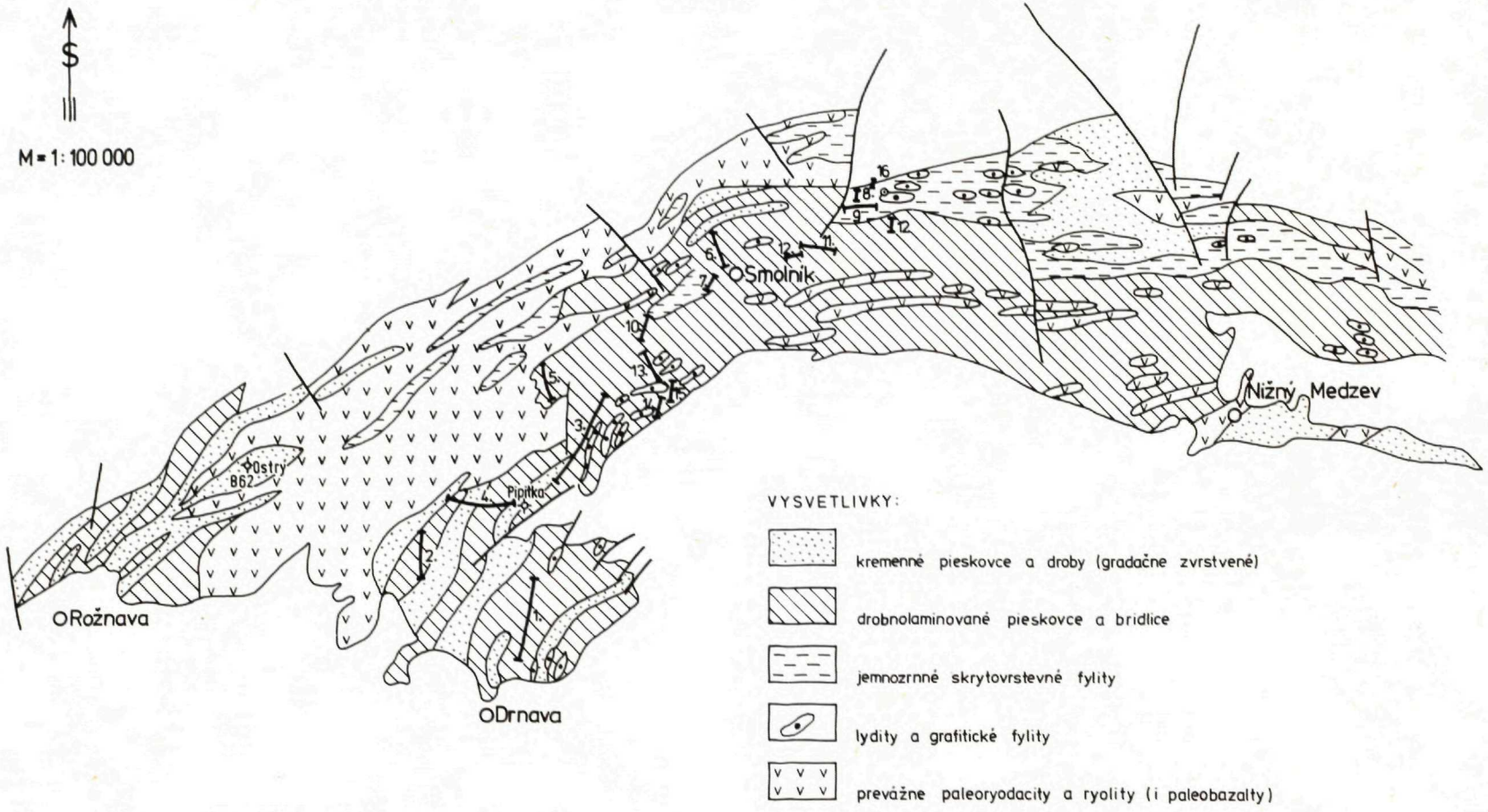
1 obr. v texte, 7 fotogr. tabuliek (XVIII–XXIV)

Abstract. The author deals with metamorphosis of organic matter (palynomorphs and kerogen) in epimetamorphosed rocks (phyllites, lydites) of the Gelnica Group in the Spišsko-gemerké rudohorie (ore mountains).

Výskumom bolo zistené, že intenzita epimetamorfnej premeny sedimentárnych hornín gelnickej skupiny zodpovedá stupňu termálnych zmien na organickej hmote a nájdených mikrofosíliách. Ďalej príspevok pojednáva o stratigrafickom rozpätí drnavského súvrstvia. Nájdené mikrofosílie poukazujú na spodnodevónsky vek, pričom spodné časti drnavského súvrstvia, rozšírené v okolí Smolníka, Smolníckej Huty a Kotlinca sú veku gedin – siegen. Vrchné časti súvrstvia, sledované v profile Pipítka – Drnava, majú zvýšenú početnosť palinomorf, vyskytujúcich sa v siegene až emse.

Palinologický výskum v paleozoiku gemerika sa začal v rokoch 1962–1963. Prvé palinomorfy boli získané z karbónu a permu okolia Ochtinej a Dobšinej, ale aj z oblasti Vlachova a Gočova zo staropaleozoických sedimentov gelnickej skupiny. V tomto období išlo hlavne o to, aby sme zistili, či v takýchto starých útvaroch bude možné nájsť mikrofosílie, pretože všetky horniny v oblasti gemerika sú slabo epizonálne metamorfované. Výskum sa orientoval hlavne na také oblasti, kde boli v mladšom paleozoiku už skôr nájdené nejaké organické zvyšky. V rámci gemerika uvedené lokality predstavovali metamorfné tiene (lokalita Ochtiná, Dobšiná), teda priestory uchránené pred regionálnou epimetamorfózou. V staršom paleozoiku sa v sedimentárnych členoch gelnickej skupiny vyhľadávali hlavne rôzne typy jemných sedimentov. Mali pomerne dobre zachované drobné sedimentárne textúry, prípadne bola v nich prítomná organická hmota. Takýmito horninami boli grafitické fylity, tmavé fylity a lydity (profily Vlachovo, Gočovo, Brdárka-Nadradzimec). Na poslednej lokalite boli J. Šufom (1930), J. Šufom – F. Ulrichom (1933) nájdené vo výbrusoch aj zvyšky rádiolárií. Po litologickej stránke išlo v karbóne o sedimenty litorálne až neritické, v horninách gelnickej skupiny až abysálne.

RNDr. P. Snopková, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.



Obr. 1 Drnavské súvrstvie

Ďalšie výskumy dokázali, že uvedené predpoklady o vhodnosti detritického materiálu na zachovanie mikrofosílií sú správne. V morskom prostredí sú práve neritické zony, ale i abysálne sedimenty (podľa R. H. Tschudy 1969) často obohatené palinomorfami. Platí však pravidlo, že koncentrácia palinomorf sa rapídne znižuje so zvyšujúcou sa vzdialenosťou od pobrežia.

Najskôr sa skúmali mladopaleozoické sedimenty, až neskôr sedimenty staropaleozoickej flyšovej formácie. Tieto sa spracovávali len orientačne. Už prvé nájdené palinomorfy z lokality Ochtiná boli viditeľne deformované vplyvom stlačenia. Toto deformovanie prebiehalo pravdepodobne paralelne s vrstevnými plochami a jemne pelitická hmota v ich okolí tvorila ochranné prostredie, v ktorom sa zachovali. Počas procesu sedimentácie ostali uchované najviac odolné palinomorfy a vydržali aj následné zmeny pri neskoršej diagenéze sedimentov. To, že sa v morskom prostredí uchovali, a že ihneď nezoxidovali dokazuje, že sa palinomorfy museli usadzovať v euxinickom marinnom prostredí, kde bolo dostatočne redukčné prostredie a boli zanesené ďalšími sedimentmi. V takomto prostredí biochemické reakcie rýchle odstraňujú kyslík a súčasne produkujú kysličník uhličitý a sírovodík, výsledkom čoho je zníženie pH. Uvedené procesy vytvárajú do určitej miery prirodzené hranice prostredia s podmienkami, ktoré zaručujú uchovanie mikrofosílií v morskom prostredí. Hlavne prítomnosť primárneho pyritu, ktorý sprevádza grafitické fylity, jemné fylity a lydity v klastických sedimentoch gelnickej skupiny, teda v jemných, pôvodne ílovitých organických pelitoch naznačuje, že sediment vznikol za silne redukčných podmienok a pri pH nie menšom ako 7 alebo 8. Zdôvodnenie týchto predstáv obšírne rozvádzajú Krumbein a Carrels (1952). Že sa takéto typy sedimentov vyskytovali aj v staršom paleozoiku gemerika nasvedčuje práca J. Kantora a O. Fusána (1953), J. Kantora (1955). Autori dokladajú prítomnosť primárneho pyritu v závislosti na biochemických reakciách, vplyvom baktérií.

Z veľkého množstva odobraných vzoriek, najmä zo sedimentov gelnickej skupiny, bolo veľa negatívnych. Zo sedimentov rakovskej skupiny, tiež z veľkého množstva spracovaných vzoriek, nebola ani jedna pozitívna. Aj tie vzorky, ktoré obsahovali mikrofosílie a sú označené ako pozitívne, sú chudobné na organické zvyšky. Preto aj metodický postup bol taký, že z tých istých lokalít sa vyberalo viac vzoriek a v prípade neúspechu sa odber viackrát opakoval. Študoval sa aj výbrusový materiál. Takto bola postupne spracovaná západná časť sedimentárnych hornín gelnickej skupiny, a to tak z vlachovského súvrstvia, ako aj zo súvrstvia Bystrického potoka. Výsledky sú uvedené v práci P. Snopková – L. Snopko (1979).

Sú dve príčiny nepriaznivého stavu zachovania mikrofosílií v sedimentoch gelnickej skupiny.

Prvá príčina spočíva v tom, že sedimentácia palinomorf prebiehala do flyšového prostredia. Práve takéto klastické sedimenty disponujú nepriaznivými litologickými pomermi. Veľmi intenzívna sedimentárna činnosť v dobre prekysličenom prostredí spôsobuje degradáciu mikrofosílií. Oxidácia spôsobuje korodovanie alebo úplne ničí ich štruktúru. K tomu pristupuje i mechanická deštrukcia vo vodnom prostredí, opakovaný pohyb a opätovné usadzovanie sedimentov aj palinomorf viazané na účinné triedenie jemnozrnných častíc. Tým palinomorfy intenzívne korodujú a neustále sa znižuje ich percentuálne zastúpenie. Potvrdzujú to skúsenosti z výskumov

sedimentov flyšového pásma paleogénu Západných Karpát, kde sú tiež sporomorfy často na povrchu značne korodované týmito vplyvmi.

Druhou príčinou, ktorá sťažuje výskum staropaleozoických sedimentov gemerika sú neskoršie sekundárne zmeny súvisiace s epizonálnou regionálnou metamorfózou. Z literatúry je známe, že akékoľvek zvyšovanie teploty podmieňuje u palinomorf určité zmeny v štruktúre ich organickej hmoty (M. Correia 1971, R. H. Tschudy 1969). M. Correia (1971) na príklade parížskej panvy dokázal, že pri prebiehajúcich diagenetických procesoch v paleogénnych sedimentoch, v závislosti od mocnosti sedimentov a pribúdania geotermického stupňa, dochádza k postupnej premene organickej hmoty sporomorf. Postrehol, že už pri teplote 60–65 °C, v hĺbke 1300 m, dochádza k prvej degradácii pôvodných uhľovodíkov organickej hmoty; zo spór a peľových zŕn sa vylučujú plynné a tekuté uhľovodíky. Je zrejmé, že okrem teploty tu hrá určitú úlohu aj silná diagenéza hornín. V tejto schéme tvorby uhľovodíkov ostáva teda sapropel čiastočne degradovaný už počas diagenézy paleogénnych sedimentov parížskej panvy. Ďalšia zmena je v hĺbke asi 2800 m a znamená ukončenie vylučovania plynných a tekutých uhľovodíkov a počiatok nasledujúcich zmien sporopolleninu – exiny. Tento príklad uvádzam preto, že pri ďalších premenách, súvisiacich už s procesmi regionálnej epizonálnej premeny v horninách gemerika, sa stretávame ešte s väčšími premenami palinomorf.

Porovnajme preto výsledky laboratórnych výskumov Gutjahra in J. Brooks (1971), ktorý študoval stupeň premeny palinomorf vplyvom teploty a naše pozorovania premien sporopolleninu s výsledkami termodynamických premien, kde vplyvom prehriatia hornín došlo k zmene pôvodného minerálneho zloženia v určitej hĺbke zemskej kôry. Podľa laboratórnych výskumov Gutjahra (1966) in J. Brooks (1971), sledujúceho vplyv tepelných zmien, sa zistili nepatrné zmeny na exine palinomorf pri 100 °C. Podstatné zmeny nastávajú až pri vyšších teplotách, 150–200 °C. Zmeny sa prejavujú znižovaním priehľadnosti palinomorf, ale aj premenou organickej hmoty. Ich identifikácia sa stáva ťažšou. Pri teplotách 200–450 °C, v špeciálnych zariadeniach, nastáva postupný rozklad uhľovodíkov; úbytok hydroxilových skupín, pravdepodobne dehydratáciou a zvyšovanie aromatičnosti materiálu. Chemické zmeny sú veľmi zložité. Pri teplote 500 °C vznikli väčšinou prchavé časti (51,2 %), zastúpené zložkami ako vodík, metán, etán, CO_2 a CO. Zvyšok, 48,8 %, sú degradované karbonizované časti. Znamená to už značnú deštrukciu pôvodnej exiny degradovaním na reziduálnu organickú hmotu.

Na základe petrografických výskumov v horninách gelnickej skupiny sa zistilo, že sedimenty nie sú ovplyvnené príliš hlbokou termálnou metamorfózou. Intenzita metamorfózy neprevyšuje fáciu zelených bridlíc. Hlavne skúmané pôvodné pelitické typy, dnes fylitické horniny, spadajúce do subfácie kremeňovo-albitovo-muskovitovo-chloritovej. Aj v týchto typoch hornín už primárne chudobných na počet minerálov prebehla metamorfná kryštalizácia len v tom smere, že sa vytvorili asociácie kremeň–sericit; kremeň–chlorit–sericit±albit; kremeň–sericit–chlorit–epidot±albit ako to uvádza I. Varga (1973). Uvedené minerálne asociácie zaberajú rozsiahlu plochu gemerika a tvoria skoro jednotnú metamorfovanú zónu. Predpokladáme, že maximálne teploty súvisiace s touto regionálnou premenou sa pohybujú na rozhraní slabo metamorfovaných a nemetamorfovaných typov hornín.

Za takýchto okolností nemohli byť horniny vlachovského súvrstvia a súvrstvia Bystrého potoka, veku vrchné kambrium až silúr, ohriate vyššie ako približne 200 °C. Dôkazom toho, okrem uvedeného mineralogického zloženia, sú aj dobre zachované pôvodné sedimentárne štruktúry a textúry hornín, ako aj pôvodné mineralogické zloženie základných (východiskových) hornín. Aj keď nevylučujeme, že rozpätie teplôt mohlo z miesta na miesto kolísať, prítomnosť palinomorf a ich premena (farebnosť exiny, rôzna prítomnosť grafitického materiálu ako produktu reziduálnej organickej hmoty) dosvedčuje, že teplota mohla kolísať od 150 °C do 275 °C. Takéto pomery sme mohli sledovať na lokalitách Vlachovo, Gočovo, Nižná Slaná, Gemerská Poloma, Podsúľová, Betliar – Čučma a pod.

Na základe našich predpokladov veľmi sťažené podmienky v gemeriku budú hlavne tam, kde je prítomnosť takých minerálov, ktorých vznik si vyžaduje vyššie teploty a tlaky. Takou oblasťou je územie na západe, kde prebieha styk gemerika s veporikom, kde sa vyskytujú vyššie temperované fácie s typickými minerálmi, a to novotvoreným biotitom, granátom, cordieritom, chloritoidom, tremolitom a pod. Pri konkrétnych typoch hornín môžeme z prítomnosti týchto indexových minerálov predpokladať teplotné podmienky od 200 do 400 °C, a môžeme teda očakávať už podstatné premeny sporopollenínu. Ak by sa v takýchto prípadoch zachovali sporomorfy, je ich možné sledovať len z výbrusového materiálu, pretože macerá ciou by sa úplne zničili. V danom prípade môžeme usudzovať podľa stupňa premeny organickej hmoty palinomorf na zvýšené teploty v horninách. Tento proces zvyšovania teploty v horninách sa dá sledovať aj podľa metamorfných fácií alebo indexových minerálov, čo predstavuje určitý geologický teplomer, ktorý umožňuje hodnotiť teplotu a tlak v horninách pri určitých termodynamických podmienkach v zemskej kôre. Obidve metódy, ako palinologická, tak aj mineralogická, môžu sa navzájom kontrolovať. Výnimkou sú len určité metamorfné tiene, ako som už spomenula v Ochtinej a Dobšinej, v horninách mladšieho paleozoika. Túto skutočnosť uvádzam hlavne preto, že aj v centrálnej časti hornín gelnickej skupiny, hlavne v blízkosti gemeridných granitov (v okolí Hnilca, Podsúľovej alebo Betliara) môžeme pozorovať vyššie teplotné premeny, ktorých dôsledkom je premena pôvodnej organickej hmoty na amorfnú masu grafitickej substancie. Táto je vhodná len na sledovanie stupňa premeny pôvodnej organickej hmoty.

Lydity a fylity, patriace drnavskému súvrstviu gelnickej skupiny, nachádzajúce sa v oblasti Drnava, Pipítka, Smolník, ktoré som spracovala v posledných rokoch, boli chudobné na mikrofosílie. Stupeň ich premeny bol pomerne vysoký. Vplyvom oxidačných činidiel sa aspoň čiastočne podarilo zbaviť ich grafitického povlaku, takže bolo možné vidieť ich morfologické znaky, potrebné pri určovaní. Väčšinou boli nájdené palinomorfy určené na konfer, alebo aj s otáznikom.

Z petrografického rozboru sedimentárnych hornín, ktoré urobila A. Vozárová (in L. Snopko – A. Vozárová 1981) sa dá usudzovať, že stupeň ich metamorfnej premeny nebol veľký. Z metamorfných minerálov bola pozorovaná prítomnosť sericitov a chloritov v metasedimentoch. V slabometamorfovaných drobovitých pieskovcoch boli pomerne dobre zachované textúrne a štruktúrne znaky sedimentov, ktoré dovoľujú na základe štúdia minerálov podrobne klasifikovať a charakterizovať pôvodné zloženie detritických sedimentov.

Ak porovnáme výsledky získané už skôr z vlachovského súvrstvia a súvrstvia Bystrého potoka (P. Snopková – L. Snopko 1979) s teraz získanými výsledkami vidíme, že vplyv termálnych zmien na palinomorfy bol tak v západnej, ako aj v tejto oblasti hornín gelnickej skupiny približne rovnaký. Rozdiely je treba hľadať nie v metamorfných premenách organickej hmoty alebo premenách sedimentov, ale v nájdených mikrofosíliách. U niektorých sa morfologické znaky natoľko zachovali, že dovoľujú identifikovať iné asociácie palinomorf, ako boli doteraz získané v západnej časti gelnickej skupiny.

Spracovaných bolo 15 povrchových profilov a v okolí Smolníckej Huty štyri vrty (obr. 1, P. Snopková 1980). Zo vzoriek skúmaných profilov, ktoré zahrňujú priečny prierez drnavského súvrstvia, boli zistené akritarchy, trilétne spóry a ojedinele kerogén so štruktúrnymi znakmi, ktorý prvýkrát z tohto územia zistila a opísala O. Čorná (1972, 1976; O. Čorná – L. Kamenický 1976). Zatiaľ čo v lyditoch a fylitoch zo západnej časti gelnickej skupiny (vo vlachovskom súvrství a súvrství Bystrého potoka) početnejšie boli mikrofosílie zo skupiny *Acritarcha*, a len ojedinele sa vyskytli spóry (v súvrství Bystrého potoka), vo vzorkách drnavského súvrstvia sú zase početnejšie spóry.

Z akritarch sa ojedinele vyskytujú typy patriace pravdepodobne rodom *Baltisphaeridium, Micrhystridium. Veryhachium, Gymatiosphaera, Brochopsophosphaera, Dictyopsophosphaera, Leiofusa, Polyedrixium* a pod. (tab. XVIII–XIX, obr. 1–15). Druhy, ktoré sa nám podarilo určiť ako *Gymatiosphaera pavimenta* Defl., *Č.* cf *multisepta* (Defl.) *Brochopsophosphaera diligens* var. *parva* Tschib., *Veryhachium* cf. *valientae* Cramer, *Dictyopsophosphaera polygonia* (Stapl.) Tschibr. a pod. sú rozšírené v silúre až devóne (podľa F. H. Cramera 1964, E. V. Tchibrikovej 1972, 1977) (tab. XVIII, obr. 4, 7, 9, 12, 11).

Väčšiu pestrosť nadobúdajú trilétne spóry malých (od 12–60 mi), ale aj veľkých (nad 100 mi) rozmerov. Početnejšie sú apikulátne spóry rodov *Apiculiretusispora, Apiculatisporites, Apiculatasporites, Dibolisporites, Dictyotriletes* a *Emphanisporites*. Menej sa vyskytujú zonotriletné spóry rodov *Camptozonotriletes*, cf. *Synorisporites* a pseudosakátne rodov cf. *Grandispora, Rhabdosporites*. Ojedinele pristupujú zonátne spóry rodov *Samarisporites* a cf. *Endosporites*. Druhy, ktoré bolo možné určiť z uvedených rodov, sú charakteristické pre spodný devón. Sú to: *Apiculiretusispora microconus* Rich.–List. *Apiculiretusispora cherata* Rich.-List. (tab. XX, obr. 3; tab. XXII, obr. 7). *Porotriletes microbaculatus* var. *microbaculatus* Rich.-List. (tab. XXII, obr. 9), *Dictyotriletes peculiaris* Tschibr. (tab. XXII, obr. 1), cf. *Emphanisporites micrornatus* Rich.-List., cf. *Emphanisporites annulatus* Mc Gregor (tab. XXII, obr. 3, 8, 10). Okrem toho sa našli druhy, ktoré podľa D. C. Mc Gregora (1973, 1977) sú typické pre vrchnú časť spodného devónu-emsu, ako *Dibolisporites* cf. *quebecensis* Mc Gregor (tab. XX, obr. 4, 5), cf. *Camptozonotriletes caperatus* Mc Gregor, *Camptotriletes dubius* Mc Gregor (tab. XXII, obr. 2), cf. *Samarisporites inusitatus* Allen (tab. XXIII, obr. 1–3) a *Grandispora* cf. *inculta* Allen. Teda rodové a druhové zastúpenie spór poukazuje na spodnodevónsky vek tmavých fylitov a lyditov drnavského súvrstvia.

V profile Smolník – Kotlinec (č. 13), Smolník – Markscheidergrund (č. 11) nájdené palinomorfy poukazujú na vek gedin-siegen, v profiloch Smolník

– Beckenhöhe (č. 10) hlavne však Drnava – Pipítka (č. 1) je zvýšený počet palinomorf vyskytujúcich sa v siegene až emse. Ďalej pre drnavské súvrstvie je typické, že sa vo vzorkách hojnejšie vyskytuje kerogén, ktorý má znaky prevažne štruktúrneho kerogénu (podľa O. Čornej 1976) (tab. XXIV, obr. 2, 4 – 8).

Všetky nájdené palinomorfy, ich exiny, poukazujú na postupné farebné zmeny od svetlohnedej do hnedej a často tvoria čierno-hnedé a tmavé zhluky. Tieto premeny organickej hmoty zreteľne odzrkadľujú intenzitu premien sedimentov vplyvom teploty a tlaku pri vzniku fylitov. V niektorých prípadoch sa časti palinomorf stávajú neprehľadnými a ťažšie sa študujú ich morfologické znaky. Hlavne v oblasti Smolníka a Smolníckej Huty sa našlo veľa neurčiteľných palinomorf narušených kryštalizáciou drobných framboidálnych pyritov (M. Harman–L. Snopko 1975). Tieto pomery sú však odlišné od tých, čo sme uvádzali v súvislosti s epimetamorfnými premenami v drnavskom súvrství a v západnej časti hornín gelnickej skupiny.

Literatúra

BROOKS, J. 1971: Some chemical and geochemical studies on Sporopollenin. Sporopollenin, London, 351–402.

BROOKS, J. 1980: Acristal survey of current palynological and geochemical studies. Int. Palynol. Conf., Lucknow, 2, 529–544.

CORREIA, M. 1971: Diagenesis of Sporopollenin and other comparable organic substans. Aplication to Hydrocarbon Research. Sporopollenin, London, 600–620.

ČORNÁ, O. 1972: O nachodke organičeskich ostatkov v betliarskich slojach (Spišsko-gemerskije Rudnyje gory), Slovakija, nižnyj paleozoj. Geol. Zborn. Geol. Carpathica, 23, 2, Bratislava, 379–382.

ČORNÁ, O. 1976: Príspevok k stratigrafii vhodných súvrství kryštalinika Západných Karpát a stratigrafický význam niektorých skupín mikrozvyškov. Acritarch, kutikul a tracheid. Manuskript – archív Slov. Akad. Vied, Bratislava.

ČORNÁ, O.–KAMENICKÝ, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 27, 1, Bratislava, 117–132.

HARMAN, M.–SNOPKO, L. 1975: Framboidálny pyrit v lyditoch. Geol. Zborn. Geologica Carpathica 26, 1, Bratislava, 115–126.

KANTOR, J. 1955: K otázke tzv. zrudnených sírnych baktérií a ich stratigrafického rozšírenia. Geol. Práce, Správy 22, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29–89.

KANTOR, J.–FUSÁN, O. 1953: Chalkografické pozorovanie na sulfidickom ložisku „Alžbeta" v Bystrom potoku. Geol. Zborn. 6, 3–4, Bratislava, 632–688.

KRUMBEIN–CARRELS 1952: Orogin and classification of chemical sediments in terms pH and oxidation – reduction potentials, Jour. Geology, 60/1.

MC GREGOR, D. C. 1973: Lower and Middle Devonian Spores of Eastern Gaspé, Canada. Paleontographica 142, Abt. B., Stuttgart, 1–77.

MC GREGOR, D. C. 1977: Lower and Middle Devonian Spores of Eastern Gaspé, Canada II, Biostratigraphy. Paleontographica 163, 5–6, Abt. B., Stuttgart, 111–142.

SNOPKOVÁ, P. 1980: Palinologický výskum vzoriek z vybraných profilov gelnickej série – južná časť. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SNOPKOVÁ, P.–SNOPKO, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov (Západné Karpaty – paleozoikum), Západné Karpaty, sér. geológia 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57–102.

SNOPKO, L.–VOZÁROVÁ, A. 1981: Litologický a petrografický výskum drnavského súvrstvia gelnickej skupiny. Západné Karpaty, sér. mineral., petrografia, geochémia, metalogenéza 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ŠUF, J. 1930: Poznámky o skamenělinách z nových karbonských a triasových lokalit ze sev. okolí Dobšiné a od Kobeliarova na Slovensku. Věst. Geol. Úst. 6, Carpatica I., Praha, 110–117.
ŠUF, J.–ULRICH, F. 1933: Několik poznámek o novém nálezu (radiolarií) v okolí Dobšiné a Železníku na Slovensku. Věda přírodní 1, Praha, 4–5.
TSCHIBRIKOVA, E. V. 1972: Rastiteľnyje mikrofosilii južnogo Urala i Priuralja (iz silurskich i devonskich otloženij). Izd. Nauka, Moskva, 3–220.
TSCHIBRIKOVA, E. V. 1977: Stratigrafia devonskich i boleje drevnich paleozojskich otloženij južnogo Urala i Priuralja. Izd. Nauka, Moskva, 3–199.
TSCHUDY, R. H. 1969: Relationship of palynomorphs to sedimentation. Aspects of palynology. New York–London–Sydney–Toronto, 79–96.
VARGA, I. 1973: Mineraľnyje associaciji regionaľnogo metamorfizma i ich zonaľnosť v Spišsko-gemerskom rudogorii. Mineralia slov., 5, 2, Spišská Nová Ves, 115–134.

Vysvetlivky k fototabuľkám XVIII–XXIV

Tab. XVIII
Obr. 1 *Micrhystridium* sp., vrt SH–6, 265,0–271,5 m, tmavé fylity
Obr. 2 *Micrhystridium*, vzorka I/12/76, fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 3 *Polyedrixium* sp., tmavé fylity vrt SH–6, 265,0–271,5 m
Obr. 4 *Cymatiosphaera pavimenta* Deflandre, vzorka I/12/76, tmavé fylity, profil Drnava–Pipítka
Obr. 5 *Ammonidium sannemani* Deunff, vzorka I/13/76, tmavé fylity, profil Drnava–Pipítka
Obr. 6 *Cymatiosphaera* sp. 1 vrt SH–4, 542,0–552,2 m, tmavé fylity
Obr. 7 cf. *Cymatiosphaera multisepta* Deunff, lydity vzorka 2b, inv. č. 487/79 lokalita Uhorná–Kotlinec, Veľký Beckengrund
Obr. 8 *Deunffia calva* Cramer vrt SH–4, 542,0–552,2 m, tmavé fylity
Obr. 9. *Brochopsophosphaera diligens* var. *parva* Tschibriková, vrt SH–6, 276,0–280,0 m
Obr. 10 cf. *Dictyopsophosphaera polygonia* (Staplin) Tschibriková, vzorka II/21/76, tmavé fylity profil z Malej Pipítky na Čípkov vrch
Obr. 11 *Dictyopsophosphaera polygonia* (Staplin) Tschibrikova, vzorka 1b, 1996/78, výskyt 3, lydity lokalita Smolník–Markscheidergrund
Obr. 12 *Veryhachium* cf. *valientae* Cramer, inv. č. 636/79, lydity, lokalita Smolnícka Huta – nadložné odkalište
Obr. 13 cf. *Granopsophosphaera guttata* Tschibrikova, vzorka I/1/16, fylity, profil Drnava–Pipítka
Obr. 14 cf. *Dactylofusa*, inv. č. 636/79, lydity lokalita Smolnícka Huta – nadložné odkalište
Obr. 15 cf. *Polyedrixium*, inv. č. 637/79, lydity lokalita Smolnícka Huta – Ober der Kirche

Tab. XIX
Obr. 1 cf. *Cymatiosphaera winderi* Deunff, vzorka I/13/76, tmavé fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 2 ? *Chitinozoa*, vzorka I/13/76, tmavé fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 3–4 neurčené mikrofosílie, inv. č. 358/76, tmavé fylity, profil Drnava–Pipítka
Obr. 5 Akritarcha, V 1993/78, inv. č. 242/78, lydity, lokalita Smolník – Beckenhöhe
Obr. 6–7 Guľovité formy s malými jemnými výrastkami, vzorka 2b, inv. č. 487/79, grafitické fylity, lokalita Uhorná–Kotlinec, Veľký Beckengrund
Obr. 8–9 Guľovité formy s malými veľmi jemnými výrastkami vo vnútri s dierkovanou štruktúrou, vzorka 2b, inv. č. 487/79, fylity, lokalita Uhorná–Kotlinec Veľký Beckengrund
Obr. 10 cf. Akritarcha, inv. č. 607/80, lydity, lokalita Smolnícka Huta

Tab. XX
Obr. 1–2 *Retusotriletes* cf. *insperatus* Tschibrikova, vzorka I/13/76, tmavé fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 3 cf. *Apiculiretusispora microconus* Rich.-List., vzorka I/1/76, fylity, profil Drnava – Pipítka

Obr. 4–5 *Dibolisporites quebecensis* Mc Gregor, vzorka I/16/76, vzorka I/13/76, tmavé fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 6 ? *Apiculiretusispora*, vzorka I/3/76, tmavé fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 7 *Leiotriletes* cf. *simplex* Naumova, výskyt 8, 2003/78, inv. č. 252/78, lydity, lokalita Smolník – Kotlinec
Obr. 8 cf. *Aneurospora minuta* Mc Gregor, vzorka I/13/76, tmavé fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 9 *Apiculatisporites* cf. *globulus* Balt. Will., vzorka 2–III–26/77, fylity, úsek Linkeš – Pipítka
Obr. 10 ? *Emphanisporites erraticus* (Eisenack) Mc Gregor, vzorka I/12/76, tmavé fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 11, 12 *Apiculiretusispora cherata* Rich.-List., inv. č. 684/79, lydity, lokalita Smolnícka Huta – Ober der Kirche

Tab. XXI
Obr. 1 ? *Endosporites biornatus* Lanninger, (korózia) vzorka 3a, grafitické fylity, lokalita Smolník-mesto
Obr. 2 ? *Samarisporites triangulatus* Allen, (korózia) tmavé fylity, vrt SH–6, 265,0–271,5 m
Obr. 3 cf. *Samarisporites*, výskyt 2, vzorka 3a, inv. č. 488/78, lydity, Smolník – Beckenhöhe

Tab. XXII
Obr. 1 *Dictyotriletes peculiaris* Tschibrikova, vzorka I/1/16, tmavé fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 2 cf. *Camptotriletes dubius* Mc Gregor, vzorka I/13/76, tmavé fylity profil Drnava – Pipítka
Obr. 3 ? *Emphanisporites micrornatus* Rich.-List., vzorka I/76, tmavé fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 4 ? *Apiculiretusispora cherata* Rich.-List., vzorka 4, 2001/78, inv. č. 250/78, lydity Smolník – Kompas
Obr. 5 ? *Emphanisporites erraticus* (Eisenack) Mc Gregor vzorka I/12/76, tmavé fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 6 *Brochotriletes microlacunosus* Tschibr. var. antiquus Tschibr., vzorka I/1/16, fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 7 *Apiculiretisispora cherata* Rich.-List., inv. č. 684/79, lydity, lokalita Smolnícka Huta – Ober der Kirche
Obr. 8 cf. *Emphanisporites annulatus* McGregor, tmavé fylity, korózia vrt SH–4, 511,0–517,0 m
Obr. 9 cf. *Perotriletes microbaculatus* var., *microbaculatus* Rich. – List., vzorka 1a, výskyt 4, 1999/78, inv. č. 248/78, lydity lokalita Smolník – Beckenhöhe
Obr. 10 cf. *Emphanisporites annulatus* Mc Gregor, tmavé fylity, vrt SH–6, 276,5–280,5 m

Tab. XXIII
Obr. 1 *Samarisporites* sp., výskyt 2, vzorka 3a, 1993/78, lydity, lokalita Smolník – Beckenhöhe
Obr. 2 cf. *Samarisporites*, vzorka 2–III–26/77, tmavé fylity, úsek Linkeš – Pipítka
Obr. 3 *Samarisporites* sp., vzorka I/12/76, tmavé fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 4 *Retusotriletes* cf. *insperatus* var. *gracilis* Tschibriková, výskyt 4, vzorka 1a, 1999/78, inv. č. 248/78, lydity, Smolník – Beckenhöhe
Obr. 5 *Apiculatasporites perpusillus* (Naum.) Mc Gregor, tmavé fylity, vrt SH–4, 511,0–517,0 m

Tab. XXIV
Obr. 1 neurčená mikrofosília, vzorka I/12/76, tmavé fylity, profil Drnava – Pipítka
Obr. 2, 4–8 štruktúrny kerogén, lokalita Smolnícka Huta, lydity, inv. č. 636/79, lokalita Smolník Markscheidergrund, výskyt 3, 1998/78, inv. č. 247/78
Obr. 3 cf. Akritarcha, (silne grafitizovaná), vzorka č. II/21/76, lokalita Pipítka – Čipkov vrch
Obr. 9–10 Akritarcha (silne grafitizovaná), tmavé lydity, vrt SH–6, 276,5–280,5 m
Obr. 11 cf. *Synsphaeridium sorediformae* Timofeev, vzorka č. 2b, inv. č. 487/79, grafitické fylity, lokalita Uhorná – Kotlinec – Veľký Beckengrund

Explanations of Plates XVIII–XXIV

Pl. XVIII

Fig. 1 *Micrhystridium* sp., borehole SH–6, 265,0–271,5 m, dark phyllites
Fig. 2 *Micrhystridium*, sample I/12/76, phyllites, profile Drnava – Pipítka
Fig. 3 *Polyedrixium* sp., dark phyllites, borehole SH–6, 265,0–271,5 m
Fig. 4 *Cymatiosphaera pavimenta* Deflandre, sample I/12/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka
Fig. 5 *Ammonidium sannemani* Deunf, sample I/13/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka
Fig. 6 *Cymatiosphaera* sp. 1, borehole SH–4, 542,0–552,2 m, dark phyllites
Fig. 7 cf. *Cymatiosphaera multisepta* Deunff, lydites, sample 2b, inv. No. 487/79, locality Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund
Fig. 8 *Deunffia calva* Cramer, borehole SH–4, 542,0–552,2 m, dark phyllites
Fig. 9 *Brochopsophosphaera diligens* var. *parva* Tschibrikova, borehole SH–6, 276,0–280,0 m
Fig. 10 cf. *Dictyopsophosphaera polygonia* (Staplin), Tschibrikova, sample II/21/76, dark phyllites, profile from Malá Pipítka to Čipkov vrch (hill)
Fig. 11 *Dictyopsophosphaera polygonia* (Staplin) Tschibrikova, sample 1b, 1996/78 occurrence 3, lydites, locality Smolník – Markscheidergrund
Fig. 12 *Veryhachium* cf. *valientae* Cramer, inv. No. 636/79, lydites, locality Smolnícka Huta
Fig. 13 cf. *Granopsophosphaera guttata*, Tschibrikova, sample I/1/16, phyllites, profile Drnava – Pipítka
Fig. 14 cf. *Dactylofusa*, inv. No. 636/79, lydites, locality Smolnícka Huta
Fig. 15 cf. *Polyedrixium*, inv. No. 637/79, lydites, locality Smolnícka Huta – Ober der Kirche

Pl. XIX

Fig. 1 cf. *Cymatiosphaera winderi*, Deunff, sample I/13/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka
Fig. 2 *Chitinozoa*, sample I/13/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka
Fig. 3–4 undetermined microfossilts, inv. No. 358/76, dark phyllites, profile Drnava–Pipítka
Fig. 5 Acritarch, sample 1993/78, inv. No. 242/78, lydites, locality Smolník – Beckenhöhe
Fig. 6–7 Spherical forms with small fine projections, sample 2b, inv. No. 487/79, graphitic phyllites, locality Uhorná Kotlinec, Veľký Beckengrund
Fig. 8–9 Spherical forms with small fine projections with holes inside, sample 2b, inv. No. 487/79, phyllites, loc. Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund
Fig. 10 cf. Acritarch, inv. No. 607/80, lydites, locality Smolnícka Huta

Pl. XX

Fig. 1–2 *Retusotriletes* cf. *insperatus* Tschibrikova, sample I/13/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka
Fig. 3 cf. *Apiculiretusispora microconus* Rich.–List., sample I/1/76, phyllites, profile Drnava – Pipítka
Fig. 4–5 *Dibolisporites quebecensis* Mc Gregor, sample I/13/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka
Fig. 6 ? *Apiculiretusispora*, sample I/3/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka
Fig. 7 *Leiotriletes* cf. *simplex* Naumova, occurrence 8, 2003/78, inv. No. 252/78, lydites, locality – Smolník – Kotlinec
Fig. 8 cf. *Aneurospora minuta* Mc Gregor, sample I/13/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka
Fig. 9 *Apiculatisporites erraticus* (Eisenack) Mc Gregor, sample 2–III–26/77, phyllites, segment Linkeš – Pipítka
Fig. 10 ? *Emphanisporites erraticus* (Eisenack) Mc Gregor, sample I/12/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka
Fig. 11, 12 *Apiculiretusispora cherata* Rich.-List., inv. No. 684/79, lydites, locality Smolnícka Huta – Ober der Kirche

Pl. XXI

Fig. 1 *Endosporites biornatus* Lanninger, (corrosion), sample 3a, graphitic phyllites, locality Smolník-mesto

Fig. 2 ? *Samarisporites triangulatus* Allen, (corrosion), dark phyllites, borehole SH–6, 265,0–271,5 m

Fig. 3 cf. *Samarisporites*, occurrence 2, sample 3a, inv. No. 488/78, lydites, locality Smolník – Beckenhöhe

Pl. XXII

Fig. 1 *Dictyotriletes peculiaris* Tschibrikova, sample I/1/16, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka

Fig. 2 cf. *Camptotriletes dubius* Mc Gregor, sample I/13/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka

Fig. 3 ? *Emphanisporites micrornatus* Rich.-List., sample I/1/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka

Fig. 4 ? *Apiculiretusispora cherata* Rich.-List., sample 4, 2001/78, inv. No. 250/70, lydites, Smolník – Kompas

Fig. 5 ? *Emphanisporites erraticus* (Eisenack) Mc Gregor, sample I/12/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka

Fig. 6 *Brochotriletes microlacanosus* Tschibr., sample I/1/16, phyllites, profile Drnava – Pipítka

Fig. 7 *Apiculiretisispora cherata* Rich.-List., inv. No. 684/79, lydites, locality Smolnícka Huta – Ober der Kirche

Fig. 8 cf. *Emphanisporites annulatus* Mc Gregor, dark phyllites, corrosion, borehole SH–4, 511,0–517,0 m

Fig. 9 cf. *Perotriletes microbaculatus* var., *microbaculatus* Rich.-List., sample 1a, occurrence 4, 1999/78, inv. No. 248/78, lydites locality Smolník – Beckenhöhe

Fig. 10 cf. *Emphanisporites annulatus* Mc Gregor, dark phyllites, borehole SH–6, 276,5–280,5 m

Pl. XXIII

Fig. 1 *Samarisporites* sp., occurrence 2, sample 3a, 1993/78, lydites, locality Smolník – Beckenhöhe

Fig. 2 cf. *Samarisporites*, sample 2–III-26/77, dark phyllites, segment Linkeš – Pipítka

Fig. 3 *Samarisporites* sp., sample I/12/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka

Fig. 4 *Retusotriletes* cf. *insperatus* var. *gracilis* Tschibrikova, occurrence 4, sample 1a, 1999/78, inv. No. 248/78 lydites, Smolník – Beckenhöhe

Fig. 5 *Apiculatisporites perpusillus* (Naum.) Mc Gregor, dark phyllites, borehole SH–4, 511,0–517,0 m

Pl. XXIV

Fig. 1 undetermined microfossil, sample I/12/76, dark phyllites, profile Drnava – Pipítka

Fig. 2, 4–8 structural kerogen, locality Smolnícka Huta, lydites, inv. No. 636/79, locality Smolník Markscheidergrund, occurrence 3, inv. No. 247/78

Fig. 3 cf. *Acritarch*, (strongly graphitized), sample II/21/76, locality Pipítka – Čipkov vrch

Fig. 9–10 *Acritarch* (strongly graphitized), dark lydites, borehole SH–6, 276,5–280,5 m

Fig. 11 cf. *Synsphaeridium sorediformae* Timofeev, sample 2b, inv. No. 487/79, graphitic phyllites, locality Uhorná – Kotlinec – Veľký Beckengrund

Geologické práce, Správy 81, s. 47—49, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Milada Vavrdová

Rostlinné mikrofosilie a vliv kontaktní metamorfózy na stěnu schránek akritarch

2 fototabulky (XXV–XXVI)

Abstract. Plant microorganisms represent a prospective group of fossils significant for paleoecological researches. The example of the locality Hlásna Třebaň shows the effects of contact metamorphosis upon test walls of acritarchs and the relation of redeposition of acritarchs to extensive regression on the Ordovician/Silurian boundary.

Chemickou preparací sedimentů lze získat velké množství kyselinám odolávajících mikrofosilií. Z jednoho gramu jílovité břidlice je to až deset tisíc jedinců. Marinního původu jsou akritarcha, cysty dinoflagelát, tekta mikroforaminifer a skolekodonti. Terestrického původu jsou zlomky rostlinných pletiv, výtrusy hub, spory kapradin a pylová zrna. Podle percentuálního zastoupení jednotlivých složek, podle výskytu indexových druhů, způsobu zachování a dalších ukazatelů je možné určit stáří sedimentu, přibližné paleoekologické a paleoklimatické poměry v době jeho usazování, salinitu, postupné prohlubování nebo naopak změlčování sedimentačního prostoru i stupeň metamorfních změn.

Každá z výše zmíněných skupin vypovídá svým způsobem, již vlastní přítomností nebo absencí, kvantitativním zastoupením, stupněm prouhelnění atd. o prostředí, ve kterém žila a o procesech, kterým byla vystavena.

Při výzkumu staropaleozoických sedimentů Českého masivu byly zjištěny tři základní typy marinních asociací, stanovené podle percentuálního zastoupení různých typů mikrofosílií.

1. SPH-typ, ve kterém převažují vývojově primitivní formy, například ve spodním ordoviku to jsou drobné druhy leiosfér. Charakterizuje iniciální stadium sedimentace transgresivního rázu.
2. MPM-typ je stabilizovaným společenstvem volného moře, s vyváženou druhovou diferenciací a obvykle silnou turbulencí.
3. MIX-typ představuje populaci mělkovodního prostředí s výrazným podílem redeponovaného materiálu.

Tyto tři typy palynologických spekter lze rozlišit nezávisle na stratigrafické pozici zkoumaných vzorků, stejně ve středním kambriu jako ve spodní křídě.

RNDr. M. Vavrdová, CSc., Ústav geologie a geotechniky ČSAV, v Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8.

Při palynologickém výzkumu ordovických sedimentů Českého masivu jsem se zabývala převážně skupinou *Acritarcha*, která je zde zastoupena nejpočetněji, více než 150 druhy. Z největší části to jsou cysty jednobuněčných řas. To, že jsou součástí mořského planktonu dokazuje jejich téměř kosmopolitní rozšíření. Například druh *Arbusculidium filamentosum* je kromě Českého masivu známý v jihovýchodní Kanadě, Belgii, Francii, Maroku, Libyi, NDR a v jižní Číně. Povahu dočasných cyst lze dokázat přítomností stabilního, predisponovaného otvoru ve schránce, který je svým tvarem a umístěním charakteristický pro jednotlivé druhy akritarch. Monofyletický původ skupiny dokazuje obdobné chemické složení materiálu schránky, která je tvořena rezistentní organickou polymerní látkou. Tato odolná substance umožňuje separaci z horniny, ale i přemístění schránek do mladších sedimentů bez podstatných změn.

Příkladem jsou hraniční sedimenty nejvyššího ordoviku, ve kterém byly nalezeny rostlinné mikrofosilie kambrického, tremadockého, llanvirnského a berounského stáří. Je to další doklad výrazného změlčení sedimentačního prostoru Paleotethydy v době usazování nejvyšších kosovských vrstev. Zajímavé je, že redeponované asociace kambrického a llanvirnského stáří nejsou zcela identické a žádným dosud známým společenstvem akritarch z barrandienu. Akritarcha tremadockého stáří neznáme dosud z Českého masivu in situ vůbec. O rozsahu redepozice mluví přítomnost 20 význačných druhů llanvirnského stáří, 12 indexových druhů tremadockého stáří a 10 druhů kambrického stáří. Společenstvo je doprovázeno tetradami spór s charakteristicky zesílenou rovníkovou zónou. Lokalita Hlásná Třebaň je zajímavá i z hlediska zachování fosilií. Analyzovaný profil se nalézá v těsné blízkosti vulkanického tělesa, takže bylo možné sledovat ve vzorcích postupné změny v zachování schránek. Zatímco ve svrchních částech profilu jsou akritarcha in situ i akritarcha redeponovaná zcela bez metamorfních změn a podržují si svou zlatožlutou barvu i elasticitu, během 3,5 m začínají schránky směrem k diabazu postupně šednout nebo černat a ztrátou těkavých látek křehnou a lámou se. U více postižených jedinců pozorujeme preferenční oxydaci stěny, na které vzniká pravidelné retikulum nebo sekundární chondritické útvary. Při silnějším zahřátí je ze schránky zachovaná jen kostra z nepravidelných trámků a konečným stadiem je masa jemnozrné frakce o velikosti zrna menší než 0,2 mikronu.

Poněkud jiné změny pozorujeme u schránek, které byly zároveň vystaveny vysokým tlakům. Povrch schránky pak popraská do mozaikově uspořádaných destiček nebo rovnoběžných prasklin. Po maceraci ztratí jednotlivé úlomky naprosto diagnostickou hodnotu.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XXV–XXVI

Tab. XXV

Obr. 1, 2 Tetrády spór se zesílenou rovníkovou zónou. 2 SEM Lokalita: Hlásná Třebaň u Berouna, kosovské vrstvy

Obr. 3 Slabě kontaktně metamorfovaná schránka druhu *Piliferosphaera rustica* (Martin). Lokalita: Hlásná Třebaň u Berouna, kosovské vrstvy.

Obr. 4 Slabě metamorfovaný skolekodont. Lokalita: Krušná hora u Berouna, klabavské vrstvy.

Zvětšení: 1000×

Tab. XXVI

Obr, 1, 2 Zcela nemetamorfované schránky akritarch spodnoordovického stáří s elastickou stěnou zlatožluté barvy. Lokality: Hlásná Třebaň a Krušná hora.

Obr. 3 Silně kontaktně metamorfovaná schránka druhu *Eupoikilofusa striatifera* (Cramer) šedočerné barvy. Hlásná Třebaň.

Obr. 4, 5 Silně metamorfované schránky kambroordovických akritarch z regionálně metamorfovaných sedimentů střední Afriky. 4 vzniká sekundární skulptura stěny. 5 oxydovaný zbytek schránky tvořený kostrou nepravidelných trámků. Lokalita: Ostrov Mutondwe, jezero Tanganyika.

Zvětšení: 1000×, foto autor.

Explanations of Plates XXV–XXVI

Pl. XXV

Fig. 1, 2 Tetrads of spores with intensified equatorial zone. 2 SEM Locality: Hlásná Třebaň u Berouna, Kosov Member

Fig. 3 Slightly contact-metamorphosed test of species *Piliferosphaera rustica* (Martin). Locality: Hlásná Třebaň u Berouna, Kosov Member

Fig. 4 Slightly metamorphosed scolecodont. Locality: Krušná hora u Berouna, Klabava Member. Magn. 1000×.

Pl. XXVI

Fig. 1, 2 Unmetamorphosed tests of Lower Ordovician acritarch tests with gold-yellow elastic wall. Localities: Hlásná Třebaň and Krušná hora

Fig. 3 Intensely contact-metamorphosed grey-black test of species *Eopoikilofusa striatifera* (Cramer). Locality Hlásná Třebaň

Fig. 4, 5 Intensely metamorphosed tests of Cambrian-Ordovician acritarchs from regional-metamorphosed sediments of Central Africa. 4 – secondary wall sculpture arises; 5 – oxidated rest of test, consisting of skelet from irregular beams. Locality: Mutondwe Island, Tanganyika Lake. Magn. 1000×, photographed by author.

Geologické práce, Správy 81, s. 51—62, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Ján Mello – Ľudovít Gaál

Meliatska skupina v čoltovskej rokli

2 obr. v texte, 4 fotogr. tab. (XXVII–XXX), anglické resumé

Abstract. The authors describe variegated silicite, dark-grey crinoidal limestones and a complex of dark-grey and green schists with basic volcanic rocks and limestone olistolites from a hollow on the NE periphery of the Rimavská kotlina (basin).

Úvod

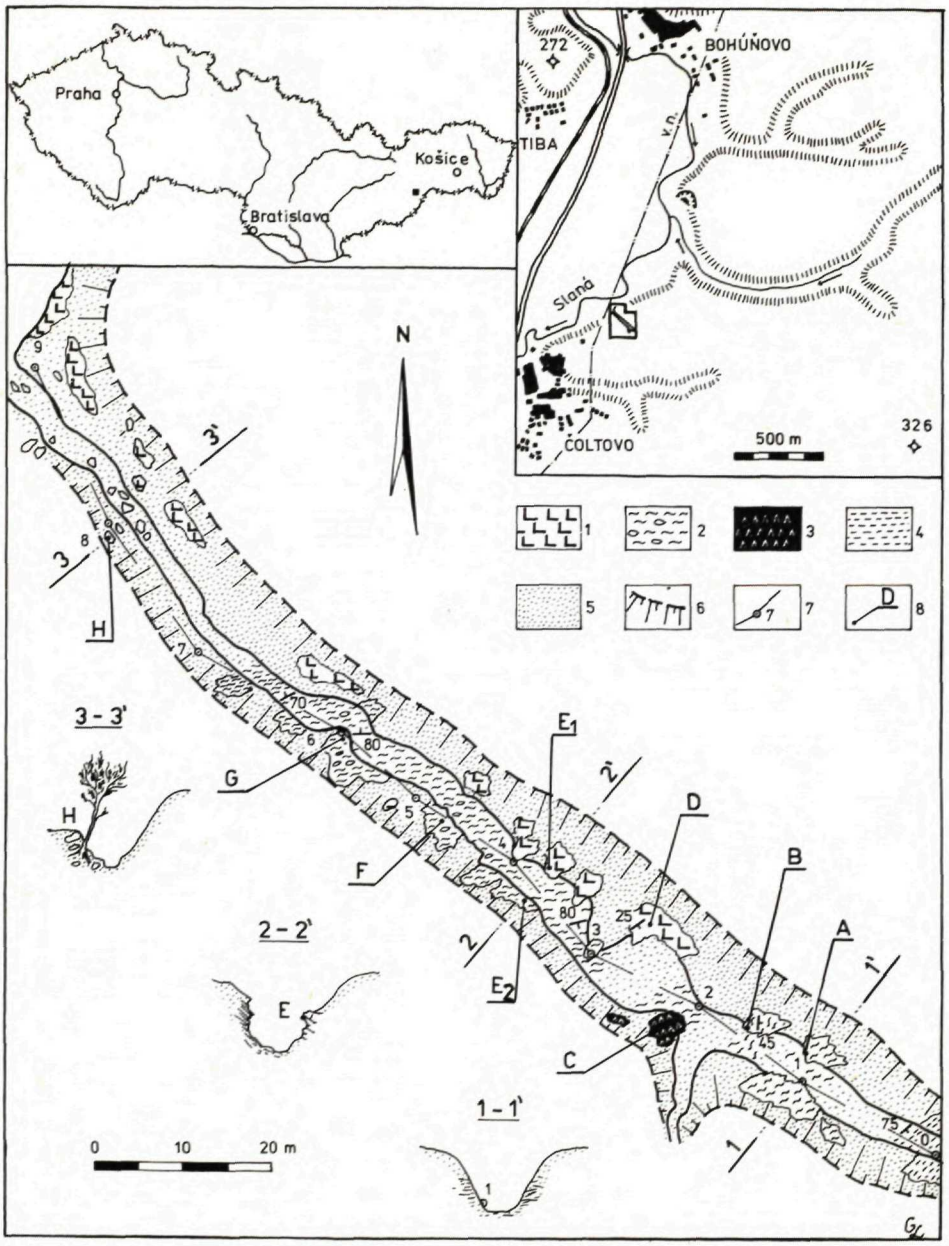
Na severovýchodnom okraji Rimavskej kotliny, juhozápadne od Slovenského krasu, vychádzajú mezozoické horniny silického príkrovu a meliatskej skupiny spod mladšieho pokryvu na povrch len v nesúvislých, izolovaných výskytoch. Ich dôkladným prieskumom môžeme získať vzácne informácie o stavbe a stratigrafickej náplni oboch tektonických jednotiek mezozoika. Takýto, doteraz menej známy, ale pozoruhodný sled meliatskej skupiny je odkrytý na ľavom brehu rieky Slaná, medzi obcami Bohúňovo a Čoltovo. Predmetom nášho výskumu bola 150 m dlhá, hlboká výmoľová rokľa severovýchodne od Čoltova, kde je vrstevný sled odkrytý v najucelenejšej forme (Obr. 1). Lokalita sa zaraďuje medzi najjužnejšie výskyty meliatskej skupiny na československom území.

Horniny meliatskej skupiny severne od Čoltova boli v minulosti študované niekoľkými autormi, je však potrebné, aby výsledky ich štúdia boli prehodnotené v zmysle nových stratigrafických a tektonických poznatkov.

Pestré silicity v bridliciach tejto oblasti po prvý raz zistil V. Homola (1951), ktorý ich začlenil do vrchného seisu.

Diabázy zo súvrstvia tmavých bridlíc a pestrých rádiolaritov severne od Čoltova, z ľavého brehu Slanej, spracoval J. Kantor (1955, s. 78–83). Odlíšil viac typov diabázov. Na základe prítomnosti arborescentných a sférolitických štruktúr, ako aj variolitov zistil, že ide o pillow-lávy. Na opísanej lokalite dokázal, že diabázy obsahujú xenolity silicitov, ktoré nasvedčujú, že k erupciám došlo aspoň sčasti po sedimentácii silicitov, t. j. sú mladšie od nich.

RNDr. J. Mello, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava;
RNDr. Ľ. Gaál, KÚ štátnej pamiatkovej starostlivosti a ochrany prírody, stredisko Lučenec-Vidiná, 984 01 Lučenec.



Obr. 1 Situačný náčrt čoltovskej rokle. Zamerali a zdokumentovali: J. Mello, Ľ. Gaál a G. Nižňanský

1 – pestré silicity a kremité karbonáty, 2 – bridličnatý súbor s olistolitmi a vložkami vápencov, 3 – bázické vulkanity, 4 – fialové a zelenkasté bridlice, 5 – sutiny, nánosy, 6 – okraj rokle, 7 – meračské body, 8 – miesta odberu vzoriek.

O bridličnatých, karbonátových, kremitých a bázických vulkanických horninách severne od Čoltova ako súčasti meliatskej skupiny sa zmieňuje J. Bystrický (in J. Bystrický–V. Oravcová 1962, s. 19, in O. Fusán a kol. 1962, s. 32, J. Bystrický 1964, s. 24). Vek meliatskej skupiny bol však v tej dobe všeobecne považovaný na spodný trias.

V rámci geologického mapovania GÚDŠ na liste Dlhá Ves v mierke 1:25 000, súbor hornín v čoltovskej rokli bol podrobnejšie opísaný J. Mellom (in M. Elečko a kol. 1975).

Meliatska skupina v okolí Čoltova

Bridličnaté, karbonátové, kremité a bázické vulkanické horniny severne od Čoltova predstavujú východné pokračovanie výstupu meliatskej skupiny v okolí Meliaty. Pri Meliate je zachovaný jeden z najkompletnejších vrstevných sledov meliatskej skupiny, trias je zastúpený takmer v celom rozsahu. Okrem známych výskytov svetlých kryštalických vápencov, pestrých silicitov a súboru tmavých bridlíc (porovn. napr. V. Čekalová 1954, J. Bystrický 1964, H. Kozur–R. Mock 1973, R. Mock in J. Mello 1975, R. Mock 1980) sú tu čiastočne zachované aj karbonátovo-bridličnaté súvrstvia spodného triasu meliatskej skupiny. Na základe predbežných výsledkov štruktúrneho vrtu MEL–1 (južne od Meliaty) ako aj analógie s inými lokalitami (napr. Zádielske Dvorníky – J. Mello 1979, Hačava-Jasov, Honce – J. Mello a kol. 1983) usudzujeme, že k spodnému triasu patria karbonátovo-bridličnaté horniny, vystupujúce v podloží svetlých kryštalických vápencov južne od Meliaty. Spodná časť tohto súboru sa skladá zo sivozelených bridlíc, ktoré sa striedajú s laminami sivých vápencov. Súvrstvie je často detailne zvrásnené, vápencové laminy sú nepravidelne hrubé i šošovkovité. Farba bridlíc miestami prechádza do sivej, prípadne tmavosivej, ojedinele i do fialovej. Vo vrchnej časti súboru sú rozšírené prevažne hnedožlté laminované, často piesčité vápence s preplástkami alebo fliačkami sivých, prípadne sivožltých bridlíc. Súvrstvie často obsahuje aj šošovky svetlosivých kryštalických vápencov. Smerom do nadložia prechádza do žltohnedých dolomitov, ktoré na povrch vychádzajú len v nepatrných odkryvoch. Boli však navŕtané vrtom MEL–1.

Paleontologické dôkazy z oboch spomínaných súvrství doteraz nie sú. Okrem výskytov južne od Meliaty boli navŕtané aj niekoľkými vrtmi v širšom okolí Meliaty (J. Bystrický–V. Oravcová 1962). Stratigrafická a tektonická pozícia pestrých silicitov južne od Meliaty, v okolí kóty 322 Guba, stále nie je objasnená.

Od oblasti Meliaty smerom na východ spodnotriasové súvrstvia sú pravdepodobne postupne tektonicky vyvalcované. Ich ďalšie sledovanie sťažujú mladšie pokryvné sedimenty východne od Meliaty. Menšie odkryvy sú známe pri Tibe, na ľavom brehu Slanej však spodný trias meliatskej skupiny už nebol zistený.

Severovýchodne od Čoltova a južne od Bohúňova, na západných hranách erózno-akumulačných terás Slanej na povrch vystupuje litostratigraficky rôznorodý súbor meliatskej skupiny. Napriek značnej tektonickej komplikácii, podľa úložných

pomerov a sukcesií litostratigrafických jednotiek sa dajú predpokladať generálne úložné pomery súboru: smer vrstiev SV – JZ so sklonom okolo 30°–60° k JV. Charakter jednotlivých litologických typov sa väčšinou zhoduje s horninami meliatskej skupiny na ostatných, najmä susedných lokalitách (Meliata, Držkovce). Južne od mezozoických karbonátov a bridlíc pri Bohúňove ako najspodnejší člen meliatskej skupiny v tejto oblasti vystupujú svetlosivé až biele kryštalické vápence, miestami s hnedastými nábehmi (kameňolom južne od Bohúňova). Smerom k juhu, juhozápadne od ľavého bočného potôčika Slanej, sú odkryté žltohnedé kremité horniny a tmavosivé, miestami krinoidové doskovité vápence. Ďalej na juhozápad prechádzajú do tmavosivých, prevažne karbonátových bridlíc, do bázických vulkanických hornín a do mocného súboru červených a fialových doskovitých silicitov. Celý sled je silne zvrásnený a pravdepodobne komplikovaný aj zlomovou tektonikou. Južnejšie, v čoltovskej rokli, totiž znovu vystupujú tmavosivé krinoidové vápence a tmavosivé, miestami vápnité bridlice. Či ide o tektonické opakovanie tých istých hornín, alebo o výstup pestrých silicitov uprostred bridlíc, je možné vyriešiť ďalším dôkladným biostratigrafickým výskumom.

Východnejšie sú horniny meliatskej skupiny zakryté kvartérnymi a neogénnymi sedimentmi, čo neumožňuje sledovať ich priebeh a rozšírenie. Severne od Čoltova boli horniny meliatskej skupiny navŕtané aj vo vrtoch VB–1 (tmavosivé a zelenkasté bridlice s tmavosivými a svetlosivými vápencami) a ČB–2 (rádiolarity, tmavosivé bridlice, sádrovec) (J. Bystrický – V. Oravcová 1962). Juhovýchodne od Čoltova, pri potoku Sograď vrt DV–1 však v podloží terciéru už zistil spodnotriasové bridlice silického príkrovu (M. Elečko a kol. 1975).

Litostratigrafická charakteristika meliatskej skupiny v čoltovskej rokli

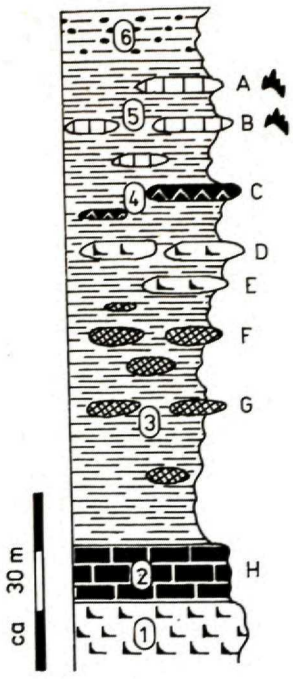
V odkrytých vrstvách čoltovskej rokle môžeme rozlíšiť nasledovné tri litostratigrafické jednotky meliatskej skupiny (obr. 2):

a) pestré kremité karbonáty a silicity
b) tmavosivé krinoidové vápence
c) súbor bridlíc s bázickými vulkanitmi, vložkami svetlosivých vápencov a olistolitmi tmavosivých vápencov.

V najvyššej časti rokle, vzdialenej od ústia 130 m, vystupujú fialové, čiastočne i zelenkasté bridlice s tenkými vložkami pieskovcov. Vonkajším charakterom sa zhodujú s horninami pieskovcovo-bridličnatého súvrstvia spodného triasu silického príkrovu („seiské vrstvy"), no charakteristické sľudnaté akumulácie na vrstevných plochách sme tu nezistili. Sú uložené v smere 50°–230° so klonom 70° k JV.

Pestré silicity a kremité karbonáty

Na pravom, ojedinele i na ľavom brehu prostrednej časti rokle sú odkryté zelenkavé a žltohnedé silne kremité karbonáty (tab. XXVII, obr. 2). Sú výrazne doskovité, uložené v smere 40°–220° so sklonom 20° k JV. Pod mikroskopom sú alotrio-



Obr. 2 Litostratigrafický profil meliatskej skupiny v čoltovskej rokli. 1 – pestré silicity a kremité karbonáty, 2 – tmavosivé krinoidové vápence, 3 – súbor tmavosivých bridlíc s vápencovými olistolitmi, 4 – bázické vulkanity, 5 – zelené bridlice s vložkami sivých a svetlosivých vápencov (vzorka A s norickými, B s karnickými konodontami), 6 – fialové a zelenkasté bridlice.

morfné kremenné zrná v karbonátovej základnej hmote všade rozšírené, v nerovnakej hustote, ale kremeňom sú zatláčané aj drobné žilky, pukliny (tab. XXIX, obr. 1).

Na vzhľad sú podobné pestrým silicitom meliatskej skupiny v okolí kóty 322 Guba južne od Meliaty alebo v okolí Držkoviec. Do bridličnatého súboru sú pravdepodobne tektonicky vtláčané, miesta styku sú zasutené. Ich väčšia časť sa s bridlicami stýka pravdepodobne tektonicky, pozdĺž zlomu, prebiehajúceho rokľou v smere SZ – JV.

Na pravom svahu ústia rokle sa vyskytujú so žltohnedými kremitými karbonátmi aj červené a fialové silicity, zhodné so silicitmi pri meliatskom mlyne (typový profil) a pri Držkovciach. Hlavné rozšírenie červených doskovitých silicitov sa koncentruje na ľavý breh Slanej, severovýchodne od ústia rokle.

Tmavosivé krinoidové vápence

Úlomky a bloky týchto vápencov sú rozšírené na ľavej strane najspodnejších častí rokle, v dĺžke okolo 30 m. Sú doskovité, tmavosivej farby, prevažne bohato preplnené článkami krinoidov. Drobné krinoidové články z navetraného vápencového povrchu mierne vystupujú, čím sa povrch vápenca stáva zrnitým, drsným. Miestami je hornina prerážaná tenkými kalcitovými žilkami. Pod mikroskopom základnú hmotu tvorí kremeňom miestami silne zatláčaný sparit, v ktorej sú pomerne husto a nepravidelne usporiadané polysynteticky lamelované články krinoidov rôznej veľkosti (tab. XXIX, obr. 4). Usudzujúc podľa hojnosti úlomkov a blokov tmavých krinoidových vápencov, ako aj podľa nedostatku bridlíc v spodnej časti rokle, ide pravdepodobne o samostatný horizont predmetných vápencov v podloží bridličnatého súboru.

Opísané vápence mikroskopickým a makroskopickým charakterom zodpovedajú karnickým vápencom meliatskej skupiny pri Striežovciach (porovn. Ľ. Gaál 1982), tmavosivé zrnité vápence karnu však vystupujú aj v Turnianskej kotline (J. Mello 1979, R. Mock 1980) alebo pri Honcoch (J. Mello a kol. 1983).

Vzorka „H" bola na konodontovú mikrofaunu negatívna, na základe analógie s ostatnými vyššie uvedenými lokalitami však predpokladáme karnský vek tmavosivých krinoidových vápencov.

Súbor tmavosivých a zelených bridlíc s bázickými vulkanitmi, vložkami svetlosivých vápencov a olistolitmi tmavosivých vápencov

Opísaný súbor, ktorým je tvorená prevažná časť odkryvov čoltovskej rokle, je z litostratigrafického hľadiska značne variabilný. Prevládajúcim typom sú tmavosivé, na menej navetralých miestach až čierne, bituminózne bridlice, rozšírené prevažne v spodnej tretine rokle. Na navetraných puklinách a vrstevných plochách nadobúdajú žltohnedú farbu. V nepravidelných úsekoch obsahujú rôzne veľké olistolity tmavosivých, miestami slienitých vápencov. V blízkosti olistolitov značnú vápnitú prímes obsahujú spravidla aj okolité bridlice.

Vzorka „E_2" z olistolitov veľkosti päste, uprostred tmavosivých bridlíc zo strednej časti rokle, je pod mikroskopom zložená z drobných olistolitových teliesok veľkosti 0,5–3 mm. Sú prevažne z karbonátov, miestami silne zatláčané kremeňom. Priestor medzi nimi je vyplnený jemnou zvrstvenou limonitizovanou ílovitou hmotou, často so sklzovými textúrami. Sporadicky sú zastúpené živce a amfiboly, ktoré poukazujú na blízkosť vulkanickej činnosti (tab. XXVIII, obr. 1, 2).

Vzorka „F" (z olistolitu tmavosivého, mierne slienitého vápenca v strednej časti rokle) má pod mikroskopom silne usmernenú textúru. V mikritickej vápencovej základnej hmote sú roztrúsené drobné zrnká kremeňa. Ílovitá prímes je koncentrovaná do tenkých nepravidelných vrstvičiek (tab. XXIX, obr. 2). Väčšie množstvo kremeňa obsahuje vzorka „G" z tmavosivého vápencového olistolitu z nižšej časti rokle (tab. XXIX, obr. 3).

Na viacerých miestach, hlavne však vo vrchnej tretine rokle sú rozšírené zelené, sivozelené i fialové, na navetraných miestach hnedasté ílovito-chloritické, často mierne prekremenelé bridlice. Miestami obsahujú polohy a olistolity sivých a svetlosivých doskovitých jemnokryštalických vápencov.

Zo sivého zrnitého vápenca v sivozelených bridliciach hornej časti rokle bola odobratá vzorka „A" (2,3 kg), rozpustená v 10 %-nej kyseline octovej. Poskytla konodontovú mikrofaunu, ktorú Ľ. Gaál určil nasledovne (tab. XXX, obr. 4–9):

Metapolygnathus abneptis abneptis (Huckriede)
Metapolygnathus posterus (Kozur et Mostler)
Gondolella navicula (Huckriede)
Gondolella cf. *hallstattensis* (Mosher)
Gondolella sp.

Nerozpustný zvyšok obsahoval ojedinele aj krinoidové články. Uvedené konodonty poukazujú na vek alaun až stredný sevat (zóny *Juvavites magnus* až *Sagenites giebeli*), v prípade *Gondolella hallstattensis* by však išlo len o zónu *Juvavites magnus* (spodný alaun sensu S. Kovács–H. Kozur 1980, „Lac 3" sensu L. Krystyn 1980). *Gondolella* sp. tvarom platformy pripomína karnický druh *G. polygnathiformis* (ide pravdepodobne o miešanie fauny v dôsledku podmorských sklzov!).

V podloží uvedených vrstiev, uprostred mierne prekremenelých zelených chloritických bridlíc sa nachádzajú 1–3 cm, ojedinele až 10 cm hrubé vložky svetlosivých jemnokryštalických vápencov. Pod mikroskopom, v mikritickej základnej hmote sa

v nepravidelnej hustote vyskytujú drobné kremenné zrnká. Tvoria hniezda, akumulácie (tab. XXVIII, obr. 3), ale vypĺňajú aj mikropukliny, žilky. Rozpustená vzorka vápencov („B", 4,7 kg) obsahovala hodnoty *Gondolella foliata* (Budurov) a *Gondolella* cf. *praeangusta* Kozur, Mirăuta et Mock. Druh *G. foliata* sa všeobecne vyskytuje v longobarde až spodnom jule, *G. praeangusta* je však rozšírená vyššie, v jule až tuvale. S najväčšou pravdepodobnosťou ide teda o karnický (strednokarnický?) vek vápencov.

V strednej časti rokle, v mieste odberu vzorky „C" v tmavých a sivozelených bridliciach bola zistená aj prítomnosť zelených rozrušených bázických vulkanitov. Bázické horniny tejto oblasti podrobne opísal J. Kantor (1955).

Poznámky

Litostratigrafickým a biostratigrafickým výskumom čoltovskej rokle sa zistili ďalšie údaje o vrchnom triase meliatskej skupiny, ktorý sa v rámci skupiny ukazuje ako najpremenlivejší. Kým napr. horizont svetlých kryštalických vápencov spodného anisu vystupuje s rovnakým charakterom takmer na každej doteraz známej lokalite, vrchnotriasový bridličnatý a karbonátový súbor sa často mení aj na susedných lokalitách. Vďaka intenzívnemu výskumu meliatskej skupiny v posledných rokoch sa zhruba dá ohraničiť jej centrálno-južná časť s bridličnatým vývojom vrchného triasu so zreteľnou tektonickou a vulkanickou aktivitou. K tejto dôležitej problematike priniesol nové poznatky predmetný príspevok, a to so zistením prítomnosti olistolitov v bridličnatom súbore čoltovskej rokle, paleontologickým dôkazom vrchnotriasového veku tohto súboru, a tým aj bázického synsedimentárneho vulkanizmu. Vývojove je tomu najviac príbuzný bridličnatý súbor norika s olistolitmi a vložkami tmavosivých vápencov na typovej lokalite meliatskej skupiny pri Meliate (porovn. H. Kozur–R. Mock 1973, R. Mock in J. Mello 1975, R. Mock 1980). V centrálno-južnej časti meliatskej skupiny vo vrchnom triase ide teda o depozičný priestor geosynklinálneho charakteru s nekľudnou sedimentáciou klastických hornín, do ktorého v dôsledku zrejme seizmických pohybov boli skĺznuté karbonátové sedimenty v nedostatočnom spevnenom stave. Tektonická aktivita bola doprevádzaná (alebo vyvolaná) bázickou vulkanickou činnosťou charakteru až pillow-láv (J. Kantor 1955). Začiatky vulkanickej činnosti siahajú až do ladinu, kde sú vulkanity späté s pestrými silicitmi (Meliata) alebo bridlicami (Zádielské Dvorníky).

Naproti tomu v okrajových častiach sedimentačného priestoru meliatskej skupiny je vrchný trias známy prevažne v karbonátovom vývoji. V karbonátoch vrchného triasu sa však takmer všade odzrkadľujú účinky tektonickej aktivity resp. vulkanickej činnosti. Napríklad norické doskovité vápence pri Striežovciach majú alodapický charakter (Ľ. Gaál 1982), tmavé vápence s bridlicami karnu na severných svahoch Plešivskej planiny, alebo svetlosivé a sivé doskovité vápence karnu na lokalitách Hačava a Šugovský vrch obsahujú vložky vulkanického materiálu (J. Mello a kol. 1983).

Olistolity v bridličnatých horninách vyššej časti triasu sú známe aj z iných, s meliatskou skupinou pravdepodobne susediacich jednotiek. Mohutne sú vyvinuté napr. v Rudabanskom pohorí v zárezе hradskej Szalonna–Perkupa (demonštrované K. Baloghom a S. Kovácsom počas viacerých exkurzií), ale boli zistené aj v bridliciach severných svahov Slovenskej skaly, vo faciálnej oblasti Slovenskej skaly silického príkrovu (sensu Ľ. Gaál–J. Mello 1983). Podopiera to vzájomnú nadväznosť spomenutých sedimentačných oblastí, ich vzájomné vplyvy a prechody.

Červené rádiolarity a s najväčšou pravdepodobnosťou vrchnotriasový bridličnatý súbor meliatskej skupiny (ktorý vystupuje v čoltovskej rokli) bol navŕtaný vo vrte GÚDŠ „ČB–2", severovýchodne od Čoltova. Uprostred bridlíc v hĺbkach 43,0–43,2 a 47,8–51,0 m vrt zistil i sádrovce. Keďže ide o preukázateľne hlbokovodný charakter vrchnotriasového bridličnatého súboru meliatskej skupiny, domnievame sa, že sádrovce sa tu vyskytujú sekundárne. V dôsledku ich vysokej mobility sa sem dostali následkom silných tektonických účinkov zo spodnotriasového bridličnatého súboru silického príkrovu so známymi sádrovcovými ložiskami (Bohúňovo, Šankovce). Možnosť primárneho výskytu sádrovca však nevylučujeme ani v plytkovodných spodnotriasových karbonátovo-bridličnatých sedimentoch meliatskej skupiny.

Literatúra

BYSTRICKÝ, J.–ORAVCOVÁ, V. 1962: Záverečná správa Strelnice, Bohúňovo. Manuskript. Geofond, Bratislava.

BYSTRICKÝ, J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Ústr. Úst. Geol., Bratislava.

ČEKALOVÁ, V. 1954: Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 48–49.

ELEČKO, M. a kol. 1975: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR, 1:25 000, list Šafárikovo a Dlhá Ves. Manuskript – Geofond, Bratislava.

FUSÁN, O. a kol. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Rimavská Sobota, Geofond, Bratislava.

GAÁL, Ľ. 1982: Výskyt meliatskej skupiny pri Striežovciach. Geol. Práce, Správy 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71–83.

GAÁL, Ľ.–MELLO, J. 1983: Nové údaje o stratigrafii triasových vápencov západnej časti silického príkrovu a ich odraz v tektonickej stavbe. Mineralia slov., 15, 4, Spišská Nová Ves.

HOMOLA, V. 1951: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu, Sbor. Ústř. Úst. Geol., 18, Praha.

KANTOR, J. 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. Geol. Práce, Správy 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77–99.

KOVÁCS, S.–KOZUR, H. 1980: Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zehreinconodonten) der Mittel und Obertrias. Geol. Paläont. Mitt., 10, 2, Innsbruck, 47–78.

KOZUR, H.–MOCK, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. Geol. zborn. Geologica Carpathica, 24, Bratislava, 225–264.

KRYSTYN, L. 1980: Triassic conodont localities of the Salzkammergut region (Northern Calcareous Alps). In: Schönlaub, H. P. (edit.): Second European Conodont Symposium. Guidebook. Abh. Geol. B.–A., 35, Wien, 61–98.

MELLO, J. 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum Gemerika a priľahlej časti Čiernej hory. Sprievodca k exkurzii B. Mineralia slov., 7, 4, 29–63.

MELLO, J. 1979: Meliatska séria v turnianskom tektonickom okne (Slovenský kras, Západné Karpaty). Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61–76.
MELLO, J.–MOCK, R.–PLANDEROVÁ, E.–GAÁL, Ľ. 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. Geol. Práce, Správy 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MOCK, R. 1980: Triassic of the West Carpathians. In: Schönlaub, H. P. (edit.): Second Europeam Conodont Symposium. Guidebook. Abh. Geol. B.–A., 35, Wien, 129–144.

J. Mello–Ľ. Gaál

Meliata Group in the Čoltovo Hollow

Summary

On the northeastern periphery of the Rimavská kotlina (basin), SW of the Slovak Karst the Mesozoic formation crops out from beneath younger cover sediments in some isolated exposures. We have examined a hollow near Čoltovo where the bed sequence of the Meliata Group Upper Trias is preserved. The locality represents the western extension of the outcrop of the Meliata Group near Meliata.

NE of Čoltovo, on the left bank of the river Slaná the Meliata Group crops out. It is represented by light crystalline limestones (a quarry S of Bohúňovo), dark-grey limestones and schists, basic volcanites and a thick complex of variegated silicites. The Lower-Triassic formations S of Meliata (grey-green schists with laminae of grey limestones, and yellow-brown sandy limestones with schists and lenses of light crystalline limestones) were not found in this area.

Three lithostratigraphic units of the Meliata Group were distinguished in the Čoltovo hollow:

a) variegated silicites and quartzose carbonates

They are slab-like greenish and yellow-brown strongly quartzose carbonates. In the bottom part of the hollow are also red and violet silicites forming most likely the basement of the carbonate and schistose complex.

b) dark-grey crinoidal limestones

They are in the bottom part of the hollow. They are dark-grey, slab-like limestones with plentiful crinoid segments. Microscopical recrystallized, partly by quartz replaced sparite matrix contains densely aligned, polysynthetically lamellated crinoid segments. The sample was negative as for conodonts, but on analogy with other localities (Strieżovce – Ľ. Gaál 1982, Turnianska kotlina – J. Mello 1979) the limestones are ranged to the Carnian.

c) dark-grey and green schist complex with basic volcanites, intercalations of light limestones and olistolites of dark-grey limestones. This litho-stratigraphically variable complex forms the most part of the hollow. Dark-grey and black schists with yellow-brown tint on weathered parts are dominant: In some segments they contain varisized olistolites of dark-grey, partly marly limestones. The schists are usually marly near olistolites. Tiny carbonate olistolite bodies, partly replaced by quartz may be observed under microscope (sample E_2). The spaces among the bodies are filled with fine limonitized clayey matter containing frequent slump structures. The rock contains feldspars and hornblendes indicative of volcanic activity.

In the olistolite of marly limestones (sample F) in micrite with oriented structure the clay matter is concentrated in thin irregular layers. The rock also contains fine grains of quartz. Samples F and G were negative as regards conodonts.

In the upper third of the hollow are green, grey-green, brownish on weathered parts, clayey-chloritic, partly quartzified schists. They contain intercalations of grey and light-grey microcrystalline limestones. The intercalation of grey granular limestone contained the following conodont microfauna (sample A): *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), *M. posterus* (Kozur et Mostler), *Gondolella navicula* Huckriede, *G.* cf. *hallstattensis* (Mosher) and *Gondolella* sp. and scarce crinoid segments. The conodonts are indicative of the Alaunian – Middle Sevatian, and *G. hallstattensis* indicate the zone Juvavites magnus.

The basement of the beds, the intercalations of light-grey fine-crystalline limestones contained *Gondolella foliata* (Budurov) and *G.* cf. *praeangusta* Kozur, Mirăuta et Mock (sample B). They are most likely indicative of the Carnian age of the limestones.

In the middle of the hollow dark-grey and grey-green schists also contained green basic volcanic rocks. Basic rocks of this area were described in detail by J. Kantor (1955).

In the central-southern part of the Meliata Group in the Upper Trias is a geosynclinal depositional area with disquiet deposition of clastic rocks. After the evidently seismic movements the poorly solidified carbonate sediments slumped into the depositional area. Tectonic activity was accompanied (or caused) by basic volcanic activity of the pillow-lava character. Volcanic activity in the Meliata Group commenced in the Ladinian period.

In marginal parts of the depositional environment of the Meliata Group mostly carbonate sedimentation proceeded in the Upper Trias. There are also traces of volcanic and tectonic activities (intercalations of volcanic material in dark-grey and light-grey limestones on localities Šugovský vrch, Hačava, northern slope of Plešivská planina: J. Mello et al. 1983; alodapic character of grey Norian limestones from the loc. Striežovce – Ľ. Gaál 1982).

Olistolites in schistose sediments of the upper part of the Trias are known in the Rudabánya Mts. (demonstrated by K. Balogh and S. Kovács during excursions), in schists on northern slopes of Slovenská skala, in the facies area of Slovenská skala, in the Silica nappe (Ľ. Gaál – J. Mello 1983). It proves the relations among the sedimentation areas mentioned.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

Tab. XXVII

Obr. 1 Pohľad zdola na strednú časť čoltovskej rokle. Na ľavej strane vystupujú žltohnedé kremité karbonáty, pravú stranu tvoria tmavosivé bridlice s olistolitmi.

Obr. 2 Výstup žltohnedých a zelenkavých kremitých karbonátov v mieste odberu vzorky „D". Foto: Ľ. Gaál

Tab. XXVIII

Obr. 1 Olistolit tmavosivého vápenca zo strednej časti rokle. Vzorka E_2, zväčšené približne 3×.

Obr. 2 Tá istá vzorka zväčšená približne 25×

Obr. 3 Vzorka „B" z vložky svetlosivého jemnokryštalického vápenca. V mikritickej základnej hmote vystupujú kremenné zrnká, ktoré tvoria hniezda, akumulácie. Zväčšené približne 7×.

Foto: O. Jendeková

Tab. XXIX

Obr. 1 Zelenkavý a žltohnedý doskovitý kremitý karbonát (vzorka D) zo strednej časti rokle. V karbonátovej základnej hmote sú husto usporiadané drobné kremenné zrnká. Nikoly ×, zväčšené 7×.

Obr. 2 Olistolit tmavosivého, mierne slienitého vápenca (vzorka F). V usmernenej karbonátovej mikritickej základnej hmote sú nepravidelné vrstvičky, závaľky ílovitej substancie a roztrúsené kremenné zrnká. Zväčšené približne 7×.

Obr. 3 Olistolit tmavosivého prekremenelého vápenca (vzorka G). Miestami husto usporiadané alotriomorfné kremenné zrná tvoria vrstvy v karbonátovej základnej hmote. Nikoly ×, zväčšené približne 7×.

Obr. 4 Tmavosivý krinoidový vápenec zo spodnej časti rokle (vzorka H). V rekryštalizovanom, miestami kremeňom zatláčanom sparite sú husto usporiadané polysynteticky lamelované články krinoidov. Zväčšené približne 7×.

Foto: O. Jendeková

Tab. XXX

Obr. 1 *Gondolella foliata* (Budurov), vzorka B, zväčšené 80×.

Obr. 2 *Gondolella* cf. *praeangusta* Kozur, Mirăuta et Mock, vzorka B, zväčšené 60×.

Obr. 3 *Gondolella foliata* (Budurov), vzorka B, zväčšené 40×.
Obr. 4 *Gondolella* sp., vzorka A, zväčšené 80×.
Obr. 5 *Gondolella* cf. *hallstattensis* (Mosher), vzorka A, zväčšené 60×.
Obr. 6 *Gondolella navicula* Huckriede, vzorka A, zväčšené 45×.
Obr. 7 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), vzorka A, zväčšené 50×.
Obr. 8 *Gondolella navicula* Huckriede, vzorka A, zväčšené 60×.
Obr. 9 *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler), vzorka A, zväčšené 100×.
Foto: M. Švec

Eplanations of Figures

Fig. 1 Situation outline of Čoltovo hollow. Measured and documented by J. Mello, Ľ. Gaál and G. Nižňanský.
Explanations: 1 – variegated silicites and quartzose carbonates, 2 – schistose complex with olistolites and limestone intercalations, 3 – basic volcanites, 4 – violet and greenish schists, 5 – debris alluvia, 6 – margin of hollow, 7 – measuring points, 8 – sampling localities.
Fig. 2 Lithostratigraphic profile of Meliata Group in Čoltovo hollow. 1. variegated silicites and quartzose carbonates, 2. dark-grey crinoidal limestones, 3. complex of dark-grey schists with limestone olistolites, 4. basic volcanites, 5. green schists with intercalations of grey and light-grey limestones (sample A with Norian, sample B with Carnian conodonts) 6. violet and greenish schists.

Explanations of Tables XXVII–XXX

Pl. XXVII
Fig. 1 Bottom view of middle part of Čoltovo hollow. On left side are yellow-brown quartzose carbonates, on the right – dark-grey schists with olistolites
Fig. 2 Outcrop of yellow-brown and greenish quartzose carbonates in place of origin of „D" sample.
Photographed by Ľ. Gaál

Pl. XXVIII
Fig. 1 Olistolite of dark-grey limestone from middle part of hollow. Sample E_2, magn. approx. 13×
Fig. 2 Do., magn. approx. 25×
Fig. 3 Sample „B" from intercalation of light-grey fine-crystalline limistone. Micritic matrix contains quartz grains forming nests, accumulations. Magn. approx. 7×.
Photographed by O. Jendeková

Pl. XXIX
Fig. 1 Greenish and yellow-brown slab-like quartzous carbonate (sample „D") from middle part of hollow. Carbonate matrix contains densely arranged quartz micrograins. Nicols ×, magn. 7×.
Fig. 2 Olistolite of dark-grey, slightly marly limestones (sample F). Oriented carbonate micritic matrix comprises irregular layers, clasts of clayey substance and disseminated quartz grains. Magn. approx. 7×.
Fig. 3 Olistolite of dark-grey quartzified limestone (sample G). Allotriomorphic quartz grains are dense in places and form layers in carbonate matrix. Magn. approx. 7×, nicols crossed.
Fig. 4 Dark-grey crinoidal limestone from lower part of hollow (sample H). Recrystallized sparite, partly replaced by quartz, contains dense, polysynthetically lamellated crinoid segments. Magn. 7×.
Photographed by O. Jendeková

Pl. XXX
Fig. 1 *Gondolella foliata* (Budurov), sample B, magn. 80×.
Fig. 2 *Gondolella* cf. *praeangusta* Kozur, Mirăuta et Mock, sample B, magn. 60×.
Fig. 3 *Gondolella foliata* (Budurov), sample B, magn. 40×.

Fig. 4 *Gondolella* sp., sample A, magn. 80×.
Fig. 5 *Gondolella* cf. *hallstattensis* (Mosher), sample A, magn. 60×.
Fig. 6 *Gondolella navicula* Huckriede, sample A, magn. 45×.
Fig. 7 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), sample A, magn. 50×.
Fig. 8 *Gondolella navicula* Huckriede, sample A, magn. 60×.
Fig. 9 *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler), sample A, magn. 100×.

Photographed by M. Švec

Geologické práce, Správy 81, s. 63—86, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Mária Kochanová – Jozef Pevný

Triasové a jurské lastúrniky, ulitníky a ramenonožce Strážovských vrchov

Pri geologickom výskume Strážovských vrchov bol nájdený pomerne veľký počet lokalít s makrofaunou ulitníkov, lastúrnikov, ramenonožcov a amonitov, na základe ktorých bolo možné v tomto pohorí stanoviť alebo spresniť stratigrafickú pozíciu triasových a jurských súvrství. V tejto práci podávame výsledky biostratigrafického štúdia lastúrnikov, ulitníkov a ramenonožcov, aby boli sprístupnené širšej geologickej verejnosti.

Pre úspornosť a prehľadnosť sme zvolili vyjadrenie patričných údajov vo forme tabuliek. Sú v nich uvedené: 1. lokality, 2. ich fauna a 3. litotypy alebo litostratigrafické jednotky, z ktorých bola získaná, a to podľa jednotlivých tektonických jednotiek.

Zaradenie lokalít k tektonickým jednotkám je v zmysle M. Maheľa (1967), strážovský príkrov v zmysle autorov D. Andrusov–J. Bystrický–O. Fusán (1973). Názvy druhov sú v súlade s novou taxonómiou, ich usporiadanie v paleontologickom systéme podľa najnovších prác systematiky.

Na označenie lokalít používame arabské číslice a zoznam lokalít pre každú tektonickú jednotku s udaním stratigrafickej pozície, ktorá bola stanovená na základe celkovej faunistickej asociácie, je priložený ku každej tabuľke osobitne. Jednotlivé litologické typy alebo litostratigrafické jednotky vyjadrujeme kombináciou písmen abecedy, čo vysvetľuje pripojená legenda.

Na spracovaní uvedenej makrofauny sa podieľali: M. Kochanová – lastúrniky (L) a ulitníky (U), J. Pevný (čiastočne M. Siblík a J. Michalík) – ramenonožce (R).

Lokality malomagurskej jednotky

1. Zárez cesty východne od lazu Štrbkovci vo Valašskej Belej.
   a) kalové lumachelové vápence (L), rét
   b) kalové lumachelové vápence (L, U), hetanž
   c) kopieniecké súvrstvie (L), hetanž
   d) sivé krinoidové vápence (L, R), hetanž.

RNDr. M. Kochanová, CSc., RNDr. J. Pevný, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

Lokality krížňanského príkrovu

1. Severovýchodný svah k. 705,5 – „Kozí vrch", západne od Valaskej Belej. (L, R), fatranské vrstvy, rét.
2. Východný a juhovýchodný svah k. 705,5 – „Kozí vrch", západne od Valaskej Belej. (L, A, R).
   a) kalové lumachelové vápence, hetanž
   b) kopieniecké súvrstvie, hetanž.
3. Asi 300 m juhovýchodne od k. 694,5 nad lazom Stanáci vo Valaskej Belej („Híreška"). (L), kopieniecké súvrstvie, hetanž.
4. Juhozápadný svah k. 694,5 nad hradskou oproti k. 705,5. (L, R), fatranské vrstvy, rét.
5. Asi 2,5 km severne od Čiernej Lehoty („Hluchá dolina"). (L, R, A), brekciovité vápence, hetanž – sinemúr.
6. Juhovýchodne od k. 726 severne od Čiernej Lehoty („Zarastený svah"). (L, U, R, A), brekciovité vápence, hetanž – sinemúr.
7. Južne od k. 878 na ľavom svahu Hluchej doliny („Hrebienok"). (L, R), celistvé lumachelové vápence, sinemúr – lotaring.
8. Severne od k. 495,0 pri vyústení Hluchej doliny („v dolinke"). (L, R),
   a) brekciovité vápence, hetanž
   b) celistvé lumachelové vápence, sinemúr – lotaring.
9. V ceste nad hradskou oproti lazu Kuricie vo Valaskej Belej. (L, A), škvrnitý slienitý vápencc, lotaring.
10. Východne od lazu Kupkovci, severovýchodne od k. 608,3, západne od Valaskej Belej. (L, R), fatranské vrstvy, rét.
11. Asi 160 m západne od lazu Sieklovci, západne od Valaskej Belej. (L, R, A).
   a) sivé celistvé lumachelové vápence, hetanž
   b) žltkavé celistvé vápence, sinemúr – lotaring.
12. Asi 750 m severozápadne od k. 665,5 na juhovýchodnom svahu Čiernej hory (k. 863,5) („pri laze Lihota"). (L, R), fatranské vrstvy, rét.
13. Asi 780 m severozápadne od k. 665,5 na juhovýchodnom svahu Čiernej hory. („nad lazom Lihota").
   a) fatranské vrstvy (L, R), rét
   b) kopieniecké súvrstvie (L), hetanž.
14. Na konci novej lesnej cesty južne od k. 863,5 – Čierna hora, pod sedlom nad Valaskou Belou. (L, R), fatranské vrstvy, rét.
15. V novej lesnej ceste južne od k. 863,5 – Čierna hora.
   a) kopieniecké súvrstvie (L), hetanž
   b) sivé celistvé lumachelové vápence (L, R), sinemúr – lotaring.
16. Zárez cesty asi 500 m juhozápadne od Čiernej Lehoty. (L, A), sivé mikrozrnité vápence, toark.
17. Východo-juhovýchodný svah k. 787,5 – Kremenište, pri prvej lúke. (L), sivoružové krinoidové vápence, doger.
18. Skalný odkryv na južnom svahu k. 863,5 – Čierna hora. (L, A), sivohnedé celistvé vápence, kimeridž.

19. Asi 750 m severozápadne od k. 863,5 – Čierna hora, v lesnej ceste. (L, R, A), červené hľuznaté vápence, kimeridž.
20. Zárez cesty v Škripovej doline oproti lazu Môcikovci vo Valaskej Belej.
a) fatranské vrstvy (L, R), rét
b) kopieniecké súvrstvie (L), hetanž.
21. Asi 600 m juhozápadne od k. 538, 0 v Ježkovanskej doline.
a) kopieniecké súvrstvie (L), hetanž
b) škvrnité slienité vapence (L, A), lotaring.
22. Asi 240 m juhovýchodne od k. 538, 0 v Ježkovanskej doline. (L), fatranské vrstvy, rét.
23. Južný svah k. 771 – Ostrý vrch, v Slávikovej doline. (L, R), fatranské vrstvy, rét.
24. Západný svah k. 765 – pod Dotkovou, v Slávikovej doline. (L, R), fatranské vrstvy, rét.
25. Asi 630 m juhovýchodne od obce Peťovka nad hradskou. (L, A), škvrnitý slienitý vápenec, sinemúr.
26. Východne od k. 801, 0 – Úbočka. (L, A), škvrnitý slienitý vápenec, sinemúr.
27. Zárez novej cesty Čičmany–Zliechov, južne od k. 924,5-Strážovce. (L, R), fatranské vrstvy, rét.
28. Zárez novej cesty Čičmany–Zliechov, v južnej časti hrebienka k. 788,0. (L), fatranské vrstvy, rét.
29. Západný svah k. 818,5 – Salašník, na okraji lúky. (L, R), krinoidovo-organodetritické vápence, rét.
30. Asi 100 m východne od k. 796,3 – Nožové pod Panskou lúkou. (L, R), organodetritické vápence, rét.
31. Vrchol k. 818, 0 – Končité. (L, R), fatranské vrstvy, rét.
32. Západný svah k. 955,0 – Čičerman. (L, R), fatranské vrstvy, rét.
33. Hrebeň medzi kótami Úbočka a Lazový vrch. (L, R), fatranské vrstvy, rét.
34. Západne od doliny Starej Bebravy pri Čiernej Lehote. (R), ružové celistvé vápence, oxford – kimeridž.
35. Západne od Čiernej Lehoty. (R), ružový celistvý vápenec, oxford – kimeridž.
36. Východne od doliny Starej Bebravy. (R), sivohnedý celistvý vápenec, titón.
37. Severný svah k. 863,5 – Čierna hora. (R), ružové a šedé krinoidové vápence, bat – kelovej.
38. Svah medzi Kremenišťom a dolinou Starej Bebravy. (R), sivý krinoidový vápenec, sinemúr – lotaring.

Lokality manínskeho príkrovu

1. Východný svah k. 764,5 – Butkov, severo-severovýchodne od k. 518,0 na ľavom brehu Slatínskeho potoka. (L, R), krinoidové vápence s rohovcami, lotaring – pliensbach.
2. Juhovýchodný svah k. 322,0 nad autodielňami v Trenčianskych Tepliciach
a) kössenské vrstvy (L, R), rét
b) piesčito-krinoidové vápence s rohovcami (L, A), sinemúr – lotaring.

3. Severovýchodný svah k. 395,5 nad cintorínom v Trenčianskych Tepliciach
   a) kössenské vrstvy (L, R), rét
   b) piesčito-krinoidové vápence (L), hetanž
   c) piesčito-krinoidové vápence s rohovcami (L), sinemúr – lotaring.
4. Juhovýchodne od k. 322,0 – skala „Hríb" nad hradskou v Trenčianskych Tepliciach. (L, R), sivé celistvé vápence, sinemúr – lotaring.
5. Asi 350 m juhovýchodne od k. 343,8 v Opatovskej doline pri potoku. (L), krinoidovo-oolitické vápence, hetanž.
6. Asi 300 m juhovýchodne od k. 343,0 v Opatovskej doline. (L, R), kössenské vrstvy, rét.
7. Severne od k. 409, 0 v Opatovskej doline. (L, R), piesčito-krinoidové vápence s rohovcami, sinemúr – lotaring.
8. Veľký opustený lom asi 270 m južne od k. 342,1 – Dubovec v Trenčianskej Teplej. (L, R), piesčito-krinoidové vápence s rohovcami, sinemúr-lotaring.
9. Asi 400 m juhovýchodne od k. 342,1 – Dubovec v Trenčianskej Teplej. (L, A), škvrnitý slienitý vápenec, pliensbach.
10. Asi 170 m západne od k. 298,0 nad cestou z Trenčianskej Teplej do Trenčianskych Teplíc. (L), škvrnitý slienitý vápenec, pliensbach.
11. Južne od k. 298,0 pod salašom nad dolinou Tepličky. (L, A), škvrnitý slienitý vápenec, lotaring.
12. Asi 170 m západne od k. 463,5 – Pliešky nad strelnicou v Dubnickej doline. (A, L), škvrnitý slienitý vápenec, lotaring.
13. Asi 170 m južne od k. 463,5 – Pliešky nad majerom. (A, L), škvrnitý slienitý vápenec, lotaring.
14. Juhozápadný svah Dubovca v Trenčianskej Teplej, veľký opustený lom. (R), piesčité vápence, álen – bajok.
15. Asi 130 m západne od k. 342,1 – Dubovec. (R), ružové celistvé vápence, oxford – kimeridž.
16. 300 m severovýchodne od k. 410,5 na okraji lesa nad dolinou Tepličky pri Trenčianskej Teplej. (R), piesčito-krinoidové vápence, sinemúr – lotaring.

Lokality chočského príkrovu

1. Východne od Sokolia pri Iliavke. (L, R), aónske vrstvy, kordevol.
2. Asi 700 m severne od k. 606,5 – Janovec, juhozápadne od Čiernej Lehoty. (L), oponické vápence, karn (jul – ?tuval).
3. Asi 300 m juhovýchodne od k. 425,9, juhovýchodne od Šipkova. (L, R), lunzské vrstvy, karn (jul).
4. Asi 300 m západne od k. 321, 0, severovýchodne od Šipkova. (L, R), lunzské vrstvy, karn (jul).
5. Severovýchodne od obce Peťovka, blízko k. 435,2. (L), oponické vápence, karn, (jul – tuval).
6. Západne od osady Peťovka. (L), oponické vápence, karn.
7. V obci Peťovka pri škole. (L), oponické vápence, karn.

8. Asi 200 m severozápadne od k. 285,3, oproti rybníku juhovýchodne od obce Peťovka. (L), oponické vápence, karn.
9. Asi 270 m juhovýchodne od k. 361,2, severovýchodne od Krásnej Vsi. (L), oponické vápence, karn.
10. Južne od k. 504,0, asi uprostred Havránkovej doliny. (L), oponické vápence, karn.
11. Asi 500 m východne od k. 505,8 v ceste na lúkach nad „Žihľavníkom". (L), oponické vápence, karn.
12. Severozápadne od Vlčinca, jv. od obce Iliavka. (L), oponické vápence, karn.
13. Asi 150 m severovýchodne od k. 508,5, juhozápadne od Omšenia. (L), oponické vápence, karn.
14. Severný svah „Žihľavníka" za Omšením, juhozápadne od prameňa a lazu Horné Kúty, (L), oponické vápence, karn.
15. Južne od kóty 569,0 – Machnáč, nad hradskou. (L), oponické vápence, karn.
16. Západne od lazu Martinčatie v Škripovej doline pri Valaskej Belej. (L), oponické vápence, karn.
17. Pod kótou Bradlo severne od Ľutova. (L), oponické vápence, karn.
18. Skalný hrebienok nad krížom na juhozápadnom svahu k. 805,0, západne od obce Košecké Rovné. (L, R), celistvé vápence s rohovcami, sinemúr – lotaring.
19. Západný svah Norovice v doline Košeckého Podhradia. (L), sivohnedé lumachelové – norovické vápence, ?rét.
20. Zárez starej hradskej do Mojtína, povyše autogaráží. (L), celistvé sivé lumachelové vápence, rét (hetanž).
21. Skaly na ľavom brehu Slatínskeho potoka povyše autogaráží pred Mojtínom. (L), sivé rohovcové vápence, hetanž.
22. Východne od k. 1032,3 – Sokolie v doline Bieleho potoka za Predhorím. (L), norovické súvrstvie, rét.
23. Východne od k. 1032,3 Sokolie asi 50 m nad rétom. (L), sivé krinoidové vápence, sinemúr – lotaring.
24. Južný svah k. 1213,2 – Strážov. (L, R), sivé krinoidové vápence, domér.
25. Asi 130 m východne od k. 715,7 – Tŕnie, juhozápadne od Zemianskej Závady.
   a) lumachelové vápence (L, R), rét/hetanž
   b) sivé krinoidové vápence (L), hetanž
   c) sivé krinoidové vápence s rohovcami (L, A), sinemúr
   d) sivé krinoidové vápence s rohovcami a belemnitmi (L, R), lotaring.
26. Južný svah k. 616,0 – Tarabová pri Zemianskej Závade. (L), norovické súvrstvie, rét.
27. Opustený lom na úpätí Markovice vo Veľkom Kolačíne. (L), reiflinské vápence, kordevol.
28. Diviacka Nová Ves, asi 300 m západne od opusteného lomu. (L, R), krinoidové vápence s rohovcami, sinemúr.
29. Dolina Bieleho potoka za obcou Predhorie, asi 250 m povyše kríža. (R), červené krinoidové vápence, domér.
30. Lom v druhej Štúrovej bráne. (R), červené krinoidové vápence, pliensbach – domér.

31. Západný svah k. 1213,2 – Strážov. (R), sivé krinoidové vápence, domér.
32. 250 m východne od garáží nad starou cestou do Mojtína. (R), norovické súvrstvie, rét.
33. V zároze novej cesty na Mojtín nad starými garážami ČSAD. (R), norovické súvrstvie, rét.
34. Južný svah prieseku diaľkového vedenia medzi kótami 810,5 a 935,2 pri Košeckom Rovnom. (R).
a) norovické súvrstvie, rét
b) sivé krinoidové vápence, sinemúr – lotaring.
35. 150 m východne od k. 810,5 v skupine Rohatej skaly. (R), červené krinoidové vápence, domér.
36. Východne od Košece pri k. 302. (R), sivé krinoidové vápence, sinemúr – lotaring.
37. Košecká dolina asi 1 km juhovýchodne od lomu, v zákrute na ľavom brehu potoka. (R), sivé krinoidové vápence, sinemúr – pliensbach.
38. Košeca lom. (R),
a) krinoidové vápence, sinemúr – pliensbach
b) sivohnedé celistvé vápence, bat
c) ružové celistvé vápence, oxford – kimeridž.
39. Južne od Košece pri k. 402. (R)
a) norovické súvrstvie, rét
b) sivé krinoidové vápence, sinemúr – pliensbach.
40. Severne od k. 832,2 – Rohatín. (R), sivé krinoidové vápence, lotaring – pliensbach.
41. Nitrianske Sučany, juhozápadne od Smolovej hory. (R), norovické súvrstvie, rét.
42. Diviacka Nová Ves, 150 m západne od opusteného kameňolomu. (R), sivé krinoidové vápence s rohovcami, sinemúr-domér.
43. 370 m severozápadne od k. 592,0 – Markovica. (R, A), tmavé celistvé vápence. anis (ilýr).
44. Pri k. 519,0 na západnom svahu Vlčinca juhovýchodne od Iliavky. (R), tmavé celistvé vápence, anis (ilýr).

Lokality strážovského príkrovu

1. V zároze hradskej pri odbočke na Petrovu Lehotu. (U), wettersteinské vápence, ladin.
2. Asi 2 km od k. 954,8 – Baské. (L), norovické vrstvy, rét.
3. Severne od k. 954,8 – Baské pod skalami. (L), wettersteinské vápence, ladin.
4. Asi 250 m juhovýchodne od k. 594,1 na začiatku doliny pod Úkovcom. (L), wettersteinské vápence.
5. Asi 270 m severozápadne od k. 581,0 v skalách na Úkovci, (k. 594,1). (L, riasy), wettersteinské vápence, ladin.

6. Skalné východy pri ceste na ľavom brehu Bieleho potoka južne od Predhoria. (L), wettersteinské vápence, ladin.
7. Asi 170 m poniže lomu v doline Bieleho potoka. (L, R), wettersteinské vápence, ladin.
8. Svah na pravom brehu Bieleho potoka, asi 200 m poniže lomu. (U), wettersteinské vápence, ladin.
9. Jazovčie medzi kótami 855,1 a 739,0. (L, R), reiflinské vápence, anis.
10. Sedlo pod Jazovčím asi 150 m severne od k. 739,0. (R, L), reiflinské vápence, anis.
11. V doline severne od k. 735,8 na „Žihľavníku" (k. 877,8). (L, R), wettersteinské vápence, ladin.
12. V doline asi 500 m západne od k. 757,7 na „Žihľavníku".
   a) wettersteinské vápence (R, U), ladin
   b) wettersteinské vápence (L, R), karn (jul).
13. V doline severne od prameňa Bzovík na „Žihľavníku". (R), wettersteinské vápence, ladin, karn.
14. Hrebeň západne od doliny Bieleho potoka. (R), reiflinské vápence, anis (ilýr – fasan).
15. Západne od mlyna Strážov v údolí Radotína. (R), reiflinské vápence, anis (pelsón – ilýr).
16. Trstená, vyústenie Suchej doliny, pravý breh nad Rajčiankou. (R), sivé krinoidové vápence, anis (ilýr – fasan).

Druhy a lokality malomagurskej jednotky a manínskeho príkrovu

	1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Lastúrniky																	
Modiolus minutus (Goldf.)	lm		•ks														
Modiolus cf. *simoni* (Terq.)	lm																
Pinna sp.	kp			pcr													
Rhaetavicula contorta (Portl.)	lm		ks	ks			ks										
Gervillia sp.	lm																
Inoceramus ventricosus (Sow.)										šsl			•šsl				
Inoceramus cf. *vetustus* Sow.											šsl		šsl				
Inoceramus cf. *undulatus* Ziet.												šsl					
Oxytoma (Oxytoma) inaequivalvis (Sow.)													šsl				
Oxytoma (Oxytoma) inaequivalvis sinemuriensis (d'Orb.)					cl/1												
Oxytoma (Oxytoma) muensteri (Goldf.)												•šsl		šsl			
Entolium disciformis (Schuebl.)					•cl/1				pcrr								
Entolium lunare (Roem.)				pcrr													
Entolium cf. *hehlii* (d'Orb.)				pcr													
Chlamys textoria (Schloth.)	•cr				cl/1				pcrr								
Chlamys valoniensis (Defr.)			ks	ks													
Chlamys winkleri (Stop.)			ks														
Chlamys cf. *subulata* (Muenst.)	cr				cl/1												
Chlamys (Aequipecten) acutiradiatus (Muenst.)		crr							pcrr								
Chlamys (Aequipecten) priscus (Schloth.)					cl/1					šsl							
Chlamys (Aequipecten) cf. *aequiplicatus* (Terq.)				pcr													
Terquemia arietis Quenst.						cr											
Plicatula (Plicatula) sp.	lm																
Placunopsis alpina (Winkl.)	lm		ks	ks			ks										
Plagiostoma hermanni Voltz				•pcr						šsl							
Plagiostoma cf. *compressum* (Terq.)						cr											
Pseudolimea cf. *subdupla* (Stop.)	lm																
Pseudolimea sp.	cr																

Druhy a lokality malomagurskej jednotky a manínskeho príkrovu – 1. pokračovanie

	1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Lopha haidingeriana (Emmr.)			ks				ks										
Liostrea hissingeri (Nils.)	lm																
Liostrea irregularis (Muenst)				pcr		cr											
Gryphaea cymbium Goldf.		crr															
Gryphaea obliqua Goldf.			pcrr	pcrr	•cl/1			•pcr	pcr								
Gryphaea cf. *gammalensis* (Roll.)	kp																
Myoconcha cf. *scabra* Terq. – Piette					cl/1												
Palaeocardita austriaca (Hau.)				ks													
Palaeocardita cloacina (Quenst.)				ks													
Astarte sp.	lm																
Cardinia cf. *elongata* Dunk.	lm																
Cardinia cf. *hennoquei* Terq.						cr											
Protocardia rhaetica (Mer.)				ks													
Protocardia philippiana (Dunk.)	lm																
Isocyprina ewaldi (Born.)				ks													
Pleuromya sp.				pcr													
Ulitníky																	
Patella schmidti (Dunk.)	lm																

Skratky litotypov a litostratigrafických jednotiek sú na str. 72, 73

Druhy a lokality malomagurskej jednotky a manínskeho príkrovu

	1	1	2	3	4	6	7	8	14	15	16
Ramenonožce											
Cirpa fronto (Quenst.)		crr						pcrr			
Calcirhynchia plicatissima (Quenst.)	cr										
Pseudogibbirhynchia vigilii (Lepsius)									ps		
Lacunosella fastigata (Gill.)										cl/3	
„Rhynchonella" prona Oppel					cl/1						
„Rhynchonella" fraasi Oppel		crr									
Acanthothiris spinosa (Linnaeus)									ps		
Cuneirhynchia retusifrons (Oppel)		crr									
Gibbirhynchia curviceps (Quenst.)					cl/1						
Piarorhynchia juvenis (Quenst.)							pcrr				pcr
Furcirhynchia furcillata (Theod.)							pcrr				
Zugmayerella cf. *uncinata* (Schafh.)						ks					
Spiriferina tumida (Buch.)		crr									
Rhaetina gregaria (Suess)			ks	ks		ks					
„Terebratula" bieskidensis Zeuschn.										cl/3	
Lobothyris punctata (Sow.)			pcrr	pcrr	cl/1		pcrr	pcrr			
Lobothyris andleri (Oppel)							pcrr	pcrr			
Lobothyris edwardsi (Dav.)					cl/1						
Lobothyris grestenensis (Suess)							pcrr	pcrr			pcr
Nucleata nucleata (Schloth.)										cl/3	
Zeilleria subnumismalis (Dav.)											pcr
Zeilleria alpina (Geyer)							pcrr				
Zeilleria mutabilis (Oppel)			pcrr								
Zeilleria angustipectus (Rothpl.)									ps		
Zeilleria waltoni (Dav.)									ps		

Skratky litotypov a litostratigrafických jednotiek

Malomagurská jednotka

kalové lumachelové vápence	lm
kopieniecké súvrstvie	kp
sivé krinoidové vápence	cr

Krížňanský príkrov

krinoidovo-organodetritické vápence	crdt
organodetritické vápence	dt
fatranské vrstvy	ft
kalové lumachelové vápence	lm
kopieniecké súvrstvie	kp
brekciovité vápence	br
sivé celistvé lumachelové vápence	lm/l
sivé celistvé vápence	cl/l
ružové celistvé vápence	cl/3
sivohnedé celistvé vápence	cl/4
sivohnedé celistvé vápence titonu	cl/5
sivé krinoidové vápence	cr
sivé a ružové krinoidové vápence	cr/2
škvrnité slienité vápence („flekenmergel")	šsl
červené hľuznaté vápence	čhl
sivé mikrozrnné vápence	mz

Manínsky príkrov

„kössenské" vrstvy	ks
piesčito-krinoidové vápence	pcr
piesčito-krinoidové vápence s rohovcami	pcrr
krinoidové vápence	cr
krinoidové vápence s rohovcami	crr
sivé piesčité vápence	ps
sivé celistvé vápence	cl/l
ružové celistvé vápence	cl/3
škvrnité slienité vápence („flekenmergel")	šsl

Chočský príkrov

tmavé celistvé vápence	cl
reiflinské vápence	rf
aonske vrstvy	an
lunzské vrstvy	lz
oponické vápence	op
norovické súvrstvie	nr
kalové lumachelové vápence	lm
celistvé lumachelové vápence	clm
sivohnedé celistvé vápence	cl/2
ružové celistvé vápence	cl/3
sivé krinoidové vápence	cr
červené krinoidové vápence	cr/l
sivé krinoidové vápence s rohovcami	crr
celistvé vápence s rohovcami	clr

Strážovský príkrov

krinoidové vápence	cr
reiflinské vápence	rf
wettersteinské vápence	wt
norovické súvrstvie	nr
bodka pred skratkou	druh je určený ako cf.
× pred skratkou	druh je určený ako aff.

Druhy a lokality krížňanského príkrovu

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Lastúrniky													
Naculana deffneri (Opp.)				ft									
Parallelodon hettangiensis (Terq.)								br					
Modiolus minutus (Goldf.)				ft									
Modiolus scalprum (Sow.)													
Modiolus cf. *hybbensis* (Goet.)	ft												
Modiolus sp.													
Pinna semistriata Terq.		kp	kp										kp
Pinna cf. *folium* Young – Bird													
Pinna sp.													
Pteria lacunosa (Quenst.)													
Rhaetavicula contorta Portl.)	ft			ft						ft		ft	
Gervillia praecursor (Quenst.)				ft									
Inoceramus vetustus (Sow.)													
Bositra buchii (Gras)													
Oxytoma (Oxytoma) inaequivalvis sinemuriensis (d'Orb.)					br	br	lm/1	lm/1			cl/1		
Entolium calvum (Golf.)		kp			br	br	lm/1	lm/1					kp
Entolium demissum (Phillips)													
Entolium hehlii (d'Orb.)		·kp	·kp										
Entolium cf. *cornutum* (Quenst.)													
Entolium sp.													
Propeamussium (Parvamussium) schafhaeutli (Winkl.)													
Camptonectes (Camptochlamys) subreticulata (Stol.)					br	br		br			cl/1		
Chlamys dispar (Terq.)					·br						lm/1		
Chlamys falgeri (Mer.)		·lm											
Chlamys subulata (Muenst.)		kp									lm/1		kp
Chlamys textoria (Schloth.)						br	lm/1	br	šsl				
Chlamys valoniensis (Defr.)	ft			ft				br		ft			
Chlamys winkleri (Stop.)	ft												
Chlamys cf. *mayeri* (Winkl.)	ft												
Eopecten hettangiensis (Dechas.)					br								
Eopecten tumidus (Hartm.)					br			br			cl/1		
Plicatula (Plicatula) hettangiensis (Terq.)		lm kp	kp										kp
Plicatula (Plicatula) cf. *acuminata* Terq – Piette					br								
Plicatula (Plicatula) cf. *deslongchampsi* Terq. – Piette						br							
Plicatula (Plicatula) cf. *oceani* d'Orb.		kp	kp			br							
Atreta intusstriata (Emmr.)	ft			ft								ft	
Placunopsis alpina (Winkl.)	ft			ft								ft	
Anomia nuda Terq. – Piette								br					kp
Anomia cf. *striatula* Oppel							lm/1						
Anomia sp.													
Antiquilima succincta (Schloth.)					br	·br		br					
Ctenostreon tuberculatum (Terq.)								br					
Plagiostoma exaltatum (Terq.)		kp											
Plagiostoma compressum (Terq.)			kp					br					
Plagiostoma giganteum (Sow.)						br		br					
Plagiostoma punctatum (Sow.)		kp											
Plagiostoma valoniensis (Defr.)													kp
Plagiostoma aff. *fischeri* (Terq.)					br								
Plagiostoma cf. *amoenum* (Terq.)													
Plagiostoma cf. *deslongchampsi* (Stol.)						br		br					
Pseudolimea hettangiensis (Terq.)													

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
ft ft	kp lm/1 lm/1 kp lm/1 •kp lm/1 lm/1 kp kp lm/1	mz mz	cr/2	cl/4 cl/4	čhl čhl	kp ft •kp ft ft	kp kp šsl kp •kp	ft ft ft	ft ft ft ft ft	ft •ft ft ft	šsl	šsl	ft •ft ft	ft ft	crdt	dt ft	ft		ft ft

Druhy a lokality krížňanského príkrovu – 1. pokračovanie

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Pseudolimea cf. *duplicata* (Sow.)						br							
Lopha haidingeriana (Emmr.)	ft			ft						ft			
Liostrea hissingeri (Nils.)													
Liostrea irregularis (Muenst.)		lm kp	kp										
Liostrea cf. *koessenensis* (Winkl.)	ft												
Liostrea sp.													
Gryphaea arcuata (Lam.)					br	br							
Gryphaea cf. *dumortieri* (Joly)													
Gryphaea sp.		kp									lm/1		
Lyriomorphia inflata (Emmr.)	ft			•ft									
Mactromya hesione (d'Orb.)		kp	kp			br							
Palaeocardita austriaca (Hau.)	ft			ft									
Palaeocardita munita (Emmr.)													
Palaeocardita cf. *cloacina* (Quenst.)													
Astarte cf. *heberti* Terq. – Piette		kp											
Astarte sp.						br							
Cardinia crassiuscula (Sow.)		kp											
Cardinia hybrida (Sow.)						br							
Cardinia sp.													
Pholadomya castellanensis (d'Orb.)		kp											
Pholadomya cf. *avellana* (Dumort.)		kp											
Pholadomya aff. *fortunata* (Dumort.)								br					
Ceratomya sp.													
Pleuromya cf. *striatula* (Agas.)			kp										
Pleuromya sp.		kp											
Ulitníky													
Pleurotomaria anglica (Sow.)						br							
Pleurotomaria sp.													

Druhy a lokality krížňanského príkrovu

	1	2	4	5	6	7	8	10
Ramenonožce								
Caucasella trigonella (Rothpl.)								
Gnathorhynchia trigona (Quenst.)								
Septocrurella sanctae clarae (Roemer)								
Septocrurella supinifrons (Rothpl.)								
Cirpa fronto (Quenst.)				br		lm1		
Cirpa belemnitica (Quenst.)					x br			
Cirpa belemnitica multicosta (Böse)					br			
Calcirhynchia plicatissima (Quenst.)					br		lm1	
Prionorhynchia greppini (Oppel)				br	br	lm1	lm1	
Prionorhynchia cf. *greppini* (Oppel)				br		lm1		
Prionorhynchia greppini humilis (Stur)							lm1	
Salgirella alberti (Oppel)					br			
Salgirella alberti lobata (Geyer)					br			
Lacunosella arolica (Oppel)								
Lacunosella dilatata (Roll)								
Lacunosella sparsicosta (Quenst.)								
Lacunosella monsalvensis heimi (Haas)								
Lacunosella fastigata (Gill.)								
„Rhynchonella" orthoplychides (Rothpl.)								
„Rhynchonella" polyptycha (Oppel)				br	br	lm1		
„Rhynchonella" latifrons (Stur)					br			
„Rhynchonella" de lottoi Piaz				br				

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	kp kp kp kp	mz				ft •ft	kp	ft ft	ft									ft	

11	12	13	14	15	19	20	23	24	27	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
xcl/1 cl/1 •cl/1 cl/1					čhl										cl/3	cr/2 cr/2 cl/3 cr/2 cl/3 cl/3 • cl/5	xcl cl/5		cr cr

Druhy a lokality krížňanského príkrovu – 2. pokračovanie

	1	2	4	5	6	7	8	10
„Rhynchonella" sublatifrons (Böse)						lm1		
„Rhynchonella" micula (Oppel)								
„Rhynchonella" rectecostata (Uhlig)								
„Rhynchonella" cf. *etalloni* (Oppel:								
„Rhynchonella" spoliata (Suess)								
„Rhynchonella" agassizi (Zeuschn.)								
„Rhynchonella" capillata (Zittel)								
Ivanoviella alemanica (Roll.)								
Acanthothiris spinosa (Linnaeus)								
Cuneirhynchia retusifrons (Oppel)					br	lm1	lm1	
Cuneirhynchia lubrica (Uhlig)							lm/1	
Cuneirhynchia cf. *oxynoti* (Quenst.)								
Piarorhynchia juvenis (Quenst.)					br			
Priarorhynchia cf. *deffneri* (Oppel)				br				
Rudirhynchia calcicosta (Quenst.)					br			
Rostrirhynchia sancti hilarii (Böse)							lm/1	
Furcirhynchia furcillata (Theod.)					br			
Rhactorhynchia corallina (Leym.)								
Rimirhynchia cf. *rimosa* (Buch)						lm/1		
Spiriferina tumida (Buch)		lm1				lm1		
Spiriferina alpina (Oppel)						lm1	lm1	
Spriferina obtusa (Oppel)							lm1	
Spririferina angulata (Oppel)					br			
Spiriferina cf. *pichleri* (Neum.)							lm1	
Spiriferina rostrata (Zieten)		lm1			br			
Spiriferina walcotti (Sow.)								
Spiriferina sp.				br				
Rhaetina gregaria (Suess)	ft		ft					ft
Rhaetina pyriformis (Suess)								
„Terebratula" bimammata (Rothpl.)								
„Terebratula" basilica Oppel								
„Terebratula" subcanalis Münster								
Terebratula" bieskidensis Zeuschn.								
„Terebratula" cf. *carpatica* Zittel								
„Terebratula" cf. *bisuffarcinata* (Schloth.)								
„Terebratula" bilimeki Suess								
„Terebratula mitis (Suess)								
Lobothyris punctata (Sow.)					br	lm1		
Lobothyris andleri (Oppel)							lm1	
Lobothyris edwardsi (Dav.)								
Pygope diphya (Col.)								
Linguithyris curviconcha (Oppel)								
Linguithyris tenuiplicata (Uhlig)								
Nucleata nimbata (Oppel)					br			
Nucleata planula (Vogel)								
Nucleata nucleata (Schloth.)								
Nucleata bouei (Zeuschn.)								
Zeilleria mutabilis (Oppel)					br		lm1	
Zeilleria subnumismalis (Dav.)						lm1	lm1	
Zeilleria ewaldi (Oppel)					br	lm1	lm1	
Zeilleria alpina (Geyer)							lm1	
Zeilleria cor (Lam.)							lm1	
Zeilleria cornuta (Sow.)					br			
Zeilleria lugubris (Suess)								
Aulacothyris impressa (Buch)								
Cincta numismalis (Lam.)					br	lm1	lm1	

Skratky linotypov a litostratigrafických jednotiek sú na str. 72, 73

11	12	13	14	15	19	20	23	24	27	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
																		cr/2	
																		cr/2	
																		cr/2	
					čhl											cl/3			
																	cl/5		
																		cr/2	
cl/1				lm1														cr/2	
																			cr
																cl/3			
				lm1															
				lm1															
	ft	ft	ft			ft	ft		ft	crdt	dt	ft	ft	ft					
cl/1								ft											
cl/1																	cl/5		
																	cl/5		
															cl/3				
																cl/3			
															cl/3		cl/5		
cl/1																			
				lm1	čhl										cl/3			cr/2	
																		cr/2	
																cl/3			
					čhl														
															cl/3	cl/3	cl/5		
cl/1																			
cl/1																			
																			cr
				lm1															
																	cl/5		
					čhl														
cl/1				lm1															cr

Druhy a lokality chočského príkrovu

	1	2	3	4	5	6	7	8
Lastúrniky								
Modiolus sp.								
Pinna tommasii Woehrm. – Koken								
Pteria? sp.	an							
Rhaetavicula contorta (Portl.)								
Gervillia cf. *praecursor* (Quenst.)								
Leptochondria inaequistriata (Goldf.)					·op			
Halobia rugosa (Guemb.)			lz					
Halobia zitteli (Lindstr.)								
Halobia sp.								
Oxytoma (Oxytoma) inaequivalvis sinemuriensis (d'Orb.)								
Oxytoma (Oxytoma) sp.								
Entolium hallense weissenbachensis (Toula)								
Entolium hehlii (d'Orb.)								
Entolium lunare (Roemer)								
Entolium cf. *calvum* (Goldf.)								
Entolium sp.		op						
Entolioides cf. *subdemissus* (Muenst.)					op			
Filopecten incognitus (Bittn.)					op	op	op	
Chlamys dispar (Terq.)								
Chlamys falgeri (Mer.)								
Chlamys textoria (Schloth.)								
Chlamys valoniensis (Defr.)								
Chlamys cf. *humberti* (Dumort.)								
Chlamys (Aequipecten) priscus (Schloth.)								
Atreta intusstriata (Emmr.)								
Newaagia obliqua (Muenst.)					op	op	op	op
Placunopsis alpina (Winkl.)								
Placunopsis rothpletzi (Woehrm.)					op			
Anomia striatula (Oppel)								
Antiquilima succincta (Schloth.)								
Pseudolimea ex gr. *angulata* (Muenst.)	an							
Pseudolimea cf. *alternans* (Bittn.)	an							
Pseudolimea cf. *hettangiensis* (Terq.)								
Lopha calceoformis (Broili)								
Lopha montiscaprilis (Klipst.)								
Liostrea hissingeri (Nils.)								
Liostrea sp.								
Gryphaea arcuata (Lam.)								
Gryphaea obliqua (Goldf.)								
Trigonodus sp.		op						
Costatoria (Costatoria) sp.							op	
Schafhaeutlia mellingi (Hau.)		op			op	·op	op	
Myoconcha scabra Terq. – Piette								
Palaeocardita cf. *guembeli* (Pichler)			lz	lz				
Palaeocardita sp.								
Cardinia cf. *listeri* (Sow.)								
Myophoricardium lineatum (Woerhm.)		op						
Myophoriopis carinata (Bittn.)		op			·op			
Trapezium cf. *suevicum* Opp. – Suess								
Pholadomya sp.								
Pleuromya striatula (Agas.)								
Ulitníky								
Sisenna cf. *turbinata* (Hoern.)			lz					
Naticopsis sp.								
Allocosmia sp.	an							
Trypanostylus sp.	an							

Skratky litotypov a litostratigrafických jednotiek sú na str. 72, 73

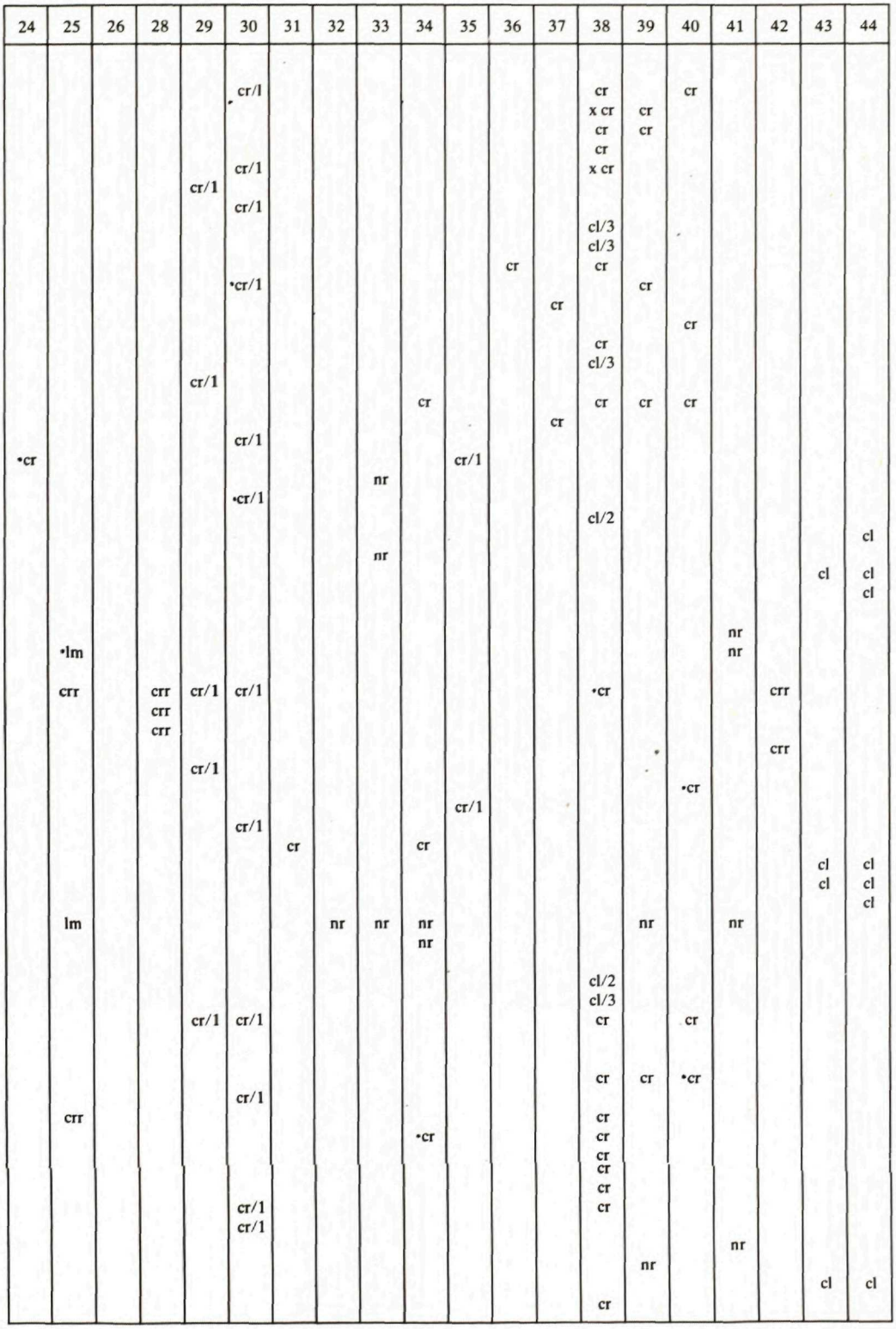
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
				op								crr					nr		
																	nr		
•op		op															nr		
																		rf	
									clr					cr		crr		rf	
				op						nr									
																cr			
																crr			
														cr		crr			
op	op	op	op		op			op			clm	crr							
														cr		cr			
											clm				cr				
															cr				
op	op	op	op		op	op	op	op									nr		
op													nr				nr		
												crr							
															cr				crr
						op										cr			
op	op						op												
										nr						lm			
																crr			
				op												crr			
op	op	op		op	op	op	op	op											
																cr			
																	nr		
			op	op												lm			
													nr						
																cr			
																cr			
op																			

Druhy a lokality chočského príkrovu – 1. pokračovanie

	1	3	4	18
Ramenonožce				
Cirpa fronto (Quenst.)				clr
Cirpa belemnitica (Quenst.)				clr
Calcirhynchia plicatissima (Quenst.)				
Prionorhynchia greppini (Oppel)				
Prionorhynchia palmata (Oppel)				
Prionorhynchia serrata (Sow.)				
Salgirella alberti (Oppel)				
Lacunosella dilatata (Rollier)				
Lacunosella sparsicosta (Quenst.)				
„Rhynchonella" fraasi Oppel				
„Rhynchonella" gümbeli Oppel				
„Rhynchonella" polyptycha Oppel				
„Rhynchonella" cf. *laevicosta* Stur				
„Rhynchonella" sublatifrons Böse				
„Rhynchonella" agassizi Zeuschn.				
Tetrarhynchia zitteli (Gem.)				
Cuneirhynchia retusifrons (Oppel)				clr
Cuneirhynchia oxynoti (Quenst.)				
Gibbirhynchia curviceps (Quenst.)				
Quadratirhynchia quadrata Buckmann				
Fissirhynchia fissicostata (Suess.)				
Furcirhynchia furcillata (Theod.)				
Striirhynchia? aff. *subechinata* (Oppel)				
Piarorhynchella trinodosi (Bittner)				
Austrirhynchia cornigera karpatica (Zugmayer)				
Punctospirella fragilis (Schloth.)				
Tetractinella trigonella (Schloth.)				
Euractinella cf. *contraplecta* (Münster)	an			
Lepismatina austriaca (Suess)				
Zugmayerella koessenensis (Zugm.)				
Spiriferina gregaria Suess			lz	
Spiriferina tumida (Buch.)				
Spiriferina tumida ascendens (Desl.)				
Spiriferina tumida haueri (Suess)				
Spiriferina rostrata (Zieten)				
Spiriferina oxygona Desl.				
Spiriferina cf. *alpina* Oppel				
Spiriferina davidsoni Desl.				
Spiriferina cf. *angulata* Oppel				
Spiriferina pyriformis Seg.				
Spiriferina sp.				
Mentzelia mentzeli mentzeli (Dunker)				
Mentzelia mentzeli pannonica (Bittner)				
Rhaetina gregaria (Suess)				
Rhaetina pyriformis (Suess)				
Cruratula damesi (Bittner)		lz		
„Terebratula" fylgia (Oppel)				
„Terebratula" aff. *mitis* (Suess)				
Lobothyris punctata (Sow.)				clr
Lobothyris andleri (Oppel)				clr
Lobothyris cf. *edwardsi* (Dav.)				clr
Zeilleria alpina (Geyer)				
Zeilleria ewaldi (Oppel)				clr
Zeilleria subnumismalis (Dav.)				clr
Zeilleria waterhousi (Dav.)				
Zeilleria choffati (Haas)				
Zeilleria stapia (Oppel)				
Zeilleria partschi (Oppel)				
Zeilleria indentata (Sow.)				
Zeilleria cf. *darwini* (Desl.)				
Zeilleria austriaca (Zugm.)				
Zeilleria waldeggiana (Zugm.)				
Aulacothyris angusta (Schloth.)				
Cincta numismalis (Lam.)				

Skratky litotypov a litostratigrafických jednotiek sú na str. 72, 73

24	25	26	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
•cr	•lm crr lm crr		crr crr crr	cr/1 cr/1 cr/1 cr/1 cr/1	cr/1 cr/1 cr/1 •cr/1 cr/1 •cr/1 cr/1 cr/1 cr/1 cr/1 cr/1	cr	nr	nr nr	cr cr nr nr •cr	cr/1 cr/1	cr	cr cr	cr x cr cr cr x cr cl/3 cl/3 cr cr cl/3 cr cl/2 •cr cl/2 cl/3 cr cr cr cr cr cr cr	cr cr cr cr nr	cr cr cr •cr cr •cr	nr nr nr	crr crr	cl cl cl cl cl	cl cl cl cl cl cl



Druhy a lokality strážovského príkrovu

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Lastúrniky												
Modiolus sp.		nr										
Pteria cassiana (Bittn.)							wt					
Pteria caudata (Stop.)							wt					
Rhaetavicula contorta (Portl.)		nr										
Gervillia praecursor (Quenst.)		nr										
Hoernesia socialis (Schloth.)									rf			
Cassianella cf. *ecki* (Boehm)									rf			
Ornithopecten wissmanni (Muenst.)						wt			•rf			
Leptochondria sp.										rf		
Posidonia wengensis Wissm.											wt	
Entolium discites (Schloth.)									rf			
Entolium sp.						wt						
Radulonectites ? cf. *flagellum* (Stop.)						wt						
Chlamys (Praechlamys) cf. *rotai* (Tomm.)							wt					
Chlamys (Praechlamys) sp.										rf		
Newaagia cf. *noetlingi* (Frech)			wt									
Placunopsis mortilleti (Stop.)		nr										
Mysidioptera cf. *cainalloi* (Stop.)							wt					
Mysidioptera sp.						wt						
Protocardia rhaetica (Mer.)		nr										
Cornucardia hornigii (Bittn.)												wt
Neomegalodon (Neomegalodon) ex gr. *rostratus* (Laube)												wt
Ulitníky												
Patella cf. *costulata* Muenst.												wt
Trochus cf. *lissochilus* Kittl												wt
Turbo subcarinatus (Muenst.)												wt
Turbo ? *vixcarinatus* (Muenst.)												wt
Dicosmos excelsus (Hau.)												wt
Pachyomphalus rectelabiatus Kitt.												wt
Neritaria cf. *candida* (Kittl)												wt
Neritaria cf. *incisa* (Kittl)								wt				
Cryptonerita cf. *elliptica* Kittl	wt											
Trachynerita stabilei (Hau.)	wt			wt	wt							
Trachynerita quadrata Stop.												wt
Coelostylina (Gradiella) semigradata (Kittl)												wt
Omphaloptycha retracta (Kittl)												wt
Omphaloptycha eximia (Hoern.)					wt							
Toxoconcha brocchii (Stop.)	wt							wt				
Purpuroidea subcoronata Hoern.												wt
Pseudoscalites cf. *armatus* (Stop.)												wt

Skratky litotypov a litostratigrafických jednotiek sú na str. 72, 73

Druhy a lokality strážovského príkrovu

	7	9	10	11	12	13	14	15	16
Ramenonožce									
Decurtella devota (Bittner)		rf							cr
Decurtella cf. *decurtata* (Gir.)									
„Rhynchonella" rosaliae Salomon						wt			
Diplospirella wissmanni (Münst.)				wt		wt			
Diplospirella ex gr. *sufflata* (Münst.)	wt								
Anisactinella (Didymospira) undata Salomon						wt			
Dioristella cf. *indistincta* (Beyrich)	wt								
Euractinella ex gr. *contraplecta* (Münst.)	wt								
Tetractinella trigonella (Schloth.)		rf	rf				rf		cr
Tetractinella cislonensis (Bittner)	wt								
Spiriferina manca Bittner							rf		cr
Mentzelia mentzeli mentzeli (Dunker)		rf					rf		
Koeveskallina aff. *koeveskalyensis* (Stur)							rf		
Coenothyris vulgaris (Schloth.)		rf	rf					cr	cr
Cruratula damesi (Bittner)				wt					
Cruratula eudoxa (Bittner)				wt					
„Terebratula" debilis Bittner					wt				
„Terebratula" veszprimica Bittner					wt				
Silesiathyris angusta (Schloth.)		rf					rf		
Aulacothyris (?) *festiva* (Bittner)				wt					

Stratky litotypov a litostratigrafických jednotiek sú na str. 72, 73

Literatúra

ANDRUSOV, D.–BYSTRICKÝ, J.–FUSÁN, O. 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. X. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–44.

KOCHANOVÁ, M. 1971: Biostratigrafický výskum mlžov a bruchonožcov triasu a jury v západnej časti Strážovskej hornatiny. Čiastková záverečná správa, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KOCHANOVÁ, M.–PEVNÝ, J. 1976: Biostratigrafické vyhodnotenie makrofauny (bivalvia, gastropóda a brachiopóda) východnej časti Strážovskej hornatiny. Čiastková záverečná správa, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MAHEĽ, M. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty, sv. 1, Ústř. Úst. Geol., 1–495.

MAHEĽ, M. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Strážovských vrchov 1:50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–89.

MICHALÍK, J. 1973: Palaeogeographische Studie des Rhaet der Krížna-Decke des Strážov-Gebirges und einiger anliegender Gebiete. Geol. Zborn. Geologica carpath., 24, 1, Bratislava, 123–140.

MICHALÍK, J. 1974: Zur Palaeogeographie der Rhaetischen Stufe des westlichen Teils der Krížna-Decke in den Westkarpaten. Geol. Zborn. Geologica carpath., 25, 2, Bratislava, 257–285.

MICHALÍK, J. 1975: Genus Rhaetina Waagen, 1882 (Brachiopods) in the uppermost Triassic of the West Carpathians. Geol. Zborn. Geologica carpath., 26, 1, Bratislava, 47–76.

MOORE, R. 1960: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part I, Mollusca 1, Scaphopoda, Amphineura, Monoplacophora, Gastropoda. Lawrence, Kansas, 1–351.

MOORE, R. 1965: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda. Lawrence, Kansas, 1–927.

MOORE, R. 1969: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N, v. 1–3, Mollusca, 6, Bivalvia. Lawrence, Kansas, 1–1224.

PEVNÝ, J. 1971: Biostratigrafický výskum ramenonožcov triasu a jury v západnej časti Strážovskej hornatiny. Čiastková záverečná správa, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SARYCHEVA, T. G. 1960: Osnovy paleontologii: Mšanki, brachiopody. Moskva, 1–343.

SIBLÍK, M. 1960: Zpráva o vyhodnocení nálezů brachiopodů v Centrálních Karpatech a vnitřním bradlovém pásmu za rok 1960. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SIBLÍK, M. 1961: Zpráva za rok 1960 o paleontologickom spracovaní brachiopodov z niektorých pohorí centrálnych Karpát. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

RAKÚS, M.–SIBLÍK, M. 1961: Zpráva o geologickom mapovaní Rohatej Skaly v mierke 1:25 000 v roku 1960. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Geologické práce, Správy 81, s. 87—101, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Jan Řehánek

Nález mořského svrchního albu Českého masívu na jižní Moravě

10 obr. v textu, 2 fotogr. tabuľky (XXXI–XXXII), angl. resumé

Abstract. The author presents the facies and micropaleontological characteristic of dark organodetrital-organogenic muddy limestones from the borehole Nové Mlýny 2. On the basis of autochthonous microfauna of incertae sedis (*Pithonella ovalis, Calcisphaerula innominata, Bonetocardiella conoidea, Cadosina oraviensis* etc.) the author ranged the muddy limestones to the Upper Albian. The described shallow-water limestones of the oncoid microfacies from the overlier of the pelite-carbonate Upper Malm are closely related to the Alpine-Carpathian biozonal province and are significant for paleogeographic reconstruction of the SE part of the Bohemian Massif in the Cretaceous.

This was the first drilling find of sea sediments of younger Lower Cretaceous of the autochthonous Mesozoic on the SE slopes of the Bohemian Massif in the basement of the West Carpathian Outer Flysch.

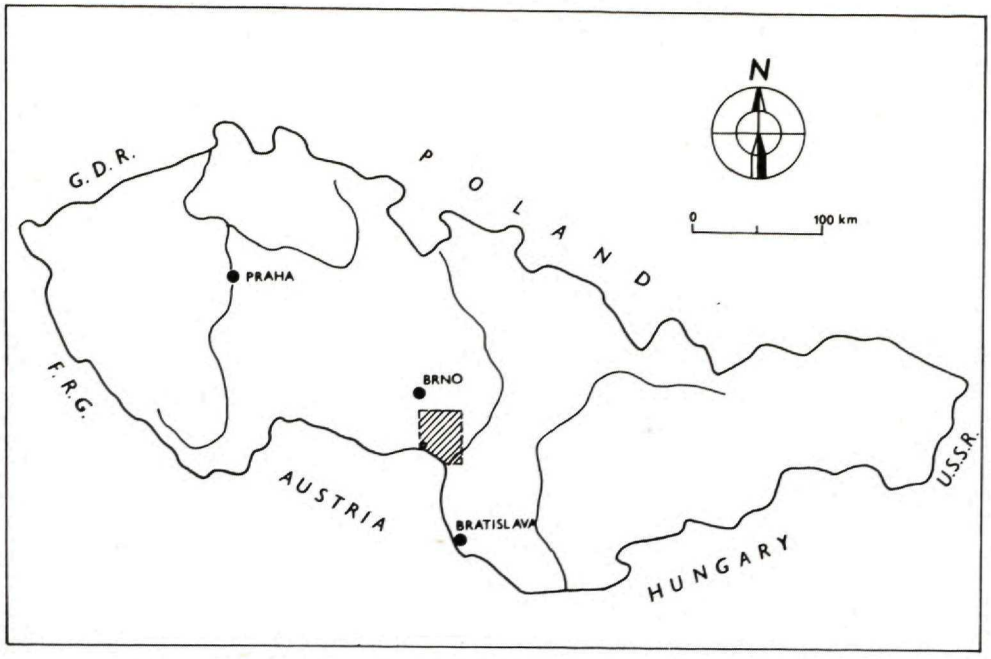
Úvod

Na jižní Moravě, v blízkosti státní hranice s Rakouskem (obr. 1, 2), byl ve vrtním profilu Nové Mlýny 2 jádrem č. 4 z hloubky 2387–90 m dokumentován vápencový vývoj mladší spodní křídy, který považujeme za nový litostratigrafický člen profilu autochtonního mesozoika jihovýchodních svahů Českého masívu. Jsou to kalové organodetriticko-organogenní vápence, autorem podle autochtonní asociace mikroorganismů incertae sedis kladené do svrchního albu.

Litologie, úložné poměry a definice onkoidových vrstev v profilu vrtem Nové Mlýny 2

Ve studovaném jádře makroskopicky převládají (obr. 3) girvanelové hlíznaté vápence (vrstvy A), které v intervalu 1,5–2,4 m jádra č. 4 uzavírají polohu ústřicového vápence (vrstva B). Oba typy biomikroruditů mají šedočernou, kalovou, jílovito-vápnitou mezerní hmotu. Nerovnoměrný rozptyl pelitické frakce a vápnitého kalu při sedimentaci se projevil vznikem 10–20 cm mocných, někde jen

RNDr. J. Řehánek, Geologicko-chemické středisko, Moravské naftové doly, koncernový podnik, Sadová 4, 695 30 Hodonín.



Obr. 1 Situační mapka oblasti (šrafovaná ploška) s bodovým vyznačením studovaného vrtního profilu.

šmouhovitých partií relativně světlejší, šedomodré vápnité mezerní hmoty, s nízkým zastoupením jílových minerálů. Nepočetně se vyskytují bělavě žluté krinoidové segmenty o průměru asi 0,5 cm nebo i větší fragmenty krinoidových stonků. Sporadické jsou drobné, mosazně žluté pyritové impregnace vápenců. Na základě jednotného mikrofaciálního vývoje označujeme popisované sedimenty jako onkoidové vrstvy.

Úložné poměry onkoidových vrstev ve studovaném vrtním profilu jsou zobrazeny v náčrtu (obr. 3).

V podloží byly jádrem č. 5 z hloubky 2556–59 m dokumentovány šedé, jemně organodetritické, slabě písčité slínovce, které odpovídají pozvolným přechodům nejvyšších vrstev rhaxové serie do bazálních poloh biokalkarenitové serie svrchního malmu (J. Řehánek 1977, str. 23–25).

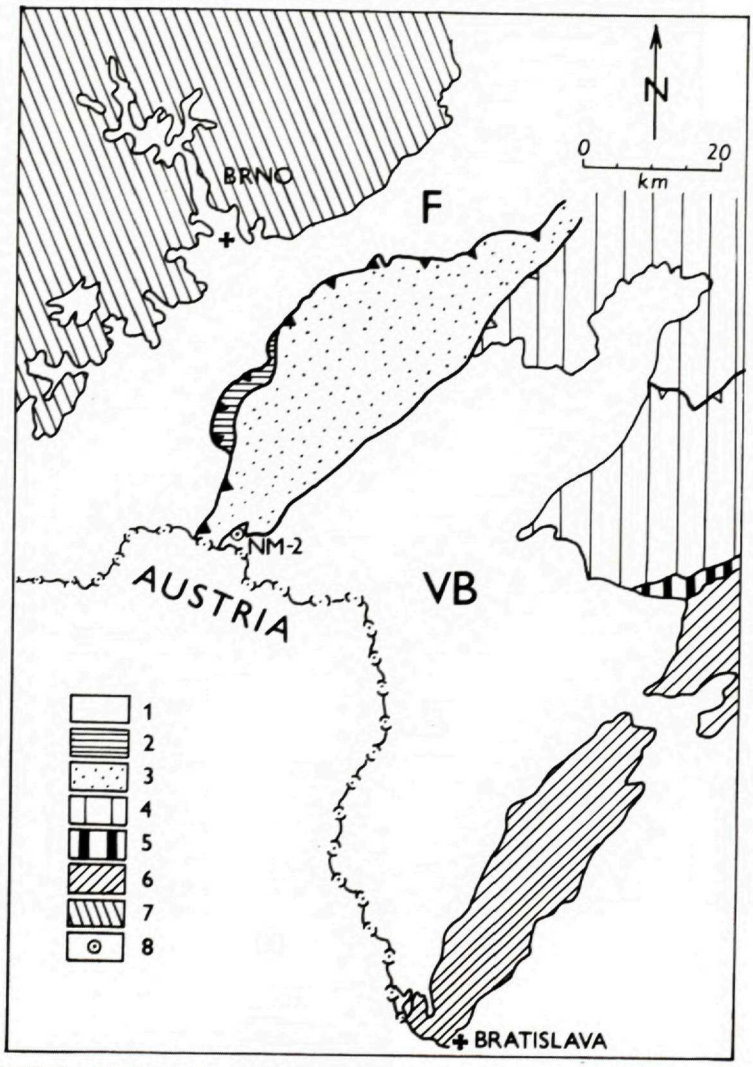
V nadloží svrchního albu je vrtními jádry č. 3 (hloubka 2314–17 m) a č. 2 (hloubka 2220–25 m) doložena písčito-glaukonitová serie autochtonního mesozoika Českého masívu (turon – spodní senon), bazální facií spongiových jílovců s vložkami jílovitých pískovců (J. Řehánek 1978).

Onkoidové vrstvy ve vrtu Nové Mlýny 2 nejsou tektonicky porušeny. Jsou velmi kompaktní, mají nerovný lom. Stručně je definujeme jako soubor šedočerných biomikroruditových vápenců (vápence girvanelové a ústřicové) s jednotícím mikrofaciálním vývojem (mikrofacie onkoidová) a s obdobným kvalitativním složením mikrofosilních asociací (viz v dalším).

Mikrofaciální analýza a interpretace sedimentačního prostředí

Z mikroskopického hlediska rozlišujeme mezi biomikrorudity onkoidových vrstev tzv. rudstone a floatstone (R. J. Dunham 1962). V klasifikaci smíšených karbonatických hornin (M. Mišík 1959) odpovídají vzorky slabě dolomitickým slínitým vápencům, méně slínitým vápencům (obr. 8).

Základní hmota je ve výbrusech tmavohnědá, jílovito-vápnitá, s intervalově



Obr. 2 Regionálně geologická skica s vyznačenou pozicí vrtní lokality Nové Mlýny 2.
Vysvětlivky: 1 – neogenní karpatská předhlubeň (F) a vídeňská pánev (VB), 2, 3, 4 – karpatské flyšové pásmo (2 – pouzdřanská jednotka, 3 – podslezsko-ždánická jednotka, 4 – magurská jednotka), 5 – bradlové pásmo, 6 – vnitřní Karpaty, 7 – Český masív, 8 – vrtní lokalita.

variabilním podílem šedého, mírně rekrystalizovaného mikritu a jílových minerálů. Je slabě pyritizovaná a jemně pigmentovaná bituminosní substancí. Slabá dolomitizace je lokální, ortosparit nebyl nikde prokázán. Ve dvou případech byla zaznamenána nepatrná silicifikace mezerní hmoty vápenců (idiomorfní krystalky křemene o velikosti kolem 0,1 mm). Velmi vzácné jsou drobné fosfátové konkrece. Terigenní příměs zastupuje vždy jen několik prachových až jemně písčitých zrnek křemene, draselného živce, plagioklasů a šupinky muskovitu (vše max. do 0,15 mm). Akcesoricky se nachází drobná zrníčka glaukonitu.

Allochemická složka vápenců je nevytříděná, s naprostou převahou bioklastů nad intraklasty a pellety. Stopy opracování bioklastů transportem jsou ojedinělé.

Pro oba typy vápenců jednotícím mikrofaciálním prvkem horninotvorného významu jsou morfologicky rozmanité hlízy modrozelených řas (*Girvanella* sp.). Tyto sferoidní stromatolitické útvary (onkoidy), v průměru až 3 cm, se vyznačují koncentricky vrstevnatou stavbou, organodetritickými jádry a bituminosními, případně pyritovými impregnacemi obalových vrstviček (obr. 4). Na povrchu řasových vláken bývají přisedlé juvenilní schránky gastropodů, drobné mechovky, rourky červů nebo také sesilní foraminifery. Méně často je řasovými vlákny onkoidů poután prachový terigenní materiál.

Dalšími řasovými relikty, nepoměrně vzácnějšího výskytu, jsou hlízky zelených řas (*Codiaceae*) a zoospóry globochet.

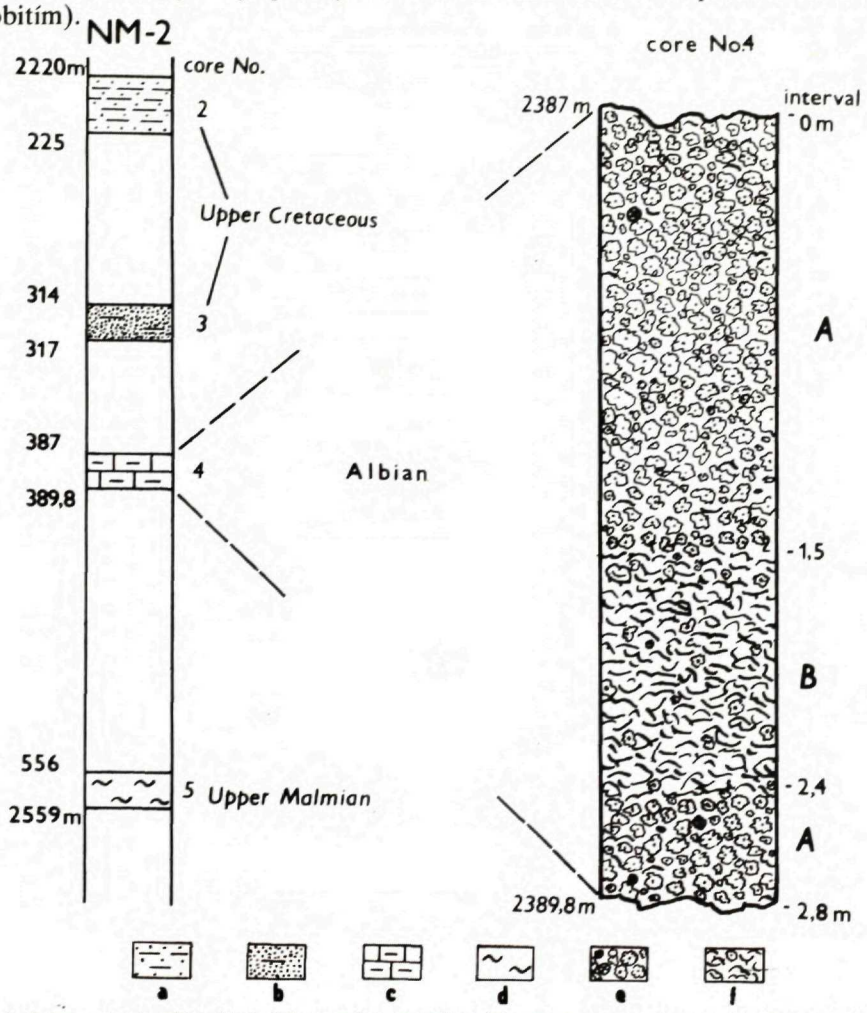
Ústřicové relikty (rozpojené lastury nebo jejich nevytříděné, neopracované fragmenty) představují rovněž nosný faciální prvek popisovaných vápenců. S vyjímkou ústřicového vápence z intervalu 1,5–2,4 m jádra č. 4 nemají však takové horninotvorné zastoupení jako onkoidy. Větší lastury jsou bez řasových povlaků, v základní hmotě uložené bez přednostní orientace, mnohdy mírně zprohýbané litifikací sedimentu. Vyjímečně na nich pozorujeme stopy po vrtavé činnosti řas.

Dalšími bioklastickými složkami onkoidových vrstev jsou zbytky mechovek, echinodermové články, jehlice spongií, rourky červů, schránky foraminifer (*Dorothia oxycona*, *Trocholina* sp., *Nodosaria* sp., *Patellina* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp.), dále schránky ostrakodů, gastropodů, radiolarií, tintinid, mikrofosilie incertae sedis.

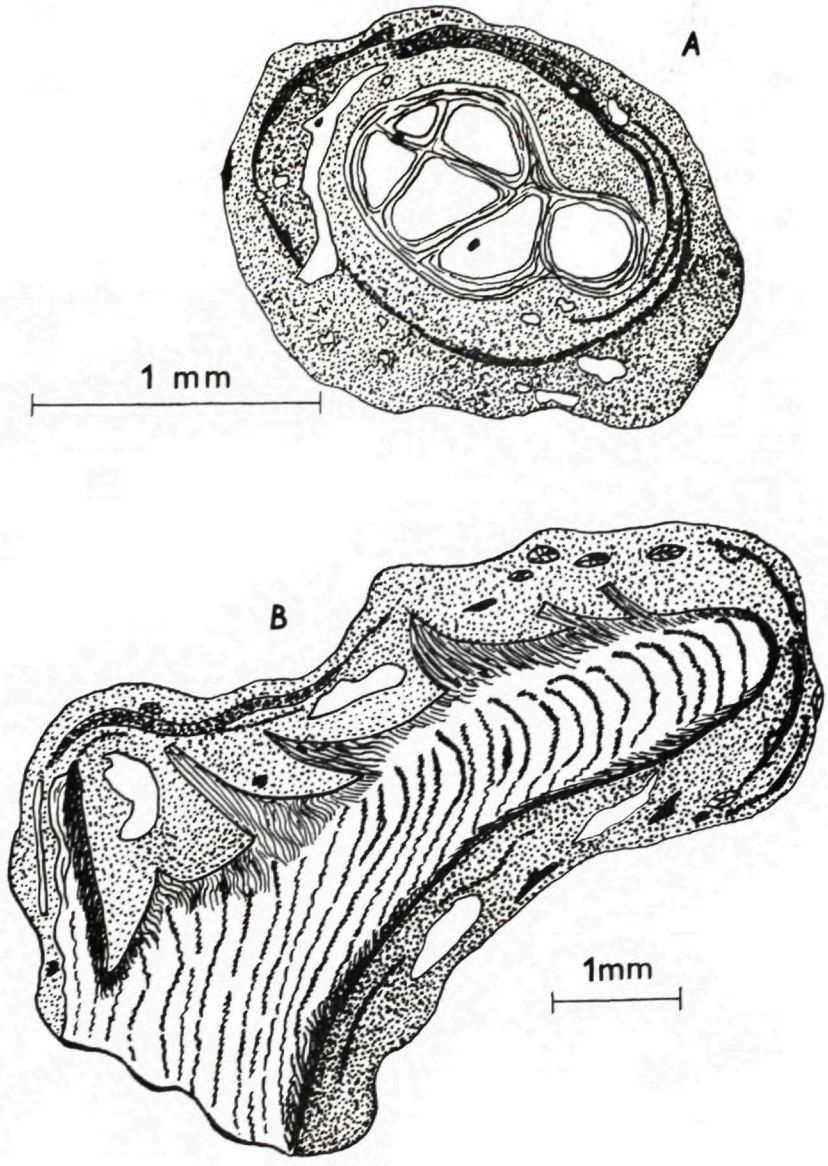
Detailní studium onkoidů má v případě popisovaných vrstev zásadní význam pro interpretaci jejich sedimentačního prostředí. V dostupné literatuře se můžeme setkat s několika více méně výstižnými definicemi hlíznatých útvarů modrozelených řas (J. Pia 1927, B. W. Logan et al. 1964, H. Füchtbauer 1974, J. L. Wilson 1975 aj.) a s četnými údaji o ekologii onkoidů v mořských, brakických, jezerních či fluviatilních podmínkách.

Sedimenty onkoidových vrstev vznikaly na mořských mělčinách, v hloubkách mezi intertidální zónou a izobatou 30 m (zóna „Z" – M. L. Irwin 1965). Pravděpodobným prostředím sedimentace jsou chráněná mořská pobřeží nebo laguny s nepatrnými výkyvy teploty a salinity vody. Tyto mělké vodní bazény komunikovaly s otevřeným mořem prostřednictvím úzkých průlivů a kanálů a na jejich kontinentální straně do nich ústily z plochého karbonatického pobřeží menší říční toky. Na periferii lagun a zálivů v subtidální zoně, v blízkosti průlivů, nacházely se nevelké ústřicové a mechovkové biohermy. Jejich hydrodynamicky uvolněný materiál byl rozptylován

po vnitřním úpatí rífové fronty a ovlivňoval sedimentaci v jejím blízkém okolí. Stěny průlivů a kanálů byly pokryté četnými hlízkami modrozelených řas, které pro svůj růst využívaly fragmenty ústřic a mechovkového skeletu, převracené přílivovým prouděním a vlnobitím. Periodickou bouřkovou činností byly řasové hlízy uvolňovány ze stěn a úbočí kanálů a posléze pohřbeny v zóně kalové sedimentace na jejich dně (strukturní inverze onkoidových vrstev – viz J. L. Wilson 1975). Tmavá, šedočerná barva sedimentů je v tomto případě důsledkem zachování rozptýlených organických látek a sulfidů Fe (rychlejší překrytí sedimentu v hlubší zóně bez periodické oxidace vlnobitím).



Obr. 3 Schematický náčrt úložných poměrů onkoidových vrstev ve vrtním profilu Nové Mlýny 2 s vyznačenou hloubkovou pozicí vrtních jader a texturní náčrt jádra č. 4.
Vysvětlivky: a, b – glaukonitické písčité jílovce a jílovité pískovce (turon – spodní senon), c – onkoidové vrstvy (svrchní alb), d – spongiové slínovce (kimeridž – tithon), e – girvanelové vápence (vrstva A), f – ústřicové vápence (vrstva B).



Obr. 4 Hlavní typy onkoidů z výbrusů vrtního jádra č. 4 vrtu Nové Mlýny 2.
A – výbrus 9841/3: typický sferoidní řasový útvar s mechovkovým jádrem a s tmavou bituminosní laminací obalové vrstvy.
B – výbrus 9846/2: fragment protáhlého onkoidu s ústřicovým jádrem.
Vysvětlivky: světlé plošky – sekundární kalcitová výplň dutinek, černé skvrnité plošky – pyritová zrna, šrafované čočkovité útvary – sesilní foraminifery, tmavé bodované zóny – bituminosní laminky.

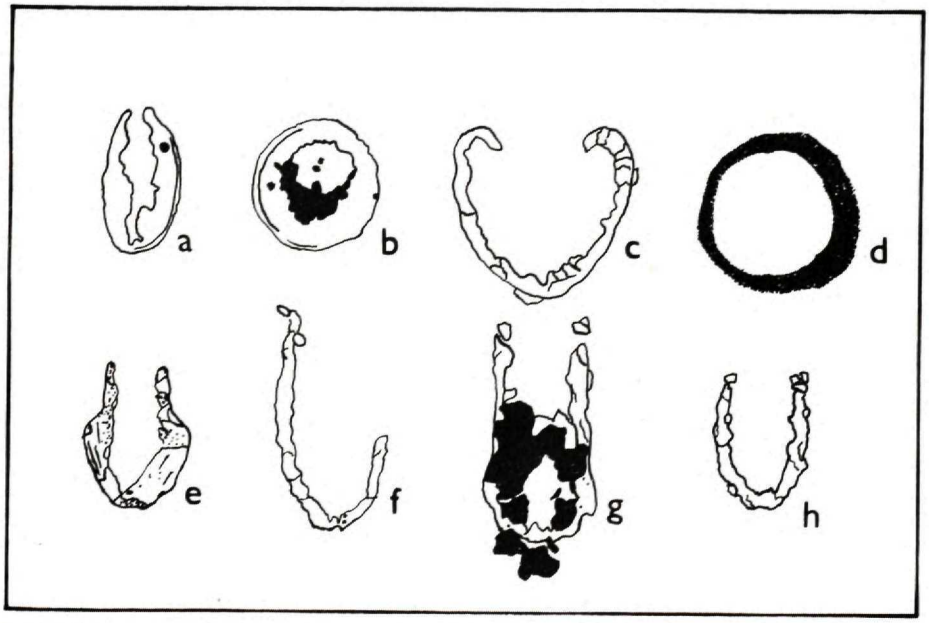
Biostratigrafická analýza

Vzorky ústřicové makrofauny posoudili M. Siblík z ÚGG ČSAV a B. Záruba z Národního muzea v Praze. Podle jejich vyjádření (dopis z prosince 1981) jde v případě studovaných reliktů o materiál pro determinaci nedostatečně zachovaný, taxonomicky hodnocený převážně jako Ostrea sp., v současném stadiu bez možnosti bližšího druhového určení.

Foraminiferová mikrofauna je sporadická, schránky jsou mnohdy výrazně mechanicky porušené a z větší části představují relikty persistentních forem, někdy zjevně přeplavené ze starších denudovaných sedimentárních formací.

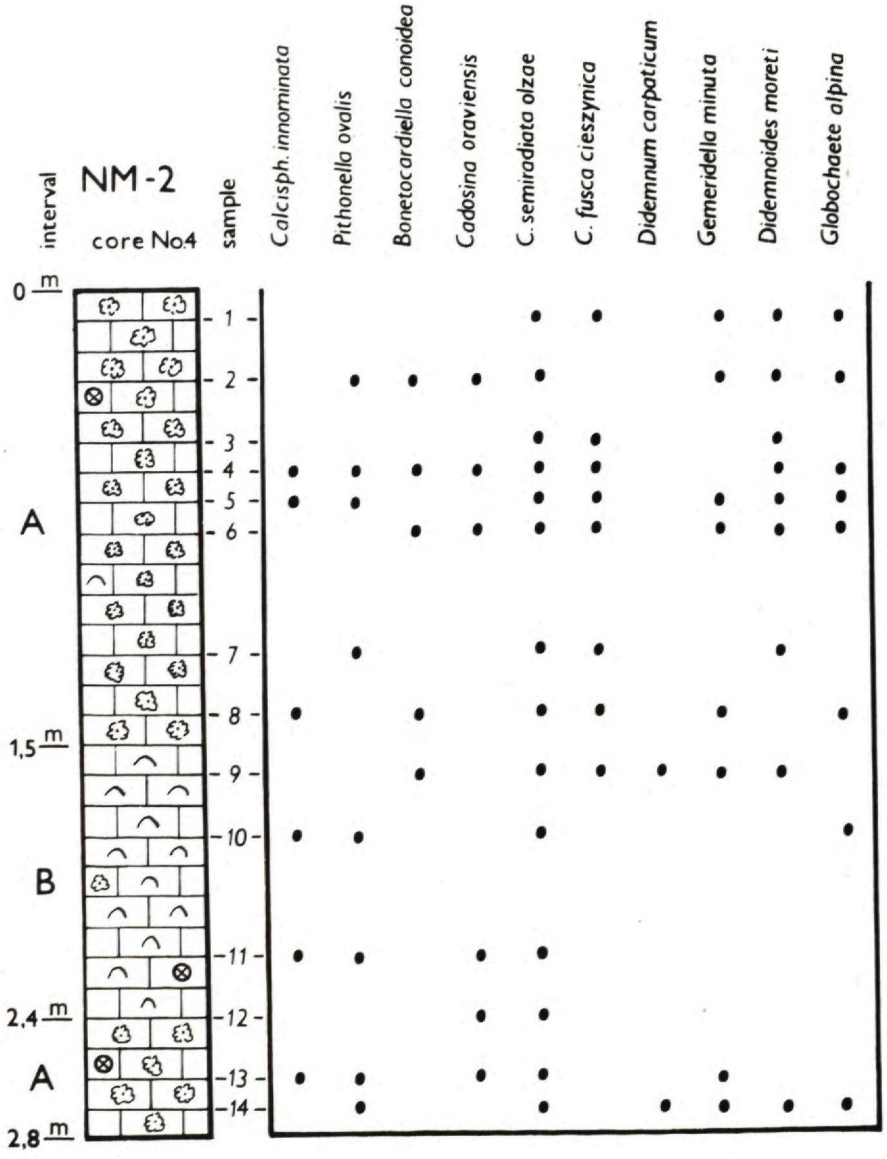
Za autochtonní autor považuje nepočetné, v některých případech mírně rekrystalizované a pyritizované řezy *Cadosina oraviensis* Borza, *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Pithonella ovalis* (Kaufmann) a *Bonetocardiella conoidea* (Bonet) (obr. 5, tab. XXXI). Tuto asociaci doplňují exempláře *Cadosina semiradiata olzae* Nowak, *C. fusca cieszynica* Nowak, *C. fusca* Wanner, *C.* cf. *semiradiata* Wanner a *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler).

Druhou skupinu mikrofosilií onkoidových vrstev tvoří redeponované schránky kolomisfér svrchního malmu a tintinidních infusorií spodní křídy.



Obr. 5 Příklady autochtonní (a – d) a redeponované (e – h) mikrofauny onkoidových vrstev.
Vysvětlivky: a – mírně korodovaná *Pithonella ovalis* (tab. XXXI/1), b – pyritizovaná *Calcisphaerula innominata* (tab. XXXI/5), c – *Bonetocardiella conoidea* (tab. XXXI/7), d – *Cadosina oraviensis* (tab. XXXI/10), e – mikritizovaná a rekrystalizovaná *Calpionella* sp. (tab. XXXII/2), f – porušená *Tintinnopsella longa* (tab. XXXII/4), g – částečně pyritizovaná a sekundárním kalcitem vyplňovaná *Calpionellopsis oblonga* (tab. XXXII/6), h – mírně rekrystalizovaná *Calpionellopsis simplex* (tab. XXXII/7).

Asociaci svrchnojurských redeponátů (kimeridž – tithon) představují nálezy *Colomisphaera pulla* (Borza), *Col. carpathica* (Borza) a *Col. minutissima* (Colom). Zcela obdobné exempláře (parametry schránek, složení asociace) jsou podle pozorování autora článku běžně rozšířeny v podložní rhaxové serii autochtonního mesozoika Českého masívu.



Obr. 6 Frekvence některých mikrofosilií ve studovaných intervalech vrtního jádra č. 4, hloubka 2 387–90 m, vrtu Nové Mlýny 2.

Redeponáty starší spodní křídy (pravděpodobně svrchní berias – nejspodnější valangin) zastupují nepočetné, většinou rekrystalizované, mikritizované nebo také mechanicky porušené, v mezerní hmotě vápenců uložené schránky *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Tintinnopsella longa* (Colom) a *Calpionella* sp. (obr. 5, tab. XXXII). Tuto asociaci doplňují velmi vzácné řezy *Cadosina minuta* Borza. Autochtonní ani redeponovaný výskyt tintinidní mikrofauny nebyl dosud v mesozoických formacích popisované oblasti zaznamenán, přičemž její původní horninový zdroj zůstává až do dalších vrtních nálezů nejasný.

Stratigraficky nevýznamné jsou sporadické exempláře *Didemnum carpaticum* Mišík et Borza, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Didemnoides moreti* (Durand Delga) a *Globochaete alpina* Lombard.

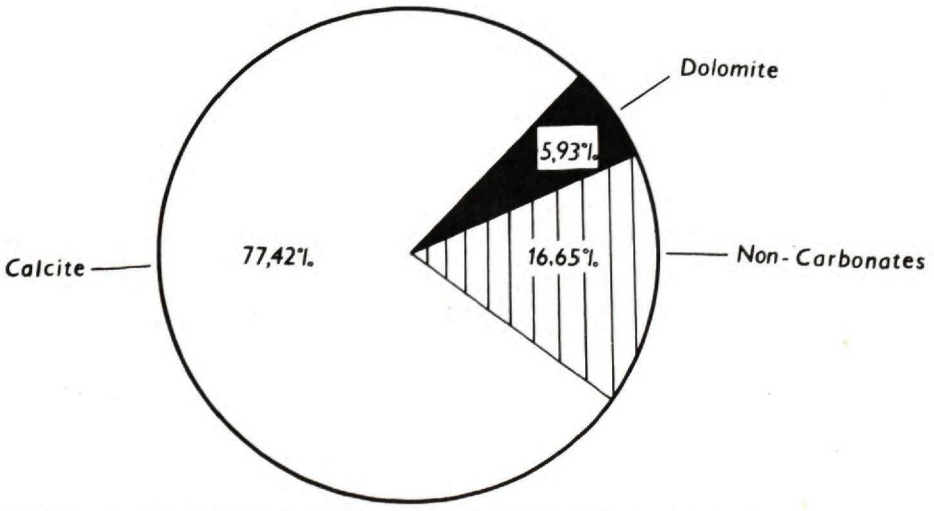
Podle asociace autochtonních mikrofosilií incertae sedis, s přihlédnutím k nesporným analogiím s biozónami západokarpatských křídových profilů (K. Borza 1969, 1980a, 1980b, K. Borza – E. Köhler – A. Began – O. Samuel 1980 aj.) řadím dosud analyzovaný hloubkový interval onkoidových vrstev do svrchního albu.

Frekvence některých sledovaných druhů mikrofosilního společenstva ve vzorcích vrtního jádra č. 4 je představena na obr. 6.

Doplňující laboratorní analýzy

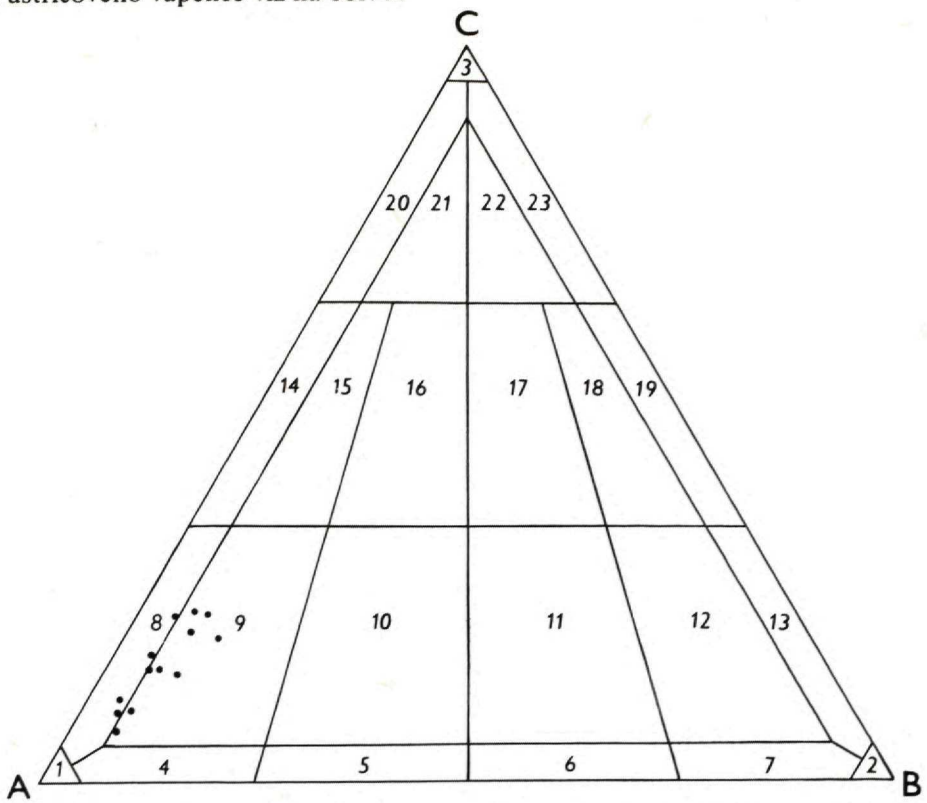
Kalcimetrické analýzy prokázaly ve skupině třinácti hodnocených vzorků onkoidových vrstev obsahy kalcitu v rozmezí hodnot 68,28–87,31 %, obsahy dolomitu 3,19–11,11 % a nerozpustného zbytku (jíl, písčito-prachovitá příměs, těžké minerály atd.) v rozmezí 7,66–23,98 %. Průměrné hodnoty zastoupení základních složek dokumentuje obr. 7.

Diferenční termické analýzy onkoidových vrstev poukazují na přítomnost orga-



Obr. 7 Diagram průměrných hodnot výsledků kalcimetrických analýz vzorků onkoidových vrstev.

nické substance, illitu, $CaCO_3$ a $MgCO_3$. Průběh DTA křivek girvanelového a ústřicového vápence viz na obr. 9.



Obr. 8 Klasifikační diagram smíšených karbonatických hornin M. Mišíka (1959) s projekčními body vzorků onkoidových vrstev (A – kalcit, B – dolomit, C – jíl).

Analýzy těžkých minerálů nepřinesly očekávané výsledky. V separátech frakce 0,05–0,10 mm byla identifikována jenom nepočetná zrna převážně autigenního pyritu, sporadicky se vyskytují granát a magnetit.

Paleogeografický závěr

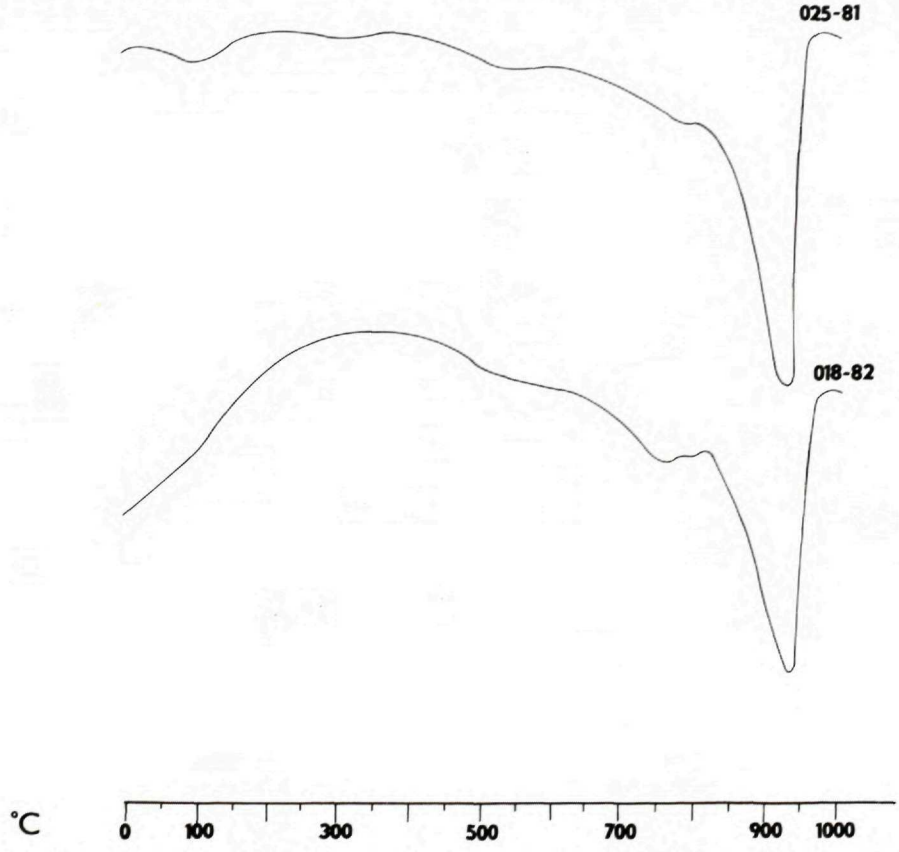
V návaznosti na povrchový nález sedimentů aptu – spodního albu na svahu Kuřimské hory severně od Brna (I. Krystek–O. Samuel 1978) lze ještě dalekosáhleji korigovat donedávna všeobecně vžité představy o primární absenci spodní křídy nebo o výlučně kontinentální spodnokřídové sedimentaci na intenzívně zvětralém a peneplenizovaném jurském reliéfu v dané oblasti.

Popsaný vrtní nález svrchního albu pochází z mladšího spodnokřídového sedimentačního cyklu na východních, resp. jihovýchodních okrajích platformy Českého masívu. I. Krystek a O. Samuel (1978, str. 105) vymezují tento cyklus časovým

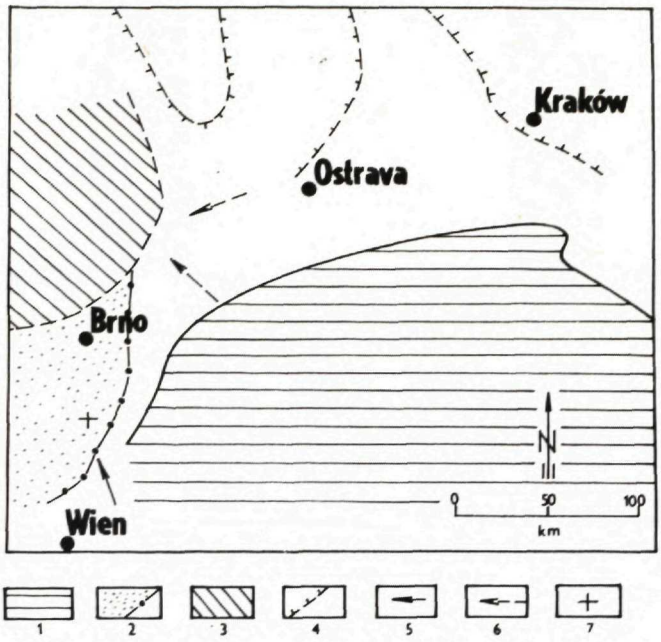
intervalem barrém – spodní alb. Ve smyslu zde popsaného nálezu musíme předpokládat délku trvání sedimentace ještě minimálně ve svrchním albu. V souladu s citovanými autory předpokládám, že uloženiny mladší spodní křídy vznikly při mořské záplavě, která zasáhla jihovýchodní část Českého masívu z východu nebo jihovýchodu (obr. 10).

Sedimenty starší spodní křídy nejsou dosud ve studované oblasti spolehlivě doloženy. Neurčitě je sem v čs. části waschbergsko-pavlovského pásma řazena jílovcová výplň puklin v ernstbrunnských vápencích Pavlovských vrchů (T. Buday a kol. 1967). Svůj význam bude mít v tomto směru jistě i vyřešení otázky původu redeponované tintinidní mikrofauny v onkoidových vrstvách.

Cenomanské sedimenty nejsou v současném stadiu vrtní prozkoumanosti v komplexu autochtonního mesozoika jihovýchodních svahů Českého masívu ověřeny. Nejmladšími křídovými sedimenty jsou zde jílovce, slínovce a vápence písčito-glaukonitové serie s faunisticky doloženým stářím turon – koniak, s lokálními přechody do santonu – kampánu (E. Hanzlíková 1977, J. Řehánek 1978).



Obr. 9 Diferenčně termické analýzy onkoidových vrstev (analýza 025 – 81 – girvanelový vápenec, analýza 018 – 82 – ústřicový vápenec).



Obr. 10 Paleogeografický náčrt východní části Českého masívu (upraveno podle I. Krystka–O. Samuela 1978, str. 103).
Vysvětlivky: 1 – karpatská geosynklinála, 2 – předpokládaná faciální oblast spodní křídy, 3 – faciální oblast mořského cenomanu, 4 – hranice transgrese cenomanu, 5 – předpokládaný směr spodnokřídové transgrese, 6 – předpokládaný směr cenomanské ingrese, 7 – pozice vrtu Nové Mlýny 2.

Literatura

BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. SAV, Bratislava, 1–301.

BORZA, K. 1980a: Cadosina minuta n. sp. aus der Unteren Kreide der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geologica carpath. 31, 3, Bratislava, 263–266.

BORZA, K. 1980b: Litologicko-mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov belianskej série (Strážovské vrchy). Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 33–56.

BORZA, K.–KÖHLER, E.–BEGAN, A.–SAMUEL, O. 1980: Výskyt belianskej skupiny západne od Bošáce. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57–63.

BUDAY, T. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR, II, Západní Karpaty, sv. 2, ČSAV, Academia, Praha, 1–651.

DUNHAM, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of Carbonate Rocks, Symposium, Memoir No. 1, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 108–121.

FLÜGEL, E.–KIRCHMAYER, M. 1962: Zur Terminologie Ooide, Onkoide und Pseudooide, N. Jb. Geol. Pal. Mh. Stuttgart, 113–123.

FÜCHTBAUER, H. 1974: Sediments and sedimentary rocks 1. E. Schweizerbart. Verl., Stuttgart, 1–464.

HANZLÍKOVÁ, E. 1977: Zhodnocení mikrofauny výbrusů svrchní křídy (foraminifery) vrtby Strachotín 2. MS, MND Hodonín.
IRWIN, M. L. 1965: General theory of epeiric clear water sedimentation. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 49, 4, Tulsa, 445–459.
KRYSTEK, I.–SAMUEL, O. 1978: Výskyt kriedy karpatského typu severne od Brna (Kuřim). Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 93–110.
LOGAN, B. W.–REZAK, R.–GINSBURG, R. N. 1964: Classification and environmental significance of algal stromatolites. J. Geol. 72, 68–83.
MIŠÍK, M. 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonátických hornín. Geol. Práce, Správy 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61–78.
PIA, J. 1927: Thallophyta. In: Hirmer (ed.) Handbuch der Paläobotanik 1, München, Berlin, 1–36.
ŘEHÁNEK, J. 1977: Mikrofacie kurdějovských vápenců autochtonního mesozoika Českého masívu v podloží karpatské předhlubně jižně od vranovického příkopu. MS, MND Hodonín, 1–85.
ŘEHÁNEK, J. 1978: Mikrofacie a mikrofauna (incertae sedis) písčito-glaukonitové serie svrchní křídy z podloží karpatské předhlubně a vnějšího flyšového pásma na jižní Moravě. Zem. Plyn Nafta, 23, 4, Hodonín, 327–346.
WILSON, J. L. 1975: Carbonate facies in geologic history. Spring Verl., Berlin, Heidelberg. New York, 1–471.

J. Řehánek

The marine Upper Albian of the Bohemian Massif in South Moravia

Summary

Near the frontier with Austria, in the Mesozoic of the SE margin of the Bohemian Massif the younger Lower Cretaceous limestone facies was revealed by drilling for the first time. The borehole Nové Mlýny 2 reached grey-black, muddy organodetrital-organogenic limestones at the depth 2387–90 m (drill core No. 4). The limestones form two types of beds (girvanellous and oyster limestones). Because of their uniform microfacies development the author denoted them as the Oncoid beds.

Biomicrorudites of the Oncoid beds consist of clayey-calcareous gap-filling matter (pyrite, organic substance, terrigenous sandy-powdery admixture, glauconite), dominant rock-forming nodules of blue-green algae (girvanellous oncoids), relicts of oysters (mostly *Ostrea* sp.), less frequent remains of bryozoans, echinoderms, sponges, worms, tests of foraminifers, ostracods, gastropods, radiolarians, tintinnides, and incertae sedis microorganisms.

Foraminiferal microfauna is stratigraphically insignificant. According to autochthonous assemblage of incertae sedis microfossils (*Pithonella ovalis, Calcisphaerula innominata, Cadosina oraviensis, Bonetocardiella conoidea*, a.o.) the author ranges the limestones to the Upper Albian. Redeposited microfossils represent colomispheres of the Upper Malm (Kimmeridgian-Tithonian) and tintinnides of early Lower Cretaceous (Upper Berriasian – Lower Valanginian). The assemblage of colomispheres is related with the forms in underlying Jurassic beds of the area studied but the origin of tintinnides is unknown.

Biomicrorudites of the Oncoid beds show no traces of tectonic destruction; they are compact, with uneven fracture. In their basement reached by drilling (drill core No. 5, depth 2556–59 m) are fine organodetrital sandy marlstones from the transition of the Rhax series to the Upper Malmian organodetrital series in the autochthonous Mesozoic of the Bohemian Massif. In the overlier of the Upper Albian the drill cores No. 3 (depth 2314–17 m) and No. 2 (depth 2220–25 m) prove the sediments of the basal sponge facies of the sandy – glauconite series of the Bohemian Massif (Turonian – Lower Senonian).

The Upper Albian limestones represent sediments of protected sea shallows from depths between the intertidal zone and the isobath 30 m (the zone „Z" – M. L. Irwin 1965).

These limestones are closely related to the Alpine – Carpathian biozonal province. Together with the former find of the Aptian – Lower Albian sediments N of Brno (Krystek, Samuel 1978) they contribute to paleogeographic reconstruction of the Bohemian Massif in the Cretaceous time.

The Oncoid beds formed during the sea transgression which extended to the margins of the platform of the Bohemian Massif from the E or SE.

Explanations of text Figures

Fig. 1 Situation map of area (hatched surface) with point marking of studied well profile

Fig. 2 Regional-geological sketch with marked position of drilling locality Nové Mlýny 2

Explanations: 1 – Neogene Carpathian Foredeep (F) and Vienna Basin (VB); 2, 3, 4 – Carpathian Flysch Belt (2 – Pouzdřany Unit, 3 – Subsilesian-Zdánice Unit, 4 – Magura Unit), 5 – Klippen Belt, 6 – Inner Carpathians, 7 – Bohemian Massif, 8 – drilling locality

Fig. 3 Schematic outline of geological conditions of the oncoid beds in well profile Nové Mlýny 2 with marked depth position of drill cores; structural outline of drill core No. 4

Explanations: a, b – glauconitic sandy claystones and clayey sandstones (Turonian – Lower Senonian), c – oncoid beds (Upper Albian), d – spongy marlstones (Kimmeridgian – Tithonian), e – girvanella limestones (layer A); f – oyster limestones (layer B).

Fig. 4 Graphical reproduction of main oncoid types from thin sections of drill core No. 4 of borehole Nové Mlýny 2.

A – thin section 9841/3: typical spheroid algal formation with bryozoan core and dark bituminous lamination of mantle layer. B – thin section 9846/2: fragment of elongated oncoid with oyster core

Explanations: light surfaces = secondary calcite filling of cavities; black spotty surfaces = pyrite grains; hatched lenticular shapes = sessile foraminifers; dark dotted zones = bituminous laminae.

Fig. 5 Graphic reproduction of some microphotographs of autochthonous (a – d) and redeposited (e – h) microfauna of the oncoid beds

Explanations: a – slightly corroded *Pithonella ovalis* (Pl. XXXI/1), b – pyritized *Calcisphaerula innominata* (Pl. XXXI/5), c – *Bonetocardiella conoidea* (Pl. XXXI/7), d – *Cadosina oraviensis* (Pl. XXXI/10), e – micritized and recrystallized *Calpionella* sp. (Pl. XXXII/2), f – damaged *Tintinnopsella longa* (Pl. XXXII/4), g – partly pyritized *Calpionellopsis oblonga* filled with secondary calcite (Pl. XXXII/6), h – slightly recrystallized *Calpionellopsis simplex* (Pl. XXXII/7)

Fig. 6 Frequency of some microfossils in studied intervals of drill core No. 4 (depth 2387–90 m) of the borehole Nové Mlýny 2.

Fig. 7 Diagram of mean values of results of calcimetric analyses of samples of the oncoid beds

Fig. 8 Classification diagram of mixed carbonatic rocks by M. Mišík (1959) with projection points of samples of oncoid beds (A – calcite, B – dolomite, C – clay).

Fig. 9 DTA of the oncoid beds (analysis 025 – 81 – girvanella limestone, analysis 018 – 82 – oyster limestone).

Fig. 10 Paleogeographical outline of eastern part of Bohemian Massif (modified according to Krystek – Samuel 1978, p. 103)

Explanations: 1 – Carpathian geosyncline, 2 – presumable facies area of Lower Cretaceous, 3 – facies area of marine Cenomanian, 4 – borders of Cenomanian transgression, 5 – presumable direction of Lower Cretaceous transgression, 6 – presumable direction of Cenomanian ingression, 7 – position of the borehole Nové Mlyny 2

Explanations of Plates XXXI–XXXII

Pl. XXXI

Fig. 1–3 *Pithonella ovalis* (Kaufmann). Fig. 1, 3 – thin section 9506/5; Fig. 2 – thin section 9480/1. Magn. 378×

Fig. 4–6 *Calcisphaerula innominata* Bonet. Fig. 4 – thin section 9492/3, magn. 378×; Fig. 5 – thin section 9845/2, magn. 240×;

Fig. 6 – thin section 9489/1, magn. 189×
Fig. 7–9 *Bonetocardiella conoidea* (Bonet). Fig. 7 – thin section 9396/1, magn. 378×; Fig. 8 – 9 – thin section 9844/1; Fig. 8 magn. 378×, Fig. 9 magn. 850×
Fig. 10–12 *Cadosina oraviensis* Borza. Fig. 10 – thin section 9847/1, Fig. 11 – thin section 9489/5, Fig. 12 – thin section 9845/2. Magn. 378×.
All photographs show finds from borehole Nové Mlyny 2, depth 2387–90 m, drill core No. 4
Photographed by J. Řehánek

Pl. XXXII
Fig. 1 Recrystallized and corroded test of ? *Calpionella elliptica* Cadisch. Thin section 9396/2, magn. 240×
Fig. 2 Recrystallized and micritized test of *Calpionella* sp. Thin section 9506/5, magn. 189×
Fig. 3 Test of *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), filled with calcite. Thin section 9480/1, magn. 378×
Fig. 4 Damaged test of *Tintinnopsella longa* (Colom). Thin section 9480/1, magn. 240×.
Fig. 5 *Calpionellopsis simplex* (Colom). Thin section 9506/6, magn. 378×
Fig. 6 *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch). Thin section 9492/3, magn. 378×
Fig. 7 *Calpionellopsis simplex* (Colom). Thin section 9844/1, magn. 240×
Fig. 8 *Calpionellopsis simplex* (Colom). Thin section 9844/1, magn. 240×
Fig. 9 *Calpionellopsis simplex* (Colom). Thin section 9480/2, magn. 378×
All photographs show finds from borehole Nové Mlýny 2, depth 2387–90 m; drill core No 4
Photographed by J. Řehánek

Vysvětlivky k fototabulím XXXI–XXXII

Tab. XXXI
Obr. 1–3 *Pithonella ovalis* (Kaufmann). – Obr. 1, 3 výbrus 9506/5, obr. 2 výbrus 9480/1. Zvětš. 378 X.
Obr. 4–6 *Calcisphaerula innominata* Bonet. – Obr. 4 výbrus 9492/3, zvětš. 378×, obr. 5 výbrus 9845/2, zvětš. 240×, obr. 6 výbrus 9489/1, zvětš. 189×.
Obr. 7–9 *Bonetocardiella conoidea* (Bonet). – Obr. 7 výbrus 9396/1, zvětš. 378×, obr. 8–9 výbrus 9844/1, obr. 8 zvětš. 378×, obr. 9 zvětš. 850×.
Obr. 10–12 *Cadosina oraviensis* Borza. – Obr. 10 výbrus 9847/1, obr. 11 výbrus 9489/5, obr. 12 výbrus 9845/2. Zvětš. 378×.
Všechny snímky jsou z vrtu Nové Mlýny 2, hloubka 2 387–90 m, vrtní jádro č. 4.

Foto J. Řehánek

Tab. XXXII
Obr. 1 Rekrystalizovaná a korodovaná schránka ? *Calpionella elliptica* Cadisch. Výbrus 9396/2, zvětš. 240×.
Obr. 2 Rekrystalizovaná a mikritizovaná schránka *Calpionella* sp. Výbrus 9506/5, zvětš. 189×.
Obr. 3 Sekundárním kalcitem vyplněná schránka *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch). Výbrus 9480/1, zvětš. 378×.
Obr. 4 Porušená schránka *Tintinnopsella longa* (Colom). Výbrus 9480/1, zvětš. 240×.
Obr. 5 *Calpionellopsis simplex* (Colom). Výbrus 9506/6, zvětš. 378×.
Obr. 6 *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch). Výbrus 9492/3, zvětš. 378×.
Obr. 7 *Calpionellopsis simplex* (Colom). Výbrus 9844/1, zvětš. 240×.
Obr. 8 *Calpionellopsis simplex* (Colom). Výbrus 9844/1, zvětš. 240×.
Obr. 9 *Calpionellopsis simplex* (Colom). Výbrus 9480/2, zvětš. 378×.

Všechny snímky z vrtu Nové Mlýny 2, hloubka 2 387–90 m, vrtní jádro č. 4.
Foto J. Řehánek

Geologické práce, Správy 81, s. 103—117, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Pavol Gross – Eduard Köhler – Ondrej Samuel

Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu

5 obr. v texte, angl. resumé

Abstract. Paleogene sediments resting transgressively on various tectonic units of the Central (Inner) West Carpathians were denoted as the Central-Carpathian (Inner-Carpathian) Paleogene in literature. Since the Inner-Carpathian Paleogene represents an accomplished depositional cycle commencing in the Upper Lutetian and terminating in the Lower Oligocene, we suggest – in accordance with the lithostratigraphical classification – to denote it as the Subtatran Group. It comprises four, more-or-less successive lithostratigraphic units of lower order: 1. the Borové Formation composed of mostly coarse-clastic material; 2. the Huty Formation consisting mostly of claystones; 3. the Zuberec Formation representing a flysch facies; 4. the Biely Potok Formation composed of the flysch facies with absolutely dominant sandstones. A particular lithostratigraphic unit is represented by the Pucov conglomerates present in various stratigraphic levels of the above formations.

Úvod

Až donedávna sa všeobecne prijímal názor, že paleogénne sedimenty vyvinuté po južnej strane bradlového pásma patria k centrálnokarpatskému (resp. vnútrokarpatskému) paleogénu, ktorý leží diskordantne na staršom (hlavne mezozoickom) morfologicky veľmi rozčlenenom substráte, pričom jeho stratigrafický rozsah je vrchný lutét až priabón.

Na základe podrobného mikrobiostratigrafického výskumu na východnom Slovensku (B. Leško – O. Samuel 1960, 1968), ako aj na strednom Považí a v Myjavskej pahorkatine (J. Salaj 1961, D. Andrusov – E. Köhler 1963, O. Samuel – J. Salaj 1961, 1968, O. Samuel – K. Borza – E. Köhler 1972) vyššie menovaní autori poukázali na to, že paleogénne súvrstvie, ktoré je vyvinuté v pruhu tiahnucom sa lineárne po vnútornej strane bradlového pásma, začína sa usadzovať už v paleocéne, a nie v eocéne (vrchnom lutéte), ako sa všeobecne predtým predpokladalo. Z uvedených mikrobiostratigrafických výskumov vyplýva, že paleogén sa usadzoval v osobitnom sedimentačnom pásme, ktoré bolo založené po laramskej orogénnej fáze už v paleocéne, miestami na južných štruktúrach bradlového pásma a jemu priľahlých častiach mezozoických útvarov centrálnych

RNDr. E. Köhler, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 814 73 Bratislava, RNDr. P. Gross, CSc., RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(vnútorných) jednotiek Západných Karpát. Pre jeho osobité črty (stratigrafický rozsah, biohermné vápence, celková prevaha detritu, interformačné telesá konglomerátov s prevahou súľovského typu, biofaciálne odlišnosti), bolo vyčlenené do rozličných vývinov, napr. na východnom Slovensku B. Leškom (1960a, b) ako beňatinský flyš, v ktorom odlíšil ešte severný – inovský a južný – vnútrokarpatský vývin. D. Andrusov (1965) vyčlenil sedimenty predmetného pásma do myjavského vývinu s.l., v rámci ktorého odlíšil ešte niekoľko ďalších vývinov tej istej kategórie: myjavský vývin s.s., makovský, hričovsko-žilinský a haligovský.

Vzhľadom na iný paleotektonický vývoj (porov. M. Maheľ 1980) stratigrafický rozsah i faciálny charakter odčlenil O. Samuel (1972), resp. O. Samuel–K. Borza–E. Köhler (1972) od vnútrokarpatského paleogénu, hoci vyššie členy, počnúc od vrchného lutétu, môžu mať veľmi zblížené faciálne vývoje. Podľa tohto názoru do vnútrokarpatského paleogénu patria sedimenty vyvinuté hlavne vo vnútorných kotlinách (Rajecká, Turčianska, Hornonitrianska, Horehronská, Liptovská) a v oblasti Oravy (Skorušinské vrchy), Levočských vrchov a v Šarišskej vrchovine. Takéto poňatie vnútrokarpatského paleogénu sa v podstate stotožňuje s tzv. stredoslovenským paleogénnym vývinom D. Andrusova (1965). Sedimentačný cyklus vnútrokarpatského paleogénu v uvedených oblastiach začína prevažne vo vrchnom lutéte a končí v oligocéne. Väčšinou možno v ňom odlíšiť štyri rozdielne súvrstvia, ktoré boli rôzne označované (bazálne zlepence, bazálna transgresívna litofácia; ílovcové súvrstvie resp. litofácia, subflyš, flyšoidné vrstvy; ílovcovo-pieskovcové vrstvy, prechodné pieskovcové súvrstvie, flyš s absolútnou prevahou pieskovcov atď.).

Vzhľadom na uvedené špecifiká „stredoslovenského paleogénu" vyčleňujeme ho ako osobitnú litostratigrafickú jednotku – podtatranskú skupinu, v rámci ktorej sa ďalej vymedzujú štyri súvrstvia: borovské (stredný lutét až stredný priabón), hutianske (priabón), zuberské (stredný priabón – spodný oligocén) a bielopotocké (vrchný priabón – spodný oligocén), kým pucovské zlepence (podmorské kužele, zosuvné telesá) objavujú sa v rôznych nivách (vrchný lutét – spodný oligocén) vo vyššie uvedených súvrstviach.

Podtatranská skupina

Pomenovanie: Podľa Vysokých, resp. Nízkych Tatier, v okolí ktorých dosahuje najväčšie rozšírenie.

Rozdelenie: V opisovanej skupine vyčleňujeme na základe rozdielnych litofaciálnych znakov štyri jednotky vyššej kategórie (súvrstvie = formation) a jednu jednotku kategórie nižšej (člen = member): 1 – borovské súvrstvie, 2 – hutianske súvrstvie, 3 – zuberské súvrstvie, 4 – bielopotocké súvrstvie, 5 – pucovské zlepence.

Hrúbka: 1500–3500 m.

Litofaciálna charakteristika: Okrem bázy skupina pozostáva hlavne z flyšového vývoja skladajúceho sa z rôzneho pomeru ílovcovej a pieskovcovej zložky. Podtatranská skupina predstavuje samostatný uzatvorený sedimentačný cyklus, ktorý

začína transgresiou hruboklastického súvrstvia náhle prechádzajúceho do ílovcovej fácie väčšinou vo vrchnom lutéte. Z tejto sa pozvoľna vyvíja normálny flyš s premenlivým zastúpením pieskovcovej zložky (1 : 1 – 1 : 5). Sedimentačný cyklus končí flyšom s absolútnou prevahou pieskovcov. Jednotlivé typy fácií sú viac-menej sukcesívne, resp. sa do určitej miery laterálne zastupujú. Pod rôznym názvom boli vymedzené a označené prakticky vo všetkých oblastiach so zvyškami paleogénnych sedimentov. Do značnej miery je však premenlivá ich hrúbka, nielen medzi vzdialenejšími, ale často i v rámci jedného regiónu.

Hranice: Spodná hranica je výrazná vďaka jej transgresívnej povahe. Ako sme už vyššie spomínali, začína vo vrchnom lutéte. Iba v niektorých elevačných zónach môže byť báza mladšia až spodnopriabonská. Vrchná hranica je ukončená prerušením sedimentačného cyklu v oligocéne. Aj v tých prípadoch, kde sú sedimenty podtatranskej skupiny pokryté mladším miocénnym sedimentačným cyklom, je vrchná hranica i po litofaciálnej stránke veľmi výrazná.

Borovské súvrstvie

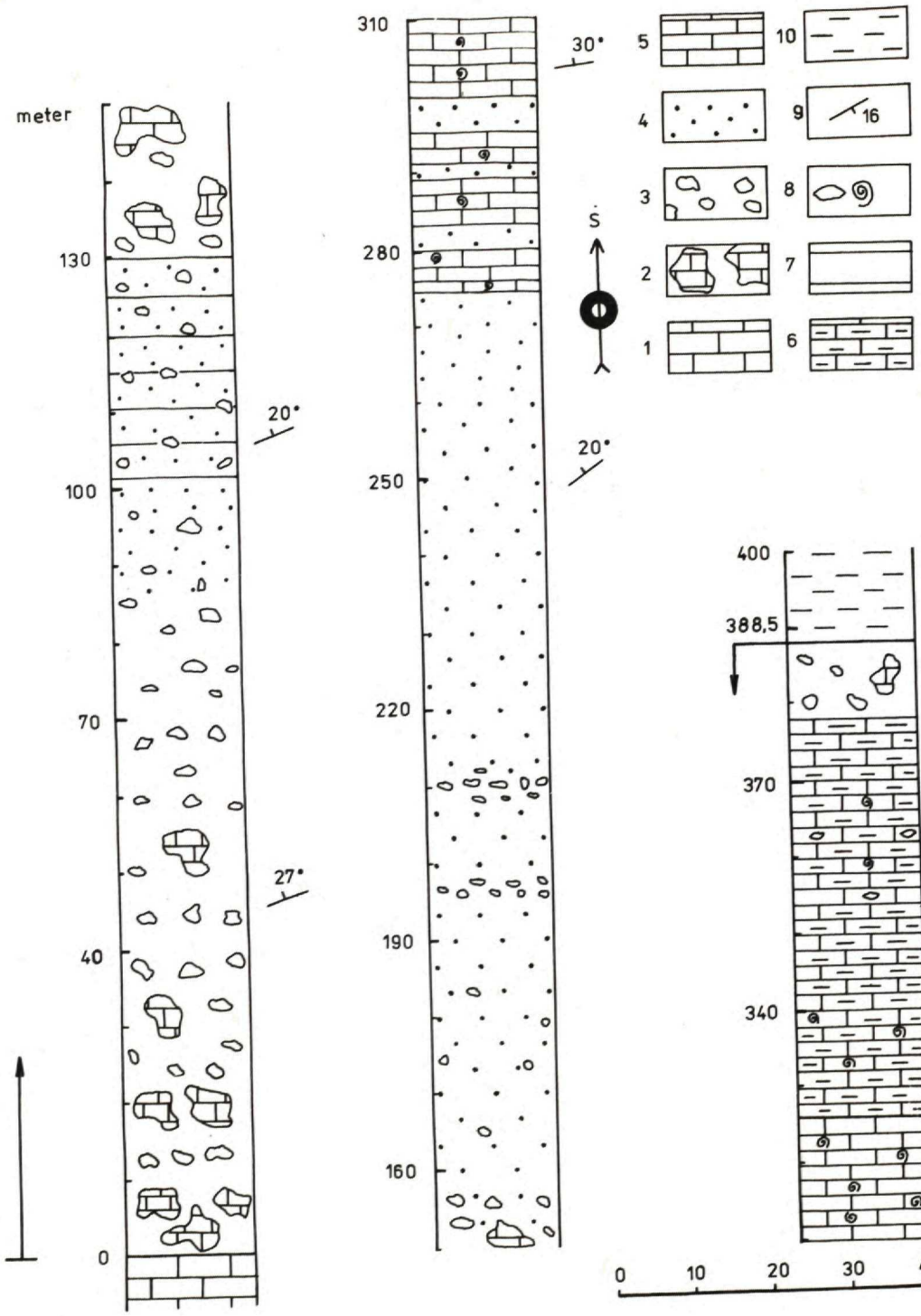
História: Bazálna transgresívna fácia je v prevažnej miere tvorená hruboklastickými, prevažne karbonátovými zlepencami a brekciami. Týmto typom hornín sú budované i Súľovské skaly, podľa ktorých boli aj zlepence pomenované (D. Štúr 1860). Predpokladalo sa, že sú transgresívnej povahy, a preto sa v minulosti aplikovali na celú fáciu tzv. centrálnokarpatského paleogénu. D. Andrusov (1965, str. 230) vo svojom monografickom diele ju označil ako súľovské súvrstvie. Podľa výskumov O. Samuela – K. Borzu – E. Köhlera (1972) súľovské zlepence na stratotypovej lokalite sú vrchnokuiského až spodnolutétskeho veku a nie sú v transgresívnej, ale v normálnej sukcesívnej superpozícii v tzv. pribradlovom paleogéne s iným litofaciálnym i stratigrafickým obsahom a paleogeografickým a tektonickým vývojom. Z týchto dôvodov súľovské zlepence, resp. súvrstvie, kooptujeme len pre vyššie spomínané „pribradlové" pásmo.

Pomenovanie: Podľa obce Borové, ležiacej v podtatranskej brázde, okr. Liptovský Mikuláš.

Stratotypový profil sa nachádza v bezmennom potoku (pravostranný prítok Kvačianky) 1,2 km v. od Veľkého Borového, kde sa dá sledovať v dĺžke 300 m.

Litofaciálna charakteristika: Litologicky borovské súvrstvie predstavujú klasický transgresívny cyklus s prevahou hruboklastických sedimentov, najmä v spodnej časti vývoja. Najvýznamnejšími typmi hornín sú brekcie, zlepence, pieskovce, piesčité vápence, organodetritické až organogénne vápence. Uvedené horniny sa často vertikálne i laterálne striedajú a zastupujú. Organické zvyšky sú najčastejšie v piesčitých vápencoch a vápencoch, v ktorých sú miestami až horninotvorným elementom.

Horninový materiál (úlomky, valúny, zrná) pochádza z rozrušených hornín najbližšieho (predtransgresívneho) okolia. V najnižších častiach borovských vrstiev sa celkom ojedinele vyskytujú nepravidelné akumulácie bauxitov, resp. brekcií a bauxitovým tmelom, ktoré sa považujú za produkty suchozemského zvetrávania (Markušovce a Mojtín).


meter
130
100
70
40
0
20°
27°
310
280
250
220
190
160
30°
20°
S
5
4
3
2
1
10
9
16
8
7
6
400
388,5
370
340
0
10
20
30
40 m

Borovské súvrstvie okrem lokálne vyvinutých bauxitov a brekcií vyplňujúcich nepravidelné malé šošovky v mezozoickom podloží (tieto sú predtransgresívneho pôvodu) sa v prevažnej miere usadzovali v plytkom (litorálnom až neritickom) morskom prostredí, veľmi vhodnom na rozvoj pestrého spoločenstva. Miestami sa vytvárali podmienky pre vznik biohermných až rífových telies.

Hrúbka súvrstvia je premenlivá. Odhaduje sa na niekoľko desiatok až 150 m. Len celkom ojedinele presahuje túto hrúbku.

Hranica: spodná hranica borovského súvrstvia je transgresívna, kým vrchná hranica je v dôsledku výraznej faciálnej zmeny tiež zreteľná. Kladieme ju na rozhranie hruboklastickej a ílovcovej fácie (hutianske súvrstvie).

Vek: Sedimentácia najspodnejších častí začala v strednom eocéne, vzácne pokračovala až do vyššieho vrchného eocénu (Liptovská kotlina). Maximum sedimentácie nastalo koncom stredného eocénu (vo vrchnom lutéte).

Z organických zvyškov sú najcharakteristickejšie veľké a malé foraminifery. Mäkkýše, koraly, machovky a riasy sa vyskytujú iba sporadicky. Veľké foraminifery: *Nummulites perforatus* (Montfort), *N. puschi* d'Archiac, *Assilina exponens* (Sowerby), *Alveolina elongata* (d'Orbigny) – stredný eocén (vrchný lutét); *Nummulites variolarius* (Lamarck), *N. chavannesi* de la Harpe, *N. incrassatus* de la Harpe, *N. striatus* (Bruguiére), *N. fabiani* (Prever), *Operculina alpina* Douville a rody *Operculinoides, Grzybowskia* a *Spiroclypeus* – vrchný eocén.

Hutianske súvrstvie

História: Novoopisovaná litostratigrafická jednotka bola doteraz v karpatskej literatúre označovaná buď z hľadiska sedimentologického, alebo sedimentárno-petrografického ako ílovcová litofácia, subflyš, ílovcové súvrstvie južnej alebo severnej fácie, ílovcové súvrstvie, piesčito-slienité flyšoidné vrstvy, prípadne ako zakopanské vrstvy.

Pomenovanie: Hutianske súvrstvie je pomenované podľa obce Huty, ktorá sa nachádza na Orave v podtatranskej brázde (okr. Liptovský Mikuláš).

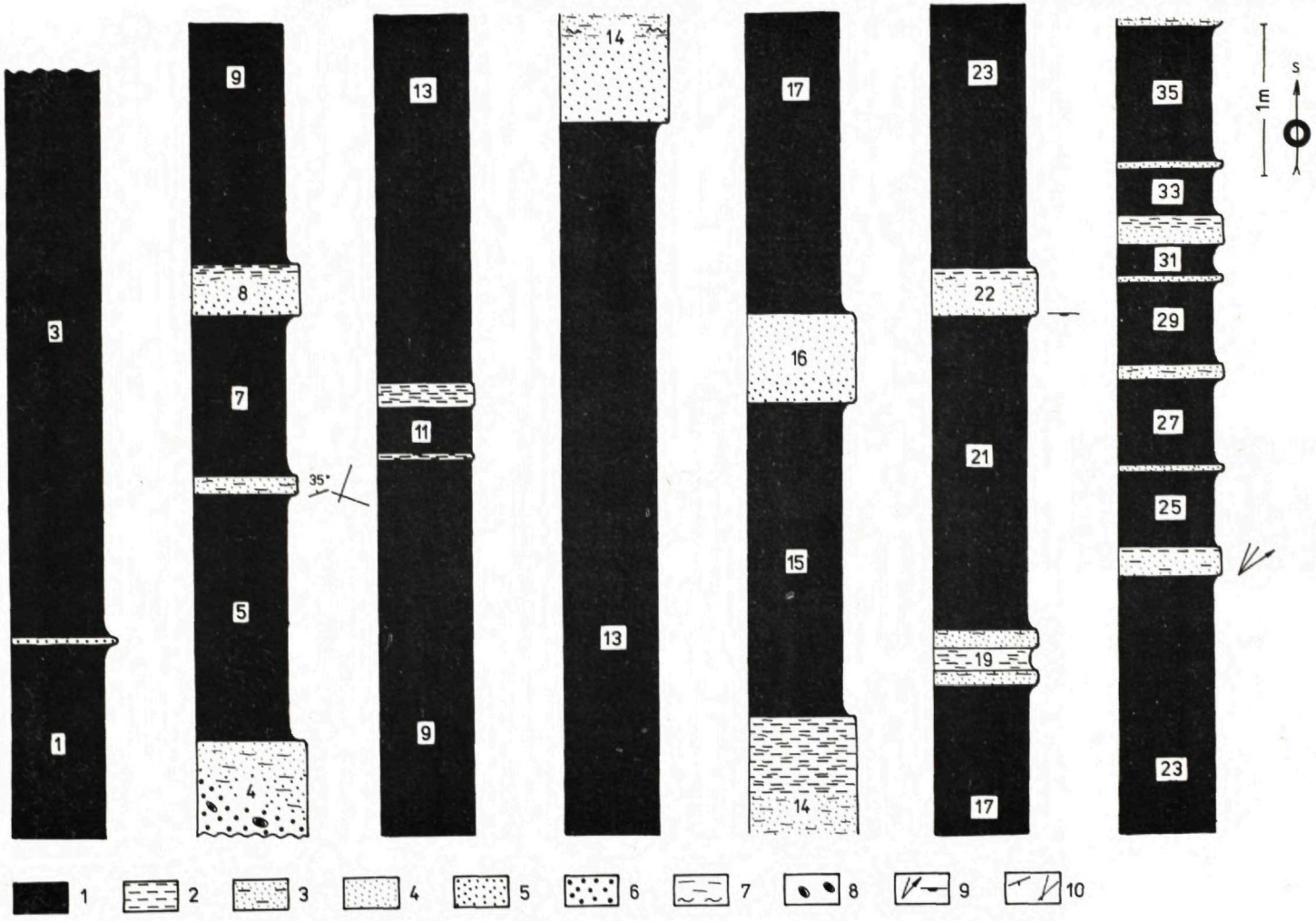
Za stratotypový profil bol vybraný zárez do svahu, ktorý sa nachádza 0,5 km juhozápadne od obce Huty, pri križovatke štátnych ciest z Hút do Veľkého Borového a Kvačian.

Litofaciálna charakteristika: Po litofaciálnej stránke je tvorené hrubými polohami premenlivo vápnitých (sporadicky i nevápnitých) ílovcov, ktoré sa striedajú s relatívne tenkými lavicami drobnozrnných zlepencov, pieskovcov alebo siltovcov. Pomer pieskovcov k ílovcom je zhruba od 1 : 4 do 1 : 10, miestami i viac.

Menej časté až ojedinelé sú tu lavice alebo šošovky pelokarbonátov; tiež prekremenelé ílovce so zvyškami šupín a kostrových elementov rýb na vrstevných plochách (ílovce menilitového typu). Vzácne sú polohy globigerínových slieňovcov.

Obr. 1 Borovské súvrstvie

Vysvetlivky: 1 – schreieralmské vápence, 2 – balvanovité až hrubozrnné karbonátové zlepence, 3 – strednozrnné prevažne karbonátové zlepence, 4 – karbonátové pieskovce, 5 – vápence s veľkými foraminiferami, 6 – slieňovce (ílovité vápence), 7 – vrstevnatosť, 8 – veľké foraminifery; makrofauna, 9 – úložné pomery, 10 – hutianske súvrstvie (ílovce).


1
3
9
8
7
5
4
35°
13
11
9
14
13
17
16
15
14
23
22
21
19
17
35
33
31
29
27
25
23
E
S
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Charakteristická pre toto súvrstvie je tiež prítomnosť Mn oxid-karbonátových rúd vytvárajúcich lamíny, tenké vrstvičky alebo až ekonomické koncentrácie (Rajecká kotlina, Orava, Spišská kotlina).

Opisované súvrstvie je vyvinuté najmä na Orave, v Levočských vrchoch, Šarišskej vrchovine, ďalej Liptovskej, Spišskej, Turčianskej, Rajeckej, Hornonitrianskej kotline a na Horehroní v okolí Brezna.

Hrúbka hutianskeho súvrstvia kolíše v rozmedzí od niekoľkých desiatok metrov až do 800 m (preukázané vrtmi). Miestami môže dosiahnuť až 1200 m hrúbku.

Súvrstvie sa usadzovalo v období výraznej subsidencie morského dna, po usadení bazálnych – borovských vrstiev. Maximálna hĺbka sedimentačného prostredia bola však až v období sedimentácie nadložnej flyšovej fácie (= zuberského súvrstvia).

Hranica: Spodná hranica hutianskeho súvrstvia je vďaka výraznej litofaciálnej zmene oproti podložnému borovskému hruboklastickému súvrstviu zreteľná. Hoci hutianske súvrstvie je s nadložným zuberským súvrstvím spojené pozvoľným prechodom, hranica medzi nimi je zreteľná preto, že sa objavila typická flyšová fácia.

Hutianske súvrstvie je vcelku chudobné na obsah fosílií. Na typickom profile z malých foraminifer relatívne najbežnejšie sa vyskytujú malé globigeríny z okruhu *Globigerina officinalis* Subbotina a *G.* ex gr. *praebulloides* Blow. Z veľkých foraminifer boli identifikované *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites chavannesi* de la Harpe, miestami *Nummulites striatus* (Bruguiére), *Nummulites budensis* Hantken a rod *Operculinoides*. Veľmi časté sú redeponované schránky lutétskych druhov, najmä *Nummulites perforatus* (Montfort) a *Assilina exponens* (Sowerby). Z nanoplanktónu boli dr. Bystrickou identifikované druhy: *Coccolithus eopelagicus* (Bram. et Ried.) Bram. et Sull., *C. pelagicus* (Wall.), Schill., *Cyclococcolithus formosus* Kampt., *Braarudosphaera bigelowi* (Gram et Braa.) Defl., *Dictyococcites bisectus* (Hay, Moh. et Wade) Buk., *Discoaster barbadiensis T.S.H., D. deflandrei* Bram. et Ried., *D. mirus* Defl., *D. lodoensis* Bram. et Ried., *D.* cf. *saipanensis* Bram. et Ried., *D. tani* Bram. et Ried., *Chiasmolithus grandis* (Bram. et Ried.) Hay, Moh. et Wade, *Isthmolithus recurvus* Defl., *Reticulofenestra umbilica* (Lev.) Mart. et Ritz., *Zygrhablithus bijugatus* (Defl.) Defl. Uvedené fosílie nám indikujú vrchnoeocénny vek tohto súvrstvia.

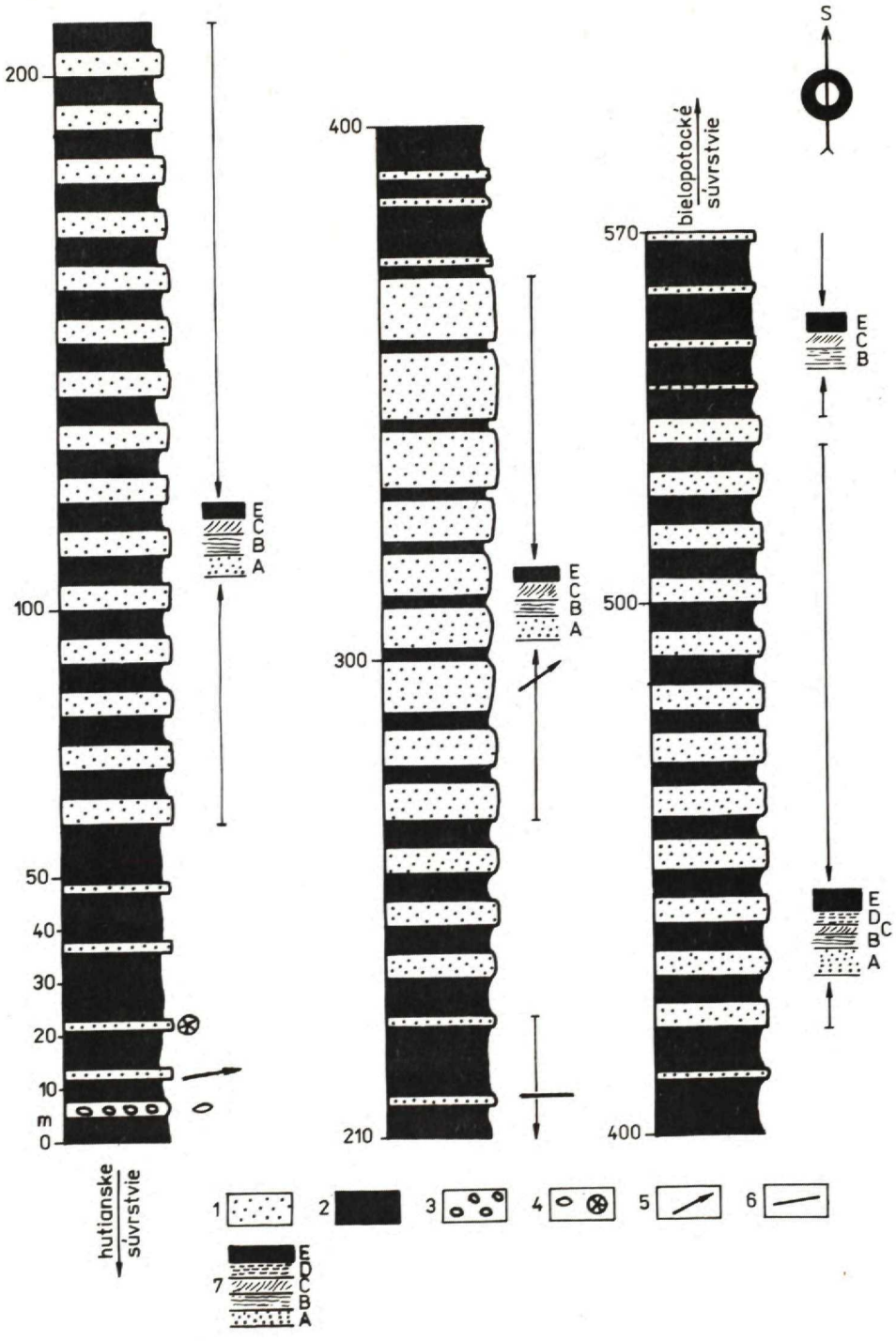
Z predmetnej litofácie sa vyskytujú aj sporomorfy (dr. Snopková), ktoré sú spolu s nanoplanktónovou zložkou predmetom podrobného výskumu uvedených autoriek.

Zuberské súvrstvie

História: V minulosti bola označovaná hlavne z hľadiska litofaciálnych kritérií (ílovcovo-pieskovcové súvrstvie, prechodné pieskovcové súvrstvie, flyšová litofácia, prípadne ako hajské vrstvy resp. chocholovské vrstvy).

Obr. 2 Hutianske súvrstvie

Vysvetlivky: 1 – ílovce, 2 – ílosiltovce – siltovce, 3 – ílovité pieskovce, 4 – jemnozrnné pieskovce, 5 – strednozrnné pieskovce, 6 – hrubozrnné pieskovce, 7 – vodorovná a čerinová laminácia, 8 – výskyt veľkých foraminifer, 9 – prúdové a tlakové stopy, 10 – úložné pomery; pukliny.


S
200
100
50
40
30
20
10
m
0
400
300
210
570
500
400
bielopotocké súvrstvie
hutianske súvrstvie
E
C
B
A
E
D
C
B
A
1
2
3
4
5
6
7

Pomenovanie: Podľa obce Zuberec, ktorá sa nachádza na Orave (okr. Dolný Kubín) v Skorušinských vrchoch.

Stratotypový profil sa nachádza na východnom svahu kopca Machy (1201 m) v zárezе bezmenného potoka, kde sa dá sledovať v dĺžke asi 1 km.

Litofaciálna charakteristika: Po litofaciálnej stránke má zuberské súvrstvie flyšový charakter. Je tvorené mnohonásobným, viac-menej pravidelným striedaním sa lavíc pieskovcov, zriedkavejšie zlepencov a ílovcami. Polohy pelokarbonátov sú iba sporadické. Pomer pieskovcov k ílovcom v typických flyšových postupnostiach kolíše v rozmedziach od 2:1 do 1:2.

Pieskovce sú charakterizované rôznymi druhmi zvrstvení, pričom najfrekventovanejšie je gradačné alebo homogénne zvrstvenie. Na spodných plochách lavíc sa nachádzajú stopy mechanického i organického pôvodu („hieroglyfy"). Na vrchných plochách sa zriedkavejšie vyskytujú predovšetkým stopy organického pôvodu.

Zuberské súvrstvie vzniklo v hlbšom morskom prostredí v čase silnej subsidencie.

Klasický materiál flyšových sedimentov bol derivovaný z okrajov sedimentačných priestorov a transportovaný turbiditnými prúdmi.

Zuberské vrstvy sú vyvinuté vo veľkých hrúbkach najmä v Levočských vrchoch, Liptovskej kotline, Šarišskej vrchovine, v Hornádskej kotline, Hornonitrianskej kotline a v Spišskej Magure a na Orave (Skorušinské vrchy).

Hrúbka zuberských vrstiev kolíše od niekoľko 100 m do 800 m až 1200 m.

Hranica: Spodná i vrchná hranica je v dôsledku litofaciálnych zmien zreteľná. Od podložného hutianskeho súvrstvia sa odlišuje rytmickým striedaním pieskovcov a pelitickej zložky, kým medzi opisovaným a bielopotockým (s ktorým je tiež späté pozvoľným prechodom) kladieme hranicu na miesta s výrazným zastúpením hrubých pieskovcových lavíc.

Zuberské súvrstvie i ostatné litostratigrafické jednotky podtatranskej skupiny sú na Orave vcelku chudobné na fosílie. Sporadicky obsahujú veľké i malé foraminifery, ďalej nanoplanktón i sporomorfy. Všetky spomínané skupiny indikujú priabónsky vek hlavne stredného až vrchného priabónu, pričom podľa palinoflóry nemožno vylúčiť ani spodný oligocén.

Z malých foraminifer boli identifikované druhy *Globigerina* ex gr. *praebulloides* Blow, *G. officinalis* Subbotina, *G.* cf. *angiporoides* Hornibrook, *Cibicides karpaticus* Mjatliuk, kým z veľkých foraminifer *Nummulites fabiani* (Prever), *Nummulites pulchellus* de la Harpe, miestami aj *Nummulites orbignyi* (Galeotti), častá je prítomnosť predstaviteľov rodov *Spiroclypeus* a *Grzybowskia*. Redeponované schránky veľkých foraminifer zo starších súvrství nie sú vzácnosťou.

Obr. 3 Zuberské súvrstvie (schematický profil)
Vysvetlivky: 1 – pieskovce, 2 – ílovce, 3 – drobnozrnné polymiktné zlepence, 4 – výskyt fauny – veľké foraminifery; zoofikusy, 5 – prúdové stopy so smerovým údajom, 6 – prúdové stopy tvaru rýhy, 7 – stavba pieskovcových lavíc podľa A. H. Boumu (1962), A – gradač. zvrst. interval, B – spodný interval paralelnej laminácie, C – interval prúdovo-čerinovej laminácie, D – vrch. interv. paralelnej laminácie, E – pelitický interval.

S
15°
1
2
3
4
5
7
9
12
14
16
20
21
23
24
25
26
28
30
32
34
36
37
39
E
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Bielopotocké súvrstvie

História: Bielopotocké súvrstvie pôvodne opísal D. Andrusov (1938) ako bielopotocké pieskovce. V literatúre (hlavne v súvise so zostavovaním generálnych máp) väčšinou sa opisovalo ako pieskovcové vrstvy, resp. pieskovce Levočského pohoria, konské pieskovce, ostrzyské vrstvy, flyš s absolútnou prevahou pieskovcov. Vzhľadom na to, že vyššie uvedené názvy nezodpovedajú kritériám na vymedzenie formálnych litostratigrafických jednotiek, urobili sme rekategorizáciu tejto jednotky.

Pomenovanie je podľa obce Oravský Biely Potok, ktorý sa nachádza na južnom úpätí Skorušiny (okr. Dolný Kubín).

Stratotypový profil sa nachádza v lome pri štátnej ceste vedúcej do Oravského Bieleho Potoka.

Litofaciálna charakteristika: Po litofaciálnej stránke sa bielopotocké súvrstvie výrazne líši od podložného zuberského súvrstvia predovšetkým vývojom častých i viac metrov hrubých pieskovcových lavíc a iba sporadickým výskytom ílovcov. V súvrství sa ojedinele vyskytujú tiež zlepence (podmorské zosuvy) a prstovite vklinené polohy „hrubého flyšu" (drobnozlepencový flyš). V pieskovcoch opisovaného súvrstvia sú pomerne časté intraklasty (závaľky ílovcov, pelokarbonátov a oblepené ílovcové gule – armoured mud balls). Pomer pieskovcov k ílovcom a ílosiltovcom je zhruba 30 : 1 a viac.

Pieskovce sú charakteristické rôznymi druhmi zvrstvenia, pričom najfrekventovanejšie je homogénne alebo gradačné zvrstvenie, menej časté je nepravidelné a viacnásobné gradačné zvrstvenie.

V monotónnom pieskovcovom súvrství sa miestami nachádzajú rozmyvové žľaby a amalgámované vrstvy.

Stopy mechanického pôvodu, podobne ako stopy organického pôvodu, také časté v podložných flyšových sedimentoch, sa tu vyskytujú len vzácne a v malej typovej pestrosti.

Bielopotocké súvrstvie je finálnym produktom paleogénneho sedimentačného cyklu v Západných Karpatoch. Najvyššie časti súvrstvia, ktoré sa usadzovali v období regresie v stále sa splytčujúcom morskom prostredí, boli v dôsledku ich obnaženia počas neogénu a kvartéru takmer oderodované.

Hranica: Spodná hranica je litofaciálna. Kladieme ju na rozhranie normálneho flyšového vývoja a objavovania sa hrubých pieskovcových lavíc s podradným zastúpením ílovcovej zložky. Vrchná hranica je zreteľná, väčšinou poznačená stopami po denudácii.

Hrúbka: Bielopotocké súvrstvie je vo veľkej hrúbke zachované iba v Levočských vrchoch, v menšej hrúbke v hlavnom hrebeni Skorušiny. Menšie plochy a malé

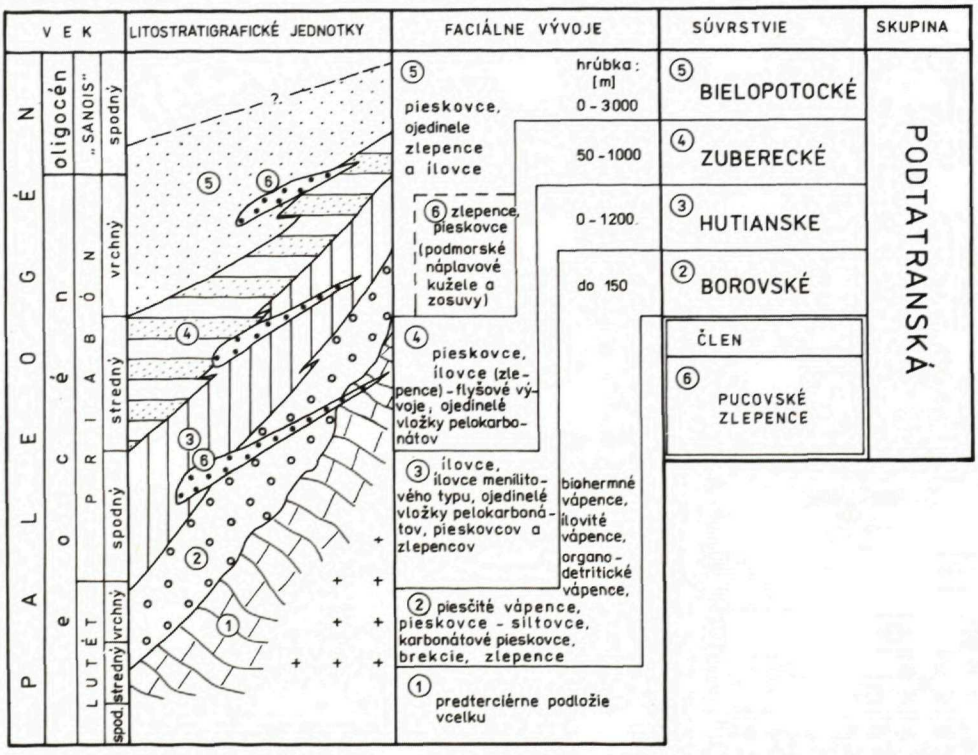
Obr. 4 Bielopotocké súvrstvie
Vysvetlivky: 1 – šošovky a závaľky ílovcov (intraklasty), 2 – piesčité ílovce – ílovité pieskovce, 3 – jemnozrnné pieskovce, 4 – strednozrnné pieskovce, 5 – hrubozrnné pieskovce, 6 – závaľky pelokarbonátov (intraklasty), 7 – zlom, 8 – úložné pomery; pukliny, 9 – prúdové a tlakové stopy.

hrúbky bielopotockých pieskovcov nachádzame v eróznych zvyškoch v Liptovskej kotline, Šarišskej vrchovine, v Turčianskej kotline, v Hornonitrianskej kotline a inde.

Hrúbka bielopotockého súvrstvia kolíše od 0 m až po maximum – 3000 m (odhad F. Chmelíka v Levočských vrchoch). V Skorušine dosahuje okolo 500 m.

Vek: V bielopotockom súvrství, ktoré sa usadzovalo takmer za stáleho prínosu hrubozrnnej pieskovej hmoty, neposkytovalo vhodné podmienky pre rozvoj organizmov a ich zachovanie. Väčšina zachovaného organického spoločenstva je značne skorodovaná, druhovo i čo do množstva je spoločenstvo chudobné. Pre súvrstvie sú charakteristické malé a veľké foraminifery, peľové zrná a spóry vrchnoeocénskeho až spodnooligocénneho veku. Z malých foraminifer pri obci Oravský Biely Potok sporadicky sa vyskytujú *Globigerina officinalis* Subbotina, *G. danvillensis* Howe et Wallace, *Cibicides rzehaki* (Grzybowski), *C. carpaticus* Mjatliuk, *C. lopjanicus* Mjatliuk, *Lagena isabella* (d'Orbigny). V Levočskom pohorí O. Samuel našiel spoločenstvo vápnito-aglutinované: *Lagena isabella* (d'Orbigny), *Uvigerina pygmea* d'Orbigny, *Gyroidina soldanii* d'Orbigny, *Cibicides lopjanicus* Mjatliuk, *Rotalia guantanamensis* Cushman et Bermúdez.

Takmer u všetkých uvedených druhov vekový diapazón je vrchný priabón až oligocén. Na základe týchto údajov, ako aj superpozície a palinologických výsledkov



Obr. 5 Tabuľka litostratigrafických jednotiek vnútrokarpatského paleogénneho sedimentačného cyklu.

usudzujeme, že bielopotocké súvrstvie sedimentovalo hlavne v spodnom oligocéne, pričom nevylučujeme ani možnosť, že najspodnejšie časti sa začali usadzovať v najvyššom priabóne.

Pucovské zlepence

História: Pucovské zlepence boli doteraz v literatúre označované ako podmorské zosuvné telesá, intraformačné zlepence (konglomeráty), podmorské sklzové telesá, zlepencové podmorské kužele a pod.

Pomenovanie: Pucovské zlepence boli pomenované P. Grossom – E. Köhlerom – K. Borzom v r. 1982 podľa obce Pucov nachádzajúcej sa na Orave v okrese Dolný Kubín v Oravskej vrchovine.

Za stratotypový profil bol vybraný zárez cesty na západnom okraji obce Pucov, kde možno vidieť rez podmorským kužeľom v jeho najhrubšej časti. Prívodové časti kužeľa – pucovských zlepencov sú dokonale odkryté v lome na východnom okraji Medzihradného (dnes už je súčasťou Dolného Kubína), severne od Zadného Krnáča a ssz. od Vyšného Kubína.

Litofaciálna charakteristika: Zlepence sú polymiktné, tvorené pestrým súborom hornín predovšetkým mezozoických, vyskytujú sa i horniny paleozoické, resp. i kryštalické. Charakteristickým znakom pucovských zlepencov sú paleogénne intraklasty (valúny numulitových vápencov, pieskovcov, resp. závalky ílovcov a pelokarbonátov).

V zárezе cesty pri Pucove sú to typické hrubozrnné až balvanovité ortozlepence (tmel je vyvinutý iba v priestoroch medzi vzájomne sa dotýkajúcimi valúnmi), na inom mieste môže byť prevaha piesčitého alebo piesčito-ílovitého tmelu nad množstvom valúnov, na základe čoho je možné horninu klasifikovať ako parazlepenec (Liptovský Ondrej a i.). Pucovské zlepence vytvárajú v priestore charakteristický morfologický útvar – podmorský náplavový kužeľ.

Opisované zlepence sú vyvinuté takmer vo všetkých regiónoch s vývojom podtatranskej skupiny.

Hrúbka súvrstvia kolíše od niekoľkých decimetrov, resp. metrov až do 250–280 m.

Hranica: Pucovské zlepence sú vyvinuté vo všetkých stratigrafických nivách – súvrstviach podtatranskej skupiny, miestami sú vrezané až do jej staršieho, prevažne mezozoického podložia. Spodná i vrchná hranica pucovských zlepencov je vždy litologicky veľmi výrazná.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, část III – Tektonika, Rozpr. SGÚ, 9, Stát. geol. Úst. Praha, 1–135.

ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát, III. Vyd. Slov. akad. Vied, Bratislava, 1–392.

ANDRUSOV, D.–KÖHLER, E. 1963: Nummulites, faciès et dévelopment prétectonique des Karpates occidentales centrales au Paléogène. Geol. zborn. Slov. akad. Vied, 14, Bratislava, 175–192.

BOUMA, A. H. 1962: Sedimentology of some Flysh deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 1–168.
GROSS, P.–KÖHLER, E. et al. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, Pls. I–XLVII. 1–242.
GROSS, P.–KÖHLER, E.–BORZA, K. 1982: Zlepencové podmorské kužele z vnútrokarpatského paleogénu pri Pucove. Geologické Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75–86.
LEŠKO, B. 1960a: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. Geol. zborn., Slov. akad. Vied, Bratislava, 11, 1, 95–103.
LEŠKO, B. 1960b: Faciaľnoje razvitije fliša v vostočnoj Slovakii. Mat. Karpato-Balkan. Assoc. 3, Kijev, 115–118.
LEŠKO, B.–SAMUEL, O. 1960: Geológia bradlového pásma pri Podhorodi. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 139–150.
LEŠKO, B.–SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Vyd. Slov. Akad. vied, Bratislava, 1–245.
MAHEĽ, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. Mineralia slov. 12, 2, Bratislava, 193–207.
SALAJ, J. 1961: Einige neuen stratigraphischen Kenntnisse aus der Kreide der inneren Klippenzone von Westkarpaten. Geol. Práce, Správy 22, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 83–97.
SALAJ, J.–SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Geol. Úst. D. štúra, Bratislava, 1–291.
SAMUEL, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 285–298.
SAMUEL, O.–BORZA, K.–KÖHLER, E. 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, Pls. I–CLXXX, 1–246.
SAMUEL, O.–SALAJ, J. 1961: Niekoľko poznámok k biostratigrafii „dán"-paleocénu. Geol. zborn. Slov. Akad. Vied, 12, 2, Bratislava, 165–174.
SAMUEL, O.–SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–232.
ŠTÚR, D. 1860: Bericht über die geologische Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. geol. Reichanstalt, 11, Wien, 17–151.

P. Gross–E. Köhler–O. Samuel

A new lithostratigraphical division of the Inner-Carpathian Paleogene

Summary

1. The Borové Formation consists of breccia, conglomerates, carbonate and polymict sandstones to siltstones, organodetrital and organogenic limestones, occasionally of marlstones. Its position is transgressive and has a non-flysch character. The Borové Formation rests uncomformably on the ancient (Mesozoic or Paleozoic) basement, or on Paleocene-Lower Eocene pre-transgression sediments (with the character of piedmont debris).
Thickness: Several ten to 150 m.
Age: Middle Eocene – Upper Eocene.
2. The Huty Formation contains in its bottom part occasional claystones of the Menilite type, the main mass being composed variably of calcareous, partly also of non-calcareous claystones with sporadical sandstone banks, fine-grained conglomerates and pelocarbonates. Layers of globigerinous marlstones are scarce. Frequent are Mn oxide-carbonate ores, sometimes in economically interesting concentrations.
Thickness: Several ten to 1200 m.
Age: Upper Eocene.

3. The Zuberec Formation consists of typical Flysch sequences. It is characterized by repeated, more or less regular alternation of sandstones and claystones, scarce conglomerates and pelocarbonates. Clastic material was transported by turbidity currents. The formation deposited in a deep-sea environment during an intense sea-floor subsidence.
Thickness: Several hundreds to 1200 m.
Age: Upper Eocene, but according to palynoflora also the Lower Oligocene age may be admitted.
4. The Biely potok Formation is characterized by sandstone banks absolutely dominant over thin layers of claystones in the ratio 1:30; in some places even more. The formation comprises sporadical conglomerates (submarine slides), „coarse flysch" layers, intraclasts (clasts of claystones, pelocarbonates, and claystone and pelocarbonate armoured balls).
Thickness: 0–3000 m.
Age: the top part of the Upper Eocene, mainly Lower Oligocene.
5. Pucov Member forms a characteristic morphological formation – a submarine alluvial fan. The conglomerates are polymict, consisting of a variegated complex of Mesozoic rocks, less frequently of Paleozoic or crystalline rocks. The conglomerates are characterized by Paleogene intraclasts.
Thickness: decimetres to 280 m.
Age: Upper Lutetian – Lower Oligocene.

Explanations of text-Figures

Fig. 1 Borové Formation
Explanations: 1 – Schreieralm limestones, bouldery and coarse-grained carbonate conglomerates, 3 – medium-grained, mostly carbonate conglomerates, 4 – carbonate sandstones, 5 – limestones with larger foraminifers; 6 – marlstones (clayey limestones), 7 – stratification, 8 – larger foraminifers, 9 – strike and dip of beds, 10 – Huty Formation (claystones).
Fig. 2 Huty Formation
Explanations: 1 – claystones, 2 – clay-siltstones – siltstones, 3 – clayey sandstones, 4 – fine-grained sandstones, 5 – medium-grained sandstones, 6 – coarse-grained sandstones, 7 – horizontal and ripple lamination, 8 – occurrence of larger foraminifers, 9 – current marks and load casts, 10 – fissures; strike and dip of beds.
Fig. 3 Zuberec Formation (schematic profile)
Explanations: 1 – sandstones, 2 – claystones, 3 – fine-grained polymict conglomerates, 4 – occurrence of larger foraminifers; zoophycus, 5 – current marks and direction, 6 – groove-shaped current marks, 7 – structure of sandstone banks according to A. H. Bouma (1962) A – graded-bedded interval, B – lower interval of parallel lamination, C – interval of current-ripple lamination, D – upper interval of parallel lamination, E – pelitic interval.
Fig. 4 Biely potok Formation
Explanations: 1 – lenses and intraclasts of claystones, 2 – sandy claystones – clayely sandstones, 3 – fine-grained sandstones, 4 – medium-grained sandstones, 5 – coarse-grained sandstones, 6 – intraclasts of pelocarbonates, 7 – fault, 8 – strike and dip of beds 9 – current marks and load casts.
Fig. 5 Lithostratigraphic units of Inner-Carpathian Paleogene sedimentation cycle

Geologické práce, Správy 81, s. 119—129, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Ján Nemčok

Magurský príkrov a bradlové pásmo na východnom Slovensku

3 obr. v texte, angl. resumé

Abstract. The author deals with the deformation of the Magura nappe, with its kinematic and dynamics. Discussed are discrepancies in the conception of the klippen mantle so important in the study of the genesis of the Klippen Belt.

Úvod

Niektoré definície charakterizujú príkrov ako allochtónne teleso, ktoré je uložené na autochtóne, resp. paraautochtóne (nižšom príkrove). Toto ponímanie berie za základ pohyb hmoty príkrovu, ktorý prebieha pri gravitačných sklzoch. Magurský flyš na východnom Slovensku s jeho dvojvergentným pohybom a neznámym podložím nemožno vtesnať do tejto kategórie príkrovov. Pri kinematickom posudzovaní pohybov v magurskom flyši vychádzam z toho, že príčinou vzniku jeho príkrovovej stavby bol pohyb v spodných partiách zemskej kôry a magurský príkrov sa len pasívne nasúval a deformoval. Inými slovami, aktívne sa podsúval autochtón, resp. paraautochtón pod magurským flyšom (príkrovom). Z toho dôvodu sa v staršej literatúre o magurskom flyšovom príkrove píše ako o príkrove bezkoreňovom. Naproti tomu subtatranské príkrovy sa zakoreňujú južne od ich dnešnej pozície. Najviac nevyjasnených problémov ohľadne príkrovovej stavby je v bradlovom pásme. Tie sa tradujú už od čias M. Lugeona (1902–1903), švajčiarskeho geológa, ktorý zaviedol teóriu príkrovov do stavby Tatier a pieninského bradlového pásma. Celý rad jeho pokračovateľov zaoberajúcich sa stavbou bradlového pásma narazil na niektoré neprekonateľné prekážky v objasňovaní genézy bradlového pásma a jeho okolia. Výsledok bádania zatiaľ nie je uspokojivý, aj keď sa na riešenie problematiky použili technické práce a geofyzikálne merania.

RNDr. J. Nemčok, CSc. Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

Dôležité tektonické črty magurského flyšu

Všeobecne platné zákonitosti pohybu a transportu vo flyšovom priestore východoslovenského flyšu boli stredobodom záujmu posledných rokov. Najdôležitejším poznatkom sedimentologických štúdií je, že magurský paleogén je litofaciálne diferencované teleso s prínosom klastického materiálu z juhu. Tento poznatok mal podstatný vplyv na vývoj tektonického ponímania magurského príkrovu na východnom Slovensku. Namerané vektory sedimentologických konštánt sa zrazu stali tektonickými veličinami, nepostrádateľnými pri tektonických rekonštrukciách. Počiatočné ťažkosti pri tektonickom dešifrovaní magurského príkrovu, ktoré vznikli tým, že sa objavila malcovsko-menilitová séria pri Malcove, Raslaviciach a Brezovke, sa mohli ľahšie prekonať získaním ďalších tektonických prvkov. H. Swidzinski (1934) nepredpokladal, že by mohlo ísť o normálne najmladšie členy magurského flyšu. Zložitosť magurského príkrovu videl práve v jeho premiestnení. Malcovsko-menilitovú sériu považoval za spodnejší paraautochtón, ktorý v podobe tektonických okien vystupuje spod magurského príkrovu. Neskoršie práce z oblasti magurského flyšu túto koncepciu prijímajú, len v otázke období premiestnenia magurského flyšu na menilitovo-malcovskú sériu sú zásadné diferencie. Aj sám H. Swidzinski v neskorších prácach tektonickú koncepciu reviduje a magurský príkrov presúva nielen k severu, ale aj k juhu, prirodzene, v časovom rozostupe. Premiestňovanie magurskej masy ako strižného príkrovu na vonkajšiu stranu Karpát nájdeme v prácach A. Matějku et al. (1964), H. Swidzinského (1956), M. Ksiazkiewicza (1956), Z. Rotha (1960, 1961), atď.

Nasunutie čerhovskej (krynickej) či bystrickej jednotky na bradlové pásmo vyvolalo ďalšiu vlnu úvah o tektonickom pulze magurského príkrovu. Vynorené mezozoické bradlá pri Dolnej Maríkovej na Považí spod paleogénu bystrickej litofaciálnej jednotky pekne dokumentujú smer násunu magurskej hmoty. Tento spätný násun (resp. prešmyk) magurského príkrovu na bradlové pásmo mal byť dôkazom ďalšieho pohybu magurskej flyšovej hmoty s určitým časovým odstupom.

Priebeh a úklom smerných dislokácií, ako aj dvojvergentnosť vrásových štruktúr magurského flyšu na východnom Slovensku priviedli tiež k názoru bilaterálneho vrásnenia magurského flyšu s jeho koreňovou zónou uprostred dielčích litofaciálnych jednotiek (E. Nemčík, Geol. Práce, Správy 47, 1969). Dvojvergentnosť povrchovej stavby magurského flyšu, ako aj protichodné úklony šariážnych plôch sa v minulosti pokladali za dôkaz časový, a nie za deformačný prvok, ktorý vzniká pri pohybe v jednom a tom istom čase.

V posledných rokoch sa tektonickým štúdiom magurského príkrovu došlo k záveru, že dvojvergentnosť i protichodné nasúvanie magurského príkrovu je výsledkom jednosmerného pohybu podložných blokov (J. Nemčok 1978). Tento jednosmerný pohyb je tiež časovo limitovaný. Na základe stratigrafických štúdií počiatočné nasúvanie magurskej jednotky na bradlové pásmo prebiehalo po usadení paleogénnych sedimentov. Najmladšie tektonické pohyby, ktoré dali definitívnu podobu dnešnej magurskej oblasti, nám nezľahčili odpoveď na vzájomný vzťah magurského príkrovu s priľahlými oblasťami.

Bradlový obal

Bradlové pásmo sa všeobecne rozdeľovalo na bradlá a ich obal. Morfologicky vyčnievajúce mezozoické telesá v tomto ponímaní majú približne stratigrafické rozpätie od jury po spodnú kriedu. Strednokriedové i vrchnokriedové sedimenty sa už zaraďovali k bradlovému obalu. Paleogén bradlového pásma má mnoho lokálnych pomenovaní tak v Poľsku, ako aj u nás a obsahuje stratigrafické úrovne od paleocénu až po vrchný eocén. Všeobecne sa považoval za transgresívny, hoci transgresívne kontakty, resp. sedimenty poukazujúce na depozíciu nenachádzame.

Najznámejšie flyšové sedimenty, ktorých vek dodnes nie je spoľahlivo vyriešený, sú jarmutské vrstvy. Spolu s pestrými slieňmi (púchovskými slieňmi) tvorili kriedový, resp. mezozoický obal vyčnievajúcich bradiel. Tento predpoklad platil do tých čias, kým sa jarmutské vrstvy, resp. jarmutská litofácia, na základe veľkých foraminifer *Lepidorbitoides socialis* Leym, *Siderolites vidali* Douw. a *Orbitoides* cf. *media* D'Arch. považovali za vrchnokriedové (kampán – mástricht). Jarmutské vrstvy (jarmutská litofácia) sú reprezentované zlepencami, pieskovcami a zriedkavo ílovcami. Sú to vcelku vápnité klastické sedimenty, ktoré sú často označované aj ako piesčité vápence. Už A. Matějka (1959 str. 147) charakterizuje celé paleogénne súvrstvie bradlového pásma podľa prevládajúcej vápnitosti psamitov i pelitov ako „magurskú vápnitú fáciu". Okrem jarmutských vrstiev sú v bradlovom pásme v Poľsku aj zlatňanské vrstvy, ktoré E. Birkenmajer (1954) vyčlenil pre ich paleogénny vek. U nás silne vápnitý paleogénny flyš je známy pod pojmom pročské vrstvy (B. Leško 1960c). Z veľkých foraminifer obsahujú *Nummulites planulatus* (Lamarck), *Nummulites irregularis* Deshayes, *Assilina leymerici* D'Arch., ktoré poukazujú na spodný eocén. B. Leško–O. Samuel (1968) pročským vrstvám pripisujú na základe aglutinovanej mikrofauny vek vyšší spodný paleocén – spodný eocén. D. Andrusov (1965) litofaciálny komplex pročských vrstiev rozširuje o celý stredný eocén. Chudobné strednoeocénne formy z pročských vrstiev sa nám podarilo nájsť v oblasti Jarabiny a Litmanovej (J. Nemčok–V. Gašpariková 1975–1976).

Z vyššie uvedeného stratigrafického prehľadu vyplýva, že jarmutské vrstvy, zlatňanské vrstvy a pročské vrstvy sú síce stratigraficky odlišné, ale je to jeden litofaciálny typ sedimentov. Tento litofaciálny komplex je litologicky a kartograficky nedeliteľný, preto stratigrafické rozpätie jarmutskej litofácie je od mástrichtu po stredný eocén. Toto stratigrafické vymedzenie sa tiež prehodnocuje, lebo nie je isté, či vrchnokriedové foraminifery sú určujúcim argumentom, ba je pravdepodobné, že sú až na druhom mieste.

Pochybnosti o litofaciálnej zhodnosti vymedzených súvrství dokumentujú nasledovné výroky. M. Ksiazskiewicz (1965 str. 230) uvádza, že „zlatnianske vrstvy litologicky veľmi pripomínajú jarmutské vrstvy"; a ďalej píše: „Veľká podobnosť s jarmutskými vrstvami dáva tú možnosť, že zlatnianske vrstvy sú sedimentárnym pokračovaním jarmutských vrstiev."

B. Leško–O. Samuel (1968 str. 43) pročské vrstvy považujú za faciálny ekvivalent vrchnokriedového flyšového súvrstvia.

V skladbe zlepencov a ostrohranných brekcií jarmutských i pročských vrstiev okrem exotických valúnov je prevažne materiál jury, ale aj kriedy. To svedčí o zdrojovej oblasti, z ktorej pochádza valúnový materiál, i o jej obnaženosti. Vývoj jarmutských vrstiev sa v československej i v poľskej literatúre spája s pieninskou sériou a púchovské červené ílovce so sériou čorštýnskou (M. Birkenmajer 1958 str. 85, 86; M. Ksiaszkiewicz 1965 str. 229). Prínos klastického materiálu jarmutských vrstiev K. Birkenmajer (1958 str. 86) predpokladá z juhu. Inými slovami, vynorená zdrojová oblasť dodávajúca spodnokriedové, jurské klastiká, ale aj exotiká, bola v čase tvorby jarmutských, resp. pročských vrstiev južne od pieninského sedimentačného priestoru. Exotické valúny sa vyznačujú dobrým opracovaním, kým karbonatický materiál je slabo alebo vôbec neopracovaný – ostrohranný. To znamená, že exotický materiál prekonal dlhší transport ako karbonáty, ktoré vystupujú spolu s ním v jarmutsko-pročských hruboklastických polohách. Hruboklastické polohy jarmutských či pročských zlepencov však obsahujú kusy červených ílovcov s mikrofaunou, ktorá je rovnaká ako v púchovských slieňoch. To znamená, že púchovské sliene museli byť tiež zdrojovou oblasťou pre jarmutsko-pročské súvrstvia. Z toho vyplýva, že púchovské sliene sú staršie ako jarmutsko-pročské súvrstvie a museli byť do jarmutskej litofácie dodané z juhu.

V bradlovom pásme okrem jarmutskej litofácie nachádzame pri Ujaku, Veľkej Domaši i v Inovci najmladší geotektonický cyklus reprezentovaný malcovsko-menilitovou sériou. Stratigrafické rozpätie malcovsko-menilitovej série je vrchná časť stredného eocénu až spodný oligocén. Tento paleogénny komplex sa tiež zaraďuje k bradlovému obalu. Jeho rozšírenie má regionálnejší charakter, pretože sa vyskytuje aj v magurskom príkrove.

Z vyššie uvedeného vyplýva, že v mojom ponímaní oblasť bradlového pásma tvoria sedimenty jarmutských a pročských vrstiev (jarmutská litofácia), ale aj malcovsko-menilitová séria. Hlavným argumentom pre toto ponímanie je výskyt tvrdých bradiel, ako aj púchovských slieňov ako klastov v jarmutskej litofácii.

Pozícia mezozoických tvrdošov v bradlovom pásme

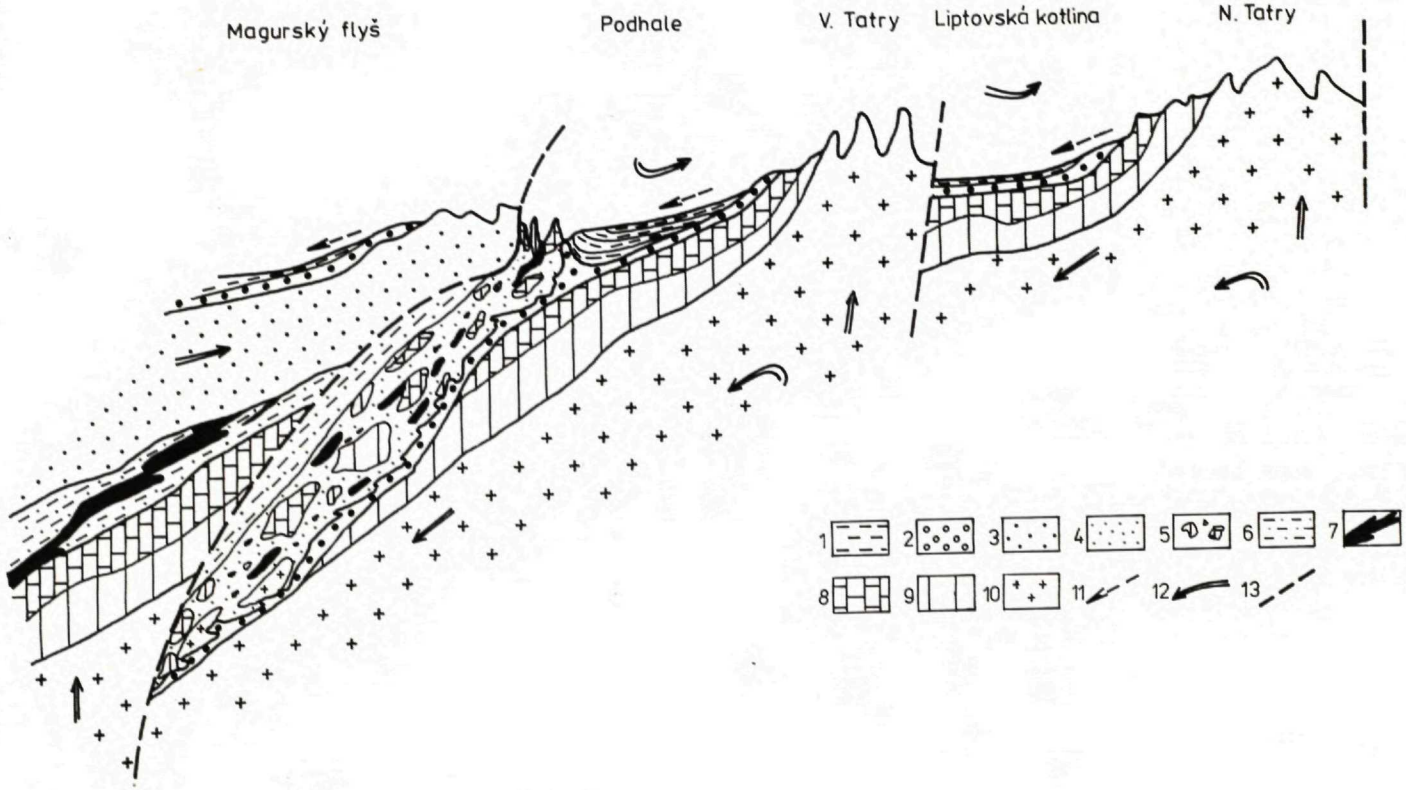
Jurské a spodnokriedové bradlá vyčnievajúce v celom priebehu bradlového pásma nad menej odolnejšie slienito-ílovité a flyšové horniny udávajú charakter celému vyše 500 km dlhému priebehu. Na východnom Slovensku priebeh celého pásma je rozdelený na niekoľko segmentov, čo spôsobili po sebe sa opakujúce tektonické pohyby. Dnes dobre mapovateľné tektonické poruchové systémy s.–j., resp. ssv.–jjz. smeru oddeľujú jednotlivé segmenty bradlového pásma (J. Nemčok 1978). Na niektorých takýchto poruchových systémoch došlo k poklesom bradlového pásma a k zachovaniu najmladšej litofaciálnej sedimentácie malcovsko-menilitovej série (Ujak, Veľká Domaša). Bradlové tvrdoše vyčnievajúce zo svojho okolia na východnom Slovensku sú súčasťou jarmutsko-pročského flyšu. Pestré púchovské sliene majú tiež na mnohých miestach charakter tvrdošov. Rýchly rozpad im neumožnil všade tvoriť bradlá ako starším mezozoickým členom, preto ich často nachádzame už len v elúviách. Početné príklady z Litmanovej Jarabiny, Veľkého

Lipníka, Proča, Vlače a ďalších lokalít svedčia o tom, že sú súčasťou jarmutsko-pročského flyšu. V oblasti Litmanovej a Jarabiny nachádzame malé bradlá uložené v ostrohrannom materiáli toho istého litofaciálneho charakteru ako je veľký bradlový blok. Ostrohranné úlomky bez výrazného opracovania sú stmelené karbonatických materiálom. Brekcie s prevládajúcim monomiktným mezozoickým materiálom sú najlepšie zachované v potoku pod kótou Gregorianka SSV od Jarabiny. Ďalší výskyt je vo svahu severne od dediny Litmanová a v potoku severne od chotára Oblisok. Vo svahu kóty Gregorianka sa nachádzajú stmelené ostrohranné úlomky s prevládajúcim ostrohranným materiálom titón-neokomských vápencov. Severne od Litmanovej zase ostrohranný materiál tvoria svetlé a červené krinoidové vápence.

Úlomky karbonatických brekcií niekedy dosahujú metrové rozmery. Bloky ostrohranných vápencov sa na styčných plochách ľahko uvoľňujú z menej odolného materiálu, a tak vytvárajú na dnešných svahoch podobné nahromadenia ako pred ich stmelením. Nerovnaká veľkosť ostrohranného monomiktného karbonatického materiálu vznikla najpravdepodobnejšie rozrušovaním veľkého rovnorodého karbonatického telesa, ktorého úlomky sa gravitačne dostali na miesto ich depozície. V gregorianskych brekciách (ako ich navrhujem nazývať) nachádzame tiež veľké vápencové bloky (bradlá), ktoré sú obklopené drobnejšími úlomkami.

Takéto bradlo menších rozmerov spolu s ostrohrannými úlomkami je súčasťou jarmutsko-pročského flyšu v potoku severne od Litmanovej. Veľké bradlá nenachádzame vo flyšovej postupnosti pre ich veľké rozmery, ale na mnohých miestach sú spolu s brekciami, ktoré boli považované za transgresívny člen zlatňanských vrstiev niektorých poľských geológov. W. Šikora (1970) transgresívny charakter zlatňanských vrstiev K. Birkenmajera (1954, 1958) vyvracia a tektonicky ich nasúva na bradlové pásmo. W. Šikora (1962a, b) paleogén pásma Cisówki–Zlatne interpretoval ako tektonickú čiapku a spájal vývoj s magurskou jednotkou. V r. 1970 tento názor odvolal a zlatňanské vrstvy na bradlové pásmo presunul z oblasti južne od bradlového pásma. Predpokladal, že sedimentovali medzi bradlovým pásmom a centrálno-karpatským paleogénom. Tento zásadne protichodný tektonický výklad jedného autora nás utvrdzuje v poznaní, že litofaciálne vložky jarmutsko-pročských vrstiev v inocerámovom vývoji pod „magurským pieskovcom" sú normálnym predĺžením vápnitej sedimentácie do magurského sedimentačného priestoru. A. Matějka (1959 str. 147) tiež vápnitosť pelitov a psamitov spája s „magurskou vápnitou fáciou". Severne od Bystrého na východnom Slovensku na liste Dobrá nad Ondavou v normálnom slede pod čerhovskými vrstvami nachádzame vápnité pieskovce až piesčité vápence ako vložky v drobnorytmickom magurskom flyši.

Vyložene tektonický výklad zlatňanských (pročských) vrstiev na bradlovom pásme od severu (W. Šikora 1962a, b) neobstál preto, lebo neprerušený sled inocerámových vrstiev s vložkami piesčitých vápencov často nachádzaných pri severnom styku bradlového pásma s magurským flyšom (flyš graniczny, flyš strzalkowy) nedovoľoval túto interpretáciu. Inocerámová krieda neleží spolu s pročskými vrstvami na bradlách jury a titón-neokómu. Brekcie (gregorianske) však na mnohých miestach ležia na bradlách spolu s nadložnými pročskými piesčitými vápencami, čo môže vzbudiť dojem transgresívnych litofácií. Pravdepodobne ide o gravitačný



Obr. 1 Schematický profil vývoja bradlového pásma a magurského príkrovu
1 – flyš centrálnokarpatského paleogénu, 2 – bazálny centrálnokarpatský paleogén, 3 – magurský paleogén, 4 – piesčito-vápencový flyš bradlového pásma, 5 – bradlá ako súčasť piesčito-vápencového flyšu jarmutských a pročských vrstiev, 6 – flyšová vrchná krieda, 7 – pestré vrstvy púchovského vývoja, 8 – príkrovové mezozoikum, 9 – obalové mezozoikum, 10 – kryštalinikum, 11 – smer prísunu klastík, 12 – smer pohybu blokov, 13 – tektonické systémy.

fenomén, ktorý vznikol odtrhnutím vynorených karbonátov doprevádzaných drobnými úlomkami rovnakého zloženia. Počas kinematických pohybov bloky so sebou strhávali podložný materiál a sedimentovali na konci gravitačného pôsobenia síl. Tak mohlo dôjsť tiež k diferenciácii depozície gravitačnej hmoty. Lavicovité diferenciáty postupujúcich gravitačných telies mali menšiu dráhu sklzávania ako relatívne zaoblenejšie kusy premiestňovaných telies.

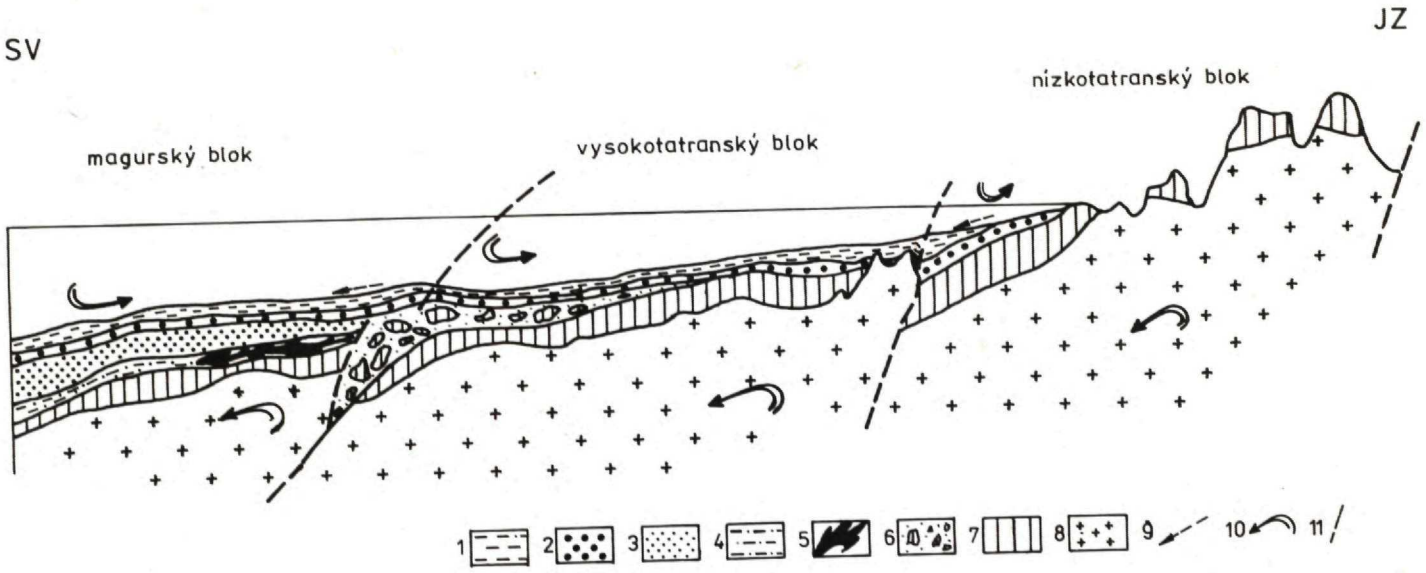
Vápencové tvrdoše jury a kriedy v jarmutsko-pročských piesčito-vápencových polohách z hľadiska stratigrafického veku sú v podstate chaoticky rozmiestnené. Niekedy lavicovité vápence titón-neokómu ležia kolmo k staršiemu vrstevnému sledu. Keď sa bližšie pozrieme na ich hlboko či plytkomorskejší pôvod, zistíme, že ich dnešná pozícia v pročských vrstvách nevytvára sedimentačnú zonalitu. Preto vedľa plytkovodnejších litofácií hľuznatých či krinoidových vápencov nachádzame hneď bradlá radiolaritov či titón-neokomských vápencov (biancone). V niekoľkých bradlách vedľa seba sa tak od severu k juhu alebo od východu k západu nepravidelne striedajú plytkovodnejšie litofácie s hlbokomorskejšími. Takéto nepravidelné zoskupenie litofácií jury a kriedy na východnom Slovensku mohlo vzniknúť len sedimentologicky, nie mnohonásobným tektonickým prepracovaním. Prítomnosť malých bradielok s gregorianskymi brekciami vo vrstevnom slede jarmutsko-pročských vrstiev sa dá vysvetliť len sedimentologicky, a nie tektonicky. Kým k tektonickým deformáciám došlo v Centrálnych Karpatoch, ich odrazom bol vznik jarmutsko-pročského flyšu s brekciami a bradlami na južných svahoch vonkajšieho flyšového bazénu, čiže na severných svahoch k severu postupujúceho bloku Centrálnych Karpát.

Záver

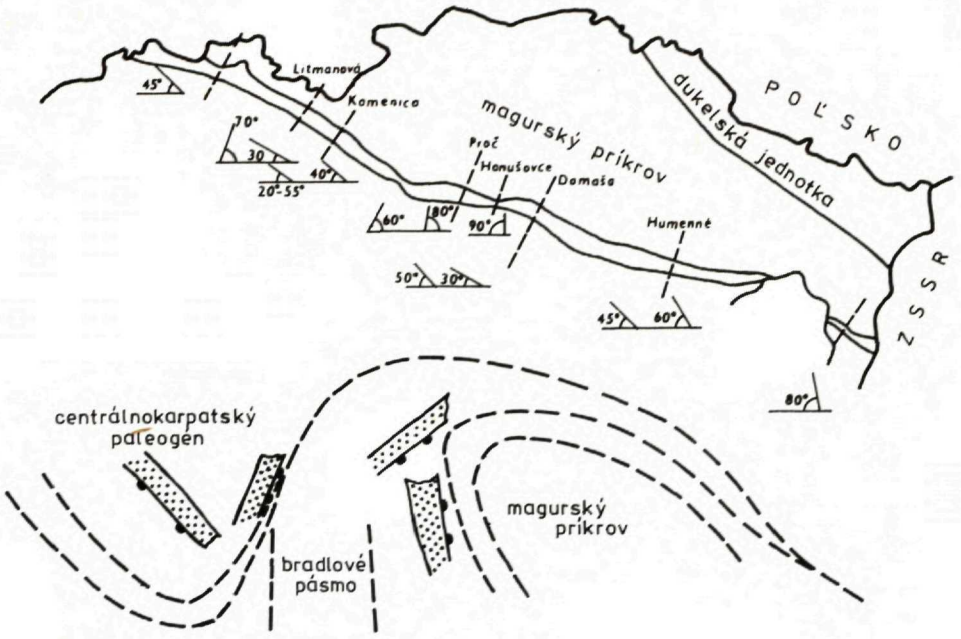
Magurský príkrov je litofaciálne, ale aj tektonicky diferencované teleso. Jeho tektonická zložitosť v čase kryštalizácie názorov na celkový tektonický vývoj bola často predmetom zložitých úvah. Súviselo to tiež s celkovým vývojom tektonických hypotéz o premiestňovaní hmoty. Terajšie poznatky o magurskom príkrove a o jeho vzťahu k bradlovému pásmu na východnom Slovensku sú už kompletnejšie, ale tiež nie sú definitívne.

Bradlové pásmo sa stýka tektonicky pri severnom okraji s magurským flyšom a na juhu s centrálnokarpatským paleogénom. Centrálne Karpaty sa pod bradlové pásmo podsúvajú (obr. 1–3), a tým tvoria pohybujúci sa podklad aj magurskému flyšu. Pri tejto hypotéze vychádzam z toho, že príčinou vzniku magurskej príkrovovej stavby bol pohyb v spodných partiách zemskej kôry a magurský príkrov sa len pasívne nasúval na svoje okraje a deformoval. Blízkosť prevrátených celých súborov najjužnejšej čiastkovej litofaciálnej magurskej jednotky so sklonom k severu resp. SSV obr. 3 signalizuje tektonické hákovanie vrstiev pri pohybe podložného bloku. Tento predpoklad potvrdzuje aj synklinálne uloženie centrálnokarpatského paleogénu s výrazne strmým až prevráteným severným ramenom.

Stratigraficko-litologický súbor pročských vrstiev (zlatňanských vrstiev poľských



Obr. 2 Schematický náčrt vývoja sedimentácie v strednom až vrchnom eocéne
1 – flyš centrálnokarpatského paleogénu, 2 – bazálny centrálnokarpatský paleogén, 3 – magurský paleogén, 4 – flyšová vrchná krieda, 5 – pestré vrstvy púchovského vývoja, 6 – bradlá ako súčasť piesčito-vápencového flyšu jarmutských a pročských vrstiev, 7 – mezozoikum, 8 – kryštalinikum, 9 – smer prínosu klastík, 10 – smer pohybu blokov, 11 – tektonické systémy.



Obr. 3 Sklon tektonického nasunutia magurského príkrovu

geológov) a jarmutských vrstiev je litologicky do takej miery zhodný, že v práci ho vyčleňujem ako jeden komplex so stratigrafickým rozpätím zodpovedajúcim paleocénu až strednému eocénu. Prítomnosť pestrej púchovskej litofácie ako klastov v hrubozrnných zlepencoch jarmutskej litofácie je zjavným dôkazom stratigrafickej postupnosti týchto dvoch odlišných litofácií. Samotné pestré sliene sa zaraďujú do cenomanu – mástrichtu.

Pozícia jursko-kriedových tvrdošov má lineárny charakter v jarmutskej litofácii. Ich litofaciálna a stratigrafická chaotičnosť je usporiadaná do pozdĺžnych pruhov, nachádza sa v hruboklastickom materiáli. Dokonalá opracovanosť exotických valúnov vystupuje spolu s ostrohrannými gregorianskymi brekciami, čo dokazuje odlišnú genézu týchto dvoch komponentov. Kým exotické valúny dokonale opracované a podstatne odolnejšie museli prekonať zložitejší mechanizmus opracovania ako relatívne poddajné, takmer neopracované karbonáty, či púchovské sliene. Ostrohranné karbonáty gregorianskych brekcií zväčša obklopujú väčšie bradlá toho istého zloženia.

Poznatky z východoslovenského bradlového pásma núkajú možnosť vysvetlenia genézy pomocou sklzávania vrstevných či diskovitých blokov do miest ich depozície.

Jednou z veľmi vážnych myšlienok práce je zamyslenie sa nad pohybom a deformáciami magurského príkrovu. Tento model deformovanej hmoty, ak je správny, môže platiť aj pre staršie, prípadne mladšie deformované oblasti.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát, Zv. III. Vyd. Slov. akad. vied, Bratislava.

BIRKENMAJER, K. 1954: O wieku tzw. margli puchowskich w Pieninach na tle stratigrafii oslony pasa skalkowego. Biul. Inst. Geol. 88, Warszawa.

BIRKENMAJER, K. 1958: Przewodnik geologiczny po Pienskim pasie skalkowym. Vyd. Geol. Warszawa.

KSIAZKIEWICZ, M. 1965: Zarys geologii Polski. Vyd. Geol. Warszawa.

KSIAZKIEWICZ, W. 1956: Geology of the Northern Carpathians. Geol. Rudsch. 45, Stuttgart, 369–411.

LEŠKO, B. 1960c: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava.

LEŠKO, B.–SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Vyd. Slov. akad. Vied, Bratislava.

LUGEON, M. 1902: Analogie entre les Carpathes et les Alpes. c. R. Acad. Sc. 17. nov. 1902, Paris.

LUGEON, M. 1903: Les nappes de recouvrament de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bull. Lab. géol. géogr. phys. min. et petrogr. Univ. Lausanne 4, pp. 1–51. Lausanne.

MATĚJKA, A. 1959: Secteur de Šariš de la zone des Klippes internes entre le Poprad et le Sekčovský potok. Zprávy a geol. výskum, v r. 1957, Praha.

MATĚJKA, A. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Zborov–Košice, Bratislava.

NEMČÍK, E. 1969: O některých tektonických problémech v magurské skupině flyšové. Geol. Práce, Správy 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

NEMČOK, J. 1978: Deformácia flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia. Západné Karpaty, sér. geológia 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

NEMČOK, J.–GAŠPARIKOVÁ, V. 1975–76: Vysvetlivky ku geologickej mape Jarabina. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ROTH, Z. 1960: Vztah sedimentačního prostoru flyšového pásma v severozápadní části Karpat k Českému masívu. Věstník Ústř. Úst. Geol. XXXV, Praha.

ROTH, Z. 1961: Paleogeografické rysy západní části československého flyšového pásma Karpat z hlediska poměru Karpat a Českého masívu. Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ŠIKORA, W. 1962a: Nove dane o stratygrafii serii magurskiej w okolicy Szczawnicy. Kwart. geol. 6, p. 805–806, nr. 4, Warszawa.

ŠIKORA, W. 1962b: New data on the geology of the Pieniny Klippen Belt. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr. 10, p. 205–211. No 4. Varsovie.

ŠIKORA, W. 1970: W sprawie transgresji eocenu w pienińskim pasie skalkowym Polski. Kwartalnik Geologiczny, t. 14, nr. 1. Warszawa.

SWIDZINSKI, H. 1934: Badania geologiczne w grupie magórskej Posiedz. naukowe Panst. Indt. Geologicznego, Nr. 39, Warszawa.

SWIDZINSKI, H. 1956: The dimensions of the horizontal displacement in the Northern Carpathians (rés.) Congresso geol. int. XXa Session, 299, México.

J. Nemčok

Magura Nappe and Klippen Belt in East Slovakia

Summary

The Klippen Belt is in tectonic contact with the Magura flysch in the north and with the Central – Carpathian Paleogene in the south. The Central Carpathians are underthrust between the Klipppen Belt (see Fig. 2, 3). Both the Magura flysch and the Klippen Belt are thrust over a group of partial blocks

forming the Central-Carpathian block. This geological-tectonical pattern resulted from a collision of two lithospheric plates. The deformation of the overjacent collision area represented by the Outer Flysch is due to mechanical movement.

The nearness of reversed sets of beds of the southern most Magura unit dipping N or NNE-Ward (Fig. 3) is indicative of tectonic bending during the movement of the subjacent block. It is also proved by the synclinal position of the Central-Carpathian Paleogene with steep to reversed northern limb.

Stratigraphical-lithological complexes of the Proč beds (the Zlatno beds – by Polish geologists) and of the Jarmuta beds are so equal in their lithofacial character that I regard them as one complex with the Paleocene – Middle Eocene stratigraphical range. The Maastrichtian age of the Jarmuta – Proč lithofacies is denied by the presence of the variegated Púchov lithofacies. The variegated marls are Cenomanian – Maastrichtian.

Position of jurassic – Cretaceous monadnocks in the Jarmuta – Proč beds is linear. Their lithofacial chaotic is visible in longitudinal belts both in coarse-clastic and exotic materials. Well rounded exotic pebbles and angular Gregorian breccias are indicative of differences in the genesis of the two components. Well rounded and resistant exotic pebbles underwent a more complicated rounding mechanism than the comparatively plastic Púchov marls or carbonates, almost unrounded. Angular gregorian breccias mostly surround larger klippes of the same composition.

The results of the research in the East-Slovakian Klippen Belt facilitate explanation of their genesis by slumping of blocks (both of beds and plates) to the place of their deposition.

The movement of subjacent blocks may cause deformation of overjacent flysch sediments. If right, then this model of deformed matter may also be applied on other deformed areas. By the uplift and strike slip of the substratum of the overlying Flysch and Mesozoic sequences (see Illustrations 1, 2, 3) the kinematic of the contact between the Central Carpathians and the Outher Flysch is clearly explained. Motoric forces which caused the movement of solid mass and deformed it, originate from endogenic sources in the Earth's crust. So the movements and displacement of underlying solid plates of the Earth's crust are followed by displacement of the overlying plate blocks or mass. It means that the underthrust of the mass plates is followed by distinct deformations or mass displacement on their surfaces.

The Tertiary vertical and horizontal rotational movements are also analyzed, because they enable explanation of movement dynamics of single blocks in relation to one another.

Explanations of Figures

Fig. 1 Schematic profile of Klippen Belt and Magura Nappe 1 – Central-Carpathian Paleogene; 2 – Central-Carpathian basal Paleogene; 3 – Magura Paleogene; 4 – sandy-limestone flysch of Klippen Belt; 5 – klippes as part of sandy-limestone flysch of Jarmuta and Proč Members; 6 – Upper Cretaceous flysch; 7 – variegated beds of Púchov facies; 8 – nappe Mesozoic; 9 – mantle Mesozoic; 10 – crystalline complexes; 11 – clastic transport direction; 12 – block movement direction; 13 – tectonic systems

Fig. 2 Schematic outline of sedimentation during Middle – Upper Eocene
1 – Central-Carpathian Paleogene; 2 – Central-Carpathian basal Paleogene; 3 – Magura Paleogene; 4 – Upper Cretaceous flysch; 5 – variegated beds of Púchov facies; 6 – klippes as part of sandy-limestone flysch of Jarmuta and Proč members; 7 – Mesozoic; 8 – crystalline complexes, 9 – clastic transport direction; 10 – block movement direction; 11 – tectonic systems

Fig. 3 Dip of tectonic overthrust of Magura nappe

Geologické práce, Správy 81, s. 131—145, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Vladimír Hanzel—Ján Nemčok

Zdroj termálnej vody vo Vrbove (Popradská kotlina)

7 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors present data on thermal waters in the Popradská kotlina (depression), resulting from deep boreholes HV—3 and Vr—1 at Vrbovo (S of Kežmarok). The data are evaluated with respect to the geological-tectonical structure of the area, discussed are intake areas of the thermal water reservoir in the Popradská kotlina (depression) and the ways of use of thermal waters.

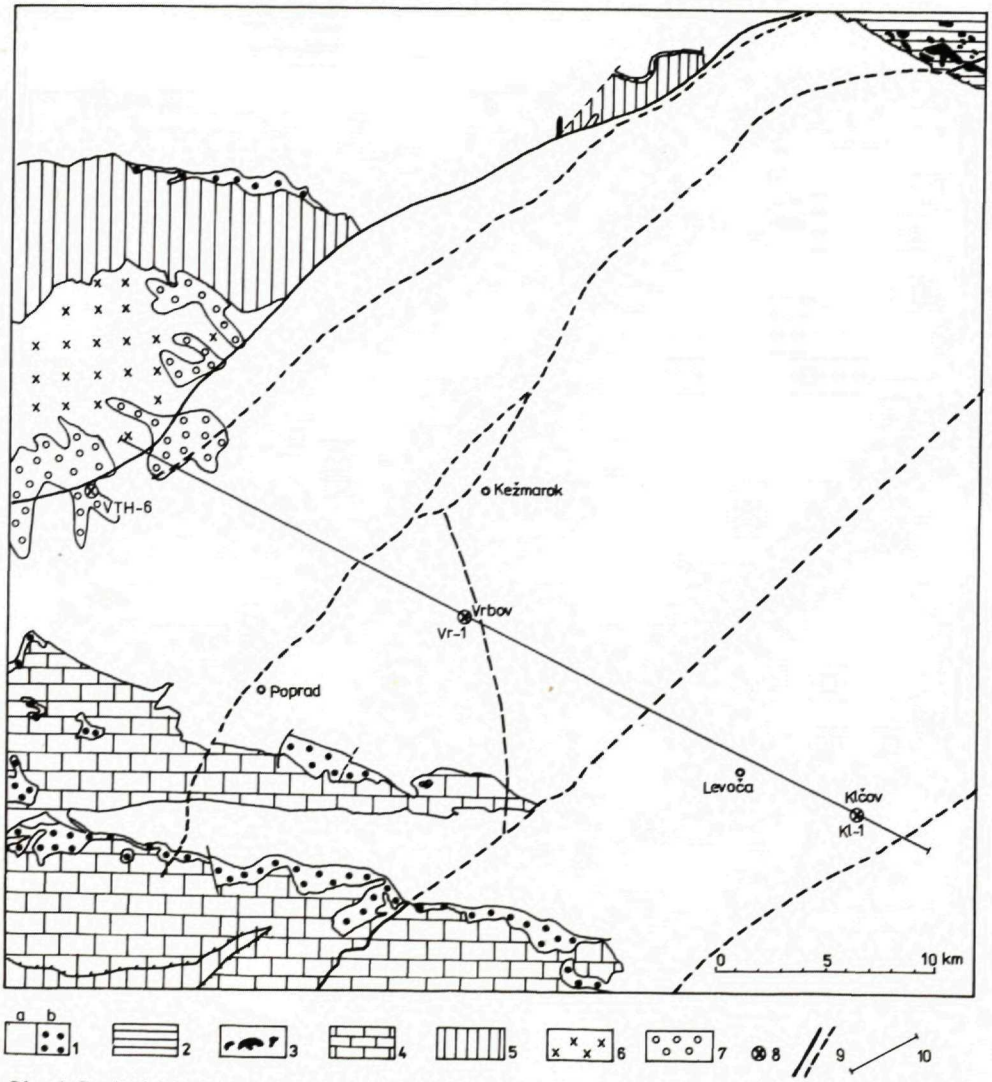
V sedemdesiatych rokoch robil Geologický ústav Dionýza Štúra hydrogeologický výskum Vysokých Tatier a ich predpolia. Výsledky výskumu dokázali prítomnosť karbonátov mezozoika v podloží flyšových sedimentov vnútrokarpatského paleogénu Popradskej kotliny. Hydrogeologické vrty a bilančné hodnotenie vôd Vysokých Tatier dokumentovali, že značná časť infiltrovaných zrážkových vôd prestupuje z kryštalinika a z kvartérnych sedimentov Vysokých Tatier do karbonátov mezozoika, odkiaľ cirkulujú pod flyšovú výplň Popradskej kotliny, kde sa podieľajú na tvorbe termálnych vôd (V. Hanzel 1979). Na overenie a získanie týchto teplých vôd si Miestna organizácia Slovenského rybárskeho zväzu v Kežmarku objednala u Geologického prieskumu, Spišská Nová Ves hydrogeologický vrt HV—3 pri Vrbove južne od Kežmarku. Keďže do hĺbky 1200 m nebolo dosiahnuté podložie, v ďalšom vŕtaní sa pokračovalo pre potreby geologického výskumu na overenie hlbokého podložia Popradskej kotliny. Po dosiahnutí podložia nastal silný prítok preplynenej termálnej vody a vrt v hĺbke 1611 mm zhavaroval. Na základe výsledkov z vrtu HV—3 odvŕtal Geologický prieskum, Ostrava pre potreby Miestnej organizácie Slovenského rybárskeho zväzu v Kežmarku nový vrt Vr—1. Vrtom bol zachytený výdatný prítok termálnej vody.

Geologická stavba územia a stratigraficko-litologická charakteristika vrtov

Vrty HV—3 a Vr—1 sa geograficky nachádzajú v Popradskej kotline na južnom okraji obce Vrbov, okres Poprad (obr. 1).

RNDr. V. Hanzel, CSc., RNDr. J. Nemčok, CSc. Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Popradská kotlina je vyplnená sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu, ktoré sú málo zvrásnené a ležia transgresívne na staršom mezozoickom podklade. Podložie paleogénu tvorí hlavne chočský príkrov. Pod nimi by sa mal teoreticky nachádzať krížňanský príkrov, ktorý bol overený technickými prácami iba vo vrte VTH–9 (Hrubý grúň) sv. od obce Východná (V. Hanzel – M. Polák 1982). Táto kryha je oproti kryhe, na ktorej boli situované vrty HV–3 a Vr–1, tektonicky vyzdvihnutá.



Obr. 1 Geologická mapa územia (podľa geologickej mapy ČSSR 1:200 000, list Vysoké Tatry)
1 – vnútrokarpatský paleogén: a) flyš, b) bazálne súvrstvie, 2 – vrchná krieda a paleogén bradlového pásma, 3 – bradlá, 4 – chočský príkrov, 5 – krížňanský príkrov a obalové mezozoikum, 6 – kryštalinikum, 7 – glacigénne sedimenty, kvartér, 8 – vrty, 9 – zlomy, 10 – geologický profil.

Z geologického profilu (obr. 2) a blokdiagramu (obr. 3) je zrejmé, že výrazným medzníkom sú dve tektonické rozhrania, a to podtatranský poruchový systém a muránsky poruchový systém. Na týchto významných systémoch sa kryhová stavba podložia flyšových sedimentov paleogénu i deformovanosť flyšových sekvencií diametrálne líši. Kým flyšové sedimenty v kryhe s vrtmi nie sú prakticky porušené, ležia skoro horizontálne (do 10°), na susednej kryhe, v. od muránskeho poruchového systému, sú flyšové súvrstvia sklonené podstatne strmšie. Iná je situácia pri vrtoch v oblasti Lipian blízko bradlového pásma. Tam je rozhranie paleogén – mezozoikum charakterizované výrazným pohybom. Bazálna transgresívna poloha je nepatrná (asi 5 m) a tesne nad ňou sú už sklzové polohy s valúnmi bázy. To znamená, že pohyb tejto časti sedimentačného priestoru je evidentný. Najpravdepodobnejšie pohyb podložia smeroval od JZ k SV.

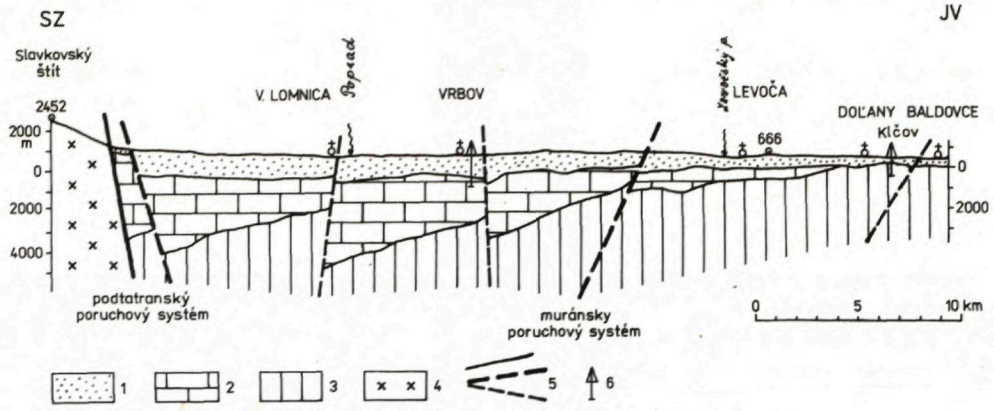
V okolí Vrbova niet okrem geofyzikálnych meraní a uvedených vrtov ďalšieho dokumentačného materiálu. Najbližšie k Vrbovu sú staršie vrtné práce, ktoré boli robené na overenie Mn zrudnenia v oblasti Kišovce–Švábovce. Tieto vrty (Z. Priechodská 1965) dokumentujú klesajúcu tendenciu podložia flyšových sedimentov ssv. smerom. Vrty na severných svahoch Kozích chrbtov, lokalizované do vnútrokarpatského paleogénu ho buď neprevŕtali, alebo boli nimi navŕtané triasové dolomity, ako aj vulkanity triasu a permu. Kryhová stavba podložia flyšu má klesajúcu tendenciu smerom k SSV. Tento predpoklad potvrdzujú aj hlboké štruktúrne vrty v blízkosti bradlového pásma, vŕtané vo flyši. Hrúbka flyšových sedimentov stúpa smerom k bradlovému pásmu, pričom južne od neho dosahuje priemerne 2500 m. V čiastkových kryhách ich hrúbka zasa stúpa ssz. smerom. Z toho vyplýva, že flyšové sedimenty vnútrokarpatského paleogénu jv. od Vysokých Tatier v Popradskej kotline sú hrubšie ako pri západnej strane Braniska.

Vrty HV–3 a Vr–1 umožnili spoznať geologické pomery do hĺbky 1742 m. Jadrovým vrtom HV–3 boli do hĺbky 1611 m bližšie overené jednotlivé litofácie. V hĺbke okolo 1500 m oba vrty (obr. 4) prevŕtali bazálnu litofáciu paleogénu a prenikli do mezozoika chočského príkrovu.

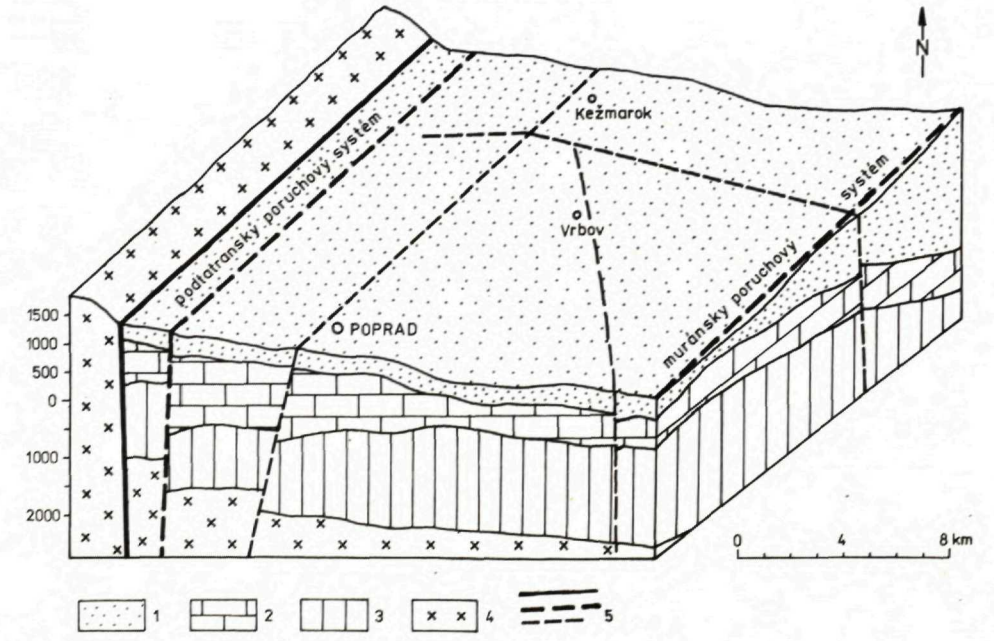
Vnútrokarpatský paleogén tvoria prevažne ílovce a klastickú prímes predstavujú siltovce, strednozrnné pieskovce, často laminované siltovce a pieskovce. Hrubé úlomky, okrem jednej metrovej polohy a bazálnych polôh sa v paleogéne prakticky nenašli. Sú výlučne z dolomitických úlomkov. Preto je veľmi ťažké zistiť, kde je rozhranie bazálnych dolomitových úlomkov a dolomitického podkladu. Siltovce a pieskovce tvoria prevládajúcu zložku vo vyšších častiach vrtných profilov a ílovce zas od bazálnej litofácie až do pieskovcových polôh. Siltovce a drobnozrnné pieskovce majú šedú farbu s veľkou prevahou kremeňa (T. Ďurkovič in J. Nemčok–V. Hanzel 1980). Muskovit je veľmi premenlivou zložkou pieskovcov. Väčšina pieskovcov z vrtu vytvára nedostatočne vytriedené psamitické horniny.

Ílovce majú svetlosivú, tmavosivú až čiernu farbu. Majú ostrohranný, kusovitý bridličnatý a lískovitý rozpad s kolísavým obsahom CaO zložky.

Stratigrafické rozpätie flyšových sedimentov na základe mikropaleontologických štúdií V. Gašparíkovej a palinologických určení P. Snopkovej (in J. Nemčok–V. Hanzel 1980) zodpovedá vrchnej časti stredného eocénu až spodnému



Obr. 2 Schematický geologický profil Popradskej kotliny (J. Nemčok 1982)
1 – vnútrokarpatský paleogén, 2 – chočský príkrov, 3 – krížňanský príkrov a obalové mezozoikum, 4 – kryštalinikum, 5 – významné poruchové systémy a menejvýznamné tektonické línie, 6 – vrty.



Obr. 3 Schematický blokdiagram okolia vrtu Vr–1 Vrbov (J. Nemčok 1982)
1 – vnútrokarpatský paleogén, 2 – chočský príkrov, 3 – krížňanský príkrov a obalové mezozoikum, 4 – kryštalinikum, 5 – významné poruchové systémy a menejvýznamné tektonické línie.

oligocénu. Keď porovnáme charakteristické profily nadložia bazálneho paleogénu s odvŕtaným profilom, môžeme konštatovať, že podstatná časť vnútrokarpatského paleogénu v oblasti Vrbova zodpovedá vrchnému eocénu.

Bazálne brekcie pod flyšovými sedimentmi neobsahujú paleontologické zvyšky, podľa ktorých by sme tento litofaciálny horizont mohli zaradiť. Možno iba konštatovať, že sa nachádza pod vrchným eocénom a najpravdepodobnejšie zodpovedá strednému eocénu.

Podložie paleogénu tvorí silne porušený šedý dolomit, ktorý rozdeľuje asi 85 m hrubá poloha čiernych muskovitových bridlíc (lunzské vrstvy). Bližšie stratigraficky začleniť tento komplex nie je možné pre nedostatok dokumentačného materiálu; pravdepodobne je to stredný až vrchný trias chočského príkrovu.

Hydrogeotermálna charakteristika vrtov

V podloží nepriepustných flyšových sedimentov paleogénu Popradskej kotliny boli v karbonátoch mezozoika vrtmi HV–3 a Vr–1 navŕtané termálne vody. Vo vrte HV–3 bol strop nádrže termálnych vôd navŕtaný v hĺbke 1589 m a o 150 m ďalej vo vrte Vr–1 v hĺbke 1490 m (obr. 4). Kolektorom termálnych vôd sú čiastočne karbonáty bazálnej litofácie paleogénu, hlavne však silne porušené triasové dolomity chočského príkrovu. Pri ich navŕtaní došlo u oboch vrtov k silnému prírónu termálnych vôd do vrtu, čo bolo jednou z príčin havárie vrtu HV–3. Na vrte Vr–1 urobil Geologický prieskum, Ostrava rozsiahle merania tlaku, teploty a výdatnosti vody na ústi vrtu. Výsledky týchto meraní sú zhrnuté v záverečnej správe V. Šindláŕa et al. (1982), z ktorej pre túto prácu preberáme potrebné údaje.

Na overenie hydraulických parametrov kolektora bola na vrte urobená čerpacia skúška pri štyroch depresiách (tab. 1).

Údaje z čerpacej skúšky — Tabuľka 1

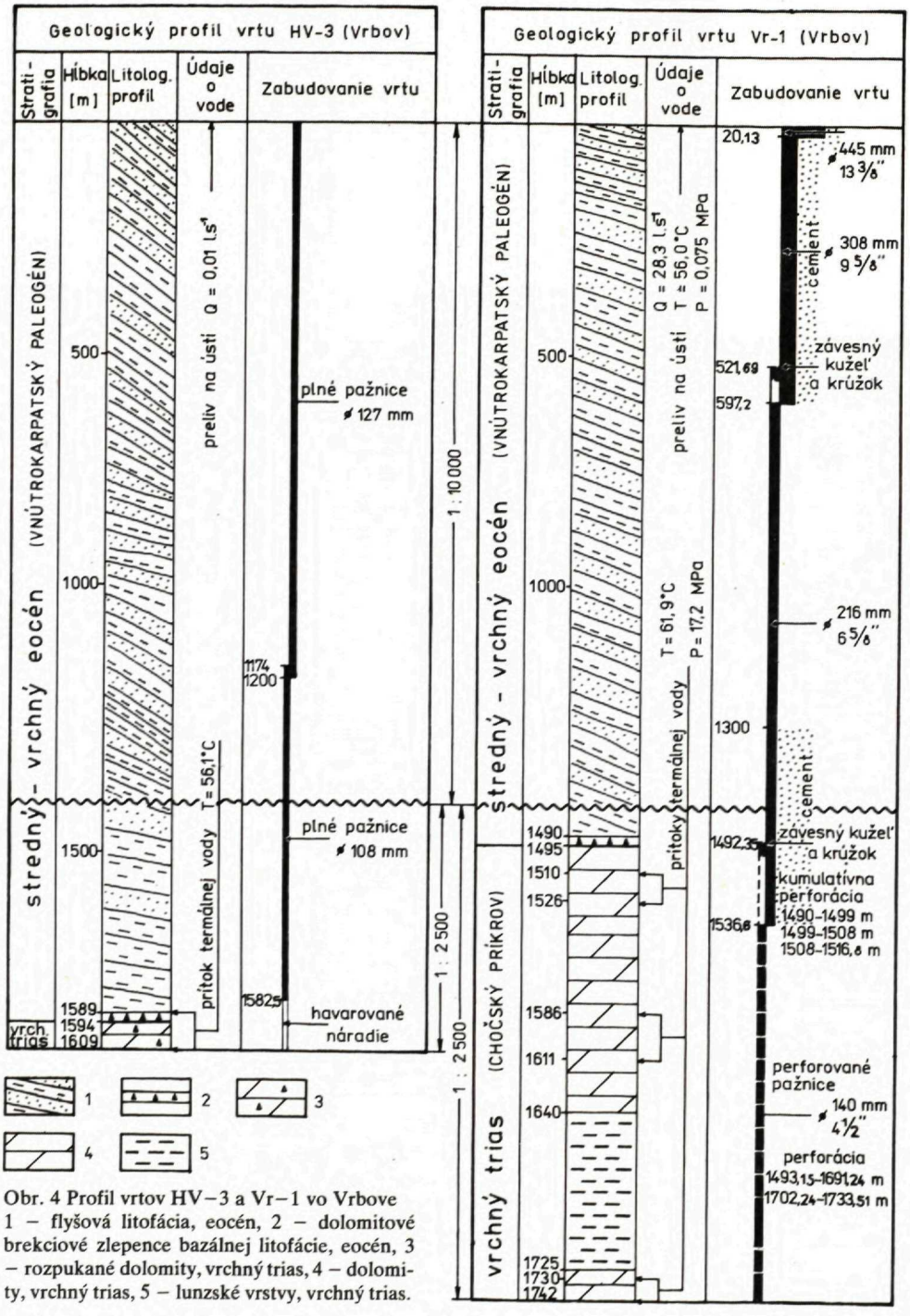
Depresia	Pokles tlaku v hĺbke 1 400 m (MPa)	Výdatnosť ($l.s^{-1}$)
I.	0,02	3,6
II.	0,208	9,6
III.	0,405	15,5
IV.	1,064	28,3

Priebeh čerpacej skúšky je graficky znázornený na obr. 5 a krivka výdatnosti na obr. 6. Z vyhodnotenia stúpacích skúšok bol vypočítaný koeficient prietočnosti (T) kolektora, ktorý je

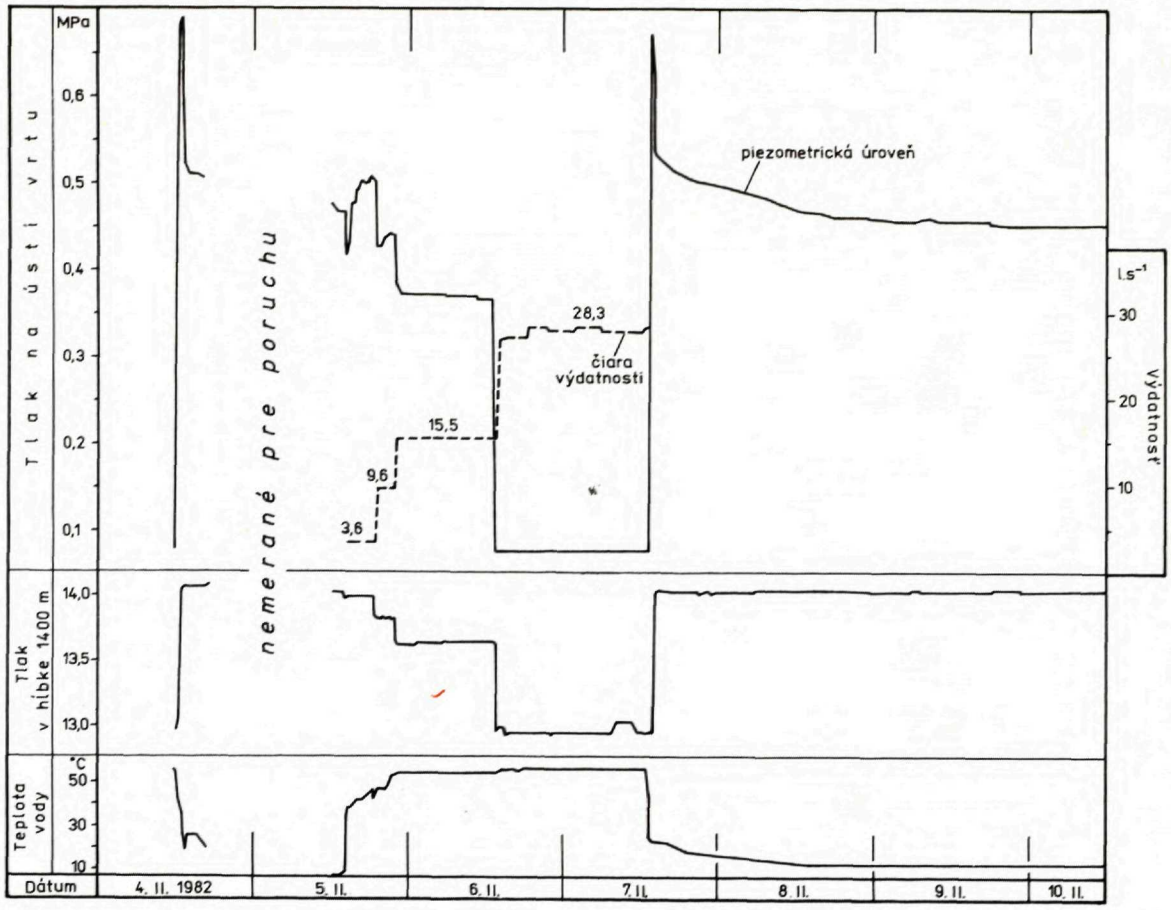
$$T = 5{,}08 . 10^{-3}\ m^2 . s^{-1},$$

čo podľa 6-miestnej klasifikácie J. Krásneho (1976) zodpovedá kolektorom s vysokou prietočnosťou.

Maximálna výdatnosť na ústí vrtu bola 28,3 $l.s^{-1}$, pri tlaku 0,075 MPa a teplote vody 56,0 °C.



Obr. 4 Profil vrtov HV–3 a Vr–1 vo Vrbove
1 – flyšová litofácia, eocén, 2 – dolomitové brekciové zlepence bazálnej litofácie, eocén, 3 – rozpukané dolomity, vrchný trias, 4 – dolomity, vrchný trias, 5 – lunzské vrstvy, vrchný trias.



Obr. 5 Priebeh čerpacej skúšky na vrte Vr–1 vo Vrbove

Na stanovenie hydrodynamického bodu evázie bolo urobené meranie tlakového gradientu hlbinným manometrom Flopetrol pri plnom otvorení ústia vrtu, t. j. pri výdatnosti 28,3 $l.s^{-1}$. Grafický záznam merania je na obr. 7, z ktorého vyplýva, že bod evázie pri výdatnosti 28,3 $l.s^{-1}$, teplote vody 56,0 °C a tlaku na ústí 0,075 MPa je približne v hĺbke 185 m.

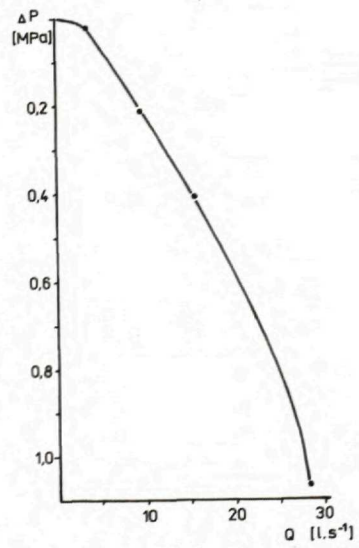
26. 11. 1981, asi po 20-hodinovej prestávke, bolo na vrte urobené teplotné meranie. Prítoky vody do vrtu boli utlmené stĺpcom vrtnej kvapaliny, takže sa neprejavili. Počiatočná teplota na vrte bola 3,9 °C a v konečnej hĺbke 1730 m 60,4 °C. Z tohto merania vychádza priemerný geometrický gradient pre flyšové sedimenty paleogénu 28,6 °C (1000 m), (V. Panková in V. Šindlář 1982). Z vrtu

Lipany–1 uvádza O. Franko (1979) rovnaký priemerný geometrický gradient pre flyšové sedimenty vnútrokarpatského paleogénu – 28,5 °C/1000 m.

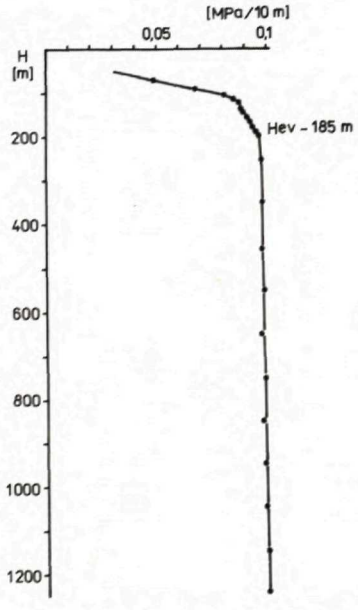
Na zistenie miest prítokov termálnej vody do vrtu boli na záver (10. 2. 1982) urobené teplotné merania pri maximálnej výdatnosti vrtu. Významnejšie prítoky boli zistené v hĺbkach 1510–1526 m, 1586–1611 m, výdatný a najteplejší prítok je však v hĺbke väčšej ako 1730 m (obr. 4). Maximálna nameraná teplota v hĺbke 1730 m bola 61,9 °C.

Na posúdenie chemizmu vôd bol po ukončení prác na vrte urobený rozbor vody, ktorý je uvedený v tabuľke 2. Chemizmus vôd bol sledovaný i v priebehu čerpacích skúšok, a to pri každej depresii (tab. 4). V podstate sa charakter chemizmu nezmenil.

Termálne vody z vrtu Vr–1 sú kalciovo-(magnéziovo)-bikarbonátového typu s mineralizáciou 3,9 $g.l^{-1}$, preplynené hlavne CO_2 (tab. 2). Voda má zvýšený obsah síranov (asi 650,0 $mg.l^{-1}$) a alkálií (asi 200,0 $mg.l^{-1}$ sodíka), ktorý sa v celkovom zložení prejavuje prítomnosťou pomerne výraznej Na – SO_4 zložky. Zdrojom tejto zložky je rozpúšťanie anhydritu, resp. sadrovca, zrejme prítomného v spodnom triase – perme chočského príkrovu a následná čiastočná iónovýmenná metamorfóza vzniknutej Ca – SO_4 zložky. Geneticky ide o typicky karbonátogénne vody s obehom viazaným na komplex dolomitov a vápencov (koeficient Mg/Ca – 0,54).



Obr. 6 Krivka výdatnosti vrtu Vr–1



Obr. 7 Krivka tlakového gradientu

Z vrtu HV–3 bola 25. 3. 1980 odobratá pracovníkmi Nafty, Hodonín hlbinná vzorka vody a plynu z hĺbky 1580 m.

Chemické zloženie vody malo rovnaký charakter ako pri vrte Vr–1, iba celková mineralizácia bola mierne vyššia – 4,1 $g.l^{-1}$ (tab. 5). Rozborom rozpustených

Tabuľka 2

Rozbor vody

Lokalita: vrt Vr-1 Vrbov	Dátum odberu: 17. 8. 1982	Analyzoval: Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Fyzikálne a chemické vlastnosti

Teplota vody: 56,0 °C Výdatnosť: 28,31 . s^{-1}	pH 6,5 Špecifická vodivosť: 220 mV	Voľný CO_2: 508,64 mg . l^{-1} Viazaný CO_2: 800,62 mg . l^{-1}	Celková mineralizácia: 3 990,07 mg . l^{-1}

Iónové zloženie

Katióny	mg . l^{-1}	mval . l^{-1}	mval %	Anióny	mg . l^{-1}	mval . l^{-1}	mval %
Li^+	1,56	0,225	0,21	Cl^-	85,52	2,412	2,30
Na^+	200,00	8,699	8,34	Br^-	–	–	–
K^+	76,00	1,944	1,86	J^-	–	–	–
NH_4^+	2,20	0,122	0,12	F^-	–	–	–
Mg^{+2}	175,00	14,392	13,79	NO_2^-	–	–	–
Ca^{+2}	530,00	26,447	25,35	NO_3^-	0,00	–	–
Sr^{+2}	13,00	0,297	0,28	SO_4^{-2}	655,11	13,642	13,01
Mn^{+2}	0,13	0,005	0,01	HPO_4^-	0,15	0,003	0,00
Fe^{+2}	1,15	0,041	0,04	HCO_3^-	2 220,63	36,392	34,69
Al^{+3}	–	–	–	CO_3^{-2}	0,00	–	–
Zn^{+2}	0,009	0,000	0,00	OH^-	0,00	–	–
Cu^{+2}	0,0075	0,000	0,00				
Súčet	999,06	52,172	50,00	Súčet	2 961,41	52,449	50,00

Hydrochemické faktory

$S_{1\,(Cl)}$	4,60	$S_{2\,(SO_4)}$	9,55	A_3	0,10	SO_4/M	0,13
$S_{1\,(SO_4)}$	16,46	A_1	0	Na/K	4,47	HCO_3/Cl	15,09
$S_{2\,(Cl)}$	0	A_2	69,28	Mg/Ca	0,54		
Typ vody (klasifikácia Gazdu): kalciovo-magnéziovo-bikarbonátový							

Tabuľka 3

Plynový a rádiochemický rozbor vody

Plynové zložky	Dátum odberu 5. 2. 1982	% objem						
		He	H_2	N_2	CH_4	CO_2	H_2S	Celkom
		–	0,51	2,57	–	96,92	–	100
Rádiochemický rozbor	Dátum odberu 7. 2. 1982	Celková beta aktivita			Ra^{226}		celková	
		nemerateľná			1,300 Bq . l^{-1}		0,0001 mg . l^{-1}	

Analyzoval: GP n. p. Ostrva – Hrabová

Tabuľka 4

Mineralizácia vody počas čerpacej skúšky

Depresia – Dátum čerpacej skúšky	I. 6. 2. 1982	II. 6. 2.1982	III. 6. 2. 1982	IV. 6. 2. 1982
Mineralizácia (mg . l^{-1})	3 943,0	3 619,0	3 867,0	3 794,0

Analyzoval: GP n. p. Ostrava – Hrabová

plynov vo vode z vrtu HV–3 z hĺbky 1580 m boli zistené tieto hodnoty: CO_2 – 85,5 % obj., kyslík – 2,0 % obj., dusík – 12,4 % obj., vodík – 0,1 % obj.

Zastúpenie a obsah plynovej zložky vo vzorke vody z vrtu Vr–1 za vrstevných podmienok je uvedený v tab. 3.

Podľa orientačného rádiochemického rozboru vody z vrtu Vr–1 (tab. 3) a klasifikácie A. N. Tokarova – A. V. Ščerbakova (V. Šindlář 1982), termálna voda má malý obsah rádia – $Ra \doteq 3.10^{-11}$ g.l^{-1}.

Štruktúrne podmienky výskytu termálnych vôd

Geofyzikálne merania Popradskej kotliny (J. Májovský 1977), ako i výsledky vrtných prác (V. Hanzel 1979) ukázali, že pod sedimentmi flyšovej litofácie paleogénu sa nachádzajú karbonáty bazálnej litofácie paleogénu a mezozoika, ktoré sú pričleňované chočskému príkrovu. Na ne sú viazané termálne vody vo Vrbove, nad ktorými sa nachádza asi 1500 m hrubý komplex flyšových sedimentov paleogénu. Smerom na juh dochádza postupne k zmenšovaniu hrúbky flyšových sedimentov a na Kozích chrbtoch (Nízke Tatry) na povrch čiastočne priamo vystupujú karbonáty chočského príkrovu (v okolí Svitu), hlavne však horniny permu a spodného triasu chočského príkrovu (obr. 1). V oblasti južne od Popradu a v Gánovciach boli minerálne vody navŕtané v karbonátoch chočského príkrovu pod flyšovými sedimentmi paleogénu v hĺbkach od 250 do 23 m a teplota vody na ústí vrtov sa pohybovala od 25,9 do 12,6 °C (V. Hanzel 1974, M. Klago 1980).

Východne od Popradskej kotliny sa chočský príkrov rozkladá pod Levočskými vrchmi, ale v oblasti Klčov–Baldovce (obr. 2) a Lipany boli pod flyšovými sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu termálne vody navŕtané už v triasových karbonátoch krížňanského príkrovu (tab. 5), resp. obalovej série.

Z opisu vidno, že ide o rozsiahlu štruktúru v karbonátoch mezozoika chočského príkrovu, ktorá je rozčlenená celým radom zlomov na niekoľko menších krýh (obr. 2, 3). Jednotlivé kryhy sú zakryté rôzne hrubým komplexom flyšových sedimentov paleogénu od niekoľko desiatok metrov do 1500 m.

Infiltračnou oblasťou nádrže termálnych vôd v oblasti Vrbova sú juhovýchodné a južné svahy Vysokých Tatier. Rozsiahle geofyzikálne merania spolu s výsledkami vrtných prác ukázali, že pozdĺž podtatranského zlomu v oblasti Vyšné Hágy a Tatranská Polianka, ďalej až po Nový Smokovec sa nachádzajú pod kvartérnymi sedimentmi v hĺbke 380 až 100 m karbonáty mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu (V. Hanzel et al. 1982).

Poznatky o hydrogeologickej funkcii karbonátov v podloží kvartérnych sedimentov poskytli hydrogeologické vrty VTH–6 v Tatranskej Polianke a VTH–8 vo Vyšných Hágoch. U oboch vrtov bol rezistivimetriou a termometriou zistený vertikálny pohyb vody smerom k počve vrtu, a to od litostratigrafického rozhrania kvartérnych sedimentov s karbonátmi mezozoika. Na základe toho možno konštatovať, že karbonáty mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu v širokom poruchovom pásme podtatranského zlomu drénujú podzemné vody kvartérnych sedimentov a kryštalinika Vysokých Tatier a odvádzajú ich smerom pod flyšové sedimenty paleogénu Popradskej kotliny. Podľa výsledkov bilančného hodnotenia Vysokých Tatier a ich predpolia (V. Hanzel 1979) je asi 15 % zo spadnutých zrážok drénované podložnými karbonátmi mezozoika. Tieto vody sa podieľajú na tvorbe termálnych vôd v Popradskej kotline.

Využitie termálnej vody

Čerpacou skúškou (obr. 5) bola overená maximálna výdatnosť vrtu 28,3 $l.s^{-1}$. Na základe výsledkov čerpacej skúšky, krivky výdatnosti (obr. 6) a poznatkov z niekoľkomesačného využívania vody z vrtu Vr–1 je možné rátať s odberom 20,0 $l.s^{-1}$ vody z vrtu. Keďže zásoby termálnej vody neboli overené dlhodobými pozorovaniami a nepoznáme bližšie ani okrajové podmienky zvodneného kolektora, je nevyhnutné, aby užívateľ vrtu zaviedol a vykonával nepretržité týždenné režimové merania.

Vzhľadom na chemizmus bude mať termálna voda korózne účinky na železné materiály a bude vytvárať inkrusty. Inkrusty a korózia môžu spôsobiť zárast niektorých častí vrtu a povrchového zariadenia a zníženie jeho výdatnosti. Na zistenie chemického zloženia inkrustov a na vzájomné porovnanie urobil GP, Ostrava na záver hydrodynamických skúšok chemický rozbor kolektorskej horniny z hĺbky 1599–1600 m, inkrustu z potrubia pri ústí vrtu a v odpadovom koryte asi 300 m od vrtu. Výsledky sú uvedené v tabuľke 6.

Tabuľka 5

Porovnanie hydrogeologických údajov z vrtov v širšom okolí

Vrt lokalita	Hĺbka kolektora (m)	Litológia kolektora, tektonická jednotka	Dátum merania	Údaje na ústí vrtu					
				Teplota vody (°C)	Výdatnosť ($l \cdot s^{-1}$)	mineralizácia ($mg \cdot l^{-1}$)	CO_2 ($mg \cdot l^{-1}$)	H_2S ($mg \cdot l^{-1}$)	Typ vody (klasifikácia Gazdu)
Vr-1 Vrbov	1 490,0 – 1 495,0 1 495,0 – 1 640,0 1 725,0 – 1 742,0	dolomitové zlepence paleogén dolomity – trias, chočský príkrov	17. 8. 1982	56,0	28,3	3 990,0	508,6	–	Ca–Mg–HCO_3
HV-3 Vrbov	1 589,0 – 1 609,0	dolomitové zlepence paleogén, dolomity – trias, chočský príkrov	29. 3.	11,5	0,01	4 120,8	1 126,4	–	Ca–Mg–HCO_3
ŠGH-1 Gánovce	23,5 – 150,0	vápence, dolomity – trias, chočský príkrov		25,7	0,2 – 1,4	3 893,2	1 610,0	0,38	Ca–Mg–HCO_3
Kl-1 Kľčov	135,7 – 519,6	dolomity – trias, obalová séria – krížňanský príkrov	20. 11. 1964	19,3	5,6	7 843,4	1 936,9	14,8	Ca–Mg–HCO_3
Lipany-1 Lipany	3 120,0 – 4 000,0	dolomity, vápence, trias, krížňanský príkrov	21. 10. 1977	51,0	5,0	2 185,8	–	–	Na–HCO_3–Cl

Voda z vrtu sa môže využívať iba cez plynový separátor, resp. akumulačnú nádrž, z ktorej sa bude čerpadlami ďalej rozvádzať. Z grafického znázornenia priebehu tlakového gradientu na obr. 7 vyplýva, že bod evázie, t. j. hĺbka uvoľňovania rozpustných plynov z vody je pri výdatnosti 28,3 $l.s^{-1}$, teplote vody 56,0 °C a tlaku na ústí 0,074 MPa v hĺbke asi 185 m.

Tabuľka 6

Obsah karbonátov v hornine a v inkruste

Karbonáty	% obsahu karbonátov		
	Jadro z hĺbky 1 600 m	Inkrust v potrubí	Inkrust v koryte
$CaMg(CO_3)_2$	88,42	17,79	1,05
$CaCO_3$	7,15	77,34	98,25
$FeCO_3$	0,63	2,99	0,36
$MnCO_3$	–	0,05	0,01

Termálna voda vo Vrbove, zachytená vrtom Vr–1, predstavuje geotermálny zdroj, ktorého energetický potenciál má širšie využitie. Tepelný výkon termálnej vody z vrtu, ak bude prakticky využitých aspoň 30 °C teplotného spádu na ústí vrtu, pri výdatnosti 20,0 $l.s^{-1}$ bude (V. Šindlář 1982)

$Q_T = C_v . Q_v . T$, kde
Q_T = tepelný výkon ($J.s^{-1}$)
C_v = špecifické objemové teplo vody = $4{,}2 . 10^6$ (J/m^3 °C)
Q_v = prietok vody ($m^3.s^{-1}$)
T = využitý rozdiel teploty vody (°C)
$Q_T = 4{,}2 . 10^6 . 20{,}0 . 10^{-3} . 30 = 2.520 . 10^3\ J.s^{-1} = 2{,}5$ MW

Ekonomika využívania zdroja termálnej vody závisí od komplexného návrhu, ktorý musí riešiť jej využívanie na viac účelov rôznymi technologickými úpravami a postupmi. V podstate ju možno po energetickej stránke využívať na predhrievanie úžitkovej vody pre priemysel alebo bytovú výstavbu a ako zdroj tepelnej energie na vykurovanie objektov termočerpadlami. Vodu so zvyškovou teplotou 25–30 °C možno využívať na rekreačné ciele. V súčasnosti sa voda z vrtu Vr–1 ochladzuje miešaním so studenou vodou a využíva sa v rekreačnom areáli Miestnej organizácie Slovenského rybárskeho zväzu.

Záver

Vrty HV–3 a Vr–1 vo Vrbove sú prvými hlbokými vrtmi v Popradskej kotline, ktoré umožnili získať významné geologické a hydrogeotermálne poznatky z tejto oblasti. Získané poznatky potvrdzujú perspektívnosť Popradskej kotliny ako zdroja geotermálnej energie (O. Franko 1979, V. Hanzel 1979).

Vrt Vr–1, hlboký 1742 m, zachytil termálne vody z triasových karbonátov chočského príkrovu v hĺbke 1495–1742 m.

Maximálna zistená výdatnosť vrtu na ústí je 28,3 $l.s^{-1}$ pri teplote vody 56,0 °C a tlaku 0,075 MPa. Maximálna teplota vody v hĺbke 1730 m je 61,9 °C.

Termálna voda je kalciovo-(magnéziovo)-bikarbonátového typu s celkovou mineralizáciou 3,9 $g.l^{-1}$ a preplynená CO_2.

Kolektorom termálnej vody sú silne porušené triasové dolomity chočského príkrovu, ktorých priepustnosť je charakterizovaná koeficientom prietočnosti:

$$T = 5{,}08.10^{-3}\ m^2.s^{-1}$$

Hlavné prítoky termálnej vody boli v hĺbke 1510–1526 m, 1586–1611 m a v hĺbke pod 1730 m.

Ak predpokladáme, že sa využije na ústí vrtu teplotný spád aspoň 30 °C, Pri výdatnosti 20,0 $l.s^{-1}$ predstavuje vrt tepelný zdroj s výkonom 2,5 MW.

Voda vzhľadom na svoj chemizmus bude mať korózne účinky na železné materiály a silný sklon vytvárať inkrusty. Možno ju využívať iba cez plynový separátor, resp. akumulačnú nádrž, čím bude zabezpečené odplynenie vody a jej rovnomerný odber, zabraňujúci devastácii vrtu. Od roku 1982 sa termálna voda využíva v jednom bazéne pre rekreačné účely v tejto turisticky exponovanej oblasti.

Literatúra

FRANKO, O. 1979: Hydrogeotermálna charakteristika vrtu Lipany–1. Čiastková správa. Geofond, Bratislava, 1–9.

FRANKO, O. 1979: Perspektívnosť hydrogeologických štruktúr termálnych vôd na Slovensku s ohľadom na využitie geotermálnej energie. Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 162–192.

HANZEL, V. 1974: Podzemné vody chočského príkrovu a série V. Boku na SV svahoch Nízkych Tatier. Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–64.

HANZEL, V. et al. 1979: Základný hydrogeologický výskum Vysokých Tatier a ich predpolia. Záverečná správa. Geofond, Bratislava, 1–215.

HANZEL, V.–POLÁK, M. 1982: Niekoľko geologických a hydrogeologických poznatkov o mezozoiku v predpolí Vysokých Tatier. Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141–154.

KLAGO, M. 1980: Nové zdroje minerálnej vody v Gánovciach. Mineralia slov., 6, Bratislava, 541–556.

KRÁSNY, J. 1976: Štatistická analýza hydrogeologických dát z podkrkonošské permokarbonské pánve. Sbor. geol. Věd. – hydrogeologie a inženýrská geologie, 13, Ústř. Úst. geol., Praha, 113–151.

MÁJOVSKÝ, J. 1977: Geofyzikálny prieskum Popradskej kotliny. Geofond, Bratislava, 1–26.

NEMČOK, J.–HANZEL, V. et al. 1980: Záverečná správa za štruktúrny vrt HV–3 Vrbov. Geofond, Bratislava, 1–52.

PRIECHODSKÁ, Z. 1965: Výskum ťažkých minerálov v horninách centrálno-karpatského flyšu. Spišská kotlina a Levočské pohorie. Geofond, Bratislava, 1–60.

ŠINDLÁŘ, V. et al. 1982: Vrbov – jímací vrt Vr–1. Záverečná správa. Geofond, Bratislava, 1–25.

V. Hanzel–J. Nemčok

Thermal water source in Vrbov (Popradská kotlina depression)

Summary

The borehols HV–3 and Vr–1 at Vrbov are the first deep boreholes in the Popradská kotlina (depression) to give significant geological and hydrogeothermal data on the area. The data prove that the Popradská kotlina (depression) is prospective as regards the sources of geothermal energy, i. e. thermal waters.

The borehole Vr–1 depth 1.742 m reached thermal waters in Triassic carbonates of the Choč nappe at the depth of 1.495–1.742 m.

The maximum yield on the month of the borehole is 28.3 $l.s^{-1}$, water temperature 56 °C and pressure 0.075 MPa. The maximum water temperature in the depth 1730 m is 61.9 °C.

It is the calcium – magnesium – bicarbonate water with T.D.S. 3.90 $g.l^{-1}$ and gasified with CO_2.

The collector of the thermal water are intensely destroyed dolomites of the Choč nappe. Their permeability is characterized by the transmissivity coefficient $T = 5.08 . 10^{-3} m^2 . s^{-1}$.

The main affluents of thermal water were in the depth 1.510–1.526 m, 1.586–1.611 m, and below 1.730 m. In the case of exploitation of the temperature gradient of at least 30 °C on the wellhead, then the borehole with the yield of 20 $l.s^{-1}$ will represent the thermal source with the power of 2,5 MW.

Owing to its chemical composition the water will corrode iron materials and form incrusts. It can be used through a gas separator or an accumulation reservoir to provide its degasification and its regular exploitation to prevent devastation of the borehole.

Since 1982 the thermal water has been exploited for a swimming-pool in this tourist area under the Vysoké Tatry Mts.

Explanations of text-Figures

Fig. 1 Geological map of area (accord. to Geological map of ČSSR 1:200 000, Sheet Vysoké Tatry)
1 – Inner-Carpathian Paleogene: a) Flysch, b) basal formation, 2 – Upper Cretaceous and Klippen Belt Paleogene, 3 – klippes, 4 – Choč nappe, 5 – Krížna nappe and mantle Mesozoic, 6 – crystalline complexes, 7 – glacigenic sediments, Quaternary, 8 – boreholes, 9 – faults, 10 – geological profiles
Fig. 2 Schematic geological profile of Popradská kotlina depression (J. Nemčok 1982).
1 – Inner Carpathian Paleogene, 2 – Choč nappe, 3 – Krížna nappe and mantle Mesozoic, 4 – crystalline complexes, 5 – significant fault systems and less important tectonic lines, 6 – boreholes
Fig. 3 Schematic block diagram of surroundings of borehole Vr–1 Vrbov (J. Nemčok 1982)
1 – Inner-Carpathian Paleogene, 2 – Choč nappe, 3 – Krížna nappe, and mantle Mesozoic, 4 – crystalline complexes, 5 – significant fault system and less significant tectonic lines
Fig. 4 Profile of boreholes HV–3 and Vr–1 in Vrbov
1 – Flysch lithofacies, Eocene, 2 – dolomite breccia conglomerates of basal lithofacies, Eocene, 3 – fractured dolomites, Upper Trias, 4 – dolomites, Upper Trias, 5 – Lunz Member, Upper Trias
Fig. 5 Course of pumping test on borehole Vr–1 in Vrbov
Fig. 6 Yield curve of borehole Vr–1
Fig. 7 Pressure gradient curve

Geologické práce, Správy 81, s. 147—156, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Stanislav Rapant – Vladimír Dovina

Zhodnotenie kvality podzemných a povrchových vôd z hľadiska vybraných ukazovateľov prípustného stupňa znečistenia v území scheelitovo-zlatonosného zrudnenia kryštalinika Nízkych Tatier v oblasti Kyslej pri Jasení

1 obr. v texte

Abstract. The authors deal with quality of surface waters and of groundwaters in relation to its possible influencing by geological operations in the area of scheelite-gold-bearing mineralization near Kyslá at Jasenie.

The analysis of selected values with respect to indexes of admitted degree of pollution shows that in the area of study no substantial decrease of the quality of surface water has occurred.

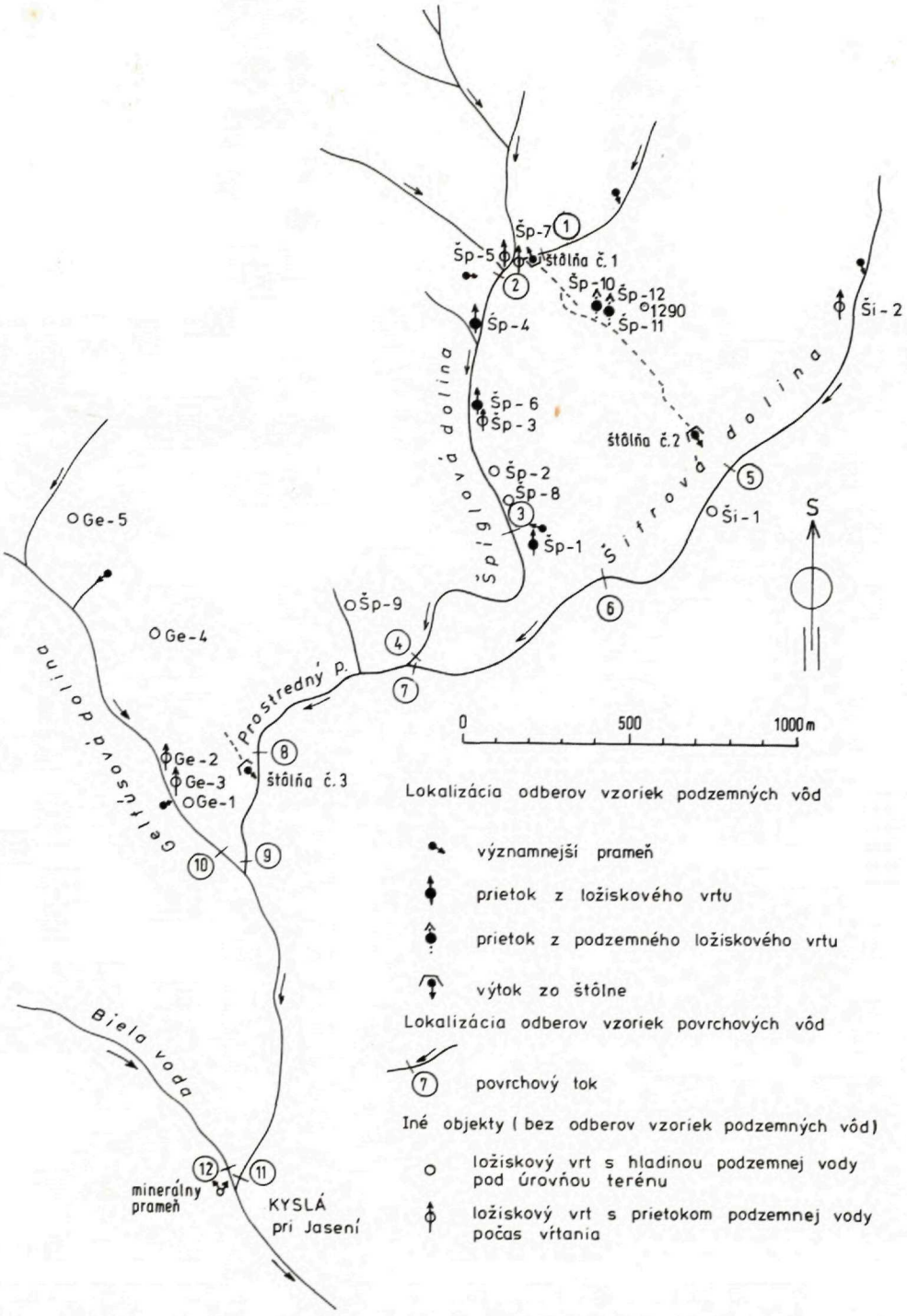
Pri komplexnom geologickom výskume územia scheelitovo-zlatonosného zrudnenia kryštalinika Nízkych Tatier v oblasti Kyslej pri Jasení (J. Pecho et al. 1982) sme sa na základe požiadavky orgánov štátnej ochrany prírody a hygienickej správy v rámci výskumu hydrogeologických a hydrogeochemických pomerov zaoberali aj hodnotením kvality podzemných a povrchových vôd. Zamerali sme sa hlavne na zhodnotenie vplyvu realizácie geologických vrtných a banských prác na kvalitu povrchovej vody, ktorá je významnou zložkou chráneného prírodného prostredia Národného parku Nízke Tatry.

Ukazovatele prípustného stupňa znečistenia povrchových vôd

Ustanovuje ich Nariadenie Vlády Slovenskej socialistickej republiky č. 30/1975 Zb. z 26. marca 1975 (tab. 1).

Povrchové toky v skúmanom území neboli prehlásené za vodárenské, preto v rámci ukazovateľov prípustného množstva látok obsiahnutých v povrchových vodách sú pre ne smerodajné hodnoty platné v ostatných povrchových tokoch (tab. 1, časť II). Ukazovatele prípustného stupňa znečistenia vôd sa vzťahujú na množstvo látok v recipiente (povrchovom toku) po zmiešaní s odpadovými alebo zvláštnymi vodami.

RNDr. S. Rapant, RNDr. V. Dovina, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



Obr. 1 Lokalizácia odberov vzoriek podzemných a povrchových vôd v území scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jasení

Tabuľka 1

Ukazovatele prípustného stupňa znečistenia povrchových vôd

I. Základné ukazovatele, ktoré sa nesmú porušiť, prípadne prekročiť pri povoľovaní vypúšťania odpadových, prípadne zvláštnych vôd do povrchových vôd (podľa prílohy nariadenia vlády SSR č. 30/1975 Zb. z 26. 3. 1975)

Základný ukazovateľ
1. biologický stav vôd vyjadrený indexom znečistenia (saprobity) menším než 2,2 pri vodárenských tokoch a biologický stav vôd vyjadrený indexom znečistenia (saprobity) menším než 3,2 pri ostatných povrchových vodách,
2. stav umožňujúci normálny život rýb pstruhovitých vo vodárenských tokoch a kaprovitých v ostatných povrchových vodách,
3. stav bez pachu pri vodách vodárenských tokov a v nádržiach a slabo cudzorodý pri ostatných vodách,
4. stav, pri ktorom farebné zmeny nie sú viditeľné pri vodách vodárenských tokov vo vrstve do 20 cm a pri ostatných povrchových vodách vo vrstve do 10 cm,
5. teplota do 20 °C pri pstruhových vodách a vodárenských tokoch a do 26 °C pri ostatných povrchových vodách,
6. neporušená samočistiaca schopnosť povrchových vôd,
7. stav povrchových vôd, pri ktorom sa nevyvíjajú nadmerne nežiadúce organizmy (napr. vodný kvet), ani nevznikajú kalové lavice, alebo sa vodná hladina nepokrýva penou, tukmi a olejmi alebo inými látkami,
8. stav povrchových vôd, pri ktorom sa neporušujú hygienické požiadavky na ochranu zdravia pred ionizujúcim žiarením,[1)]
9. stav povrchových vôd, pri ktorom nenastáva toxické pôsobenie rádioaktívnych a iných látok na vodné organizmy.

[1)] Vyhláška Ministerstva zdravotníctva SSR č. 65/1972 Zb. o ochrane zdravia pred ionizujúcim žiarením

Charakteristika kvality podzemných a povrchových vôd

Kvalitu podzemných a povrchových vôd skúmaného územia hodnotíme na základe analytických údajov získaných pri hydrogeologickom a hydrogeochemickom výskume (tab. 2, 3, 4, 5). Lokalizácia miest odberov vzoriek podzemných a povrchových vôd skúmaného územia je znázornená na obrázku 1.

Kvalita povrchových vôd v nenarušených prírodných podmienkach

Z hľadiska ukazovateľov prípustného stupňa znečistenia (tab. 1) povrchové vody skúmaného územia v nenarušených prírodných podmienkach antropogénnymi vplyvmi (vrtné a banské práce) nie sú znečistené a hodnoty jednotlivých ukazovateľov sú vo väčšine prípadov niekoľkonásobne nižšie ako maximálne prípustné

Tabuľka 1 – pokračovanie

II. Ukazovatele prípustného množstva látok obsiahnutých v povrchových vodách (v zmysle prílohy nariadenia vlády SSR č. 30/1975 Zb. z 26. 3. 1975)

Ukazovateľ	Hodnoty platné vo vodárenských tokoch	Hodnoty platné v ostatných povrchových tokoch	Poznámka
1. rozpustený kyslík (nasýtenie v %)	min. 70	min. 50	vylučujú sa rozbory nočných a ranných vzoriek
2. BSK_5 [$mgO_2 . l^{-1}$]	max. 4	max. 8	
3. oxidovateľnosť manganistanom [$mgO_2 . l^{-1}$]	max. 8	max. 20	s vylúčením vplyvu prirodzených huminových látok
4. voľný sírovodík (H_2S) [$mg . l^{-1}$]	max. 0	max. 0,1	
5. rozpustné látky [$mg . l^{-1}$]	max. 500	max. 1 000	
6. chloridové ióny (Cl^-) [$mg . l^{-1}$]	max. 200	max. 400	
7. síranové ióny (SO_4^{2-}) [$mg . l^{-1}$]	max. 200	max. 300	
8. vápnikové ióny (Ca^{2+}) [$mg . l^{-1}$]	max. 250	max. 300	
9. horčíkové ióny (Mg^{2+}) [$mg . l^{-1}$]	max. 125	max. 200	
10. celková tvrdosť [°N]	max. 20	max.46	
11. fluoridy (F) [$mg . l^{-1}$]	max. 1,5	max. 2,4	
12. amoniak a amónne ióny (NH_4^+) [$mg . l^{-1}$]	max. 0,5	max.3,0	vo vodárenských tokoch vôbec nesmie byť voľný amoniak
13. dusičnanové ióny (NO_3^-) [$mg . l^{-1}$]	max. 15	max. 50	
14. celkové železo (Fe) [$mg . l^{-1}$]	max. 0,5	max. 1,5	
15. mangán (Mn) [$mg . l^{-1}$]	max. 0,2	max. 0,5	
16. jednomocné fenoly (prchajúce s vodnou parou) [$mg . l^{-1}$]	max. 0,05	max. 0,2	
17. aniónaktívne tenzidy [$mg . l^{-1}$]	max. 0,1	max. 3,0	
18. ostatné tenzidy, s výnimkou kationaktívnych [$mg . l^{-1}$]	max. 0,5	max. 3,0	
19. kyanidové ióny (CN^-) [$mg . l^{-1}$]	max. 0,01	max. 0,2 max. 0,05	celkových toxických
20. zinok (Zn) [$mg . l^{-1}$]	max. 0,05	max. 0,1	okrem prirodzene tvrdých vôd
21. nikel (Ni) [$mg . l^{-1}$]	max. 0,05	max. 0,5	

Tabuľka 1 – pokračovanie

Ukazovateľ	Hodnoty platné vo vodárenských tokoch	Hodnoty platné v ostatných povrchových tokoch	Poznámka
22. olovo (Pb) [mg . l^{-1}]	max. 0,05	max. 0,5	
23. chróm (Cr^{III}) [mg . l^{-1}]	max. 0,1	max. 0,5	
24. arzén (As) [mg . l^{-1}]	max. 0,05	max. 0,5	
25. meď (Cu) [mg . l^{-1}]	max. 0,05	max. 0,1	
26. selén (Se) [mg . l^{-1}]	max. 0,05	max. 0,1	
27. ortuť (Hg) [mg . l^{-1}]	max. 0,0001	max. 0,005	
28. kadmium (Cd) [mg . l^{-1}]	max. 0,01	max. 0,3	
29. chróm (Cr^{VI}) [mg . l^{-1}]	max. 0,05	max. 0,1	
30. striebro (Ag) [mg . l^{-1}]	max. 0,01	max. 0,05	
31. vanád (V) [mg . l^{-1}]	max. 0,005	max. 0,05	
32. urán (U) [mg . l^{-1}]	max. 0,05	max. 0,1	
33. ropa a ropné látky[1)] [mg . l^{-1}]	max. 0,01	max. 0,2	určené ako nepolárne extrahované látky
34. coli-index (v 1 l vody)	max. 80 000	max. 600 000	v miestach pásma hygienickej ochrany I. stupňa najviac 10 000
35. pH	6,0 – 8,5	5,0 – 9,0	s výnimkou prirodzene kyslých a zásaditých vôd

V položkách 20 – 32 hraničná prípustná koncentrácia toxických kovov sa vzťahuje na súčet rozpustnej a nerozpustnej formy jednotlivej látky.

1. Vyhláška Ministerstva lesného a vodného hospodárstva Slovenskej socialistickej republiky č. 12/1973 Zb. o ochrane vôd pred znečisťovaním ropnými látkami.

hodnoty. Chemické zloženie povrchových vôd je prevažne základného nevýrazného $Ca-(Mg)-HCO_3$ typu, hodnoty celkovej mineralizácie sa pohybujú väčšinou v rozmedzí 60–80 mg.l^{-1}.

Kvalita podzemných vôd

V chemickom zložení podzemných vôd (tab. 2) v súlade s podmienkami ich tvorby, je vo vzťahu k povrchovým vodám zrejmé charakteristické zvýšenie hodnôt celkovej mineralizácie, mierny posun od A_2 k $S_2(SO_4)$ typom a zvýšený obsah niektorých stopových prvkov (tab. 3). V prípade podzemných vôd z ložiskových vrtov Šp–1,

Základné údaje o fyzikálno-chemických vlastnostiach podzemných vôd skúmaného územia

Lokalizácia	Dátum odberu	Výdatnosť ($l \cdot s^{-1}$)	Teplota vody (°C)	pH	Mineralizácia
Špíglova dolina, prameň v pravom svahu, 300 m nad štôlňou č. 1	17. 4. 1980	3,00	5,2	7,60	73,07
Špíglova dolina, prameň 200 m Z od ložiskového vrtu Šp-5	30. 5. 1980	0,74	5,5	7,75	103,86
Špíglova dolina, prameň v ľavom svahu, 50 m nad ložiskovým vrtom Šp-1	17. 4. 1980	0,70	6,3	7,90	78,30
Gelfúsova dolina, prameň v ľavom svahu, 200 m JV pod ložiskovým vrtom Ge-5	18. 4. 1980	1,20	7,2	7,85	87,17
Gelfúsova dolina, prameň v pravom svahu, 20 m nad ložiskovým vrtom Ge-1	30. 5. 1980	0,07	9,4	8,00	109,13
Špíglová dolina, prietok z ložiskového vrtu Šp-1	20. 3. 1981	0,10	8,0	7,75	202,05
Špíglova dolina, prietok z ložiskového vrtu Šp-4	17. 4. 1980	0,023	6,6	8,40	237,67
Špíglová dolina, prietok z ložiskového vrtu Šp-6	30. 5. 1980	0,013	6,8	7,85	213,76
Špíglová dolina, výtok zo štôlne č. 1	20. 3. 1981	0,30	5,1	7,70	155,28
Špíglová dolina, štôlňa č. 1, výtok z predvrtu v čeľbe	19. 6. 1981	0,50	6,6	7,40	100,53
Špíglová dolina, štôlňa č. 1, podzemný ložiskový vrt Šp-10	19. 6. 1981	1,50	9,6	7,65	109,99
Špíglová dolina, štôlňa č. 1, podzemný ložiskový vrt Šp-11	18. 9. 1981	0,35	5,8	6,95	112,89
Špíglová dolina, štôlňa č. 1, podzemný ložiskový vrt Šp-12	18. 9. 1981	1,07	5,8	7,45	124,29
Šifrová dolina, prameň pri poľovníckej chatke Šifrová	18. 4. 1980	0,80	3,6	8,10	60,44
Šifrová dolina, stôlňa č. 2, predný výtok z čeľby	19. 6. 1981	13,85	6,2	6,90	80,63
Šifrová dolina, štôlňa č. 2, lavý výtok z čeľby	19. 6. 1981		6,2	6,90	70,21
Prostredná dolina, štólňa č. 3, výtok z čeľby	19. 6. 1981	0,15	9,8	8,00	128,10
Prostredná dolina, výtok zo štôlne č. 3	20. 3. 1981	1,02	7,3	8,00	106,33

Poznámka: Odber vzoriek podzemných vôd urobili D. Bodiš, A. Bachorec, V. Dovina (17.–18. 4. 1980) a S. Rapant – V. Dovina (30. 5. 1980, 20. 3. 1981, 19. 6. 1981, 18. 9. 1981). Analyzovalo hydrochemické laboratórium GÚDŠ Bratislava (odbery vzoriek zo 17.–18. 4. 1980, 30. 5. 1980, 19. 6. 1981 a 18. 9. 1981) a hydrochemické laboratórium IGHP, n. p., závod Žilina (odbery vzoriek z 20. 3. 1981).

Šp–4 a Šp–6 je ich kvalita ovplyvnená bentonitovým výplachom použitým pri vrtných prácach, čo sa prejavuje zvýšeným obsahom Na^+, SO_4^{2-} a HCO_3^- iónov.

Kvalita podzemných vôd vo väčšine ukazovateľov nedosahuje hodnoty prípustného stupňa znečistenia pre povrchové vody, ich hodnoty sú prevažne niekoľkonásobne nižšie ako maximálne prípustné hodnoty (tab. 2, tab. 3). Len obsah As v podzemných vodách ložiskového vrtu Šp–1, podzemných ložiskových vrtov

Tabuľka 2

Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Mn^{2+}	Fe^{2+}	NH_4^+	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	SiO_2
[mg . l^{-1}]											
2,30	0,70	8,00	2,20	0,070	0,680	0,00	4,25	12,40	16,46	12,20	13,60
2,90	0,65	14,00	4,00	0,002	0,035	0,00	5,32	6,60	15,22	39,66	15,20
2,65	0,60	8,00	3,00	0,007	0,040	0,00	4,25	6,90	14,40	24,41	13,60
3,20	0,60	9,60	2,80	0,000	0,000	0,00	7,09	9,10	13,99	24,41	16,00
1,60	0,45	18,00	3,00	0,002	0,415	0,00	4,25	1,70	17,28	51,87	10,40
9,40	0,60	21,24	11,92	0,050	0,470	0,05	0,71	0,50	23,46	115,93	16,08
42,50	0,90	12,00	3,60	0,021	0,390	0,00	5,32	0,00	32,10	124,48	14,00
15,40	0,60	22,00	8,00	0,048	0,255	0,00	5,32	0,00	30,86	115,33	14,00
2,00	0,70	21,24	9,48	0,020	0,040	0,05	0,71	4,10	22,22	85,43	8,77
1,70	0,45	11,60	5,80	0,009	0,160	0,00	4,96	5,70	9,26	51,35	9,00
2,00	0,60	14,50	4,20	0,060	2,100	0,24	4,96	5,50	14,81	51,35	9,40
1,70	0,50	14,00	5,00	0,005	0,080	0,00	0,14	2,60	18,11	61,93	8,40
1,60	0,55	16,00	5,50	0,005	0,110	0,00	0,14	2,70	22,22	67,73	7,60
1,85	0,50	7,00	2,00	0,010	0,000	0,00	4,25	4,10	14,40	15,26	10,80
2,20	0,45	8,50	2,70	0,029	0,570	0,62	4,96	8,80	11,11	28,53	11,80
2,20	0,45	8,00	3,50	0,025	0,170	0,00	4,96	11,00	4,11	25,67	9,80
3,50	0,60	20,00	3,40	0,006	0,130	0,08	4,96	3,50	18,93	59,90	12,80
3,40	1,20	16,43	4,38	0,010	0,040	0,05	0,78	5,50	17,28	30,51	13,77

Šp−10 a Šp−12 a štôlne č. 1, 2, a 3 presahuje maximálne prípustnú hodnotu 0,50 mg.l^{-1} (tab. 3). Zvýšený obsah Fe^{2+} (2,10 mg.l^{-1}) v podzemnej vode z podzemného ložiskového vrtu Šp−10 (tab. 2) považujeme za lokálny, ktorý sa už na výtoku zo štôlne č. 1 neprejavuje. Z hľadiska obsahu ropných látok na základe jednorázového odberu presahuje maximálne prípustnú hodnotu (0,20 mg.l^{-1}) len podzemná voda z výtoku zo štôlne č. 3 (tab. 4).

Na základe dokumentovaných výsledkov (tab. 2, tab. 3, tab. 4) možno predpokladať, že až na obsah As v podzemných vodách ložiskového vrtu Šp−1, podzemných ložiskových vrtov Šp−10 a Šp−12 a ložiskových štôlní č. 1, 2 a 3 a obsah ropných

látok v podzemnej vode zo štôlne č. 3, nie je pri ich vypúšťaní do povrchových tokov možnosť zhoršenia kvality povrchových vôd nad prípustný stupeň ich znečistenia. Ukazovatele prípustného stupňa znečistenia povrchových vôd sa vzťahujú na množstvo látok v recipiente (povrchovom toku) po zmiešaní s odpadovými alebo zvláštnymi vodami. Prietoky v povrchových tokoch skúmaného územia sú niekoľkonásobne väčšie ako výdatnosti podzemných vôd jednotlivých prietokov z ložiskových vrtov a výtokov zo štôlní. Možno teda aj na základe tejto skutočnosti predpokladať, že nedôjde k podstatnému zhoršeniu kvality povrchových vôd.

Kvalita povrchových vôd v narušených prírodných podmienkach

Na posúdenie kvality povrchových vôd v narušených prírodných podmienkach (výtoky podzemných vôd z ložiskových vrtov a štôlní do povrchových tokov) sme použili výsledky analytických rozborov stopových prvkov, ropných látok a fenolov (tab. 4, tab. 5). Miesta lokalizácie odberov vzoriek sú vyznačené v obr. 1.

Na základe dokumentovaných výsledkov (tab. 4, tab. 5) možno konštatovať, že v narušených prírodných podmienkach vplyvom geologických výskumných, prípadne prieskumných prác nedošlo k zhoršeniu, resp. podstatnému narušeniu kvality povrchových vôd z hľadiska vybraných sledovaných ukazovateľov prípustného stupňa ich znečistenia ani v jednom prípade.

Tabuľka 4

Obsah ropných látok a fenolov v podzemných a povrchových vodách (mg . l^{-1})

Komponent	Lokalizácia odberu vzoriek							
	1	5	8	9	13	Štôlňa č. 1	Štôlňa č. 2	Štôlňa č. 3
Ropné látky	0,052	0,056	0,021	0,17	0,009	0,006	0,022	1,80
Fenoly	0	0	0	0	0	0	0,012	0,03

Poznámka: Vzorky podzemných a povrchových vôd odobral V. Dovina a S. Rapant dňa 21. 1. 1982. Analyzované v hydrochemickom laboratóriu IGHP, n. p., Žilina. Štôlňa č. 3 v prevádzke, štôlne č.1 a 2 boli už vyrazené a neboli v prevádzke.

Zvlášť si všimneme obsah As a ropných látok v povrchových vodách. Obsah As v povrchových tokoch neovplyvnených geologickými prácami sa pohyboval v rozmedzí menej ako 0,03 až 0,12 mg.l^{-1}. Výtoky podzemných vôd zo štôlní, prípadne ložiskových vrtov sa spravidla prejavili miernym nárastom hodnôt As o 0,01–0,05 mg.l^{-1}, teda viac-menej úmerne v pomere výdatností podzemných vôd a prietokov povrchových tokov. Dokumentovaný bol aj opačný prípad, kedy anomálny obsah As v podzemnej vode nemal vplyv na jeho zvýšenie v povrchovej vode. Práve naopak, v dôsledku väčšieho prietoku v povrchovom toku a eliminačných procesov došlo k zníženiu obsahu As v odbernom profile pod vtokom podzemnej do povrchovej vody v porovnaní s obsahom v odbernom profile nad vtokom.

Obsah ropných látok v povrchových vodách na základe jednorázového odberu

neprekročil hodnotu prípustného stupňa znečistenia (tab. 4). Z výtokov zo štôlne č. 1 bolo zistených 0,006 $mg.l^{-1}$ a zo štôlne č. 2 0,022 $mg.l^{-1}$ ropných látok, ktoré nezhoršili kvalitu príslušných povrchových tokov. V povrchovom toku nad štôlňou č. 3 bolo zistené 0,021 $mg.l^{-1}$ ropných látok, vo výtoku zo štôlne č. 3 1,80 $mg.l^{-1}$ a ďalej už po zmiešaní s povrchom vodou už len 0,17 $mg.l^{-1}$ ropných látok (tab. 4), čo je ešte pod maximálnou hodnotou prípustného stupňa znečistenia (0,20 $mg.l^{-1}$).

Základnými ukazovateľmi, ktoré sa nesmú porušiť, prípadne prekročiť pri povoľovaní vypúšťania odpadových, prípadne zvláštnych vôd do povrchových vôd uvedených v tab. 1, časť I, pod číslom 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8 a 9 sme sa nezaoberali.

Záver

Na základe zhodnotenia kvality podzemných a povrchových vôd sme dokumentovali, že počas výskumných geologických prác v území scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v kryštaliniku Nízkych Tatier v oblasti Kyslej pri Jasení z hľadiska vybraných sledovaných ukazovateľov prípustného stupňa znečistenia nedošlo k zásadnému zhoršeniu kvality povrchových vôd.

Literatúra

PECHO, J. et al. 1982: Geologický výskum volfrámového zrudnenia v oblasti Jasenie–Kyslá, II. etapa. (Čiastková záverečná správa). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–326.

Stanislav Rapant – Vladimír Dovina

Evaluation of the quality of groundwaters and surface waters from the viewpoint of selected indicators of the admissible degree of contamination in the area of scheelite-gold-bearing mineralization of crystalline rocks of Nízke Tatry Mts. in the area of Kyslá near Jasenie

Summary

In complex geological investigation of scheelite-gold-bearing mineralization in crystalline rocks of the Nízke Tatry Mts. in the area of Kyslá near Jasenie also the quality of natural waters was evaluated from the viewpoint of selected indicators of the admissible degree of contamination, mainly aimed at the influence of realization of technical works. The quality of natural waters was evaluated on the basis of analytical data obtained with hydrogeological and hydrogeochemical investigation.

The surface waters and groundwaters under natural conditions undisturbed by antropogenic influences are not contaminated and the values of the individual indicators are mostly by several times lower than the maximum admissible values.

In groundwaters from boreholes for deposits Šp – 1, Šp – 10 and Šp 12 and from adits 1,2 and 3 it has been found out that their maximum admissible value is exceeded by the As content (more than 0.500 $mg.l^{-1}$) and from adit 3 by the content of oil substances (more than 0.200 $mg.l^{-1}$). After mixing of these

groundwaters with waters of surficial streams the contents of As and oil substances were reduced below the maximum admissible values as a consequence of dilution and elimination processes.

The results of analytical tests of trace elements, oil substances and phenols have proved that the quality of surface waters was not essentially deteriorated under disturbed natural conditions.

Explanation of text-figure

Fig. 1 Sampling localities of ground and surface waters in area of scheelite-gold-bearing mineralization near Kyslá at Jasenie.

Obsah stopových prvkov v povrchových vodách

Tabuľka 5

Por. čís.	Lokalizácia odberu vzoriek povrchových vôd	Dátum odberu	Zn	Ni	Pb	Cr	As	Cu	Cd	Ag	V	Ba	Sr	Mo	W	B	Al	Sb	Co	Li	Rb
1	Povrchový tok v Špíglovej doline, tesne nad výtokom zo štôlne č. 1	20. 3. 1981	0,014	–	0,000	0,000	0,085	0,000	0,000	0,000	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		18. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,100	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,005	0,035	<0,005	<0,005	<0,010	0,000	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	0,010	<0,005	<0,005	0,090	0,006	–	<0,002	<0,005	0,010	0,035	0,005	<0,010	<0,010	0,000	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1982	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,100	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,010	0,040	<0,005	<0,010	0,045	0,033	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001
2	Povrchový tok v Špíglovej doline, 200 m pod výtokom zo štôlne č. 1	20. 3. 1981	0,016	–	0,001	0,000	0,098	0,000	0,003	0,000	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		18. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,140	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,030	0,050	<0,005	<0,005	<0,010	0,000	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	0,019	<0,005	<0,005	0,140	0,005	–	<0,002	<0,005	<0,010	0,040	<0,005	<0,010	<0,010	0,000	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1982	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,120	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,010	0,040	<0,005	<0,010	0,045	0,053	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001
3	Povrchový tok v Špíglovej doline, nad prietokom z ložiskového vrtu Šp-1	20. 3. 1981	0,020	–	0,001	0,000	0,115	0,000	0,000	0,000	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		18. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,160	<0,002	–	<0,002	<0,005	<0,005	0,050	<0,005	<0,005	<0,010	0,008	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	0,036	<0,005	<0,005	0,150	0,003	–	<0,002	<0,005	<0,010	0,040	<0,005	<0,010	<0,010	0,000	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1981	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,150	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,030	0,050	<0,005	<0,010	0,040	0,042	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001
4	Povrchový tok v Špíglovej doline, nad sútokom s povrchovým tokom zo Šifrovej doliny	20. 3. 1981	0,030	–	0,001	0,000	0,107	0,000	0,000	0,000	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		17. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,170	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,005	0,050	<0,005	<0,005	0,100	0,024	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	0,011	<0,005	<0,005	0,120	0,002	–	<0,002	<0,005	0,010	0,040	<0,005	<0,010	<0,010	0,012	0,010	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1982	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,150	<0,002	–	<0,002	<0,005	<0,010	0,050	<0,005	<0,010	0,040	0,037	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001
5	Povrchový tok v Šifrovej doline, nad cestou k štôlni č. 2	17. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	<0,030	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,025	0,035	<0,005	0,010	0,050	0,000	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	0,015	<0,005	<0,005	0,120	0,007	–	<0,002	<0,005	0,015	0,025	0,005	<0,005	<0,010	0,021	0,020	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1982	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,080	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,060	0,040	<0,005	<0,010	0,040	0,330	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001
6	Povrchový tok v Šifrovej doline, pod bývalým starým mostom	17. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,070	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,040	0,040	<0,005	<0,005	0,100	0,008	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	0,015	<0,005	<0,005	0,070	0,003	–	<0,002	<0,005	0,035	0,035	<0,005	<0,010	<0,010	<0,005	0,030	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1982	0,034	<0,002	<0,005	<0,005	0,030	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,020	0,200	<0,005	<0,010	0,040	0,039	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001
7	Povrchový tok v Šifrovej doline, nad sútokom s povrchovým tokom zo Špíglovej doliny	20. 3. 1981	0,000	–	0,000	0,000	0,040	0,000	0,000	0,000	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		17. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,080	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,010	0,035	<0,005	<0,005	0,100	0,000	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	0,008	<0,005	<0,005	0,040	0,002	–	<0,002	<0,005	0,030	0,035	0,005	<0,010	<0,010	0,000	0,010	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1982	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	<0,030	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,020	0,040	<0,005	<0,010	0,040	0,026	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001
8	Prostredný potok, povrchový tok nad výtokom zo štôlne č. 3	20. 3. 1981	0,014	–	0,000	0,000	0,091	0,000	0,000	0,000	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		17. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,140	<0,002	–	<0,002	<0,005	<0,005	0,040	<0,005	<0,005	0,100	0,000	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	0,005	<0,005	<0,005	0,090	0,003	–	<0,002	<0,005	0,010	0,040	<0,005	<0,010	<0,010	<0,005	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1982	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,130	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,020	0,050	<0,005	<0,010	0,020	0,019	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001
9	Prostredný potok, povrchový tok pod výtokom zo štôlne č. 3, nad sútokom s povrchovým tokom z Gelfúsovej doliny	20. 3. 1981	0,002	–	0,001	0,000	0,091	0,000	0,000	0,000	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		17. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,130	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,010	0,050	<0,005	<0,005	0,100	0,014	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,080	0,002	–	<0,002	<0,005	0,005	0,040	<0,005	<0,010	<0,010	0,000	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1982	0,076	<0,002	<0,005	<0,005	0,140	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,160	0,060	<0,005	<0,010	0,020	0,034	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001
10	Povrchový tok v Gelfúsovej doline, nad sútokom s povrchovým tokom Prostredného potoka	20. 3. 1981	0,022	–	0,000	0,000	0,114	0,017	0,000	0,000	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		17. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,130	<0,002	–	<0,002	<0,005	<0,005	0,060	<0,005	<0,005	0,100	0,000	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,070	0,002	–	<0,002	<0,005	0,010	0,050	<0,005	<0,010	<0,010	0,000	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1982	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,140	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,010	0,060	<0,005	<0,010	0,020	0,033	<0,010	<0,002	<0,010	0,002
11	Prostredný potok, povrchový tok nad sútokom s tokom Bielej vody	20. 3. 1981	0,006	–	0,000	0,000	0,053	0,004	0,000	0,000	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		17. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,080	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,040	0,060	0,010	0,010	<0,010	0,029	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,030	0,003	–	<0,002	<0,005	0,045	0,050	<0,005	<0,010	<0,010	0,012	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1982	0,008	<0,002	<0,005	<0,005	0,060	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,040	0,050	<0,005	<0,010	0,020	0,033	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001
12	Povrchový tok Biela voda, nad sútokom s tokom Prostredného potoka	20. 3. 1981	0,005	–	0,000	0,000	0,063	0,009	0,000	0,000	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		17. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,080	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,035	0,060	0,005	<0,005	<0,010	0,000	0,010	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	0,005	<0,005	<0,005	0,070	0,007	–	<0,002	<0,005	0,055	0,065	<0,005	<0,010	<0,010	0,008	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1982	0,144	<0,002	<0,005	<0,005	0,070	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,060	0,070	<0,005	<0,010	0,020	0,042	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001
13	Jaseniansky potok v Jasení, nad mostom cesty vedúcej do Lomnistej doliny	18. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,070	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,050	0,075	0,005	0,010	<0,010	0,000	0,010	<0,002	<0,010	<0,001
		12. 11. 1981	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,070	0,002	–	<0,002	<0,005	0,035	0,060	<0,005	<0,010	<0,010	0,008	0,010	<0,002	<0,010	<0,001
		21. 1. 1982	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,070	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,020	0,070	<0,005	<0,010	0,020	0,026	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001

Poznámky: Obsah stopových prvkov je udávaný v mg . l^{-1}. Odbery vzoriek povrchových vôd urobili V. Dovina a S. Rapant. Analyzovalo hydrochemické laboratórium IGHP, n. p., závod Žilina (vzorky z 20. 3. 1981) a laboratórne stredisko Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves (vzorky zo 17. – 18. 9. 1981, 12. 11. 1981 a 21. 1. 1982).

Obsah stopových prvkov v podzemných vodách

Tabuľka 3

Lokalizácia odberu vzoriek podzemných vôd	Dátum odberu	Zn	Ni	Pb	Cr	As	Cu	Cd	Ag	V	Ba	Sr	Mo	W	B	Al	Sb	Co	Li	Rb
Gelfúsova dolina, prameň 200 m JV pod ložiskovým vrtom Ge-5	18. 4. 1980	0,000	–	0,000	0,005	0,247	0,002	0,000	0,000	–	–	0,100	–	–	–	0,000	–	–	0,002	–
Gelfúsova dolina, prameň v pravom svahu, 20 m nad ložiskovým vrtom Ge-1	30. 5. 1980	0,013	–	0,002	0,000	0,114	0,000	0,008	0,000	–	–	0,080	–	–	–	0,000	–	–	0,003	–
Špíglova dolina, prameň v pravom svahu, 300 m nad štôlňou č. 1	17. 4. 1980	0,007	–	0,004	0,000	0,047	0,002	0,168	0,000	–	–	0,100	–	–	–	0,000	–	–	0,002	–
Špíglova dolina, prameň 200 m Z od ložiskového vrtu Šp-5	30. 5. 1980	0,000	–	0,000	0,000	0,320	0,000	0,002	0,000	–	–	0,060	–	–	–	0,000	–	–	0,000	–
Špíglova dolina, prameň v ľavom svahu 50 m nad ložiskovým vrtom Šp-1	17. 4. 1980	0,005	–	0,000	0,001	0,330	0,003	0,000	0,000	–	–	0,100	–	–	–	0,000	–	–	0,000	–
Šifrová dolina, prameň pri poľovníckej chatke Šifrová	18. 4. 1980	0,000	–	0,003	0,000	0,127	0,003	0,000	0,000	–	–	0,100	–	–	–	0,000	–	–	0,000	–
Špíglova dolina, prietok z ložiskového vrtu Šp-1	17. 4. 1980	0,005	–	0,000	0,000	0,726	0,004	0,000	0,000	–	–	1,000	–	–	–	0,000	–	–	0,000	–
	27. 11. 1980	0,012	–	0,000	0,000	0,414	0,008	0,218	0,000	–	–	0,930	–	–	–	–	–	–	0,000	–
	20. 3. 1981	0,010	–	0,000	0,000	0,492	0,000	0,021	0,000	–	–	0,810	–	–	–	0,000	–	–	0,000	–
	12. 11. 1981	<0,002	0,008	<0,002	<0,005	0,760	0,003	–	<0,002	<0,005	0,100	1,100	0,010	0,100	<0,010	0,000	0,050	<0,002	<0,010	<0,001
	21. 1. 1982	0,006	<0,002	<0,005	<0,005	0,800	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,060	1,080	<0,005	0,100	0,040	0,039	0,050	<0,002	<0,010	0,002
Špíglova dolina, prietok z ložiskového vrtu Šp-4	17. 4. 1980	0,022	–	0,001	0,000	0,357	0,002	0,000	0,000	–	–	2,000	–	–	–	0,000	–	–	0,008	–
	21. 1. 1982	<0,002	0,006	<0,005	<0,005	0,460	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,020	2,400	0,010	0,200	0,060	0,053	0,100	0,006	<0,010	<0,001
Špíglova dolina, prietok z ložiskového vrtu Šp-6	30. 5. 1980	0,000	–	0,000	0,000	0,365	0,002	0,000	0,000	–	–	1,800	–	–	–	0,000	–	–	0,000	–
Špíglova dolina, výtok zo štôlne č. 1	27. 11. 1980	0,018	–	0,001	0,002	0,193	0,012	0,160	0,000	–	–	0,130	–	–	–	–	–	–	0,000	–
	20. 3. 1981	0,008	–	0,000	0,000	0,099	0,000	0,000	0,000	–	–	0,060	–	–	–	0,000	–	–	0,000	–
	18. 9. 1981	0,005	<0,002	<0,002	<0,005	0,640	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,015	0,060	<0,005	<0,005	<0,010	0,000	0,020	<0,002	<0,010	<0,001
	12. 11. 1981	<0,002	0,008	<0,002	<0,005	0,760	0,002	–	<0,002	<0,005	0,010	0,060	0,005	<0,010	<0,010	0,000	0,030	<0,002	<0,010	<0,001
	21. 1. 1982	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,760	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,010	0,060	<0,005	<0,010	0,040	0,042	0,035	<0,002	<0,010	<0,001
Špíglová dolina, štôlňa č. 1, prietok z podzemného ložiskového vrtu Šp-10	18. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,660	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,010	0,050	<0,005	<0,005	<0,010	0,000	0,050	<0,002	<0,010	<0,001
	21. 1. 1982	0,006	<0,002	<0,005	<0,005	0,800	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,030	0,050	<0,005	<0,010	0,040	0,053	0,035	<0,002	<0,010	<0,001
Špíglová dolina, štôlňa č. 1, prietok z podzemného ložiskového vrtu Šp-11	18. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,480	<0,002	–	<0,002	<0,005	<0,005	0,045	<0,005	<0,005	<0,010	0,014	0,010	<0,002	<0,010	<0,001
	21. 1. 1982	0,040	<0,002	<0,005	<0,005	0,420	<0,002	–	<0,002	<0,005	<0,010	0,040	<0,005	<0,010	0,030	0,033	0,020	<0,002	<0,010	<0,001
Špíglová dolina, štôlňa č. 1, prietok z podzemného ložiskového vrtu Šp-12	21. 1. 1982	<0,002	0,003	<0,005	<0,005	0,700	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,050	0,050	<0,005	<0,010	0,040	0,042	0,700	<0,002	<0,010	<0,001
Šifrová dolina, výtok zo štôlne č. 2	18. 9. 1981	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	0,700	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,015	0,020	<0,005	<0,005	<0,010	0,012	<0,001	<0,002	<0,010	<0,001
	12. 11. 1981	<0,002	0,008	<0,002	<0,005	0,740	0,002	–	<0,002	<0,005	0,020	0,030	0,005	0,015	<0,010	0,000	0,020	<0,002	<0,010	<0,001
	21. 1. 1982	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	0,800	<0,002	–	<0,002	<0,005	0,310	0,040	<0,005	0,010	0,030	0,095	<0,010	<0,002	<0,010	<0,001
Prostredná dolina, výtok zo štôlne č. 3	20. 3. 1981	0,014	–	0,000	0,001	0,353	0,000	0,000	0,000	–	–	0,080	–	–	–	0,000	–	–	0,000	–
	17. 9. 1981	<0,002	0,004	<0,002	<0,005	0,720	<0,002	–	<0,002	<0,005	<0,005	0,120	0,010	0,010	0,100	0,033	0,210	<0,002	<0,010	<0,001
	12. 11. 1981	0,012	0,004	<0,002	<0,005	0,740	0,004	–	<0,002	<0,005	0,010	0,230	0,005	<0,010	<0,010	0,000	0,130	<0,002	<0,010	0,008
	21. 1. 1982	0,024	0,006	<0,005	<0,005	0,580	0,008	–	<0,002	<0,005	0,030	0,260	0,020	<0,010	0,020	0,089	0,090	0,015	<0,010	0,006

Poznámky: Obsah stopových prvkov je udávaný v mg . l^{-1}. Odber vzoriek podzemných vôd urobili D. Bodiš, A. Bachorec, V. Dovina (17.–18. 4. 1980) a S. Rapant – V. Dovina (30. 5. 1980, 27. 11. 1980, 20. 3. 1981, 17.–18. 9. 1981, 12. 11. 1981 a 21. 1. 1982). Analyzovalo hydrochemické laboratórium IGHP, n. p., závod Žilina (odbery vzoriek zo 17.–18. 4. 1980, 30. 5. 1980, 27. 11. 1980 a 20. 3. 1981; Sr, Al a Li analyzovalo v týchto vzorkách hydrochemické laboratórium GÚDŠ Bratislava) a laboratórne stredisko Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves (odbery vzoriek zo 17.–18. 9. 1981, 12. 11. 1981 a 21. 1. 1982).

Geologické práce, Správy 81, s. 157—162, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Stanislav Rapant – Vladimír Dovina

Prospekčný význam stopových prvkov v podzemných a povrchových vodách v území scheelitovo-zlatonosného zrudnenia kryštalinika Nízkych Tatier v oblasti Kyslej pri Jasení

1 obr. v texte

Abstract. The authors discuss a possible application of the hydrogeochemical method of ore deposits prospection in the area of scheelite-gold-bearing mineralization near Kyslá at Jasenie.

Obsah stopových prvkov v podzemných a povrchových vodách závisí od radu rôznych faktorov, z ktorých je najdôležitejší najmä primárny obsah stopových prvkov v horninách a forma ich vystupovania v minerálnych fázach, schopnosť stopových prvkov prechádzať a migrovať vo vodných roztokoch a dĺžka doby kontaktu vôd s horninovým prostredím. Z ďalších dôležitých faktorov treba ešte spomenúť celkový petrochemický typ materských hornín, resp. rudných žíl, celkovú mineralizáciu a chemický typ vôd, oxidačno-redukčné podmienky systému, pH, procesy sorbcie a desorbcie a prítomnosť, resp. spolupôsobenie mikroorganizmov pri prechode stopových prvkov do vôd, resp. pri ich migrácii.

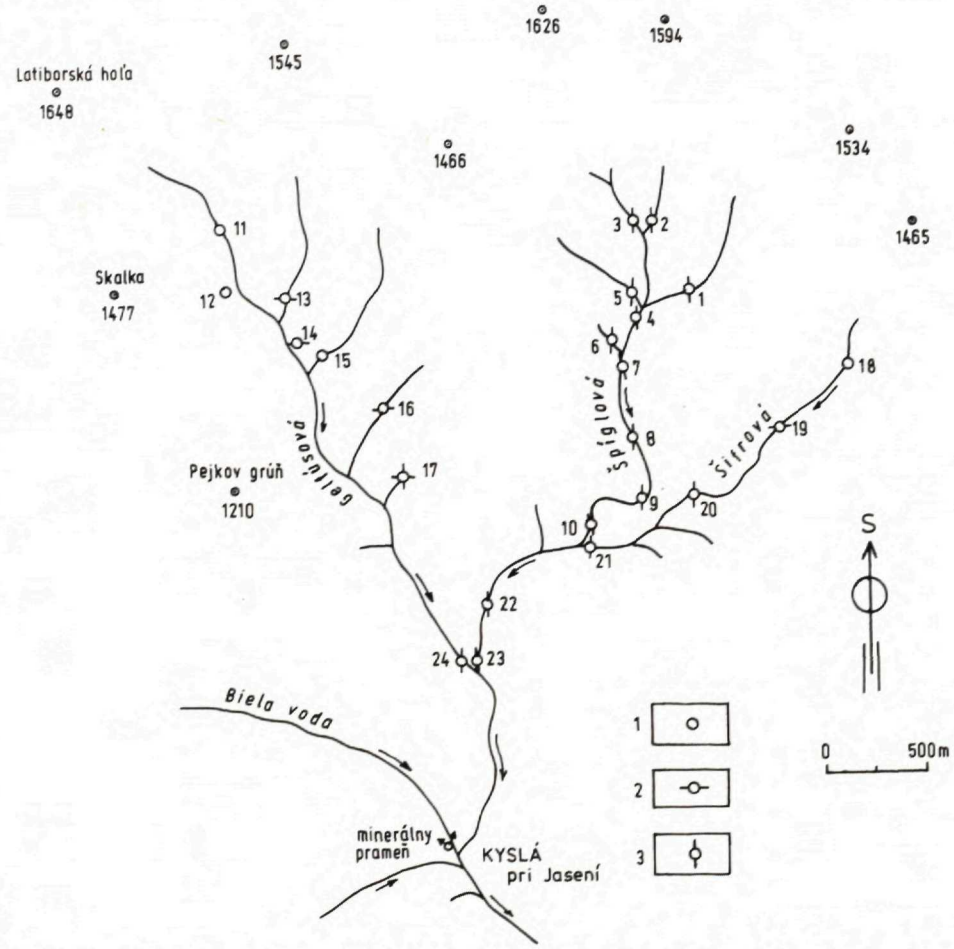
Pri komplexnom geologickom výskume scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jasení (J. Pecho et al. 1982) v rámci výskumu hydrogeologických a hydrogeochemických pomerov sme sa orientačne zaoberali aj možnosťou použitia hydrogeochemickej metódy na vyhľadávanie rudných ložísk. Vzhľadom na to, že hydrogeochemická metóda vyhľadávania rudných ložísk v Západných Karpatoch nie je bežne používaná, bolo potrebné najprv vytypovať vhodnú asociáciu stopových prvkov – hydrogeochemických vyhľadávacích príznakov, objasniť spôsob prestupu stopových prvkov z pevnej do kvapalnej fázy a určiť základné formy migrácie vybraných stopových prvkov vo vodnom prostredí.

Skladba analýz podzemných a povrchových vôd spočiatku zahŕňala väčší počet stopových prvkov, aby poskytla údaje o ich distribúcii vo vodách. Keďže obsah väčšiny stopových prvkov, napríklad Cr, V, B, Co, Ni, Ag, Pb sa pohyboval pod hranicou citlivosti použitých analytických metód, v ďalšom sme vytypovali asociáciu

RNDr. S. Rapant, RNDr. V. Dovina, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

stopových prvkov, a to As, Sb, W, Mo a Zn, ktorá má v skúmanom území hydrogeochemický prospekčný význam. Po komplexnom zhodnotení výsledkov sme zistili, že dobrým hydrogeochemickým vyhľadávacím príznakom je As, v menšej miere W a čiastočne aj Zn (tab. 1, tab. 2).

Prítomnosť As vo vzorkách podzemných a povrchových vôd je spätá hlavne s výskytmi arzenopyritu, ktorého obsah v horninách skúmanej oblasti dosahuje miestami až niekoľko percent. Hlavným procesom prechodu As do vodných roztokov z pevnej fázy je oxidačná degradácia arzenopyritu. As migruje v kvapalnej fáze hlavne vo forme $HAsO_4^{2-}$ a $HAsO_3^-$ (G. A. Goleva 1977). Dĺžkový dosah jeho migrácie výrazne znižuje sorbcia aniónových foriem As na kladne nabitých koloidných časticiach hydroxidov Fe, ktoré v tomto prípade predstavujú geochemickú bariéru.



Obr. 1 Obsahy As a W vo vodách v oblasti Kyslej pri Jasení 1 – miesta odberu vzoriek vôd, 2 – anomálne obsahy W, 3 – anomálne obsahy As.

Pri porovnaní obsahu stopových prvkov v podzemných vodách ložiskových vrtov a štôlní s obsahom v povrchových vodách vidíme, že ich obsah v podzemných vodách z ložiskových vrtov a štôlní je hlavne v prípade As niekoľkonásobne vyšší. Súvisí to zrejme s porušením a prekysličením horninového prostredia obehu podzemných vôd pri vrtných a banských prácach.

Najvyššie koncentrácie As boli zistené v podzemných vodách výtokov zo štôlní č. 1, 2 a 3, v ktorých sa jeho obsah pohyboval prevažne v rozmedzí 0,7–0,8 mg.l^{-1}. Podobne vysoké hodnoty obsahu As boli dokumentované aj v podzemných vodách výtokov z ložiskových vrtov, najmä z Šp–1, Šp–4, Šp–10, Šp–11, a Šp–12 (tab. 2).

Z povrchových vôd (obr. 1) boli zistené najvyššie hodnoty As v toku v Špiglovej doline s maximálnou hodnotou 0,36 mg.l^{-1} (tab. 1).

Každý uvedený obsah As je vysoko anomálny, čo poukazuje na zvýšenú koncentráciu minerálnych fáz As v horninovom prostredí.

Základnou formou migrácie W vo vodnom prostredí sú komplexné zlúčeniny. V závislosti od pH prostredia vznikajú v kyslých vodách $H_2WO_4^0$ alebo HWO_4^- ióny (v silne kyslom prostredí polymerizujú do $HW_6O_{21}^{5-}$ alebo $W_{12}O_{41}^{10-}$ iónov) a v neutrálnom a alkalickom prostredí WO_4^{2-} ióny (B. A. Kolotov–E. A. Kiseleva 1978).

Hlavným procesom prechodu W z pevnej do kvapalnej fázy v daných podmienkach je priame rozpúšťanie jeho minerálov (hlavne scheelitu). Relatívne veľmi nízky kvantitatívny efekt tejto reakcie a nízky obsah W v horninovom prostredí spôsobuje, že pri súčasnom stave analytických metód (medza citlivosti stanovenia W je 0,01 mg.l^{-1}) akékoľvek kvantitatívne stanovenie W v podzemných a povrchových vodách svedčí o jeho zvýšenej koncentrácii v horninovom prostredí a má hydrogeochemický prospekčný význam.

V súčasnej etape výskumu nie je ešte možné definitívne matematicko-štatisticky určiť fónový, resp. anomálny obsah sledovaných stopových prvkov v podmienkach kryštalinika Nízkych Tatier. Z geologicky a geomorfologicky analogických regiónov sa uvádza fónový obsah pre W v rozmedzí 0,0005–0,005 mg.l^{-1} a pre As v rozmedzí 0,001–0,01 mg.l^{-1}, ako anomálny sa uvádza obsah W od 0,01 mg.l^{-1} a As od 0,05 mg.l^{-1} (B. A. Kolotov–E. A. Kiseleva 1978, G. A. Goleva 1977). Z analytických údajov okolo 80 vzoriek podzemných a povrchových vôd, odobratých na prospekčné účely v juhozápadnej časti tatridného kryštalinika Nízkych Tatier, sme stanovili fónový obsah W pod hranicou citlivosti použitej analytickej metódy 0,01 mg.l^{-1} a pre As 0,03 mg.l^{-1} a ako anomálny sme vyčlenili obsah W od 0,01 mg.l^{-1} a As od 0,05 mg.l^{-1}. Na základe vyčleneného fónového a anomálneho obsahu je zrejmé (tab. 1), že obsah As a W v podzemných a povrchových vodách v území scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jasení je väčšinou anomálny, čím dokumentuje zvýšený výskyt uvedených prvkov v horninovom prostredí skúmanej oblasti.

Na základe orientačného štúdia stopových prvkov v podzemných a povrchových vodách v území scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jasení sme poukázali na ich možný prospekčný význam pre vyhľadávanie rudných ložísk. Anomálny obsah As a W v podzemných a povrchových vodách svedčí o ich zvýšenom výskyte v okolitom horninovom prostredí. Ukázalo sa, že hydrogeoche-

Tabuľka 1

Hydrogeochemická dokumentácia povrchových a podzemných vôd v skúmanej oblasti

Poradové číslo	Zdroj vody	Teplota vody [°C]	pH	As [mg . l^{-1}]	W [mg . l^{-1}]	Vodivosť [μs . m^{-2}]
1	povrchový tok	8,9	7,05	0,120	<0,010	54,5
2	↓	8,9	7,10	0,120	<0,010	51
3	↓	9,2	7,10	0,120	<0,010	52
4	↓	10,1	7,25	0,240	<0,010	65
5	↓	10,1	7,20	0,200	<0,010	55,5
6	↓	11,5	7,35	0,360	<0,010	78
7	↓	10,2	7,15	0,280	<0,010	65
8	↓	10,9	7,25	0,240	<0,010	69
9	↓	11,1	7,25	0,200	<0,010	75
10	↓	11,5	7,15	0,200	<0,010	70
11	↓	8,8	7,20	<0,030	<0,010	64
12	prameň	6,6	7,10	<0,030	<0,010	75
13	povrchový tok	9,0	7,20	<0,030	0,02	37,5
14	prameň	6,7	7,20	<0,030	0,03	67,5
15	povrchový tok	10,1	7,15	<0,030	<0,010	47
16	povrchový tok	10,4	7,20	<0,030	0,02	70
17	prameň	6,7	7,80	0,240	0,01	85
18	povrchový tok	7,1	7,20	<0,030	<0,010	82
19	↓	–	–	<0,030	0,01	–
20	↓	–	–	0,070	<0,005	–
21	↓	–	–	0,080	<0,005	–
22	↓	–	–	0,140	<0,005	–
23	↓	–	–	0,130	<0,005	–
24	↓	–	–	0,130	<0,005	–

Poznámka: poradové čísla 1 – 18 odobraté v dňoch 15. a 16. 8. 1982, 19 – 24 odobrané 17. 9. 1981, poradové čísla zodpovedajú lokalizáciam v obr. 1. Analyzované v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves. Prvok As analyzovaný metódou AAS a W metódou ICP.

Obsahy stopových prvkov v štôlňach a vrtoch v skúmanej oblasti

Tabuľka 2

Zdroj vody	As	W	Mo	Zn	Sb
Štôlňa č. 1	0,760	<0,010	<0,005	<0,002	0,035
Štôlňa č. 2	0,800	0,010	<0,005	<0,002	<0,010
Štôlňa č. 3	0,580	<0,010	0,020	0,024	0,090
vrt Šp–1	0,800	0,100	<0,005	0,006	0,050
vrt Šp–4	0,460	0,200	0,010	<0,002	0,100
podzemný vrt Šp–10	0,800	<0,010	<0,005	0,006	0,035
podzemný vrt Šp–11	0,420	<0,010	<0,005	0,040	0,020
podzemný vrt Šp–12	0,700	<0,010	<0,005	<0,002	0,700

Poznámka: Hodnoty koncentrácií stopových prvkov udávané v mg . l^{-1}. Dátum odberu 21. 1. 1982. Analyzované v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves. Prvky As a Zn analyzované metódou AAS a W, Mo, Sb metódou ICP.

mickú metódu vyhľadávania rudných ložísk je vhodné použiť spoločne s komplexom ostatných geochemických prospekčných metód, najmä v začiatočných etapách výskumu, vzhľadom na jej ekonomickú nenáročnosť a relatívne značný regionálny dosah.

Recenzoval K. Vrana

Literatúra

GOLEVA, G. A. 1977: Gidrogeochimia rudnych elementov. Izd. Nedra, Moskva, 1–215.

KOLOTOV, B. A.–KISELEVA, E. A. 1978: Gidrogeochimičeskie osobennosti olovjanych i volframovych mestoroždenij dalnego Vostoka i Severo-Vostoka SSSR i vozmožnosti gidrogeochimičeskogo metoda ich poiskov. In: Geochimičeskie osnovy poiskov i prognozirovania rudnych mestoroždenij. Izd. Nauka, Novosibirsk 1978, 177–184.

PECHO, J. et al. 1982: Geologický výskum wolfrámového zrudnenia v oblasti Jasenie–Kyslá, II. etapa. (Čiastková záverečná správa). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–326.

Stanislav Rapant – Vladimír Dovina

Prospectional importance of trace elements in groundwaters and surface waters in the area of scheelite-gold-bearing mineralization of crystalline rocks in the Nízke Tatry Mts. in the area of Kyslá near Jasenie

Summary

In complex geological investigation of scheelite-gold-bearing mineralization in crystalline rocks of the Nízke Tatry Mts. in the area of Kyslá near Jasenie the possibility of application of the hydrogeochemical method for searching of ore deposits was verified for orientation in the frame of investigation of hydrogeological and hydrogeochemical conditions.

Depending on the type of ore mineralization (mainly $CaWO_4$, Au, FeAsS, Sb_2S_3) higher contents of some metallic elements, especially of As, Sb, W, Mo and Zn were found in surface waters and groundwaters in the area under study. As good hydrogeochemical searching indication mainly As, partly also W was useful.

From the results documented and on the basis of analogy with similar regions we distinguished phone contents for As 0,03 mg.l^{-1} and for W<0,01 mg.l^{-1} and as anomalous contents for As 0,05 mg.l^{-1} and for W 0,01 mg.l^{-1}.

The results achieved by hydrogeochemical works were in conformity with other appllied prospection methods. They confirmed the possibility of application of hydrogeochemical prospection, mainly in the beginning stages of investigation regarding to not being pretentious economically and a relatively considerable regional reach.

Explanations of text-figure

Fig. 1 As and W contents in waters in the area of Kyslá at Jasenie
1 – sampling localities of waters, 2 – anomalous W-contents, 3 – anomalous As-contents.

Geologické práce, Správy 81, s. 163—169, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Eva Karolusová

Dickit v pyroxenickom andezite pri Novej Bani

4 obr. v texte, 4 fotogr. tabuľky (XXXIII–XXXVI), angl. resumé

A b s t r a c t. In Pohronský Inovec at Nová Baňa drilling in pyroxenic andesites revealed a layer penetrated by a white, powdery mineral. The mineral was determined as dickite. Its genesis is hydrothermal.

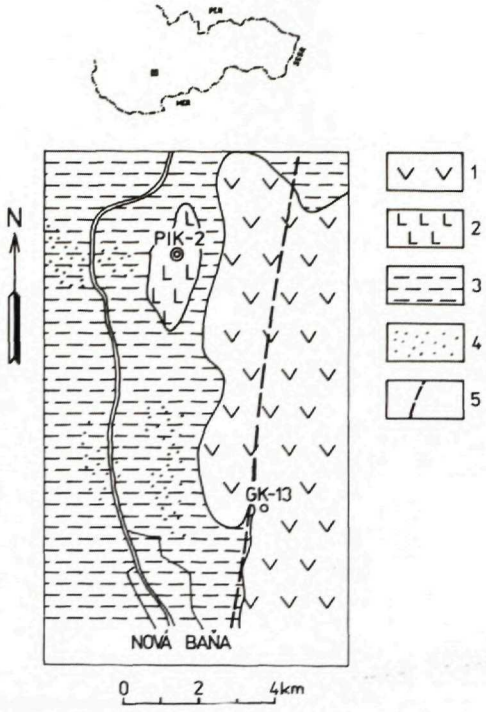
Pri štúdiu novobanského argilitizovaného pásma bolo zistené, že vo vrte PIK–2 na lokalite Čierny Lúh pri Novej Bani (obr. 1) sa v propylitizovanom andezite (obr. 2) nachádza asi 10 cm poloha, ktorú tvorí snehobiely práškovitý minerál. Makroskopicky je snehobiely, veľmi jemný, miestami vytvára 1–2 mm výplne a agregáty, ktoré sa medzi prstami ľahko roztierajú. Práškovitý minerál sa vyskytuje na nepravidelných plochách andezitu, ktoré vznikli ako výsledok tektonického drvenia až tmelenia (E. K a r o l u s o v á 1982 a, b).

Výplne a agregáty vypreparované analýzou DTA ukazujú na termogramoch výrazné endotermálne reakcie pri 605–650 °C a 790–800 °C a exotermickú reakciu pri teplote 980 °C. Krivky termogramu sú pravdepodobne ovplyvnené aj prítomnosťou menšieho množstva kaolínu. Na prítomnosť kaolínu poukazuje malá endotermická reakcia pri 100 °C, ktorá znamená únik molekulárnej vody a pri 600° dosahuje vrchol dehydroxylácie kaolínu. Táto ovplyvňuje typicku DTA krivku dickitu s vrcholom pri 650 °C. Exotermická reakcia s vrcholom približne 980 °C je veľmi ostrá a nedosahuje mohuthosť typickú pre kryštalické kaolíny (obr. 3).

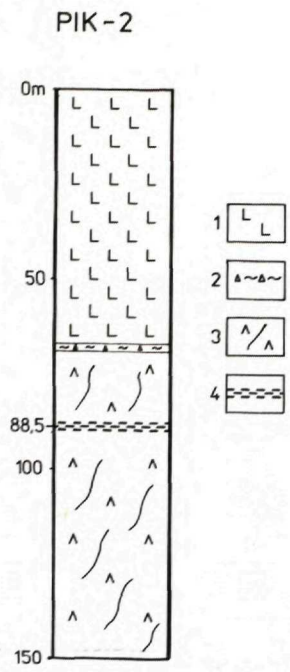
Analýza dickitu z Novej Bane sa dobre zhoduje s analýzou dickitu z Rudnian a z Lacemberskej doliny (L. D r n z í k o v á – J. H u r n ý 1972), i s klasickou analýzou kladenského dickitu so zložením SiO_2 47,93 %; Al_2O_3 36,78 %; H_2O 15,29 % (F. Š t o l b a 1964 in J. K o n t a 1957).

Kryštálová štruktúra dickitu z Novej Bane bola určená röntgenom. Zistené hodnoty sú uvedené v tabuľke 2 a na röntgenograme (obr. 4). Pre porovnanie sú uvádzané aj hodnoty dickitu z Rudnian, z Lacemberskej doliny a zo severozápadného Kaukazu (L. D r n z í k o v á – J. H u r n ý 1972). Hodnoty nami analyzovaného dickitu sa dobre zhodujú s hodnotami dickitov z porovnávaných lokalít. Podobné hodnoty pre dickit z kladenského karbónu uvádza aj J. K o n t a (1957).

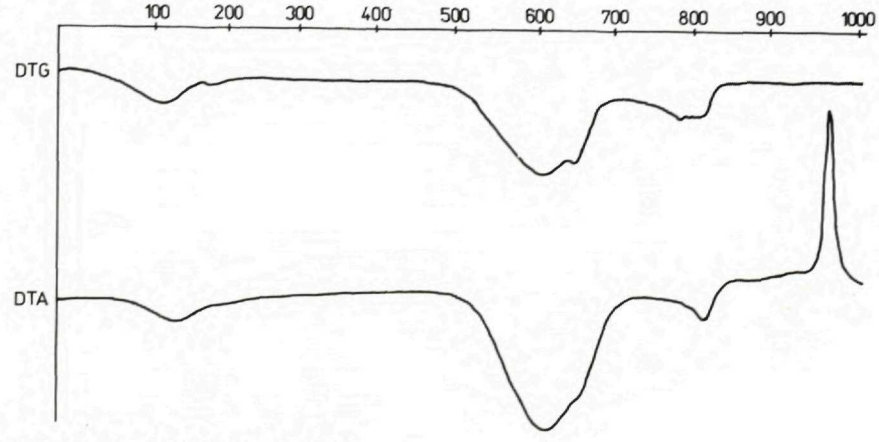
RNDr. E. Karolusová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.



Obr. 1 Geologická schéma okolia vrtu PIK–2 s dickitom pri Novej Bani v Pohronskom Inovci
1 – Ryolity, 2 – amfiobolicko-biotitické andezity, 3 – argilitizované pásmo, 4 – propylitizované andezity, 5 – tektonická línia



Obr. 2 Schematický profil vrtom PIK–2
1 – Amfibolicko-biotitické andezity, 2 – tektonická brekcia, 3 – propylitizované pyroxenické andezity, 4 – poloha dickitu



Obr. 3 Termogramy dickitu od Novej Bane

Chemická analýza vypreparovaných agregátov dickitu

Tabuľka 1

Kysličníky	Obsah vo váh. %	Prepočet na 100 %	Molek. množstvo (× 10 000)	Koeficienty
SiO_2	43,78	44,83	7 632	3,89
Al_2O_3	38,52	39,44	3 868	3,94
Fe_2O_3	0,73	0,74	46	0,05
CaO	0,57	0,58	103	0,05
MgO	0,12	0,12	30	0,01
H_2O^+	13,96	14,29	7932	8,08
	97,68	100,00		

Morfológiu dickitových kryštálikov som študovala pod elektrónovým riadkovacím mikroskopom na pokovenom preparáte ílovitej frakcie prečistenej plavením. Dickit má typické pretiahnuté monoklinické tvary a šupinkovitú vrstevnatú stavbu (tab. XXXIII). Šupinkovitá vrstevnatá stavba minerálnych agregátov dickitu je typická pre vrstevnaté silikáty, najmä íly. Šupinky sú usporiadané do červíčkovitých, poohýbaných stĺpikov s rozličnou orientáciou (tab. XXXIV). Sú na seba voľne naložené (napr. ako navrstvený papier), preto stavba minerálneho agregátu je pri dotyku rozpadavá, jednotlivé šupinky sa od seba ľahko oddeľujú, a tak sa uvoľňujú vrstvičky s kryštalickým obmedzením typickým pre dickit (obr. 7). Z toho vyplýva aj vysoká roztierateľnosť práškovitého minerálu medzi prstami (tab. XXXVI). Typické monoklinické tvary demonštrujú tab. XXXV. Vrstvičky minerálu sa uvoľnili zo stĺpikov a rozpadli sa.

Mineralogický význam nálezu dickitu v novobanskom rajóne

Dickit sa v našej literatúre uvádza ako hydrotermálny minerál (R. E. Grim 1953, G. Millot 1968, L. Drnzíková – J. Hurný 1972). Obyčajne sa vyskytuje na žilách so sulfidickými rudami. Takýto výskyt opisuje napr. P. V. Zavarickij (1960) zo žilného Hg ložiska v periférnych častiach hydrotermálnych Pb – Cu sulfidov. S ložiskami Hg sa viaže aj výskyt na severozápadnom Kaukaze, kde G. M. Utechin a F. V. Staricyn (1968) považujú prítomnosť zón s dickitovou mineralizáciou za jedno z kritérií na vyhľadávanie hydrotermálne premenených zón, najmä Sb – Hg ložísk. Aj dickit zo Spišsko-gemerského rudohoria z hydrotermálnych žiliek rumelky z Rudnian poukazuje na samostatnú rumelkovú mineralizáciu. V súvislosti s tým L. Drnzíková – J. Hurný (l.c.) vyslovujú názor, že dickitová mineralizácia môže slúžiť na vyhľadávanie nízkotermálnej mineralizácie Sb – Hg nielen v starších, ale aj v mladších útvaroch.

Z uvedených názorov a štúdií vyplýva, že dickit v propylitizovanom andezite pri Novej Bani je hydrotermálneho pôvodu a je možným indikátorom nízkotermálneho zrudnenia v okolí svojho výskytu.

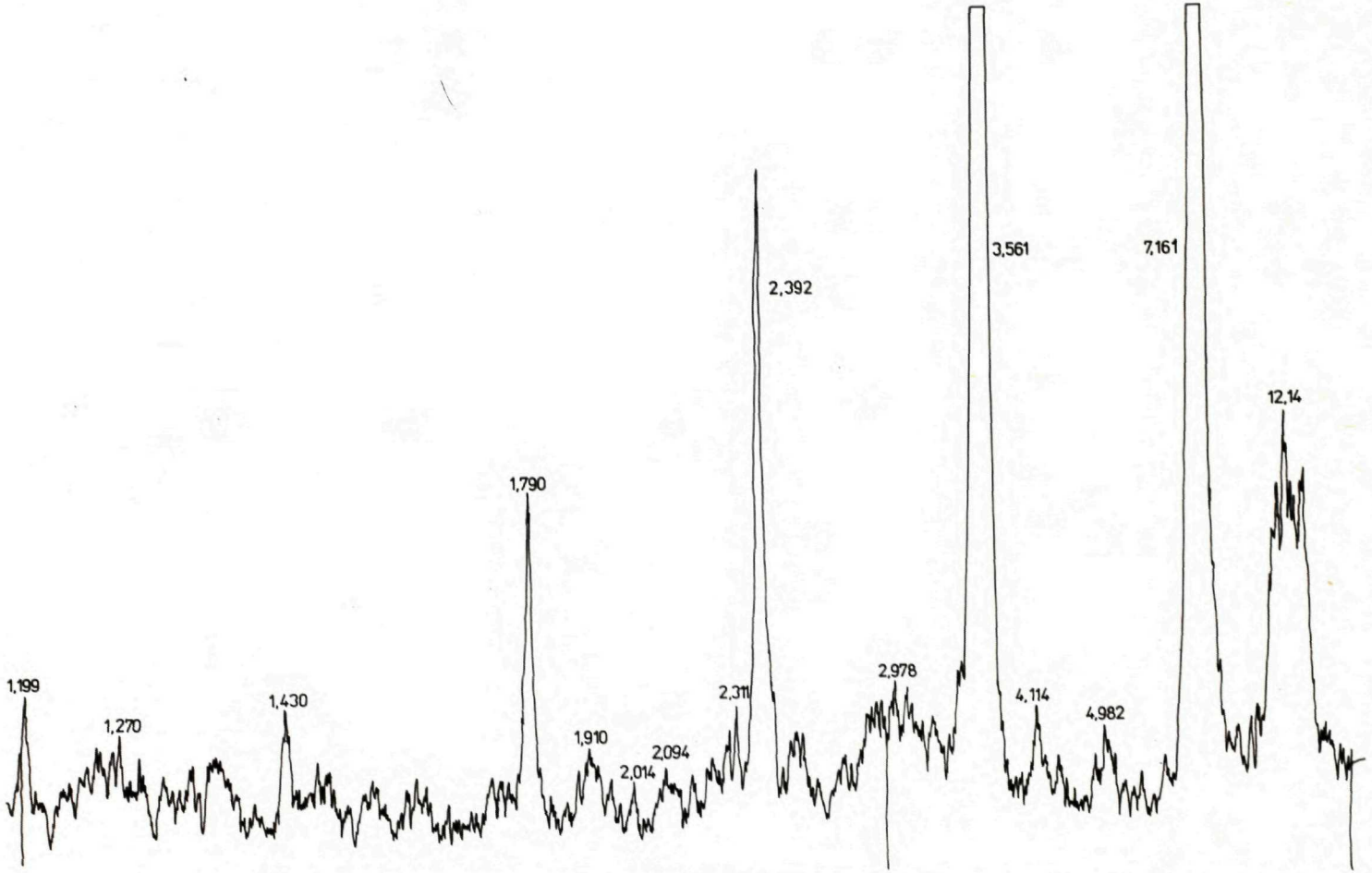
Nález dickitu v Pohronskom Inovci pri Novej Bani je nový. Pri ďalšom štúdiu hydrotermálnych premien v novobansko-kľakovskej štruktúre môže slúžiť ako vhodný vyhľadávací príznak zrudnenia.

Tabuľka 2

Hodnoty kryštálovej štruktúry dickitu zistené röntgenom

1 Nová Baňa		2 Rudňany		3 Lacemberská d.		4 Kaukaz	
Im	dm	Im	dm	Im	dm	I. tab.	d tab.
10	7,161	10	7,207	10	7,210	10	7,150
–	–	–	–		4,435	6	4,445
–	–	–	–		–	5	4,350
–	–	1	4,303	1	4,260	4	4,270
2	4,114	2	4,144	2	4,109	7	4,150
–	–	1	3,975	1	3,936	2	3,950
–	–	3	3,801	–	–	6	3,800
10	3,561	10	3,595	10	3,579	10	3,590
–	–	3	3,447	–	–	3	3,430
–	–	2	3,355	–	–	2	3,270
–	–	1	3,099	1	3,086	2	3,100
1	2,978	1	2,944	1	2,919	2	2,940
–	–	–	–	2	2,880	–	–
–	–	2	2,800	1	2,788	2	2,790
–	–	3	2,530	2	2,533	4	2,560
–	–	–	–	3	2,520	6	2,510
8	2,392	8	2,389	8	2,375	3	2,400
3	2,311	6	2,332	4	2,314	9	2,320
–	–	1	2,219	2	2,195	2	2,210
–	–	2	2,112	1	2,099	1	2,110
–	–	5	1,981	3	1,970	5	1,975
2	1,910	–	–	–	–	1	1,937
–	–	–	–	–	–	2	1,896
–	–	3	1,864	1	1,855	3	1,859
–	–	–	–	–	–	1	1,805
6	1,790	6	1,791	9	1,784	2	1,785
–	–	–	–	–	–	1	1,761
–	–	–	–	–	–	1	1,717
–	–	–	–	–	–	1	1,686
–	–	8	1,653	7	1,644	5	1,660
–	–	–	–			2	1,612
–	–					2	1,586
–	–	5	1,559	5	1,551	5	1,555
–	–	1	1,488	1	1,485	7	1,489
–	–	1	1,470	1	1,480	–	–
–	–	–	–	–	–	4	1,456
4	1,430	3	1,434	5	1,429	2	1,429
–	–	2	1,393	2	1,386	2	1,393
–	–	–	–	–	–	3	1,374
1	1,270	9	1,320	9	1,317	7	1,317
3	1,119	5	1,192	6	1,190	–	–

1. Dickit-Nová Baňa, použitá Mikrometa 2 s Rtg goniometrom metóda Bragg-Brenato, žiarenie Cu Ka, filter Ni, štrbiny 10,10, rýchlosť otáčania 1 cm/2 min 2G žeravnie 30 kV, 10 mA. Vzorku exponoval a vyhotovil R. Gavenda, GÚDŠ, Bratislava



Obr. 4 Röntgenogram dickitu od Novej Bane

Literatúra

DRNZÍKOVÁ, L.–HURNÝ, J. 1972: Dickit na hydrotermálnych žilách v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slov., 4, 16, Spišská Nová Ves, 309–313.
GRIM, R. E. 1953: Clay mineralogy. Mc Graw-Hill Book Comp., INC., New York, Toronto, London, 1–384.
KAROLUSOVÁ, E. 1982a: Hydrotermálne premenené horniny v Pohronskom Inovci. In Metamorfné procesy v Západných Karpatoch. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131–136.
KAROLUSOVÁ, E. 1982b: Hydrotermálne ílovité minerály v premenených andezitoch v Novobanskej štruktúre. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KONTA, J. 1957: Jílové minerály Československa. Naklad. ČSAV Praha, 1–319.
MILLOT, G. 1968: Geologie des Argiles. Izd. Nedra, Leningrad. Ruský preklad, 1–357.
UTECHIN, G. M.–STARICYN, F. V. 1968: In Drnzíková, L.–Hurný, J. 1972.
ZAVARICKIJ, P. V. 1960: In Drnzíková, L.–Hurný, J. 1972.

Eva Karolusová

Dickite in pyroxenic andesite at Nová Baňa

Summary

A dickite layer (Fig. 1, 2) was found in propylitized andesites at Nová Baňa in the Pohronský Inovec Mts. The dickite layer was revealed by drilling in Central-Slovakian neovolcanites (borehole PIK – 2). The snow-white, powdery dickite is in irregular andesite surfaces resulting from tectonical crushing. The dickite forms 1–2 mm coats, filling and aggregates. Identification of the dickite was done by DTA (Fig. 3), by chemical analysis (Tab. 1) and the crystal structure was determined by X-ray examination (Tab. 2 and Fig. 4). Morphology of dickite crystals was studied by electron microscope. The crystals are typical elongated, monoclinic, with scaly stratified structure (Pl. XXXIII) like dickite aggregates. The scales are arranged into vermicular, variably twisted columns with diverse orientation (Pl. XXXIV) They rest loosely above one another, so the mineral aggreates disintegrate on touch. It is easy to separate the single scales and to loosen thin layers with the typical dickite bordering (Pl. XXXIV, Fig. 1). The powdery mineral is easily ground between fingers (Pl. XXXVI). Typical monoclinic forms are shown in Pl. XXXV.

Literary data show that dickite may indicate low-thermal ore mineralizations in its surroundings. It is a new find of dickite at Nová Baňa in the Pohronský Inovec Mts. It may serve a good indicator of ore mineralizations in further study of hydrothermal alterations in the Nová Baňa – Kľak structure.

Explanations of text-figures

Fig. 1 Geological scheme of surroundings of borehole PIK–2 with dickite at Nová Baňa Inovec Mts.
1 – rhyolites, 2 – amphibolie-biotitic andesites, 3 – argillitized zone, 4 – propylitized andezites, 5 – tectonic line
Fig. 2 Schematic profile of borehole PIK–2
1 – amphibolic-biotitic andesites, 2 – tectonic breccia, 3 – propylitized pyroxenic andesites, 4 – dickite layer
Fig. 3 Thermograms of dickite from Nová Baňa
Fig. 4 Roentgenogram of dickite from Nová Baňa

Explanations of Plates XXXIII–XXXVI

Pl. XXXIII
Fig. 1 Stereoelectronogram (No 5003) of dickite from separated clayey fraction. Stratified structure of monoclinic dickite. Dickite lamellae are arranged in variably oriented columns. Magn. 1500×
Fig. 2 Stereoelectronogram (No 5004) of dickite from separated clayey fraction. Magn. 6000×

Pl. XXXIV
Fig. 1 Stereoelectronogram (No 7692) of mineral aggregate from dickite. Dickite lamellae are arranged in variably oriented columna. Magn. 1500×
Fig. 2 Stereoelectronogram (No 7684) of mineral aggregate from dickite. Dickite scales are loosely arranged in columns. Magn. 2000×

Pl. XXXV
Fig. 1 Stereoelectronogram (No 7694) of typical dickite form. Mineral aggregate. Magn. 3500×
Fig. 2 Stereoelectronogram (No 7688) of disintegrated column of dickite lamellae. Mgn. 3000×

Pl. XXXVI
Fig. 1 Stereoelectronogram (No 7693) view of mineral aggregate of dickite; columns disintegrate slowly Magn. 1500×
Fig. 2 Stereoelectronogram (No 7696) of disintegrated mineral aggregate of dickite. Typical dickite surface. Magn. 1500×

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XXXIII–XXXVI

Tab. XXXIII
Obr. 1 Stereoelektronogram (č. 5003) dickitu z vyseparovanej ílovitej frakcie. Vrstevnatá stavba monoklinického dickitu. Zväčšenie 2500×.
Obr. 2 Stereoelektronogram (č. 5004) dickitu z vyseparovanej ílovitej frakcie. Zväčšenie 6000×.

Tab. XXXIV
Obr. 1 Stereoelektronogram (č. 7692) minerálneho agregátu z dickitu. Šupinky dickitu sú usporiadané do rôzne orientovaných stĺpikov. Zväčšenie 1500×.
Obr. 2 Stereoelektronogram (č. 7684) minerálneho agregátu z dickitu. Šupinky dickitu sú voľne usporiadané do stĺpikov, ktoré sa pre malú súdržnosť veľmi ľahko narušujú. Zväčšenie 2000×.

Tab. XXXV
Obr. 1 Stereoelektronogram (č. 7694) typického tvaru dickitu. Minerálny agregát. Zväčšenie 3500×.
Obr. 2 Stereoelektronogram (č. 7688) na rozpadnutý stĺpik dickitových šupiniek. Zväčšenie 3000×.

Tab. XXXVI
Obr. 1 Stereoelektronogram (č. 7693) – pohľad na minerálny agregát dickitu; stĺpiky sa pozvoľne rozpadávajú. Zväčšenie 1500×.
Obr. 2 Stereoelektronogram (č. 7696) z rozpadnutého minerálneho agregátu dickitu. Na obr. sú typické plochy dickitu. Zväčšenie 1500×.

Geologické práce, Správy 81, s. 171—182, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Anna Sitárová—Miroslav Bielik—Miloslav Burda

Interpretácia kolárovskej tiažovej anomálie

4 obr. v texte

Abstract. The authors reinterpret the Kolárovo gravity anomaly on the basis of new interpretation methods, like the method of multipole analysis of gravity anomaly, integral characteristic, the map of gravity effects of Tertiary sediments, and the „exposed gravity map" of this area.

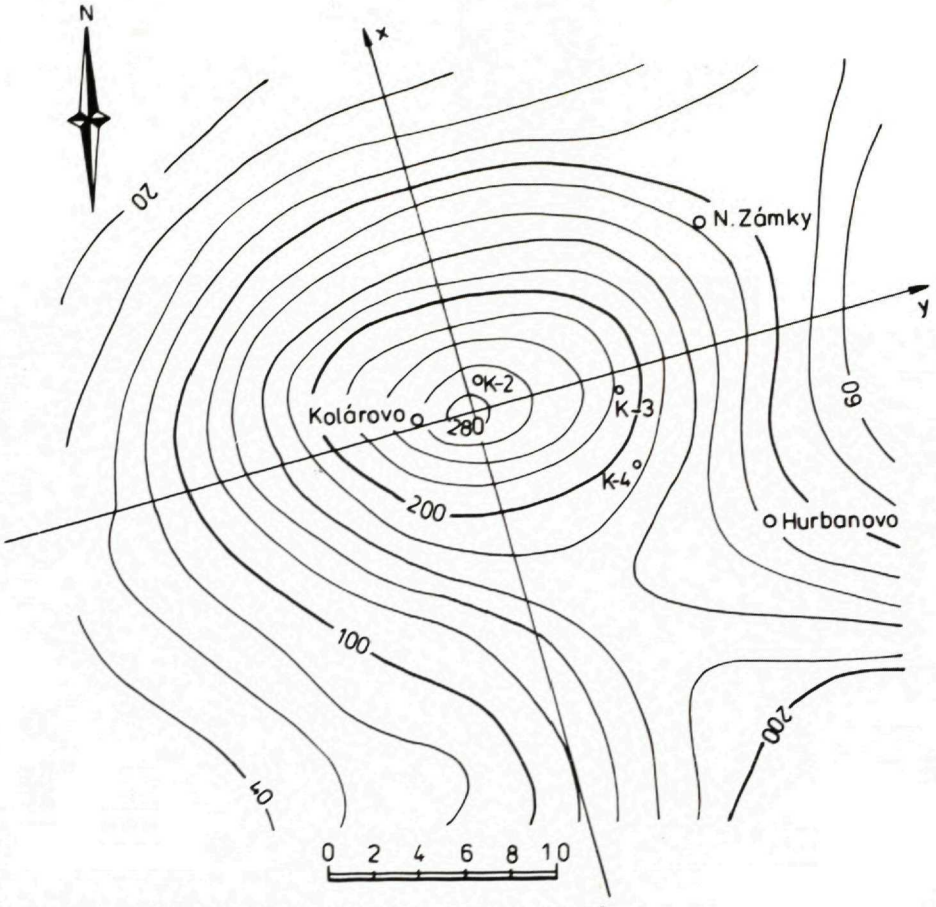
Úvod

Tiažová anomália v oblasti Kolárova sa nachádza v južnej časti Podunajskej nížiny a rozprestiera sa medzi Novými Zámkami, Topoľníkmi, Čelovcami a Hurbanovom na ploche asi 230 km^2, pričom dosahuje amplitúdy až 280 μms^{-2} (obr. 1). Keďže ide o jednu z najvýraznejších tiažových anomálií v oblasti Západných Karpát; je prirodzené, že sa stala predmetom záujmu interpretátorov. J. Ibrmajer a L. Mottlová (1963) dospeli k záveru, že táto anomália je vyvolaná hustotnými nehomogenitami tak v neogénnych sedimentoch, ako aj v ich podloží. O. Fusán et al. (1971) uvažuje, že danú anomáliu možno vysvetliť aj prítomnosťou bázických hmôt v substráte. Tento názor potvrdzujú aj výsledky J. Plančára a M. Škorvaneka (1977), ktorí na základe kvantitatívnej interpretácie usudzujú, že najpravdepodobnejšia hĺbka horného okraja telesa je 2,7—4 km pri diferenčnej hustote 0,2—0,3 $kg.dm^{-3}$.

Stručná geologická charakteristika predterciérneho podložia

V priestore kolárovskej anomálie a jej okolia sa mocnosť neogénnych sedimentov pohybuje zhruba od 2300 m do 3700 m. Vrty Kolárovo — 2, 3, 4 zastihli podložie v hĺbke 3050 m, 2690 m a 2640 m (B. Gaža 1966, 1967, 1970). Vrt Kolárovo—2 v bezprostrednom podloží neogénu zastihol najskôr kremité diority a pod nimi šedé

RNDr. A. Sitárová, CSc., RNDr. M. Bielik, CSc. Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta, 842 28 Bratislava
RNDr. M. Burda, CSc. Geofyzikálny ústav ČSAV, Boční II, čp. 1401, 141 31 Praha 4 — Spořilov.



Obr. 1 Kolárovská tiažová anomália. Mapa izoanomál Δg v μms^{-2}

muskovitové svory s granitom. Vo vrte K–3 podložie neogénu je budované biotitovo-muskovitovými svormi, v podloží ktorých boli zistené muskovitovo-biotitové a biotitovo-muskovitové ruly. V podloží neogénneho sedimentárneho komplexu bola zistená vrtom Kolárovo–4 muskovitovo-biotitová žula. Granitoidné horniny navŕtané vrtmi K–2 a K–4, sú pravdepodobne najjužnejšou časťou rozsiahleho granitoidného masívu, rozprestierajúceho sa v podloží zhruba medzi vrtmi Pozba–1, 2, 3 a Kolárovo–2, 3, 4. Jeho šírka je cca 15 km a je pretiahnutý v smere SV–JZ. Po tektonickej stránke podložie patrí veporskému kryštaliniku (O. Fusán et al. 1971). Reliéf predterciérneho podložia klesá od juhovýchodu k severozápadu a severovýchodu. V širšom okolí kolárovskej anomálie je v prevažnej miere podložie budované komplexom kryštalických bridlíc. Len v juhovýchodnej časti sa v podloží neogénnych sedimentov začínajú objavovať horniny mezozoického veku, ktoré patria už bloku Maďarského stredohoria. Mezozoické podložie bolo zistené viacerými vrtmi na juh od hurbanovského zlomu (Komárno–1, 2; Patince–1 (Sb–1);

Čenkov–2; Mužla–2, 3; Obid–1, 2, 3, 4, 7, 11, 12; Štúrovo–1). Vrty Komárno–1, 2 zastihli v podloží šedé až svetlošedé pevné vápence triasu (B. Gaža–M. Beinhauerová 1974, 1977). Vo vrte Sb–1 boli zistené dva druhy vápencov: pleťovohnedé celistvé kalové vápence zodpovedajúce liasu a svetlošedé vápence brekciovitého charakteru, tektonicky porušené s piesčitou prímesou a úlomkami dolomitu strednotriasového veku (J. Gašparik–V. Gašpariková in A. Biela 1978). Vrchnotriasové dachsteinské vápence boli navŕtané vrtmi Obid–1, 2, 3, 4, 7, 11. Vo vrtoch Š–1 a O–12 podložie neogénu je budované červenými, hnedými a svetlosivými liasovými amonitovými vápencami (O. Samuel–M. Vaňová 1967, J. Seneš 1959, 1960). Na niektorých miestach je na mezozoickom podklade zachovaný paleogén panónskeho vývoja.

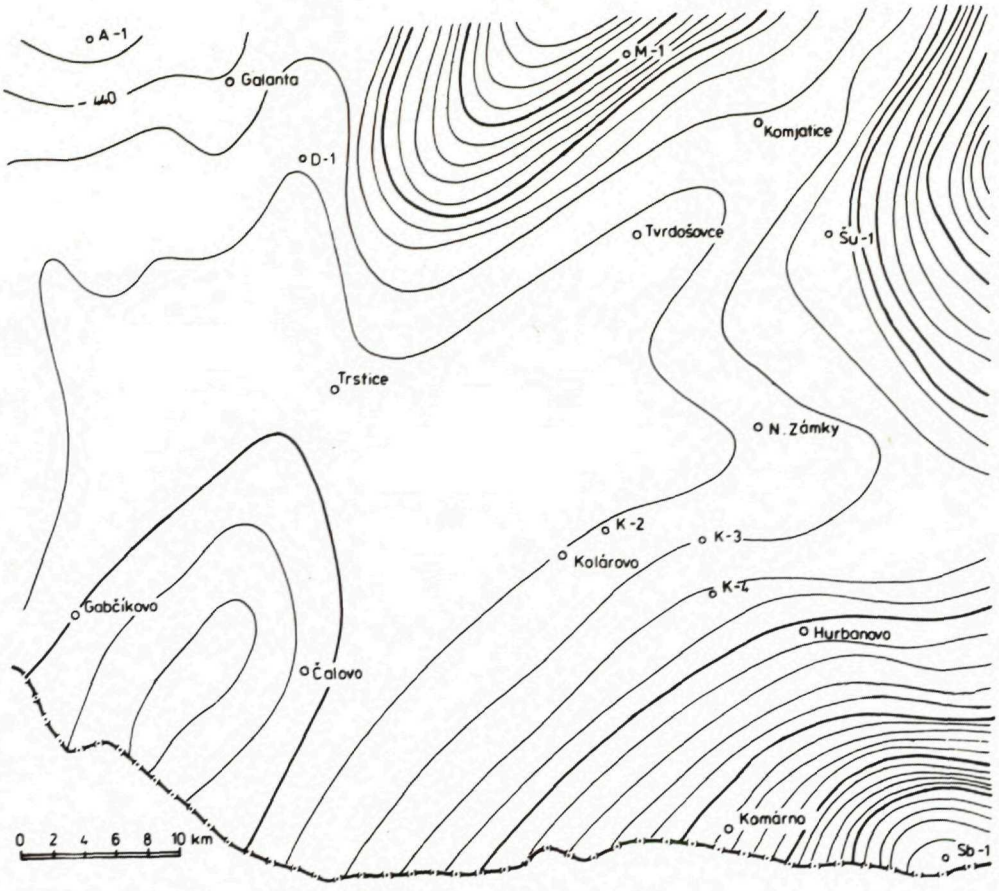
Metodika zostavenia „odkrytej tiažovej mapy"

Vo vnútorných Západných Karpatoch na rozsiahlych územiach sú predvrchnokriedové štruktúry zakryté mocnými komplexmi neogénu a paleogénu. Jednou z možností skúmania hustotných nehomogenít v zemskej kôre je konštruovať „odkryté tiažové mapy", ktoré predstavujú mapy úplných Bouguerových anomálií opravené o gravitačný účinok terciérnych sedimentov. Z tohto dôvodu sme vyhotovili „odkrytú tiažovú mapu" z oblasti juhozápadného Slovenska v mierke 1:200 000. Výsledný obraz takejto mapy je do určitej miery ovplyvnený chybami, ktorých sa dopúšťame tým, že si definujeme priemerné hustoty neogénnych sedimentov, tým, že stanovíme základnú hustotu pre predterciérne podložie i nepresnosťami hĺbky tohto substrátu. Do úvahy treba brať tiež chyby samotnej východiskovej mapy. Napriek uvedeným nedostatkom „odkrytá tiažová mapa" nám poskytuje dobré podklady pre kvalitatívnu i kvantitatívnu interpretáciu tiažových anomálií vyvolaných anomálnymi hmotami, nachádzajúcimi sa v zemskej kôre.

Danú metódu možno teda úspešne použiť najmä tam, kde máme k dispozícii veľké množstvo geologických, vrtných a iných geofyzikálnych informácií. Týmto podmienkam vyhovuje pomerne dobre práve juhozápadná časť Slovenska. V tejto oblasti predpokladáme, že celková chyba mapy nepresahuje hodnoty ± 30 až 50 μms^{-2}, pričom na pomerne veľkej ploche skúmaného územia je morfológia terénu pokojná a daná chyba môže byť podstatne nižšia. Pri posudzovaní tiažového poľa boli preto považované anomálie $\Delta g < 50$ μms^{-2} za nereálne.

Informáciu o mocnosti terciérnych sedimentov sme získali z morfotektonickej mapy predterciérneho podložia vnútorných Západných Karpát, ktorú vypracovali J. Plančár a O. Fusán (in J. Plančár 1979). V oblasti, ktorá nás zaujíma, je predterciérne podložie budované rozdielnymi komplexmi o rôznych hustotách pohybujúcich sa zhruba v rozmedzí 2,65–2,75 $kg.dm^{-3}$, čím vzniká problém pri stanovovaní základnej hustoty podložia, ktorú potrebujeme na dosiahnutie jednotnej mapy celej skúmanej oblasti. V našom prípade bola zvolená hustota pre predterciérne podložie 2,7 $kg.dm^{-3}$.

Objemové hustoty neogénnych sedimentov sú značne variabilné a menia sa tak



Obr. 2 Gravitačný účinok terciérnych sedimentov v širšom okolí Kolárova

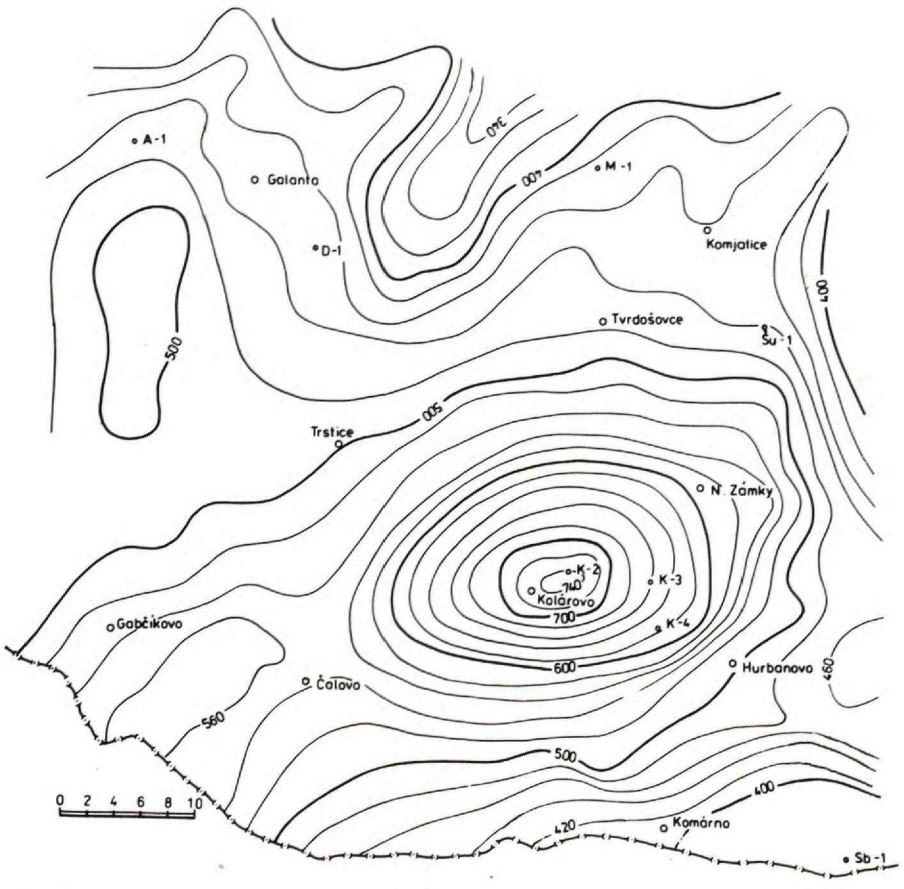
v smere horizontálnom, ako aj vertikálnom. Zmena hodnôt závisí od prítomnosti psefiticko-psamitickej zložky, prípadne vulkanických prímesí v ílovitých súvrstviach a od stupňa diagenézy týchto súvrství (J. Plančár in A. Biela 1978). Variabilnosťou hustôt neogénnych sedimentov s hĺbkou sa zaoberali hlavne J. Uhmann (1956, 1962) a čiastočne aj A. Šutor (1971). V ich prácach bolo dokázané, že hustoty neogénnych sedimentov lineárne narastajú s hĺbkou. V niektorých prípadoch môžu byť hustoty neogénnych sedimentov, nachádzajúcich sa vo väčších hĺbkach, väčšie ako hustoty hornín budujúcich ich podložie. Zo štúdia a analýzy hustôt hornín neogénnych súvrství sme stanovili priemerné zmeny hustôt pre jednotlivé hĺbkové intervaly nasledovne: do hĺbky 500 m v intervale 2,0–2,1 kg.dm^{-3}; od 500 m do 1000 m 2,1–2,2 kg.dm^{-3}; od 1000 m do 1500 m 2,2–2,3 kg.dm^{-3}; od 1500 m do 2000 m 2,3–2,4 kg.dm^{-3}; od 2000 m do 2500 m 2,4–2,5 kg.dm^{-3}; od 2500–3000 m 2,5–2,6 kg.dm^{-3}; od 3000–3500 m 2,6–2,62 kg.dm^{-3}; od

3500–4000 m 2,62–2,64 kg.dm^{-3}; od 4000 do 5000 m 2,64–2,68 kg.dm^{-3} a od 5000 m 2,68 kg.dm^{-3} a viac. Uvedené hodnoty treba chápať ako prvé priblíženie sa skutočnosti.

Gravitačný účinok, vyvolaný deficitom hmôt terciérnych sedimentov voči substrátu (obr. 2), bol vypočítaný v bodoch štvorcovej siete o strane 2 km pomocou vzťahov pre priamu trojrozmernú gravimetrickú úlohu (M. Škorvanek – V. Pohánka 1977). Hodnoty „odkrytej tiažovej mapy" (obr. 3) sme určili na základe vzťahu

$$\Delta g_o = \Delta g_b - V_z^{výplne} \qquad (1)$$

kde q_b – hodnoty úplných Bouguerových anomálií a $V_z^{výplne}$ – hodnoty gravitačného účinku sedimentárnej výplne.



Obr. 3 Kolárovská tiažová anomália v obraze „odkrytej mapy"

Kvalitatívna interpretácia

Zo skúmania gravitačného poľa terciérnej výplne vyplýva, že v centrálnej časti kolárovskej anomálie amplitúda dosahuje asi $-470\ \mu ms^{-2}$. Hodnoty V_z v jej širšom okolí klesajú z oblasti komárňanského dielčieho bloku smerom juhozápadným (do ústrednej gabčíkovskej depresie), aj severozápadným. Severovýchodným smerom (oblasť šahanského dielčieho bloku) možno pozorovať postupné narastanie intenzity gravitačného poľa. Maximálna intenzita V_z neogénnych sedimentov dosahuje v priestoroch ústrednej gabčíkovskej depresie až hodnoty $-540\ \mu ms^{-2}$. Na základe dôkladnej analýzy mapy gravitačného poľa a rozboru hustotných charakteristík hornín možno jednoznačne vysloviť názor, že príčinu vlastnej anomálie treba hľadať v podloží neogénnych sedimentov.

Na „odkrytej tiažovej mape" najcharakteristickejším rysom je plošne veľmi rozsiahla tiažová elevácia s centrálnou časťou asi 1 km severovýchodne od obce Kolárovo, kde amplitúda dosahuje až hodnoty $740\ \mu ms^{-2}$. Hádam sa nemýlime, keď povieme, že táto anomália je vyvolaná jedným z najväčších hlbinných rušivých telies nachádzajúcich sa v zemskej kôre v oblasti Západných Karpát. Jej účinky možno pozorovať prakticky v celej južnej časti Podunajskej nížiny. V severozápadnom smere ju možno sledovať zhruba až po zlomy obmedzujúce z východnej strany pohorie Malých Karpát. Južná časť anomálie sa nachádza už na území Maďarska. Zaujímavé je poznamenať, že os centrálnej anomálie je smeru V–Z, pričom smerom na maďarské územie sa stáča do smeru SV–JZ. Na základe charakteru a intenzity tiažového poľa a doterajších geologických a geofyzikálnych poznatkov sa domnievame, že je vyvolaná bázickými horninami vyššej hustoty ($2{,}9-3{,}1\ kg.dm^{-3}$). Tieto ťažké hmoty vystupujú najbližšie k povrchu práve v oblasti obce Kolárovo, od ktorej sa postupne ponárajú do väčších hĺbok.

Kvantitatívna interpretácia

Kvantitatívna interpretácia bola urobená metódou multipólovej analýzy tiažových anomálií (M. Hvoždara–A. Sitárová, A. Sitárová–M. Hvoždara 1982) a metódou integrálnych charakteristík (M. Burda 1980, M. Burda 1982). V prvom prípade ide o zovšeobecnenú metodiku určenia integrálnych charakteristík (celková hmotnosť, súradnice ťažiska, momenty zotrvačnosti a deviačné momenty) na základe multipólového rozvoja z-zložky intenzity príslušného anomálneho poľa, daného na horizonálnej rovine, resp. v časti takejto roviny. Multipólové koeficienty, ktoré majú fyzikálny význam, sa určujú regresnou analýzou poľa, pričom regresná funkcia sa používa v tvare

$$g_z(xyz) = \sum_{j=1}^{5} A_j f_j(x,y,z) + R(x,y,z) \qquad (2)$$

kde,

$$A_1 = fM, \quad A_2 = 3fMz_t, \quad A_3 = \frac{3}{2} f \left(\frac{A+B}{2} - C\right), \quad A_4 = \frac{15}{4} (B-A)f, \quad A_5 = 3fJ_{yz}.$$

M je hmotnosť telesa, z_T je súradnica ťažiska vzhľadom na vybraný počiatok súradnicového systému (x, y, z); A, B, C sú momenty zotrvačnosti telesa vzhľadom na osi x, y, z a J_{yz} je deviačný moment. Funkcie f_j sú

$$f_1 = \frac{z}{r^3},\quad f_2 = \left(\frac{z^2}{r^2} - \frac{1}{3}\right)\frac{1}{r^3},\quad f_3 = \left(\frac{5z^3}{r^3} - \frac{3z}{r}\right)\frac{1}{r^4},$$

$$f_4 = \frac{z(x^2 - y^2)}{r^7},\quad f_5 = \frac{y}{r^5}\left(\frac{5z^2}{r^2} - 1\right).$$

Tvar (2) bol získaný rozborom členov radu

$$g_z(r, \vartheta, \varphi) = \sum_{n=0}^{\infty} r^{-n-2} \sum_{m=0}^{n} (n - m + 1)\, P_{n+1}^{m}(\cos\vartheta)\,.$$

$$(a_{nm} \cos m\varphi + b_{nm} \sin m\varphi)$$

a vyjadrením príslušných harmonických funkcií v tomto rozvoji pomocou kartézskych súradníc až do druhého stupňa, R(x,y,z) zahrňuje členy stupňa $n \geq 3$.

Teoretický postup je vypracovaný pre vybraný okruh telies vyvolávajúcich izometrické anomálie príslušného fyzikálneho poľa. Bolo dokázané, že aplikácia tejto metódy je vhodná aj pre anomálie približne izometrického tvaru (A. Sitárová – M. Hvoždara 1982). Pomocou metodiky multipólovej analýzy bola interpretovaná známa kolárovská tiažová anomália, ktorá v podstate vyhovuje daným požiadavkám.

Pri skúmaní anomálie sme zvolili kartézsky súradnicový systém (x,y,z) tak, aby anomália bola symetrická vzhľadom na os y, pričom namerané hodnoty Δg sme odčítali z

– „odkrytej tiažovej mapy" v mierke 1:200 000, opravenej o regionálny fón na ploche, v polrovine $x \geqq 0$, v štvorcovej sieti bodov s krokom $\Delta x = 2$ km, $\Delta y = 2$ km, pozdĺž 9 profilov (obr. 5a).

Pre každý z uvedených prípadov sme potom vypočítali odhady multipólových koeficientov A_j $j = 1, \ldots, 5$, hĺbku ťažiska, hmotnosť a uhol sklonu telesa voči horizontálnej rovine z podmienky

$$\sum_{k,l} [\Delta g(x_k, y_l, h) - \sum_{j} A_j f_j(x_k, y_l, h)]^2 = \min.$$

Pri predpoklade, že skúmané pole je vyvolané hustotne homogénnym pravouhlým štvorbokým hranolom, alebo trojosým elipsoidom o známej diferenčnej hustote, sme zo systému rovníc

$$a\,b\,c = F_1$$
$$2c^2 - b^2 - a^2 = F_2$$
$$a^2 - b^2 = F_3$$

vypočítali rozmery interpretovaných telies. Symboly a, b, c sú rozmery štvorbokého

pravouhlého hranola, a tiež poloosi elipsoidu. Hodnoty konštát F_1, F_2, F_3 sú vyjadrené pomocou multipólových koeficientov (A. Sitárová – M. Hvoždara 1982).

V druhom prípade ide o odhad hĺbky ťažiska a celkovej hmotnosti anomálneho telesa z hodnôt vertikálneho gradientu jeho gravitačného potenciálu, zadaných na kruhu s polomerom R ležiacom v horizontálnej rovine so stredom nad ťažiskom telesa. Tieto hodnoty môžu obsahovať aj lineárny regionálny fón.

Predpokladajme, že tiažovú anomáliu vyjadríme v tvare

$$\Delta g(x,y,o) = g_z(x,y,o) + Bx + Cy + D\ ,$$

kde q_z x, y, 0 sú hodnoty vertikálneho gradientu gravitačného potenciálu a $Bx + Cy + D$ predstavuje linearizovaný regionálny fón. Označme

$$I^g_{OR} = \int\limits_{x^2+y^2\leq R^2} \int \Delta g(x,y,o)\ dx\ dy\ ,$$

$$I^g_{IR} = \int\limits_{x^2+y^2\leq R^2} \int (x^2+y^2)^{-1/2}\ \Delta g(x,y,o)\ dx\ dy$$

$$A_R = R\ I^g_{IR} - 2\ I^g_{OR}$$

Hodnoty I^g_{OR}, I^g_{IR} nezávisia na koeficientoch B, C regionálneho fónu, A_R nezávisí ani na koeficiente D.

Označme ďalej

$$m^g_R = I^g_{OR}\ (R\ I^g_{IR} - I^g_{OR})/(2\pi t\ A_R) \text{ a } \gamma = m^g_{R_1} - m^g_{R_2}\ ,$$

$$a_R = R^3\ I^g_{IR}/(2\ f\ A_R) \text{ a } \alpha = a_{R_1} - a_{R_2}\ ,$$

$$b_R = -\pi R^4/(2\ f\ A_R)\ \text{ a } \beta = b_{R_1} - b_{R_2}$$

Potom absolútny člen regionálneho fónu sa dá vypočítať zo vzťahu

$$D = [-\alpha + (\alpha^2 + 4\beta\gamma)^{1/2}]/(2\beta)$$

Pre odhad celkovej hmotnosti platí

$$m = \left(I^g_{OR} - \pi\ D\ R^2\right)\left(A_R + I^g_{OR} - \pi\ D\ R^2\right)/(2\pi f\ A_R)$$

a pre odhad hĺbky ťažiska dostávame

$$h_T = \left(I^g_{OR} - \pi\ D\ R^2\right)\left[R/\left(I^g_{IR} - 2\pi DR\right)\ A_R\right]^{1/2}$$

Tieto vzťahy sme použili na výpočet odhadov parametrov ťažiska. Podľa teórie nezávisia odhady celkovej hmotnosti a hĺbky ťažiska na polomere kruhu integrácie. Pri použití reálnych dát, ktoré plne nespĺňajú dané predpoklady, sa však uvedená

závislosť prejavuje. Preto sa za najlepšiu aproximáciu berie priemerná hodnota absolútneho člena. Rovnako je možné vypočítať odhady týchto parametrov aj pre pevne zvolenú nulovú hladinu.

Obidve opísané metódy boli využité pri interpretácii skúmanej kolárovskej tiažovej anomálie. V prvom prípade sú výsledky uvedené v tabuľke 1 a graficky

Tabuľka 1

Výsledky interpretácie kolárovskej tiažovej anomálie z obrazu „odkrytej tiažovej mapy" opravenej o regionálny fón

	$h_T = 9\,539$	$M = 4{,}4431$	$\psi = 88{,}72$	
Diferenčná hustota [kg dm^{-3}]	Aproximácia anomálneho telesa hranolom			
	Dĺžky hrán [m]			Hĺbka horného okraja [m]
$\Delta\varrho = 0{,}20$	a = 9 926	b = 11 496	c = 19 414	$h_0 = 3\,791$
$\Delta\varrho = 0{,}28$	a = 8 346	b = 10 163	c = 18 656	$h_0 = 4\,458$
$\Delta\varrho = 0{,}33$	a = 7 633	b = 9 587	c = 18 348	$h_0 = 4\,746$
	Aproximácia anománeho telesa elipsoidom			
	Poloosi elipsoidu [m]			Hĺbka horného okraja [m]
$\Delta\varrho = 0{,}20$	a = 6 033	b = 7 101	c = 12 345	$h_0 = 2\,438$
$\Delta\varrho = 0{,}28$	a = 5 051	b = 6 287	c = 11 896	$h_0 = 3\,352$
$\Delta\varrho = 0{,}33$	a = 4 608	b = 5 937	c = 11 714	$h_0 = 3\,682$

h_T =m – hĺbka ťažiska, $M = 10^{14}$ kg – hmotnosť, ψ = ° – uhol sklonu

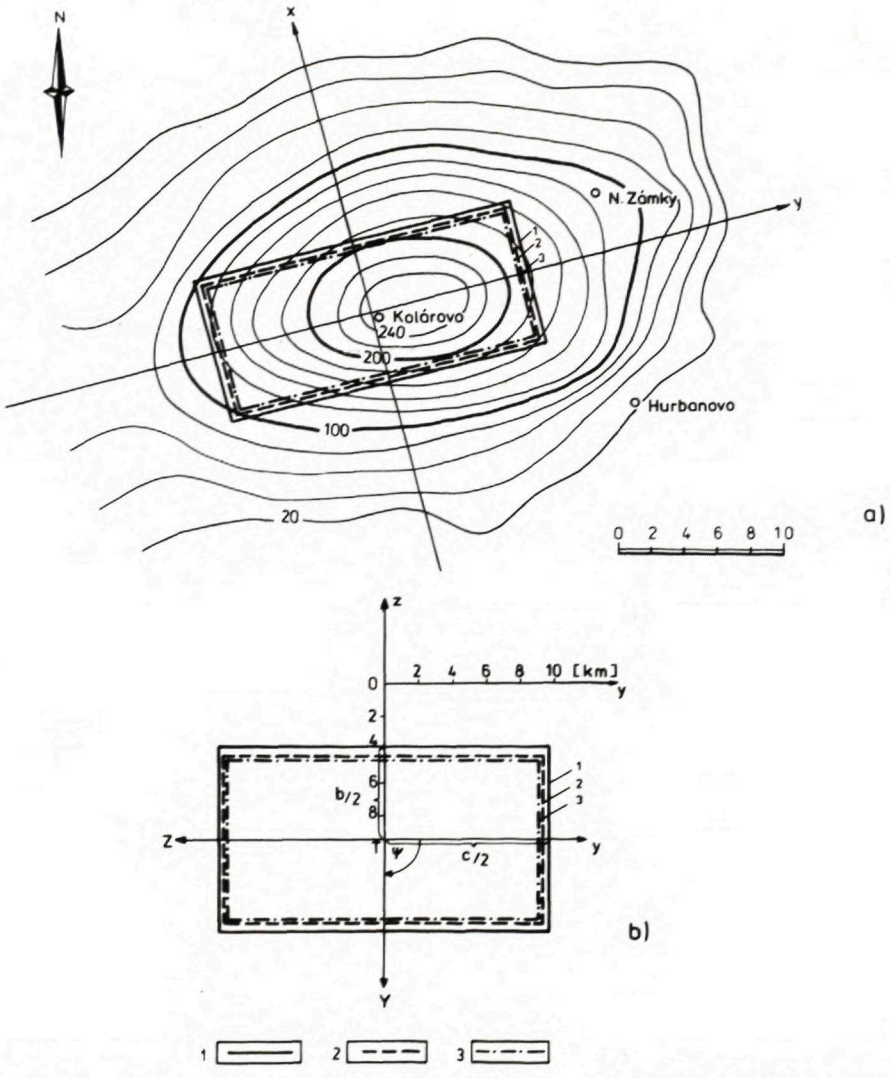
Tabuľka 2

Odhady hmotnosti a hĺbky ťažiska anomálneho telesa metódou integrálnych charakteristík pre rôzne hladiny regionálneho fónu

max [μms^{-2}]	R [km]	10,58	11,9	13,37	15,09	16,76
300	m	8,8	8,9	9,1	9,1	9,1
	h_T	13,6	13,8	13,9	14	14
280	m	7,4	7,5	7,5	7,4	7,3
	h_T	12,9	13	13	12,9	12,8
260	m	6,1	6,1	6,1	5,9	5,7
	h_T	12,2	12,1	12,1	11,9	11,6
240	m	5,0	4,9	4,8	4,5	4,2
	h_T	11,4	11,3	11,1	10,7	10,3
276	m	7,1	7,1	7,1	7,0	6,9
	h_T	12,7	12,8	12,8	12,7	12,6

$^{-1} = 10^{14}$kg $[h_T]$ = km

znázornené na obr. 4a, b. Hĺbka ťažiska vychádza 9,5 km a celková hmotnosť $4{,}4 . 10^{14}$ kg. Pre výpočet geometrických parametrov rušivého telesa sme zvolili diferenčné hustoty $\varrho = 0{,}20,\ 0{,}25,\ 0{,}30\ \mathrm{kg.dm^{-3}}$, ktoré najlepšie vyhovujú diferenčným hustotám medzi kryštalinicko-mezozoickými komplexmi a bázickými horninami v Západných Karpatoch. Druhou metódou sme stanovili odhady parametrov ťažiska a výsledky sú uvedené v tabuľke 2. Pre odhad hĺbky ťažiska dostávame



Obr. 4 Interpretácia kolárovskej tiažovej anomálie z obrazu „odkrytej tiažovej mapy" (opravená o regionálny fón) hranolom

a) Rez rovinou xy, b) Rez rovinou yz

$1 - \Delta g = 0{,}2\ \mathrm{kg.dm^{-3}}$, $2 - \Delta g = 0{,}28\ \mathrm{kg.dm^{-3}}$, $3 - \Delta g = 0{,}33\ \mathrm{kg.dm^{-3}}$

hodnotu 12,7 km a pre celkovú hmotnosť $7 . 10^{14}$ kg. V tabuľke sú uvedené aj odhady parametrov telesa pre rôznu voľbu nulovej hladiny regionálneho fónu. Rozdiel v odhade celkovej hmotnosti a hĺbky ťažiska pri použití oboch zmienených metód je spôsobený rôznymi vstupnými dátami. Hodnoty, použité v prvej metóde, (z odkrytej tiažovej mapy opravenej o plošný regionálny fón) zodpovedajú nulovej hladine s maximom 240 μms^2, pre túto hodnotu obe metódy dávajú porovnateľné výsledky.

Záver

Originálna mapa gravitačného účinku terciérnej výplne a „odkrytá tiažová mapa" z tejto oblasti predstavujú kvalitatívne nové gravimetrické mapy, ktoré nám umožňujú skúmať hustotné nehomogenity v predterciérnom podloží. Aplikácia dvoch nových interpretačných postupov prispieva k rozšíreniu metodiky riešenia obrátenej gravimetrickej úlohy. Ich výhody spočívajú v tom, že veľmi efektívne umožňujú určiť parametre rušivého telesa v závislosti od diferenčnej hustoty.

Na základe analýzy výsledkov dosiahnutých zvolenými metódami spracovania predpokladáme, že kolárovská tiažová anomália je vyvolaná jedným z najväčších hlbinných rušivých telies, nachádzajúcich sa v zemskej kôre v oblasti Západných Karpát. Najpravdepodobnejšie sa rušivé teleso nachádza v hĺbke 4,5–5,0 km, čo zodpovedá modelu pravouhlého štvorbokého hranola pri $\Delta\varrho$ – 0,28 $kg.dm^{-3}$. Ťažisko tohto telesa sa nachádza v hĺbke 9,5–12,5 km a jeho celková hmotnosť je $4{,}5–7{,}0 . 10^{14}$ kg.

Literatúra

BIELA, A. 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát I. Regionálna geológia Západných Karpát, 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–224.

BURDA, M. 1980: Odhady souřadnice těžiště a celkové hmotnosti tělesa. Zvíkovské Podhradí 80. Současné problémy gravimetrie, Praha 81.

BURDA, M. 1982: Využití integrálních charakteristik k odhadům hloubky těžiště a celkové hmotnosti anomálního tělesa z hodnot vertikálního gradientu gravitačního potenciálu známých na konečné množině. In: Výzkum hlubinné geologické stavby Československa – Loučná 1982. In print.

BURDA, M. 1980: Contribution to the estimation of the co-ordinates of the centre of gravity of a distorbins body. Studia geoph. et geod., 24 (1980), 326–331.

FUSÁN, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborn. geol. vied, rad ZK 15. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–173.

GAŽA, B. 1966: Záverečná vrtne-geologická správa o pionierskom vrte Kolárovo–2. Geofond, Bratislava.

GAŽA, B. 1967: Záverečná vrtne-geologická správa o pionierskom vrte Kolárovo–3. Geofond. Bratislava.

GAŽA, B. 1970: Záverečná vrtne-geologická správa z pionierskeho vrtu Kolárovo–4. Geofond, Bratislava.

GAŽA, B.–BEINHAUEROVÁ, M. 1974: Vyhľadávací prieskum juhovýchodnej časti podunajskej panvy. Geofond, Bratislava.

GAŽA, B.–BEINHAUEROVÁ, M. 1977: Tektonika neogénu juhovýchodnej časti podunajskej panvy. Mineralia slov. 9, 4. Alfa, Bratislava.

HVOŽDARA, M.–SITÁROVÁ, A. 1977: Multipólová analýza tiažových anomálií. In: Banícke listy SAV. Mimoriadne číslo. Vyd. Slov. Akad. vied, Košice, 131–143.
IBRMAJER, J.–MOTTLOVÁ, L. 1963: Zhodnocení tíhových a magnetických měření v Podunajské nížině. Sbor. geol. Věd. řada UG, 1, Praha, 69–96.
PLANČÁR, J. 1979: Geofyzikálny výskum stavby a dynamiky zemskej kôry Západných Karpát. Doktorská dizertačná práca. Bratislava, Geofyzikálny ústav SAV, 1–250.
PLANČÁR, J.–ŠKORVANEK, M. 1977: Obrátená úloha gravimetrie pre polguľové telesá a jej aplikácia pri interpretácii tiažových anomálií v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 187–193.
SAMUEL, O.–VAŇOVÁ, M. 1967: Nové poznatky o stratigrafii neogénu v okolí Štúrova. Geol. Práce, Správy 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SENEŠ, J. 1959: Paleogén Podunajskej nížiny s ohľadom na tektoniku a vývoj sedimentov v štúrovskej oblasti. Manuskript–archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SENEŠ, J. 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Správy 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SITÁROVÁ, A.–HVOŽDARA, M. 1982: The Use of Multipole Explansion in Interpreting Gravity Anomalies. Countr. Geophys. Inst. SAS, 12, Bratislava, 45–64.
ŠKORVANEK, M.–POHÁNKA, V. 1977: Výpočet gravitačného účinku všeobecného hranola. In: Banícke listy. Mimoriadne číslo. Košice, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–258.
ŠUTOR, A. 1971: Příspěvek k řešení stavby reliéfu předneogénního podloží v prostoru centrálních částí Vídeňské a Podunajské pánve. Kandidátská disertace. Ostrava – Vysoká škola báňská. Fakulta hornícko-geologická, 1–99.
UHMANN, J. 1956: Závislosť hustôt hornín na hĺbke v niektorých neogénnych oblastiach ČSSR. Práce Ústavu pro naft. výzkum, publ. 31, Praha.
UHMANN, J. 1962: Výzkum hustot hornin ČSSR. Manuskript. Archív ÚGF, Brno.

Eplanations of figures

Fig. 1 Kolárovo gravity anomaly. Map of isoanomals $\Delta g \mu ms^{-2}$
Fig. 2 Gravitational influence of Tertiary sediments in wider surroundings of Kolárovo.
Fig. 3 Kolárovo gravity anomaly in „exposed map"
Fig. 4 Interpretation of Kolárovo gravity anomaly from „exposed gravity map" (corrected by regional phon) by prism
a) Section through plane xy
b) Section through plane yz
$1-\Delta g = 0{,}2\ kg.dm^{-3}$
$2-\Delta g = 0{,}28\ kg.dm^{-3}$
$3-\Delta g = 0{,}33\ kg.dm^{-3}$

Geologické práce, Správy 81, s. 183—193, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Anna Vozárová—Peter Muška

Výsledky paleomagnetického štúdia kryštalinika a súvrství mladšieho paleozoika v juhozápadnej časti Malej Fatry

1 tekt. schéma, 1 tabuľka v texte, 7 obr. v texte

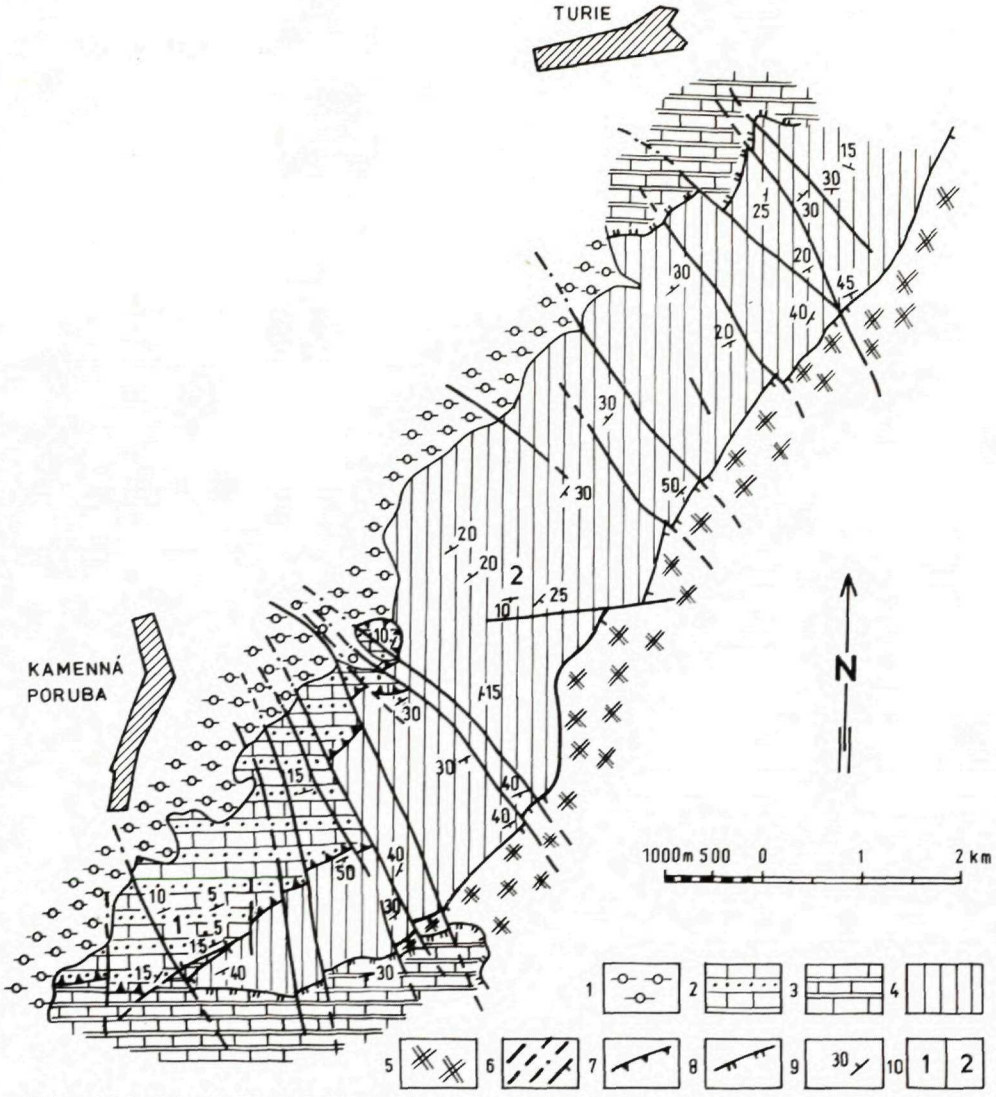
Abstract. The SW part of the Malá Fatra Mts. consists of the crystalline complex, of its mantle in the basal part composed of the Late Paleozoic, higher up of the Triassic and the Jurassic. The whole complex is ranged to the Tatricum (sensu D. Andrusov et al. 1973). In the overlier of the mantle in the western part of the mountain range near Kamenná Poruba the Permian Malužiná Formation is in the nappe position as a part of the Hronicum (A. Vozárová—J. Vozár 1983). To reveal the relations between these units also with respect to their paleomagnetic character, we have studied Permian formations of the Hronicum and the Tatricum and their relation to crystalline complexes of the Tatricum. The results prove the allochthonous character of the Malužiná Formation as a part of the Hronicum, and the autochthonous character of the Stráňany Formation as a part of the Tatricum.

Juhozápadná časť pohoria Malá Fatra (západné svahy Lúčanskej Fatry) je budovaná kryštalinikom vystupujúcim v morfologicky výraznom chrbte smeru SV—JZ, ktoré je pri severozápadnom okraji lemované obalovou „sériou". Vzájomný styk oboch celkov je tektonický. Kryštalinikum je vyzdvihnuté na línii smeru SV—JZ s úklonom k JV, pozdĺž ktorej je v rôznom stupni redukovaný obal. Kryštalinikum ako celok ho prešmykuje.

Územie medzi Túrskym potokom — Kunerádom a záverom Porubského potoka je budované antiklinálnou štruktúrou Kozla (D. Andrusov 1958), ktorej jadro je tvorené permskými sedimentmi a krídla spodno a strednotriasovými členmi. Južne od Kunerádu je antiklinálna štruktúra Kozla obmedzená priečnymi zlomami smeru SZ—JV, pozdĺž ktorých sa tektonicky stýka obal sformovaný do antiklinálnej štruktúry Kozla s južne vystupujúcou jednotkou, ktorá tu leží v príkrovovej pozícii (A. Vozárová—J. Vozár 1983). Na základe rozdielnych štruktúrnych znakov, pozície a litologickej charakteristiky boli v juhozápadnej časti pohoria Malá Fatra rozlíšené dva typy mladšieho paleozoika s rozdielnym tektonickým postavením (A. Vozárová 1978).

Prvý typ vystupuje medzi Túrím, dolinou Túrskeho potoka, Kunerádom a záverom Porubského potoka. Ako súčasť obalu vystupujú permské sedimenty na

RNDr. A. Vozárová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava,
RNDr. P. Muška, Geofyzika, n. p. Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava



Tektonická schéma jz. časti Malej Fatry (zostavená podľa J. Vozára 1980)

1. terciér Rajeckej kotliny
2. hronikum: mladšie paleozoikum (malužinské súvrstvie), mezozoikum – trias až spodná jura
3. fatrikum: mezozoikum
4. tatrikum – obal: mladšie paleozoikum (stráňanské súvrstvie), mezozoikum – trias až jura
5. tatrikum – granitoidy a metamorfity
6. zlomy, predpokladané zlomy, zakryté zlomy, zlomy s vyznačením smeru sklonu
7. násunová línia hronika
8. násunová línia fatrika
9. smer a sklon bridličnatosti, vrstevnatosti
10. lokalizácia meraných profilov 1. v Porubskom potoku – malužinské súvrstvie; 2. v Stráňanskom potoku – stráňanské súvrstvie

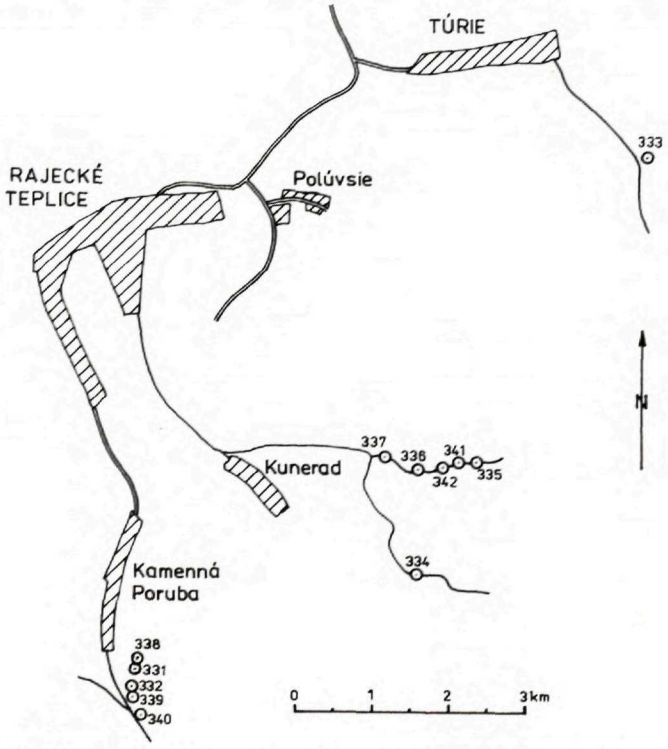
bezprostrednom styku s kryštalinikom, aj v jadre antiklinálnej štruktúry Kozla. Boli vymedzené a charakterizované ako samostatná litostratigrafická jednotka – stráňanské súvrstvie (A. Vozárová – J. Vozár 1983).

Druhý typ sa nachádza na J od Kunerádu a juhovýchodne od Kamennej Poruby. Vystupuje v príkrovovej pozícii a bol korelovaný s malužinským súvrstvím, ktoré je súčasťou príkrovovej jednotky hronika (l.c.).

Stručná litologická charakteristika mladšieho paleozoika

1. Stráňanské súvrstvie dosahuje maximálnu hrúbku 500 m. Je to litostratigrafická jednotka zložená v prevahe z drobnozlepencového a hrubopiesčitého klastického materiálu – svetlošedej, príp. fialovošedej farby, s nevýrazným zmenšovaním veľkosti zrna smerom do vrchných častí. Znaky cykličnosti sú len slabo prejavené alebo úplne chýbajú. Klastický materiál, ktorý sa podieľal na zložení stráňanského súvrstvia, pochádza najpravdepodobnejšie z granitoidného jadra Malej Fatry a jeho plášťa.

2. Malužinské súvrstvie v Malej Fatre je charakteristické pestrým červeno-šedým sfarbením a výraznou cyklickou stavbou. Táto sa prejavuje v rámci dokonale



Obr. 1 Lokalizácia odberov v stráňanskom a malužinskom súvrství v juhozápadnej časti Malej Fatry

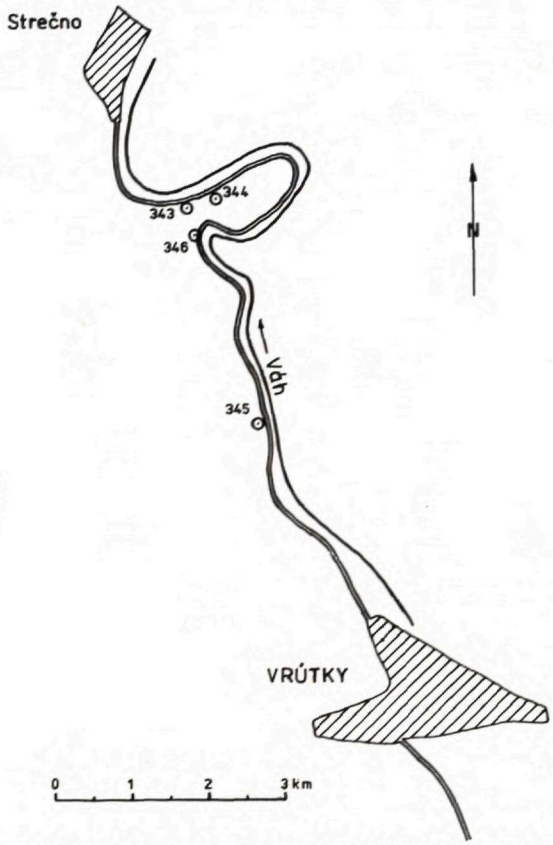
vyvinutých dvoch megacyklov, z ktorých každý dosahuje hrúbky do 500 m, i v rámci viacnásobne sa opakujúcich cyklov nižšieho rádu. Súvrstvie je tvorené klastickými sedimentmi s nízkym zastúpením chemogénnych sedimentov. Typické je výrazné zmenšovanie veľkosti zrna smerom do vrchných častí, a to v rámci megacyklov i cyklov nižšieho rádu.

Klastický materiál pochádza:

1. z granitoidov a katametamorfovaných kryštalických bridlíc;
2. z mezo až epimetamorfovaných kryštalických bridlíc;
3. zo synsedimentárnych vulkanitov.

Paleomagnetické štúdium

Lokality na orientovaný odber vzoriek boli vybraté na základe geologických poznatkov tak, aby výsledky paleomagnetických meraní bolo možné využiť na paleomagnetickú a geologickú interpretáciu. Odber bol robený jednak formou



Obr. 2 Lokalizácia odberov z kryštalinika Malej Fatry

plošného zberu horninového materiálu (mladšie paleozoikum južnej časti Malej Fatry) z okolia Kamennej Poruby a Kunerádu (obr. 1) a tiež formou odberu z priečneho defilé – (kryštalinikum severnej časti Malej Fatry) zo zárezu cesty Strečno–Vrútky (obr. 2).

Základné meranie vzoriek bolo urobené rotačným magnetometrom JR–4 a striedavým mostíkom KLY–1.

Magnetická stabilita a paleomagnetická reprezentatívnosť

I napriek nízkym hodnotám NRMP (rádove stovky pikotesla) testy stability v striedavom demagnetizačnom poli vykázali dobrú paleomagnetickú reprodukovateľnosť smerov RMP. Niektoré smery RMP vykázali nezmenenú orientáciu vektora RMP až do hodnoty poľa $\bar{H} = 700x1000/4\pi$ [$\bar{A}m^{-1}$]. Tieto úplne stabilné smery boli zistené v lokalitách T–331, T–337, T–338, T–334. Odolnosť smerov RMP voči tepelnému demagnetizačnému poľu bola na dobrej úrovni, a tak bolo možné tieto vzorky po „slabom čistení" v demagnetizačnom poli štatisticky spracovať, predpokladajúc ich primárny charakter orientácie, na základe horeuvedeným testov stability.

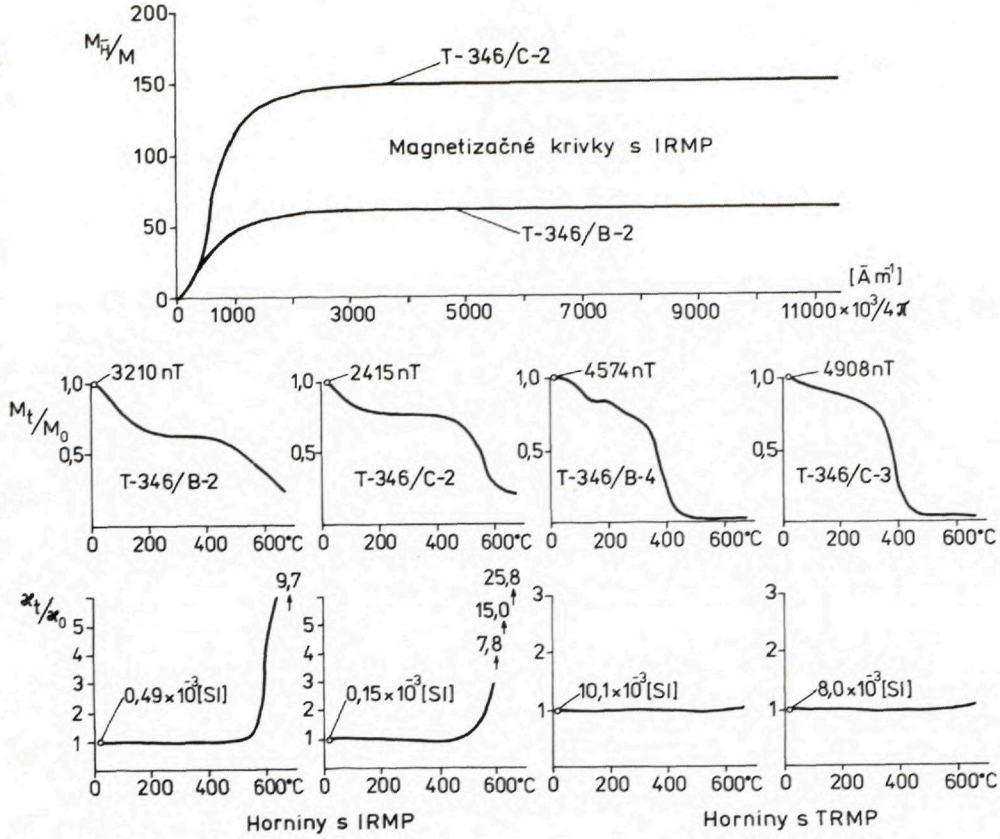
Na vzorkách vybratých z lokality T–346 bola aplikovaná metodika fázových analýz. Účelom tejto metódy je zistiť teploty, pri ktorých dochádza v skúmanej hornine k fázovým zmenám magnetickej frakcie horniny. Na získanie izotermálnej remanentnej magnetickej polarizácie (TRMP) bol použitý elektromagnet poskytujúci maximálne jednosmerné magnetujúce pole $\bar{H} = 11\,500 \times 1000/4\pi$ [Am^{-1}]. Vzorky boli magnetizované postupne, pričom sme získali magnetizačné krivky (obr. 3). Úplná termoremanentná magnetická polarizácia (TRMP) druhej vzorky bola získaná zahriatím nad teplotu Curieho kódu akejkoľvek magnetickej látky (t = 700 °C) a pozvoľným vychladnutím vzorky v laboratórnom magnetickom poli. Potom sme postupne vzorky tepelne demagnetizovali. Porovnaním demagnetizačných kriviek sme zistili, že vzorky z lokality T–346 neboli počas svojej existencie druhotne tepelne postihnuté, a tým nezískali parciálnu TRMP. Z grafov (obr. 3) je zrejmé, že fázové zmeny nastali tesne pod Curieho teplotou hematitu a vznikol sekundárny minerál série titano-magnetitov s Tc = 400 °C. Popri demagnetizačných krivkách Mt/Mo boli tiež pri náhreve merané krivky magnetickej objemovej susceptibility Ht/Ho.

V lokalitách T–335, T–336, T–340, T–341, T–342, T–345 a T–346 s pomerne nestabilným priebehom smeru RMP v striedavom demagnetizačnom poli (až na lokality T–342, T–346) sme celé kolekcie vzoriek podrobili termickému čisteniu pri hodnotách DT = 100° a DT = 200 °C.

Ani tepelnou demagnetizáciou sme nezískali ucelenejšie štatistické súbory, a tak sme boli nútení lokality T–335, T–336, T–340, T–341 a T–345 z ďalšieho štatistického spracovania vylúčiť.

Týmto spôsobom sme získali pomerne ucelené skupiny paleosmerov, ktoré boli v ďalšom štatisticky spracované podľa jednotlivých lokalít (tab. 1).

Získané hodnoty paleomagnetických charakteristík sú vhodné na paleotektonické úvahy a reprezentujú po zavedení topokorekcie smer RMP.



Obr. 3 Zmeny minerálnych fáz hornín s IRMP a TRMP

Tabuľka 1

Súhrnné vyjadrenie hodnôt získaných paleomagnetickým štúdiom v Malej Fatre

Jednotka		n	Ds	Is	k	α_{95}	φp	λ p	δ m	δ p
Stráňanské súvrstvie	1.	16	44,61°	56,13°	11,05	11,62°	+47,03°	104,80°	16,72°	12,03°
	2.	16	82,79°	56,62°	10,99	11,65°	+16,72°	104,69°	16,87°	12,21°
Malužinské súvrstvie	1.	30	28,61°	23,20°	5,09	12,96°	+61,69°	148,24°	13,79°	7,34°
	2.	30	23,15°	18,26°	5,09	12,96°	+65,74°	158,32°	13,47°	6,99°
Kryštalinikum – granitoidy	1.	29	207,81°	−54,86°	7,83	10,23°	−60,25°	279,12°	14,49°	10,26°

Súradnice paleopólov sú počítané pre strednú hodnotu zemepisných súradníc L = 18,62°, L = 49,08°.
1. – hodnoty paleomagnetických charakteristík pred topokorekciou,
2. – hodnoty paleomagnetických charakteristík po topokorekcii (t. j. po oprave o sklon vrstvy).

Štatistické súbory paleomagnetických smerov RMP boli na základe geologických kritérií rozdelené do troch skupín:

a) I. typ permu – stráňanské súvrstvie
lokality T–334, T–337, T–342

b) II. typ permu – malužinské súvrstvie
lokality T–331, T–332, T–338, T–339

c) kryštalinikum Malej Fatry
lokality T–343, T–344, T–346.

Stráňanské súvrstvie

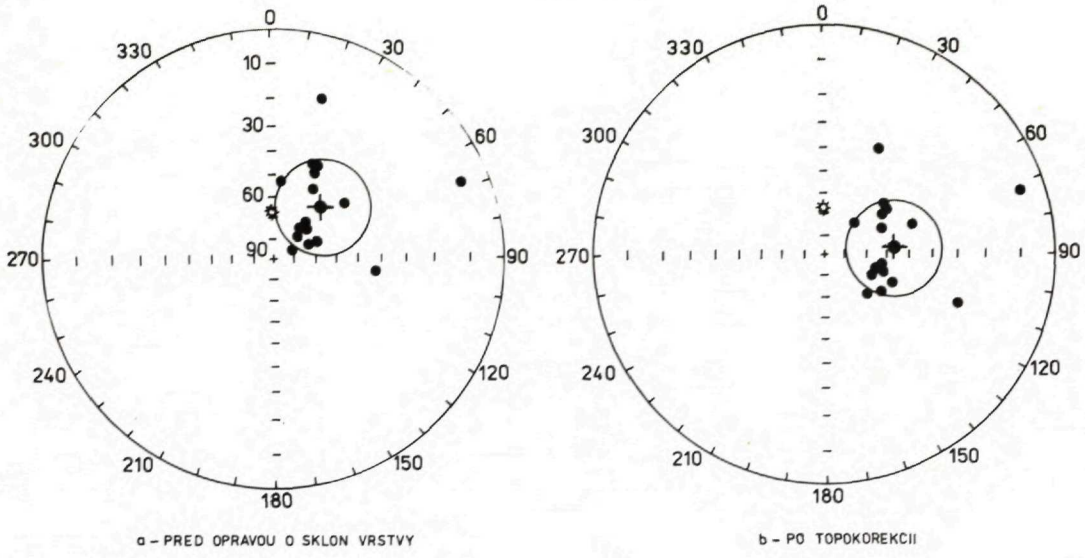
Štatistickým spracovaním smerov RMP sme získali ucelenú skupinu, ktorá je charakterizovaná hodnotou deklinácie rovnou 44,61° a inklináciou +56,13°. Vrcholový uhol kužeľa spoľahlivosti ALFA–95 je rovný 11,62°. Tento hlavný smer zmenil svoju orientáciu po zavedení topokorekcie o úklon vrstiev (obr. 4). Hodnota inklinácie ostala nezmenená, ale deklinácia RMP zmenila hodnotu v smere hodinových ručičiek až o približne 38°, čo svedčí o dôležitosti zavedenia topokorekcie do záverečného hodnotenia orientácie vektora RMP charakterizujúceho stráňanské súvrstvie. Hodnota smeru RMP sa líši od hodnoty permu štatisticky spracovaného pre severoeurópsku platformu. Pretože sa tu stretávame po prvýkrát na území Západných Karpát s vyšetrovaním vzoriek hornín permu ako súčasti obalu v autochtónnej pozícii, je tento údaj veľmi cenný z hľadiska korelovania permských komplexov rovnocenného postavenia s permom v allochtónnych jednotkách.

Malužinské súvrstvie

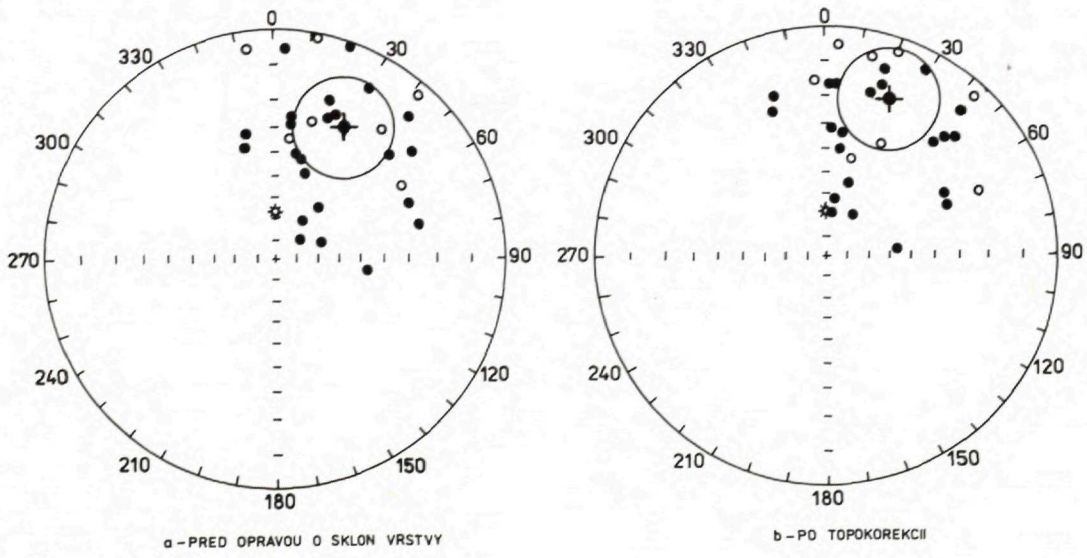
Na obrázku 5 je znázornená stereoprojekcia smerov RMP malužinského súvrstvia v Malej Fatre. Pomerne chaotický rozptyl smerov RMP v prvom kvadrante stereografickej sieti sa po zavedení topokorekcie zmenšil. Tiež je zrejmá zmena generálneho smeru RMP z pôvodnej hodnoty D = 28,61° a I = 23,20° po zavedení topokorekcie o sklon vrstiev do hodnoty D = 23,15° a I = 18,26°. Hodnota inklinácie, pokiaľ ide o veľkosť, zodpovedá inklinácii mladšieho paleozoika ako súčasti príkrovov hronika v iných pohoriach Západných Karpát, najmä v Nízkych Tatrách (P. Muška 1979, 1980). Hodnota deviácie deklinácie v tej istej korelácii súvrství a tektonických jednotiek je v Malej Fatre relatívne nižšej veľkosti. Hodnota $\Delta D = 6{,}47°$ je v rámci štatistickej chyby charakterizovanej vrcholovým uhlom kužeľa pravdepodobnosti ALFA – 95 = 12,96°.

Porovnávaním stredných smerov RMP oboch súvrství (stráňanské a malužinské) v Malej Fatre sme zistili, že ide o dve odlišné tektonické jednotky, medzi ktorými je

diferenciácia v hodnote deklinácie až 60°. Výsledky zo stráňanského súvrstvia zatiaľ nemôžeme dobre korelovať s permom v obaloch tatrika (nedostatok porovnávacieho materiálu), ale vymedzené malužinské súvrstvie v Malej Fatre má niektoré

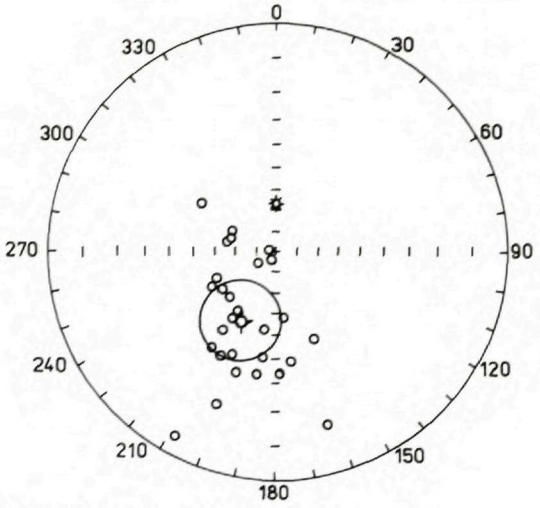


Obr. 4 Smery RMP v stráňanskom súvrství

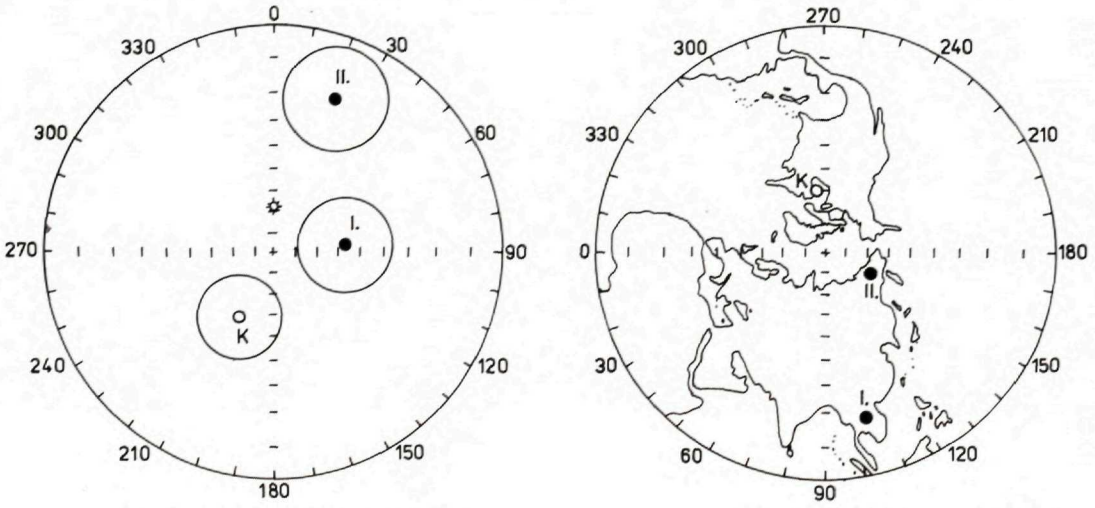


Obr. 5 Smery RMP v malužinskom súvrství

spoločné črty so smerom RMP maluzinského súvrstvia ostatných oblastí Západných Karpát. Svedčí o tom nízka hodnota inklinácie a rotácia v smere hodinových ručičiek, ktorá je relatívne menšia oproti deviácii zistenej napr. v Nízkych Tatrách, Tríbči i v Malých Karpatoch (P. Muška 1979, 1980).



Obr. 6 Smery RMP v kryštaliniku



a-HLAVNÉ PALEOMAGNETICKÉ SMERY RMP

b-POLOHA PALEOMAGNETICKÝCH PÓLOV

Obr. 7 Stereoprojekcie hlavných paleomagnetických smerov RMP a polôh paleomagnetických pólov Malej Fatry po oprave o sklon vrstvy

Kryštalinikum Malej Fatry

Skúmanie paleomagnetickej reprezentatívnosti vzoriek kryštalinika Malej Fatry poukazuje na veľké možnosti jeho využitia na paleotektonické rekonštrukcie regionálneho charakteru. Dobrá paleomagnetická stabilita, koncentrácia smerov RMP, relatívne nízka hodnota vrcholového uhla kužeľa a spoľahlivosti ALFA – 95 = 10,23° (obr. 6, tab. 1) dávajú dobrú záruku objektívnych kritérií na posudzovanie dynamiky kryštalických komplexov jadrových pohorí Západných Karpát, problematiky, ktorá je dnes často diskutovaná. V súčasnosti sa výsledky doplňujú ďalším štúdiom RMP kryštalinika iných jadrových pohorí Západných Karpát na ich korelácie.

Záver

1. Štúdium magnetických vlastností kryštalinika Malej Fatry ukázalo, že je vhodné na paleomagnetické interpretácie. Graf zmien minerálnych fáz v závislosti od teploty potvrdil, že vzorky neboli počas svojej existencie druhotne tepelne postihnuté, a tým nezískali žiadnu parciálnu TRMP. Stredný smer vektora RMP (Ds = 207,81°, Is = −54,86°) je charakterizovaný nízkou hodnotou vrcholového uhla kužeľa $\alpha_{95} = 10{,}23$.

2. Stredný smer vektora RMP po zavedení topokorekcie je u stráňanského súvrstvia Ds = 82,79°, Is = 56,62° a u malužinského súvrstvia Ds = 23,15°, Is = 18,26°. Obidva smery sú charakterizované nízkou hodnotou α. Deviácia (rozdiel jednotlivých paleosmerov) ΔD = 60° je výsledkom nielen odlišnej tektonickej pozície oboch študovaných súvrství, ale pravdepodobne i rozdielneho paleogeografického vývoja, o čom svedčí odlišná litologická náplň súvrství i geologická pozícia.

3. Bazálna časť obalu v Malej Fatre – stráňanské súvrstvie má autochtónnu pozíciu a získané hodnoty paleosmerov sú vhodným korelačným materiálom pre zónu tatrika.

4. Výsledky paleomagnetického výskumu v mladšom paleozoiku jz. časti Malej Fatry (Lúčanská Fatra) potvrdili doterajšie názory na príkrovový charakter stavby územia na JV od Kamennej Poruby, kde je v tektonickom styku s rôznymi členmi obalu bazálna časť príkrovovej jednotky hronika – malužinské súvrstvie.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1958: Geológia československých Karpát. I. diel Vydav. Slov. akad vied, Bratislava, 1–358.

MUŠKA, P. 1979: Paleomagnetizmus v Karpatoch. Záverečná správa. Manuskript – archív Geofyzika, Bratislava.

MUŠKA, P. 1980: Comments upon Paleomagnetic Research of Late Paleozoic in the West Carpathians. Konf. symp., semin. Permian of the West Carpathians, editors: J. Vozár, A. Vozárová, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 171–180.
VOZÁROVÁ, A. 1978: Dva typy permu v Malej Fatre. Mineralia slov., ALFA, Bratislava.
VOZÁROVÁ, A.–VOZÁR, J. 1983: Nové poznatky o mladšom paleozoiku v Malej Fatre. Geol. Práce, Správy 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Explanations to Figures

Fig. 1 Localization of sampling in Stráňany and Malužiná Formations in SW part of Malá Fatra Mts.
Fig. 2 Localization of sampling in crystalline complex of Malá Fatra Mts.
Fig. 3 Changes of mineral phases of rocks with IRMP and TRMP
Fig. 4 RMP directions in Stráňany Formation
Fig. 5 RMP directions in Malužiná Formation
Fig. 6 RMP directions in crystalline complex
Fig. 7 Stereo-projections of main paleomagnetic directions of RMP and of positions of paleomagnetic poles of Malá Fatra Mts. after correction by dip of bed.

Tectonical Scheme of SW Part of Malá Fatra Mts.
(According to J. Vozár 1980)

1. Tertiary of Rajecká kotlina (basin)
2. Hronicum: Late Paleozoic (Malužiná Formation),
   Mesozoic – Trias to Lower Jurassic
3. Fatricum: Mesozoic
4. Tatricum – mantle series: Late Paleozoic (Stráňany Formation), Mesozoic – Trias to Jurassic
5. Tatricum – granitoids and metamorphites
6. faults, inferred faults, covered faults, faults with marked dip orientation
7. overthrust line of Hronicum
8. overthrust line of Fatricum
9. orientation and dip of schistosity, stratification
10. localization of measured profiles 1. in Porubský potok (brook) – Malužiná Formation, 2. in Stráňany Formation

Geologické práce, Správy 81, s. 195—207, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

František Regásek

Geológia a metalogenéza Burundskej republiky

2 obrázky v texte

Abstract. The author gives a brief geological characteristic of a folded metamorphosed belt in Central Africa between the Congo and the East-African cratons. The belt represents a metallogenic zone denoted as Kibara–Burundi–Karagwe–Ankolean. Presented are also Precambrian lithostratigraphic units participating in the geologic structure of Burundi, and metallogenetic division of ore mineralizations.

Burundi je maličká krajina s rozlohou 27 834 km^2, ktorá sa nachádza uprostred afrického kontinentu, na rozhraní medzi strednou a východnou Afrikou. Leží na severovýchodnom pobreží jazera Tanganyika a spolu so svojím susedom Rwandou (26 000 km^2) je pozoruhodná malou rozlohou v porovnaní s obrovským územím susednej Tanzánie (941 550 km^2) a Zairu (2 345 410 km^2).

Burundi sa svojou vysokou nadmorskou výškou zaraďuje medzi vysoké náhorné plošiny Afriky. Väčšina územia leží na úrovniach medzi 1500 a 2000 m n.m. Najvyšším bodom je Mont Heha (2670 m), ktorý sa nachádza v pohorí, pretiahnutom severojužným smerom, v západnej časti Burundi nazývanej Rozvodie Konga a Nílu. Najnižšia oblasť – planina Rusizi na S od jazera Tanganyika, má nadmorskú výšku približne 800 m. Okrem regiónu Imbo, tento názov nesie planina rieky Rusizi a úzke planiny pozdĺž jazera Tanganyika; a regiónu Mosso na JV krajiny, ktorý predstavuje obrovskú depresiu odvodnenú riekou Malagarazi, má Burundi hornatý ráz. Nazýva sa tiež „krajinou tisícich kopcov". Napriek svojej takmer rovníkovej zemepisnej polohe má miernu klímu.

Burundi má vyše 4 milióny obyvateľov a patrí medzi krajiny s najväčšou hustotou obyvateľstva (150 na 1 km^2). Najhustejšie je osídlený vidiek, v mestách žije iba 4 % obyvateľov, čo je najmenej na svete vôbec. Väčšina obyvateľstva sa zaoberá poľnohospodárstvom, ktoré je na veľmi nízkej úrovni a pastierstvom. Podľa štatistík OSN patrí Burundi medzi najchudobnejšie krajiny afrického kontinentu, i na svete. Priemysel sa len začína budovať. Vyváža sa iba káva a čaj, ktoré sú jediným zdrojom príjmov zo zahraničného trhu. V minulosti sa v minimálnych množstvách vyvážal kasiterit, volframit, nióbovo-tantalové rudy a rudy vzácnych zemín (bastnäzit). V súčasnosti sú staré ložiská už vyčerpané a ťažba na nich je zastavená. V koloniálnych

RNDr. F. Regásek, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina, 1, 817 04 Bratislava

dobách, až do vyhlásenia nezávislosti (1962) a republiky (1966), sa vyhľadávaniu nerastných surovín venovalo veľmi málo pozornosti a existujúce ložiská prevažne aluviálneho typu sa doslova iba drancovali s minimálnymi investíciami. K zásadnému obratu došlo v r. 1969, keď sa zriadila geologická služba a vznikol projekt Recherches Minières. Prvé výsledky nedali na seba dlho čakať. V Burundi boli len prednedávnom objavené obrovské ložiská niklových rúd lateritového a sulfidického typu, ložisko železno-titánových rúd s vysokým obsahom vanádu, karbonatitové telesá s obsahom vzácnych zemín, rúd nióbu a tantalu a mnohé ďalšie. Na týchto ložiskách sa začne onedlho ťažba a na odhaľovaní ďalších sa intenzívne pracuje. Ťažba nerastných surovín nepochybne prispeje k podstatnému obratu vo vývoji burundskej ekonomiky.

Územie Burundi je geologicky zatiaľ málo preskúmané. So systematickým výskumom sa začalo len v poslednom desaťročí v súvislosti s inventarizáciou nerastných surovín a oceňovaním minerálneho potenciálu mladej republiky. Základným výskumom a zostavovaním geologických máp na získanie základných geologických informácií sa zaoberá miestna geologická služba za asistencie geologických zložiek Kráľovského múzea pre strednú Afriku so sídlom v Tervurene v Belgicku. Projekt Recherches Minières z r. 1969, financovaný OSN, sa podieľa aj na regionálnom geologickom mapovaní, ale jeho hlavným poslaním je vyhľadávanie nerastných surovín na celom území Burundi.

Doteraz je zmapovaná asi 1/3 celého územia a tlačou vyšli zatiaľ iba 4 listy v mierke 1 : 50 000. Početné ložiskovo nádejné oblasti sú tiež podrobne zmapované. Regionálne mapovanie sa robí pomocou leteckých snímok, pričom sa určujú najdôležitejšie štruktúrne trendy pred hlavnou terénnou kampaňou. Niektoré syntézy, vypracované na základe výsledkov doterajších mapovacích prác, ukázali mnohé nedostatky a sú teraz korigované údajmi rádiometrických meraní. Vďaka medzinárodnej spolupráci možno očakávať, že sa chyby včas odstránia a geologický výskum, od ktorého sa v tejto krajine toľko očakáva, bude rýchle napredovať.

Metalogenetická zóna Kíbara–Burundi–Karagwe–Ankole

Územie Burundi je súčasťou tzv. metalogenetickej zóny kibara–burundi–karagwe–ankolé (ďalej iba K–B–K–A). Táto zóna zahrňuje väčšinu mineralizácií s určitým ekonomickým významom pre krajiny situované pozdĺž západnej vetvy východoafrického riftového systému. Pokrýva úplne zvrásnené metamorfované pásmo vyvinuté v strednej Afrike medzi dvoma kratónmi – konžským na západe a kratónom východoafrickým. Celé metamorfované pásmo preukazuje svojou litostratigrafiou, tektonikou a magmatizmom polycyklický geologický vývoj a predstavuje vo vzťahu k dvom vyššie menovaným kratónom dobre individualizovaný štrukturálny celok.

Sedimentárne a magmatické formácie prekambrijskej geosynklinály a interkratónických depresií zvrásneného metamorfovaného pásma boli postupne sformované troma cyklami orogenetických procesov: 1. rusizi–ubendi, 2. kibara–burundi–karagwe–ankolé, 3. katanga.

Posledný završuje evolúciu prekambria a dokončuje stavbu jednotného metamorfovaného afrického sokla.

1. Rusizi–ubendí – tomuto cyklu sa vo všeobecnosti pripisujú metasedimentárne a pridružené magmatické formácie mladšie ako 2500 mil. r., ktorých tektonometamorfný vývoj bol ukončený v ubendskom orogéne, ktorý sa datuje na 1850 mil. r.

Geologické série, vyvinuté na západ od Tanganyického štítu, ktoré sú výsledkom evolúcie najstaršej normálnej stredoafrickej geosynklinály, tiahnu sa bez prerušenia a s rovnakými litostratigrafickými, tektonickými a metamorfnými charakteristikami od oblasti jazera Rukwa na juhu Tanzánie (ubendi), pozdĺž jazera Tanganyika cez západnú časť Burundi a východnú časť Zairu až do Rwandy (rusizi).

Podľa syntéz litologických sukcesií obsahuje rusizi-ubendi dve na seba naložené série, skladajúce sa z rôznych druhov fylitov, sľudnatých a grafitických bridlíc so šošovkami a lavicami kryštalických vápencov, bázických metavulkanitov, kvarcitov, arkóz a rozličných rúl, často asociujúcich so syn- a posttektonickými granitickými intrúziami.

Generálna orientácia štruktúry sa zhoduje so smerom celej série, a to SSZ – JJV s odklonom k JV v ubendi a s tendenciou vyrovnania k S a SSV v severnej časti rusizi. Tektonický štýl je ťažko definovateľný a intenzita metamorfizmu je variabilná.

2. Kibarna–burundi–karagwe–ankolé

Geosynklinálne sedimentárne a vulkanické formácie postubendské (mladšie ako 1850 mil. r.) tvoria časť tohto cyklu a boli zasiahnuté tektonomagmatickými a metamorfnými javmi počas orogénu kibara-burundi, situovaného medzi 1180 mil. r. až 1240 mil. r. Postubendské formácie budujú pohoria Mont-Kibara v provincii Shaba (Zaire), burundi vo východnom Zaire (provincia Kivu), Rwande a Burundi, karagwe vo východnej Tanzánii a ankolé v Ugande. Tieto pohoria majú teda svoj pôvod v evolúcii jednotného geosynklinálneho komplexu, ktorý sa prejavuje identickými litostratigrafickými a štrukturálnymi charakteristikami.

Generálna orientácia geologických štruktúr je SV – JZ s vyrovnaním k S a SZ pri západnej vetve zóny (na západ o jazera Kivu) a k SSZ pri vetve východnej (na západ od jazera Viktória) pod vplyvom podložnej štukruktúry rusizi.

Systém K–B–K–A sa skladá z rôznych fylitov, piesčitých bridlíc a kvarcitov, ktoré sa viacmenej pravidelne striedajú, ďalej zriedkavo obsahuje vsuvky dolomitických vápencov, metadoleritov a acidných metavulkanitov (kibara a burundi). Bazálne zlepence spočívajúce na sokli, a tiež zlepence a konglomerátové pieskovce spodnej časti troch nadložných sérií stratigrafickej sukcesie burundi predstavujú epizódy transgresie. Pri neprítomnosti bazálnych zlepencov je delimitácia burundi vzhľadom na rusizi veľmi ťažká. Formácie burundi sa vyznačujú slabým stupňom metamorfizmu (fácia zelených bridlíc).

Magmatická aktivita cyklu K–B–K–A zahrňuje:

– dolerity, gabrá, ryolity; granitické, granodioritické a alkalicko-vápenaté intrúzie – preorogénne,

– granity alkalicko-vápenaté – synkinematické,
– granity alkalické, dolerity a gabrá, rôzne ultrabáziká, syenity s nefelínom a karbonatity – postorogénne.

3. Cyklus katanga – s výnimkou „Copperbeltu" z provincie Shaba (Katanga) v južnom Zaïre a Zambii, kde katanga predstavuje geosynklinálne pásmo s komplexným vývojom, prispievajú formácie priraďované k tomuto cyklu (postkibarské, dokončené orogénom katangským, asi 620 mil. r.) iba málo na stavbu celej metalogénnej zóny K–B–K–A. Katangské pásmo sa šíri smerom na SSV od jazera Tanganyika až po jazero Viktória ako obalové subhorizontálne formácie, ležiace diskordantne na burundi. Tieto formácie, čiastočne metamorfované, predstavujú dve ekvivalentné série, a to malagarizi v Burundi a bukoba v Tanzánii. Ich hlavné litostratigrafické jednotky boli paralelizované na báze veku láv a asociujúcich intrúzií. Litostratigrafické jednotky sú sukcesívne v diskordancii s podkladom substrátu: začínajú zlepencami, konglomerátovými pieskovcami a pieskovcami a pokračujú striedaním s bázickými lávami, vápencami a dolomitmi, ktoré sú lokálne prekremenelé.

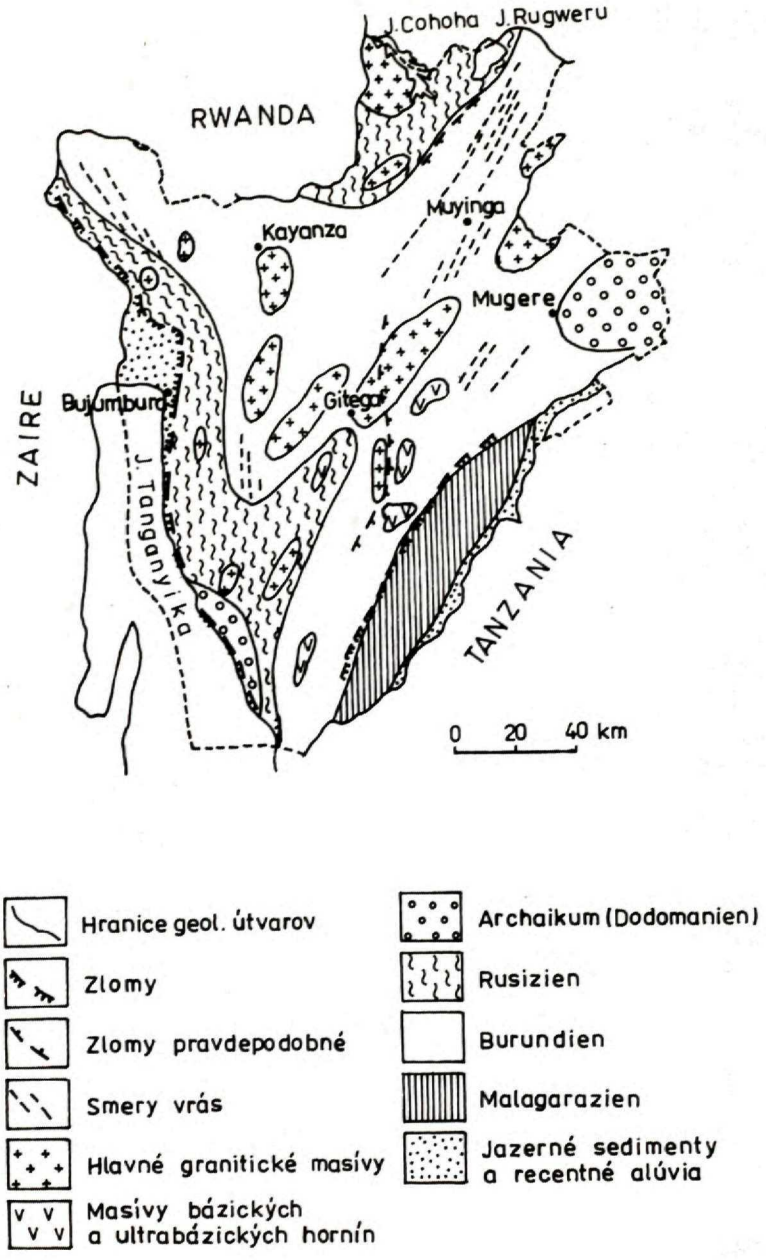
Prekambrium Burundi

Územie Burundi, rozložené obojstranne pozdĺž poludníka 30° vých. dĺžky, na juh od rovníka medzi rovnobežkami 2°45′ a 4°30′, v zóne vyzdvihovania východného svahu západnej vetvy východoafrického riftového systému, je situované v zvrásnenom metamorfovanom pásme v blízkosti východoafrického kratónu. Z tejto polohy vyplýva rôznorodosť geologických formácií, ktoré sa nachádzajú na jeho maličkom území, aj intenzita metamorfizmu a tektonické zvláštnosti.

S výnimkou sedimentárnej výplne priekopovej prepadliny jazera Tanganyika, recentných láv, ktoré pokrývajú čiastočne tieto sedimenty v severnej časti údolia Rusizi a úzkych aluviálnych výplní pozdĺž hlavných riek sa všetky metasedimentárne a magmatické formácie Burundi pričleňujú k prekambriu. Historicky sú prekambrijské formácie rozdeľované na tri veľké litostratigrafické jednotky: rusizi, burundi a malagarazi (L. Cahen–J. Lepersonne 1967) a každá z nich je charakterizovaná osobitou tektonikou a rozdielnym stupňom metamorfizmu.

Najstaršie formácie, pravdepodobne z obdobia rozdrobovania okrajových zón východoafrického kratónu, boli identifikované na juhu Burundi iba v poslednej dobe, neďaleko obce Nyanza Lac, v komplexe rúl Kikuia. Tento komplex bol predtým začleňovaný do rusizi. Je reprezentovaný granitizovanými rulami (vek 2700 mil. r.) a rôznymi mylonitmi. Ukazuje komplikovaný polycyklický tektonický vývoj, tranzitný metamorfizmus medzi amfibolitovou a granátovou fáciou a viacerými fázami retrometamorfózy (J. Klerkx–K. Theunissen 1977).

K prerusizi je podľa najnovších rádiometrických datovaní zaraďovaný tiež masív Mugere (2650 mil. r.) v severovýchodnej časti Burundi, zložený z granitov a granitických rúl.



Obr. 1 Prehľadná geologická mapa Burundi

Rusizi (ekvivalent ubendi v Tanzánii) – je dobre vyvinutý v príbrežných častiach jazera Tanganyika a na príkrych svahoch zlomu Rusizi. Spodné súvrstvie série budujú horniny prevažne amfibolitovej fácie, reprezentované granit-gneismi, sľudnatými bridlicami, často s granátom a staurolitom, meta- a ortoamfibolitmi, amfibolickými rulami, kvarcitmi, sacharoidnými karbonátmi, očkatými migmatitmi, granitmi a pegmatitmi. Lokálne, pozdĺž rozvodia Zaire – Níl a na centrálnej planine (Kayanza, Buraniro-Makamba) sa nachádza hlavne vrchné súvrstvie série: zelené bridlice s prechodom do amfibolitovej fácie, s intrúziami kyslých (granity a pegmatity) a intermediárnych hornín (diority a gabrodiority), ako aj bázických a ultrabázických telies. V poslednom období sa objavila tendencia považovať časť vrchného súvrstvia rusizi a najspodnejšie vrstvy spodného burundi so silnejšou metamorfózou, s odlišnými tektonickými a metamorfnými črtami za skupinu alebo fáciu bugarama. Je to intermediárny člen medzi rusizi a burundi (M. Villeneuve–K. Theunissen 1976).

Burundi (ekvivalent karagwe a ankolé v Tanzánii a Ugande a kibara v Katange) – pozostáva hlavne z terénov metasedimentárnych (fácia zelených bridlíc) s prevahou pelitických, v monotónnom striedaní usporiadaných fylitov, piesčito-ílovitých bridlíc a čiastočne metamorfovaných kvarcitov, miestami s interstratifikovanými metadoleritmi. Z týchto formácií pozostáva veľká väčšina rozvodia Zaire a Nílu a centrálnej planiny, sprevádzaná dôležitými masívmi syntektonických alkalicko-vápenatých granitov, paralelizovaných so syntektonickými granitmi kibara zo Shaby (vek 1240 mil. r.).

Syntéza litologicko-stratigrafickej sukcesie burundi pre územie Burundi je nasledovná (A. Waleffe 1966):

– vrchná séria – ílovité bridlice červenej a šedej farby, železité kvarcity s interkaláciami kremitých fylitov, bridlice, kvarcity a konglomerátové kvarctiy;

– stredná séria – (ekvivalent série byumba v Rwande) – ílovité bridlice a kremité fylity s interkaláciami kvarcitov (kvarcity muhinga-rwamambare v Rwande a mtagata kvarcit v Tanzánii);

– spodná séria – striedanie fylitov, kremitých fylitov a zonálnych kvarcitov (kvarcity mulemera – ekvivalent kvarcitov nduba v Rwande a kafulu kvarcitov v Tanzánii), bridlice, fylity, čierne grafitické bridlice (bridlice kayongozy), hrubozrnné konglomerátové kvarcity a bazálne brekciovité kvarcity (bilime-murore – ekvivalent kigoma kvarcitu v Tanzánii).

Synantiklinoriálne vrásnenie burundi je evidentné z pravidelnej sukcesie štruktúr prvého stupňa, orientovaných sv.–jz. smerom, s vyrovnaním k SSV a k S pri ich pokračovaní v Rwande a Tanzánii. Od SZ územia k JV sa individualizuje synklinórium kabanga (pokračuje do Rwandy ako synklinórium kibungo), antiklinórium muhinga s granitoidmi Karuzi v osi, synklinórium ruvubu a antiklinórium bilime–murore s masívom Mugere v osi.

Postorogénny magmatizmus je dobre reprezentovaný cínonosnými granitmi a sprievodnými aplitmi a pegmatitmi v okolí Kayanzy a Kitegy (pravdepodobne toho istého veku – 950 mil. r. ako posttektonické granity z Ugandy a Shaby), monzonitmi a syenitmi s nefelínom a sodalitom, sprevádzanými hornblenditmi a karbonatitmi, ako i početnými bázickými intrúziami.

Hlavné masívy bázických (gabro a nority) a ultrabázických hornín (dunity, peridority a pyroxenity) sa vyskytujú po celej dĺžke pozdĺžnej dislokácie ruvubu v Burundi a v Tanzánii. Charakter a šírka intrúzií v Musongati, Buhoro, Nyabikere, Randa, Cankuzo, ďalej Waga, Mugina, Rutovu atď., ako aj ich lokalizácie v rôznych hĺbkových úrovniach svedčia o regionálnej dôležitosti dislokácie. Vek týchto intrúzií nebol určený, ale mohli by byť pripísané najstaršiemu bázickému magmatizmu postburundskému (asi 1000 mil. r.) a paralelizované s intrúziami Kapalagulu (nority) v Tanzánii.

Hlavné štrukturálne črty sú tieto: prevládajúce smery S–J s tendenciou SSV – JJZ. Na juhu Burundi je burundi jasne transgresívny na svoje podložie (komplex kikuia). V strede územia sa štruktúry vyrovnávajú do smeru S–J, aby sa potom nasmerovali severnejšie, do smeru SV – SSZ, obopínajúc rezistentné granitoidné jadro masívu Buraniro (pravdepodobne rusizi, možno i starší). Úplne na severe početné „jadrá" dokázaného rusizi vnucujú burundským výplniam v priehlbinách rôzne smery vrásnení.

Juhovýchodná časť Burundi predstavuje oblasť malagarazi (katanga), vyvinutého pozdĺž údolia rieky Malagarazi a Lunpungu v smere SV – JZ. Ide o tektonický blok, ponorený pozdĺž axiálnej dislokácie voči antiklinóriu bilime-murore (burundi). Hlavné štrukturálne rysy malagarazi sú rovnaké ako u susedného bukoba v Tanzánii.

Podložie malagarazi tvoria súvrstvia patriace k spodnej sérii burundi: fylity, kremité fylity, kvarcity, kvarcitové pieskovce, miestami preniknuté bázickými intrúziami (gabrodolerity postburundské), pravdepodobne rovnakého veku ako hlavné intrúzie bázik pozdĺž dislokácie ruvubu.

Prevažne piesčito-ílovitý a dolomitický malagarazi s bazaltovými lávami rôznych úrovní zahrňuje viaceré litostratigrafické jednotky, ktorých normálna sukcesia bola pre nedostatok priamych relácií superpozície medzi všetkými jednotkami stanovená iba v poslednom období datovaním Ar/K metódou (L. Cahen, N. J. Snelling 1975). Od vrchu smerom dospodu nasledujú za sebou jednotky: kibago (ílovito-piesčité a kvarcitové sedimenty), mosso (dolomity a bazaltové lávy), kabuye (mandľovcové lávy), nkoma (piesčito-kvarcitové horniny), mutzindozi (dolomity, ílovité bridlice a bazaltové lávy), kawumwe (fylity a kvarcity). Tieto formácie sú metamorfované slabo (kawumwe, mutzindozi a nkoma), alebo vôbec a s výnimkou vyvrásneného mutzindozi v smere SV–JZ majú subhorizontálnu, iba mierne zvlnenú dispozíciu (A. Waleffe 1965).

Metalogenetické pomery

Metalogenetická zóna kibara–burundi–karagwe–ankolé sa dlho obmedzovala iba na mineralizácie zlata, kasiteritu, kolombo-tantalitu a volframitu, asociujúce s granitickými intrúziami a lokalizované tak v oblasti vývoja formácie tohto cyklu, ako aj v starších terénoch podložia (rusizi a anterusizi). Súčasné štúdiá vo viacerých krajinách strednej Afriky tým, že ukázali ekonomicky významné mineralizácie a indície mineralizácií oveľa rôznorodejšie, odhalili metalogenetickú komplexnosť

a ekonomický význam tejto zóny. Objavené boli mineralizácie spojené s pretektonickými bázickými a intermediárnymi intrúziami, mineralizácie viazané na posttektonické bázické a ultrabázické intrúzie, na syenity a karbonatiky neurčitého veku, ale zreteľne post–K–B–K–A a v relácii s istým dislokačným systémom, ktorý je pravdepodobne pomerne recentný.

Metalogenetická zóna K–B–K–A obsahuje mineralizácie rôzneho veku, spôsobu vzniku, rozličného mineralogického zloženia, geologickej príbuznosti a lokalizácie a možno ich zahrnúť do dvoch skupín:

1. Primárne mineralizácie, ktoré majú svoj pôvod v sedimentárnych a tektonomagmatických procesoch K–B–K–A cyklu, lokalizované v súčasných terénoch a/alebo v ich podloží, a sekundárne mineralizácie, ktoré sú od nich derivované.

2. Mineralizácie (primárne a sekundárne) asociujúce s tektonomagmatickými procesmi post–K–B–K–A, ktoré sú naložené na formácie tohto cyklu.

Prvá skupina zahrňuje väčšinu minerálnych koncentrácií, ktoré patria do metalogenetickej zóny K–B–K–A a sú v súčasnosti exploatované, ako i mnohé priaznivé indície na odhalenie významných ložísk.

Obr. 2 Nerastné suroviny Burundi
Au – zlato; Pb, Zn – rudy olova a zinku; W – volfrám; Sn, W – rudy cínu a volfrámu; Mo – molybdén; Nb, U, Tr – niób, urán a vzácne zeminy v karbonátitoch; TR – vzácne zeminy v bastnäsitoch; Cu – medené rudy; Ni, Co – nikel-kobaltové rudy lateritové a sulfidické; Pt – platina; K – kaolín; Li – amblygonit; CAR – karbonatit.

Na území Burundi možno hlavné mineralizácie a indície mineralizácií prvej skupiny zoskupiť takto:

1a) Pretektonické mineralizácie zlata, oxidov železa a sírniky kovov (hlavne medi) asociujúce s piesočnatými metasedimentmi spodného burundi, s určitými psamiticko-pelitickými úrovňami spodnej série burundi a s pretektonickými intermediárnymi intrúziami.

Kvarcity bilime-murore, považované za bázu burundi, obsahujú výskyty rýdzeho zlata. Stratigrafické rozmiestnenie, morfológia zŕn a ich blízky vzťah s bazálnymi psefitickými horizontmi nám umožňuje predpokladať prepracovanie istých – pravdepodobne primárnych mineralizácií preburundských a mechanickú koncentráciu počas sedimentačného procesu. Záujem o tieto mineralizácie vyplýva z rudného potenciálu zlatonosnej formácie, ktorý znamená obohatenie aluviálnych rozsypov pozdĺž údolí riek, drénujúcich kvarcity.

V západnej časti Burundi boli identifikované sedimentárne metamorfné mineralizácie oxidov železa vo forme kvarcitov s magnetitom, ktoré sa striedajú s piesčitoílovitými bridlicami, miestami slabo grafitickými, ktoré patria k spodnej sérii burundi. Tento typ mineralizácie, evidentne pretektonický, bol konštatovaný na viacerých miestach a pravdepodobnosť, že budú nájdené ťažiteľné ložiská nemožno vylúčiť (Projet de Recherches Minières 1969–1981).

V magmatitoch intermediárneho charakteru v severozápadných častiach Burundi (Mabay) boli identifikované rozptýlené mineralizácie sírnikov medi. Rozptýlené zrudnenie (pyrit, chalkopyrit, predovšetkým bornit a čiastočne molybdenit), so závaľkami a žilkami, je lokalizované v magmatických horninách, ktoré nie sú postihnuté hydrotermálnou premenou. V niektorých častiach masívu, ktorý je zasiahnutý posttektonickými dislokáciami relatívne recentnými (hlboké reaktivované dislokácie), sú však horniny postihnuté pokročilou hydrotermálnou alteráciou (chloritizácia, sericitizácia a prekremenenie) a pukliny v nich boli zaplnené žilkami kremeňa a kalcitu s uzavreninami sírnikov kovov.

Ak je hydrotermálna premena hornín posttektonická a v relácii s dislokáciami a keď kovová mineralizácia s ňou asociujúca má hydrotermálny charakter (remobilizácia a/alebo nový prínos), vtedy rozptýlená mineralizácia v mase nepremenených hornín je najpravdepodobnejšie syngenetická (I. Radulescu 1979).

1b) Za mineralizácie syntektonické môžu byť považované pegmatity s autunitom, asociujúce so syntektonickými granitoidmi, a tiež niektoré remobilizované mineralizácie uránu v metasedimentoch burundi. Indície uránovej mineralizácie boli objavené vo formáciách rusizi i vo formáciách burundi. Štúdiá mnohých rádiometrických anomálií ukazujú, že tieto mineralizácie sú vo väčšine prípadov pravdepodobne spojené s fenoménmi posttektonickými, a iba pegmatity s autunitom z Masanga a čiastočne z Musigati a určité disperzné mineralizácie uránu v okolitých bridliciach sú späté so synkinematickou fázou burundi.

V Musigati sa muskovitové pegmatity, niekedy s biotitom a turmalínom, vyskytujú v antiklinále burundi so žulovo-rulovým syntektonickým jadrom, v sľudnatých bridliciach a v pararulách podložia. Tieto masívne pegmatity obsahujú nepravidelné malé šošovky a hniezda pravdepodobne syngenetického autunitu a okolité bridlice vykazujú zvýšenú rádioaktivitu. Hoci nie je ľahké oddeliť syntektonickú mineralizá-

ciu v metasedimentoch od neskorších hydrotermálnych prínosov spojených s intenzívnou frakturáciou zóny, je logické považovať aspoň časť obsahov uránov za súčasnú s pegmatitmi. Uránová mineralizácia predstavuje v každom prípade ekonomicky významný rudný potenciál.

1c) Mineralizácie posttektonické, späté s acidným magmatizmom neskorokinematickým a/alebo posttektonickým a s magmatizmom bázickým a ultrabázickým, ktorý uzatvára vývoj cyklu K–B–K–A.

Mineralizácie späté s kyslým magmatizmom (kasiterit, kolumbo-tantalit, volframit, zlato) boli objektom prvých výskumov a exploatácií v tejto zóne bezpochyby vďaka vysokej hodnote produktov a výhodám vyhľadávania a ťažby v sekundárnych náplavoch, ktoré sú z nich derivované. Ich rozšírenie je presne kontrolované umiestnením intrúzií alkalických a hyperalkalických muskovitových granitov, doprevádzaných pegmatitmi a kremennými žilami lokalizovanými tak v terénoch burundi, ako i v podložnom rusizi. Početné štúdiá cínonosných granitov a ich produktov z exploatovaných ložísk v Rwande, Burundi, Kiwu a Manieme (N. Varlamoff 1972) ukázali, že typy mineralizovaných pegmatitov a ich priestorové rozšírenie závisí najmä od hĺbky umiestnenia granitových intrúzií, asociujúcich s pegmatitmi nezávisle od veku, charakteru a stupňa metamorfizmu hornín, v ktorých kryštalizujú.

Zonálnosť granitických pegmatitov centrálnej Afriky, stanovená Varlamoffom (1972) na základe Fersmanovej klasifikácie pegmatitov, zahrňuje 9 typov, ktorých mineralogické zloženie je odrazom kryštalizačnej teploty:
1. pegmatity s biotitom, 2. s biotitom a turmalínom, 3. s muskovit-biotit-turmalínom, 4. s muskovitom a turmalínom, 5. s muskovitom, 6. s amblygonitom alebo so spodumenom a berylom (ľahko greizenizovaný), 7. pegmatity silno albitizované so spodumenom, muskovitom, lepidolitom, kasiteritom a kolumbo-tantalitom, 8. žily kremeňa s mikroklínom, muskovitom, kasiteritom a 9. kremenné žily s kasiteritom a volframitom alebo s volframitom, ferberitom a scheelitom.

V Burundi sa mineralizácie kasiteritu (asociujúce s kolumbit-tantalitom) ťažili predovšetkým na sekundárnych ložiskách (rozsypy) formovaných v blízkosti alebo priamo v pegmatitových „poliach" obklopujúcich hlavné posttektonické granitické intrúzie: v okolí Kayanzy – pegmatity typu 7, v Ndore a Muhokole – typ 6 a 7, v okolí Kirundo – typ 8 a v okolí Muhinga – typ 8. Mineralizácia volframitu (ferbecit a scheelit), známa aj zo severu Burundi, v blízkosti jazera Rugwero, je viazaná na kremenné žily typu 9. Čo sa týka zlata, ťaženého v tých istých aluviálnych náplavoch ako kasiterit, treba povedať, že ide skôr o asociáciu priestorovú, nie genetickú. Vzhľadom na antipatiu zlata a cínu bude ich pôvod pravdepodobne rozdielny (viď pretektonické mineralizácie prvej skupiny).

Ďalším typom sú mineralizácie viazané s bázickým a ultrabázickým magmatizmom, ktorých existencia nebola predtým braná do úvahy pre metalogenetickú zónu K–B–K–A. Ide o zrudnenie Fe, Ti, V, Cu, Ni, Co, Cr a kovov skupiny platiny. Súčasnými výskumnými prácami boli zistené mineralizácie železa s titánom a s vysokými obsahmi vanádu, viažúce sa na gabrá a gabro-nority, vo východnej časti krajiny (Buhoro). V tej istej oblasti boli tiež zistené viaceré reziduálne ložiská (lateritické) niklu, kobaltu, medi a kovov skupiny platiny v spojitosti s ultrabázickými horninami

(serpentinizovaný dunit a peridotit – Musongati, Nyabikere, Waga a Ruvironza).

Pri príležitosti štúdia týchto ložísk boli zistené i mineralizácie primárne (Cu, Ni, Pt, Cr), viazané predovšetkým na masív peridotitov v Musongati.

Mineralizácie titánových železných rúd s vanádom predstavujú kompaktné stratoidné segregácie v gabre masívu Buhoro. Telesá masívnej rudy sa skladajú z hrubozrnného agregátu magnetitu a ilmenitu bez žiloviny. V okolitých horninách je asi 50 % zrudnenia v rozptýlenej – impregnačnej forme.

Reziduálne ložiská predstavujú obohatenie lateritového pokryvu masívov ultrabázik (dunit, harzburgit a vehrlit) o nikel, meď a kobalt až po množstvo zaujímavé z obchodného hľadiska. Ruda (definovaná podľa stupňa obohatenia na úžitkové komponenty), ako i sterilný lateritový pokryv, má tiež zaujímavé obsahy skupiny platiny (platina, osmium, paládium). Hrúbka rudných telies kolíše od niekoľkých metrov do niekoľkých desiatok metrov pod sterilným laterizovaným pokryvom tých istých dimenzií.

V masíve Musongati boli zistené indície rôznych primárnych mineralizácií, viazaných na ultrabáziká. Vo východnej časti masívu sú dunity úplne premenené na serpentinity so šlírmi chromitu a obsahujú tiež pretiahnuté šošovkovité pásmo oxidickej masívnej rudy. Ide o syngenetické oxidy železa s niklom (trevorit). Kovové sulfidy (pyrotín, pentlandit, chalkopyrit, menšie množstvo trevoritu a markazitu) boli konštatované vo všetkých vrtoch prechádzajúcich v hĺbke cez masív Musongati. Vo viacerých niekoľkometrových pasážach sa zistené kovové koncentrácie približujú ku koncentráciám ekonomicky významným (0,6 až 0,9 % Ni + Cu v sulfidoch, 4–5 g/t platiny).

2. Druhá skupina zahrňuje mineralizácie (primárne i sekundárne), spájané s rôznymi procesmi pokladanými za neskoršie ako orogenéza K–B–K–A. Možno tu rozlíšiť:

2a) mineralizácie viazané na isté intruzívne masívy (syenity a karbonatity) neurčitého veku, zreteľne však mladšie ako burundi.

2b) hydrotermálne mineralizácie často v relácii s niektorými relatívne recentnými dislokáciami.

2a) Masív syenitu v Kayanze (monzonit a nefelinický syenit so sodalitom a kankrinitom) a s ním asociujúce karbonatity (kalcitové) preukazujú indície mineralizácií tória a vzácnych zemín (alúvium s monazitom) alebo fosfátov (reziduálne).

Reálny ekonomický význam majú fosfátové koncentrácie (15–25 % P_2O_5) v pokryve karbonatitového masívu, ako i vlastná masa karbonatitových hornín.

2b) Príčinou vzniku niektorých mineralizácií zistených v oblasti Mabay–Butahana–Butara (Cu, Au), v Mwumwu (kaolín), Rushubi (polymetalické zrudnenie), v Karonge (TR), v Kitibu–Nyabikere (Cu – Mo) a Buhoro–Mulisa (TR) sú bezpochyby hydrotermálne procesy. Veľká časť rádioaktívnych anomálií, ktoré sa v súčasnosti študujú, je pravdepodobne tiež vo vzťahu s hydrotermálnou činnosťou.

V zóne Mabay–Butahana–Butara sa vyskytujú pozdĺž subvertikálnych smerných zlomov tektonické brekcie, ktoré prezrádzajú hydrotermálnu mineralizáciu Cu – Au. Brekcia, tvorená prevažne rozbitým žilným kremeňom a cementovaná kalcitom, je prekremenelá a silno limonitizovaná. Zhluky sulfidov (pyrit + chalko-

pyrit) nekompletne rozložené, prezrádzajú pôvod železných klobúkov prekrývajúcich miestami zónu brekcií. Podľa rozsahu mineralizovaných brekcií sa usudzuje, že hydrotermálna mineralizácia má regionálny charakter a bola obnovená reaktiváciou tektonických línií podložia. Predpokladá sa, že tieto brekcie predstavujú zdroj aluviálneho zlata v severozápadnej časti územia. Zlatonosné rozsypy sú situované vždy pozdĺž riek, ktoré drénujú uvedené brekcie. Žiadny iný pravdepodobný zdroj Au nebol v blízkom susedstve zistený.

Ložisko kaolínu v Mwumwu (južne od Kayanzy), v južnej časti syenitického masívu, je produktom alterácie syenitu v hĺbke na základe hydrotermálnych procesov podmienených prítomnosťou zlomov, ktoré pretínajú tento masív. Vzhľadom na svoj pôvod je kaolín veľmi čistý a úplne bez kremeňa.

Vo formáciách burundi sú lokalizované polymetalické mineralizácie (pyrit, chalkopyrit, bornit, akcesorický galenit a sfalerit v žilkách a impregnáciách) v kvarcitových horninách v blízkosti Rushubi. Regionálne rozšírenie zisteného hydrotermálneho javu umožňuje predpokladať, že budú objavené ďalšie ekonomicky dôležité akumulácie.

Ložiská vzácnych zemín (bastnäsit) v Karonge boli až donedávna spájané s granitickými intrúziami podložia (rusizi). Dnes sú považované za hydrotermálne (L. Van Wambeke 1977). Bastnäsitové zrudnenie zodpovedá geochemicky a svojou minerálnou asociáciou hydrotermálnemu štádiu diferenciácie karbonatitov a ich uloženiny sa formovali za štrukturálnej kontroly tektoniky.

Mineralizácia Cu – Mo – Au Kitibu–Naybikére vo forme impregnácií a žiliek sulfidov (arzenopyrit, pyrit, chalkopyrit a molybdenit) je viazaná na kremenné hydrotermálne žily pretínajúce okolité granit–gneisy a metasedimenty (F. Regásek 1976). Ruda je mierne rádioaktívna a obsahuje malé množstvo zlata (2 g/t).

Zóna Buhoro–Muliza je tvorená hlavne piesčitými bridlicami s interkaláciami kvarcitov na kontakte s gabroidným masívom Buhoro. Početné smerové zlomy s úklonom opačným ako sedimentárny komplex majú vysokú tóriovú rádioaktivitu a ich výplň (rozdrvená žila kremeňovo-živcová v limonitovej matrici) má variabilný obsah vzácnych zemín. Mineralizácia je apatitového typu a je geneticky spojená s gabroidnými pegmatitmi. Rudná výplň má vo vzťahu k ostatným komponentom (Ce, Nd, Sa, Gd a Dy atď.) vysokú proporciu európia a túlia.

Literatúra

CAHEN, L.–LEPERSONNE, J. 1967: The Pre-Cambrian of the Congo, Rwanda and Burundi. In RANKAMA, K. – The Pre-Cambrian, vol. 3, Interscience Publishers.

CAHEN, L.–SNELLING, N. J. 1975: Potassium Argon Ages and Addition to the Stratigraphy of the Malagarasian (Bukoban System of Tanzania) of the S. E. Burundi. Journ. Geol. Soc. 130, London, 461–470.

KLERKX, J.–THEUNISSEN, K. 1977: Les principeaux caractères lithologiques des formations métamorphiques antérieures au Malagarasien dans le Sud-Ouest du Burundi. Mus. roy. Afr. centr., Tervuren, Dépt. Geol. Min., Rapp. ann. 1976, 95–100.

Projet de Recherches Minières des Nations Unies au Burundi 1969–1981: Rapports techniques. Archív OSN, New York.

RADULESCU, I. 1979: Zone métallogénique Kibara–Burundi–Karagwe–Ankolé et ses minéralisations. Archív OSN, New York.
REGÁSEK, F. 1976: Rapport technique sur la prospection géochimique du Burundi dans les régions de Makamba, Rutovu, Naybikere et Mosso. Archív OSN, New York.
VARLAMOFF, N. 1972: Central and West African Rare Metal Granitic Pegmatites, Related Aplites, Quarz Veins and Mineral Deposits. Mineral Deposits 7, Springer–Verlag, Berlin.
VILLENEUVE, M.–THEUNISSEN, K. 1976: La géologie des terrains précambriens voisins du Fosse Tectonique Occidental, spécialement dans les régions sises de part et d'autre de la partie sud du lac Kivu et nord du lac Tanganyika, au Kivu, au Rwanda et au Burundi. Mus. roy. Afr. centr., Dépt. Geol. Min., Rapp. ann. 1975, Tervuren.
WALEFFE, A. 1965: Etude géologique du Sud-Ouest du Burundi (Régions du Mosso et du Nkoma). Mus. roy. Afr. centr., Ann. 48, Tervuren.
WALEFFE, A. 1966: Etude géologique de l'Est du Burundi et stratigraphie du Burundien. Mus. roy. Afr. centr., Dépt. Geol. Min., Rapp. ann. 1965, Tervuren, 69–74.
WAMBEKE, VAN L. 1977: The Karonge Rare Earth Deposits, Republic of Burundi: New Mineralogical-Geochemical Data and Origin of the Mineralisation. Mineralia Deposita 12, Springer Verlag, Berlin.

Explanations of figures

Fig. 1 Areal Geologic map of Burundi
Fig. 2 Mineral raw materials of Burundi: Au – gold, Zn – lead and zinc ores; W – wolfram; Sn, W – tin and wolfram ores; Mo – molybden; Nb, U, Tr – niob, uran and rare earths in carbonatites; TR – rare earths in bastnäsites; Cu – copper ores; Ni, Co – nickel-cobalt laterite and sulphidic ores; Pt – platinum; K – kaolin; Li – amblygonite; CAR – carbonatite

Geologické práce, Správy 81, s. 209, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Mária Kochanová

Recenzia monografickej práce Prof. Dr. E. Végh – Neubrandtovej ***„Triassische Megalodontaceae, Entwicklung, Stratigraphie und Paläontologie"***

Príslušníci nadčelade Megalodontaceae patria k tým bivalviám, ktoré majú z hľadiska stratigrafie triasu dôležité postavenie medzi fosílnymi organizmami. Krátke stratigrafické rozpätie jednotlivých druhov a rodov umožňuje stanoviť na ich základe stratigrafické stupne ladin, karn, norik a rét.

Zo stopäťdesiatich nateraz známych druhov a poddruhov z celého sveta sa 73 vyskytuje na území Maďarska. Viazané sú najmä na útvary vrchného triasu, pre ktoré sa toto územie stalo kľúčovým. Autorka plne využila túto skutočnosť a v svojej obsažnej monografickej práci dokonale vyčerpala problematiku súvisiacu s touto fosílnou skupinou. Monografia bude výbornou učebnicou pre všetkých, ktorí sa danou skupinou hodlajú zaoberať. Nájdu tu systematické rozčlenenie nadčeľade, charakteristiku čeľadí a rodov s uvedením ich diagnostických znakov vrátane zámku, údaje o spôsobe života, o zachovaní fosílií v závislosti na litofáciách, ako i spôsob preparácie a metódy určovania. Bohatý materiál, ktorý autorka mala k dispozícii, jej umožnil ontogenetické a fylogenetické štúdiá. Tak mohla skonštatovať, že v rámci ontogenetického vývoja predchádza vzniku nového druhu ako určujúca veľká variabilita základného druhu, hlavne pokiaľ ide o celkový habitus. Výsledkom stáleho vznikania a premeny druhov v rámci fylogenetického vývoja sú vývojové rady.

Pre biostratigrafov sú veľmi cenné údaje o biostratigrafickom rozpätí rodov, druhov a poddruhov v celosvetovom meradle, ako i obšírne uvedenie sprievodnej fauny bivalvií, brachiopód, gastropód a cefalopód z lokalít Maďarska.

Druhá, paleontologická časť monografie bude patriť k základnej literatúre pri určovaní Megalodontíd. Obsahuje všetky dosiaľ známe druhy a poddruhy a jej nespornou prednosťou je, že pri každom uvádza holotyp, stratum a locus typicus, vyčerpávajúcu synonymiku, opis a vyobrazenie. Kvalita kreslených obrázkov, grafov i zobrazení druhov je veľmi dobrá, k čomu nepochybne prispieva i kriedový papier, na ktorom je celá práca vytlačená.

Geologickej, ale najmä paleontologickej verejnosti sa v tejto monografii dostáva do rúk práca na vysokej odbornej úrovni a vo veľmi dobrom technickom prevedení.

RNDr. M. Kochanová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, 817 04 Bratislava.

Geologické práce, Správy 81, s. 211—213, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Imrich Vaškovský

Recenzia knihy

„Stratigrafia ZSSR – kvartér" (Stratigrafija SSSR – četvertičnaja sistema)

1. polzväzok, zodpovedný redaktor E. V. Šancer, redaktori E. A. Vangengejn, G. S. Ganešin, V. I. Gromov, E. P. Zarina, I. I. Krasnov, zástupca zodpovedného redaktora K. V. Nikiforova. Autorský kolektív: V. G. Gerbova, I. I. Krasnov, E. V. Šancer, K. V. Nikiforova, N. V. Kind, M. A. Pevzner, V. V. Solovjev, V. A. Krašeninikov, V. I. Gudina, I. M. Choreva, O. M. Petrov, P. V. Fedorov, A. L. Čepalyga, K. N. Negadajev-Nikonov, G. F. Šnejder, S. F. Menšikov, S. V. Kijelev, E. A. Cepkin, L. I. Chozacky, N. I. Burčok-Abramovič, E. A. Vangengejn, V. P. Gričuk, I. K. Ivanova a ďalší.

1. polzväzok Stratigrafia ZSSR – kvartér je rozdelený na dve časti. V prvej časti sú uvedené všeobecné otázky kvartérnej geológie, v druhej je analyzovaná história fauny, flóry a človeka počas kvartéru, s hlavným dôrazom na územie ZSSR. Jednotlivé časti sú potom členené na kapitoly s uvedením autorov.

V úvode 1. polzväzku je výstižne podaný obraz o súčasnom stave stratigrafického členenia kvartéru a zároveň sú uvedené aj problémy, ktoré s týmto členením je potrebné riešiť nielen na území ZSSR, ale aj na ostatných územiach planéty. Potom prvá časť prvého polzväzku pokračuje krátkym historickým prehľadom štúdia kvartéru, počnúc XIX. storočím až doposiaľ, hlavne z pohľadu prínosu pre stratigrafiu kvartéru, a to tak na území ZSSR, ako aj v iných štátoch. Z priložených prehľadných stratigrafických schém vystupuje výrazne tendencia postupnej zložitosti stratigrafického členenia a tiež stáleho zväčšovania množstva vyčleňovaných stupňov a podstupňov zodpovedajúcim glaciálnym a interglaciálnym obdobiam, potom štadiálom a interštadiálom, fázam atď. To všetko je urobené na základe zovšeobecnenia vyplývajúceho zo štúdia kvartérnych sedimentov rôznymi metódami. Tiež môžeme pozorovať tendenciu rozširovania chronologických diapazónov geochronologickej škály kvartéru.

Špecifika kvartéru a metódy stratigrafického štúdia v porovnaní s predkvartérnymi útvarmi i zdôvodnenie kvartéru ako samostatnej disciplíny je obsiahnuté v ďalšej

RNDr. I. Vaškovský, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

kapitole. Tu sa pripisuje mimoriadny význam potrebe komplexného štúdia kvartérnych sedimentov pre stratigrafické členenie kvartéru. Samotné stratigrafické členenie sa robí na základe klimatostratigrafických kritérií, čo zasa vzápätí vyžaduje nielen jednoduché paleoklimatické vyjadrenie geologických údajov, ale predovšetkým rekonštrukciu paleoklimatickej situácie zodpovedajúcej jednotlivým časovým úsekom na rôzne širokých priestoroch planéty. Ďalej sa tu uvádza, že bez pochopenia a poznania týchto základných podmienok nie je možné korelovať etapy miestnych klimatických podmienok v rôznych regionálnych celkoch alebo v celkoch širšieho medziregionálneho, prípadne až globálneho významu. Postup úspešného riešenia stratigrafických problémov veľmi úzko súvisí s paleogeografiou, čo zasa naznačuje, že pri riešení problémov kvartéru nie je možné sa špecializovať iba na oblasť samotnej stratigrafie, ale nevyhnutne si vyžaduje používať viacero metód iných vedných disciplín.

Otázkam dokonalého všestranného poznania genetických typov kvartérnych sedimentov pre stratigrafické účely je venovaná kapitola „Genetické typy kvartérnych sedimentov". Všeobecne sú vyčlenené tri komplexy genetických typov, a to: kontinentálneho, morského a vulkanogénneho pôvodu. Najďalej je zatiaľ rozpracovaná klasifikácia kontinentálneho komplexu, rozčlenená na rady, skupiny, podskupiny a pod. Klasifikácia predložená v tejto práci vychádza z variantu vypracovaného E. V. Šancerom.

Pomerne podrobne sú uvedené informácie názorov o hranici medzi terciérom a kvartérom. Táto otázka je diskutovaná zoširoka, prakticky v celosvetovom meradle. Uvedené sú údaje z morských sedimentov na území Talianska, potom korelácia morských sedimentov kalabria v Taliansku s kontinentálnymi sedimentmi vilafranku, hranica v oceánických sedimentoch, a napokon jej postavenie na území ZSSR.

Veľká pozornosť v predkladanom polzväzku je venovaná klasifikáciám a terminológii stratigrafického členenia kvartéru, ďalej všeobecnému princípu stratigrafického delenia a klasifikácii v zmysle prijatého Stratigrafického Kódexu (r. 1977), potom Stálej stratigrafickej komisii pre kvartér, ktorá odporúča päť základných a jednu doplňujúcu jednotku v rámci klimatostratigrafického členenia. Pozornosť je tu venovaná aj princípom a problémom regionálneho stratigrafického členenia na základe použitia tak biostratigrafických, ako aj klimatostratigrafických podkladov. Uvedená je aj všeobecná stratigrafická škála vrchného pliocénu a kvartéru na území ZSSR.

Zostavenie dostatočne podrobnej geochronologickej škály kvartérneho obdobia pokiaľ ide o riešenie časovej postupnosti odohrávajúcich sa prírodných udalostí v jednotnej časovej miere má prvoradý význam pre riešenie úloh súčasnej geológie kvartéru. Vzhľadom na pestrosť a rôznorodosť tejto problematiky nemožno ju za súčasného stavu jednou metódou zvládnuť. Riešiť takéto otázky, ako je poukázané v kapitole „Základné metódy dátovania kvartérnych sedimentov", je možné iba pomocou viacerých metód: astronomických, rádiologických, fyzikálno-chemických, fyzikálnych izotopických; potom celým radom geologických metód – glaciologických, paleopedologických, litologických, biostratigrafických atď. Zvláštna pozornosť sa tu venuje paleomagnetizmu a na základe neho zostavenej magnetostratigrafickej

škále, potom chronostratigrafickým interpretáciám na základe údajov vyššie uvedených metód.

Ako resumé prvej časti, v ktorej sa zvlášť podčiarkuje komplexnosť štúdia kvartéru, je venovaná pozornosť v aplikácii tohto štúdia pri riešení základných zákonitostí regionálnej mineralogenézy, teda zdrojov nerastných surovín kvartéru v rôznych podmienkach na platformách, zvrásnených pohoriach, moriach, oceánoch atď.

Druhá časť 1. polzväzku je venovaná na základe veľmi rozsiahleho faktického materiálu všestrannej analýze histórie základných skupiín organického sveta (foraminifer, sladkovodných moluskov, rýb, entomofauny, hadov, jašterov, korytnačiek, vtákov, vertebrát, potom flóry a rastlinstva, diatomových rias atď.). Pri tejto analýze sa rešpektuje aspekt rýchlosti evolúcií a s ňou spojených zmien jednotlivých foriem vo fylogenetických radoch, potom reakciám organizmov na zmeny životného prostredia, ktoré sa ďalej vyjadrujú v evolučných zmenách, a tiež v zmene ekologických spoločenstiev. Uvádzaný materiál je predovšetkým aplikovaný na rôzne časti územia ZSSR na obdobie počas kvartéru a vrchného pliocénu. V rámci tejto časti značná pozornosť je venovaná geologickej pozícii a vývoju fosílneho človeka a jeho kultúry počas skorého, stredného a neskorého paleolitu, potom mezolitu a neskorším kultúram na území ZSSR (Ruskej rovine, Kryme, Kaukaze, Strednej Ázii, Sibíri a pod.). V závere je urobené objektívne hodnotenie významu pozostatkov organického sveta pre stratigrafiu kvartéru. Na konci 1. polzväzku je uvedený zoznam literatúry so 796 citáciami.

Monografické dielo je logicky usporiadané, sústreďuje a analyzuje bohatý faktický materiál, poukazuje na to, že jeho autorský kolektív je vysoko všestranne erudovaný, dokonale ovláda problematiku stratigrafie kvartéru nielen na území ZSSR, ale široko, prakticky v celosvetovom meradle. Text monografie je vhodne ilustrovaný množstvom stratigrafických tabuliek, mapových náčrtov a jednou priloženou chronostratigrafickou schémou vrchnopliocénnych a kvartérnych sedimentov európskej časti ZSSR. Dielo svojím objektívnym hodnotením je dobrým metodickým návodom všestranného riešenia špecifických problémov kvartérnej geológie, najmä princípov zostavovania stratigrafie interregionálnej korelácie atď. Monografia predstavuje svetový primát, dôstojne reprezentuje sovietsku geológiu, je dobrým pomocníkom nielen špecialistov kvartéru, ale aj iných odborov.

Monografia je vydaná na objednávku Celozväzového vedecko-výskumného geologického ústavu A. I. Karpinského (VSEGEI). Vydavateľstvo „Nedra", Moskva 1982.

Geologické práce, Správy 81, s. 215—216, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1984

Miroslav Bielik

Recenzia monografickej práce Petra Biróa „Time Variation of Height and Gravity"

Monografia P. Biróa „Time Variation of Height and Gravity" bola vypracovaná v Akademii Kiadó-Budapešť a Herbert Wichmann Verlag-Karlsruhe a vytlačená v MĽR.

Autor v predloženej práci originálne pristupuje k riešeniu dôležitých otázok vyššej geodézie a geodetickej gravimetrie bezprostredne sa dotýkajúcich problémov riešených v rámci medzinárodnej geodetickej asociácie (MGA), ktorá sa zaoberá štúdiom recentných vertikálnych pohybov; Komisie pre recentné pohyby (CRCM) a jej špeciálnej pracovnej skupiny 3.40, ktorej hlavným zameraním je skúmanie zmien zemského tiažového poľa a Komisie akadémií vied socialistických krajín pre mnohostrannú spoluprácu na komplexnom probléme „Planetárny geofyzikálny výskum".

Práca je rozdelená na tri časti, ktoré sú ďalej členené na jednotlivé kapitoly. Prvá časť práce je venovaná základným definíciám a pojmom geodetickej literatúry. Druhá časť, ktorá je vlastne „kostrou" monografie, rieši veľmi dôležitú otázku účinku časových zmien tiežového poľa, najskôr na modeloch Zeme:

a) s pevnou kôrou
b) s povrchom pokrytým ideálnou kvapalinou
c) s elastickou zemskou kôrou

a nakoniec prípad reálneho tvaru Zeme. V nej autor na zvolených modelových príkladoch originálnym matematickým spôsobom určil niekoľko dôležitých vzorcov vyjadrujúcich vzťah medzi časovo závislým tiažovým poľom a vertikálnymi (relatívnymi a skutočnými) zmenami ekvipotenciálnych hladín i zmenami nadmorských výšok povrchových bodov týchto modelov. Cenným príspevkom sú tiež poznatky, ktoré dosiahol autor pri riešení problematiky vzťahov medzi variáciami nadmorských výšok a elastickou deformáciou modelu Zeme s elastickou kôrou (pod kapitola 237). Ním určené vzťahy (237.2) a (237.3) dokazujú totiž, že v časovo závislom tiažovom poli zmena nadmorskej výšky a výškových rozdielov bodov povrchu tohto modelu vo všeobecnosti neindikujú vlastné pohyby zemského povrchu. Je potešiteľné, že autor v závere podkapitol 21 a 23 uvádza aj jednoduché praktické príklady,

RNDr. M. Bielik, CSc., Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta, 842 26 Bratislava.

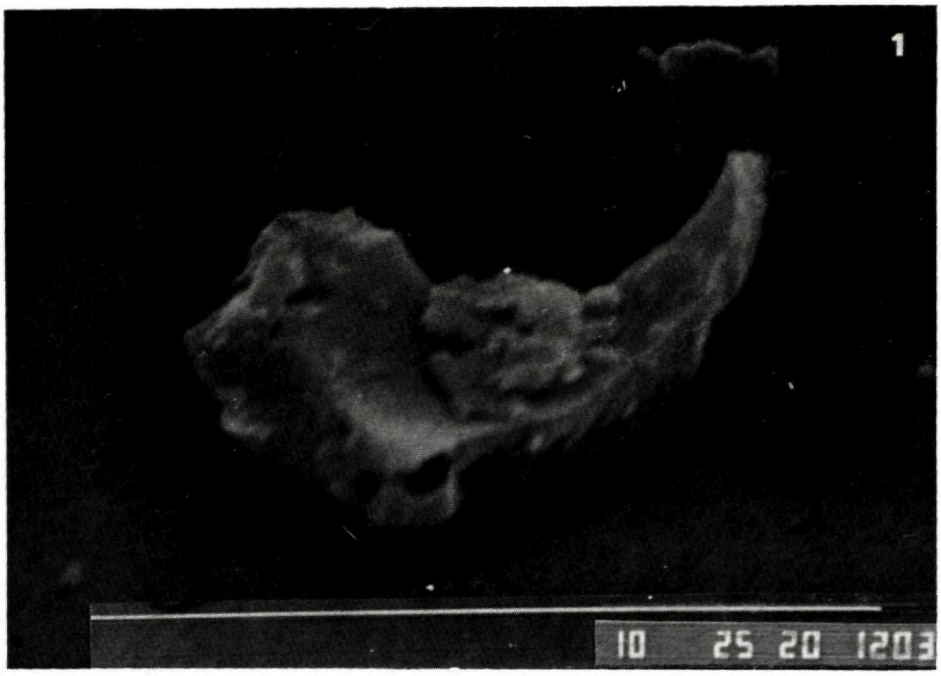
ktoré slúžia ako ukážka možnosti aplikácie určených matematických vzťahov. V kapitole (24) sú teoreticky vypočítané vzorce (245.9), resp. (245.10), na základe ktorých je možné vypočítať skutočné vertikálne pohyby zemského povrchu. O týchto pohyboch autor predpokladá, že sú výsledkom tak globálnych (dlhoperiodických, sekulárnych) pohybov, ako aj lokálnych (krátkoperiodických) pohybov. Ako však sám autor píše, ich praktické použitie je dnes ešte problematické, pretože na ich aplikáciu sú okrem výsledkov opakovaných nivelačných meraní potrebné tiež výsledky opakovaných absolútnych meraní (v pravidelných časových intervaloch (od 1 – 2 rokov až do 12 – 20 rokov, podľa lokálnych podmienok) po celej ploche Zeme. V súčasnosti však vieme, že presnosť týchto meraní nie je na požadovanej úrovni.

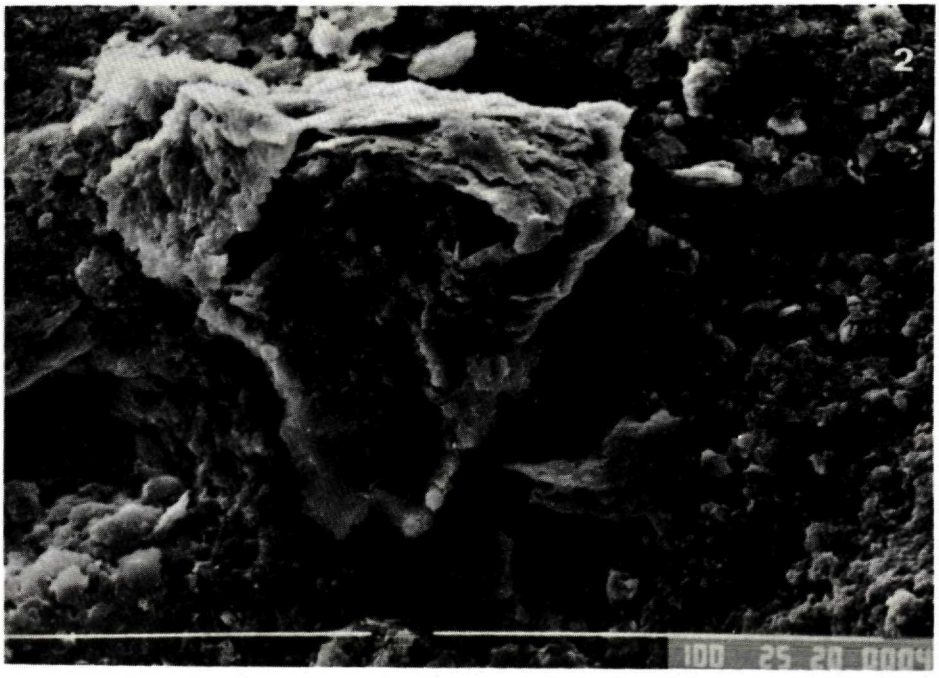
Posledná časť je venovaná štúdiu recentných vertikálnych pohybov zemského povrchu, ktorých výskum má osobitý význam. V tejto časti práce autor nezostáva len na teoretickej báze, ale sa pokúša aj o praktické využitie dosiahnutých teoretických výsledkov, a to i napriek faktu, ktorý sme už spomenuli vyššie. Je chvályhodné, že autor sa s týmto nezmieruje a pokúša sa nájsť určité východisko z danej situácie. Pre získanie tohto cieľa (určovanie skutočných vertikálnych pohybov zemskej kôry) si autor zavádza „nové" pojmy, ako sú relatívne a lokálne relatívne vertikálne pohyby povrchu Zeme, nakoľko tieto pohyby (za určitých predpokladov) je možné určovať v praxi i pri súčasnej kvalite a hustote geodetických a gravimetrických meraní. Autor sám naznačuje tri spôsoby praktickej aplikácie matematických vzťahov, ktoré určil na ich výpočet. Na základe nich potom kvantitatívne vyjadril vertikálne pohyby hladinových plôch, príčinou ktorých sú globálne, sekulárne zmeny tiažového poľa Zeme. Pre oblasť Európy vypočítal hodnotu od −0,17 do −0,3 m/rok a globálne +0,9 m/rok. Hodnoty gradientu vyjadrujúceho tieto zmeny na jednotkovú vzdialenosť (napr. 100 km) boli pre Európu menšie než −1,1 cm/rok/100 km. Extrémna hodnota bola zistená vo Fínsku, a to v smere JV−SZ, zatiaľ čo v strednej Európe sa táto hodnota pohybovala okolo +0,7 cm/rok/100 km v smere V−Z. Autor dospel k záveru, že celkový maximálny rozdiel v pohyboch hladinových plôch na vzdialenosť 100 km môže byť okolo 4,1 cm/rok/100 km, ako je to v prípade juhovýchodnej Indie. V kapitole 33 sa autor ešte podrobne zaoberá využitím kombinácie opakovaných precíznych nivelačných a tiažových meraní. Na ich základe je totiž možné určiť pomer medzi zmenou tiaže a nadmorských výšok, ktorý je dôležitým parametrom pre získanie určitých geodynamických poznatkov. V závere monografie autor podáva stručný, ale veľmi výstižný prehľad o teoreticky i empiricky zistených hodnotách tohto pomeru v rôznych častiach sveta. Spoločným menovateľom týchto oblastí je, že ide o územia vyznačujúce sa pomerne intenzívnymi lokálnymi vertikálnymi pohybmi zemskej kôry a zmenami tiažového poľa, ktoré sú spôsobené hlavne vulkanickou a seizmickou aktivitou.

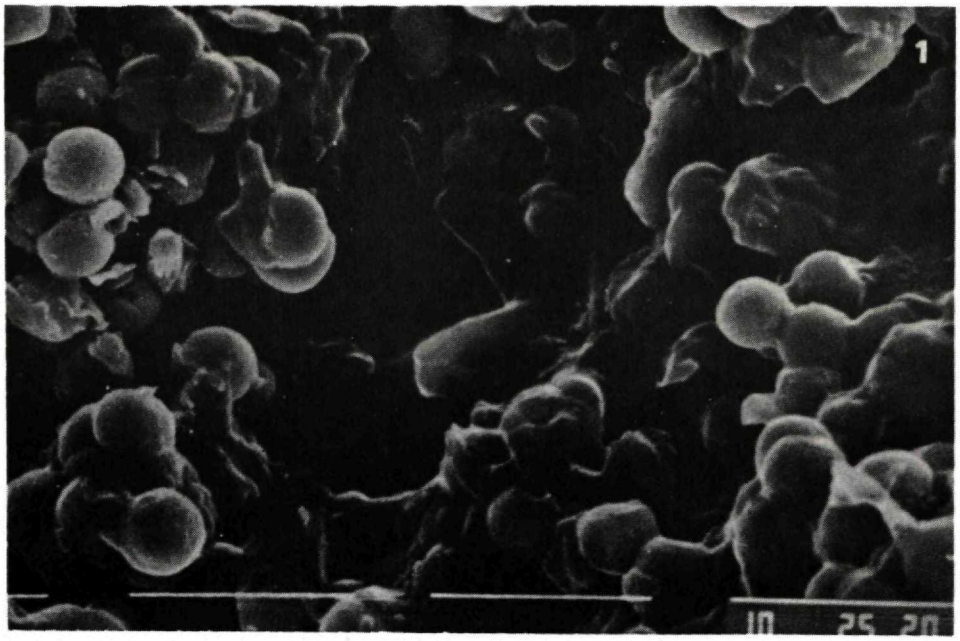
Na záver možno konštatovať, že práca je napísaná na vysokej úrovni. Z nej vyplýva, že autor je veľmi erudovaným odborníkom, a to nielen po stránke teoretickej, ale aj praktickej. Problematika, ktorou sa monografia zaoberá, presahuje rámec jedného štátu. Má globálny, interdisciplinárny a dlhodobý charakter, nakoľko pre získanie spoľahlivých záverov o dynamike zemskej kôry je potrebné zhromaždiť dostatočne reprezentatívny súbor údajov z dlhodobých meraní.

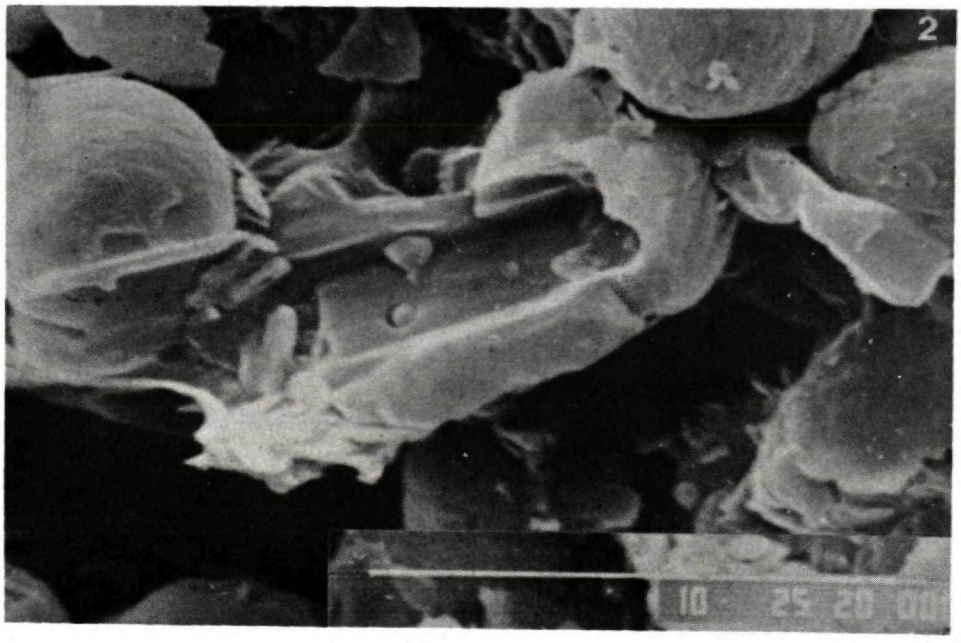
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA

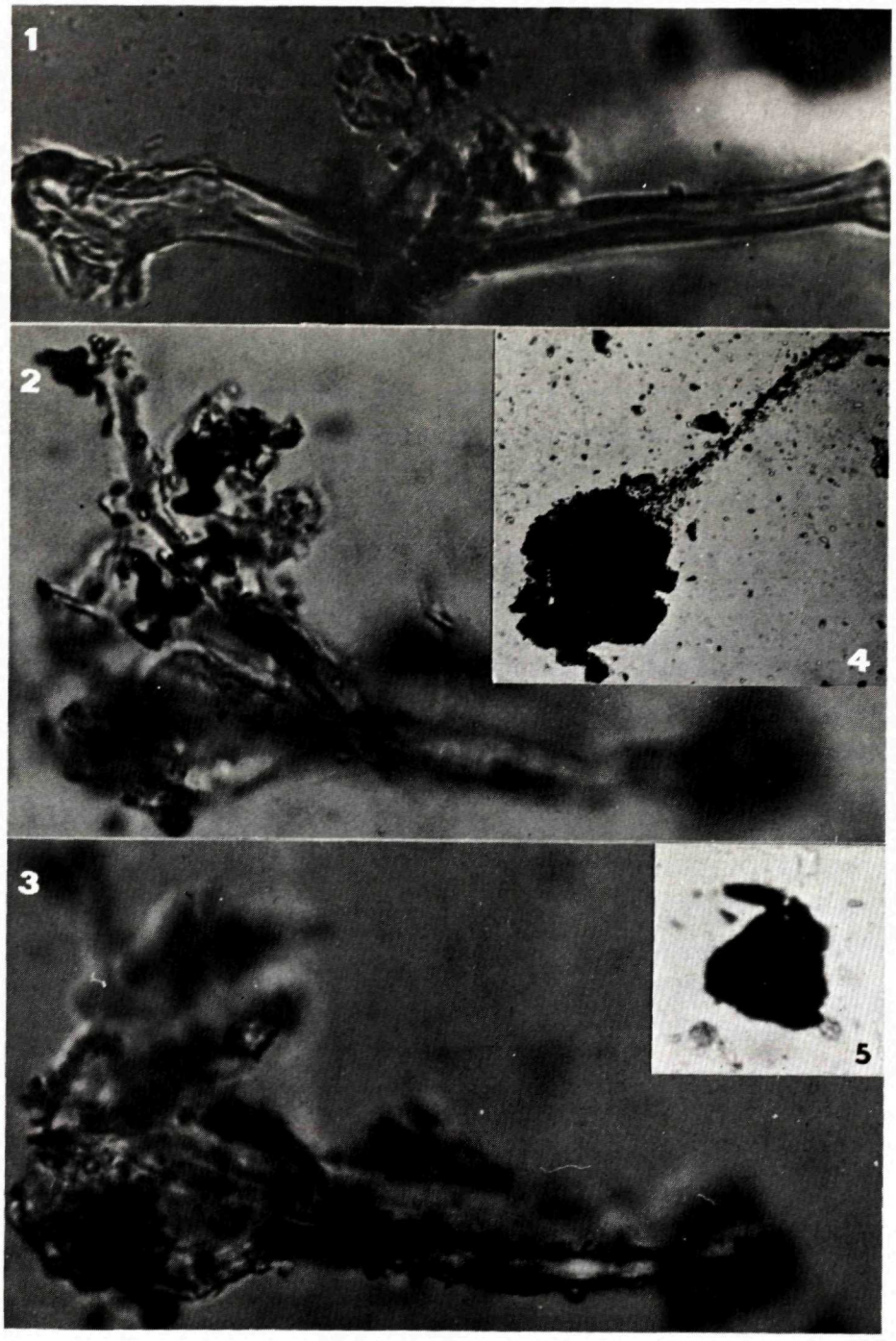
I—XXXVI

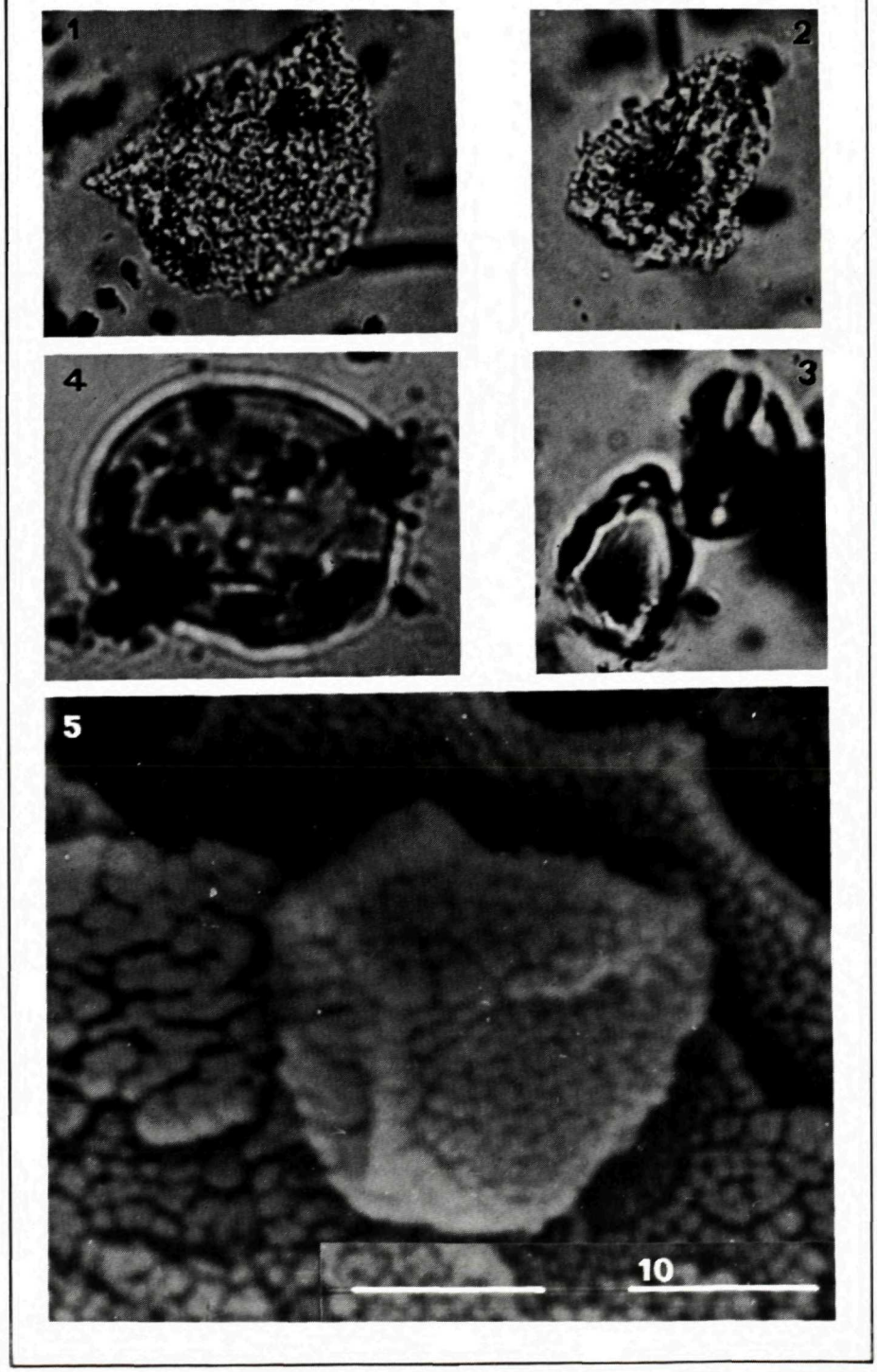

1
10 25 20 1203


2
100 25 20

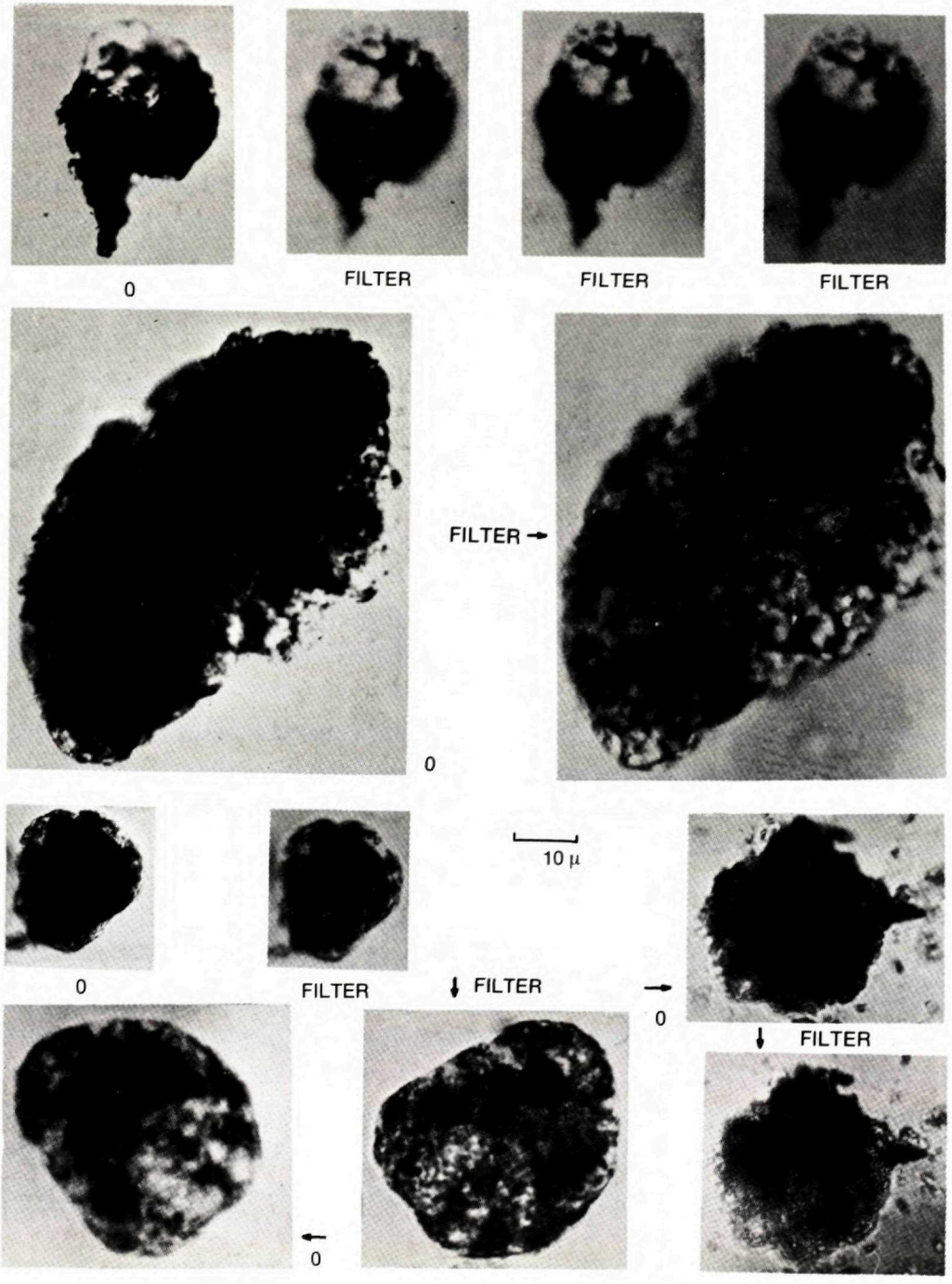

1
10 25 20

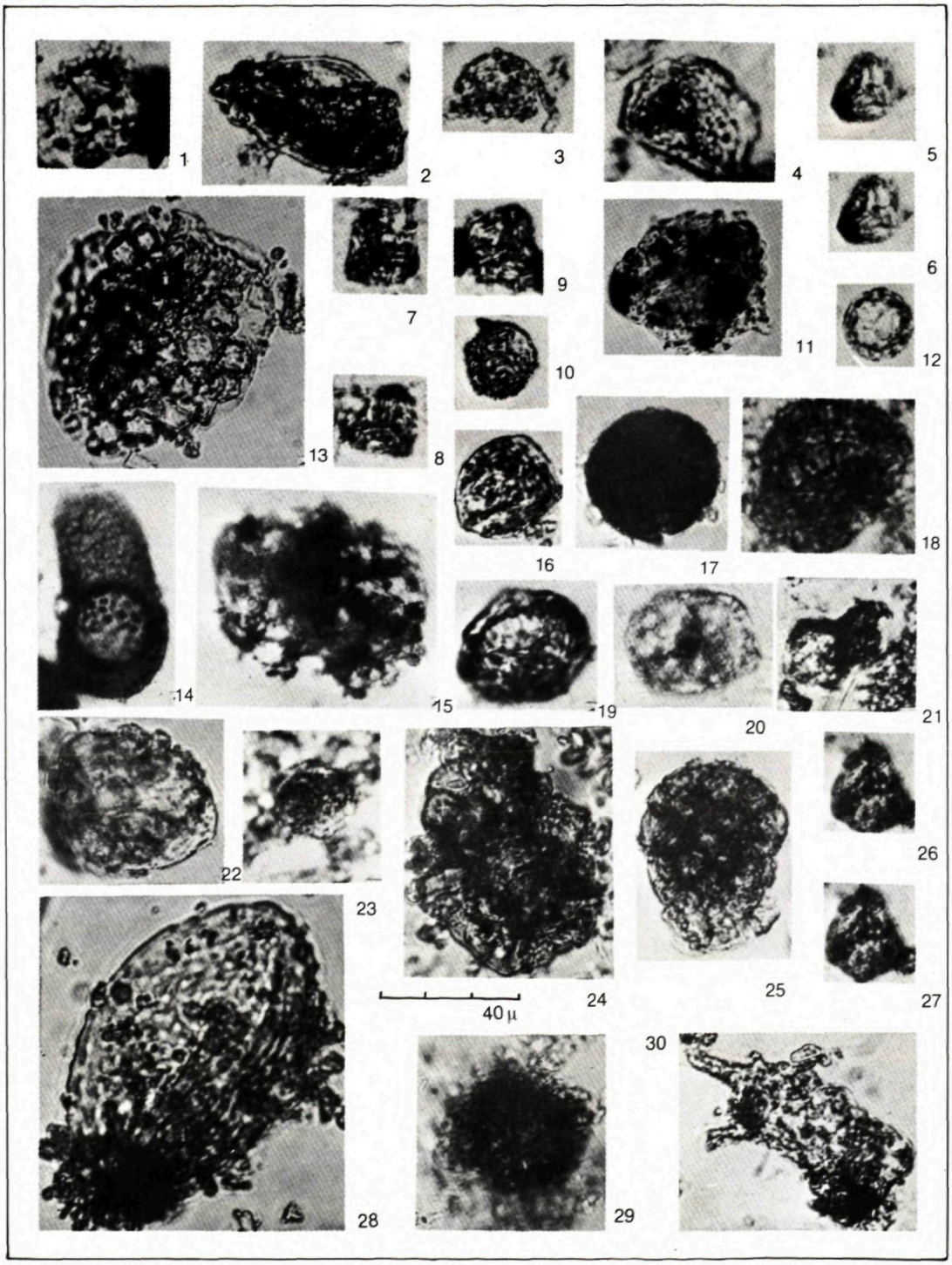

2
10 25 20 00

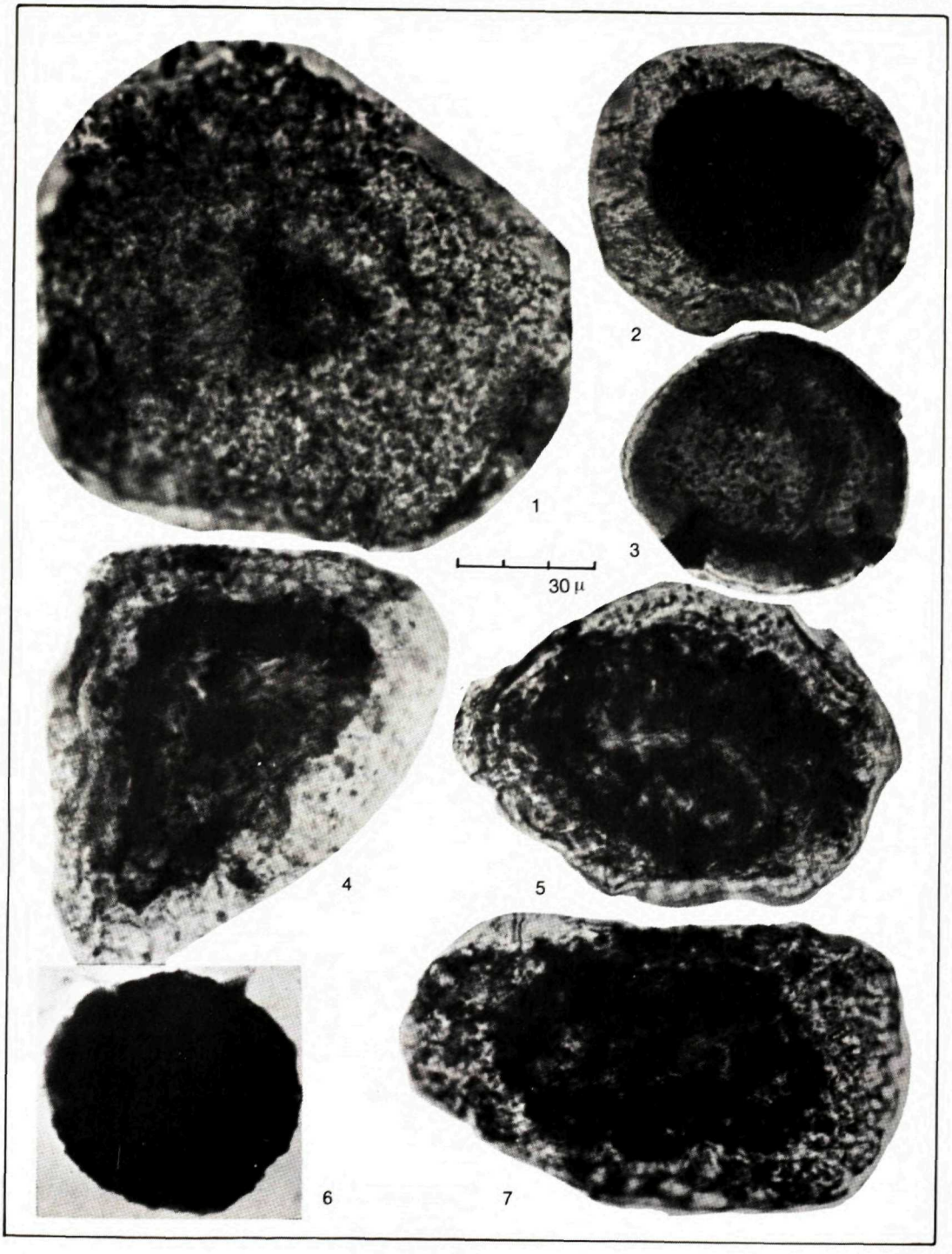

1
2
3
4
5

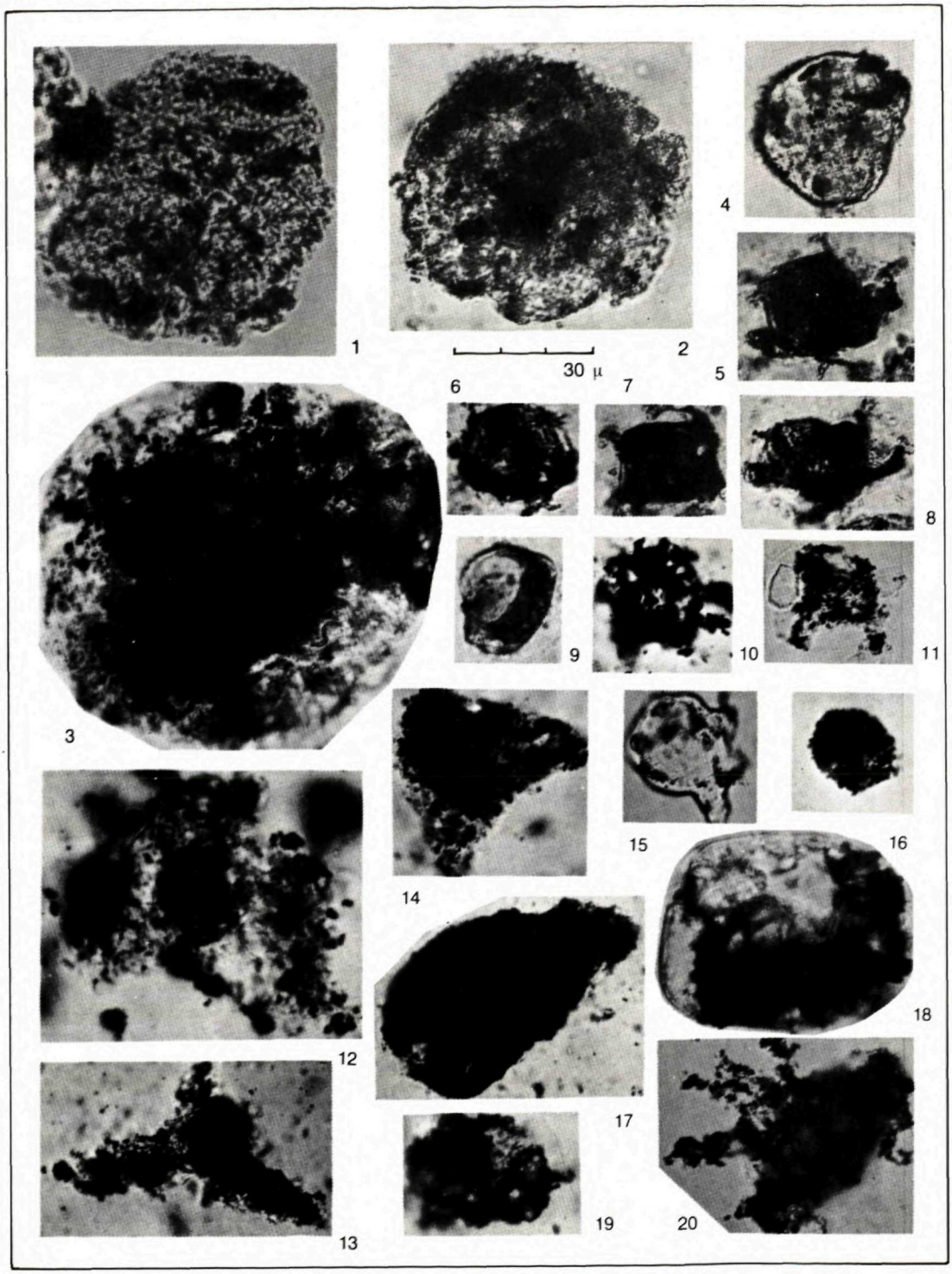

1
2
4
3
5
10

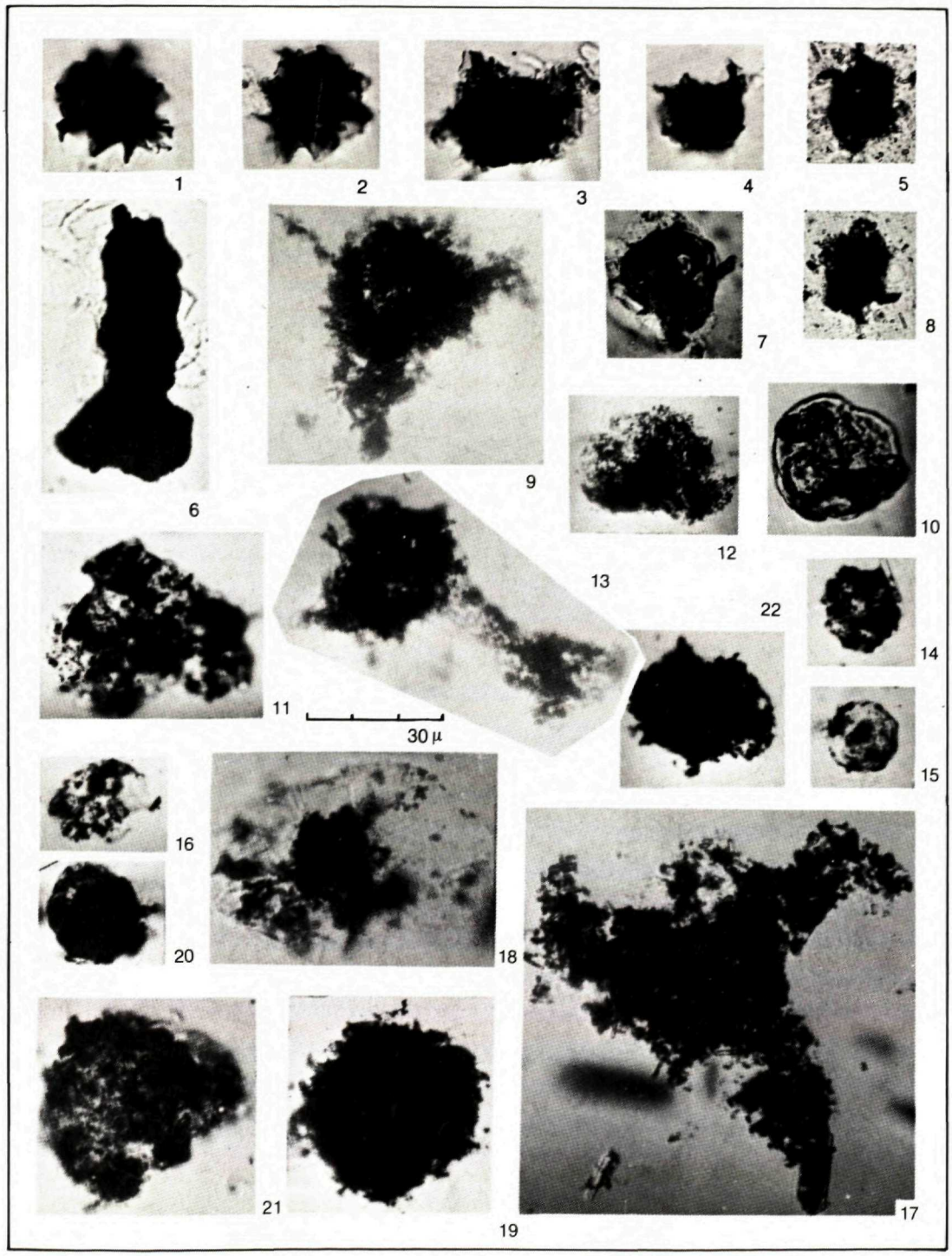
Tab. V

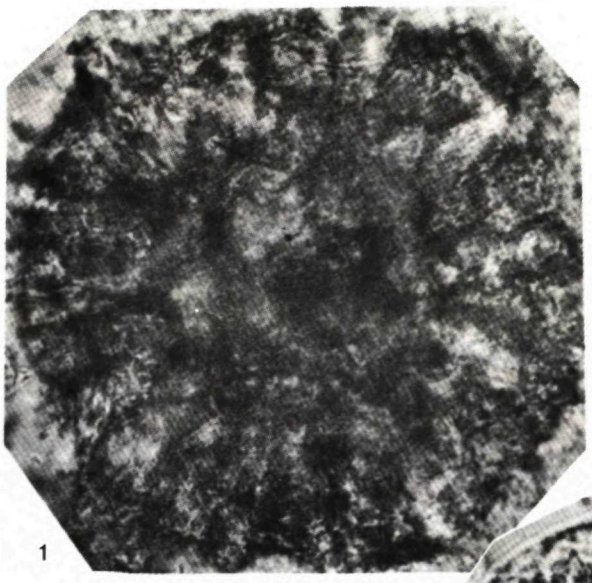

0
FILTER
FILTER
FILTER
FILTER →
0
10 μ
0
FILTER
FILTER
0
FILTER
0


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
40 µ
25
26
27
28
29
30

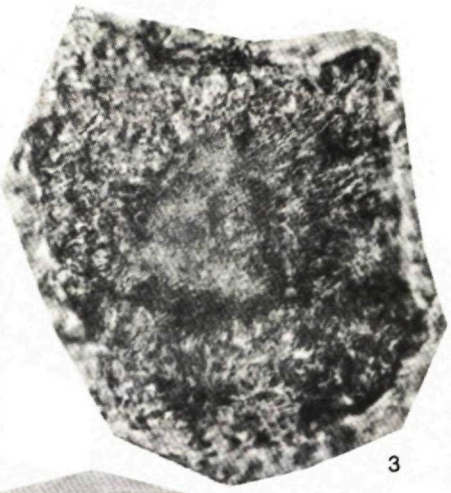

1
2
3
30 µ
4
5
6
7


1
2
30 µ
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
22
14
15
16
20
18
17
21
19
30 µ

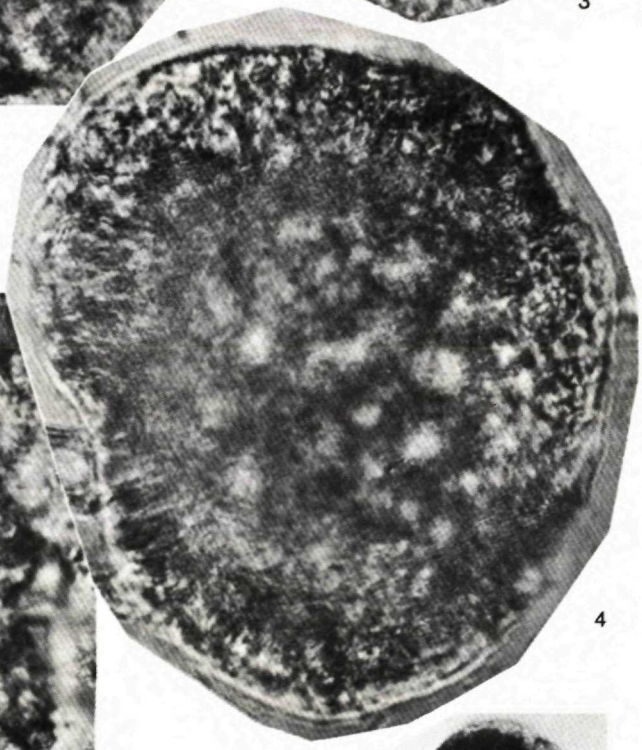


1



3

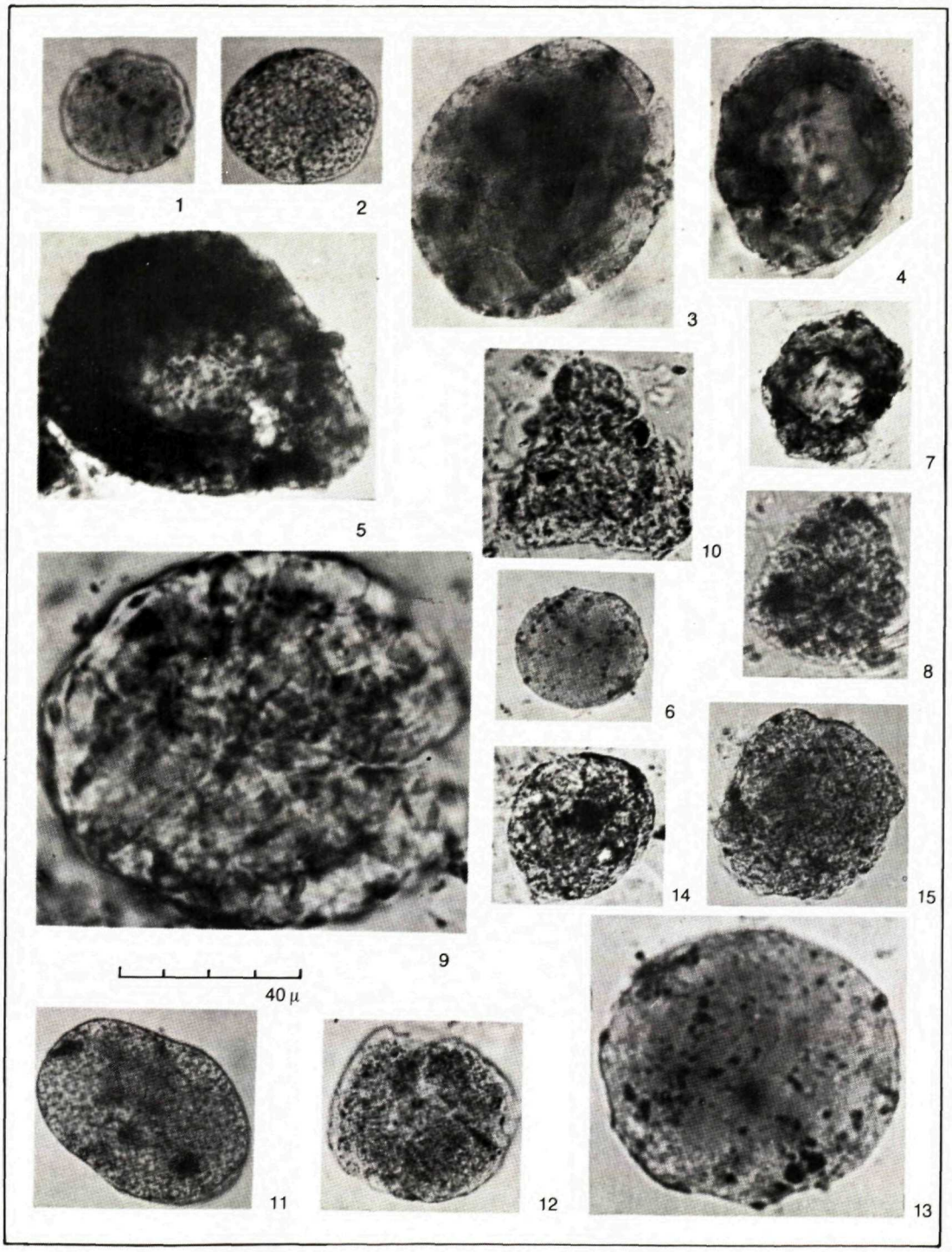
50 μ

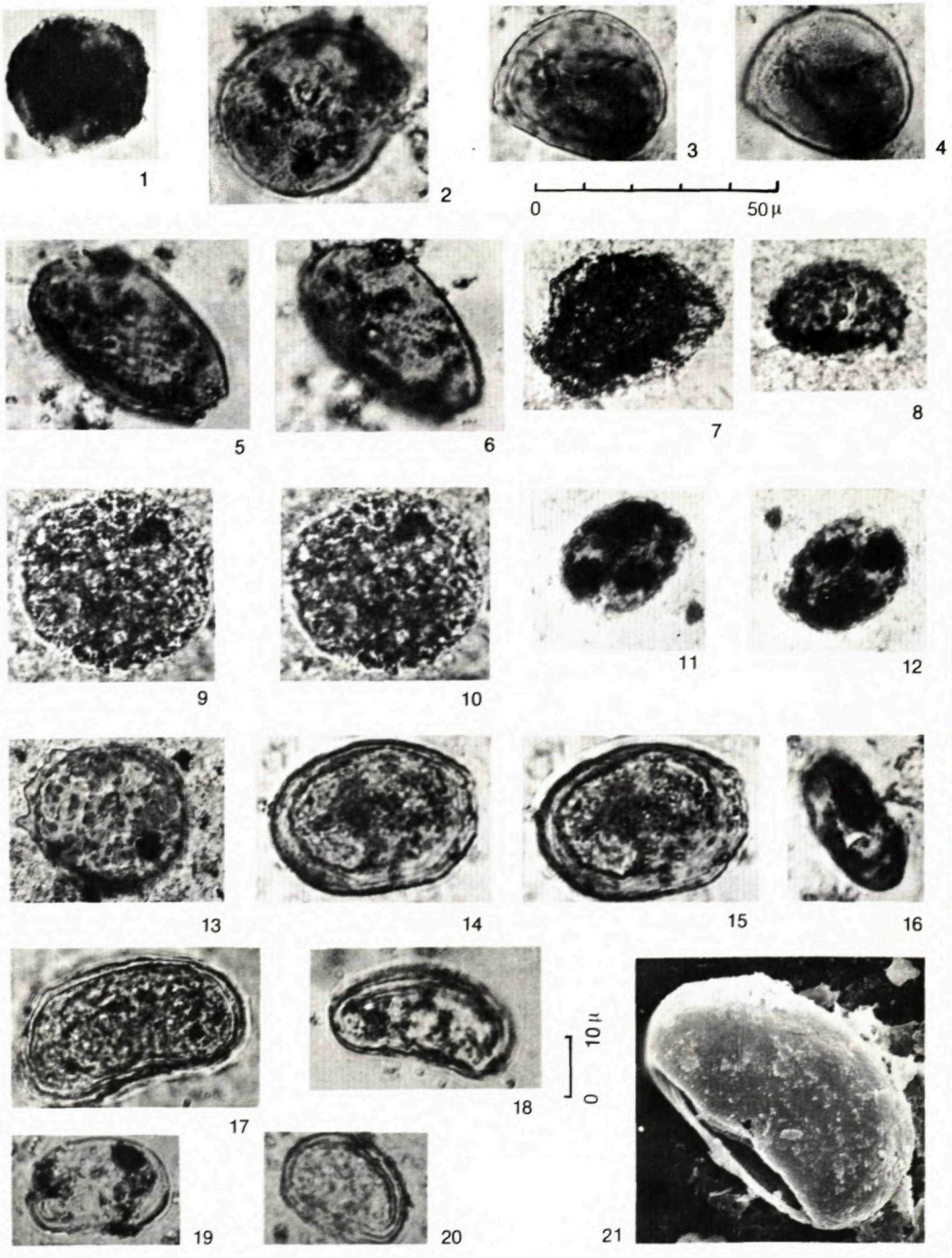


4

2

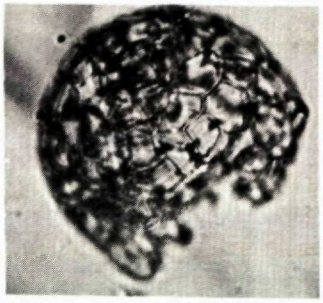
5


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
40 μ

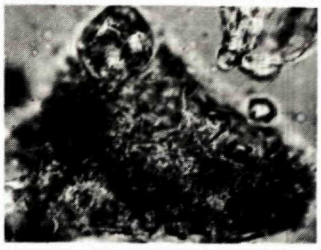

1
2
3
4
0
50 µ
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
0
10 µ
19
20
21

0 50 µ

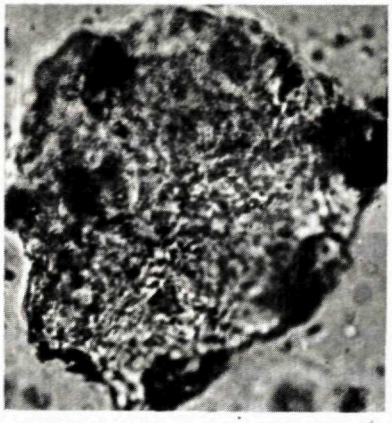
1



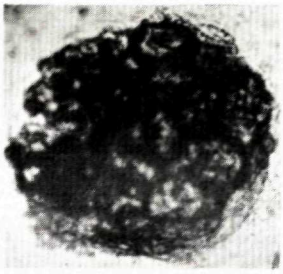
2



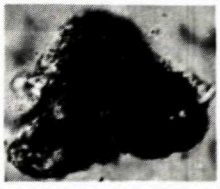
6



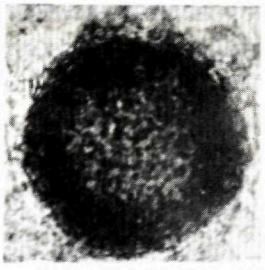
4



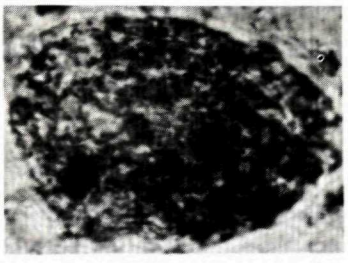
3



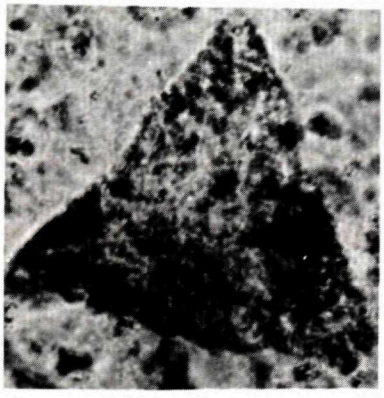
7



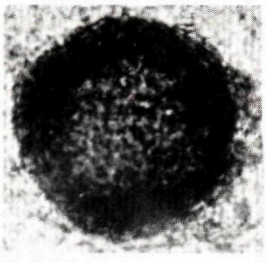
8



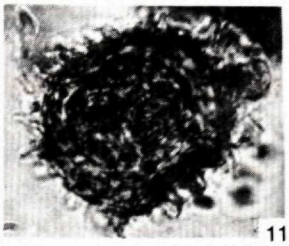
10



5



9

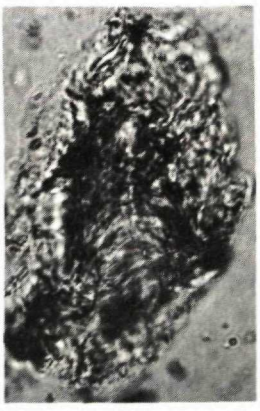


11

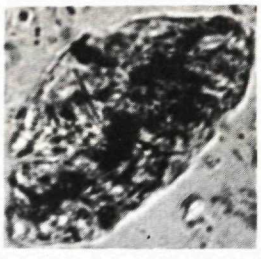
1

0 50 µ

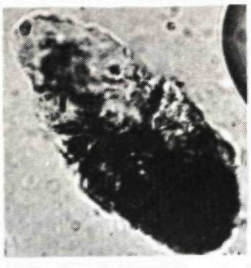
2



3

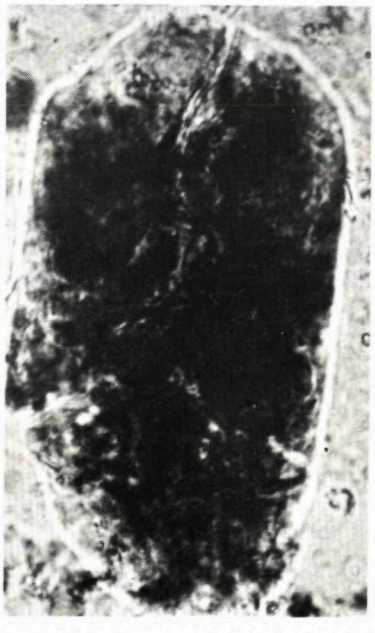


4



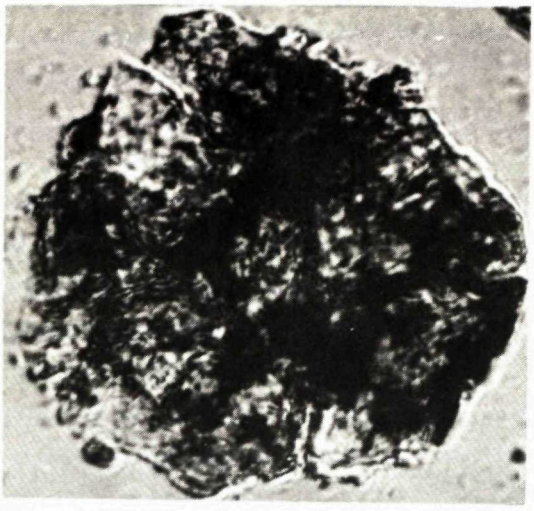
7

5

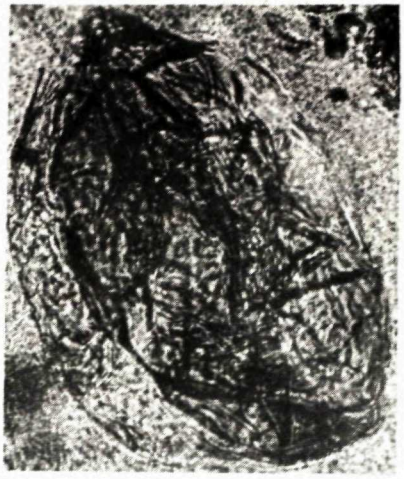


6

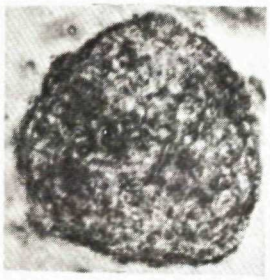
8



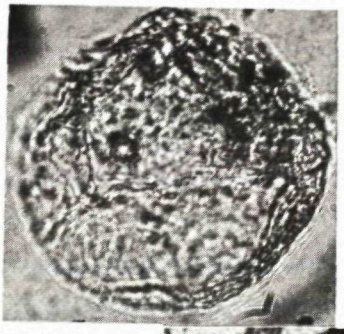
1



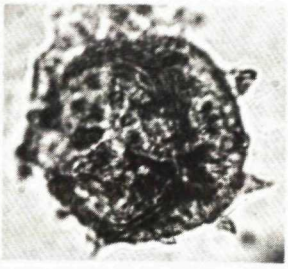
2



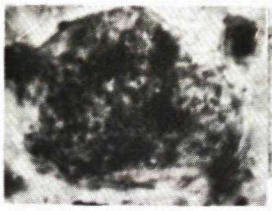
3



4

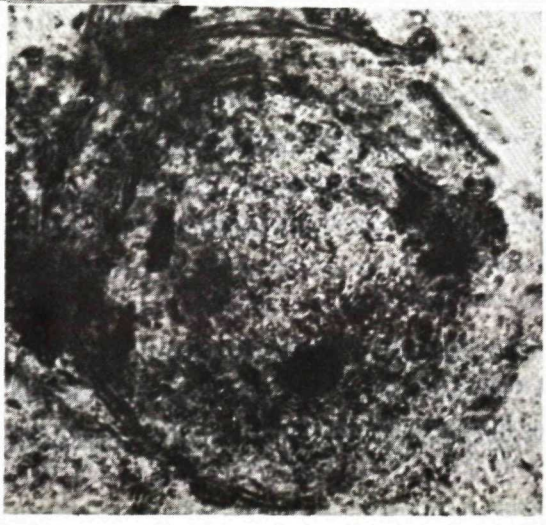


5

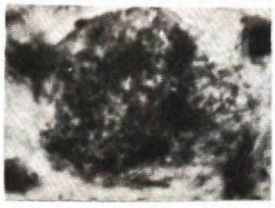


8

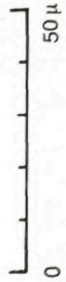
6

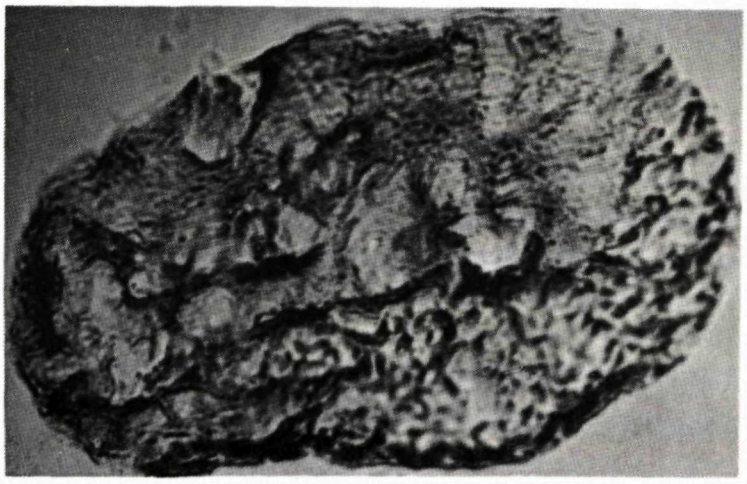


7



9

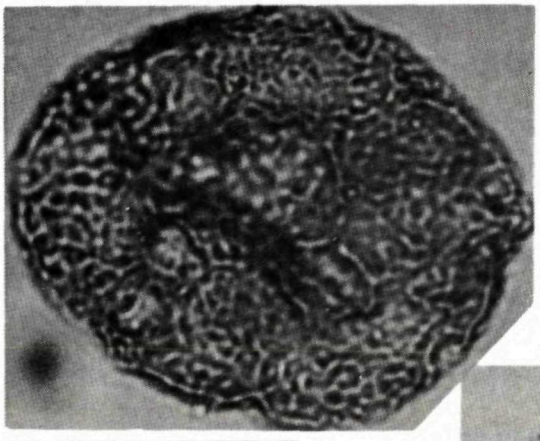




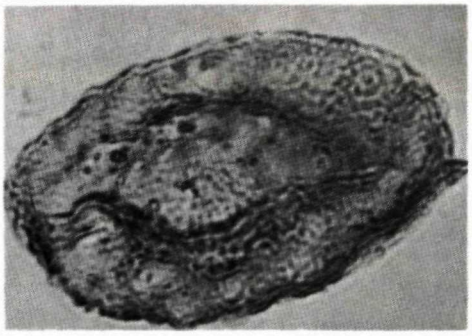
1

2

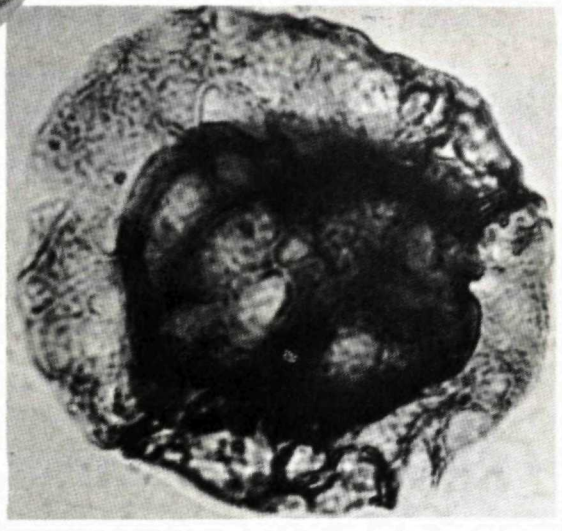
40 μ



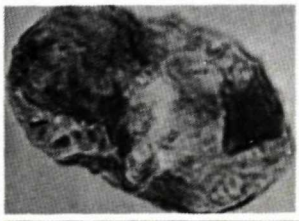
3



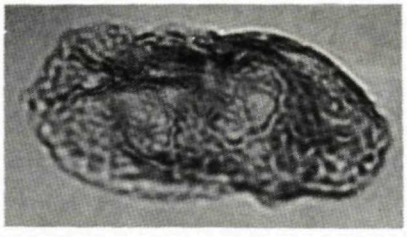
4



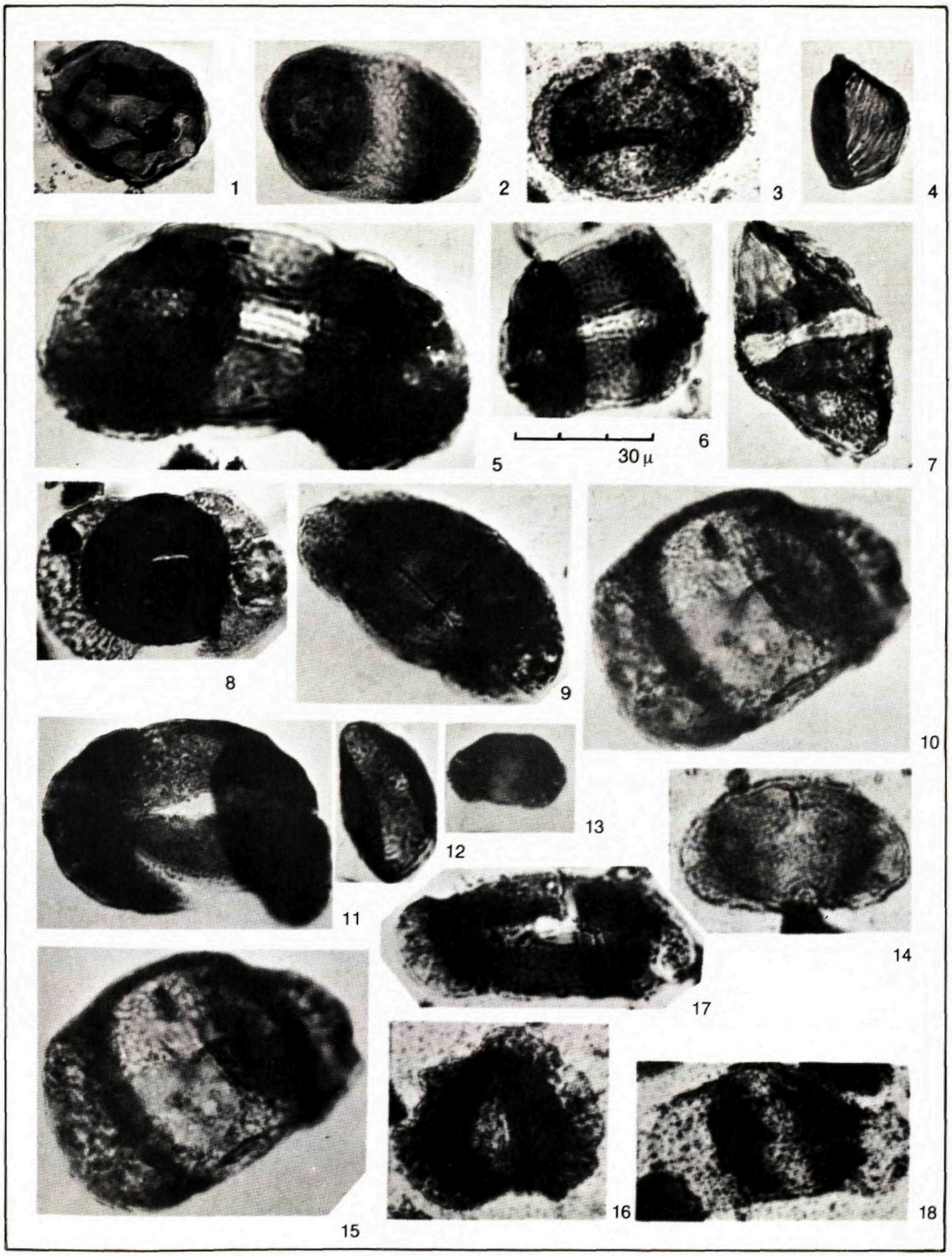
5

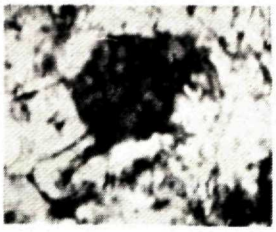


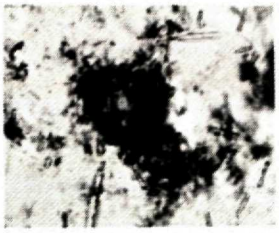
6



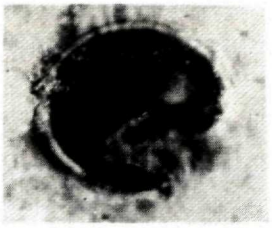
7

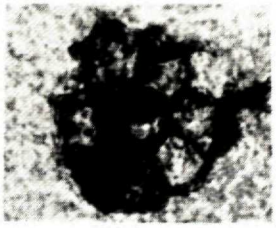

1
2
3
4
5
30 µ
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

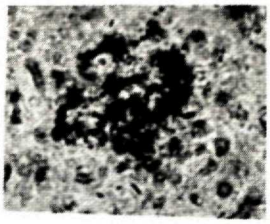

1

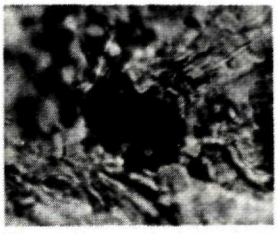

2

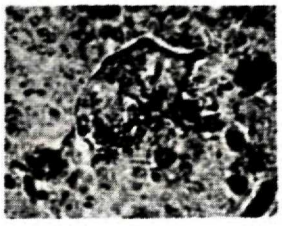
3

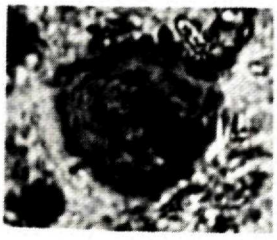

4

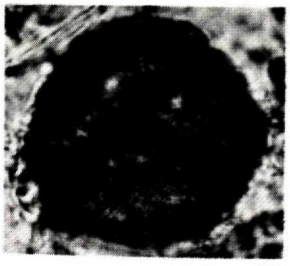

5

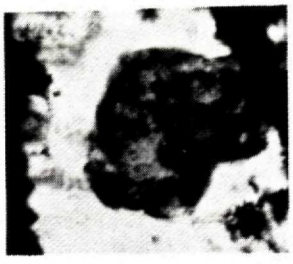

6

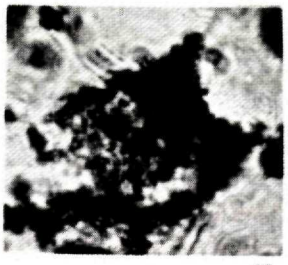

7

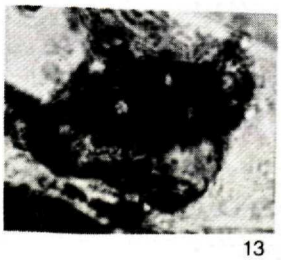

8

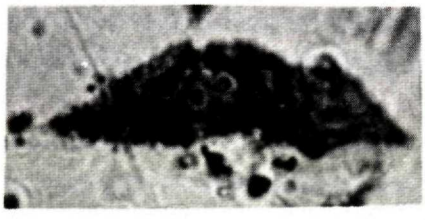

9


10

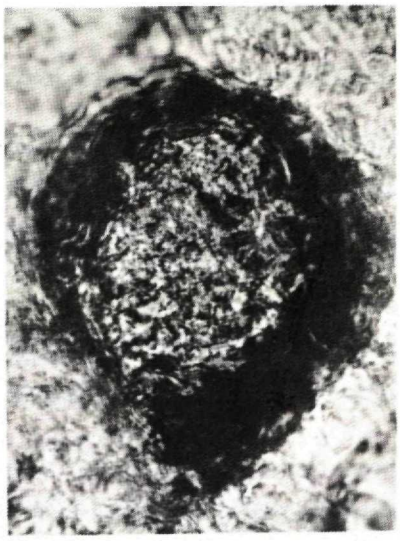

11


12


13

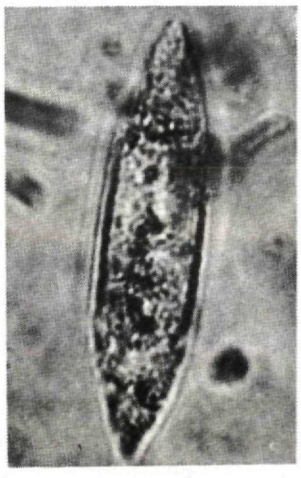

14

15



1

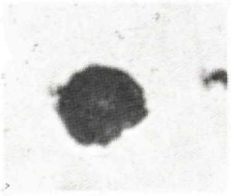
2



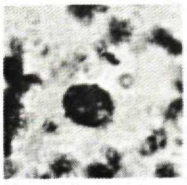
3

4

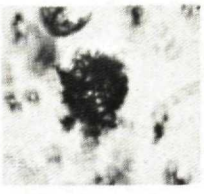
5



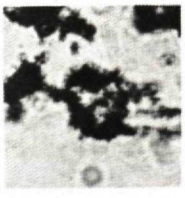
6



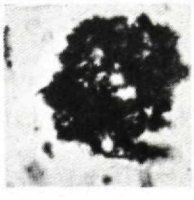
7



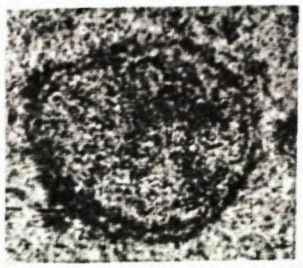
8



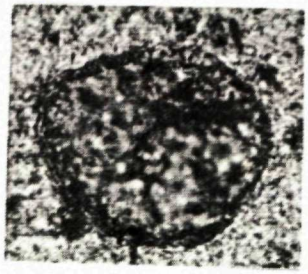
9



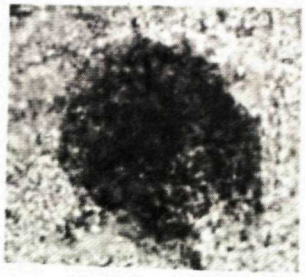
10



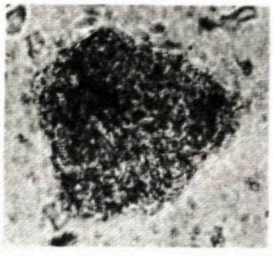
1



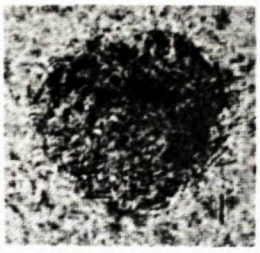
2



3

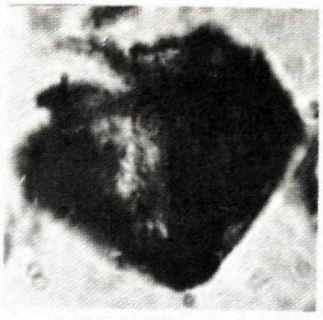


4

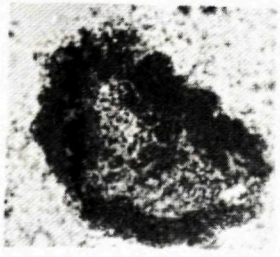


5

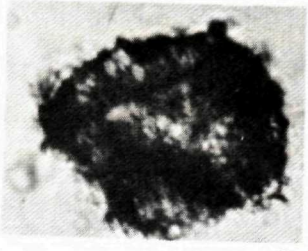
6



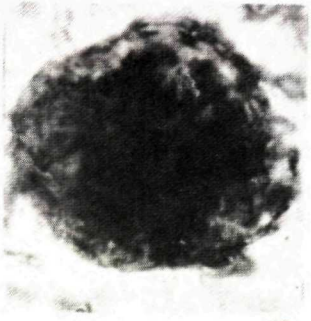
7



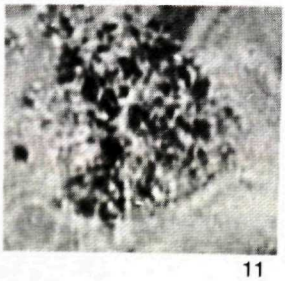
8



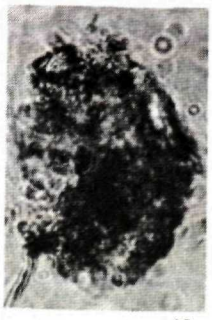
9



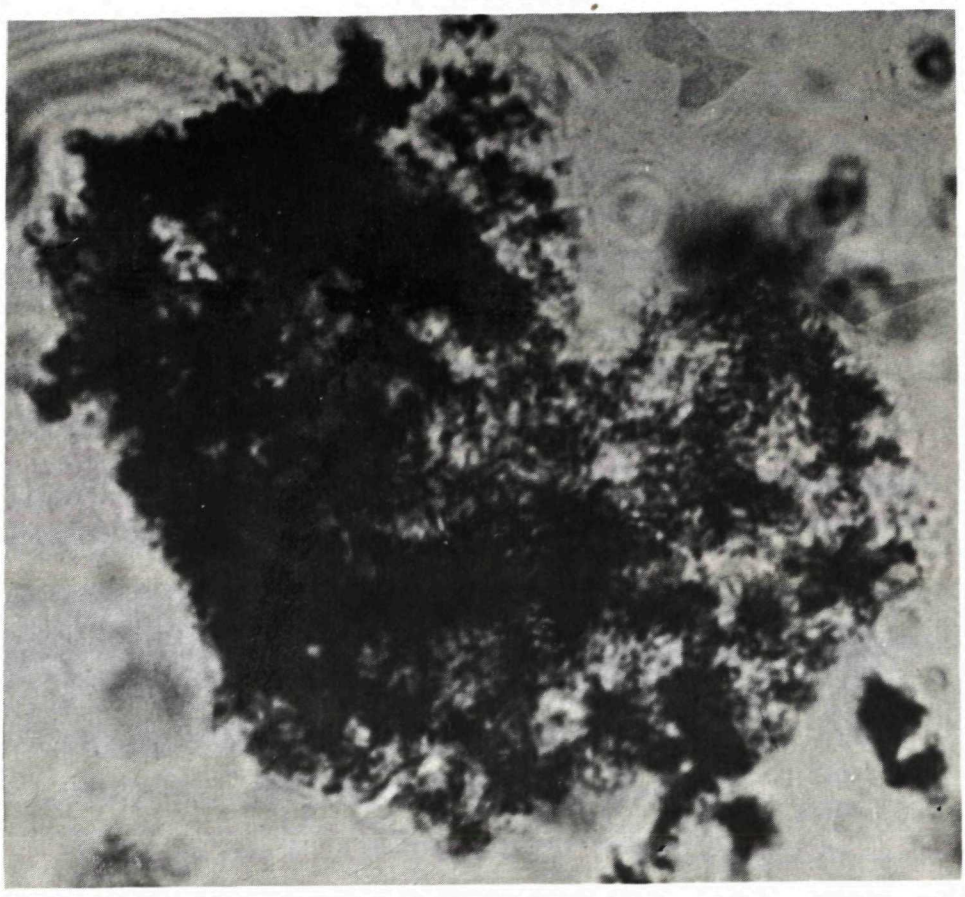
10



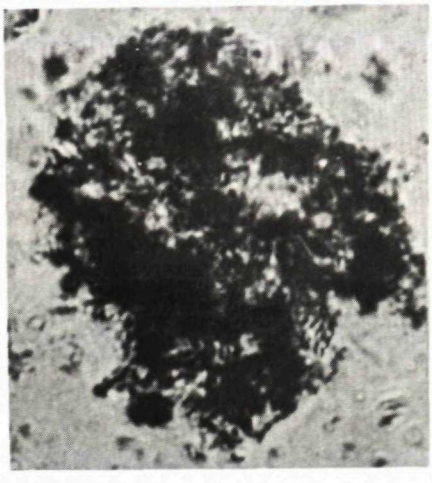
11



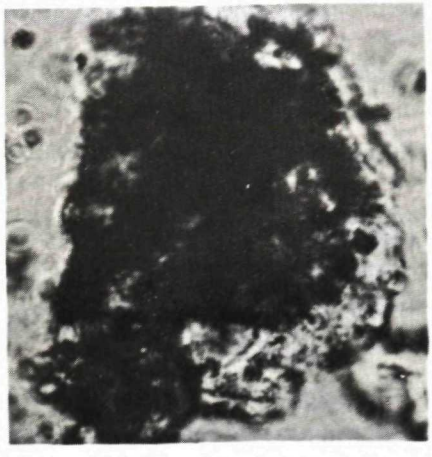
12



1

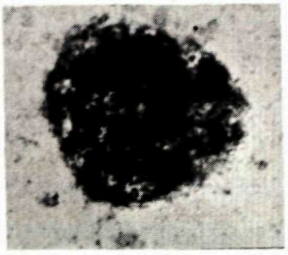


2

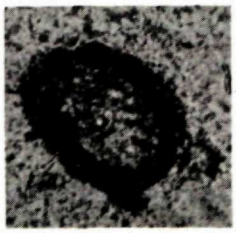


3

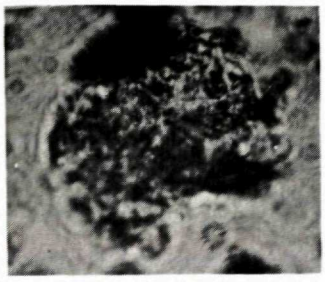
1



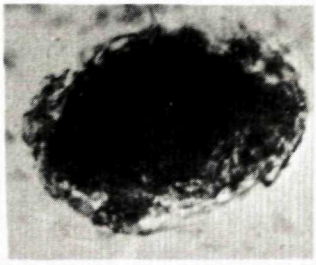
2



3

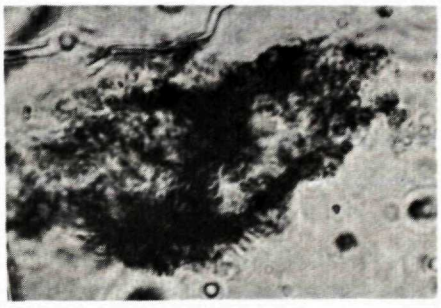


4

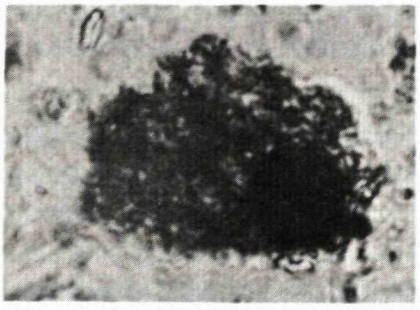


5

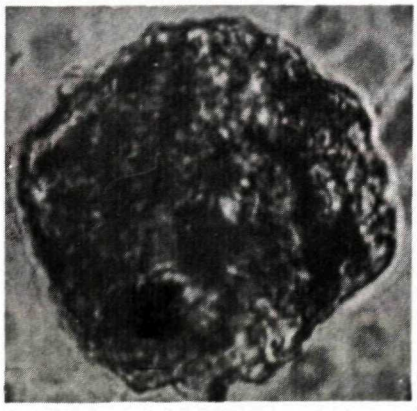
6



7

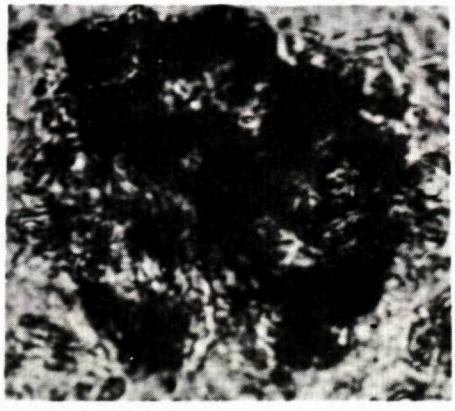


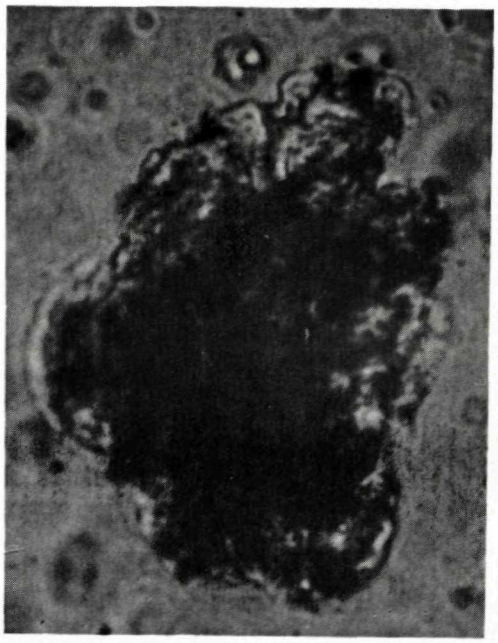
8



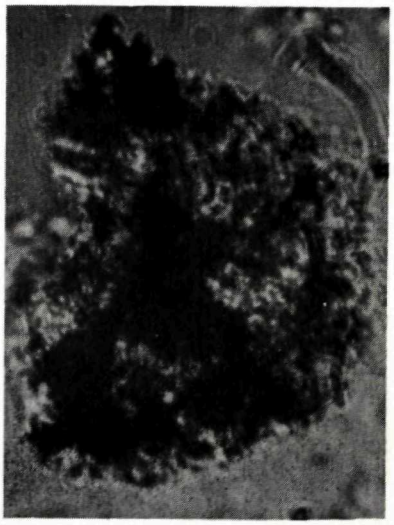
9

10

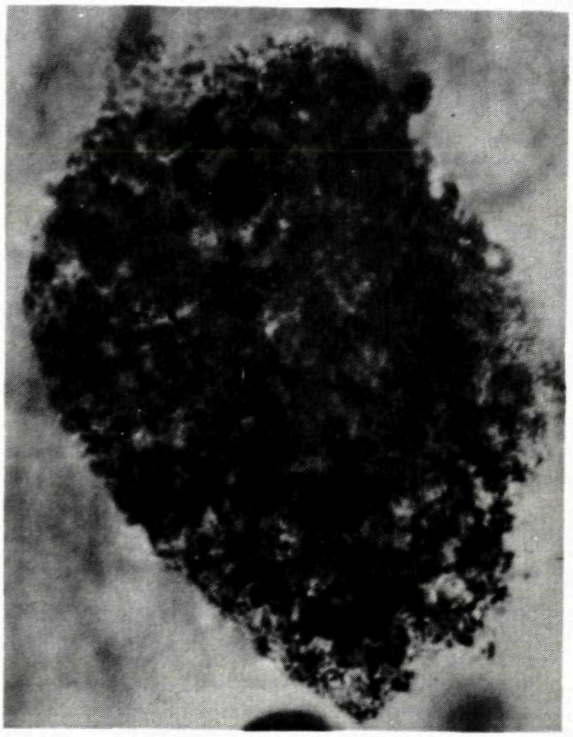




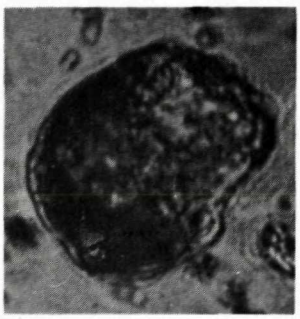
1



2

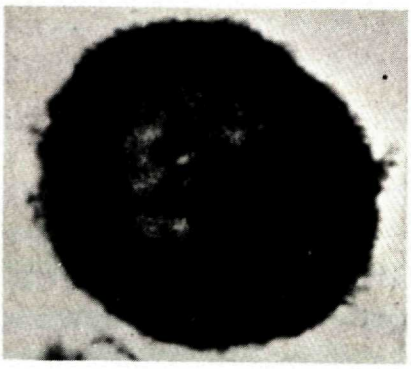


3

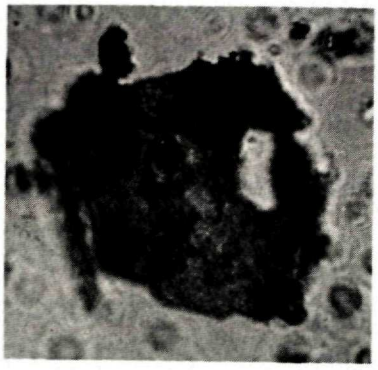


4

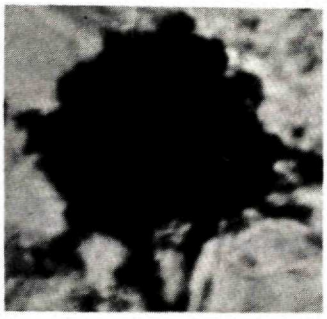
5



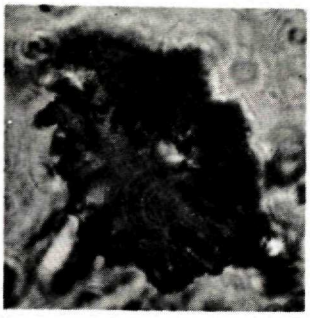
1



2

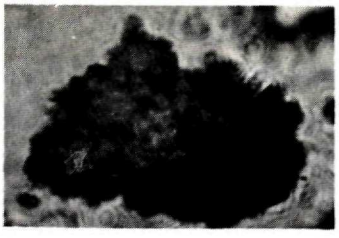


3

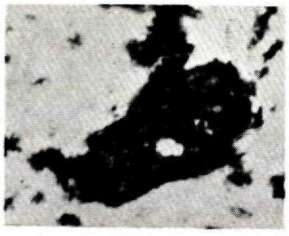


4

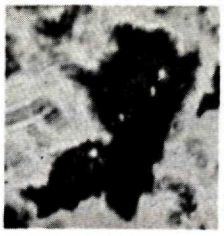
5



6

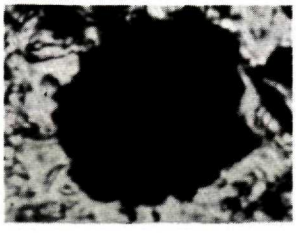


7

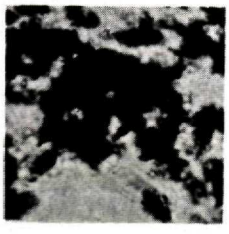


8

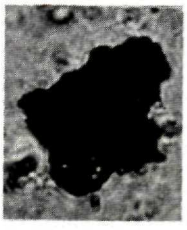
9



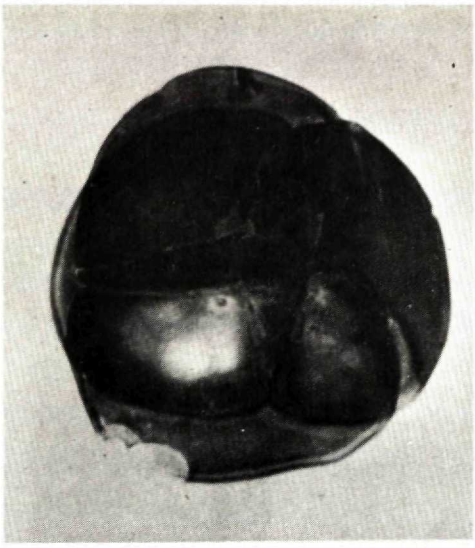
10



11



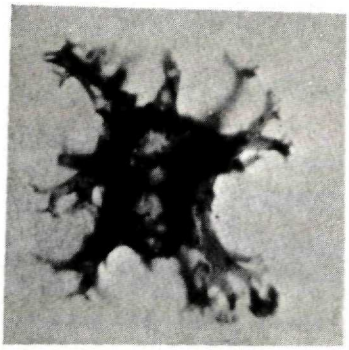
1



2

3

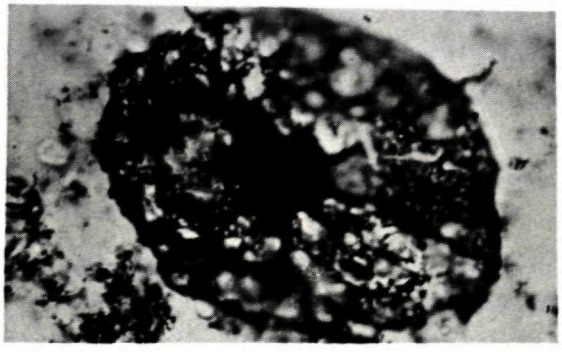
4



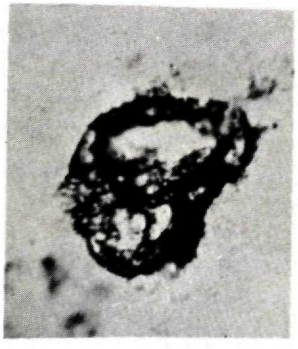
1

2

3



4



5

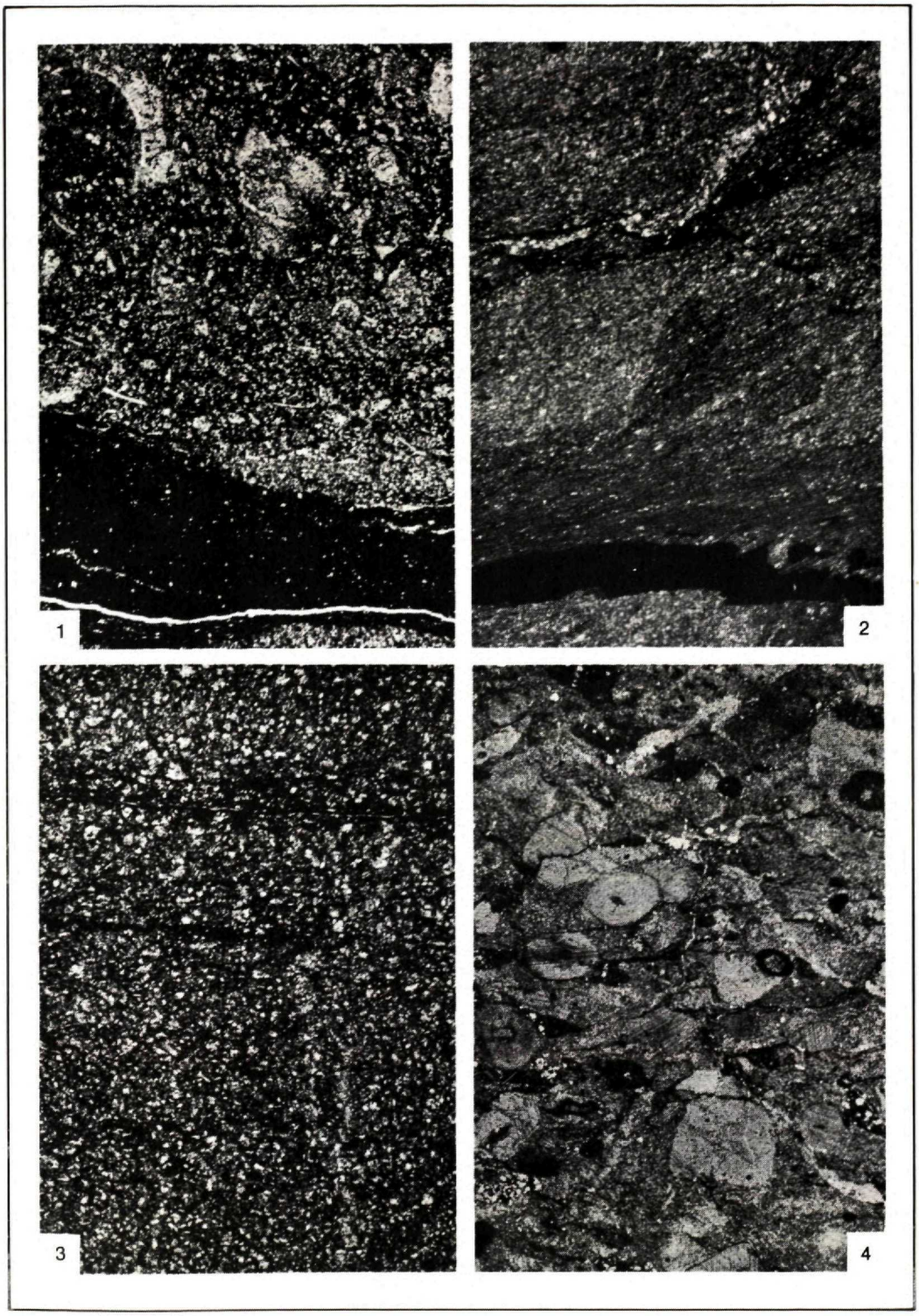
1

2

1

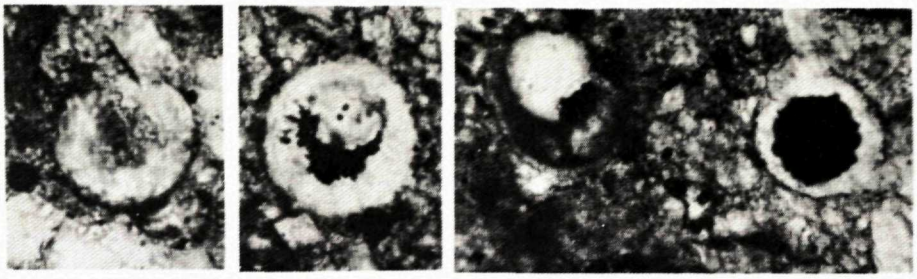
2

3

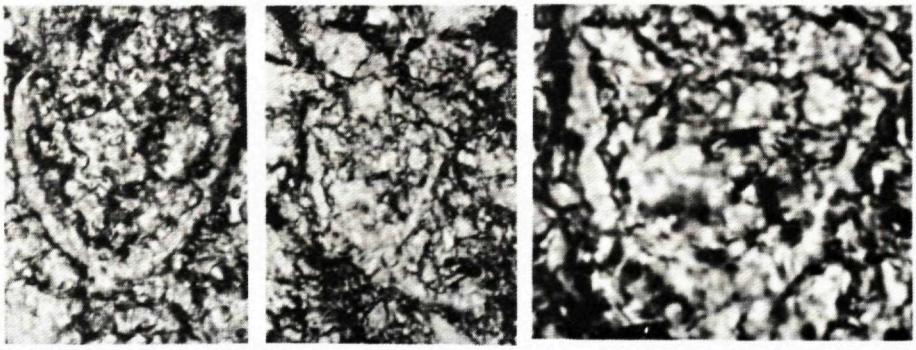

1
2
3
4

1
2
3
4
5
6
7
8
9

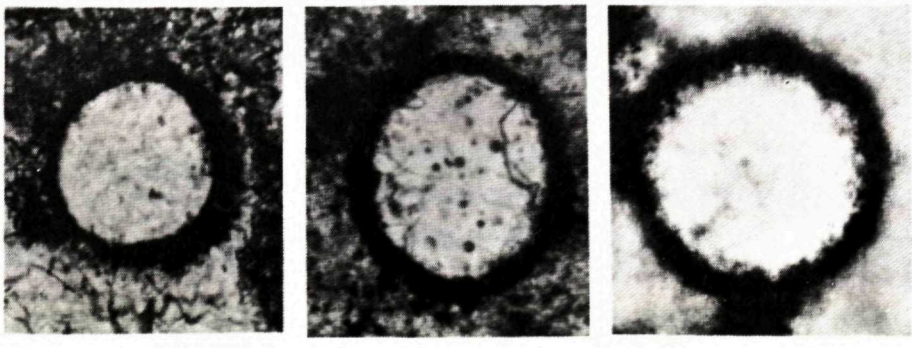
1 2 3



4 5 6



7 8 9

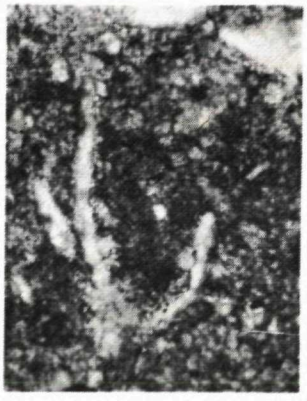


10 11 12

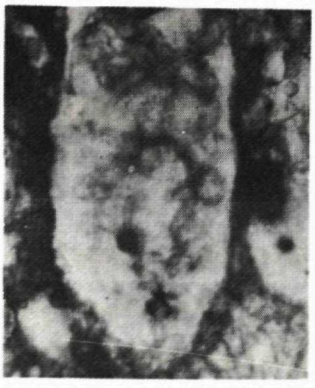
1

2

3

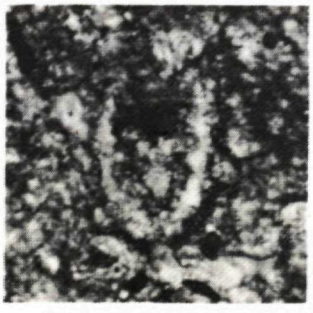


4

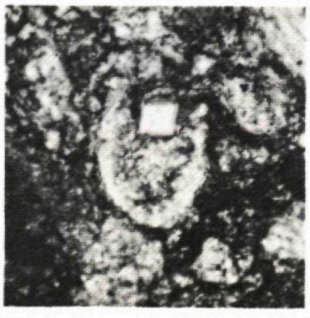


5

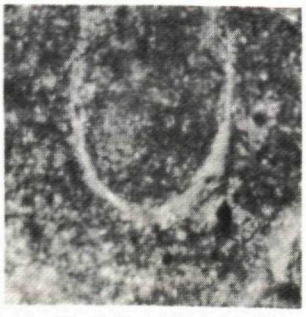
6



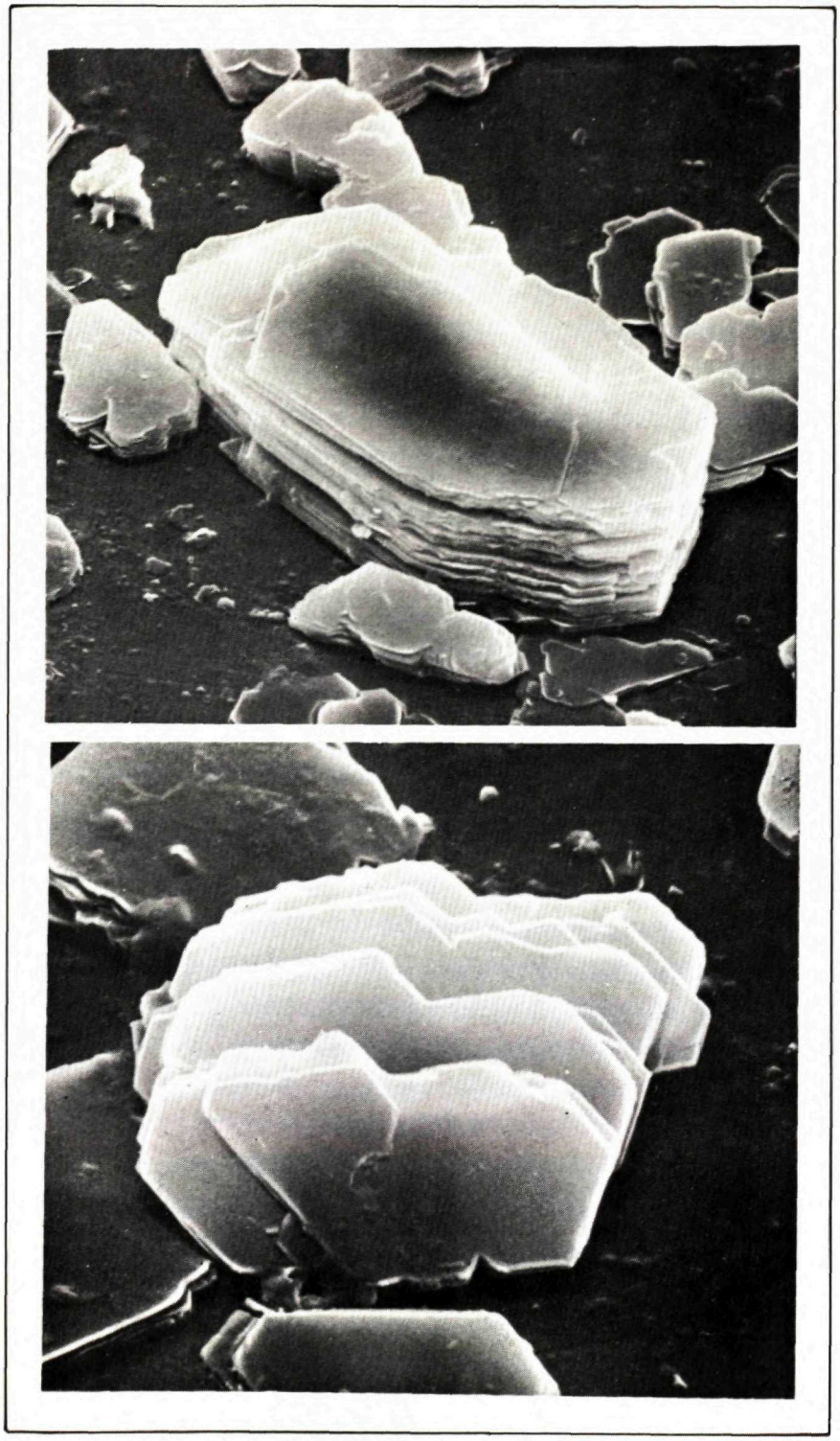
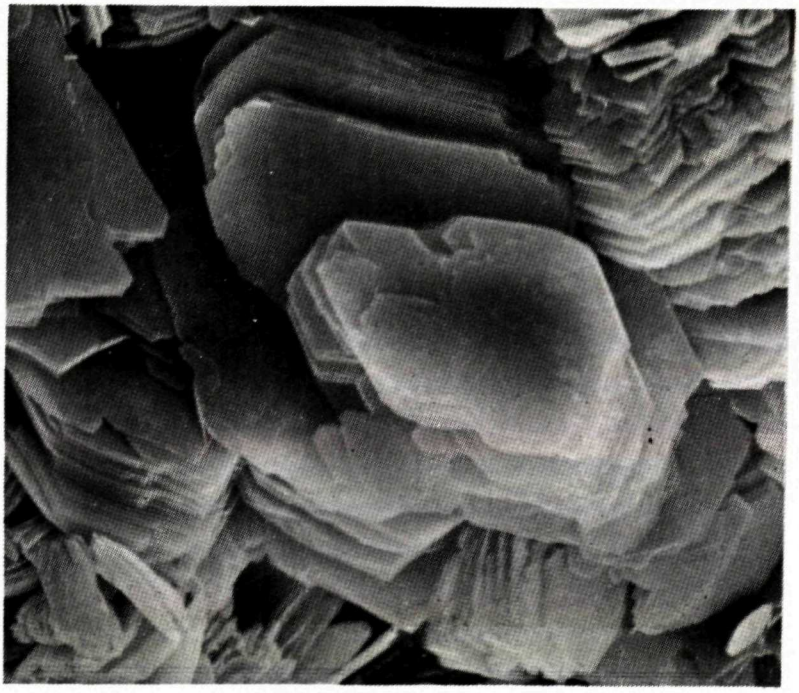
7



8



9



7 6 8 4