

1 B 107 b

no. 347/81

ZAPADNÉ KARPATY

SÉRIA

CS ISSN 0130—8288

geológia 14

ZAPADNÉ KARPATY • GEOLÓGIA 14 1B107b

Tem. skup. 03/9
Cena brož. Kčs 25,—

ISBN 80-85314-02-9

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1991

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020309

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 14

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1991

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra: 1B 104 b

kat. čís.: 341/1991

Kčs kúpa: 25.-

Kčs vým.: —

Kčs dar: —

**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

Geológia 14

VEDECKÝ RADAKTOR

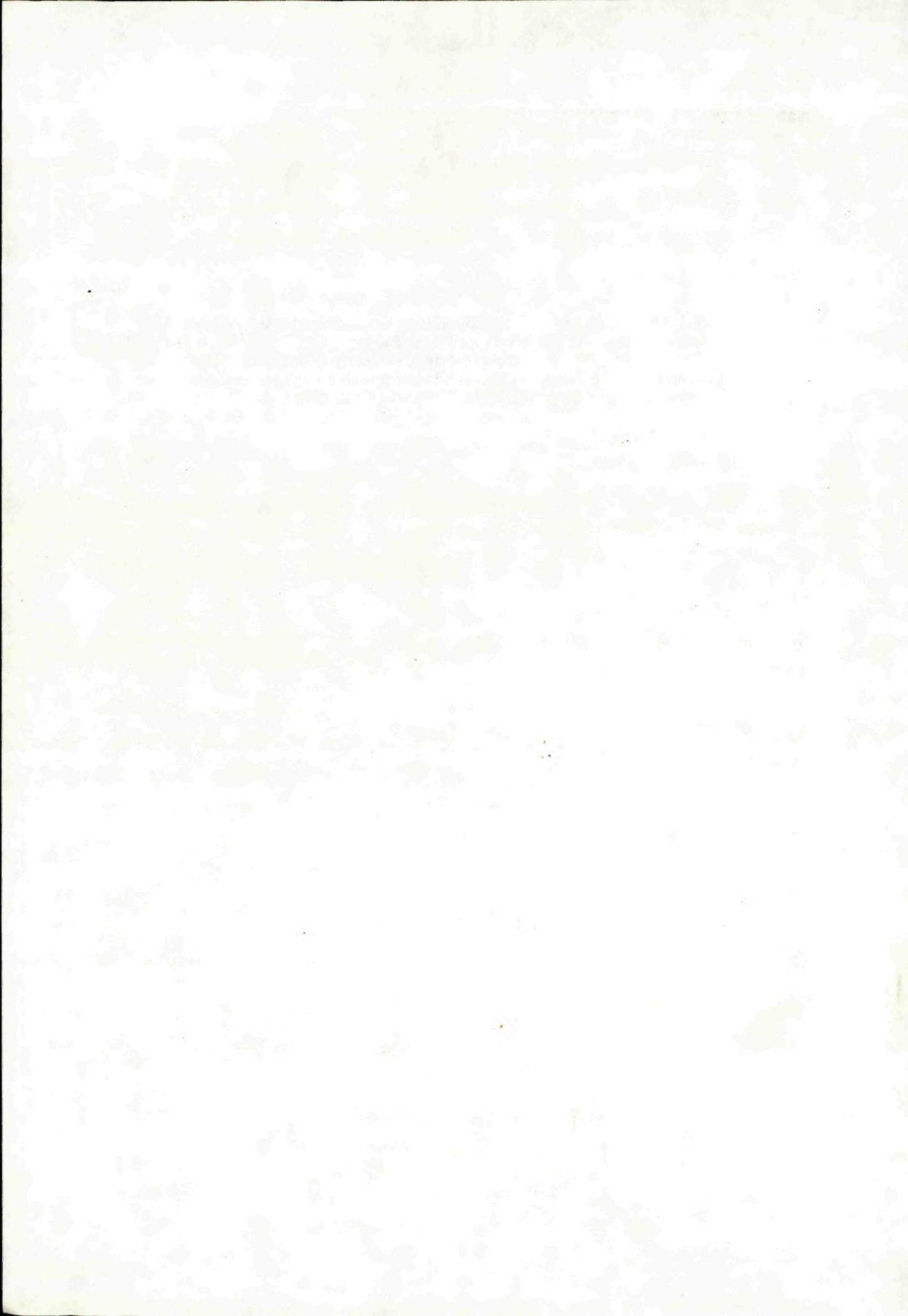
RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH

RNDr. DIONÝZ VASS, DrSc., RNDr. MICHAL KALIČIAK, RNDr. VLADIMÍR BEZÁK, CSc., RNDr. MICHAL POTFAJ, RNDr. JOZEF JABLONSKÝ, CSc., RNDr. DUŠAN PLAŠIENKA, CSc.

Obsah — Contents — Inhalt

✓ MIŠÍK, M. — SÝKORA, M. — JABLONSKÝ, J.: Strihovské zlepence a juhomagurská kordiléra — Strihovce Conglomerates and South-Magura Exotic Ridge	7
PLANDEROVÁ, E.: Vplyv metamorfózy na palynomorfy a syntéza polynostratigrafického výskumu kryštalinika Nízkych Tatier — Effect of Metamorphosis on Palynomorphs and Application of Palynostratigraphy in the Nízke Tatry Mts, Crystalline	73



MILAN MIŠÍK — MILAN SÝKORA — JOZEF JABLONSKÝ

Strihovské zlepenca a juhomagurská kordiléra

1 obr. v texte, 20 fotogr. tab. (I—XX), anglické resumé

Úvod a prehľad starších prác

Strihovské vrstvy vymedzil B. LEŠKO (1963) vo východoslovenskom sektore magurského pásma. B. LEŠKO — O. SAMUEL (1968, str. 57—58) používajú termín strihovské súvrstvie; charakterizujú ho ako niekoľko sto metrov mocný flyšový súbor, prevažne pieskocový s polohami exotických zlepenčov, obvykle tiloidných.

Stratigrafické začlenenie strihovského súvrstvia charakterizuje najmä zóna-*Cyclammia amplexans*; ide o stredný eocén so zasahovaním do zóny *Globigerina index*, teda do spodnej časti vrchného eocénu (B. LEŠKO — O. SAMUEL 1968, str. 59). Strednoeocénny vek potvrdili aj poľskí autori (napr. N. OSZCZYPKO 1973). Z. STRÁNÍK (1965) odhaduje maximálnu hrúbku strihovských vrstiev až na 1 700 — 2 300 m.

Zlepenca strihovských vrstiev sú podľa B. LEŠKA — O. SAMUELA (1968) maximálne 3 m hrubé, s valúnmi 0,5 — 1 cm, výnimočne až 10 cm veľkými, dobre opracovanými, so zastúpením týchto hornín: dolomity, rohovec, kremenec, tmavé a ružové pieskovce, porfýry, melafýry, biotitické a aplitické žuly (Z. STRÁNÍK 1965 uvádza ešte žilný kremeň, granátové svory a vápence údajne pochádzajúce z mezozoika bradlového pásma). Strihovské zlepenca vznikli pri podmorských sklzoch; obsahujú aj olistolity (do 100 cm) ílovcov a údajne aj tehlovočervených slieňovcov bradlového mezozoika a tmavoružových krinoidových vápencov (B. LEŠKO — O. SAMUEL 1968). Tento posledný údaj o obsahu hornín z bradlového pásma nesúhlasí s našimi pozorovaniami; asi vznikol mylným zahrnutím do strihovského súvrstvia niektorých lokalít, patriacich pročskému súvrstviu paleogénu bradlového pásma. Podľa T. ĎURKOVIČA (1960,

str. 67) frakcia 0,1 — 0,25 mm z medzernej hmoty zlepenca (lok. Dúbrava-Šmigovec) obsahuje 54,6 % granátu, 13,0 % zirkónu, 5,0 % rutilu, 5,8 % staurolitu, 3,7 % turmalínu, 3,1 % apatitu, 8,4 % chloritu, 6,3 % biotitu. Dominovanie granátu potvrdzuje aj naše výbrusové štádium matrixu zlepenca a valúnov paleogénnych hornín.

Prvé analýzy zlepenca krynickej (kochanovskej) jednotky magurského flyšu (nami opisovaných ako strihovú zlepenca) boli urobené na poľskom území. Valúnový materiál najpodrobnejšie analyzoval N. OSZCZYPKO (1975). Tvoria ho podobne ako na čs. území horniny kryštalínika, žilný kremeň, vulkanity a sedimenty. Výsledky jeho paleoprúdovej analýzy sú v zhode so zisteniami čs. geológov, napr. J. NEMČOK — T. KORÁB — T. ĎURKOVIČ (1968). Obsahy hlavných skupín hornín na štyroch analyzovaných lokalitách Tylmanova, Przysietnica, Zarzecze a Kadcza sú tieto: žilný kremeň od 16,3 do 46,0 %; vyvreté horniny od 22,0 do 48,1 %; karbonáty od 8,9 do 23,6 %; pieskovce od 3,8 do 38,1 %.

N. OSZCZYPKO (l.c.) rozlíšil nasledovné stratigrafické horizonty mezozoika a terciéru vo valúnoch — spodný trias: červené arkózovité a muskovitické pieskovce, červené bridlice (bez paleontologických dôkazov); stredný trias: dolomitové vápence, brekciovité vápence, bioturbované („robaczkowe“) vápence, sivé dolomity (bez paleontologických dôkazov); doger: biele krinoidové vápence (bez paleontologických dôkazov); malm až berias: zelené rádiolarity, mikritové vápence s tintinidmi, globochetové a rohovcové vápence; hoteriv až valangin: vápence s *Tintinnopsella carpathica*; barém—apt: organodetritické vápence s *Pianella* aff. *pygmaea* GUEMBEL, foraminiferovo-koralové vápence, vápence s miliolidmi: alb—cenoman: piesčité vápence s *Cadosina oraviensis* BORZA, piesčité vápence s ihlicami silicispongií a glaukonitové vápence; más-tricht—paleocén: sivé slieňe s *Daviesina minuscula* (HOFKER); paleocén: pieskovce s muskovitom, organodetritické pieskovce a litotamniové vápence. N. OSZCZYPKO (1975) konštatuje, že materiál skúmaných zlepenca je veľmi podobný exotikám senónskeho flyšu bradlového pásma, resp. exotikám „pribradlovej“ kriedy a paleogénu. Predpokladá spätosť sedimentačných priestorov krynickej jednotky a bradlového pásma, čo naše štúdiá pre predvrchnokriedové členy nepotvrdili. Z morfometrie valúnov vyvodzuje, že boli opracované v riečnom prostredí.

Prvé rozbory zloženia strihovských zlepenca z čs. územia podali R. MARSCHALCO a L. KAMENICKÝ (in R. MARSCHALCO et al. 1976, tab. 1). Uvádzajú celkovo z piatich lokalít ako najhojnejšie horniny kremence (spodnotriasové a karbónske) a žilný kremeň. V menšom počte uvádzajú karbonatické horniny, granity (variské a exotické), ruly, ružové ortoruly, svory, migmatity, kremenné porfýry, pieskovce, silicity, lydity, bridlice, metamorfované vápence (3 valúny) a po jednom valúne arkózy, limburgitu a kerzantitu, ktorý vyobrazuje tab. XV, obr. 2. Percentuálne zastúpenie je uvedené z troch lokalít (Livovská Huta, Olejník a Demjata). Tektonická príslušnosť k magurskému pásmu nie je pre všetky lokality istá: napr. lokalitu Geraltov uvádzajú v jednej tabuľke medzi lokalitami magurského pásma, v druhej medzi lokalitami bradlového pásma.

O stratigrafickej príslušnosti valúnov karbonatických hornín nie sú v tejto práci žiadne údaje.

V prehľade starších prác sme sa obmedzili len na zlepence najvnútornejšej (krynickej) podjednotky magurskej zóny. Zlepence externej-račianskej podjednotky západného sektoru magurskej zóny čerpali svoj materiál z iných zdrojov; pojednávajú o nich početné práce, napr. T. WIESER (1970), J. SOTÁK (1985, 1986). Rozbory mikrokonglomerátov z externých častí magurskej zóny v Poľsku, priestorove nadväzujúce na nami skúmaný východoslovenský sektor, podáva M. KALMUS (1978, 1979) a J. BROMOWICZ (1986). Komentujeme ich na str. 45 pri celkovej charakteristike juhomagurskej kordiléry.

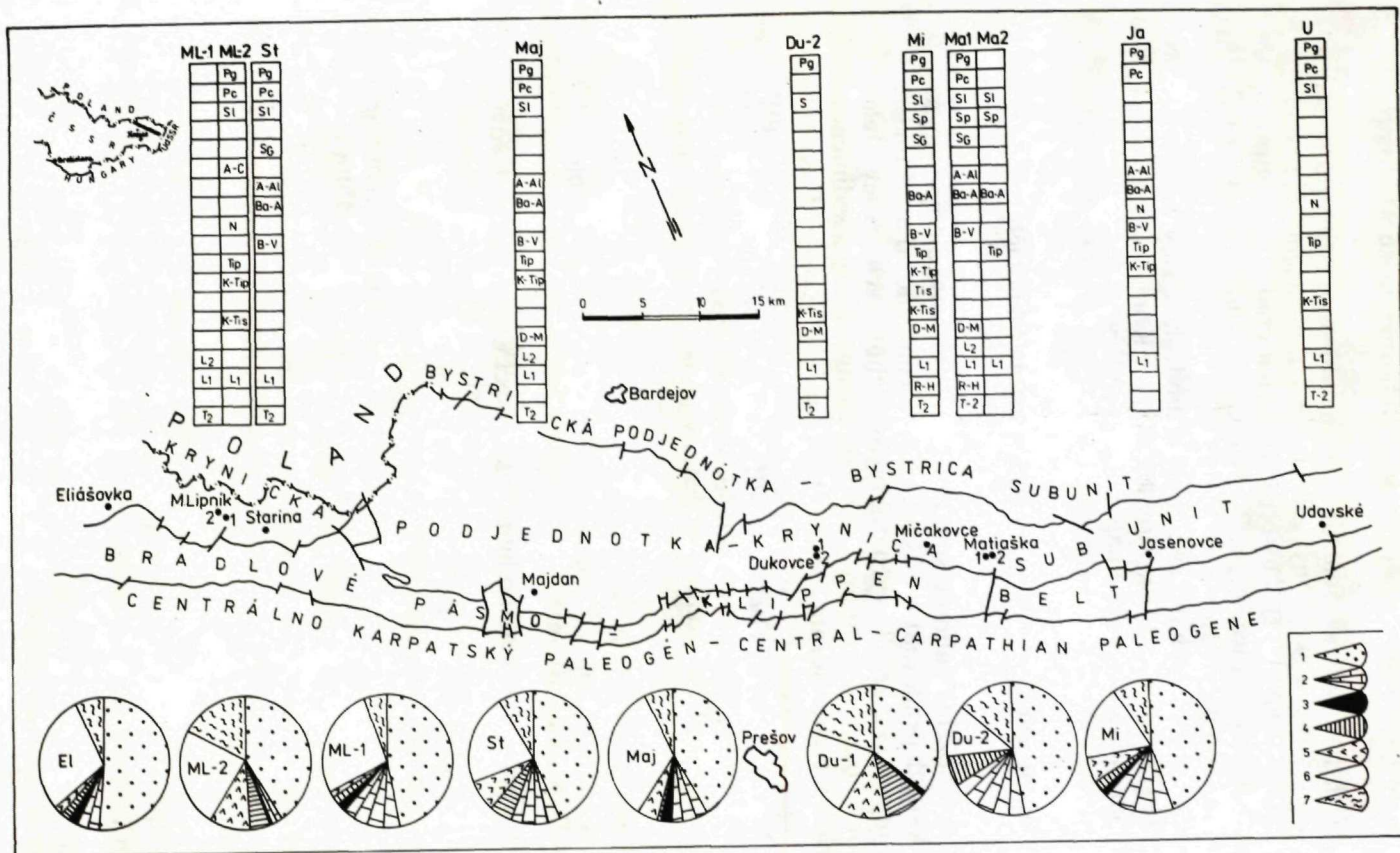
Lokalizácia výskytov zlepenčov a stručný opis pomerov na lokalitách

Materiál na štúdium zloženia valúnov sme získali z odkryvov, ale najviac zo sutín v oblasti výskytu zlepenčov. Stav odkrytia často neumožňoval určiť ani len vzťahy valúnov k matrix. Zo zriedkavých odkryvov strihovských vrstiev s telesami zlepenčov bolo možné potvrdiť predošlé pozorovania, opisy a sedimentologickú charakteristiku týchto hornín hlavne v prácach J. NEMČOK — T. KORÁB — T. ĐURKOVIČ (1968, str. 110-111), R. MARSCHALCO (1975, str. 38—40), prípadne z Poľska N. OSZCZYPKO (1975, str. 405—408). V ďalšom podávame presnú lokalizáciu a stručnú charakteristiku študovaných výskytov zlepenčov. Mapový náčrt lokalít a grafický prehľad výsledkov je na obr. 1, percentuálne rozbory v tab. 1.

Eliášovka. Na ľavej strane údolia potoka Eliášovky, asi 1 600 m sz. od obce Hraničné. Na súčet valúnov bolo zo sutiny vyzbierané celkove 37 zaoblených valúnov, rozsah veľkosti 1 až 10 cm.

Malý Lipník-1. V koryte a pravom brehu potoka v obci v smere na Matysovú pri dome č. 169 vystupuje približne 6 m hrubá poloha valúnových ílovcov (pebbly mudstone). V ílovcovej základnej hmote sú nepravidelne rozložené a „utopené“ úlomky pieskovcov (veľké až 40 cm), ílovcové úlomky a dobre opracované valúny iných hornín. Do súčtu valúnov bolo zahrnuté celkove 88 valúnov (najväčší dosahoval 18 cm). Priemer z desiatich najväčších valúnov je 12,9 cm. Na tento symmiktit v nadloží ostro nasadá dohora sa zjemňujúca sekvencia strednozrnných pieskovcov s náznakmi gradácie a hrubej laminácie. Hrúbka lavíc pieskovcov je približne 35 cm, ílovce chýbajú alebo tvoria tenké (do 5 cm) polohy medzi lavicami pieskovcov.

Malý Lipník-2. Asi 500 m sz. od obce v údolí Blízkeho potoka pri sútoku štyroch jarkov, od plošiny pre skládku dreva sz. 30 až 100 m bolo vyzbieraných 328 kusov voľných valúnov zo sutiny poľnej cesty. Pravdepodobne ide o valúnové pieskovce s vysokým obsahom valúnov a flyšových pieskovcov (v súčte značne podhodnotené). Veľkosť analyzovaných valúnov je nad 3 cm. Priemer z desiatich najväčších valúnov je 13,8 cm a najväčší valún mal až 31 cm.



Obr. 1. Zloženie valúnového materiálu strihovských zlepenčov.

Vysvetlivky skratiek lokalít: Du-1 — Dukovce-1, Du-2 — Dukovce-2, El — Eliášovka, Ja — Jasenovce, Maj — Majdan, Ma-1 — Matiaška-1, Ma-2 — Matiaška-2, Mi — Mičakovce, ML-1 — Malý Lipník-1, ML-2 — Malý Lipník-2, St — Starina, U — Udavské.

Symbole hornín: 1 — klastické horniny, 2 — karbonátové horniny, 3 — silicity, 4 — granitoidy, 5 — vulkanity, 6 — žilný kremeň, 7 — metamorfne horniny.

Stratigrafická príslušnosť valúnov karbonátových hornín: T₂ — stredný trias, R-H — rét-hetanž, L₁ — spodný a stredný lias, L₂ — vyšší lias až spodný doger, D-M — vrchný doger-spodný malm, K-Tis — kimeridž-spodnejší titón (plytkovodný), K-Tip — kimeridž-spodnejší titón (pelagický), Tip — vrchný titón (pelagický), B-V — berias-valangin, N — vyšší neokóm, Ba-A — barém-apt, A-Al — vrchný apt-spodný alb, Al-C — alb-cenoman, S_g — senón s globotrunkánami, S_p — senón s *Pseudosiderolites*, S_L — senón s lastúrnikmi, P_c — paleocén (biohermný), P_g — paleogén (vápence a pieskovce).

Tabuľka 1 Petrografické rozbory strihovských zlepcov

	Eliášovka	M. Lipník-2	M. Lipník-1	Starina	Majdan	Dukovec-1	Dukovec-2	Mičakovce	Celkový priemer
sedimentárne horniny	59,5	44,1	63,6	55,7	53,4	36,6	66,7	64,0	55,5 %
eruptívne horniny	5,4	14,7	3,4	13,3	5,9	22,2	7,0	8,7	10,1 %
metamorfované horniny	35,1	41,2	33,0	31,0	40,7	41,2	26,3	27,3	34,5 %
klastiká	51,4	41,1	46,7	43,2	41,6	35,4	47,5	45,1	44 %
karbonáty	5,4	2,4	14,7	12,5	9,3	0	19,2	17,3	10,1 %
silicity	2,7	0,6	2,2	0	2,5	1,2	0	1,6	1,3 %
magmatity (granitoidy)	2,7	4,6	2,3	5,6	0,8	10,5	7,0	2,4	4,5 %
efuziva	2,7	10,1	1,1	7,7	5,1	11,7	0	6,3	5,6 %
žilný kremeň	29,7	23,5	27,3	22,2	33,1	21,1	12,3	17,8	23,4 %
ostatné metamorfity	5,4	17,7	5,7	8,8	7,6	20,1	14,0	9,5	11,1 %
počet vyhodnotených valúnov	37	328	88	144	119	170	57	254	

Starina. Približne 200 m j. od južného okraja obce v záreze lesnej cesty v podloží masívnych jemnozrnných a strednozrnných pieskoviec vystupuje asi 3 m hrubá poloha neusporiadaných valúnových pieskoviec. V nevápnitej pieskovcovej základnej hmote sú nepravidelne rozptýlené valúny veľké do 8 cm (najväčší valún); silne prevládajú valúniky veľké do 1 cm. Súčet bol urobený zo 144 valúnov prevažne z frakcie 1—3 cm.

Majdán. 500 až 1 000 m južne od obce v koryte ľavého prítoku Lutinky v nesúvislých odkryvoch vystupujú strihovské vrstvy. Odkrytá je asi 3—5 m hrubá poloha symmiktitu (prebbylly mudstone) a nadložný pieskovcový flyš zastúpený naspodku lavicami 15—200 cm hrubých stredno- a hrubozrnných bezštruktúrnych pieskoviec oddelených od seba polohami (do 10 cm) piesčitých ílovcov a pieskoviec (tab. XX, obr. 1.). Vyššie prechádza do strednorytmického flyšu s miernou prevahou pieskoviec (3 až 25 cm hrubých) nad ílovcami, zastúpené sú Boumve intervaly T_{b-c} , T_d ; na spodných plochách sú hojné bioglyfy, stopy trenia piesku o dno a ryhy (groove casts) poukazujúce na transportné smery JV — SZ. Najvyššiu odkrytú časť súvrstvia zastupujú hrubozrnné nevápnné pieskovce, štrčíkovité (do 1 cm) a drobnozrnné zlepence (s valúnmi do 2 cm). Zlepenec majú podpornú štruktúru matrix, ale zriedkavejšie aj valúnovú podpornú štruktúru s normálne gradačnými i negradačnými textúrami, v ojedinelých prípadoch i s náznakmi imbrikácie. Ílovce chýbajú, vrchné časti rytmov sú zrezané, štrčíkovité zlepenec (mikrokonglomeráty) vyplňajú erózne korytá (tab. XX, obr. 2). Vlastné teleso symmiktitu (tab. XX, obr. 1) je tvorené ílovcovou základnou hmotou, ktorá podopiera i nad 1 m veľké a deformované bloky ílovcov (tab. XIX, obr. 3), starších symmiktitov, pieskoviec obrnených štrčíkom a dobre ováľaných valúnov pevných hornín, veľkých do 10 cm. Priemerná veľkosť desiatich najväčších valúnov týchto extraformačných hornín je 6,8 cm.

Dukovce I. Na severných svahoch hrebeňa tiahnuceho sa k Strednej hore (k. 516) 700 m západne od obce Dukovce v sutine odkrytej v erózných ryhách a výmoľoch i na povrchu lúky sú voľne rozptýlené valúny veľké v priemere 4 cm. Priemer z desiatich najväčších valúnov je 12,3 cm, najväčší valún mal 20 cm. Zlepenec nie sú odkryté. V percentuálnom zastúpení valúnového materiálu zlepenecov sú podhodnotené valúny flyšových pieskoviec, nakoľko do súčtu sme započítali len pieskovcové úlomky s výraznými znakmi ováľania. V bližšom okolí zlepenecov vystupujú strednozrnné a hrubozrnné masívne i lavicovité (20 cm hrubé) pieskovce bez ílovcových intervalov a hrubá poloha ílovcov na báze s ojedinelými valúnmi (veľkými do 8 cm) kremeňa, kvarcitov a i.

Dukovce II. V údolí potoka Oldava asi 1,6 km zjz. od odce Dukovce tesne pod sútokom s pravým prítokom v záreze pravého brehu vystupuje asi 100 m hrubá poloha piesčitých ílovcov, v bazálnej časti ktorej sú rozptýlené valúny exotických hornín veľkosti až do 30 cm. Priemer z desať najväčších valúnov je 13 cm. Valúny tvoria približne 1 % zastúpenie v hornine. Pri báze sú sústredené väčšie valúny, niekoľko metrov nad bazou hruboklastická zložka sa úplne vytráca.

Symmiktit spočíva na dohora hrubnúcej sekvencii, v ktorej sú zastúpené lavicovitité pieskovce (Boumve intervaly T_b , T_c), vo vrchnej časti vystriedané pieskovcami s hrubou lamináciou bez ílovcových vložiek. Drobné stopy po odieraní dna poukazujú na jv.—sz. transportný smer.

Mičakovce. Asi 250 m v. od osady Mičakovce na ľavom brehu hlbokého výmoľu sezónneho potoka je odkrytá nad 1 m hrubá poloha neusporiadaného zlepenca s valúnovou podpornou textúrou a nevytriedenou základnou hmotou. Okrem ováľaných valúnov kryštalinika a niektorých sedimentov (veľkosti max. 15 cm) sú prítomné i menej opracované valúny karbonátových hornín, hrubozrnných pieskovcových blokov veľkých až 50×100 cm a kusov ílovcov (do 36 cm). Priemerná veľkosť z dvanástich najväčších úlomkov je 24,2 cm. Zlepence tvoria vykliňujúcu polohu uprostred hrubovrstevnatých až masívnych pieskovcov všetkých zrnitostných kategórií a mikrokonglomerátov. Sekvencia sa dohora zjemňuje. Hrubé polohy pieskovcov sú bez zjavných textúrnych znakov, prípadne majú náznaky hrubej laminácie. V ojedinelých prípadoch uzatvárajú až 80 cm veľké bloky jemnozrnného pieskovca. Tenšie polohy pieskovcov (do 60 cm) majú zachované Boumve intervaly T_{abce} a na spodných plochách bioglyfy (typu *Sabularia* a *Spirophycus*), ryhy a žliabky poukazujúce na paleotransportný smer od VJV k ZSZ. Štrčíkovité zlepence (mikrokonglomeráty) v podloží zlepencovej polohy vyplňajú erózne kanály v pieskovcoch a dosahujú hrúbku až 10 m.

Matiaška I. Tesne pred vstupom do obce Matiaška v smere od Hanušoviec nad Topľou po ľavej strane cesty vo svahu je odkryv v hrubozrnných pieskovcoch a drobnozrnných zlepencoch (asi tri do 1 m hrubé polohy). Hranice zlepencových telies voči pieskovcom nie sú celkom ostré. V zlepencoch pozorovať náznaky usporiadania hrubšieho materiálu do šmúh. Materiál zlepencov je nevytriedený, dobre opracované valúny dosahujú max. 7 cm, ale prevláda frakcia valúnov do 1,5 cm. Ojedinelé neopracované bloky vápencov a dolomitov dosahujú až 15 cm.

Matiaška II (Vlčia). Asi 1 km ssv. od obce Matiaška na svahu nad zákrutou cesty do Ruskej Vole boli vyzbierané valúny ležiace voľne na povrchu sutiny. Najväčšie valúny dosahovali 10 cm. V smernom pokračovaní 500 až 1 000 m k SV vystupujú 0,8 — 1,5 m hrubé lavice strednozrnných homogénnych pieskovcov a až 2 m hrubé vrstvy mikrokonglomerátov (štrčíkovitých zlepencov) s podpornou textúrou nevytriedenej základnej hmoty a s valúnovou podpornou textúrou.

Jasenovce. 4 km východne od priehradného múru vodnej nádrže Domaša po pravej strane cesty z Jasenoviec—Polomy do Girovíc hneď za prudkou pravotočivou zákrutou boli zo sutiny v záreze cestného jarku vyzbierané dobre opracované valúny z rozpadnutých zlepencov strihovských vrstiev. Najväčšie valúny dosahovali 10 cm. V okolí výskytu valúnov sú odryté ílovce, preto možno predpokladať, že zlepence majú tiloidnú povahu (pebbly mudstone).

Udavské. Vo svahu oproti železničnej stanici Udavské, v strži nad štátnou cestou je presutený odkryv v piesčitých ílovcoch a drobových pieskovcoch.

Valúnové pieskovce v nich tvoria vykliňujúce šmuhy s veľmi riedko rozloženými valúnmi. Prevládajú drobné úlomky (do 3 cm), ale ojedinele sa vyskytli až 20 cm veľké valúny.

Charakter zlepenčov a ich vzťah k obklopujúcim horninám sú obdobné i na ďalších lokalitách; z nich sme však valúnové rozbory neurobili buď preto, že sa nedal nazbierať dostatočný počet valúnov (Legnava, horáreň Kučín pri Andrejovke, Podhorany, Livov), alebo zlepence boli príliš drobnozrnné (Ruská Vofa a i.). Pomerne dobrý obraz o sekvencii, v ktorej zlepencové telesá vystupujú, je možné získať z dokumentácie umelých odkryvov a vrtov (Ruské Bystré-1, Beňatina-1, Hrabová Ráztoka-1) zo strihovských vrstiev na severných svahoch Vihorlatu a Popričného (J. TÓZŠÉR 1969). Ide o hrubý flyš s vývojom masívnych a hrubolavicovitých pieskovcov všetkých granulometrických tried, ktoré uzatvárajú tenšie (0,5—1 m), zriedkavejšie hrubšie (do 10 m) polohy zlepenčov a mikrokonglomerátov opakujúcich sa vo viacerých, dohora sa zjemňujúcich cykloch. Do neho sa vkladajú hrubšie polohy (do 15 m) ílovcov s rozptýlenými valúnmi (pebbly mudstone), ílovcov (do 5 m) i rytmického flyšu s premenlivým zastúpením ílovcov a pieskovcov (hrúbka lavíc od 0,2 do 1 m). Chýbajú tenkovrstevnaté a drobnorytmické flyše.

Pre zlepence je charakteristické nízke granulometrické a materiálové vytriedenie, nízky stupeň usporiadania hlavne u hrubozrnnějších typov. Prevalu majú zlepence s podpornou textúrou nevytriedenej základnej hmoty nad zlepencami s valúnovou podpornou textúrou. Stupeň opracovania valúnov značne kolíše, ale prevládajú polozaoblené valúny (intraklasty pieskovcov, ílovcov a niektoré valúny vápencov majú nízky stupeň ováľania).

Pestrá škála zastúpených proximálno-exotických turbiditových (s.l.) facií ukazuje na rôznorodé prostredie depozície a marginálne (okrajové) postavenie strihovských vrstiev v rámci magurskej jednotky s prevládajúcimi paleotransportnými smermi od JV k SZ. Spoločné vystupovanie symmiktitov typu pebbly mudstone a ílovcov (facie F a G v zmysle R. G. WALKERA — E. MUTTIHO 1973) indikujú podmorský svah; neusporiadané zlepence, valúnové pieskovce a pieskovce bez tzv. dish structures (facie A₁, A₃, A₄, B₂) na báze dohora sa zjemňujúcich cyklov a vývoj kanálov poukazujú na kanálmi rozbrázdnenú časť stredného kužela. Prítomnosť usporiadaných mikrokonglomerátov, hrubých pieskovcov a pieskovcovo-ílovcových vrstiev so zastúpenými Boumovými intervalmi T_a, T_b (facie A₄, B₂, C, D) svedčia o prítomnosti proximálnych častí depozičných lalokov podmorského náplavového kužela. Naše zistenia sú v dobrej zhode s analýzou, ktorú vykonal R. MARSCHALCO (1975).

Laboratórne spracovanie valúnov

Výbrusovému štúdiu sme podrobili 240 valúnov (z niektorých bolo zhotovené viac výbrusov, maximálne 4), celkove z deviatich lokalít. Z vápencových valúnov z každej lokality sme sa snažili dať na výbrus najmenej jeden valún z každé-

ho makroskopicky odlišiteľného typu. Zo 177 valúnov karbonatických hornín sa nám podarilo stratigraficky začleniť 157, zvyšných 20 sme pre neprítomnosť vhodných rozlišovacích znakov vylúčili. Z dvoch valúnov boli rozpúšťaním extrahované rádiolárie; osem valúnov bolo rozpúšťaných na extrakciu kono-dontov, avšak s negatívnym výsledkom.

Za pomoc pri určovaní mikropaleontologického materiálu ďakujeme E. KÖHLEROVI (veľké foraminifery kriedy a paleogénu), O. JENDREJÁKOVEJ (foraminifery triasu) — obaja z GÚ SAV Bratislava, O. SAMUELOVI (foraminifery paleogénu) a J. SALAJOVI (globotrunkány) — obaja z GÚŠ Bratislava, A. SCHALEKOVEJ (*Corallinaceae*) a L. OŽVOLDOVEJ (rádiolárie) — obe z Katedry geológie a paleontológie PvFUK Bratislava, J. SOTÁKOVI (*Dasycladaceae*) z GÚ SAV Banská Bystrica. B. LEŠKOVI, J. NEMČOKOVI a T. ĎURKOVIČOVI sme po-vďaka za ukázanie niektorých lokalít strihovských zlepenčov.

Pre úsporu miesta používame pre spracúvané lokality tieto skratky (pripoje-ným písmenom alebo číslom označujeme konkrétne valúny):

Jas — Jasenovce, Lip — Malý Lipník-I, Lip II — Malý Lipník-II, Maj — Majdan, Mat — Matiaška-I, Mat-II — Matiaška-II, Mič — Mičakovce, Sta — Starina, Ud — Udavské, Du — Dukovce.

Celkový inventár hornín z valúnov strihovských zlepenčov je uvedený v tab. 2.

Paleozoické (a proterozoické?) horniny

Z predtriasových hornín, ktorými sme sa bližšie nezaoberali, upozorňujeme na prítomnosť týchto typov, z ktorých boli orientačne zhotovené výbrusy:

Plutonity: svetlý jemnozrnný granit (Mat-k, II-17, Ud-j, Jas-t, Mič-6, 9, 24), červený biotitický kataklázovaný granit (Mat-x, z Mič-11).

Vulkanity: biele a fialovasté kremenné porfýry—ryolity (Lip-17, Mič-37, Jas-C), porfýrity (Maj-10, Mič-2), bázický vulkanit (Mič-1). Vulkanické horni-ny patria asi väčšinou permu, avšak mezozoický vek niektorých bázických vulkanitov je pravdepodobný, ako to naznačuje nami zistená pyroklastická prímes vo valúne vápenca kimeridžu—spodného titónu (str. 24) a vrchného beriasu—valanginu (str. 29).

Metamorphy: červená ortorula (Jas-5), sivá ortorula (Lip-15, 20, Mič-3), biotitická pararula (Maj-26), metalydit, resp. grafitický metakvarcit s metamorfnou lamináciou (Mat-II-15, 16). Tmavosivý piesčitý metamorfovaný vápenec (Lip-15) obsahuje asi 15 % klastického kremeňa pieskovej kategórie (zrná tlakove rozpukané), novotvorený magnetit, titanit, ojedinelé relikty echi-nodermových článkov. Sivý laminovaný kryštalický vápenec — mramor (Mič-25) sa vyznačuje brekciovitou štruktúrou, ktorá vznikla pometamorfným zbrekciovatím.

Sedimentárne horniny: sivá arkóza s hojným epidotom (Mat-s), arkózový kremenec s hojným epidotom (Mič-5). Arkózy by podľa analógie mohli byť permského veku.

Tabuľka 2 Inventár hornín z valúnov strihovských zlepenčov
(rekonštrukcia zloženia znosovej oblasti-juhmagurskej kordiléry)

paleogén	pieskovce s akcesorickým granátom	
najspodnejší lutét	vápence <i>Discocyclus archiaci</i> a <i>Alveolina ex gr. oblonga</i>	
paleocén-sp. eocén	piesčité vápence s <i>Discorbis</i> sp., <i>Rotalia</i> sp. etc.	
vrchný paleocén (ilerd)	pieskovec s <i>Nummulites exilis</i> piesčitý váp. s <i>Nummulites ex gr. solitarius</i>	
spodný paleocén	biohermné a pribiohermné vápence s koralinnými riasami, <i>Parachaeetes asvapatii</i> , <i>Ethelia alba</i> , <i>Broeckella belgica</i> , <i>Miscellanea miscella</i> etc.	
vrchná krieda — paleogén	sladkovodné vápence s charácami ostrakódmi, gastropódmi a trhlíkami vysychania	
mástricht	vápence s <i>Omphalocyclus macroporus</i>	
kampán	vápence s <i>Pseudosiderolites vidali</i> a <i>Orbitoides media</i> , slaboslienité váp. s <i>Globotruncana</i> aff. <i>arca</i> , <i>G. elevata</i> a <i>Pythonella ovalis</i>	
senón	hrubozrnný pieskovec s úlomkami rudistov a <i>Pythonella ovalis</i> , drobnozrnný karbonatický zlepenec s úlomkami rudistov, vápence s <i>Nummofallotia cretacea</i> vápence s <i>Helicorbitoides</i> sp. vápence z príziem inocerámov vápence s úlomkami rudistov-rádiolitov etc.	
vrchný turón-senón	slienité vápence s <i>Marginotruncata</i> sp. a <i>Pythonella ovalis</i>	
vrchný cenoman — spodný turón	? (nezistený)	
vrchný apt — spodný cenoman	hrubozrnný pieskovec s <i>Agardhiellopsis cretacea</i> , <i>Arachaeolithothamium rude</i> , <i>Paraphyllum primaevum</i> , <i>Kimatolithon belgicum</i>	
vrchný apt — spod. alb	vápence s <i>Colomiella recta</i>	
vrchný apt	vápence s <i>Orbitolinopsis</i> cf. <i>reticulatus</i> vápence so <i>Sabaudia auruncensis</i>	
barém — sp. apt	vápence s miliolidmi, <i>Carpathoporella fontis</i> , <i>Sabaudia minuta</i> etc. vápence (biointrasparity) s <i>Palorbitolina lenticularis</i> , <i>Sabaudia minuta</i> , <i>Salpingoporella muehlberghii</i> etc. ojedinele s chromspinelidmi vápence s <i>Palorbitolina lenticularis</i> a barémскими zástupcami rodu <i>Orbitolinopsis</i>	
vrchný berias — spodný valangin	laminovaný váp. s <i>Calpionellopsis darderi</i> etc. a úlomkami vulkanitov váp. s <i>Calpionellopsis oblonga</i> , <i>Tintinnopsella longa</i>	
vyšší neokóm	vápence (niekedy rohovcové) s kalcifikovanými rádioláriami, nanokónmi etc.	
spodný berias	vápence s <i>Calpionella alpina</i> a <i>Tintinnopsella carpathica</i> vápence s <i>Calpionella alpina</i> a <i>Crassicollaria</i>	
vrchný titón	plytkovodný	pelagický
	vápence s <i>Tubiphytes</i> a <i>Crassicollaria</i> , oolitmi a peletmi	vápence s <i>Crassicollaria</i> , <i>Globochaete</i> a rádioláriami

pokračovanie tab. 2

kimeridž — spodný	vápence s <i>Tubiphytes</i> , <i>Saccocoma</i> a peletmi vápence s <i>Tubiphytes</i> , lastúrnikmi a hydrozoami	vápence so <i>Saccocoma</i> a <i>Globochaete alpina</i> vápence so <i>Saccocoma</i> a pyroklastickou prímесou
kelovej — spodný oxford	červený rádiolarit s <i>Higumastra imbricata</i> etc., so zelenkastými albitovými žilkami (postvulkanické prejavy)	
doger spodný malm	zelenkasté a sivé kemité rádioláριοvé biomikrity niekedy s rohovcami	
vrchný lias-doger	tmavé škvŕnité slienité vápence („fleenmergel“)	
lias	kemité spikulitové váp., niekedy s rohovcami, čierne vápence s fosfatickou prímесou, jemnozrné spikulitové vápence s klastickým kremeňom, sivý priesčítý krinoidový biosparit	
rét — hetang	oolitový piesčítý vápenec oolitovo-drobnolumachelový vápenec	
karn — norik	? (časť vápencov a dolomitov uvedených nižšie?)	
stredný trias	tmavé, čiastočne dolomitické vápence svetlé vápence s fenestrálnou štruktúrou a kolapsovými mikritickými lemami dolomity, ojedinele loferické	
anis	tmavé vápence s <i>Meandrospira</i> cf. <i>deformata</i> , <i>Glomospirella triphonen-sis</i> etc., <i>Physoporella</i> , s ostrakódmi, koprolitmi, s pseudomorfozami po kryštálikoch sadrovca a anhydritu, so „sheet-cracks“	
skýt	? červenofialové slieňovce ? časť kremencov	
perm	ryolity (kremenné porfýry) a bazické vulkanity — časť z nich je možno jursko-spodnokriedového veku arkózy a arkózové kremence	
karbón	svetlé a červené granity ? časť kryštálických vápencov	
staršie peleoziikum (a proterozoikum ?)	metalydity kryštálické vápence sivé a ružové ortoruly	

Poznámka: Červené ortoruly možno podľa tabuľky R. MARSCHALKU et al. (1967) považovať za kritériové horniny zlepcov magurského pásma (nevyskytli sa ani v pročských zlepcoch bradlového pásma, ani v šambronských zlepcoch z externej časti centrálnokarpatského paleogénu).

Trias

Keďže spodný trias Karpát býva tvorený klastickými horninami, je možnosť jeho spoľahlivej identifikácie z valúnov minimálna. Niektoré kremence možno bez dôkazov počítať za spodný trias (seis). Verfenským bridliciam (kampilu) by mohol patriť červenofialový slieňovec s prachovou prímесou (Mič-4).

V. I. SLAVIN (1966, str. 32) uvádza z Rachovských hôr ojedinelú transgresiu ladinu na paleozoikum. Nedostatok klastického kremeňa vo valúnoch triasových karbonatických hornín však nenasvedčuje, že by sa aj v priestore juhomagurskej kordiléry vyskytovala podobná situácia.

Prítomnosť plytkovodných vápencov anisu bola dobre doložená foraminiferami a ojedinele aj riasami. Vcelku prítomnosť triasových plytkovodných vápencov a dolomitov je istá. I keď ich rozsah označujeme v texte ako stredný a vrchný trias, je možné, že vrchný trias v znosovej oblasti (juhomagurská kordiléra) úplne chýbal (ak oolitové vápence zaradované do rétu—hetanžu by patrili iba hetanžu).

V materiáli juhomagurskej kordiléry bol teda zastúpený len extrémne plytkovodný stredný (azda i vrchný) trias na rozdiel od pieninskej kordiléry, kde bol prítomný aj pelagický stredný a vrchný trias (M. MIŠÍK — R. MOCK — M. SÝKORA 1977) a južného segmentu sliezskej kordiléry, kde sa takisto našiel pelagický stredný a vrchný trias (J. SOTÁK 1985).

Anis

Sivé a hnedasté jemnozrnné vápence (mierna rekryštalizácia — mikrit zmenený v mikrosparit) s úplným chýbaním klastického (aj autigénneho) kremeňa, obvykle s ostrakódmi, peletmi — koprolitmi, s občasou dolomitizáciou, so znakmi extrémnej plytkovodnosti počítame všeobecne k strednému triasu. Anis bol doložený aj mikropaleontologicky.

Vápence s pseudomorfózami po kryštálikoch sadrovca a anhydritu (SMF — 23 v klasifikácii štandardných mikrofaciálnych typov J. L. WILSONA 1975):

Maj-8: dismikrit bez organických zvyškov, s kalcitovými pseudomorfózami po kryštálikoch sadrovca včítane ježkovitých agregátov (tab. I, obr. 1,2). Výplne po lištách predstavujú kalcitové monokryštály, často majú jednotnú optickú orientáciu vo viacerých susedných lištách (analogické tmelu prerastania).

Sta-13: mikrosparit s drobnými ostrakódmi, *Fronicularia* sp. a pseudomorfózami po dvoch kryštálikoch sadrovca.

Mat-2: dismikrosparit s niekoľkými exemplármi *Meandrospira* cf. *deformata* SALAJ, ojedinelými ostrakódmi a *Earlandia* cf. *gracilis* (PANTIČ). Pseudomorfózy kalcitu po anhydritových kryštálikoch (rektangulárne tvary — tab. I, obr. 3) opäť dokazujú hypersalinné prostredie. Na späťosť výskytov *M. deformata* s hypersalinným prostredím upozornili už J. SALAJ — M. POLÁK (1978).

Tmavé vápence s foraminiferami a ostrakódmi (SMF — 8)

Mat-9: biopelmikrosparit s častými ostrakódmi a *Meandrospira* cf. *deformata*, nubekularidnými foraminiferami, ojedinelými gastropódmi a úlomkom lastúrnika. Okrúhle pelety pravdepodobne predstavujú koprolity.

Lip-II-6: biopelmikrit s ostrakódovou mikrofáciou, *Tolypamma* aff. *gregaria* WENDT a *Paleonubecularia* aff. *minuta* BRÖNNIMANN — ZANINETTI — BOR-

ZOGNIA — HUBER (určila O. JENDREJÁKOVÁ). Na valúne je zachytený „sheet-crack“ nad 2 cm hrubý. Ide o výplň medzivrstvej špáry (rovnobežnej so subparalelným usporiadaním ostrakódov), vyplnenej charakteristickými, kolmo orientovanými superkryštálmi s undulóznym zhášaním. Štruktúra „sheet-crack“ je znakom zmršťovania, občasného vysychania sedimentu (A. G. FISCHER 1964).

Mič-y: biomikrosparit s hojnými foraminiferami *Tolypammia* aff. *gregaria* WENDT (tab. I, obr. 5), *Glomospirella triphonensis* BAUD — ZANINETTI — BRÖNNIMANN (tab. I, obr. 4), *G. cf. elburziana* BRÖNNIMANN — ZANINETTI — BOZORGNIO — HUBER, *Paleonubecularia cf. minuta* BRÖNNIMANN — ZANINETTI — BOZORGNIO — HUBER, *Planinvoluta* sp., *Earlandia* sp. (foraminifery určila O. JENDREJÁKOVÁ). Ďalej sú prítomné drobné hladké ostrakódy, juvenilné lastúrniky („vlákna“), ojedinelý gastropód. Je pozoruhodné, že v žiadnom prípade nebolo pozorované prisadanie sesilných foraminifer k nejakému podkladu.

Ud-a: pelmikrosparit s ojedinelou *Glomospirella cf. triphonensis* BAUD—ZANINETTI—BRÖNNIMANN, ostrakódmi a jedným ofúrovým článkom. Pelety pravdepodobne patria koprolitom, ojedinele sa vyskytujú dolomitové klence a zriedkavý pyrit.

Ud-n: biomikrosparit s častými úlomkami drobných dasykladácej *Physoporella* sp. (tab. I, obr. 6), zriedkavými *Codiaceae*, ostrakódmi, ojedinelými drobnými echinodermovými článkami a *Meandrospira* sp.

Stredný — vrchný (?) trias

Tmavosivé jemnozrné vápence (SMF — 8)

Mat-7: mikrosparit s ojedinelými ostrakódmi, gastropódom a ojedinelými „očkami“ sparitu.

Lip-II-7: pelmikrosparit s koprolitovou mikrofaciou, selektívnou dolomitizáciou menších peletov a ojedinelými ostrakódmi.

Sta-4: pelmikrosparit so zriedkavými ostrakódmi, ojedinelými echinodermovými článkami, gastropódm, úlomkami lastúrnikov a ostňami ježoviek; *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Turriglommina* aff. *mesotriassica* (KOEHN-ZANINETTI); v nerozpustnom zvyšku aglutinované foraminifery *Diplostromina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN a *Variostoma acutoangulata* KRISTAN-TOLLMANN; juvenilné brachiopódy.

Svetlosivé jemnozrné vápence. Mič-d: pelmikrosparit s ojedinelými ostrakódmi, echinodermovými článkami a aglutinovanou foraminiferou; Mat-8: pelmikrosparit s ojedinelými úlomkami brachiopódov, *Glomospira* sp. a drobnými echinodermovými článkami (charakteristické je nahrádzanie peletov monokryštálom kalcitu — tab. II, obr. 1). Maj-20: mikrosparit so zriedkavými ostrakódmi; Mič-20: mikrosparit bez organických zvyškov s ojedinelými dolomitovými klencami.

Sivohnedasté až svetlosivé vápence Du-II-2,7 obsahujú hojné bioklasty. Najčastejšie sa vyskytujú schránky ostrakód, fragmenty článkov krinoidov a fragmenty tenkých schránok lastúrnikov. Často sa vyskytujú foraminifery: *Glomospirella* aff. *triphonensis* BAUD, BROENNIMANN ET ZANINETTI; *Glomospirella spirillinoides* (GROSCH. ET GLEB.); *Ammodiscus* aff. *parapriscus* (HO); *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER; *Calcitornella* sp. *Glomospira* sp., *Ammovertellina* sp. a *Planiinvoluta* sp. Ojedinele sa vyskytujú fragmenty schránok brachiopódov a gastropódov. Biodetrit má spravidla syntaxiálne lemy (okrem foraminifer). Vápence sedimentovali vo faciálnom pásme otvorenej platformy SMF 8 a 9 s afinitou k 10. Na základe výskytu vyššie uvedených foraminifer predpokladáme, že sú strednotriasového veku — aniské.

Svetlosivé vápence (sčasti SMF-19): Mat-w (s fenestrami-pórmí vysychania, *Agathammina* cf. *australpina* KRISTAN-TOLLMANN ET TOLLMANN, *Trochammina* sp., ojedinelými ostrakódmi a gastropódmi); Mat-II-9 (s ojedinelými ostrakódmi, drobnými echinodermovými článkami, neurčiteľnými foraminiferami a *Globochaete alpina* LOMBARD).

Vzorka Mat-k sa vyznačuje hojnými kolapsovanými mikritickými lemmi lastúrnikov a gastropódov. Ďalej sú to hojné echinodermové články, viaceré ofiúrové články a ojedinelé ostrakódy. Aragonitové schránky lastúrnikov a gastropódov boli navŕtavané vŕtavými riasami, chodbičky po nich vyplnil kalcitový mikrit. Po rozpustení aragonitu počas ranej diagenézy boli tieto mikritické obruby rozlámané (tab. II, obr. 2) pod váhou nadložného sedimentu (R. BATHURST 1971). Analogická mikrofácia s kolapsovanými lastúrnikmi a gastropódmi je známa zo stredného triasu Nízkych Tatier a Malých Karpát (M. MIŠÍK 1972, str. 28, tab. VIII).

Maj-21 predstavuje pelsparit až biolitit so stromatolitovým narastaním a dutinkami vyplnenými sparitom. Pripomína wettersteinskú fáciu. Obsahuje viaceré *Earlandia* sp., niekoľko malých hladkých ostrakódov a globochét, ojedinelý úlomok hydrozoí a foraminiferu *Sigmoilina* aff. *bystrickyi* SALAJ (určila O. JENDREJÁKOVÁ). Tento druh bol opísaný z noriku. Jeho stratigrafické rozpätie nie je zatiaľ dostatočne známe a keďže v žiadnom valúne nemáme preukázaný vrchný trias, predpokladáme aj v tomto prípade strednotriasový vek.

Dolomity: Sivý jemnozrnný s ojedinelými ostrakódmi (Mat-v), hnedastý jemnozrnný s ojedinelými ostrakódmi a reliktmí koprolitov (Maj-25); sivožltkastý jemnozrnný s čiastočnou dedolomitizáciou (Jas-g); sivoružovkastý s reliktmí siníc (Ud-k), sivý kalový s úlomkami *Physoporella* sp. (Sta-20).

Svetlosivý stromatolitový dolomit (Mič-i) obsahuje fenestrae — póry vysychania, viaceré ostrakódy, cyanofytové vlákna, ojedinele *Bacinella* sp., *Solenopora* sp., úlomok dasykladácej; zodpovedá typickým loferitom (SMF-19), aké vystupujú aj v centrálnych Západných Karpatoch (M. MIŠÍK 1972, str. 75).

Pozoruhodný je žltkastý veľmi jemnozrnný dolomit s piesčitou prímесou z lokality Ud-i s prachovým kremeňom a subparalelne usporiadaným muskovitom. Nie je vylúčené, že ide o kampil.

Tmavé oolitové a drobnolumachelové vápence (SMF-15) zväčša s terigénnou prímiesou boli zaradené do rétu — spodného liasu bez paleontologických dôkazov na základe analógie s rovnakovými fáciami centrálnych Západných Karpát.

Oolitový piesčitý vápenec (Mič-h). Ide o oosparit s opracovanými úlomkami tenších lastúrnikov, zriedkavými echinodermovými článkami, ostňami ježoviek a ostrakódmi. Oválne oolity priemernej veľkosti 0,2 mm (max. 0,4 mm), hojné angulárne zrná klastického kremeňa priemerne 0,2 mm (max. 0,6 mm), ojedinele ortoklasy, plagioklasy, turmalíny, rutily a epidot.

Oolitovo-drobnolumachelový vápenec (Mat-n) oobiopelmikrosparit s hojnými úlomkami lastúrnikov, zriedkavými gastropódmi a ojedinelým úlomkom *Dasycladaceae*. Oolity (priem. 0,6 mm, max. 1 mm) majú zachovanú lúčovitú štruktúru. Migrujúce hnedé koloidy spôsobujú ich centrifugálnu rekryštalizáciu (začína sa od stredu). Pozoruhodná je prítomnosť autigénneho idiomorfného kremeňa v podobe tenkých ihličiek dlhých do 0,10 mm. Klastický kremeň nebol zistený.

Jura

Lias

Lias a doger nie sú v analyzovaných vzorkách paleontologicky doložené. Zaradenie sa opiera o analógie so známymi fáciami Západných Karpát (príznačná prímies klastického kremeňa, ihlice silicispongií, echinodermové články). V skúmanom materiáli prevládajú spikulitové mikrofácie.

Sivý piesčitý krinoidový vápenec (Mat-i). Biosparit z echinodermových článkov so syntaxiálnymi lemami, so zriedkavými úlomkami machoviek a terebratulidných brachiopódov (SMF-12). Niektoré echinodermové články sú čiastočne silicifikované. Hojný je klastický kremeň pieskovej kategórie (do 2 mm), ojedinelé plagioklasy čiastočne zatláčané kalcitom, muskovit, viaceré zrná granátu a staurolitu. Okrem tejto vzorky sú menšie krinoidové články dominujúcim elementom ešte v biopelmikrosparite Mič-28 (kalcifikované ihlice silispongií, lagenidné foraminifery, ojedinele ostrakódy a *Didemnoidea moreti* (DURAND DELGA), slabá prímies prachového kremeňa, zhluky hnedého koloidného minerálu, vyvolávajúceho rekryštalizáciu kalcitu, a v biomikrite Lip-5 (zhruba ako v predošlom, ojedinelý glaukonit).

Toto ojedinelé zastúpenie krinoidových biosparitov v študovanom súbore dokazuje, že tu nie je zastúpený žiadny materiál z čorštýnskej jednotky bradlového pásma, ktorej jurské súvrstvia sa vyznačujú bohatstvom ružových a bielych krinoidových vápencov.

Kremité vápence niekedy s rohovcami (Mat-m, II-7, Mič-30, Lip-II-2, Ud-g, Jas-h, Du-II-8). Tmavosivé, ojedinele žltkastosivé a biele horniny napospol so

spongiovou (spikulitovou) mikrofáciou (zväčša SMF-1). Značná časť ihlic hubiek je vyplnená chalcedónom; ide o *Monactinellida*, ojedinele *Hextactinellida*; rhaxy dominujú vo vzorkách Ud-g, Mič-30. Vzorka Jas-h obsahuje aj úlomky skupiny *Lithistida* a desmospongie (v ZK sú ojedinelé, zatiaľ nám boli známe len zo spodného liasu kysuckej, resp. nižnianskej jednotky z lok. Krásna Hôrka na Orave a z ifanovského sledu Nízkych Tatier). Vzorka Du II-8 je spikulit, v ktorom sa temer výlučne vyskytujú ihlice silicispongií, medzerná hmota je tiež z chalcedónu. V tretine vzoriek (2/6) sa vyskytli echinodermové články a ostrakódy. V malej miere býva prítomný prachový kremeň. Rohovce sú zväčša nedokonale diferencované, ojedinele sú v chalcedónovej časti novotvorené kalcitové klence. Vo vzorke Lip-II-2 sú najmladším prvkom klence hnedého epigenetického Fe-karbonátu.

Sivé jemnozrnné vápence (Mič-22, Maj-4, Sta-6, 11, 15) predstavujú biomikrity takisto so spikulitovou, resp. rhaxovou mikrofáciou (SMF-1). Ihlice sú na rozdiel od predošlej skupiny napospol kalcifikované; rhaxy vyplňa obvykle kalcitový monokryštál, v Sta-15 výplň tvorí viacero kalcitových zŕn, rhaxy majú granulované okraje. Ojedinele sú prítomné echinodermové články, lagenidné foraminifery (*Nodosaria* sp.) a drobné úlomky uhliifikovaných rastlinných pleťív. Množstvo klastického prachového kremeňa kolíše; ojedinelý je glaukonit.

Sivé až čierne vápence s obsahom fosfátov. Vzorka Jas-z ukázala 1,66 % P_2O_5 (anal. Ing. Karelková), čo zodpovedá 4,6 % fosforitovej zložky. Táto čierna hornina s takmer izotrópnou základnou masou, s prímiesou prachového kremeňa, ílových minerálov a s bielymi kalciovými žilkami neobsahuje zvyšky organizmov. Drobné úlomky fosfatických hornín sú aj vo vzorke Jas-p (slabopiesčité krinoidový biomikrit s nodosaridnými foraminiferami, úlomkami lastúrníkov, machoviek, s hrubozrnným klastickým kremeňom a glaukonitom). Menšiu fosfatovú prímies obsahujú tmavé vápence so spikulitovou mikrofáciou a prímiesou jemnopiesčitého kremeňa: Lip-11 a Ud-n.

Z doterajších skúseností v Západných Karpatoch sa takéto horniny s fosfatovou základnou hmotou, resp. fosfatovými intraklastami vyskytli v liasových súvrstviach tatrika a fatrika (M. Mišík—L. Pospíšil 1964; M. Mišík 1986b, str. 78). Je pozoruhodné, že valúny čiastočne fosfatových hornín sme zatiaľ zistili iba vo východoslovenskej oblasti (M. Mišík in R. Marschalko et al. 1976, str. 68 — zo šambronských zlepcov lok. Lúčky a Nová Ľubovňa).

Vyšší lias — spodný doger

Tmavosivé a sivohnedasté slienité škvŕnité vápence („Fleckenmergel“). K fleckenmerglovej fácií patrí deväť valúnov z troch lokalít: Mat-1, 4, 10, c, t, Maj-1, 7, Lip-II-3, 4. Ide o biomikrity (8/9) a ojedinelý mikrit. Majú spikulitovú mikrofáciu (9/7), ojedinele sa vyskytla rádioláριοvo-spikulitová a ostrakódová mikrofácia.

Vo všetkých vzorkách sú kalcifikované ihlice silicispongií (tenšie monaxónne, ojedinele rhaxy). Príznačnú konštantnú zložku tvoria veľmi drobné úlomky uhlifikovaných rastlinných pletív (8/9); akcesoricky bývajú prítomné nodosáriové foraminifery (5/9), ostrakódy (5/9), kalcifikované rádiolárie (4/9), drobné echinodermové články (4/9), juvenilné lastúrniky — „vlákna“ (3/9), úlomky lastúrnikov (2/9), globochéty (2/9), ofiúrové články (2/9), fosfatizované organické zvyšky (1/9). Vždy je prítomný sparit v podobe pigmentu, niekedy aj v kryštalograficky obmedzených zrnkách, ktoré vnikajú aj do kalcitových žiliek (epigenetická zložka). Klastický kremeň a muskovit bývajú veľmi zriedkavé. Ojedinelá silicifikácia sa vyskytla vo vzorke Lip-II-4, kde všetky foraminifery a ostrakódy sú zatlačené chalcedónom.

Bioturbácia sa prejavuje neusporiadanosťou alebo až zvrátením ihlíc hubiek, nerovnomerným rozmiestnením alochémov prítomnosťou hnedých organických koloidov vo škvŕnách, ktoré zväčša predstavujú deformované prierezy chodbičiek červov.

V Západných Karpatoch sa na liasové flekenmergle môžu podobať niektoré horniny albu. Tieto sa však vždy dajú v mikroskope odlišiť prítomnosťou mikrofosílií albu a obvykle aj akcesorickým glaukonitom. Slienité škvŕnité vápence neokómu mávajú svetlejšiu farbu a obsahujú mikroorganizmy umožňujúce zaradenie do spodnej kriedy.

Fácia škvŕnitých slienov (flekenmerglová fácia) sa všeobecne zaraďuje k hemipelagickým sedimentom; zodpovedá Wilsonovej SMF-1.

Doger — spodný malm

Zelenkastosivé a sivé kemité rádioláriové vápence — biomikrity (Mat-14, Maj-5, 14, 17, Du-II-1). Prvá vzorka má nejasne zachované rádiolárie (vyplnené lúčovitým chalcedónom) a ojedinelé juvenilné lastúrniky — „vlákna“. Žilky sú vyplnené vláknitým chalcedónom s esovite poprehýbanými jedincami (laterálny pohyb súčasný s kryštalizáciou). Zachytená je aj časť rohovca s neostrými kontúrami; obsahuje novotvorené kalcitové klence (Mišík 1973). Hojné rádiolárie sú v rohovci viditeľné ako fantomy s nedostatkom pigmentu uprostred pigmentovanej medzernej chalcedónovej masy. Rohovcová konkrécia je prítomná aj vo vzorke Maj-17 (obsahuje aj ojedinelé ostrakódy). Časť rádiolárií v Maj-5 je selektívne kalcifikovaná so zachovaním pôvodnej štruktúry. Maj-14 obsahuje nejasné prierezy *Cadosina parvula* NAGY, čo by poukazovalo na oxford. Vzorka Du-II-1 obsahuje kalcifikované sférické rádiolárie, ojedinele sa vyskytujú fragmenty echinodermových článkov a zoospóry *Globochaete alpina* LOMB. Uvedené horniny napospol patria SMF-3.

Kelovej—spodný oxford

Červený rádiolarit so zelenkastými albitovými žilkami (Mič-x). Veľmi jemnozrná chalcedónová masa je vyplnená rádioláriami, ktoré okrem šupinkovitě-

ho a vláknitého chalcedónu zriedkavo vyplňa aj chlorit. V blízkosti žíliak sú rádiolárie vyplnené monokryštálom Fe-karbonátu. Ojedinele sú prítomné rhyxy. Zriedkavo sú prítomné hnedé klenčeky Fe-karbonátu do 0,2 mm, sčasti zonárne. Extrakcia rádiolárií poskytla podľa určenia RNDr. L. OŽVOLDOVÉ tieto druhy: *Higumastra imbricata* (OŽVOLDOVÁ, tab. II, obr. 4), *Emiluvia sedecimporata elegans* (WIŚNIEWSKI), *Angulobracchia digitata* BAUMGARTNER, *Perispyridium ordinarium* (PESSAGNO), *Tritrabs hayi* (PESSAGNO). Druh *Higumastra imbricata* má rozpätie najvrchnejší bat — spodný oxford, niektoré začínajú od kelovej. Vek rádiolaritu je teda kelovej—spodný oxford.

Hornina je prenikaná žilkami viacerých generácií približne s takouto sukcesiou v ich výplni: chalcedón I — Fe-karbonát — chalcedón II — chlorit — kremeň — albit. Žilka s kremeň-albitovou výplňou (tab. III, obr. 1) je najmladšia.

Albitové žilky v rádiolaritoch zatiaľ poznáme zo Západných Karpát iba z vrchného triasu meliatskej jednotky od Jakloviec, kde sú evidentne späté s bázickými vulkanitmi triasu (postvulkanické javy). Je nanajvýš pravdepodobné, že albitové žilky v skúmanom valúne kelovejsko-oxfordského rádiolaritu sú takisto prejavom vulkanickej činnosti, na ktorú poukazuje aj pyroklastická prímes v niektorých valúnoch titónskych vápencov.

Sivozelený laminovaný vápnitý rádiolarit (Lip-8) obsahuje hojné rádiolárie vyplnené chalcedónom, ojedinele aj selektívne kalcifikované. Z rezídua po rozpúšťaní určila RNDr. L. OŽVOLDOVÁ druh *Tetratrabs bulbosa* BAUMGARTNER, ktorého rozsah je kelovej—stredný titón. Ojedinele sú prítomné ihlice hubiek a pelety. Pozoruhodná je prímes klastického kremeňa (až do 0,2 mm), zriedkavejšie aj muskovitu, biotitu, ojedinelý zirkón. K autigénnej zložke patria zhluky hnedého koloidno-disperzného minerálu.

Kimeridž až spodný titón — pelagické vápence

Opisované horniny patria SMF-3.

Sivý kalový vápenec so Saccocoma (Jas-n). Biomikrit s typickou sakkokomovou mikrofaciou (sekundibrachiálie, ramuli), *Globochaete alpina* LOMBARD (aj zoospóry upevnené na „vlákne“ ako vždy na konkávnej strane), nehojné juvenilné lastúrniky („vlákna“) a ostrakódy.

Hnedastosivý kalový vápenec so Saccocoma a pyroklastickou prímесou (Lip-10). Biomikrit so sakkokómovou mikrofaciou (sekundibrachiálie, ramuli), *Globochaete alpina* LOMBARD, zriedkavými juvenilnými lastúrnikmi (vláknami), ojedinelé dva apytychy a *Colomisphaera minutissima* (COLOM).

Výbrus obsahuje šesť drobných úlomkov (pod 0,15 mm) bázických vulkanitov s tenkými lištami-mikrolitmi plagioklasov. Keďže klastický kremeň prakticky chýba (iba tri prachové zrná), ide zreteľne o pyroklastickú prímес — vulkanický popol. Veľmi malé rozmery čiastočiek ukazujú na ďaleký transport vzdušnou cestou možno i zo sedimentačného priestoru pieninského bradlového pásma.

Hnedastý kalový vápenec so Saccocoma a rhaxami (Mič-19). Biomikrit s kalcifikovanými rhaxami a monaxónnymi ihlicami, s článkami *Saccocoma*, ojedinelými ostňami ježovky a *Patellina carpatica* (MIŠÍK).

Svetlosivý vápenec so Saccocoma a čiernymi rohovcami (Maj-2). Biomikrit s hojnými článkami planktonických krinoidov *Saccocoma*, kalcifikovanými rádioláriami a *Colomisphaera* sp. V drobných rohovcoch sú hojné inklúzie kalcitového mikritu; klenčky chýbajú. Vzorka Du-II-9 je sivozelenkastý jemnozrnný kremitý vápenec so sivým rohovcom — obsahuje rádiolárie (len čiastočne kalcifikované), planktonické krinoidy *Saccocoma*, drobné aptychy a ojedinelé foraminifery. Vzácnne sa vyskytujú prachové zrná muskovitu, zeleného biotitu, kremeňa a zirkónu — pod 1 %.

Vrchný titón — pelagické vápence

Sivé, biele a krémové kalové vápence — biomikrity (wackestone) s typickou kalpionelovou (krasikoláriovou) alebo rádioláριοvo-kalpionelovou mikrofáciou (SMF-3), úplne bez klastickej prímеси alebo s ojedinelými zrnkami prachového a jemnopiesčitého kremeňa: Mat-II-4, Mič-c, Ud-d, Jas-n, Lip-6, Maj-15, 19, Sta-2.

Frekvencia mikrofaciálnych prvkov:

<i>Crassicollaria</i> ssp.	10/10
<i>C. parvula</i> REMANE	4/10
<i>C. brevis</i> REMANE	4/10
<i>C. cf. massutiana</i> (COLOM)	3/10
<i>C. intermedia</i> (DURAND-DELGA)	3/10
<i>C. colomi</i> DOBEN	1/10
<i>Globochaete alpina</i> LOMBARD	8/10
<i>Saccocoma</i> sp.	2/10
kalcifikované rádiolárie	7/10
foraminifery	6/10
<i>Spirillina</i> sp.	4/10
<i>Lenticulina</i> sp.	3/10
echinodermové články	5/10
lastúrniky (aj juvenilné „vlákna“)	5/10
aptychy	5/10
fosfatizované šupiny rýb	4/10
<i>Colomisphaera minutissima</i> (COLOM)	3/10
<i>Tintinnopsella carpatica</i> (MURGEANU-FILIPESCU)	2/10
juvenilné amonity	2/10
ostrakódy	2/10
machovky	2/10
<hr/>	
prachový kremeň	4/10

Vápence titónu—neokómu (fácia biancone) často obsahujú rastované žilky (tab. IV, obr. 1), ktoré vznikli strihovými deformáciami (M. MIŠÍK 1971).

Malm plytkovodnejších facií

Okrem typických pelagických facií so *Saccocoma* a kalpionelami sú prítomné aj plytkovodné vápence malmu takmer výhradne s bentickými organizmami (napr. *Tubiphytes*) a s peletmi; stratigrafické zaradenie bolo možné vykonať z ojedinele prítomných exemplárov *Saccocoma* a *Crassicollaria*. Oproti výskytu plytkovodných hornín malmu z iných tektonických jednotiek Západných Karpát úplne chýbajú mikrofácie s *Clypeina jurassica*, *Protopenneroplis striata* a *Conicospirillina basiliensis*, také bežné z odkryvov (bradiel) flyšovaného pásma, z najvyšších príkrovov (barmsteinské vápence Čachtických Karpát) a v podobe valúnov aj zo silicika a z pieninskej kordiléry. Až na jedinou výnimku chýbajú biohermné facié malmu. Pozoruhodné je zistenie synsedimentárneho vulkanizmu v kimeridži—spodnom titóne, v čom sa zrači nadväznosť na Východné Karpaty.

Kimeridž až spodnejší titón — plytkovodné vápence

Hnedastý bioklastický vápenec s *Tubiphytes* a *Saccocoma* (Mat-1; SMF-18). Biopelsparit s hojným *Tubiphytes obscurus* MASLOV (pre exempláre z malmu býva niekedy používaný synonymný názov *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI), zriedkavé *Saccocoma* (tab. II, obr. 3) a iné echinodermové články, ostrakódy, ojedinele gastropód *Earlandia* sp., aglutinovaná foraminifera a úlomok lastúrnika. Do valúna, podobne ako aj v niekoľkých ďalších prípadoch vniká vyklíňujúca sa žilka — neptunická mikroďajka (0,5 mm hrúbky) obsahujúca hojný klastický kremeň a kalcitovú medzernú hmotu podfarbenú hydroxidmi Fe. Prítomnosť klastického kremeňa v žilke ostro kontrastuje s jeho úplným chýbaním v okolnej malmskej hornine. Puklinka sa vo valúne vytvorila až po jeho uložení a bola vyplnená ešte nespevnou spodnoeocénnou matrix zlepenca.

Svetlosivý vápenec s tubifytovo-hydrozoovou mikrofáciou (Mič-t) SMF-5, prípadne 7. Ide o biosparit s úlomkami lastúrnikov (zväčša s pôvodne aragonitovou schránkou, vyplnenou teraz kalcitovou drúzou), *Tubiphytes obscurus* MASLOV (obrastajú aj okolo foraminifer *Nodosinella* sp.). Prítomné sú viaceré úlomky hydrozoí, úlomok korala, veľmi zriedkavé aglutinované foraminifery (*Ophthalmidium* sp., a drobné nubekularidy), gastropódy, echinodermové články, osteň ježovky. Zvláštnosťou je neurčená riasa obrastajúca početné väčšie bioklasty (tab. III, obr. 2). V intraklastoch sú hojné kalcifikované rhaxy, ktoré v okolnej mase chýbajú.

Tubiphytes vykazuje dve maximá: perm-trias a malm. Táto vzorka je zatiaľ jedinou, ktorú možno zaradiť k biohermným faciám malmu. Alternatívne ju možno zaradiť k horninám barému—aptu, keďže ojedinele sa vyskytujú biohermné vápence tohto veku.

Sivokrémový vápenec s *Tubiphytes* a *Saccocoma* (Ud-p). Pelmikrosparit s časťmi *Tubiphytes obscurus* MASLOV, na nich upevnené a s nimi prerastené nube-

kularidné foraminifery, viaceré články *Saccocoma*, *Colomisphaera carpatica* (BORZA), *C. minutissima* (COLOM), *Globochaete alpina* LOMBARD, ojedinele *Globochama* sp., *Ophthalmidium* sp., *Lenticulina* sp., ostrakódy, echinodermový článok, *Didemnooides moreti* (DURAND-DELGA), ? *Mercierella* sp. Hojné aglutinované pelety, ojedinele aj koprolity.

Plytkovodný charakter, avšak bez tubifytov, má **hnedastý vápenec so Saccocoma** — **Mič-b.** Ide o intrabiopelmikrosparit s početnými článkami *Saccocoma*, hojnými nubekularidmi (aj prisadnuté na intraklastoch), *Bullopora* sp., *Nodophthalmidium* sp., s častými *Earlandia* cf. *amplimuralis* (RADOIČIČ), zriedkavými globochetami, echinodermovými článkami a serpulidom. Časté sesilné foraminifery, pelety včítane koprolitov a intraklasty ukazujú na plytkovodný, resp. prechodný vývoj.

Vrchný titón — plytkovodné vápence

Sivohnedý bioklastický vápenec s Tubiphytes-Crassicollaria (Mič-r). Biomikrit (SMF-9) s častými echinodermovými článkami (syntaxiálne dorastanie na úkor mikritu), *Tubiphytes obscurus* MASLOV (v jednom prípade je jeho jadrom foraminifera *Nodosinella* sp.), úlomkami ustricovitých lastúrníkov, terabratulidných brachiopódov, ostňami ježoviek, machoviek, 5 ex. *Crassicollaria brevis* REMANE, ojedinele *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, *Textularia* sp. a úlomok rúrky annelida. Vekové zaradenie umožňuje *Crassicollaria*, ktorá je tu jediným planktonickým organizmom. Asociácia *Tubiphytes-Crassicollaria* sa ojedinele vyskytla aj vo valúnoch upohlavských zlepcov (lok. Branč — M. MIŠÍK — M. SÝKORA 1981, str. 24), v blokoch vápenca v solánskom súvrství magurskej jednotky Hostýnskych vrchov a Chřibov (M. ELIÁŠ — H. ELIÁŠOVÁ 1984, str. 142). Zistili sme ju aj vo valúne z paleocénnych zlepcov račianskej podzóny magurskej jednotky na lok. Koryčany.

Svetlosivý vápenec (Mič-j). Oopelmikrit miestami vymytý, prechody do spariťtu so zriedkavými zvyškami organizmov: aglutinované foraminifery *Textularia* sp., *Ophthalmidium* sp., úlomky lastúrníkov z nich aj izolované menšie prizmy, ostrakódy, *Globochaete alpina* LOMBARD, ojedinele *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA), *C. brevis* REMANE, *Didemnooides moreti* (DURAND-DELGA), osteň ježovky. Slabá prímes klastického kremeňa prachovej veľkosti, autigénny kremeň preplnený kalcitovými inklúziami, hojné mikrotyloly. Oolity max. do 0,5 mm majú výraznú lúčovitú stavbu a vrúbkovaný okraj; sú ponorené v mikrite. Asociácia oolity — *Crassicollaria* nebola zatiaľ v Západných Karpatoch zaznamenaná.

Pri uvedených plytkovodných vápencoch malmu nemožno vylúčiť, že išlo o alodapické (turbiditné) vložky v pelagických faciách, avšak v žiadnom valúne sme nezistili nejaký takýto styk, čo sa nám napr. podarilo v prípade spodnokriedového turbiditu pri spracúvaní valúnov z pieninskej kordiléry (M. MIŠÍK — M. SÝKORA 1981, str. 35).

Krieda

Spodný berias — pelagické vápence

Sivohnedasté kalové vápence s asociáciou *Calpionella alpina* a *Crassicollaria* — Maj-23, 27 (SMF-3). V oboch prípadoch ide o malé formy *Calpionella alpina* LOMBARD sprevádzané poslednými *Crassicollaria*. Podľa uznesenia konferencie v Sümegeu (J. REMANE et al. 1986) objavenie sa *C. alpina* značí bázu beriasu. V asociácii sa nachádzajú kalcitom vyplnené dutinky po rádioláriách a globochéty, ojedinele *Colomisphaera* sp. a *Didemnum carpathicum* MIŠÍK ET BORZA (tab. II, obr. 6).

Žltkastý kalový vápenec (Jas-1) predstavuje biomikrit s kalpionelovou mikrofáciou. Veľmi hojná je *Calpionella alpina* LOMBARD (veľké formy), ojedinele *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Globochaete alpina* LOMBARD, ojedinele úlomky lastúrnikov, ofiúrový článok, fosfátová šupina ryby a niekoľko zrníek prachového kremeňa.

Vrchný berias až spodný valangin — pelagické vápence

Patria SMF-3. **Krémový kalový vápenec (Sta-23)** predstavuje mikrit so zriedkavými neurčiteľnými prierezmi kalpionel a ojedinelou *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Colomisphaera minutissima* (COLOM) a zriedkavými kalcifikovanými rádioláriami. Vystupovanie nanokónov výhradne s tenkými kanálikmi ukazuje najskôr na berias.

Sivožltkastý biomikrit s kalpionelopsisovo-kadosínovou mikrofáciou (Mat-u). Obsahuje hojne *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH) tab. II, obr. 5, zriedkavé *Tintinnopsella longa* (COLOM), *T. carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU) tab. V, obr. 1, a *Remaniella cadischiana* (COLOM). Hojná je *Cadosina fusca* WANNER a *C. minuta* BORZA, (tab. IV, obr. 2), vystupujúca v skupinkách, *Globochaete alpina* LOMBARD, kalcifikované rádiolárie, ojedinelé ostrakódy, aglutinované foraminifery; tenkostenné lastúrniky (rozlámané pri kompakcii) a echinodermový článok. Ide o podzónu oblonga — najvyšší berias až najspodnejší valangin.

Tmavosivý biomikrit s rádioláριοvo-kalpionelopsisovou mikrofáciou (Mat-g). Obsahuje kalcifikované rádiolárie a nehojné *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), indexový druh podzóny oblonga ako v predošlej vzorke.

Krémový biomikrit s kadosínovou mikrofáciou s *Tintinnopsella carpathica* (Mič-15). Obsahuje hojné *Cadosina semiradiata* (WANNER), *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER) a *Colomisphaera* sp., nanokóny s úzkymi kanálikmi, zriedkavé kalcifikované rádiolárie, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), ojedinele kalcifikované ihlice silicispongií a ostrakódy. V stylolitoch sú autigénne ílové minerály. Valún vykazuje drvenie v sedimentačnom priestore — zbrekciovatenu zónu, do ktorej vniká okolná pieskovcová matrix. Najväčšia

časť priestorov medzi úlomkami je však vyplnená mladým (paleogénnym) sekundárnym kalcitom.

Sivý laminovaný vápenec s tintinidmi a úlomkami vulkanitov (Maj-13). Striedajú sa v ňom niekoľko mm hrubé (aj šikmo zvrstvené) laminy biomikritu a intrapelsparitu. V biomikritových laminách dominujú subparalelne usporiadané tenké monaxónne, zriedkavo tetraxónne kalcifikované ihlice silicispongií, kalcifikované rádiolárie, zriedkavo sú prítomné *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Calpionellites darderi* (COLOM) tab. V, obr. 2, *Cadosina fusca* WANNER, *C. fusca cieszynica* NOWAK, *Patellina carpatica* (MIŠÍK). V intrapelsparitových laminách sa nachádza takisto *C. fusca* WANNER, ojedinele *C. fusca cieszynica* NOWAK, *C. semiradiata* WANNER, *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), *Calpionella alpina* LOMBARD, *Lorenziella hungarica* KNAUER, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), ostrakód a rhax s chalcedónovou výplňou. Zdá sa, že intrapelsparitové laminy obsahujú aj o niečo staršiu redeponovanú mikrofaunu. Azda ide o intermitentné konturitové prúdy, ktoré obsahovali materiál z distálnych kalciturbiditov. Celkove ide o zónu *Calpionellites* prislúchajúcu spodnému valanginu.

Vzorka obsahuje veľmi jemnozrnnú (pod 0,10 mm) pyroklastickú prímes chloritizovaných úlomkov bazických vulkanitov (tab. V, obr. 3), ako aj kryštaloklasty drobných plagioklasov, čiastočne kalcifikovaných a jedno zrno červeného spinelu. Úplné chýbanie klastického kremeňa umožňuje usudzovať na veľmi vzdialené vulkanické centrá vo Východných Karpatoch.

Vyšší valangin až hoteriv — pelagické vápence

Päť valúnov sivých a žltkastých slaboslienitých vápencov podľa chýbania tintinid a hedbergel pravdepodobne patrí do vyššieho valanginu — hoterivu. Vzorky Jas-e, y sa vyznačujú globochétovo-kadosínovou mikrofáciou, Ud-c rádioláριοvo-spikulitovou mikrofáciou (aj s čiernym rohovcom), Sta-1 kadosínovo-spikulitovo-rádioláριοvou mikrofáciou s častou *Colomisphaera* sp., Lip-II-1 nanokónovo-rádioláριοvou mikrofáciou s rohovcom (všetky SMF-3).

Barém — plytkovodné vápence

Sivý vápenec s bielymi bodkami (Mat-II-8) — biomikrit (wackestone). Hojné miliolidy sa javia na hornine ako biele bodky, menej *Ophthalmidium* sp., *Textularia* sp., izolované embryonálne aparáty od *Sabaudia* sp., ojedinele *Orbitolinopsis* sp., *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), ostrakódy a úlomok lastúrnika. Bez terigénnej prímеси. Ide o typickú lagunárnu faciú s miliolidmi. Barémських zástupcov rodu *Orbitolinopsis* určil E. KÖHLER.

Barémsky druh rodu *Orbitolinopsis* sa vyskytol aj v intrasparite Jas-5. Sprevdzaný je aglutinovanými foraminiferami, echinodermovými článkami, úlomka-

mi lastúrníkov, ostňami ježoviek, ojedinelým gastropódom a koralom. Do niektorých pórov po vytvorení iniciálneho tmelu vnikol kalcitový kal (interná sedimentácia).

Barém až spodný apt — plytkovodné vápence

Podobne ako pri rozboroch kriedových zlepcov bradlového pásma (M. MIŠÍK—M. SÝKORA 1981) a albských zlepcov centrálnych Karpát (M. MIŠÍK—J. JABLONSKÝ—R. MOCK—M. SÝKORA 1981) boli i v tomto prípade v rozpätí barém—apt zistené len plytkovodné vápence z okruhu urgónskej fácie, ktoré vystupujú v manínskej a vysokotatranskej jednotke. Vápence takéhoto typu sa však nachádzajú aj ako vložky v pelagických slieňoch tohto veku v križňanskom príkrove. Keďže sprievodné sliene barému—aptu by sa nezachovali, nemôžeme s určitosťou tvrdiť, že v podloží južného okraja magurského flyšu bola prítomná iba vápencová platforma urgónskeho typu, hoci to považujeme za pravdepodobné vzhľadom na vystupovanie vápenca urgónskeho typu v marmarošskej zóne. Táto urgónska platforma musela smerom na S a SZ vyklíňovať, prechádzať do hlbokovodných sedimentov, ako o tom svedčí chýbanie valúnov urgónskych vápencov zo sliezskej kordiléry a flyšový vývoj barému—aptu v sliezskej jednotke.

Vápence s orbitolínami

Ako osobitnú skupinu preberieme valúny obsahujúce orbitolíny, konkrétne *Palorbitolina lenticularis* (určenia láska overil E. KÖHLER), čo nám umožní porovnať túto populáciu s dobre spracovanými orbitolínovými vápencami iných oblastí Západných Karpát.

Celkove ide o deväť valúnov zo šiestich lokalít: Mat-5, 6, II-11, Jas-f, w, Maj-6, Mič-a, 32, Sta-12. Sfarbenie hnedastosivé a sivé. Štruktúry: štyrikrát biointrasparit (SMF-12), trikrát biomikrit, jedenkrát biointraamikrit a biopel-sparit. Tri vzorky patria miliolidovej mikrofacii, dve lastúrnikovej, po jednom je zastúpená halimedová, lastúrnikovo-hydrozoová, orbitolínovo-bačinelová a lastúrnikovo-echinodermovo-orbitolínová mikrofacia. Frekvencia mikrofa-ciálnych prvkov:

<i>Palorbitolina lenticularis</i> (BLUMENBACH)	9/9
lastúrniky	9/9
echinodermové články	7/9
miliolidy	6/9
ostne ježoviek	6/9
ostrakódy	5/9
<i>Dasycladaceae</i> : <i>Salpingoporella muehlbergii</i> (LORENZ) a iné	5/9
gastropódy	4/9
<i>Sabaudia minuta</i> HOFKER	4/9
<i>Ethelia alba</i> (PFENDER)	4/9
terebratulidné brachiopódy	3/9

<i>Textularia</i> sp.	3/9
<i>Bacinella irregularis</i> RADOIČIČ	3/9
rúrky annelid	3/9
<i>Hydrozoa</i> (vrátane <i>Actinostromaria</i>)	2/9
<i>Sabaudia briacensis</i> ARNAUD—VANNEAU (tab. XIX., obr. 1), machovky, ofiurové články, sesilné foraminifery, <i>Pieninia oblonga</i> BORZA et MIŠÍK, <i>Munieria grambasti</i> BYSTRICKÝ, <i>Didemnoides moreti</i> (DURAND—DELGA), <i>Marinella lugeoni</i> PFENDER, <i>Halimeda</i> sp., <i>Acicularia</i> sp., koralinne riasy, <i>Girvanella</i> sp., <i>Globochaete</i> sp., <i>Protococcaceae</i> , <i>Lenticulina</i> sp., <i>Pseudotextulariella</i> sp., <i>Marssonella</i> sp., <i>Trocholina</i> sp., <i>Patellina</i> sp.	1/9
<hr/>	
bioklasty	9/9
intraklasty	6/9
pelety	3/9
oolity	1/9
<hr/>	
klastický kremeň	4/9
autigénny kremeň	2/9
silicifikácia	3/9
chromspinelidy	1/9
vtlačanie alochémov (pressure solution)	1/9
rozlamovanie lastúrníkov pri kompakcii	1/9

Orbitolíny nemajú zabudovaný klastický kremeň, z iných zložiek sa v nich iba raz vyskytli kalcifikované rhaxy, neprítomné v sedimentačnom prostredí. Lastúrniky vystupujú výhradne v úlomkoch hruboschránkových typov, najčastejšie ustricovitých, ojedinele boli zistené aj úlomky rudistov-rádiolitov. Dasykladácej bývajú prítomné len v ojedinelých drobných jedincech, z ktorých J. SOTÁK určil *Salpingoporella muehlberghii* (LORENZ) — tab. V, obr. 4 a cystové kontajnery *Russoella radoicicae* BARATOLLO (tab. VIII, obr. 2.).

Mikrofácie zodpovedajú zarifovej oblasti — lagúne s otvorenou i obmedzenou cirkuláciou, Wilsonove SMF-9, 12, 16. Hojnosť miliolidov je typická pre lagunárne prostredie z okruhu urgónskej fácie. Prvky z dezintegrácie jadra rífu (biohermy) sú úplne ojedinelé (*Hydrozoa* — tab. V, obr. 5., *Bacinella*, sesilné foraminifery, machovky).

Od tohto súboru sa do značnej miery odlišuje vzorka Mat-5 s výraznou klastickou prímiesou kremeňa arenitovej frakcie, s úlomkami metakvarcítov a ofiolitového detritu: úlomky bázických vulkanitov, hnedé zrná s metakoloidnou štruktúrou (asi rozložené serpentíny) a tri zrná chromspinelidov vo výbruse. Osobitosťou je halimedová mikrofácia — tab. VII, obr. 1 (M. MIŠÍK—M. SÝKORA 1981) uvádzajú totožnú mikrofáciu pod názvom „pseudokódiová“ z valúna Nosice — III. h, (tab. XIV, obr. 2). Jedine tu sa vyskytli ojedinelé oolity, *Pieninia oblonga* a *Munieria grambasti* (tab. VI, obr. 1). Posledne menovaná forma je zatiaľ známa z barému—aptu z územia Západných Karpát tiež len z kriedových zlepcov bradlového pásma, a to lokality Vrtižer a Kotrčina Lúčka-f (J. BYSTRICKÝ 1976a, M. MIŠÍK—M. SÝKORA 1981, tab. XII, obr. 5—6). Toto spolu s prítomnosťou chromspinelidov ukazuje na určitú príbuznosť s materiálom pieninskej kordiléry.

Veľmi slabá silicifikácia sa vyskytla v tretine vzoriek; kvarcín čiastočne zatláča kalcit v lastúrnikoch a echinodermových článkoch. Autigénny idiomorf-

ný kremeň bol jedine vo vzorke Mič-a; kryštáliky sú preplnené kalcitovými inklúziami.

Vápence bez orbitolín

Sivý vápenc s *Carpatoporella fontis* (Mat-13). Ide o biomikrit (SMF-9), v ktorom dominujú úlomky lastúrnikov (ustricovité aj s výraznou prizmatickou stavbou a mikritickými obrubami od vrťavých rias), niekoľko exemplárov *Ethelia alba* (PFENDER), *Carpatoporella fontis* (PATRULIUS) — tab. V, obr. 6; jej všetky doterajšie výskyty v Západných Karpatoch sú tiež z barému—aptu (M. MIŠÍK et al. 1981, tab. II, obr. 5, M. MIŠÍK—M. SÝKORA 1981, str. 39, O. SAMUEL et al. 1972, tab. CXVII, obr. 4, M. MIŠÍK in R. MARSCHALCO et al. 1976, tab. XXXII, obr. 5). Ďalej sú prítomné echinodermové články, úlomky terebratulidných brachiopódov, ojedinele *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ, úlomok hydrozoí, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Patellina carpatica* (MIŠÍK), sesilné foraminifery (drobné nubekularidy a *Thuramina* sp.), rúrka červa *Spirorbis* sp. (tab. VI, obr. 3), gastropódy a drobné *Dasycladaceae*.

Tmavosivý vápenc so *Sabaudia minuta* (Mat-h). Intrasparit s foraminiferovou mikrofáciou, *Sabaudia minuta* (HOFKER) — tab. VI, obr. 2, echinodermovými článkami, úlomkami lastúrnikov a koralinných rias.

Slabopiesčitý vápenc so ?*Subactaeon* a *Sabaudia minuta* (Maj-12). Dobře vytriedený jemnozrnný biosparit s foraminiferovou mikrofáciou. Gastropód ?*Subactaeon* sp. (tab. VI, obr. 4) je jedinou makrofosíliou, zastihnutou v strihovských zleplencoch. Jeho pôvodne aragonitová schránka je paramorfovaná kalcitom.

Svetlohnedý vápenc so *Sabaudia minuta* (Maj-24). Biointrasparit s miliolidovou mikrofáciou, ojedinelými úlomkami lastúrnikov, echinodermovými článkami a *Aciculella* sp. Takisto obsahuje *Sabaudia minuta* (HOFKER, ktorá má stratigrafické rozpätie valangin—spodný alb. Príslušnosť k valanginu—hoterivu nemôžeme celkom vylúčiť; zo Západných Karpát sú však plytkovodné vápence tohto veku známe len z alodapických vložiek.

Biointraosparit s *Koskinobullina socialis* CHERCHI et SCHROEDER (Mič-14) začleňujeme tiež do barému—aptu bez priameho dôkazu. Dominujú v ňom aglutinované foraminifery. Pozoruhodná je prímes oolitov priemerne 0,4 mm veľkých a prímes klastického kremeňa do 0,7 mm niekedy aj s autigénnym dorastaním, ako aj vtlačanie alochémov („pressure solution“). Valún vykazuje stopy drvenia v sedimentačnom priestore, do pukliniek vniká pieskovcová matrix („neptunické mikrodamky“).

Izolovaná komôrka *Koskinobullina socialis* sa vyskytla aj v jemnozrnnom biopelsparite Mič-13 s aglutinovanými foraminiferami, drobnými echinodermovými článkami *Cadosina fusca* WANNER a *C. fusca cieszynica* NOWAK. Podľa početných drobných zrníek glaukonitu nevyklúčujeme prípadnú príslušnosť k spodnému albu.

Sivokrémový biolitit s *Bacinella* a hydrozoami (Ud-e) je spolu s nasledujúcou vzorkou ojedinelým prípadom biohermných vápencov barémsko—aptského veku. Koraly a hydrozoj (tab. VI, obr. 5) sú prerastené s *Bacinella irregularis* RADOIČIČ. Časté sú foraminifery: miliolidy, aglutinancia, *Trocholina* cf. *friburgensis* (GUILLAUME et REICHEL), *Lenticulina* sp., zriedkavé úlomky ustríc, echinodermové články, ostrakódy, ojedinelá *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK, *Archaeolithothamnium* cf. *feuillei* LEMOINE (tab. VII, obr. 2) (určila A. SCHALEKOVÁ).

Sivohnedý biolitit s *Bacinella* s fenestrálnou štruktúrou (Mič-k) je analogicky predošlému (obe patria SMF-7). Hojná *Bacinella irregularis* RADOIČIČ obrastá väčšinu alochémov. Ďalej sú prítomné aglutinované foraminifery, *Trocholina* cf. *friburgensis* (GUILLAUME et REICHEL), *T.* cf. *elongata* LEUPOLD, *Thurammina* sp., ostrakódy, sepuly, ojedinele drobné *Dasycladaceae* a *Codiaceae*.

Oproti barémsko—aptským vápencom z valúnového materiálu kriedových zlepcov pieninskej kordiléry (M. MIŠÍK—M. SÝKORA 1981, str. 36—45) je nápadným rozdielom, že z 18 valúnov sa zistili iba v dvoch úlomky koralov a *Hydrozoa* (raz *Actinostromaria* sp.); takmer úplne chýbajú machovky a korallinné riasy. Ďalší rozdiel je, že len v jedinej vzorke sa zistili úlomky chromspineli-dov, bázických vulkanitov a klastických hornín; niet stôp po redepozícii starších vápencov. Okrem dvoch vzoriek niet znakov ukazujúcich na blízkosť bioheriem, aké sú opisované napr. z marmarošskej bradlovej zóny Ukrajinských Karpát (V. G. ČERNOV et al. 1980).

Vrchný apt

Krémový vápenec so *Sabaudia auruncensis* (Sta-18). Dobre vytriedený jemnozrnný pelbiosparit s hojnými miliolidmi, glomospirami a *Sabaudia auruncensis* (CHIOCCHINI et DI NAPOLI ALLIATE) tab. XIX, obr. 2 — určil E. KÖHLER, druh indikuje vrchný apt. Ojedinele sú prítomné mikroonkolity a v intraklaste *Girvanella* sp. Ide o lagunárnu fáciu.

Sivý vápenec s *Orbitolinopsis* cf. *reticulata* (Jas-j). Hrubo-zrnný intrasparit so zriedkavými organickými zvyškami: úlomky lastúrníkov, echinodermové články, osteň ježovky, *Orbitolinopsis* cf. *reticulata* MOULLADE et PEYBERNES (tab. VI, obr. 6., určil E. KÖHLER; ide o druh typický pre vrchný apt).

Vrchný apt — spodný alb

Sivý slienitý vápenec (Mat-p) biomikrit so stopami bioturbácie, so spikulitovo-kolomielovou mikrofáciou (SMF-1). Obsahuje hojné malé kalcifikované ihlice silicispongií, viacero *Colomiella recta* BONET (tab. VIII, obr. 3), ojedinele *Hedbergella* sp., *Textularia* sp., *Patellina* sp., *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK (tab. VIII, obr. 4), aberantné tintinidy, drobné echinodermové články, izolované prizmy lastúrníkov, drobné úlomky zuhoľnatených rastlinných pletív. Klastický kremeň chýba, sú prítomné ojedinelé zrná glaukonitu.

Podľa K. BORZU (1984, tab. 1) *Colomiella recta* je obmedzená na spodný alb (podľa textu citovanej práce, str. 546 sa objavuje už vo vrchnom apte). *Cadosina fusca cieszynica* sa podľa W. NOWAKA (1966) vyskytuje v rozpätí kimeridž-barém, K. BORZA (in O. SAMUEL et al. 1972, str. 493) pripúšťa s otáznikom jej zasahovanie až do aptu. Z nášho údaja vyplýva, že horná hranica jej rozpätia je minimálne vrchný apt.

Tmavosivý slienitý slaboškvrnitý vápenec (Maj-22). Ide o biopelsparit so stopami bioturbácie, so spikulitovou mikrofáciou (zväčša kalcifikované monaxónne ihlice a rhaxy vyplnené monokryštálom kalcitu, ojedinele *Tetractinellida* a *Hexactinellida*, zriedkavo z chalcedónu), s úlomkami lastúrnikov (aj izolované prizmy); zriedkavé sú ostne ježoviek, aglutinované foraminifery a *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK.

Vrchný apt — spodný cenoman

Hrubozrný litický pieskovec s *Aghardiellopsis cretacea* a *Archaeolithothamnium rude* (Lip-1). Dominuje klastický kremeň, hojné sú valúniky hornín do 4 mm veľkosti: mikrity, dolomity (trias), fosfatické horniny (lias), rádiolárové vápence a silicity (doger-neokóm), biosparity s úlomkami orbitolín, s *Koskinobullina socialis*, *Ethelia alba* (barém-apt), vulkanity, kryštalické bridlice, kremence. Z akcesórií dve zrná chromospinelidov, ojedinelý granát a turmalín. V medzernej hmote redeponované, opracované *Palorbitolina lenticularis* SCHLUMBERGER, úlomky hruboschránkových lastúrnikov, korala a viaceré úlomky koralinných rias (určila A. SCHALEKOVÁ: *Aghardiellopsis cretacea* LEMOINE (známe rozpätia apt—alb—? sp. cenoman), *Paraphyllum primaevum* LEMOINE (apt—cenoman), *Archaeolithothamnium rude* LEMOINE (apt—alb—?cenoman), *Kimatolithon belgicum* (FOSLIE) LEMOINE et EMBERGER (apt—alb). Vzájomné vtláčanie úlomkov a alochémov s rozpúšťaním, kalcitový tmel.

Vrchný turón (?) — senón

Hnedasté slienité vápence s *Marginotruncana* a pitonelami — Mič-m, 5. Obe vzorky patria biomikritom s jemnepiesčitou prímесou. Majú subparalelnú textúru danú usporiadaním pretiahnutých bioklastov a muskovitu. Dominujú úlomky schránok lastúrnikov a izolované prizmy z nich, *Hedbergella* sp., zriedkavé sú *Pithonella ovalis* (KAUFMANN) — tab. VIII, obr. 5 a dvojkýlové globotrunkány, včítane *Marginotruncana* sp. (tab. VIII, obr. 6, vrchný turón—senón), ojedinele drobné echinodermové články.

Senón

Vápence s úlomkami rudistov—rádiolitov, deväť vzoriek: Maj-28, 29, Sta-7, 19, 22, Mič-33, Mat-3, II-10, Du-II-5 (SMF-10, 11).

Frekvencia mikrofaciálnych prvkov:

biosparity	4/9
biomikrity („packstone“).	2/9
biopelsparit, biointrasparit, biointramikrudit	1/9
<hr/>	
bioklasty	9/9
intraklasty	3/9
pelety	3/9
<hr/>	
lastúrniky (úlomky)	9/9
foraminifery	8/9
echinodermové články	7/9
<i>Pieninia oblonga</i> BORZA et MIŠÍK	3/9
ostrakódy	4/9
machovky, ostne ježoviek, koralinné riasy, serpulid, <i>Girvanella</i> sp.	2/9
klastický kremeň	5/9
biotit	3/9
muskovit	2/9
úlomok žuly, spongiového vápenca, plagioklas, rutil, turmalín	1/9
<hr/>	
silicifikácia (sférolity kvarcinu)	1/8

Ide o hnedosivé (ojedinele krémové a biele) vápence. Sparitové typy sú dobre vytriedené, väčšinou hrubozrnné (nad 0,5 mm priemerná zrnitosť). Silne prevládajú opracované úlomky hrubostenných lastúrnikov (ustríc, prizmatické štruktúry, v každej vzorke aj rudisty-rádiolity s typickou bunkovitou štruktúrou). Zriedkavé foraminifery patria takmer vždy aglutinantným typom, ojedinele sa vyskytol nubekuláριοvý typ. Nehojené echinodermové články mávajú syntaxiálne obruby. Koralinné riasy včítane *Archaeolithothamnium* sp. sa vyskytli len v jednej vzorke.

Vápenec s asociáciou lastúrniky — echinodermové články — Mič-17, 26, 34 (SMF-11). Aj keď sa nedajú preukázať typické prierezy rádiolitov (iba ustricové a inocerámové typy), je nadväznosť na predošlú mikrofaciu zrejmalá. Vo vzorke 34 sú prítomné aj zrná granátu a po jednom úlomku vulkanitu a spongiového silicitu.

Vápenec s úlomkami lastúrnikov (i rádiolitov), koralinnými riasami a *Pithonella ovalis* — Ud-7. Čiastočne vymytý biointramikrit obsahuje navyše tri prierezy *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK, *Ethelia alba* (PFENDER), aglutinované foraminifery, gastropódy, machovky a ostne ježoviek (SMF-10).

Sivý vápenec s mikrofaciou z prziem inocerámov — Sta-16 (SMF-12). Ide o dobre vytriedený biosparit (priemerná zrnitosť alochémov asi 0,25 mm). Veľmi hojné sú hnedasto pigmentované izolované prizmy inocerámov (tab. IX, obr. 1) asi 0,5 mm dlhé, so syntaxiálnou obrubou z číreho kalcitu. Hojné sú aj zaoblené úlomky iných lastúrnikov, zriedkavé aglutinované foraminifery, úlomky machoviek a koralinných rias. V klastickej prímеси sú okrem kremeňa (angulárne zrná do 0,5 mm) aj drobné úlomky dolomitov, živce, ojedinely rutil.

Svetlosivý zrnitý vápenec (Du-II-5) je sediment s dobre vytriedenými úlomkami. Obsahuje hlavne prizmy inocerámov, často sa vyskytujú foraminifery (E. KÖHLER určil *Helicorbitoides* sp.). Ojedinele až zriedkavo boli zistené fragmenty rudistov-rádiolitov, červených rias — litotamnií, machoviek, schránky ostrakódov a články echinodermátov. Vápenec obsahuje klastickú prímes (pod 1 %) kremeň, zirkón, zelený biotit a úlomky rohovcov.

Drobnozrnitý karbonátový zlepenec s úlomkami rudistov — Mič-1. Medzi valúnikmi do 1 cm priemeru dominujú triasové dolomity rôznej zrnitosti, časť z nich podľahla dedolomitizácii. Triasu patrí pravdepodobne aj pelsparit s ostrakódmi. K liasovým horninám možno počítať dva valúniky piesčitých ružových krinoidových vápencov s lagenidmi a ostrakódmi, fosfatický vápenec s ihlicami silicispongií (časť z nich je pseudomorfovaná chloritom). V matrixe prevláda klastický kremeň. Z biotritu sú prítomné zaoblené úlomky lastúrnikov včítane rádiolitov, koralinných rias (*Archaeolithothamnium* sp.).

Hnedastý jemnozrnitý pieskovec s gastropódmi a úlomkami inocerámov — Mič-23. Priemerná zrnitosť 0,12 mm: kremeň, zriedkavo plagioklasy, muskovit, biotit, chlorit, úlomky ílovcov. Lamíny naryžovaním obohatené na ťažké minerály: červený a žltkastý rutil, opakové minerály, zaoblené zirkóny, epidot, granát, titanit. Zaoblené zirkóny sú produktom viacerých sedimentačných cyklov na rozdiel od angulárnych zrn kremeňa. Typický tmel prerastania (tab. IX, obr. 2) je z kalcitu, vykazujúceho dvojčatné lamelovanie. Výbrus obsahuje päť gastropódov, pôvodne aragonitových, paramorfovaných hrubozrnitým hnedastým kalcitom (najväčšia schránka na priereze valúna presahovala 5 cm). Prítomný je úlomok inoceráma a izolované prizmy.

Hnedastý hrubozrnitý pieskovec s úlomkami rudistov a *Pithonella ovalis* — Mič-18. Nevytriedený (priemerná zrnitosť 0,7 mm, max. zrno 4 mm), neopracované úlomky. Z terigénnej zložky dominuje kremeň, častý je biotit, zriedkavý muskovit, kaolinizovaný ortoklas a štyri zrná granátu; päť úlomkov žúl, úlomky dolomitov, kemitého vápenca a spikulitovaného biomikritu (jura), biomikritu s *Crassicolaria* (vrchný titón). V hojnom biotrite prevládajú úlomky lastúrnikov včítane rudistov s mikritickými obrubami (vrtavé riasy), ojedinele silicifikované kvarcínovými sférolitmi, viacero echinodermových článkov so syntaxiálnymi obrubami, aglutinované foraminifery, úlomky koralinných rias, dva prierezy *Pithonella ovalis* KAUFMANN, ojedinele *Ethelia alba* (PFENDER), ostne ježoviek a serpulidy. Vzájomné vtlačanie bioklastov spojené s ich rozpúšťaním.

Piesčitý vápenec s prizmami inoceramov, pitonellami a *Nummofallotia cretacea* (Mič-35). Popri úlomkoch inocerámov (tab. X, obr. 1) obsahuje ešte aglutinované foraminifery, úlomky koralinných rias a machoviek. Okrem klastického kremeňa obsahuje ojedinele plagioklasy, úlomky kalových vápencov, felzitu a silicitu, akcesorický rutil a turmalín. Stratigrafický rozsah *N. cretacea* je koňak — mástricht.

Kampán

Vápence s *Pseudosiderolites vidali*. Šesť valúnov: Mič-27, 29, Mat-f, II-12, II-13 (SMF-10, 11). Žltkasté, krémové a biele vápence s takouto frekvenciou mikrofačiálnych prvkov:

biosparity	3/6
biomikrity	3/6
<hr/>	
bioklasty	6/6
intraklasty	1/6
<hr/>	
<i>Pseudosiderolites vidali</i> (DOUVILLÉ)	6/6
iné foraminifery	6/6
lastúrniky	6/6
echinodermové články	6/6
ostrakódy	4/6
koralinné riasy	3/6
ostne ježoviek	3/6
machovky	2/6
<i>Ethelia alba</i> (PFENDER)	2/6
<i>Pithonella ovalis</i> (KAUFMANN)	2/6
serpulidy	2/6
úlomok brachiopóda, <i>Orbitoides media</i> (D'ARCHIAC)	1/6
<hr/>	
klastický kremeň	3/6
muskovit	2/6
plagioklas, chromspinelid, úlomky dolomitov, vápencov, vulkanitov	1/6
<hr/>	
silifikácia lastúrnikov	2/6
dorastanie autigénneho kremeňa na klastické jadro	2/6

Pseudosiderolites vidali (DOUVILLÉ) — tab. XI, obr. 1—2 ukazuje na kampán. Je spomínaný zo senónu brezovskej skupiny na Bradle pri Brezovej (D. ANDRUSOV 1950, str. 146) a pri Hlbokom v Považí (bradlový obal — O. SAMUEL et al. 1972); známy je aj z valúnov z centrálnokarpatského paleogénu Oravy (M. MIŠÍK et al. 1968 — oravská kordiléra). Jeho asociácia s *Orbitoides media* (D'ARCHIAC) tab. X, obr. 2 umožňuje zaradenie valúnov Mat-II-2 a Mič-27 do vrchného kampánu. Vzorka Du-II-5 poskytla *Helicorbitoides* sp. (tab. XI, obr. 3). Za pomoc pri určovaní veľkých foraminifer ďakujeme RNDr. E. KÖHLEROVI, CSC.

Z iných foraminifer sú prítomné prevažne aglutinancia (napr. *Marssonella* sp., *Pseudotextulariella* sp.), v dvoch prípadoch globotrunkány v jednom *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) — tab. XI, obr. 4, doteraz známa zo Západných Karpát iba zo západného sektoru bradlového pásma a odtiaľto odvodených valúnov (M. MIŠÍK 1986, str. 434).

Pozoruhodná je prítomnosť chromspinelidov v jedinej vzorke Mičakovce-27 spolu s úlomkami vulkanitov a biomikritu s *Crassicollaria*, dokazujúceho vynorenie vrchnotitónskeho súboru počas senónu.

Sivý slaboslienitý biosparit s globotrunkánami a prizmami inocerámov (Sta-9). Dobre vytriedený, priemerná zrnitosť 0,20 mm. Obsahuje poškodené *Globotruncana* aff. *arca* (CUSHMAN), *Dorothia oxycona* (REUSS), *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp. a textularidy (určoval RNDr. J. SALAJ, DrSc.), viacero prziem inocerámov so syntaxiálnym dorastaním, drobné úlomky koralinných rias, ojedinele echinodermové články, úlomok rudista-rádiolita a malú formu *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK; klastický kremeň, biotit a úlomky mikritických vápencov.

Sivý slienitý jemnopiesčitý vápenec s globotrunkánami a úlomkami inocerámov (Mat-r). Biosparit (packstone). Subparalelná textúra je daná usporiadaním prziem inocerámov; sú prítomné aj úlomky schránok inocerámov, ďalej *Globotruncana* aff. *arca* (CUSHMAN) — tab. XI, obr. 5, *G. elevata* (BROTZEN), *Dorothia oxycona* (REUSS), *Stensioeina* sp., *Cibicides* sp., *Hedbergella* sp. (foraminifery určoval RNDr. J. SALAJ, DrSc.); ojedinele echinodermový článok, osteň ježovky, úlomok zuhoľnatého rastlinného pletiva; klastický kremeň, zriedkavo plagioklas a muskovit. Valún je prenikaný „neptunickými žilkami“ milimetrovej hrúbky; ide o puklinky vyplnené okolnou piesčito-ílovitou matrix (podrobnejšie o tomto jave pojednávame na str. 53).

Žltkastý slienitý vápenec s hedbergelami, pitonellami a globotrunkánami (Mič-s). Biomikrit s častými *Hedbergella* sp., *Globotruncana* aff. *arca* (CUSHMAN), *Pithonella ovalis* (KAUFMAN), prizmami inocerámov, ojedinele osteň ježovky; častý klastický siltový kremeň a muskovit.

Mástricht

Tmavosivý slabo piesčitý vápenec s Omphalocyclus macroporus (Lip-4). Biosparit (SMF-11) s častými echinodermovými článkami, ostňami ježoviek, úlomkami lastúrnikov včítane rádiolitov, punktátnych brachiopódov, machoviek, so zriedkavými foraminiferami *Textularia* sp., úlomkom *Globotruncana* sp. a *Omphalocyclus macroporus* LAMARCK (tab. XIV, obr. 1), ukazujúci na mástricht (určil E. KÖHLER). Prímes jemnozrného kremeňa a muskovitu.

Vrchná krieda, resp. paleogén v sladkovodnom vývoji

Sivokrémový kalový vápenec (Mič-o) s ostrakódovou mikrofáciou (subparalelné usporiadanie lastúriek, obvykle spojených, patriacich jednému druhu), s ojedinelými väčšími gastropódmi ukazuje na brakické až sladkovodné jazerné prostredie. O občasnom vynorovaní svedčia trhlinky a dutinky vysychania (tab. XII, obr. 2), vyplnené vnútorným sedimentom (kalcisiltitom) a sparitom (štruktúry polarit).

Žltkastosivý kalový vápenec s characeami (Lip-5), biomikrit s hojnými prierezmi s úlomkami charácei jedného druhu (?*Atopochara*), zriedkavými gastropód-

mi (pôvodne aragonitovými, ich schránka a dutina sú vyplnené kalcitovou drúzou s novotvorenými hnedými klenčekom pravdepodobne Fe-dolomitu a ojedinelými ostrakódmi. Prímes klastického kremeňa prachovej veľkosti, hojný drobný autigénny, najčastejšie alotriomorfný kremeň.

Žltý jemnozrnný vápenec (Maj-18) je sčasti brekciovitý, s trhlkami vysychania, vyplnenými o niečo hrubším kalcitom. Bol prítomný iba jeden prierez ostrakóda. **Hnedastý, veľmi jemnozrnný vápenec (Sta-3)** neobsahuje žiadne organické zvyšky. Príslušnosť týchto valúnov k sladkovodným vápencom je pravdepodobná.

Vzhľadom na vek strihovských zlepcov sú tieto sladkovodné vápence predstrednoeocénneho veku. V centrálnych Západných Karpatoch poznáme takéto sladkovodné vápence iba z vrchnej kriedy, z vrchného turónu—spodného senónu (M. MIŠÍK—M. SÝKORA 1980, str. 246—254), (M. MIŠÍK 1986, str. 428—432).

Spodný paleocén

Biohermné a pribiohermné vápence — Mič-e, f, n, u, Mat-b, y, Jas-e, l, o, Ud-o, Lip-2, 3, Maj-16, Sta-12 (SMF-5, 6, 7, 9). Farba: krémová a žltkastosivá. V trinástich valúnoch boli zastúpené tieto štruktúry: biolitit 4x, biomikrosparit 3x, biomikrit 3x, po jedenkrát biosparit, intrabiomikrosparit, intrasparrudit.

Frekvencia mikrofaciálnych prvkov:

foraminifery	13/13 = 100 %
nubekularidy	9/13
miliolidy	6/13
rotalidy	5/13
<i>Globigerina</i> sp.	2/13
<i>Haddonia heissigi</i> HAGN	2/13
<i>Planorbulina cretae</i> MARSSON	2/13
<i>Bullopura</i> sp.	1/13
<i>Miscellanea miscella</i> ARCHIAC et HAIME	1/13
<i>Anomalina</i> sp.	1/13
<i>Textularia</i> sp.	1/13
<i>Thuramina</i> sp.	1/13
koralinné riasy (včítane <i>Archaeolithothamnium nummuliticum</i> LEMOINE	13/13 = 100 %
<i>Parachaetetes asvapatii</i> PIA („ <i>Elianelia elegans</i> “))	9/13
<i>Ethelia alba</i> (PFENDER)	8/13
machovky	8/13
echinodermové články	7/13
koraly	6/13
ostne ježoviek	5/13
serpulidné červy	5/13
hydrozoj	4/13
lastúrniky	3/13
ostrakódy	4/13
<i>Dasycladaceae</i> , (<i>Broeckella belgica</i> MORELLET et MORELLET a iné)	2/13
<i>Koskinobullina</i> cf. <i>socialis</i> CHERCHI et SCHROEDER	1/13

<i>Pycnoporidium</i> sp.	1/13
<i>Didemnooides moreti</i> (DURAND DELGA)	1/13
<i>Pieninia oblonga</i> BORZA et MIŠÍK	1/13
<i>Globochaete</i> sp.	1/13
<hr/>	
intraklasty	3/13
pelety	3/13
<hr/>	
klastický kremeň	5/13
úlomky metakvarcitov	2/13
úlomky kalcifikovaného bazického vulkanitu, felzitu, granitoidu, pertit, biotit, muskovit, granát, rutil,	1/13
<hr/>	
fosforitové zrná	1/13
dutinky vyplnené vnútorným sedimentom	3/13

Tieto paleocénne rify boli tvorené hlavne riasami a nubekularidnými foraminiferami. Menej sa v ich stavbe uplatňovali koraly a hydrozoy (tab. XIII, obr. 1). V lagunárnej (zarifovej) fácií dominujú miliolidy (tab. XVIII, obr. 1).

V biolilitoch sú časté vzájomné prerastania koralinných rias, *Elianella elegans* (často býva postihnutá rekryštalizáciou), nubekularidov, machoviek a serpulíd. Protí paleocénnym rifom z Brezovského pohoria a z oravskej kordiléry (J. BYSTRICKÝ 1976b) prekvapuje ojedinelosť dasykladáceí — boli identifikované *Broeckella belgica* MORELLET et MORELLET (tab. XIV, obr. 2) a *Aciculella* sp. Ojedinele sa vyskytla sesilná foraminifera *Bullopora* sp. (tab. XIII, obr. 2) a neurčená riasa (tab. XV, obr. 1). Mimoriadne zriedka sú zastúpené aj úlomky lastúrníkov (v jednom prípade aj ustricovitý lastúrník s bunkovitou štruktúrou schránky). Vo vzorke Mič-f vystupuje vo vápenci dānu—montu s *Broeckella belgica* problematický organizmus (riasa alebo sesilná foraminifera) *Koskinobullina* cf. *socialis* CHERCHI et SCHROEDER (tab. XIV, obr. 3), doteraz uvádzaná iba z rozpätia bat—cenoman (A. CHERCHI—R. SCHROEDER 1984).

Väčšina vzoriek neobsahuje žiadnu terigénnu prímies; zväčša bývajú prítomné len ojedinelé zrná, avšak až do veľkosti 1 mm. Jedine dve vzorky s dutinkami vytvorenými v telese rifu mali v ich výplni hojné angulárne zrná kremeňa a ďalších vyššie spomenutých terigénných zložiek; ojedinele bola zistená dutinka s naryžovanými 10 zrnami granátu. V jednej vzorke sa vyskytli dutinky vyplnené iba kalom.

Rozpukávanie valúna v sedimentačnom prostredí s vníkaním matrixu do valúna po vlasových žilkách (klastické žilky-neptunické mikrodamky) je zreteľné v Matiaška-y (tab. XVII, obr. 1); dve vzorky z lokality Mičákovce vykazujú iniciálnu brekciovitú štruktúru rifového vápenca s posunom drobných blokov pozdĺž žiliek vyplnených kalcitom. Aj tu ide o drvenie — rozpukanie valúna v sedimentačnom prostredí (tab. XVII, obr. 2). Pukliny sú zaplnené kalcitom, matrix bola už litifikovaná.

Tieto paleocénne biohermné vápence zodpovedajú dávnejšie známym výskytom zo západného Slovenska (D. ANDRUSOV 1965, M. MIŠÍK—J. ZELMAN 1959, E. KÖHLER 1961, E. SCHEIBNER 1968), ktorých pokračovanie bolo neskôr

nájdené aj na území Rakúska vo Východných Alpách; A. TOLLMANNOM (1976, str. 449) boli nazvané ako kambühelské vápence. Tieto paleocénne rifové vápence sa usadzovali pri južnom okraji gosauského sedimentačného priestoru. Pôvodne boli opísané od Ternitzu a Priglitzu, potom aj od Wörschachu a z Mürz-talských Álp, a v podobe valúnov aj z molasy Východných Álp (P. FAUPL et al. 1987, str. 152—153).

Vyskytujú sa vždy na druhotnom mieste, buď ako olistolity veľkých rozmerov sklznuté zhruba synsedimentárne na krátku vzdialenosť (Brezovské pohorie, Hričov na Považí, Aksamítka v Pieninách, Radvaňovce na východnom Slovensku), alebo v podobe valúnov v zlepencoch centrálnokarpatského paleogénu na Orave (M. MIŠÍK—E. KÖHLER—O. FEJDIOVÁ 1968) a paleogénu bradlového pásma (napr. Šefranice-Udiča na strednom Považí), pročské vrstvy východného Slovenska — M. MIŠÍK in MARSCHALCO et al. (1976, str. 80). V pokračovaní sú známe z Východných Karpát ZSSR, takisto z paleogénu bradlového pásma (vulchovčické súvrstvie — V. G. ČERNOV 1973). Všetky spomenuté výskyty sú znakom silného splytčenia v zóne pri južnom okraji bradlového pásma v iniciálnom štádiu neopieninskej kordiléry. Z nej sklzávali bezprostredne po svojom vytvorení v podobe blokov-olistolitov do hlbších partií panvy (k JV a k J) a potom pri ďalšom vytlačení, vynáraní kordiléry boli znášané v podobe valúnov do zlepencov ukladaných vo vrchných častiach podmorských vejárov.

Naše zistenie valúnov paleocénnych rifových vápencov (kambühelských vápencov) v strihovských zlepencoch je prekvapujúce. Ukazuje, že ich sedimentácia sa súčasne s neopieninskou kordilérou východného Slovenska uskutočňovala aj v splytčenej oblasti budúcej juhomagurskej kordiléry. Pravdepodobne išlo o dva nezávislé, paralelné rifové pásy. Sotva mohlo ísť o súvislý spoločný priestor rozsiahleho splytčenia. Treba podotknúť, že žiadne bezpečné horniny z vlastných bradiel neboli v strihovských zlepencoch zistené (určite chýbajú horniny z čorštýnskej podzóny bradlového pásma).

Bližšie vekové zaradenie skúmaných rifových vápencov bolo možné z lokality Mič-u podľa *Miscellanea miscella* (dan) — tab. XVIII, obr. 2 a Mič-f; podľa prítomnosti *Broeckella belgica* do danu-montu (porovnaj J. BYSTRICKÝ 1976, str. 271). Celkové možné rozpätie je dané vekom bezprostredne nadložných pieskocov tejto časti strihovského súvrstvia, ktoré sú foraminiferami bezpečne datované ako spodný eocén.

Vrchný paleocén (ilerd)

Piesčitý vápenec s *Nummulites ex. gr. solitarius* a preplavenými senónskymi mikrofosíliami (Sta-17). Ide o dobre vytriedený jemnozrnný biosparit s *Nummulites ex gr. solitarius* HARPE ukazujúci na spodný ilerd (určil E. KÖHLER), *Rotalia* sp., úlomkami koralinných rias a ojedinelými ihlicami silicispongií vyplnenými chalcedónom. Obsahuje preplavené vrchnokriedové elementy: foraminifery *Nummofallotia cretacea* SCHLUMBERGER (tab. XIV, obr. 4), prizmy inocerámov a úlomok rudista. Klastické prímes tvorí jemnozrnný kremeň bez živcov a bez muskovitu.

Svetlosivý jemnozrný litický pieskovec s *Nummulites exilis* a preplavenými globotrunkánami (Jas-x). Obsahuje viaceré *Nummulites exilis* DOUVILLÉ poukazujúce na zaradenie do ilerdu (určil E. KÖHLER), *Globigerina* ex gr. *triloculinoidea* PLUMMER, *Hoeglundina* sp., *Anomalina* sp., *Cibicides* sp., (určil O. SAMUEL), z kampánu preplavené *Globotruncana* aff. *arca* CUSHMAN (určil J. SALAJ), úlomky koralinných rias a drobných lastúrníkov. Dominujú ostrohranné zrná kremeňa, ojedinelý plagioklas, biotit, glaukonit; po jednom zrne chromspinel, epidot, rutil, turmalín. Časté sú úlomky hornín: mikritické vápence (ojedinele s *Calpionella alpina* a vláknovou mikrofáciou), časté úlomky bázických vulkánitov, felzitov, dolomitov (aj dedolomitov), ojedinele silicitov.

Paleocén — spodný eocén

Tieto sedimenty patria SMF-12.

Sivý jemnopiesčitý biosparit (Sta-14) obsahuje veľa aglutinovaných foraminifer (*Discorbis* sp., *Anomalina* sp., *Rotalia* sp.), hojné menšie prizmy lastúrníkov, ojedinele ostrakódy, koralinné riasy; ojedinelý glaukonit tvorí výplne foraminifer. Klastický kremeň (do 0,20 mm), ojedinele biotit, rutil; živce chýbajú.

Hnedastosivý jemnopiesčitý vápenec (Mič-16) s častými foraminiferami *Discorbis* sp., *Gyroidina* sp. (tab. XIV, obr. 5; určil O. SAMUEL), zriedkavými echinodermovými článkami, opracovanými úlomkami lastúrníkov a koralinných rias. Klastický kremeň (max. 0,15 mm), muskovit, zirkón.

Piesčitý vápenec (Jas-u) predstavuje biosparit s úlomkami a prizmami lastúrníkov, častými foraminiferami *Rotalia* sp., *Trochammina* sp., *Trochamminoides* sp., miliolidmi (podľa O. SAMUELA ide o asociáciu paleogénneho veku). Zaujímavosťou sú preplavené senónske prvky: úlomok rudista, extraklasty biomikritu s *Pithonella multicava* BORZA a *Gümbelina* sp. Značná prímes klastického kremeňa, muskovitu, ojedinele turmalín a zirkón; z autigénnych minerálov glaukonit a pyrit.

Spodný lutét

Hnedastý vápenec s *Discocyclina archiaci* a *Alveolina* ex gr. *oblonga* (Sta-10). Nedokonale vymytý biosparit s hojnými foraminiferami: *Alveolina* ex gr. *oblonga* ORBIGNY (tab. XV, obr. 2), *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER) — tab. XVI, obr. 1, ukazujúca na bázu lutétu, *Glomalveolina* sp. (určil E. KÖHLER, miliolidy, rotalidy, ojedinelé echinodermové články, koralinné riasy a *Ethelia alba* (PFENDER). Prímes klastického ostrohranného kremeňa až do 1 mm veľkosti, úlomky prieskovca a prachovca.

Pravdepodobný paleogén (pieskovec)

Sivý hrubozrný polymiktný pieskovec s kalcitovým tmelom (Mič-8). Kremeň v angulárnych a subangulárnych zrnách, živce neprítomné, po jednom zrne

spinelu, granátu, epidotu. Časté úlomky karbonátových hornín (mikrit, pel-sparit, dolomit, dedolomit), kremenca, metakvarcity, fylity, silicit-spongolit, viaceré úlomky žilného kremeňa s vermikulárnym chloritom, ojedinelý úlomok červeného ílovca, kalcifikovaného bázického vulkanitu a pravdepodobne aj ultrabázika. Celkom ojedinelé organické zvyšky: veľký miliolid paleocénneho typu, ostrakódy, echinodermový článok, úlomok lastúrnika.

Sivé jemnozrné pieskovce (Maj-9, Mič-31) obsahujú značný podiel živcov (plagioklasy, ortoklasy, ojedinele mikrolín), muskovitu a biotitu. V prv uvedenej vzorke sú laminy obohatené ťažkými minerálmi (opakové minerály, zirkón, epidot, titanit) a úlomok vulkanitu.

Sivý jemnozrný pieskovec s bazálnym kalcitovým tmelom (Ud-u). Angulárne zrná kremeňa, ojedinele plagioklas, mikroklín, pertit, častý muskovit, biotit, chlorit, viacero zrn granátu, dve zrná staurolitu. Úlomky kryštalických bridlíc, mikritických vápencov, ojedinele pieskovca, bázického a kyslého vulkanitu. Obsahuje ojedinelú *Arenobulimina* sp., úlomky prizmatickej vrstvy lastúrnikov a machovky. Podobný charakter má vzorka Udavské-s s *Rheophax* sp. a *Hoeglundina* sp. s úlomkami preplavených dvojkýlových globotrunkán.

Pravdepodobne do tejto skupiny patria jemnozrné pieskovce Udavské-b, Lip-7, Mat-o, II-14, Sta-8, vyznačujúce sa častejším granátom (2-12 zrn vo výbruse), ešte hojnejší je vo valúne polymiktného mikrokonglomerátu Lip-19. Dominovanie granátu medzi ťažkými minerálmi považujeme v tejto oblasti za príznačné pre terigénny materiál paleogénu (zhoduje sa s údajmi T. ĎURKOVIČA 1960 a M. STAROBOVEJ 1962, sub udavská jednotka), na čo ukazuje aj zaujímavý prípad naryžovaných granátových zrníek v dutine biohermného paleocénneho vápenca.

Matrix zlepenecov

Na súčty petrografického zloženia jednotlivých lokalít a na výbrusové štúdium sme odoberali valúny väčšie ako 2 cm; výnimočne v prípade drobnozrných zlepenecov (napr. lokalita Starina) nad 1 cm. Pre pomerne malé odkryvy sa valúny vyzbierali prevažne z vypadaného materiálu a len sčasti sa vytkali priamo zo zlepenca. Na orientačné sledovanie drobnejších úlomkov spôsobu tmelenia a prípadných mikrofosílií bolo zhotovených niekoľko výbrusov z matrixu zlepenecov, zo vzoriek, ktoré je možné označiť ako polymiktný mikrokonglomerát.

Mičakovce. Z organických zvyškov bola v matrix zistená iba schránka gastropóda so zachovanou vnútornou štruktúrou (paramorfóza kalcitu po aragonite — tab. XVI, obr. 2). Valúniky: granitoidné horniny s biotitom a mikroklínom, ortokvarcit, metakvarcit s hematitovým pigmentom, pieskovce s kalcitovým tmelom, arkózový pieskovec s klenčkami karbonátu, žilný kremeň, kalové

vápence (s *Colomisphaera* — malm až spodná krieda) a iné, piesčité vápenec, zriedkavo dolomity, kyslý vulkanit s výrastlicou šachovnicovitého albitu. Úlomky minerálov: kremeň, zriedkavé plagioklasy (čerstvé i sericitizované), ojedinele pertit, mikroklinpertit, muskovit, biotit, chlorit, rutil. Tmel je kalcitový.

Matiaška — I. Bez organických zvyškov. Valúniky: kremenec s undulózne zhášajúcimi zrnami, metakvarcit, žilný kremeň, granitoidné horniny so sericitizovaným plagioklasom a biotitom, dva valúniky jemnozrnného dolomitu. Prekvapuje slabé zastúpenie karbonátových hornín v drobnej frakcii. Minerálne úlomky: kremeň, pomerne hojné sericitizované plagioklasy, pertity, baueritizované biotity. Zrná arenitovej frakcie sú takmer výhradne angulárne. Ojedinele bolo pozorované prasknutie valúnika pri kompakcii s posunom úlomkov.

Jasenovce. Bez organických zvyškov. V arenitovej frakcii takmer samé angulárne zrná: kremeň, kaolinizované ortoklasy, plagioklasy, ojedinele pertit, mikroklin, zriedkavo muskovit, zirkón. Drobné valúniky granitoidných hornín, metakvarcitu, jemnozrnného pieskovca, dolomitu, vulkanitu. Aj v tomto prípade je v pieskovej frakcii podstatne menej úlomkov karbonátových hornín než v zlepci. Malé množstvo medzernej ílovitej hmoty a výplňového kalcitového tmelu.

Juhomagurská kordiléra

Strihovské súvrstvie patrí k najvnútornejšej podzóna magurského flyšu na východnom Slovensku, nazývanej krynická podzóna (synonymné názvy čerhovská alebo kochanovská). Hrubé klastiká nachádzame v paleogéne iba tejto podzóny; v ostatných podzónach (bystrická a račianska) sa vyskytujú ojedinele a iba drobnozrnné zlepenec. To už samo osebe indikuje, že zdrojová oblasť sa nachádzala vnútornejšie, južnejšie od krynickej podzóny. Tento zdroj sme nazvali juhomagurská kordiléra (R. MARSCHALKO—M. MIŠÍK—L. KAMENICKÝ 1976, obr. 13, str. 98 a 122). Zhruba ju môžeme situovať do priestoru medzi magurskú a čorštýnsku sedimentačnú zónu. Musela však predstavovať ešte časť substrátu magurskej jednotky (materskej oblasti, z ktorej sa odlúčili superficiálne príkrovy flyšového pásma), keďže v klastickom materiáli zlepenec podľa našich zistení nie sú zastúpené žiadne horniny mezozoika čorštýnskej jednotky bradlového pásma. Juhomagurská kordiléra je v tomto východoslovenskom sektore jediný viac-menej lokálny zdroj pre súbory flyšového pásma, ktorých naprostá väčšina dostávala iba jemnozrnnější materiál. Takýto psamitový a pelitový materiál mohol byť transportovaný turbiditnými prúdmi z niekoľkostokilometrových vzdialeností. Dokonca ani sliezska kordiléra, vynárajúca sa medzi magurským sedimentačným priestorom a sedimentačnou zónou vonkajšieho flyšového pásma (sliezska jednotka) v západnom sektore, nemala vo východoslovenskom sektore žiaden geometrický ekvivalent. T. KORÁB—T. ĎURKVIČ

(1978, str. 131) dokázali, že turbiditné prúdy prinášajúce vločky charakteristických glaukonitických pieskoviec prechádzali bez morfolologickej zábrany z duklianskeho až do magurského sedimentačného priestoru.

O počiatočnom štádiu juhomagurskej kordiléry v senóne—paleocéne sa stručne zmieňuje J. BROMOWICZ (1986). Z rozboru ropianických vrstiev magurskej jednotky v Poľsku vyplýva, že do drobných frakcií dodávala pomerne veľké množstvo úlomkov karbonátových hornín oproti iným súčasným flyšovým kordiléram. Hrubo zrnité pieskovce z lokality Bednarka obsahovali 12 % živcov a 10,9 % úlomkov hornín, z ktorých 41 % patrilo sedimentárnym, 51 % magmatickým, 8 % metamorfovaným. Takisto z ropianických vrstiev paleocénu, ale ešte externejšej jednotky Obidowa-Slopnic, uvádza z vrtného materiálu M. KALMUS (1978, 1979) fylity, ruly, migmatity, kontaktné rohovce, granitoidy, lydity (?), úlomok čierneho uhlia, kremence, metakvarcity, arkózové pieskovce, sférolitické porfýry, porfyrity (propylitizované andezity), spility, triasové peletové dolomity, stredotriasový dolomitizovaný vápenc s diplopórami, slienité kalpionelové vápence (vrchný titón—berias), nanokónové vápence (neokóm), tufitické vápence (z textu sa zdá, že autor im pripisuje spodnokriedový vek), vápence s riasami, globigerínami a kalpionelami (údajne neokóm), hedbergelové vápence kriedy. Autor predpokladá prínos väčšiny valúnov od juhu z kordiléry na rozhraní bradlového a flyšového pásma (zodpovedá našej juhomagurskej kordilére). Časť hornín prevapujúco odvodzuje z pieninského bradlového pásma (globigeríno-rádiolárióvé vrstvy), dokonca s otáznikom až z krížňanskej jednotky (kalpionelové vápence), čo pokladáme za vylúčené.

Juhomagurská kordiléra sa výrazne prejavila v eocéne, kedy dodávala materiál strihovským zlepencom. Strihovské zlepenca sú členom strihovského súvrstvia. Tvoria viacero nepriebežných horizontov. Podľa R. MARSCHALKA (1975, str. 36—40) strihovské zlepenca sú typickou marginálnou faciou; predstavujú laterálny vstup do panvy. Rozlišuje dva typy zlepenecov. Prvý typ predstavujú valúny roztrúsené v pieskovcovej základnej hmote s hrúbkou telies do 300 cm. Ide o fluxoturbidity transportované asi 20 km od vyústenia podmorského kaňonu a ukladané vo vrchnej a strednej časti podmorského náplavového vejára. Druhý typ patrí symmiktitom; obsahuje zaoblené valúny, ako aj väčšie intraklasty drôb a ílovcov uložením v samotnej panve. Symmiktity vznikali pri podmorskom sklze, v ktorom sklzávajúca sa masa nedosiahla turbulentné štádium, pretože predčasne stuhla. Kordiléra mala podľa neho podobu ostrovnej zóny so strmými svahmi; musela zahŕňať aj rozsiahlejšiu súš krytú vegetáciou (hojný drobný rastlinný detrit). Táto pretiahnutá súš mala podľa našich odhadov dĺžku minimálne 100 km.

Juhomagurskú kordiléru si v súčasnosti predstavujeme ako vynorenú časť subdukčného komplexu („structural high“) v modele W. R. DICKINSONA—D. R. SEELYHO (1979), resp. vynorenú časť vonkajšieho akrečného oblúka v modele A. D. MIALLA (1984, str. 387), teda silne tektonizovanú, šupinovitú zónu.

Prínosové smery podľa meraní T. KORÁBA—J. NEMČOKA—T. ĎURKOVIČA—R. MARSCHALKA (1962) sú od J a JV, čo je v zhode s predpokladaným laterálnym vstupom hrubších klastík. Menšie lokálne variácie (napr. od Z a od

JJZ) predstavujú miesta prekrytia susedných kuželov. V ďalšom postupe sa podľa uvedených autorov prúdy stáčali do pozdĺžneho smeru zhodného s osou panvy (JV-SZ), ktorá sa ukláňala — prehlbovala k SZ.

Zvýšená proximalita facií smerom k juhu sa podľa R. MARSCHALKA (1975) prejavuje aj zvyšovaním pieskocovo-ílovitého pomeru, pribúdaním amalgamácie pieskocov, ubúdaním ostrosti plôch, pribúdaním ílovcových intraklastov, plochých erozívnych rozmyvov a prúdových stôp, určujúcich polohu zdroja.

Záver

Súhrn stratigrafického a faciálneho zaradenia valúnov mezozoických a paleogénnych sedimentov.

1. Bol zistený iba plytkovodný trias, na stupeň sa dal spoľahlivo preukázať iba anis (*Meandrospira* cf. *deformata*, *Glomospirella triphonensis* etc.). Z typických znakov vápencov a dolomitov (pravdepodobne iba stredotriasových) spomenieme pseudomorfózy po kryštálikoch sadrovca, loferity (fenestrálne štruktúry v rovných stromatolitoch), sheet-cracks a úplne chýbanie terigénnej prímesi. K rétu—hetangu možno počítať oolitickodrobnolumachelové vápence.

2. Liasové a dogerské horniny neobsahujú mikrofaunistické prvky, ktoré by priamo umožňovali ich vekové zaradenie, avšak porovnanie s mikrofaciami liasových vápencov z rôznych jednotiek Západných Karpát je presvedčivé. Typická je pre ne prímes klastického kremeňa. Prevládajú spikulitové mikrofacie, ojedinele aj s litistidnými ihlicami. Typické krinoidové vápence (biosparity) sa na prekvapenie vyskytli iba ojedinele. Úplne chýbajú červené a biele krinoidové vápence tak hojné v drogeri čorštýnskej jednotky bradlového pásma. Zreteľne je zastúpená flekenmerglová faciá vyššieho liasu-spodného dogeru. Pozoruhodná je prítomnosť čiernych vápencov s prímiesou fosfátov.

3. Pelagické facié dogeru-neokómu sú hojne zastúpené. Vrchnému dogeru-spodnému malmu patria kremité rádioláriové vápence. Prekvapuje ojedinelosť typickej vláknovej mikrofacie (bola zistená len v jednom valúne bez možnosti presnejšieho stratigrafického zaradenia). Tiež prekvapuje úplná neprítomnosť červených hľuznatých vápencov, čo takisto poukazuje na úplné chýbanie materiálu zo susednej čorštýnskej jednotky. Bol zistený červený rádiolarit keloveju-oxfordu s *Higumastra imbricata* s albitovými žilkami ukazujúcimi na postvulkanickú činnosť. Kimeridžu-spodnému titónu patria kalové vápence biomikrity (niekedy s rohovcami) so *Saccocoma* a rhaxami; vrchnému titónu s *Crassicollaria*, globochetami a rádioláriami; spodnému beriasu s *Calpionella alpina* a *Tintinnopsella carpathica*, vrchnému beriasu-spodnému valanginu s *Calpionellopsis oblonga* a *Tintinnopsella longa*. Spodnému valanginu patrí valún s *Calpionellites darderi* a *Remaniella cadischiana* s veľmi drobnými úlomkami vulkanitov, dokažujúcimi vzdialenú vulkanickú činnosť v spodnom valangine. Vyšší neokóm charakterizuje asociácia *Nannoconus*-rádiolárie-globochéty-kadosíny.

4. Plytkovodné fácie malmu sú zastúpené biodetritickými vápencami s *Tubiphytes* a *Saccocoma* (kimeridž-spodnejší titón) a s *Tubiphytes* a *Crassicollaria* (vrchný titón). Posledne menovaná asociácia bola zatiaľ v ZK zistená iba v jednom valúne z kriedových zlepcov kysuckej jednotky (Branč) a z paleogénnych zlepcov račianskej jednotky (Koryčany). Asociácia oolity-*Crassicollaria* z lokality Mičakovce nebola doteraz nikde zistená v Západných Karpatoch. Biohermnému vývoju malmu patrí jediný valún s hydrozoami, *Tubiphytes*, s obrastaniami sesilných foraminifer a zatiaľ neurčenou riasou. Vcelku je ťažko rozhodnúť, či ide o rovnakovekú plytkovodnú fáciu malmu (pravdepodobnejšia alternatíva), alebo či tieto valúny plytkovodného malmu nepochádzajú iba z kalciturbiditových vložiek z predtým spomenutých pelagických súvrství. Pozoruhodným znakom oproti doteraz opísaným vývojom plytkovodného malmu v Západných Karpatoch (odkryvy a bloky v západnom sektore flyšového pásma, odkryvy v najvyššom príkrove Čachtických Karpát, valúnový materiál kriedových zlepcov kysuckej jednotky bradlového pásma, klapskej, manínskej, zlepcov albu tatrika a fatrika, valúnov pochádzajúcich z malmu silickej jednotky) je úplné chýbanie *Conicospirillina basiliensis*, *Protopeneroplis striata* a *Clypeina jurassica*.

5. Plytkovodný vývoj príbuzný urgónskej fácií predstavujú biointrasparity vrchného barému-spodného aptu s *Palorbitolina lenticularis*, *Sabaudia minuta*, hojnými úlomkami lastúrníkov, *Ethelia alba*, *Bacinella irregularis*, *Salpingoporella muehlberghi*, ojedinele *Carpathoporella fontis*. Vrchný apt dokumentujú *Sabaudia auruncensis* a *Orbitolinopsis* cf. *reticulata*. Prítomná je tiež zarifová lagunárna fácia — biomikrity s hojnými miliolidmi. V jedinej vzorke (Mat-5) bola zistená hojnejšia klastická prímes kremeňa, úlomkov bázických vulkanitov, rozložených serpentínov a zrnami chromspinelidov; ide o halimedovú mikrofáciu s ojedinelým úlomkom riasy *Munieria grambasti*. V tunajších barém-sko-aptských vápencoch prekvapuje zriedkavosť koralov, hydrozoí a koraliných rias, ukazujúca na to, že v znosovej oblasti typické biohermy boli ojedinelé.

6. Spodnému albu pelagickej fácie patria spikulitové vápence s *Colomiella recta* a *Cadosina fusca cieszynica*. Hrubo-zrnitý pieskovec Lip-1 sa dá zaradiť do rozpätia vrchný apt—spodný cenoman. Horniny cenomanu a turónu nie sú v znosovej oblasti dokumentované; chýbali, alebo boli vo flyšovom vývoji.

7. Senón je reprezentovaný hojnými plytkovodnými vápencami, ukazujúcimi na postupné splytčovanie v priestore budúcej juhomagurskej kordiléry. Najviac sú zastúpené vytriedené biosparity z úlomkov rudistov-rádiolitov, aglutinovaných foraminifer, echinodermových článkov, *Pieninia oblonga* etc. V iných biosparitoch dominujú veľké foraminifery *Pseudosiderolites vidali* (ojedinele aj *Orbitoides media* — ich spoločné vystupovanie dokazuje vrchný kampán). Vápenec s *Omphalocyclus macroporus* patrí mástrichtu. Zriedkavo je prítomná *Nummofallotia cretacea*. Ďalšia časť vápencov je tvorená z izolovaných priziem a úlomkov schránok inoceramov. Prechod k oniečo hlbšej fácií predstavuje inoceramový detrit s primiešaním *Globotruncana* aff. *arca* (takisto kampán), prípadne *Marginotruncana* sp., *hedbergelami* a *Pithonella ovalis*. Vo väčšej časti

vápencov je značná piesčitá prímies s prechodmi až do prieskocov. Chýbajú valúny (fragmenty) typickej pelagickej fácie červených púchovských slieňov.

8. Spodný paleocén reprezentujú hojné valúny biohermných vápencov najčastejšie krémovej farby (vo východnej časti Východných Álp nazývané kambühelské vápence). Dominujú v nich riasy (*Corallinaceae*, *Elianelia elegans*, *Ethelia alba*, zriedka *Broeckella belgica*) a foraminifery (najmä sesilné nubekularidné) *Haddonella heissigi*, *Planorbulina cretae*, v zarifovej lagunárnej fácií miliolidy, zriedka *Miscellanea miscella*, machovky, koraly, serpulidy. Časť vzoriek má terigénnu prímies. Piesčité biosparity s rotáliami a ďalšími paleocénnymi foraminiferami; niekedy obsahujú preplavené globotrunkány. Vrchnému paleocénu (ilerd) patrí piesčitý vápenec s *Nummulites* ex gr. *solitarius* s preplavenými úlomkami rudistov a *Nummofallotia cretaea*, ako aj pieskovec s *Nummulites exilis* s preplavenou *Globotruncana* aff. *arca*. Redeponované kriedové mikrofosílie obsahovali štyri vzorky: Sta-17, Jas-u, x, Ud-s. Najmladším stratigrafickým horizontom doloženým v podobe valúnov v strihovských zlepencoch je najspodnejší lutét — slabopiesčitý biosparit s *Alveolina* ex gr. *oblonga* a *Discocyclusa archiaci* z lokality Starina.

9. Okrem pozitívnych zistení sedimentov určitých stratigrafických úrovní a fácií môžeme charakterizovať zdrojovú oblasť (juhomagurskú kordiléru) aj tým, čo v nej chýbalo. V tejto najnútornejšej časti substrátu flyšového pásma chýbali na rozdiel od externých častí vápence devónu, dinantu a uhľonosný karbón. Na rozdiel od pieninskej kordiléry chýbali tu pelagické fácie triasu; pre karn—norik sa nepodarilo doložiť ani plytkovodné sedimenty. Hoci plytkovodné vápence malmu sú prítomné, na rozdiel od všetkých ostatných výskytov v Západných Karpatoch (na odkryvoch aj v zlepencoch) nenachádzajú sa v nich *Conicospirillina basiliensis*, *Protopeneloplis striata*, *Nautiloculina oolitica* a *Clypeina jurassica*.

Poznanky z terigénnych prímiesí o paleogeografickej situácii v starších obdobiach odvodené pre priestor budúcej juhomagurskej kordiléry

Počas stredného triasu nebol žiadny prínos terigénneho materiálu do sedimentačného priestoru budúcej juhomagurskej kordiléry.

V réte—hetangu začína prínos klastického kremeňa (Mič-h max. zrno 0,6 mm) s ojedinelým ortoklasom, plagioklasom, rutilom a turmalínom. Počas liasu pokračuje prínos klastického kremeňa väčšinou prachovej kategórie; jedine vo vzorke Mat-i sa vyskytli zrná až do 2 mm, ojedinelé plagioklasy zatláčané kalcitom, úlomok pieskovca, dolomitu (trias), viacero zrn granátu a staurolitu, ojedinelý rutil.

Doger, malm, neokóm boli bez prínosu terigénneho materiálu, až na pozoruhodnú piesčitú prímies (aj biotit a muskovit) v rádiolarite Lip-8.

Počas vrchného barému—aptu znovu začal lokálny slabý prínos klastického kremeňa. Iba jediná vzorka Mat-9 obsahuje hojnú piesčitú prímies včítane úlomkov bázických vulkanitov s viacerými zrnami chromospinelidov, čím pri-

pomína barémsko-aptskú znosovú oblasť pieninskej kordiléry v západnej časti Slovenska. To pripomína aj vzorka Lip-1, situovaná do rozpätia vrchný apt—spodný cenoman; obsahuje aj redeponované orbitolíny vrchného barému—spodného aptu.

Počas senónu boli obnažené žuly (ojedinele aj úlomky, časté živce, muskovit, ojedinelý biotit, môže však ísť aj o redeponovaný materiál permských arkóz), trias (dolomity, ojedinele aj dedolomitizované, azda aj vápence), lias (krinoidové vápence), jura (kremité vápence, silicity), vrchný titón (biomikrit s *Crassicollaria*); ojedinele vulkanity. Z akcesorických minerálov je častejší rutil a granát, len v jednom prípade sa vyskytli zrná chromspinelidov, zrejme redeponované zo starších sedimentov. Senónu patrilo aj valún mikrokonglomerátov (úlomky max. 1 cm).

V paleocéne najväčšia časť klastického kremeňa pravdepodobne pochádza zo starších sedimentov. Živce chýbajú, iba raz sa vyskytli hojnejšie v dobre datovanom paleogénom valúne Mič-u, a to aj s úlomkami granitoidov. Aj biotit sa v dobre datovanom materiáli vyskytol iba raz. Z úlomkov hornín sú hojne prítomné pieskovce, dolomity (trias), vápence s kalpionelami (vrchný titón—berias), silicity, bazické vulkanity, felzity, žilný kremeň s vermikulárnym chloritom. V znosovom území rozsiahle vystupovali senónske súvrstvia, ako o tom svedčia redeponované globotrunkány, *Nummofallotia*, pitonely a úlomky rudistov (kanibalizmus v panve). Teoreticky by sa dalo predpokladať aj preplavovanie valúnov z drobnozrnných senónskych zlepcov (mikrokonglomerátov). Z akcesórií vo viacerých prípadoch dominuje granát, zriedkavejšie zirkón s rutilom, prípadne sprevádzané epidotom. Chromspinelidové zrná boli nájdené iba v dvoch prípadoch; zrejme ide o redepozit a ultrabáziká nehrali v území erodovanom počas paleocénu asi žiadnu úlohu. Pri viacerých valúnoch pieskovcov nebolo možné rozhodnúť o ich príslušnosti k senónu alebo paleogénu. Ukazujú väčšinou na granátovú asociáciu ťažkých minerálov; niekedy je aj staurolit (Ud-b, u), čo indikuje svory ako pravdepodobný zdroj; prítomné sú aj úlomky fylitov.

Počas spodného a stredného eocénu dávajú obraz o erodovanom území kvantitatívne rozbory valúnového materiálu strihovských zlepcov a inventár hornín uvedený v tab. 2. Možno ho konfrontovať aj s materiálom nájdeným v matrice zlepcov: granitoidné horniny s biotitom, mikroklínom, kremence, metakvarcity, pieskovce, arkózovité pieskovce, žilný kremeň, kyslé vulkanity, dolomity.

Analýza ťažkých minerálov z medzernej hmoty (T. ĎURKOVIČ 1960) ukazuje granátovú asociáciu, ktorú predpokladáme ako dominujúcu aj pre staršie horniny paleogénu a senón. Neobvykle vysoké percento granátov uvádza pre spodný oddiel paleogénu udavskej (= krynickej) jednotky aj M. STARBOVÁ (1962, str. 50), avšak pre vrchný oddiel paleogénu tejto jednotky sú podľa nej charakteristické stabilné minerály s pomerne vysokým obsahom chromitu.

Podiel kanibalizmu starších sedimentov samotnej flyšovej panvy možno odhadnúť z podielu valúnov flyšových pieskovcov (4—16 % podľa jednotlivých lokalít) a čiastočne aj z paleocénnych biohermných vápencov.

Stopy vulkanickej činnosti

Stopy vulkanickej činnosti boli pozorované: a) v keloveji—oxforde je nepriamy dôkaz postvulkanickej činnosti v podobe kremeň-albitových žiliek v rádiolarite (Mič-x) s *Higumastra imbricata*, b) v kimeridži—spodnom titóne (Lip-10) — indikácia vzdialeného zdroja pomocou pyroklastickej prímеси (úlomky bazických vulkanitov a plagioklasové kryštaloklasty okolo 0,15 mm), c) v spodnom valangine (Maj-13) vzdialený zdroj bazických vulkanitov (úlomky a kryštaloklasty 0,10 mm). Najbližšie vulkanické zdroje tohto veku sa nachádzajú na území ZSSR vo vzdialenosti 100—150 km.

Vulkanická prímесь v týchto horninách valúnov ukazuje vzťahy k východným Karpatom. Z pokračovania flyšového pásma, z rachovskej jednotky v ZSSR, uvádza M. G. LOMIZE (1968) trostenecké vulkanické súvrstvie, ktoré lemuje jej prešmykový styk so šipotskou (čiernohorskou) zónou. Súvrstvie obsahuje vulkanické brekcie a mandľovcové porfyry (s vankúšovými lávami) nad 200 m mocnosti, podľa amonitov v tuftických polohách najpravdepodobnejšie patria oxfordu. Vyšší horizont s tufogénnymi zlepcami a vápencami obsahuje vrchnotitónske amonity.

Ďalší pás až 50 km dlhý s výskytmi vulkanitov — čivčinské vulkanogénno-sedimentárne súvrstvie — sa nachádza taktiež v rachovskej jednotke v blízkosti marmarošského nasunutia. Obsahuje spilitizované porfyry včítane vankúšových lát a tufobrekcie andezito-bazaltového zloženia v hrúbke 100—250 m (výnimočne 450 m). Vyššie vystupuje ešte jeden tuftický horizont. Sprievodné šošovky biohermných vápencov obsahujú faunu najmä koralov oxfordu—kimeridžu (prípadne oxfordu—titónu). V marmarošskej bradlovej zóne sa vyskytujú vulkanity malmu—valanginu iba na dvoch lokalitách: Boľšaja a Malaja Ugoľka.

V pieninskom bradlovom pásme v ZSSR na lokalitách Vuľchovčik a Boľšoj Kamenec uvádza M. G. LOMIZE (1968) subalkalické andezito-bazaltové porfyryty a tufy tvoriace zhruba 10 m polohu v brekciovitých vápencoch spodného valanginu (spodného beriasu) s *Calpionella alpina*. Takisto S. M. SPITKOVSKAJA (1985, str. 95, obr. 8) uvádza bazický vulkanizmus na rozhraní titónu a valanginu.

V pieninskom bradlovom pásme na území Rumunska pri Poiana Botizii uvádzajú G. BOMBITA—H. SAVU (1985) tufy (cinerity) max. 9 m hrubé, ktoré vystupujú medzi batyálnymi ílovcami a jaspismi (zrejme rádiolaritmi) v súvrství keloveju—oxfordu. Autori ich charakterizujú ako porfyrické tufy, oligofýry, tufy bazaltických andezitov patriace vulkanizmu ostrovných oblúkov. Vyššie sa nachádzajú detritické vápence so zelenými úlomkami vulkanitov, ktoré sú len zhruba zaradené ako kimeridž až neokóm. Podľa K. BIRKENMAJERA (1986, str. 21) ide o jeho magurskú sukcesiu bradlového pásma, o jednotku Grejcarka.

Podotýkame, že sa nám podarilo nájsť pyroklastický materiál aj vo valúnoch malmu z pročských zlepcov východoslovenského sektoru bradlového pásma (M. MIŠÍK et al. 1991).

Dôkazy úplného chýbania alpínskej metamorfózy

Autigénny kremeň bol v drobných zrnách zriedkavo zistený v štyroch valúnoch (zo 157 karbonatických valúnov); išlo o rét—lias, barém—apt a dvakrát senón; z toho v dvoch prípadoch iba o dorastanie na klastické jadro. Toto nepatrné zastúpenie autigénneho kremeňa a prakticky úplné chýbanie autigénnych plagioklasov je podstatne odlišným znakom od mezozoických súborov centrálnych Západných Karpát. Poukazuje to podobne ako pre mezozoické horniny bradlového pásma na minimálne tepelno-tlakové namáhanie, na neprítomnosť akýchkoľvek stôp alpínskej metamorfózy. Ojedinelé valúny kryštalických vápencov, ktoré sme našli, evidentne patria paleozoiku. Z týchto dôvodov považujeme zlepenec z lokality Lesnica s mezozoickými horninami obsahujúcimi veľké autigénne živce za zlepenec centrálnokarpatskeho paleogénu (šambronské).

Distribúcia typov hornín podľa lokalít

Na prvý pohľad sa zdajú byť horniny vo valúnovom materiáli po celej dĺžke rozšírenia strihovských zlepenčov (v celej dĺžke východoslovenského sektora krynickej podzóny) dôkladne premiešané. Podobnú skúsenosť sme mali aj s vyhodnotením rozborov kriedových zlepenčov bradlového a príbradlového pásma, pochádzajúcich z pieninskej kordiléry (M. MIŠÍK—M. SÝKORA 1981, M. MIŠÍK—M. SÝKORA—R. MOCK 1977) a do určitej miery aj šambronskej kordiléry (M. MIŠÍK in R. MARSCHALCO et al. 1976, obr. 12, str. 92). Čím môžeme vysvetliť skutočnosť, že skoro všetky typy sú prítomné takmer na každej lokalite? Ponúkajú sa tri alternatívne vysvetlenia:

1. Približne rovnaká pestrosť zloženia valúnov môže odrážať veľkú rozmanitosť hornín zdrojovej oblasti. Tomu vyhovuje silne zvrásnený, zošupinovatený terén. Vo východnom, strednom i západnom sektore exotického chrbta sa opakovane vyskytujú tie isté typy hornín. Ako príklad môže poslúžiť súčasná situácia, keď v každom jadrovom pohorí Slovenska je erodovaná takmer tá istá sada hornín. Pri takomto modeli by stačila samotná abrázia pobrežia na to, aby bol všade pestrý a približne rovnaký materiál. Hodí sa to pre ten model, keď si kordiléru predstavujeme ako rad malých ostrovčekov stále sa obmeňujúcich vytláčaním ďalších šupín flyšovej prizmy subdukovaného komplexu.

2. Ak znosové územie malo veľký plošný rozsah a bolo drénované mohutným centrálnym tokom, uskutočnila sa homogenizácia materiálu už pri riečnom transporte. Po nadviazaní riečného údolia na podmorský kaňon bol tento homogenizovaný materiál rozosiaty v neustále prekladaných kanáloch po značnej časti rozsiahleho podmorského vejára.

3. K zmiešaniu — homogenizácii materiálu mohlo dôjsť až pri morskom transporte tým, že abraďované štrky boli rozvláčané najprv prúdmi po šelfe a až značne neskôr boli spláchnuté cez podmorský kaňon.

Niektoré indexové horniny predsa len naznačujú, že treba počítať aj s existenciou lokálnych zdrojov. Jeden z nich predstavovali vápence plytkovodného malmu pre lokalitu Mičakovce (zistených až päť valúnov); okrem toho bol tento typ nájdený iba v jednom valúne na lokalite Udavské. Druhý, ešte názornejší príklad lokálneho zdroja sú senónske vápence s *Pseudosiderolites vidali*; tento zdroj zásoboval iba tri bezprostredne pri sebe ležiace lokality Mičakovce, Matiaška I a Matiaška II. Inde sú takéto valúny neprítomné. Tretím dokladom lokálneho zdroja sú oolitické vápence rétu—hetangu, nájdené len na dvoch susedných lokalitách Mičakovce a Matiaška I. Avšak nápadné je aj identifikovanie piatich valúnov „fleckenmerglu“ na lokalite Matiaška I, pričom na oboch susedných lokalitách neboli zistené. I keď tieto detailné porovnávaná môžu byť do určitej miery skreslené malým množstvom materiálu, ktorý bol k dispozícii na niektorých lokalitách, nemožno o uplatňovaní sa aj lokálnych zdrojov pochybovať vzhľadom na značné kolísania, zistené pri kvantitatívnych rozbo- roch lokalít.

Lokality so sporným tektonickým zaradením

Lesnica. Zo zloženia zlepenčov predpokladáme, že tu ide o šambrónske zlepence z komplexu centrálnokarpatského paleogénu. Vedie nás k tomu hojný výskyt veľkých autigénnych živcov vo vápencoch rétu a liasu. Horniny s alpínskou dynamometamorfózou vystupujú iba v šambrónskych zlepencoch, nikdy nie sú prítomné v strihovských ani v pročských vrstvách. O tom, že táto lokalita nepatrí strihovským vrstvám, svedčí aj valún wettersteinskej fácie karnského veku. Je síce pravdou, že v šambrónskych zlepencoch neboli nájdené valúny globotrunkánových slieňovcov, ktoré sa našli na lokalite Lesnica, avšak vo vyššom horizonte centrálnokarpatského paleogénu na lokalite Poloma v Levočskom pohorí takéto valúny nájdené boli (M. MIŠÍK in R. MARSCHALCO 1976, str. 79).

Asociácia je dosť monotónna; okrem uvedených valúnov z mezozoických sedimentárnych hornín bol zistený iba stredný trias (gutensteinský vápenec) a neokóm. Valúny karbonátových hornín tvoria 57,8 % z asociácie, pričom dolomit prevláda (30,1 %), ako je to obvyklé v šambrónskych zlepencoch. Valúny paleocénnych biohermných vápencov chýbajú (sú prítomné na všetkých lokalitách strihovských vrstiev a sú typické aj pre pročské zlepence).

Malý Lipník—Údol. Na rozdiel od ostatných lokalít ide o ortokonglomerát. Dominujú úlomky dolomitov (podiel dolomitov k vápencom je 10 : 1), čo je typické pre zlepence centrálnokarpatského paleogénu, ku ktorému podľa nášho názoru spomenutá lokalita patrí. O tom svedčia aj valúny vápencov karnu s *Halicoryne carpatica* MIŠÍK, *Osteocrinus* sp., s konodontmi *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE), *Gondolella polygbathiformis* BUDUROV, *Diplododella bidentata* (TATGE), *Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (HUCKRIEDE), *Pri-*

oniodina (Cypridodella) venusta (HUCKRIEDE). Farebný index konodontov CAI je 2-3 (konodonty určil R. MOCK); ukazujú na kordevol alebo jul. V strihovských zlepencoch sa nenachádzajú valúny vápencov s konodontmi. Konodonty z pročských zlepenčov vykazujú nižší index termického postihnutia — CAI (M. Mišík—M. SÝKORA—R. MOCK—J. JABLONSKÝ 1991). Chýbanie valúnov paleocénnych biohermných vápencov tiež ukazuje na príslušnosť tejto lokality k zlepencom centrálnokarpatského paleogénu.

Nižné Ladičkovce. Prevládanie karbonatických valúnov v asociácii (64,0 %, z toho iba 2,3 % dolomitov), prítomnosť červených vápencov jury, pestrosť asociácií barému—aptu (je prítomný aj vrchný apt s Mesorbitolina) dokazuje príslušnosť lokality k pročským zlepencom.

Klastické žilky vo valúnoch a stopy synsedimentárneho drvenia valúnov

Prekvapením bolo mikroskopicky identifikované vnikanie pieskovej matrix zlepenca po puklinách do valúnov (tab. XVII, obr. 1, 2). V niektorých prípadoch je kombinované so zbrekčovatením časti valúna (tab. XIV, obr. 6), pričom pojivo medzi úlomkami takisto sprostredkúva matrix zlepenca. Pozoruhodné je, že pri tomto procese väčšinou nedošlo ku kompletnému rozlomeniu valúna (žilky v ňom vykliňujú), aj v prípadoch rozlomenia je nepatrný vzájomný posun polovic celkom ojedinelý.

Puklinky vo valúnoch boli vyplnené ešte nespevnou matrix; predstavujú vlastne klastické žilky, analogické napr. klastickým žilkám vznikajúcim vtláčaním podložného alebo nadložného piesku do pukliny v uhoľnom sloji. V našom prípade ide o žilky tenšie než 1 mm. Vo výbruse sú zvlášť nápadné v prípade vápencov s úplným chýbaním klastického kremeňa. Sú vyplnené jemnozrnným pieskovicom, obsahujúcim angulárne zrná kremeňa, zriedkavejšie plagioklasov, muskovitu, biotitu a úlomkov vulkanických hornín. Aj vo valúnoch piesčitých vápencov možno ich výplň rozlíšiť pomocou jej hnedastého, železitého zafarbenia, totožného so zafarbením matrixu zlepenca. Koncové časti pukliniek v miestach vykliňovania obvykle ostali prázdne a klastická žilka prechádza potom do agregátu číreho sekundárneho kalcitu, podobného na bežné kalcitové žilky vo vápencoch. (Skúmané valúny obsahujú hojnosť takýchto starších kalcitových žiliek, vytvorených ešte v zdrojovej oblasti tektonizáciou vápencových súvrství).

Jednou z možností vzniku týchto klastických žiliek by mohlo byť selektívne vyluhovanie starších kalcitových žiliek valúna ešte pred jeho definitívnym pochovaním. Do uprázdnenej medzierky by sa potom vtláčila nespevnená matrix z okolia. Avšak žilky hrubozrnného kalcitu v kalových (mikritických) vápencoch sa pri zvetrávaní alebo intrastratálnom rozpúšťaní selektívne nerozpúšťajú, naopak, selektívne, rímsovite vyvetrávajú, vyčnievajú z valúna. Vyššie načrtnutý mechanizmus by mohol pôsobiť, len ak by žilky vo vápencových valúnoch boli pôvodne mali sadrovcovú výplň, o tom však niet žiadnych náznakov.

Spätosť spomenutých klastických žiliek s mechanizmom lokálneho drvenia valúna ukazuje však jednoznačne, že k ich vytvoreniu došlo tlakovým pôsobe-

ním v sedimentačnom prostredí ešte pred spevnením matrix. Valún Mič-14 má okrajovú drvenú časť, v ktorej vápenec prechádza do mikrobrekcie. Úlomky vápenca pojí buď vtláčená pieskovcová matrix, alebo agregát číreho strednozrného kalcitu (pre kalcit z vápencových žiliek zatiaľ nejestvujú možnosti nejakého rádiometrického datovania, v tomto prípade ide však zrejme o kalcitový agregát eocénneho veku). Smerom dovnútra valúna prechádza mikrobrekciovitá časť do pukliny vyplnenej matrixom.

Celkove bolo identifikovaných desať vápencových valúnov so spomenutými znakmi drvenia — rozpukávania v sedimentačnom priestore (Mič-b, 14, 15, Mat-1, r, y, Ud-e, n, Jas-z, Lip-5). Ich stratigrafické rozpätie je od anisu až po paleocén, avšak prakticky všetky patria mikritickým typom, zrejme náchylnejším na spomenuté drvenie. Podotýkame, že analogické prípady syndepozičného pukania valúnov sme zistili aj v pročských zlepencoch a na lokalite Lesnica, ktorú počítame k šambronským zlepencom. Poznáme ich aj z upohlavských zlepenčov kriedového veku. Zatiaľ sa nepodarilo identifikovať takéto valúny priamo na odkryvoch v pôvodnej pozícii pre zisťovanie orientácie pukliniek vzhľadom na plochy vrstevnatosti.

Mechanizmus tohto syndepozičného drvenia je zatiaľ nejasný. Ak ide iba o deformáciu pod vplyvom váhy nadložného sedimentu, bolo by to dokladom rýchlej akumulácie a pomerne neskorej litifikácie matrixu. Keďže ide o sedimenty typickej flyšovej panvy, kde podľa súčasných predstáv sa počas sedimentácie uplatňuje kompresný režim (spojený ostatne aj s vytláčaním kordilér), bolo by azda možné spájať drvenie valúnov s tektonickými tlakmi. V takom prípade mali by drvené valúny s klastickými žilkami chýbať v zlepencoch platforiem.

Zatiaľ sa nám zdá pravdepodobnejšia prvá možnosť. N. C. GAY—R. E. P. FRIPP (1976) experimentálne študovali vytváranie deformácií valúnov. Prišli k záveru, že deformácie môžu vznikáť už počas diagenézy (napr. vznik tenzných puklín vo valúnoch kremencov), keď ešte hĺbka pochovania je malá. A. RADWAŃSKI (1959, str. 240) uvádza klastické žilky z valúnov norických dolomitov, vyplnené liasovou piesčitou matrix, vo vysokotatranskej jednotke. Ide o transgresné zlepence a nie o intraformačné flyšové zlepence ako v našom prípade. Autor sa domnieva, že sa vytvorili v pobrežnom klife a už hotové sa dostali do sedimentačného prostredia.

Paleogeografická situácia v paleogéne — situovanie kordilér

O znosovom území juhomagurskej kordiléry môžeme bezpečne vyhlásiť, že neobsahovalo žiadne prvky čorštýnskej sukcesie (nieť červených a bielych krinoidových vápencov, nieť červených hľuznatých vápencov ani lumachelových vápencov podobných rogožnickým). Najpravdepodobnejšie je, že v zložení kordiléry sa uplatňoval iba podklad magurského pásma, že čorštýnsky sedimentačný priestor bol vzdialený a jeho dnešné tektonické zblíženie s krynickou (magurskou) jednotkou je poeocénne.

Vo východoslovenskom sektore vonkajších Karpát sa uplatňovali počas paleogénu dve exotické kordiléry (juhomagurská a neopieninská), ktoré však neboli naraz vynorené. Neopieninská kordiléra dodávala materiál pročským zlepencom bradlového pásma počas paleocénu. Juhomagurská fungovala až počas spodného—stredného eocénu a zásobovala valúnmi strihovské zlepenice krynickej podzóny flyšového pásma. V inventári oboch kordilér po kvalitatívnej stránke rozdiely v zložení sú pomerne malé. Napr. iba pre juhomagurskú kordiléru sú príznačné červené ortoruly, variabilita barémsko-aptských vápencov je menšia, väčšia hojnosť senónskych hornín. Len z neopieninskej kordiléry (pročské, resp. vulchovčické zlepenice) boli rádiometricky doložené kriedové granitoidné horniny, rét s *Triasina hantkeni*, ružové krinoidové vápence liasu, pestrofarebné vápence vyššej jury, cenoman s *Orbitolina concava*. Kvantitatívne rozdiely sú však oveľa významnejšie. Pročské zlepenice sa vyznačujú silným zastúpením vápencových valúnov.

Prekvapujúca zhoda je v prítomnosti paleocénnych biohermných vápencov v oboch zlepencoch. Treba teda predpokladať sedimentáciu paleocénnych rifov v dvoch paralelných pásoch, pričom v južnejšom lemovali už vyčnievajúcu neopieninskú kordiléru, v severnejšom sa usadzovali iba na splytčenom dne budúcej juhomagurskej kordiléry.

Pre objasnenie vzťahov medzi oboma kordilérami sme sa podujali na detailný výskum pročských zlepenčov (M. MIŠÍK et al. 1991), z ktorých boli predtým známe rozbery len z dvoch lokalít (R. MARSCHALCO—M. MIŠÍK—L. KAMENICKÝ 1976).

Čo sa týka substrátu magurskej jednotky východného Slovenska možno povedať, že súbory známe z pokryvu východoeurópskej platformy z externejších častí flyšového pásma z vrtoch do podložia a valúnov exotických hornín pochádzajúcich zo sliezskej kordiléry (J. ADÁMEK—J. DVOŘÁK—J. KALVODA 1980, D. ANDRUSOV 1958, P. KARWOWSKI 1963, W. SIKORA 1980, K. MALIK 1982, D. WUNDER 1986) určite nesiahali po južný okraj magurskej jednotky. Ide o silúrske graptolitové bridlice, devónske vápence, kulm, dinantské vápence a vrchný karbón s uhlím.

Nezistili sme ani pelagický stredný a vrchný trias, ktorého valúny dokázal J. SOTÁK (1985, 1986) v račianskej podzóne magurského pásma na Morave.

Otázka, či jestvovalo súvislé pásmo pelagických sedimentov stredného a vrchného triasu od Dobruďže pozdĺž celých vonkajších Karpát až na Moravu, naďalej ostáva otvorená, takisto ako otázka prípadného jestvovania kimeríd v substráte karpatského flyšového pásma. Negatívne ich môžeme zodpovedať len p e južný okraj magurskej jednotky východoslovenského sektora, jej ostatný substrát ostáva neznámy.

Literatúra

- ADÁMEK, J.—DVOŘÁK, J.—KALVODA, J. 1980: Příspěvek ke geologické stavbě a naftově—geologickému hodnocení nikolčicko—kurdějovského hřbetu. — *Zem. Plyn Nafta*, 25, 4, Bratislava, 441—474.
- ANDRUSOV, D. 1950: Skameneliny karpatských druhôr, I. Rastliny a prvoky. — *Práce Št. geol. Úst.*, 25, Bratislava, 3—163.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, 2. — *Slov. Akad. Vied*, Bratislava, 1—375.
- ANDRUSOV, D.—SAMUEL, O. (edit.) 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 2, L-Z. — *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 1—359.
- BATHRUST, R. 1971: Carbonate sediments and their diagenesis. — *Developments in Sedimentology* 12. — Elsevier, Amsterdam—London—New York, 1—620.
- BIRKENMAJER, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. — *Stud. geol. pol.*, 45, Warszawa, 1—158.
- BIRKENMAJER, K. (edit.) 1985: Main geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow-Zakopane). — *Guide to excursion 2. CBGA, XIII. Congress, Krakow*, 1—188.
- BIRKENMAJER, K. 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Stud. geol. pol.* 88, 6, Warszawa, 7—32.
- BOMBITA, G.—SAVU, H. 1985: Sur les roches volcaniques associées aux klippen piénines de Poiana Botizii (Maramouresh Roumain). — *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 56, 3—4, Wrocław, 337—348.
- BORZA, K. 1984: The Upper Jurassic — Lower Cretaceous parabiostatigraphic scale on the basis of Tintinninae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcisphaerulidae and other microfossils from the West Carpathians. — *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied*, 35, 5, Bratislava, 539—550.
- BROMOWICZ, J. 1986: Zróznicowanie petrograficzne obszarów źródłowych warstw ropianieckich na wschód od Dunajca (Polskie Karpaty zawetrzne) — *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 56, 3—4, Wrocław, 253—276.
- BYSTRICKÝ, J. 1976a: *Munieria grambasti* sp. nov. in Kalk—Geröllen der Upohlav—Konglomerate des mittleren Váh Gebietes (Klippenzone, Westkarpaten). — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 1, Bratislava, 45—64.
- BYSTRICKÝ, J. 1976b: Genus *Dactylopora* Lamarck, *Digitella* Morellet et Morellet und *Broeckella* Morellet et Morellet (Dasycladaceae, Algae) in Kalken des Paläozäns der Westkarpaten. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 2, Bratislava, 247—272.
- ČERNOV, V. G. 1973: Konglomeraty paleogena Pieninskoj zony Sovietskich Karpát i ich paleogeografickéskije značeniye. — *Sov. geol.*, 5, Moskva, 144—152.
- ČERNOV, V. G.—JANIN, B. T.—GOLOVINOVA, M. A.—GORBAČIK, T. N.—KUZMIČEVA, E. I.—MICHAILOVA, I. A.—SMIRNOVA, T. N. 1980: Urgonskyje otloženia Sovietskich Karpát. — *Izdat. Nauka, Moskva*, 1—183.
- DICKINSON, W. R.—SEELY, D. R. 1979: Structure and stratigraphy of forearc regions. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63, Tulsa, 2—31.
- DUDEK, A. 1979: Brunovistulikum. Jednotka krystalinika v podloží vnějších Karpát na Moravě. — *Autoreferát disertace k získání věd. hodnosti doktora geol. věd, Přírodověd. fak. UK, Praha*, 1—38.
- ĎURKOVIČ, T. 1960: Príspevok k petrografii krosnenského a magurského flyšu — *Geol. Práce, Spr.* 17. *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 51—79.
- ELIÁŠ, M.—ELIAŠOVÁ, H. 1984: Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 39, Praha, 105—170.
- FAUPL, P.—POBER, E.—WAGREICH, M. 1987: Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. — In H. W. FLÜGEL—P. FAUPL (edit.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Vienna, Deuticke, 142—155.
- FISCHER, A. G. 1964: The Lofer cyclothems of the Alpina Triassic. — In D. F. MERRIAM (edit.): *Symposium on cyclic sedimentation*. *Kansas Bull.*, 169, 1, 107—149.
- GAY, N. C.—FRIPP, R. E. P. 1976: The control of ductility on the deformation of pebbles and conglomerates. — *Phil. Trans. Royal Soc. London*, 283, 1312, London, 109—125.

- CHERCHI, A.—SCHROEDER, R. 1984: Koskinobullina socialis Cerchi et Schroeder 1979: A colonial microfossil incertae sedis (Algae?) from Jurassic — Cretaceous of the Mediterranean region. — *Boll. Soc. paleont. ital.*, 23, 2, Modena, 361—374.
- KALMUS, M. 1978: Skały egzotyczne z wiercenia Obidowa IG 1. — *Kwart. geol.*, 22, 4, Warszawa, 935—937.
- KALMUS, M. 1979: Skały egzotyczne z otworów wiertniczych Słopnice 1 i Słopnice 20 (jednostka Obidowej — Słopnic, Karpaty Zachodnie). — *Kwart. geol.*, 23, 4, Warszawa, 925—927.
- KARNKOWSKI, P. 1963: Uwagi o budowie geologicznej wschodniej części Polskich Karpat flyszowych w świetle głębokich wierceń. — *Roczn. Pol. Tow. geol.*, 33, 4, Kraków, 457—470.
- KORÁB, T.—ĎURKOVIČ, T. 1978: Geológia dukelskej jednotky. (Flyš východného Slovenska). — *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1—194.
- KORÁB, T.—NEMČOK, J.—ĎURKOVIČ, T.—MARSCHALKO, R. 1962: Prehľadný výskum orientovaných sedimentárnych textúr vo flyši východného Slovenska. — *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 13, 2, Bratislava, 257—274.
- KÖHLER, E. 1961: Velké foraminifery v rifových vápencoch Brezovského pohoria. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 12, 1, Bratislava, 17—28.
- KÖHLER, E.—BORZA, K. 1984: Oberkreide mit Orbitoiden in den Kleinen Karpaten. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 2, Bratislava, 195—204.
- KRUGLOV, S. S. 1962: Granitnyje galki vo flíše Sovietskich Karpat i ich proischozdenie. — *Sov. Geol.*, 12, Moskva, 127—132.
- KRUGLOV, S. S. 1965: O prirode marmarošskich utesov Sovietskich Karpat. — *Geol. Sbor.*, 9, L'vov, 41—54.
- LEŠKO, B. 1963: Geologija klippovoj i flišovoj zon vostočnoj Slovakii. — *Sov. Geol.*, 6, 1, Moskva, 53—60.
- LEŠKO, B.—SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. — *Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 1—245.
- LOMIZE, M. G. 1968: Pozdnejurskij vulkanizm Vostočnych Karpat. — *Vest. Mosk. Univ., Ser. 4*, 6, Moskva, 42—58.
- MALIK, K. 1978: Sedimentacja zlepenców grodziskich i mikrofacje ich egzotyków wapiennych. — *Doktorská dizertácia, Inst. Nauk Geologicznych Univ. Jagiellónskiego, Kraków, I-II*, 1—218.
- MARSCHALKO, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepencov bradlového pásma a príslušných tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). — *Náuka o Zemi, Sér. geol.*, 10, Bratislava, 1—143.
- MARSCHALKO, R.—MIŠÍK, M.—KAMENICKÝ, L. 1976: Petrographie der Flysch—Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 1, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 7—124.
- MIALL, A. D. 1984: Principles of Sedimentary Basin Analysis. — *Springer—Verlag, New York—Berlin—Heidelberg—Tokyo*, 1—490.
- MIŠÍK, M. 1971: Observations concerning calcite veinlets in carbonate rocks. — *J. sed. Petrology*, 41, 2, Tulsa, 450—460.
- MIŠÍK, M. 1972: Lithologische und fazielle Analyse der mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten. — *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 22, Bratislava, 5—154.
- MIŠÍK, M. 1973: Structures of the chert concretions from the limestones of Tithonian and Neocomian, West Carpathian Mts. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 24, 1, Bratislava, 141—162.
- MIŠÍK, M. 1986a: Petrographic — microfacial Analysis of pebbles and interpretation of sources areas of the Jablonica conglomerates (Lower Miocene of the NW margin of Malé Karpaty Mts.). — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 4, Bratislava, 405—448.
- MIŠÍK, M. 1986b: Sedimentologisches und fazielles Studium der Trias und Lias der Devín—Entwicklung (Malé Karpaty). — *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 41, Bratislava, 67—91.
- MIŠÍK, M.—FEJDOVÁ, O.—KÖHLER, E. 1968: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství podhalského paleogénu Oravy. — *Geol. Práce. Spr.*, 46, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 161—171.
- MIŠÍK, M.—JABLONSKÝ, J.—MOCK, R.—SÝKORA, M. 1981: Konglomerate mit exotischem Material

- in dem Alb der Zentralen Westkarpaten—paläogeographische und tektonische Interpretation. — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 37, Bratislava, 5—55.
- MIŠÍK, M.—MOCK, R.—SÝKORA, M. 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 1, Bratislava, 27—69.
- MIŠÍK, M.—POSPÍŠIL, A. 1964: On the occurrence of phosphoritic rock from the Liassic of Malá Fatra. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 15, 2, Bratislava, 311—317.
- MIŠÍK, M.—SÝKORA, M. 1980: Jura der Silica—Einheit, rekonstruiert aus Geröllen, und oberkretazische Süßwasserkalke des Gemerikums. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 3, Bratislava, 239—261.
- MIŠÍK, M.—SÝKORA, M. 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepcov bradlového pásma a manínskej jednotky. Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine kretatischen Konglomerate der Klippenzone und der Manin—Einheit. — Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7-III.
- MIŠÍK, M.—SÝKORA, M.—MOCK, R.—JABLONSKÝ, J. 1991: Paleocene Proč conglomerates of the Klippen Belt in the West Carpathians, material from Neopieninic exotic ridge. — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 41, Bratislava.
- MIŠÍK, M.—ZELMAN, J. 1959: O príslušnosti riasovo-koralových rifov Myjavskej pahorkatiny (Brezovské pohorie) k paleogénu. — Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 10, 2, Bratislava, 301—308.
- MUTTI, E.—RICCI LUCCHI, F. 1975: Turbidite facies and facies associations. In: E. Mutti et al. (edit.): Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the North Apennines. — IX. Int. Congress Sedim., Nice-75, Field Trip A 11, Nice, 21—36.
- NEMČOK, J.—KORÁB, T.—ĎURKOVIČ, T. 1968: Lithological investigation of conglomerates of Magura Flysch in East Slovakia. — Geol. Práce, Spr., 44—45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105—118.
- NEMČOK, J.—KORÁB, T. 1974: Tektonicko-stratigrafická interpretácia podložia východoslovenského flyšového pásma. — Geofond, Bratislava.
- OSZCZYPKO, N. 1973: Budowa geologiczna Kotliny Sadeckiej. — Bull. Inst. Geol., 271, Warszawa, 101—197.
- OSZCZYPKO, N. 1975: Exotyki w paleogenie magurskim między Dunajcem i Popradem. — Roczn. Pol. Tow. Geol., 45, 3—4, Kraków, 403—431.
- RADWAŃSKI, A. 1959: Struktury litoralne w lasie w Dolince Smytniej. — Acta geol. pol., 9, 2, Warszawa, 231—280.
- ŘEHÁNEK, J. 1980: Příspěvek k mikrofaciálnímu a mikropaleontologickému výzkumu mezozoických sedimentů ve vnějším okraji račanské jednotky magurské flyšové skupiny. — Zem. Plyn, Nafta, 25, Bratislava, 479—568.
- SALAJ, J.—POLÁK, M. 1978: *Meandrosira deformata* SALAJ ako indikátor zmeny ekologických a paleogeografických podmienok. (In Paleogeografický vývoj Západných Karpát). — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 213—219.
- SAMUEL, O.—BORZA, K.—KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—246.
- SCHIEBNER, E. 1968: Contribution to the knowledge of the Paleogene reef—complexes of the Myjava—Hričov—Haligovka zone (West Carpathians). — Mitt. Bayer. St.—Samml. Paläont. hist. Geol., 8, München, 67—97.
- SIKORA, W. 1980: Przekrój, geologiczny Kraków—Zakopane 1 : 50 000. — Wydawnictwa geologiczne, Warszawa.
- SLAVIN, V. I. 1966: Triasovyje otloženija Čivčinskich gor i Rachovskogo massiva. (In Očerki po geologii Sovietskich Karpat). — Izd. Mosk. Univ., Moskva, 22—47.
- SOTÁK, J. 1985: Basinal developmental types of the Triassic (Reifling and Pseudohallstat Limestones) in outer units of the West Carpathians. — Scr. Univ. Purkyn. brun., Geol., 15, 2, Brno, 89—114.
- SOTÁK, J. 1986: Stratigrafia a typológia vrchného triasu vo vonkajších jednotkách Západných Karpát (rekonštrukcia z redepozitov lokalizovaných na priestor sliezskej kordiléry). — Zem. Plyn, Nafta, 31, 1, Bratislava, 1—53.

- SPITKOVSKAJA, S. M. 1985: Magmatizm. (In Geodinamika Karpat). Dumka Naukova. Kijev. 75—82.
- STAROBOVÁ, M. 1962: Těžké minerály východoslovenského magurského flyše a vnitřního bradlového pásma. — Geol. Práce, Zoš. 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47—52.
- STRÁNIK, Z. 1965: Geologie magurského flyše Čerhovského pohorí a západní části Ondavské vrchoviny. — Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 125—178.
- TOLLMANN, A. 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — F. Deuticke, Wien, 1—580.
- TÖZSÉR, J. 1969: Správa o litológii zlepcov kochanovskej (čergovskej) jednotky magurského flyša (oblasť Inovec — Ruské Bystré) — in: J. Slávik a kol. 1969: Záverečná správa VP z lokality Vihorlat — Popričný — polymetalické rudy. Geofond, Košice.
- WALKER, R. G.—MUTTI, E. 1973: Turbidite Facies and Facies Associations (in: G. V. Middleton — A. H. Bouma, edit.: Turbidites and Deep-Water Sedimentation). — Pacific Section S. E. P. M., Los Angeles, 119—158.
- WIESER, T. 1967: The crystalline basement complex of the Polish Carpathians. — Acta geol. Acad. Sci. hung., 11, 1—3, Budapest, 15—20.
- WIESER, T. 1970: Skaly egzotyczne z osadów plaszczowiny magurskiej. — Z badań geologicznych w Karpatech. Biuletyn (Inst. geol. Warszawa), 13, Warszawa, 124—156.
- WUNDER, D. 1986: Flyšové pásmo Východného Slovenska. Práca k ašpirantskému minimu. — Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MILAN MIŠÍK—MILAN SÝKORA—JOZEF JABLONSKÝ

Strihovce Conglomerates and South—Magura Exotic Ridge (West Carpathians)

Summary of Slovak text

The Strihovce beds distinguished by LEŠKO (1963 in the East-Slovak part of the Magura unit — in its southernmost Krynica (= Udava = Kochanovce) subunit, were later denoted as the Strihovce Formation by LEŠKO—SAMUEL (1968). It is a several hundreds of metres thick Flysch complex of dominant sandstones including layers of exotic, mainly tilloid conglomerates. For these we have introduced the term Strihovce conglomerates. The Strihovce Fm. is stratigraphically ranged to the Middle-Upper Eocene — *Cyclammia amplexens* Zone, partly *Globigerapsis index* Zone.

STRÁNIK (1965) estimated the maximum thickness of the formation to 1 700—2 300 m. Petrographic character of rocks of the formation was examined by ĎURKOVIČ (1962). He found a garnet association in the heavy fraction of the matrix of the conglomerates. We suppose that the garnet association may also dominate in earlier — Paleogene and Senonian rocks. STAROBOVÁ (1962, p. 50) also quoted extremely high percentage of garnet in lower members of the Paleogene of this subunit whereas upper members of the Paleogene were characterized by high chromite contents (I.c.) We have most frequently got loose pebbles from the weathered conglomerate outcrops. Well exposed conglomerates and their host rocks could only have been studied at several localities (Malý Lipník I, Majdan, Dukovce II, Mičakovce, Matiaška I, and from documentation on technological operations (wells, trenches) on the northern slope of the Vihorlat and Popričný Mts. (localities Ruské Bystré-1, Beňatina-1, Hrabová Ráztoka-1), evaluated by TÖZSÉR (1969). Our results are in a good agreement with descriptions and sedimentological characteristics of the Strihovce Fm. published by NEMČOK et al. (1968), MARSCHALCO (1975) and OSZCZYPKO (1975). It is a thick flysch complex comprising massive and thick-bedded sandstones representing all grain-size classes, surrounded by thinner (0.5—1 m), occasionally thicker (to 15 m, exceptionally to 50 m), claystone layers sometimes with dispersed pebbly mudstone and orthoconglomerate bodies ranging to 1.5 m in thickness. The

flysch complex also comprises rhythmical flysch layers with variable claystone/sandstone ratio. Thin-bedded and microrhythmical flysch sequences are missing.

The conglomerates are characterized by poor grain-size and material sorting and poorly ordered structure mainly in coarse-grained conglomerates. Matrix-supported conglomerates prevail. Roundness of pebbles is variable, semi-rounded pebbles dominate; sandstone intraclasts, claystones and some limestone pebbles are subangular. Erosion extent of earlier sediments at the same basis can be estimated according to flysch rock clast percentage in conglomerates (4—16% at particular localities) and partly according to the content of Paleocene biohermal limestones.

Diversity of proximal turbidity facies (s.l.) is indicative of a heterogeneous depositional environment and of a marginal position of the Strihovec Fm. in the Magura Unit with dominant SE-NW paleotransport direction. Joint occurrences of symmictites of the pebbly mudstone type, and of claystones (facies F and G in the sense of WALKER—MUTTI 1973) are indicative of a submarine slope; disorganized conglomerates, pebbly sandstones and sandstones devoid of the so-called „dish structures“ (facies A₁, A₃, A₄, B₂) at the base of the fining-upwards cycles and washouts indicate a channelized part of the middle fan. Organized microconglomerates (micrograined conglomerates) coarse sandstones and sandstone-claystone couples with Bouma intervals T_a, T_b (facies A₄, B₂, C, D of the authors quoted) are indicative of exposition in proximal parts of the submarine fan lobes. Material composition of the Strihovec conglomerates was for the first time analyzed in Poland. The most detailed analysis of the pebbly material was performed by OSZCZYPKO (1975).

An interesting feature is the compactional crushing of some pebbles (Pl. XIV, fig. 6; Pl. XVII, fig. 1, 2).

Purpose and methodology

The microfacies—stratigraphical identification of carbonate rock pebbles, especially limestones, was the main purpose of our work. We have examined thin-sections of 240 pebbles from nine localities in the area between the Czechoslovak—Polish frontier (Malý Lipník) and the Laborec river (Udavské), i. e. about 95 km long sector. We have tried to analyse in this section at least one specimen of each type distinguished in limestone pebbles from each locality. Among 177 carbonate pebbles 157 have been stratigraphically classified, others have been excluded because of the lack of stratigraphically significant microfossils and other distinctive features. Radiolarians have been extracted from pebbles. Eight selected Triassic limestone pebbles have been dissolved to get conodonts or holothurian sclerites — but with a negative result.

Particular localities will be denoted with the following abbreviations: Malý Lipník-I (Lip), Malý Lipník-II (Lip-II), Starina (Sta), Majdan (Maj), Mičakovce (Mič), Dukovce (Du), Matiaška-I (Mat-I), Matiaška-II (Mat-II), Jasenovce (Jas), Udavské (Ud).

Stratigraphical and facies classification of Mesozoic and Paleogene of sedimentary rocks pebbles

1. We have only found shallow-water facies in Triassic rocks. The Anisian is the only stage reliably proved (*Meandrospira cf. deformata*, *Glomospirella triphonensis* etc.) Among typical features of Triassic limestones and dolomites are pseudomorphs replacing gypsum crystals, loferites (fenestral textures in even stromatolites), sheet-cracks and total absence of terrigenous admixture. Oölite and coquina limestones may be ranged to the Rhaetian-Hettangian. Illustration — Pl. I—II.

2. Microfaunal elements in Liassic rocks do not enable their dating. A comparison with Liassic limestone microfacies from different West-Carpathian units is, however, reliable. Clastic quartz admixture is typical of them. Spiculite microfacies with occasional spicules of Lithistide predominate. Typical crinoidal limestones (biosparites) are scarce. We have not found any red or white crinoidal limestones, so frequent in the Dogger formation of the Czorsztyn unit in the Klippen Belt. The Upper Liassic and Lower Dogger facies of spotty marls are quite extensive. The presence of black limestones with phosphate admixture is interesting.

3. Dogger-Lower Cretaceous pelagic facies are abundant. Radiolarian siliceous limestones belong to the Upper Dogger-Lower Malm. The filament microfacies (with juvenile *Bositra*) occurred

only once. Its precise stratigraphic assignment has been impossible. Red nodular limestones are absent — what is consistent with the supposed absence of the material proceeding from the Czorsztyn Unit. A red Callovian-Oxfordian radiolarite containing *Higumastra imbricata* and albite veinlets is indicative of postvolcanic activity. Muddy limestones (biomicrites) — sometimes with cherts, containing *Saccocoma* sp. and rhaxa belong to the Kimmeridgian — Lower Tithonian. Upper Tithonian limestones contain *Crassicollaria*, *Globochaete* and radiolarians. Lower Berriasian rocks are characterized by the assemblage of *Calpionella alpina* and *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionellopsis oblonga* and *Tintinnopsella longa* are typical of the Upper Berriasian and Lower Valanginian. The Lower Valanginian is also represented by a pebble containing *Calpionellites darderi* and *Remaniella cadischiana* with minute fragments of volcanic rocks indicating a distant volcanic activity in that time. The upper Lower Cretaceous is represented by limestone facies, containing the assemblage of *Nannoconus* — radiolarians — *Globochaete* — *Cadosina*. Illustrations — Pl. II—V.

4. Shallow-water facies are represented by biodetrital limestones containing *Tubiphytes* and *Saccocoma* (Kimmeridgian — Lower Tithonian: Pl. II, fig. 3), and *Tubiphytes* with *Crassicollaria* (Upper Tithonian). The assemblage of *Tubiphytes* and *Crassicollaria* has so far been found in the West Carpathians only in a limestone pebble from Cretaceous conglomerates of the Kysuca unit (locality Branč) and from Paleogene conglomerates of the Rača unit (locality Koryčany). The assemblage of ooids and *Crassicollaria* from the locality Mičakovce has so far not been found in the West Carpathians. A pebble containing Hydrozoa *Tubiphytes*, sessile foraminifers and an undetermined alga may be ranged to the Malm biohermal facies. It is difficult to say for sure whether it is a shallow-water facies (a more likely alternative) or a fragment a calciturbidite intercalation from the formerly mentioned pelagic formations. The total absence of the species *Conicospirulina basilienensis*, *Protopenneropsis striata* and *Clypeina jurassica* is an interesting feature in contrast to formerly described shallow-water Malm facies in the West Carpathians (exposures and blocks in the western part of the Flysch Belt, exposures in the uppermost nappe of the Čachtické Karpaty Mts., pebbly material from Cretaceous conglomerates of the Kysuca unit in the Klippen Belt, from conglomerates of the Klape and Manin units, from Albian conglomerates of the Tatricum and Fatricum, and pebbly material from the Malm of the Silica unit).

5. A shallow-water facies related with the Urgonian facies is represented by Upper Barremian-Lower Aptian biointrasparites containing *Palorbitolina lenticularis*, *Sabaudia minuta*, abundant pelecypod fragments, *Ethelia alba*, *Bacinella irregularis*, *Salpingoporella muehlberghi* and sporadic *Carpatoporella fontis*. Upper Aptian sediments are proved by mikrofacies with *Sabaudia auruncensis* and *Orbitolinopsis* cf. *reticulata*. There is also a backreef lagoonal facies — biomicrites with abundant miliolids. One sample (Mat-5) contained a higher amount of clastic admixture: quartz, fragments of basic volcanics, decomposed serpentinites, chromspinellids. It is a Halimeda microfacies with sporadic fragments of the alga *Munieria grambasti*. In Barremian — Aptian limestones of the South-Magura cordillera (exotic ridge) are scarce corals, *Hydrozoa* and coralline algae. So the typical bioherms must have been infrequent in the source area. Illustrations — Pl. VI—VIII, XIX.

6. The Lower Albian pelagic facies is represented by spiculite limestones with *Colomiella recta* and *Cadosina fusca czieszynica*. The coarse-grained sandstone (Lip-1) may be ranged to the Upper Aptian — Lower Cenomanian. It was impossible to prove the Cenomanian and Turonian rocks.

7. The Upper Cretaceous shallow-water limestones are indicative of gradual shallowing in the area of the future South-Magura cordillera. Most types are sorted biosparites composed of fragments of rudistes (*Radiolites*), agglutinated foraminifers, echinoderm segments, *Pieninia oblonga* a. o. Other biosparites mostly contain larger foraminifers *Pseudosiderolites vidali* and scarce *Orbitoides media*. Their joint occurrence proves the Upper Campanian age of the sediments. The limestone containing *Omphalocyclus macroporus* is Maastrichtian. *Nummofallotia cretacea* was also found. Another limestone group consists of isolated prisms and fragments of Inoceraman shells. The transition into deeper facies is represented by limestones comprising Inoceraman detritus with *Globotruncana* aff. *arca* (Campanian), in other cases with *Marginotruncana* sp., *Hedbergella* sp. and *Pithonella ovalis*. Most pebbles of this stratigraphic level comprise a high percentage of terrigenous quartz (sandy, limestone) with transitions to sandstones. The Púchov marl type of sediments has not been found. Illustrations Pl. IX—XII.

8. The Lower Paleocene rocks are characterized by plentiful pebbles and fragments of biohermal

limestones, mostly beige-coloured (denoted as the Kambühel limestones in the eastern part of the Alps). They mostly contain algae—*Corallinaceae*, *Elianella elegans*, *Ethelia alba*, sporadic *Broeckella belgica*, foraminifers — sessile *Nubecularia* sp., *Haddonia heissigi*, *Planorbulina cretae*, miliolids, sporadic *Miscellanea miscella*, *Bryozoa*, corals, serpulids. Some samples contain terrigenous admixture. We have found sandy biosparites containing Paleocene foraminifers in some cases with resedimented Cretaceous foraminifers of the genus *Globotruncana*. Illustrations PI. XIII—XV, XVIII.

9. The Upper Paleocene (Illerdian) is represented by sandy limestone containing *Nummulites* ex gr. *solitarius* and resedimented fragments of rudistes and *Nummofallotia cretacea*, as well as sandstone with *Nummulites exilis* and resedimented *Globotruncana* aff. *arca*. Redeposited Cretaceous microfossils have been found in four samples: Sta-17, Jas-u, x, Ud-s. Illustration — PI. XIV, fig. 4.

10. The lowermost Lutetian in the facies of slightly sandy biosparites containing *Alveolina* ex gr. *oblonga* and *Discocyclina archiaci* is from locality Starina. It is the youngest stratigraphical horizon found as a pebble. Illustrations — PI. XV—XVI.

11. The source area (the South-Magura exotic ridge) may be characterized by the absence of Devonian and Dinantian limestones and of Carboniferous coal which are known as clasts in the external parts of the Flysch Belt. In contrast to the Pieninian and the Neopieninian cordilleras (exotic ridges — Pieniny Klippen Belt), the pelagic Upper Triassic limestones containing conodonts, radiolarians a. o. are absent in the Strihovec conglomerates (the southernmost part of the Flysch Belt) described here. No Upper Triassic rocks have been proved. In pebbles of the Strihovec conglomerates no shallow-water Upper Jurassic limestones containing *Conicospirillina basiliensis*, *Protopenneropsis striata* and *Clypeina jurassica* have been found in contrast to all other occurrences of this facies in the West Carpathians.

Indications of volcanic activity

Indications of volcanic activity have been found: a) in Callovian-Oxfordian limestones — indirectly evidenced postvolcanic activity represented by quartz-albite veinlets (PI. III, fig. 1) in a radiolarite containing *Higumastra imbricata* (Mič-X), b) in the Kimmeridgian-Lower Tithonian — volcanoclastic admixture: basic volcanics fragments and plagioclase crystalloclasts about 0.15 mm. A distant source of volcanic activity is presumed (Lip-10), c) the Lower Valanginian limestones comprise volcanoclastic admixture — fragments of volcanics and crystalloclasts of the 0.1 mm size (PI. V, fig. 3). Volcanic sources of the Valanginian age were in the distance of 100—150 km on the territory of the USSR. The volcanic admixture in pebbles of the Strihovec conglomerates shows some relations to the East Carpathians. LOMIZE (1968) distinguished there the Trosteneč volcanic complex in the Flysch Belt (Rachov unit) in USSR. The Trosteneč volcanic complex is confining the overthrust contact of the Rachov unit with the Shipot (Čierna hora) zone. The volcanic complex comprises volcanic breccia, amygdaloid porphyrites and pillow lava. The thickness of the complex ranges up to 200 m. The tuffite beds contain ammonites, probably Oxfordian. Tuffogenic conglomerates in a higher level contain Upper Tithonian ammonites.

The 50 km long Chivchin volcanogenic-sedimentary formation with volcanics is also in the Rachov unit near the Marmarosh overthrust. The Chivchin Fm. comprises spilitized porphyrites including pillow-lava and andesite-basalt tuffobrecchia. The Chivchin Fm. ranges up to 100—250 m (in exceptional cases even to 450 m) in thickness. Higher there is another tuffite horizon. Biohermal limestone lenses occurring together with volcanics contain mostly Oxfordian-Kimmeridgian or Oxfordian-Tithonian corals. The Malm-Valanginian volcanics occur at only two localities (Bolshaya and Malaya Ugolka) in the Marmarosh Klippen Belt.

In the Pieniny Klippen Belt in USSR at the localities Vulkhovchik and Bolshoy Kamenec Lomidze (1968) distinguished subalkaline andesite-basalt porphyrites and tuffs forming an about 10 m thick layer in brecciated Lower Valanginian limestones containing *Calpionella alpina*. SPITKOVSKAJA (1965, p. 95, Fig. 8) put the basic volcanism on the Tithonian/Lower Cretaceous boundary. BOMBITA-SAVU (1985) found tuffs (cinerites) up to 9 m thick between bathyal claystones and jaspers (radiolarites) in a Callovian-Oxfordian complex in the Pieniny Klippen Belt at Poiana Botizii in

Romania. The authors distinguished there porphyric tuffs, basalt andesite tuffs, oligophyres representing the volcanics island arcs. Higher up detrital clastic limestones containing green fragments of volcanics deposited. They are approximately dated as Kimmeridgian-Lower Cretaceous. According to BIRKENMAJER (1986, p. 21) it belongs to the Magura complex of the Klippen Belt — the Grejcarek unit.

We have also found a volcanoclastic admixture in Liassic and Malm rock pebbles in conglomerates of the Proč beds in the Pieniny Klippen Belt of East Slovakia.

Evidence of absence of Alpine metamorphism

Sporadic fine grains of authigene quartz were found only in four pebbles (of 157 carbonate pebbles). Their age was Rhaetian-Liassic, Barremian-Aptian and two times Senonian. In two cases the quartz has grown up to the clastic core. The low percentage of authigene quartz and practically total absence of authigene plagioclases represent a substantial difference from Mesozoic complexes of the Central West Carpathians. So the pebbles of the Strihovce conglomerates like Mesozoic rocks of the Pieniny Klippen Belt — must have undergone only the minimum heat and pressure effects without any traces of the Alpine metamorphism.

Distribution of rock types

At the first sight (Fig. 1) the pebbles seem to represent mixed types of rocks all over the area of the distribution of the Strihovce conglomerates (the East Slovak part of the Krynica sub-unit). A similar conclusion resulted from the analysis of Cretaceous conglomerates from the Pieniny Klippen and Peri-klippen belts whose origin we derive from the Pieninian cordillera (exotic ridge) (MIŠÍK—SÝKORA 1981, MIŠÍK—SÝKORA—MOCK 1977) and to some extent also from the Šambron cordillera (MIŠÍK in MARSCHALCO et al. 1976, Fig. 12, p. 92). How to explain the presence of all rock types at almost all localities? We have tried for three alternative explanations:

1. The approximately equal diversity in the composition of conglomerates may reflect a great diversity of geological composition of the source area. That means an intensely folded, imbricated region. The same rock types occur repeatedly in the eastern, central and western parts of the area studied. The present situation when in each core mountain of Slovakia almost the same rock spectrum is eroded — may serve as an example. In this model the shoreline abrasion alone would be enough to provide variegated, approximately equal material everywhere. It is right when we understand cordillera as a series of small islands permanently changing because of the removal of other slices of the flysch prism of the subducted complex.

2. When the source area occupies a large area and is drained by a central stream, the material homogenization proceeded during the river transport. The extension of the river valley into a submarine canyon was followed by the dispersion of fluvial gravels in permanently transposed channels of an extensive submarine alluvial fan. OSZCZYPKO (1975) presumes the abrasion of pebbles in a fluvial environment.

3. The mixing — homogenization — of the material might have proceeded during the sea transport when the abraded gravels were dragged by currents over the shelf and then transported through the submarine canyon into the basin.

Some characteristic rocks indicate possible existence of local sources. We, for example, have found Malmian shallow-water limestones only at the locality Mičakovce (5 pebbles) and at Udavské (1 pebble). Senonian limestones containing *Pseudosiderolites vidali* represent another example of a local source. The source supplied them only to three localities: Mičakovce, Matiaška and II, situated close to each other; they are absent at other localities. Although our comparison may be distorted due to the small amount of material at our disposal, at some localities the existence of local sources is doubtless owing to considerable variability revealed by quantitative analyses of conglomerate pebbles from the individual localities.

Paleogeographic situation in Paleogene — position of cordilleras

It is sure that the South-Magura cordillera (exotic ridge) does not comprise any elements of the Czorsztyn unit. It is most likely that only the substratum of the Magura Flysch Zone participated on the composition of the cordillera. The Czorsztyn depositional area was distant and its present tectonic contact with the Magura unit is post-Eocene. In the East-Slovak part of the Outer Carpathians two exotic ridges were supplying material — the South-Magura and the Neo-Pieninian cordilleras. They were not emerged and eroded at the same time. The Neo-Pieninian cordillera supplied material to the Proč conglomerates of the Pieniny Klippen Belt in the Paleocene time. The South — Magura cordillera supplied pebbles to the Strihovce conglomerates of the Krynica subunit of the Magura zone during the Lower-Middle Eocene. There are qualitative differences between rocks of the two cordilleras: grey to red-grey orthogneisses* (asterisk denotes rocks found only in Strihovce conglomerates), garnet mica schists*, grey non-porphyric granitoids*, pegmatites*, abundant quartz sandstones and quartzites; Triassic shallow-water facies, shallow — water Malm with *Tubiphytes* and *Crassicollaria** and variable Senonian sediments are characteristic of the South-Magura cordillera. The Neo-Pieninian cordillera is characterized by Upper Triassic deep-sea facies, by the Rhaetian facies with *Triassina hantkeni*, by more variable Jurassic and Lower Cretaceous facies and by Cenomanian sediments containing *Orbitolina concava*, a. o. There also are significant differences in quantitative composition of the Proč- and Strihovce conglomerates. In the Proč conglomerates the limestone pebbles prevail markedly over other rocks, and garnets percentage is much lower in the heavy fraction of the conglomerate matrix.

The presence of Paleocene biohermal limestones in conglomerates of both units is surprising and we must presume the occurrence of Paleogene reefs in two parallel regions. In the southern region the Paleogene reefs rimmed the emerging Neo-Pieninian cordillera and in the northern region they occurred on the shallow area of the future South-Magura cordillera. Now we have examined the pebbly material from the Proč conglomerates in detail (MIŠÍK — SÝKORA — MOCK — JABLONSKÝ 1991).

Concerning the substratum of the Magura Unit of East Slovakia, we can say that the rocks, known from the cover of the East-European platform — from external parts of the Flysch Belt (from boreholes and from exotic rock pebbles originating from the Silesian cordillera: ADÁMEK — DVOŘÁK — KALVODA 1980, ANDRUSOV 1958, KARWOWSKY 1963, SIKORA 1980, MALIK 1982, WUNDER 1986) — have not been found in the Strihovce conglomerates, so they could not have extended to the South-Magura cordillera. Therefore the Silurian graptolite shales, Devonian limestones, Kulm sediments, Dinant limestones and Upper Carboniferous coal are missing in the Strihovce conglomerates. We have not found the Middle and Upper Triassic pelagic sediments distinguished by SOTÁK (1985, 1986) in the Rača subzone of the Magura zone in Moravia either.

The problem concerning the possible existence of a continuous belt of pelagic Middle and Upper Triassic sediments from Dobrogea along the entire Outer Carpathians is still unsolved — like the problem concerning the existence of the Kimmerides in the substratum of the Carpathian Flysch Belt.

Explanations of plates I—XX

Plate I

Fig. 1 Calcite pseudomorphs replacing gypsum crystals in limestone from Anisian hypersaline facies. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates of Magura (Krynica) unit. Locality Majdan-8, thin-section Nr. 16727. Magn. 8x

Fig. 2 Like in Fig. 1. Hedgehog aggregate. Magn. 13x

Fig. 3 Calcite pseudomorphs replacing anhydrite crystals (rectangular forms) in association with *Meandrospira* cf. *deformata* SALAJ in Lower Anisian limestone. Pebble from Strihovce conglomerates. Locality Matiaška. Thin-section Nr. 16141. Magn. 30x

Fig. 4 *Glomospirella triphonensis* BAUD—ZANINETTI—BRÖNNIMANN in fine-grained Anisian grey limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-y. Thin-section Nr. 14723. Magn. 40x

Fig. 5 *Tolypammina* aff. *gregaria* WENDT. Like in Fig. 4. Magn. 32x

Fig. 6 *Physoporella* sp. in yellowish Anisian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Udavské-n. Thin-section Nr. 16074 Magn. 13x

Plate II

Fig. 1 Micrite pellets replaced by calcite monocrystals (verified by alizarin dye), tiny glomospiroid foraminifer in the middle. Middle Triassic limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-8. Thin-section Nr. 16159 Magn. 32x

Fig. 2 Microfacies with collapsed micrite rims of leached aragonitic gastropod shells. Middle Triassic limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-k. Thin-section Nr. 14945, Magn. 11x

Fig. 3 *Tubiphytes obscurus* MASLOV and secundibrachialia *Saccocoma* sp. Biosparite — Kimmeridgian-Lower Tithonian shallow-water limestone. Locality Matiaška-1. Thin-section Nr. 16038, Magn. 32x

Fig. 4 Radiolarian test *Higumastra imbricata* OŽVOLDOVÁ extracted from pebble of Oxfordian-Callovian radiolarite (with quartz-albite veinlets — see next Plate). Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-X, Magn. 110x

Fig. 5 *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH) in Upper Berriasian-Lower Valanginian biomicrite. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-u. Thin-section Nr. 16774.

Fig. 6 *Didemnum carpaticum* MIŠÍK et BORZA in Lower Berriasian biomicrite (*Calpionella alpina* Zone). Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Majdan-27. Thin-section Nr. 16146 Magn. 185x

Plate III

Fig. 1 Albite-quartz veinlet in red Callovian-Oxfordian radiolarite, indication of post-volcanic activity. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-X. Thin-section Nr. 14772. Magn. 95x, polarized light.

Fig. 2 Brownish alga growing around bioclasts (corals, gastropods) in Kimmeridgian-Lower Tithonian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-t. Thin-section Nr. 14719. Magn. 11x

Plate IV

Fig. 1 Dashed veinlet resulting from coalescence of subparallel shear veinlets in Upper Tithonian limestone — biomicrite (containing *Crassicollaria* — out of the figure). Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Starina-2. Thin-section Nr. 16698. Magn. 30x

Fig. 2 *Cadosina minuta* BORZA in Upper Berriasian-Lower Valanginian biomicrite (*Calpionellopsis* Zone). Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-u. Thin-section Nr. 16774. Magn. 185x

Plate V

Fig. 1 *Tintinnopsella carpatica* (MURGEANU et FILIPESCU) in Upper Berriasian-Lower Valanginian biomicrite (in association with *Calpionellopsis oblonga*, see Plate II). Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-n. Thin-section Nr. 16774. Magn. 185x

Fig. 2 *Calpionellites darderi* (COLOM) in laminated limestone with volcanics fragments (see Fig. 3). Lower Valanginian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Majdan-13. Thin-section Nr. 16836. Magn. 95x

Fig. 3 Volcanic fragment from volcanoclastic admixture in Lower Valanginian limestone. Like in preceding figure. Magn. 185x

Fig. 4 *Salpingoporella muehlberghii* (LORENZ) in Barremian-Lower Aptian sandy biosparite. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-5. Thin-section Nr. 16151. Magn. 32x

Fig. 5 Hydrozoa in Barremian-Lower Aptian limestone (containing *Palorbitolina* and *Sabaudia briacensis* — out of figure). Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Starina-12. Thin-section Nr. 16706, Magn. 13x

Fig. 6 *Carpathoporella fontis* (PATRULIUS) in Barremian-Aptian biomicrite. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-13. Thin-section Nr. 1643. Magn. 40x

Plate VI

- Fig. 1 *Muniera grambasti* BYSTRICKÝ (in the middle) in Barremian-Lower Aptian dark-grey sandy biointrasparite (containing chromspinellides *Palorbitolina* and *Halimeda* — see next Plate). Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-5 Thin-section Nr. 16151. Magn. 64x
- Fig. 2 *Sabaudia minuta* HOFKER in Barremian-Lower Aptian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-h. Thin-section Nr. 15038. Magn. 80x
- Fig. 3 Tube of worm *Spirorbis* sp. in Barremian-Lower Aptian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-13. Thin-section Nr. 16143. Magn. 21x
- Fig. 4 Gastropod ?*Sulcactaeon* sp. in Barremian-Lower Aptian fine-grained limestone (containing *Sabaudia minuta* — out of figure). Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Majdan-12. Natural size. Cut pebble, polished section.
- Fig. 5 Hydrozoa in Barremian-Aptian biolite (containing corals and *Bacinella* — out of figure). Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Udavské-e. Thin-section Nr. 16112. Magn. 21x
- Fig. 6 *Orbitolinopsis* cf. *reticulata* MOULLADE et PEYBERNES in Upper Aptian intrabiosparite. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Jasenovce-j. Thin-section Nr. 16619. Magn. 20x

Plate VII

- Fig. 1 *Halimeda* microfacies in Barremian-Aptian biosparite. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-5. Thin-section Nr. 16461. Magn. 48x
- Fig. 2 *Archaeolithothamnium* cf. *feuillei* LEMOINE from Barremian-Aptian biohermal limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Udavské-e. Thin section Nr. 16112. Magn. 48x

Plate VIII

- Fig. 1 *Citaella* (?) *favrei* CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN et ZANINETTI (determined by SOTÁK) in Upper Valanginian-Upper Hauterivian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-p. Thin-section Nr. 15052. Magn. 80x
- Fig. 2 *Russoella radioicaea* BARATTOLO — equatorial section of cyst container (determined by Soták) in Barremian-Aptian sandy limestone. Pebble of Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-5. Thin-section Nr. 16151, Magn. 64x
- Fig. 3 *Colomiella recta* BONER in Albian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-p. Thin-section Nr. 14963, Magn. 80x
- Fig. 4 *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK in Lower Albian limestone. Like in Fig. 3. Thin-section Nr. 15052, Magn. 130x
- Fig. 5 *Pithonella ovalis* (KAUFMANN) in sandy-marly limestone containing *Globotruncanidae* (see next figure) Upper Turonian-Senonian. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-m. Thin-section Nr. 16037, Magn. 88x
- Fig. 6 *Marginotruncana* sp. Like in Fig. 5. Thin-section Nr. 14713, Magn. 40x

Plate IX

- Fig. 1 Microfacies from Inoceramian prisms in Senonian biosparite. Prismatic layer of *Inoceramus* shells disintegrated after their death and syntaxial clear calcite rims grew on pigmented calcite of prisms. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Starina-16. Thin-section Nr. 16712. Magn. 30x
- Fig. 2 Fine-grained sandstone with calcite poikilitic cement. Senonian. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-23. Thin-section Nr. 18814. Magn. 48x. Nicols X

Plate X

- Fig. 1 Fragment of *Inoceramus* in fine-grained Senonian sandstone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Lokality Mičakovce-35. Thin-section Nr. 16814. Magn. 30x

Fig. 2 *Orbitoides media* (D'ARCH.) in Upper Campanian bioclastic limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-II-2. Thin-selection Nr. 16355. Magn. 30x

Plate XI

Fig. 1 *Pseudosiderolites vidali* (DOUVILLE) in Upper Campanian white bioclastic limestones containing Rudists (out of figure). Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-II-12. Thin-section Nr. 16345. Magn. 40x

Fig. 2 Like in Fig. 1. Locality Matiaška-f. Thin-section Nr. 14882. Magn. 20x

Fig. 3 *Helicorbitoides* sp. (determined by Köhler) in Senonian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Dukovce-II-5. Thin-section Nr. 16930. Magn. 48x

Fig. 4 *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) in Upper Campanian bioclastic limestone containing *Pseudosiderolites vidali* (out of figure). Pebble from Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-II-13. Thin-section Nr. 16376. Magn. 40x

Fig. 5 *Globotruncana* aff. *arca* (CUSHMAN) in Campanian marly limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-r. Thin-section Nr. 15084

Fig. 6 Like in Fig. 5. Locality Mičakovce-s. Thin-section Nr. 16064. Magn. 40x

Plate XII

Fig. 1 Pelecypod bored by burrowing algae; Senonian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-34. Thin-section Nr. 16824. Magn. 48x

Fig. 2 Freshwater limestone containing ostracods, numerous pores and dessication cracks, probably Upper Cretaceous. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-o. Thin-section Nr. 14715. Magn. 11

Plate XIII

Fig. 1 Corals and Hydrozoa in Lower Paleocene biohermal limestone (biolitite). Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Malý Lipník-3. Thin-section Nr. 16338. Magn. 3x

Fig. 2 Sessile foraminifers *Bullopore* sp. Like in Fig. 1. Magn. 48x

Plate XIV

Fig. 1 *Omphalocyclus macroporus* LAMARCK in Maastrichtian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Malý Lipník-4. Thin-section Nr. 16338. Magn. 20x

Fig. 2 *Broeckella belgica* L. et J. MORELLET in Lower Paleocene biohermal limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-f. Thin-section Nr. 14828. Magn. 20x.

Fig. 3 *Koskinobullina* cf. *socialis* CHERCHI et SCHROEDER (in association with *Broeckella belgica*). Like in Fig. 2. Thin-section Nr. 14706. Magn. 64x

Fig. 4 Foraminifer *Nummofallotia cretacea* SCHLUMBERGER resedimented from Senonian sediments to Upper Paleogene sandy limestone containing *Nummulites* ex gr. *solitarius* (out of figure). Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Starina-17. Thin-section Nr. 16713. Magn. 40x

Fig. 5 *Gyroidina* sp. in Paleocene sandy limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-16. Thin-section Nr. 16808. Magn. 40x

Fig. 6 Crushing of pebble, associated with penetration of sandstone matrix in cracks. Crushing was caused by compaction preceding lithification of sandstone matrix (see Plate XVII). Pebble of Barremian-Aptian limestone from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-14. Polished section. Magn. 2x

Plate XV

Fig. 1 Yellowish undetermined alga in Lower Paleocene biohermal limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-y. Thin-section Nr. 15082. Magn. 30x

Fig. 2 *Alveolina* ex gr. *oblonga* D'ORBIGNY (on the left) and *Discocyclina* sp. (on the right) in the Lowermost Lutetian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Starina-10. Thin-section Nr. 16706. Magn. 30x

Plate XVI

Fig. 1 *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER) and nummulite (on the left) in the Lowermost Lutetian

limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Starina-10. Thin-section Nr. 16706. Magn. 30x

Fig. 2 Gastropod in matrix of Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-10. Thin-section 14734. Magn. 11x

Plate XVII

Fig. 1 Clastic veinlets — cracks in limestone pebble filled with matrix of conglomerates before its lithification. Veinlets contain plentiful clastic quartz grains absent in limestone pebble. Paleocene limestone pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-y. Thin-section Nr. 15082. Magn. 30x.

Fig. 2 Crushing of pebble during compaction preceding lithification of sandstone matrix of conglomerate. Valanginian limestone pebble from Eocene Strihovce conglomerates Locality Mičakovce-15. Thin-section Nr. 16895. Magn. 10x

Plate XVIII

Fig. 1 Miliolid microfacies (lagoonal backreef facies) in probably Paleocene limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Matiaška-12. Thin-section Nr. 16123. Magn. 48x

Fig. 2 *Miscellanea miscella* ARCHIAC et HAIME (determined by KÖHLER) in Lower Paleocene limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Mičakovce-u. Magn. 48x

Plate XIX

Fig. 1 *Sabaudia briacensis* Arnaud-Vanneau (determined by KÖHLER) in Barremian-Aptian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Starina-12. Thin-section Nr. 16882. Magn. 95x

Fig. 2 *Sabaudia auruncensis* (CHIOCCHINI et Di NAPOLI ALLIATE) — determined by KÖHLER — in Upper Aptian limestone. Pebble from Eocene Strihovce conglomerates. Locality Starina-18. Thin-section Nr. 16784. Magn. 95x

Fig. 3 Chaotic structure of high-sphericity pebbles and claystone block in sandy-clayey matrix of tilloid conglomerate (pebbly mudstone). Scale: hammer head. Locality Majdan. Eocene Strihovce conglomerates

Plate XX

Fig. 1 Contact of overlying flysch with tilloid conglomerate (pebbly mudstone) including large deformed clast. Locality Majdan

Fig. 2 Microconglomerates filling shallow channels in coarse-grained sandstones of flysch complex overlying pebbly mudstone. Eocene Strihovce conglomerates. Locality Majdan

Plates I-XVIII and XIX, Fig. 1 — photographed by Osvald. Plate XIX, Fig. 2 and Plate XX — photographed by Sýkora

Explanations of Fig. 1

Composition of pebbles from Strihovce conglomerates

Abbreviations for localities: Du-1 — Dukovce-1, Du-2 — Dukovce-2, El — Eliášovka, Ja — Jasenovce, Maj — Majdan, Ma-1 — Matiaška-1, Ma-2 — Matiaška-2, Mi — Mičakovce, ML-1 Malý Lipník-1, ML-2 — Malý Lipník-2, St — Starina, U — Udavské,

Symbols of rocks: 1 — clastic rocks, 2 — carbonate rocks, 3 — silicites, 4 — granitoids, 5 — volcanics, 6 — vein quartz, 7 — metamorphic rocks

Stratigraphic range of pebbles of carbonate rocks:
T₂ — Middle Triassic, R-H — Rhaetian-Hettangian, L₁ — Lower and Middle Liassic, L₂ — Upper Liassic to Lower Dogger, D-M — Upper Dogger — Lower Malm, K-Tis — Kimmeridgian — Lower Tithonian (shallow-water), K-Tip — Kimmeridgian — Upper Tithonian (pelagic), B-V — Berriasian — Valanginian, N — Upper Neocomian, Ba-A — Barremian — Aptian, A-Al —

Upper Aptian — Lower Albian, Al-C — Albian — Cenomanian, S_G — Senonian containing *Globotruncanidae*, SP — Senonian containing *Pseudosiderolites*, S_L — Senonian containing *Pelecypoda*, P_c — Paleocene (biohermal), P_g — Paleocene (limestones, sandstones).

Vysvetlivky k tabuľkám I — XX

Tabuľka I

Obr. 1 Kalcitové pseudomorfézy po kryštálikoch sadrovca vo vápenci z hypersalinnej fácie anisu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu magurskej (krynicekej) jednotky. Lok. Majdan-8. Č. výbr. 16727. Zväčš. 8x.

Obr. 2 Ako v predošlom. Agregát ježkovitého tvaru. Zväčš. 13x.

Obr. 3 Kalcitové pseudomorfézy po kryštálikoch anhydritu (rektangulárne tvary) v asociácii s *Meandrospira* cf. *deformata* SALAJ vo vápenci spodného anisu. Valún zo strihovských zlepcov. Lok. Matiaška-2. Č. výbr. 16141. Zväčš. 30x.

Obr. 4 *Glomospirella triphonensis* BAUD-ZANINETTI-BRÖNNIMANN v sivom jemnozrnnom vápenci anisu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Mičakovce-y. Č. výbr. 14723. Zväčš. 40x.

Obr. 5 *Tolypamma* aff. *gregaria* WENDT. Ako v predošlom. Zväčš. 32x.

Obr. 6 *Physoporella* sp. v žltkastom vápenci anisu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Udavské-n. Č. výbr. 16074. Zväčš. 13x.

Tabuľka II

Obr. 1 Pôvodne mikritové pelety nahradené monokryštálmi kalcitu (overené farbením alizarínom); v strede drobná glomospiroidná foraminifera. Stredotriasový vápenec. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-8. Č. výbr. 16159. Zväčš. 32x.

Obr. 2 Mikrofácia s kolapsovanými mikritovými lemmami vyluhovaných gastropódových schránok. Vápenec stredného triasu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-k. Č. výbr. 14945. Zväčš. 11x.

Obr. 3 *Tubiphytes obscurus* MASLOV a sekundibrachiálium *Saccocoma* sp. Biopelsparit — plytkovodný vápenec kimeridžu — spodného titónu. Valún zo strihovských zlepcov. Lok. Matiaška-1. Č. výbr. 16038. Zväčš. 32x.

Obr. 4 Rádiolária *Higumastra imbricata* (OŽVOLDOVÁ) extrahovaná z valúna rádiolaritu oxford — kelovejského veku (s kremeň-albitovými žilkami — viď nasledujúca tabuľka). Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Mičakovce-x. Zväčš. 110x.

Obr. 5 *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH) v biomikrite vrchného beriasu — spodného valanginu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-u. Č. výbr. 16774.

Obr. 6 *Didemnum carpaticum* MIŠÍK et BORZA v biomikrite spodného beriasu (zóna *Calpionella alpina*). Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Majdan-27. Č. výbr. 16146. Zväčš. 185x.

Tabuľka III

Obr. 1 Albitovo-kremeňová žilka v červenom rádiolarite keloveju-oxfordu; prejav postvulkanickej činnosti. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Mičakovce-x. Č. výbr. 14772. Zväčš. 95x, polarizované svetlo.

Obr. 2 Hnedastá riasa obrastajúca bioklasty (koraly, gastropódy) vo vápenci kimeridžu—spodného titónu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Mičakovce-t. Č. výbr. 14719. Zväčš. 11x.

Tabuľka IV

Obr. 1 Rastrovaná žilka vzniknutá koalescenciou subparalelných strihových žiľiek vo vápenci — biomikrite vrchného titónu (s *Crassicollaria* mimo obrázku). Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Starina-2. Č. výbr. 16698. Zväčš. 30x.

Obr. 2 *Cadosina minuta* BORZA v biomikrite vrchného beriasu — spodného valanginu (zóna *Calpionellopsis*). Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-u. Č. výbr. 16774. Zväčš. 185x.

Tabuľka V

Obr. 1 *Tintinnopsella carpatica* (MURGEANU et FILIPESCU) v biomikrite vrchného beriasu — spodné-

ho valangínu (v asociácii s *Calpionellopsis oblonga*, viď na tab. II). Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-u. Č. výbr. 16774. Zväčš. 185x.

Obr. 2 *Calpionellites darderi* (COLOM) v laminovanom vápenci s úlomkami vulkanitov (na nasledujúcom obrázku). Vápenec spodného valangínu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Majdan-13. Č. výbr. 16836. Zväčš. 95x.

Obr. 3 Úlomok vulkanitu z pyroklastickej prímеси vo vápenci spodného valangínu. Ako v predošlom. Zväčš. 185x.

Obr. 4 *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ) v piesčitom biosparite barému — spodného aptu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-5. Č. výbr. 16151. Zväčš. 32x.

Obr. 5 *Hydrozoa* vo vápenci barému — spodného aptu (s *Palorbitolina* a *Sabaudia briacensis* — mimo obrázku). Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Starina-12. Č. výbr. 16706. Zväčš. 13x.

Obr. 6 *Carpathoporella fontis* (PATRULIUS) v biomikrite barému — aptu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-13. Č. výbr. 1643. Zväčš. 40x.

Tabuľka VI

Obr. 1 *Munieria grambasti* BYSTRICKÝ (v strede) v tmavosivom piesčitom biointrasparite (s chromospinelidmi, *Palorbitolina* a *Halimeda* — pozri nasledujúcu tabuľku) barému — spodného aptu. Valún zo strihovských zlepcov. Lok. Matiaška-5. Č. výbr. 16151. Zväčš. 64x.

Obr. 2 *Sabaudia minuta* HOFKER vo vápenci barému — spodného aptu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-h. Č. výbr. 15038. Zväčš. 80x.

Obr. 3 Rúrka červa *Spirorbis* sp. vo vápenci barému — spodného aptu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-13. Č. výbr. 16143. Zväčš. 21x.

Obr. 4 Gastropód *Sulcactaeon* sp. v jemnopiesčitom vápenci barému — spodného aptu (so *Sabaudia minuta* mimo obrázku). Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Majdan-12. Prirodzená veľkosť. Prerezaný valún (nábrus).

Obr. 5 *Hydrozoa* v biolite (s koralmi a *Bacinella* mimo obrázku); barém — apt. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Udavské-e. Č. výbr. 16112. Zväčš. 21x.

Obr. 6 *Orbitolinopsis* cf. *reticulata* MOULLADE et PEYBERNES v intrabiosparite vrchného aptu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Jasenovce-j. Č. výbr. 16619. Zväčš. 20x.

Tabuľka VII

Obr. 1 Halimedová mikrofácia v biosparite barému — aptu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-5. Č. výbr. 16461. Zväčš. 48x.

Obr. 2 *Archaolithothamnium* cf. *feuillei* LEMOINE z biohermného vápenca barému — aptu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Udavské-e. Č. výbr. 16112. Zväčš. 48x.

Tabuľka VIII

Obr. 1 *Citaella* (?) *favrei* CHAROLLAIS, BRÖNNIMAN et ZANINETTI (určil J. SOTÁK) vo vápenci vrchného valangínu — vrchného hoterivu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-p. Č. výbr. 15052. Zväčš. 80x.

Obr. 2 *Russoella radoicicae* BARATTOLO — ekvatoriálny rez cystovým kontajnerom (určil J. SOTÁK) v piesčitom vápenci barému — aptu. Valún strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-5. Č. výbr. 16151. Zväčš. 64x.

Obr. 3 *Colomiella recta* BONET vo vápenci albu. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Matiaška-p. Č. výbr. 14963. Zväčš. 80x.

Obr. 4 *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK vo vápenci spodného albu. Ako v predošlom. Č. výbr. 15052. Zväčš. 130x.

Obr. 5 *Pithonella ovalis* (KAUFMANN) v piesčito-slienitom vápenci s globotrunkánami (pozri nasledujúci obrázok). Vrchný turón — senón. Valún zo strihovských zlepcov eoocénu. Lok. Mičakovce-m. Č. výbr. 16037. Zväčš. 88x.

Obr. 6 *Marginotruncana* sp. Ako v predošlom. Č. výbr. 14713. Zväčš. 40x.

Tabuľka IX

Obr. 1 Mikrofácia z prízem inoceramov v biosparite senónu. Prizmatická vrstva lastúr inoceramov

sa po odumretí rozpadla a na pigmentovaný kalcit prízium synataxiálne dorástli obruby čierneho kalcitu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Starina-16. Č. výbr. 16712. Zväčš. 30x.
Obr. 2 Jemnozrnný pieskovec s kalcitovým poikilitickým tmelom prerastania; senón. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Mičakovce-23. Č. výbr. 18814. Zväčš. 48x, polarizované svetlo (skrížené nikoly).

Tabuľka X

Obr. 1 Úlomok inocerama v jemnozrnnom pieskovci senónu. Valún zo strihovských zlepcov senónu. Lok. Mičakovce-35. Č. výbr. 16814. Zväčš. 30x.

Obr. 2 *Orbitoides media* (D'ARCH.) v bioklastickom vápenci vrchného kampánu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Matiaška-II-2. Č. výbr. 16355. Zväčš. 30x.

Tabuľka XI

Obr. 1 *Pseudosiderolites vidali* (DOUVILLÉ) v bielom bioklastickom vápenci s rudistami (mimo obrázku); vrchný kampán. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Matiaška-II-12. Č. výbr. 16345. Zväčš. 40x.

Obr. 2 Ako v predošlom. Lok. Matiaška-f. Č. výbr. 14882. Zväčš. 20x.

Obr. 3 *Helicorboides* sp. (určil RNDr. E. KÖHLER, CSc.) v senónskom vápenci. Valún zo strihovských zlepcov. Lok. Dukovce-II-5. Č. výbr. 16930. Zväčš. 48x.

Obr. 4 *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) v bioklastickom vápenci s *Pseudosiderolites vidali* (mimo obrázku); vrchný kampán. Valún zo strihovských zlepcov. Lok. Matiaška-II-13. Č. výbr. 16376. Zväčš. 40x.

Obr. 5 *Globotruncana* aff. *arca* (CUSHMAN) v slienitom vápenci kampánu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Matiaška-r. Č. výbr. 15084.

Obr. 6 Ako v predošlom. Lok. Mičakovce-s. Č. výbr. 16064. Zväčš. 40x.

Tabuľka XII

Obr. 1 Lastúrník navrtávaný vrtavými riasami; senónsky vápenec. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Mičakovce-34. Č. výbr. 16824. Zväčš. 48x.

Obr. 2 Sladkovodný vápenec s ostrakódmi, s hojnými pórmi a trhlkami vysychania, pravdepodobne vrchnokriedového veku. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Mičakovce-o. Č. výbr. 14715. Zväčš. 11x.

Tabuľka XIII

Obr. 1 Koraly a hydrozoj v biohermnom vápenci (bilitite) spodného paleocénu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Malý Lipník-3. Č. výbr. 16338. Zväčš. 8x.

Obr. 2 Sesilné foraminifery *Bullopore* sp. Ako v predošlom. Zväčš. 48x.

Tabuľka XIV

Obr. 1 *Omphalocyclus macroporus* LAMARCK vo vápenci mástrichtu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Malý Lipník-4. Č. výbr. 16338. Zväčš. 20x.

Obr. 2 *Broeckella belgica* L. et J. MORELLET v biohermnom vápenci spodného paleocénu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Mičakovce-f. Č. výbr. 14828. Zväčš. 20x.

Obr. 3 *Koskinobullina* cf. *socialis* CHERCHI et SCHROEDER (v asociácii s *Broeckella belgica*). Ako v predošlom. Č. výbr. 14706. Zväčš. 64x.

Obr. 4 Foraminifera *Nummofallotia cretacea* SCHLUMBERGER preplavená zo senónskych sedimentov do piesčitého vápenca vrchného paleocénu s *Nummulites* ex gr. *solitarius* (mimo obrázku). Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Starina-17. Č. výbr. 16713. Zväčš. 40x.

Obr. 5 *Gyroidina* sp. v piesčitom vápenci paleogénu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Mičakovce-16. Č. výbr. 16808. Zväčš. 40x.

Obr. 6 Drvenie valúna spojené s vníkaním pieskovcovej matrix. K drveniu došlo v dôsledku kompaktie ešte pred litifikáciou pieskovcovej matrix (pozri tab. XVII). Valún barémsko-aptského vápenca zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Mičakovce-14. Nábrus. Zväčš. 2x.

Tabuľka XV

Obr. 1 Žltkastá neurčená riasa v biohermnom vápenci spodného paleocénu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Matiaška-y. Č. výbr. 15082. Zväčš. 30x.

Obr. 2 *Alveolina ex gr. oblonga* D'ORBIGNY (vľavo) a *Discocyclina* sp. (vpravo) vo vápenci najspodnejšieho lutétu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Starina-10. Č. výbr. 16706. Zväčš. 30x.

Tabuľka XVI

Obr. 1 *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER) a numulit (vľavo) vo vápenci najspodnejšieho lutétu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Starina-10. Č. výbr. 16706. Zväčš. 30x.

Obr. 2 Gastropód v medzernej hmote (matrice) strihovských zlepcov eocénu. Lok. Mičakovce-10. Č. výbr. 14734. Zväčš. 11x.

Tabuľka XVII

Obr. 1 Klastické žilky — puklinky vo vápencovom valúne vyplnené medzerou hmotou zlepenca ešte pred litifikáciou zlepenca. V žilkách je hojný klastický kremeň, ktorý vo vápencovom valúne úplne chýba. Valún paleocénného vápenca zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Matiaška-y. Č. výbr. 15082. Zväčš. 30x.

Obr. 2 Drvenie valúna pri kompácii pred spevnením pieskovcovej matrix zlepenca. Valún valanginského vápenca zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Mičakovce-15. Č. výbr. 16895. Zväčš. 10x.

Tabuľka XVIII

Obr. 1 Miliolidová mikrofácia (lagunárna zarifová fácia) vo vápenci pravdepodobne paleocénu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Matiaška-12. Č. výbr. 16123. Zväčš. 48x.

Obr. 2 *Miscellanea miscella* ARCHIAC et HAIME (určil E. KÖHLER) v spodnopaleocénnom vápenci. Valún zo strihovských zlepcov. Lok. Mičakovce-u. Zväčš. 48x.

Tabuľka XIX

Obr. 1 *Sabaudia briacensis* ARNAUD-VANNEAU (určil E. KÖHLER) vo vápenci barému-aptu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Starina-12. Č. výbr. 16882. Zväčš. 95x.

Obr. 2 *Sabaudia auruncensis* (CHIOCCHINI et DI NAPOLI ALLIATE) — určil E. KÖHLER — vo vápenci vrchného aptu. Valún zo strihovských zlepcov eocénu. Lok. Starina-18. Č. výbr. 16784. Zväčš. 95x.

Obr. 3 Chaotické usporiadanie valúnov vysokej sféricity a bloky ílovcov v piesčito-ílovitej matrix tilloidného zlepenca (pebbly mudstone). Mierka — hrot kladiva. Lok. Majdan. Strihovské zlepenca eocénu.

Tabuľka XX

Obr. 1 Kontakt nadložného flyšu s tilloidným zlepencom s veľkým deformovaným úlomkom. Lok. Majdan.

Obr. 2 Mikrokonglomeráty vyplňujúce plytké korytá v hrubozrnných prieskovochoch flyšového súvrstvia v nadloží tilloidných zlepcov. Strihovské zlepenca eocénu. Lok. Majdan.

Tab. I — XVIII a tab. XIX obr. i — foto L. Osvald

Tab. XIX obr. 2 a tab. XX — foto M. Sýkora

EVA PLANDEROVÁ

Vplyv metamorfózy na palynomorfy a syntéza polynostratigrafického výskumu kryštalinika Nízkych Tatier

10 obr. v texte, 5 fotogr. tab. (XXI—XXV), angl. resumé

Abstract. The paper deals with the study of sporopollenin alterations due to metamorphism mainly in metasediments of the Nízke Tatry Mts. crystalline. A seven-degree classification scale based on the degree to which palynomorph exine was affected by metamorphism is given in this work. All data resulted from palynological evaluation of gray to dark shales and phyllites metamorphosed in green-schist facies (180—200 up to 450°C). The second part of the work provides new palynostratigraphic results from the Nízke Tatry-south area and a synthesis of age correlations from this territory. The oldest metasediments whose age has been proved are Upper Silurian, whereas the youngest date from the Upper Devonian to Tournaisian.

V práci predkladám výsledky štúdia vplyvu metamorfných činiteľov na organický kerogén, ktorého zložkou sú aj palynomorfy. Najviac poznatkov som získala štúdiom zachovania palynomorf z kryštalickej bridlice a z mladšieho paleozoika Nízkych Tatier a Malých Karpát.

Podklady pre výskum vplyvu metamorfózy poskytlo spracovanie a vyhodnotenie viac ako 1 500 vzoriek zo 120-tich lokalít oboch regiónov.

Štúdiu vplyvu metamorfózy na organickú hmotu, t. j. aj na organický kerogén, sa venovalo veľa špecialistov — geochemikov a palynológov, hlavne pri výskume nafty (W. C. ELSIK 1971, A. COMBAZ 1971, M. CORREIA 1971, C. C. GUTJAHR 1977 a iní). Oveľa menej špecialistov, palynológov sa venovalo v minulosti štúdiu zachovania exiny palynomorf pre možnosť ich použitia v biostratigrafii. V posledných rokoch sa však objavili štúdie o zachovaní exiny spór a akritarch v metamorfovaných horninách u nás aj v zahraničí (F. H. CRAMER a H. O. DIEZ 1975, R. KALVACHEVA 1982a, b, O. ČORNÁ 1968, 1969, 1976, B. KAVERDYNKY—M. KOŇZÁLOVÁ 1986, B. PACLTOVÁ 1981, P. SNOPKOVÁ, L. SNOPKO 1979, P. SNOPKOVÁ 1979, 1984, J. ILAVSKÝ—G. KUPČO—P. SNOPKOVÁ 1985, E. PLANDEROVÁ 1978, 1981, 1986a, b, 1973, 1977, 1984, 1985, 1979).

Vo všetkých vyššie menovaných prácach ide o štúdium palynomorfných asociácií v sedimentoch metamorfovaných do fácie zelených bridlic, hlavne z Bulharska (R. Kalvacheva), Španielska (F. H. Cramer a H. O. Diez), Československa (B. Pacltová, M. Konzálová, O. Čorná, P. Snopková, E. Planderová).

V prevažnej väčšine prác ide o nálezy palynomorf v kryštalickej bridliciach tmavých až sivých fylitov, lyditov, sericitických a chloritických fylitov a prítomnosťou muskovitu a niekedy aj biotitu.

Príčiny, pre ktoré sa zachovávajú palynomorfy v sedimentoch postihnutých regionálnou metamorfózou, uvádzam v tejto práci na základe poznatkov vyššie menovaných autorov a na základe vlastných poznatkov.

Z hľadiska vekového zaradenia metasedimentov v Západných Karpatoch v posledných rokoch došlo k možnosti ich vekového členenia na základe náleзов vekove odlišných asociácií spór a akritarch. Všetky dosiahnuté výsledky poskytujú nový pohľad hlavne na vekové zaradenie kryštalickej bridlice Maľých Karpát a Nízkych Tatier, u ktorých sa predpokladal predkambrický vek (V. ZOUBEK 1960). Tieto poznatky umožňujú nové tektonické a paleogeografické interpretácie. Keďže ide o nové výsledky získané novou metódou, dochádza niekedy k otázkam zo strany geológov na možnosť zachovania palynomorf v podmienkach jednej alebo opakovaných metamorfóz. Z hľadiska zachovania organických zvyškov v sedimentoch postihnutých metamorfózou do 200—450 °C (t. j. začiatok a koniec fácie zelených bridlic) sú najrezistentnejšie palynomorfy a pretože nie je predpoklad pre zachovanie iných fosílií, ktoré by mohli potvrdiť palynologické výsledky, považujem za potrebné podrobne rozobrať vplyvy metamorfózy na organický kerogén. Vychádzam z toho, že väčšina geológov u nás, ktorí využívajú výsledky palynologického výskumu v paleozoiku Karpát, nie je dostatočne oboznámená so stavom výskumu palynofácií v premenených horninách vo svetovom meradle, ani so základnými vlastnosťami sporopolleninu a jeho rezistencii voči teplote, tlaku a času.

Z hľadiska premeny organickej hmoty v metasedimente poskytujú palynomorfy jedinečné kritériá pre posúdenie stupňa premeny popri petrografických metódach, ktoré majú tiež svoje kritériá. Vo svetovom meradle sa používa štúdium premeny organickej hmoty v sedimente pri naftovom výskume, pri výskume uhlia a len čiastočne je doteraz známe štúdium premeny organickej hmoty pri biostratigrafických štúdiách. Preto považujem palynologický výskum metasedimentov v karpatskej oblasti za priekopnícku prácu. Keďže palynologický výskum v oblasti Nízkych Tatier a druhých prináša úplne nové poznatky o veku metasedimentov, ktoré majú byť akceptované pri zostavovaní regiónov, uvediem všetky základné poznatky o chovaní sporopolleninu vplyvom faktorov pôsobiacich na horninu, v ktorej boli organické zvyšky uložené.

Súčasne uvediem typy sedimentov, z ktorých bola robená palynológia a poznatky, ktoré som získala zo zachovania sporopolleninu v tých-ktorých metasedimentoch.

Chemická stavba sporomorf

Stena spór a peľových zrn je zložená z (obr. 1):

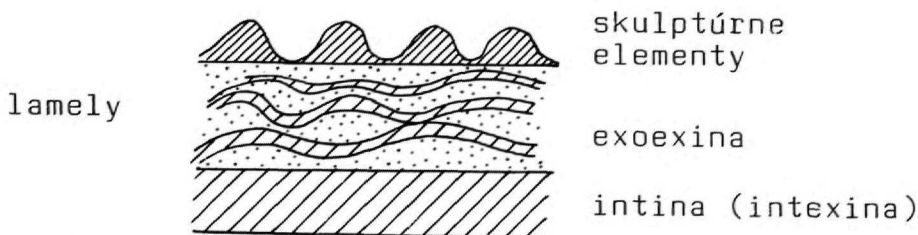
- intiny — celulózy, hemicelulózy, polysacharidov — proteínov.
- exoexiny — sporopolleninu.

Hlavné zložky sporopollenínu sú vysokomolekulárne lipidy s približným zložením (I. BROOKS 1971): $C_{90-96} H_{115} O_{15-30}$, polymérov karotenoidov $C_{40} H_{69} O_{25}$, sporopollenínu $C_{90} H_{158} O_{44}$.

Vo fosilnom sporopolleníne je prítomný aj N a S.

Rastlinné pletivá sú zložené z organických látok:

- chitínu (polysacharid, podobný glukóze)
- lignínu (dôležitý pre bunkové steny rastlín)
- proteínov
- lipidov 1—20 % recentných peľov, niektoré rastliny obsahujú vysoké percento lipidov (*Botryococcus*)
- pigmentov
- minerálnych látok.



Obr. 1 Stavba exiny palynomorf (schéma)

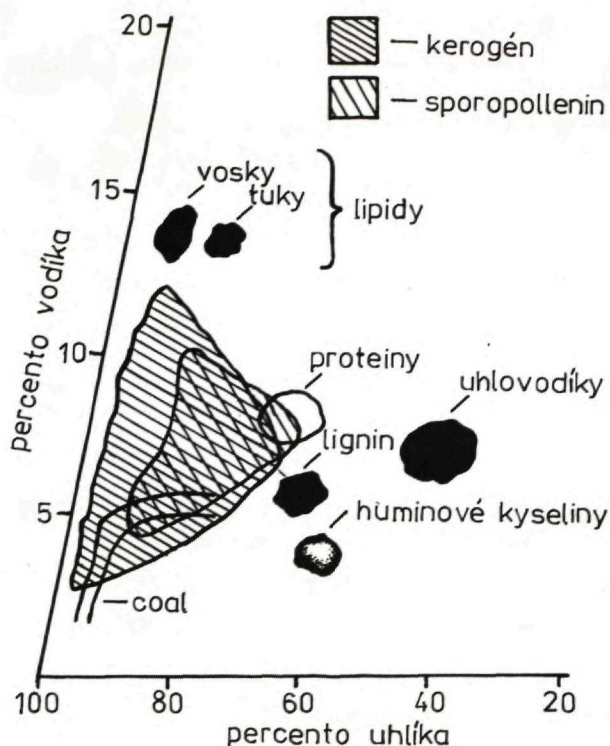
Organická látka v sedimentoch sa nachádza v nasledovných formách (obr. 2):

- nerozpustná organická látka — kerogén, ku ktorému radíme aj morfologicky ohraničené palynomorfy so známym biologickým pôvodom
- rozpustné organické látky — bitumen.

Podľa uhoľne petrografickej klasifikácie sú organické látky v sedimente zaraďované do troch základných skupín macerálov (A. COMBAZ 1980):

- exinit — spóry, peľové zrná, kutikuly, vosky a živice
- vitrinit — gelifikované mäkkšie rastlinné pletivá, pôvodne tvorené hlavne lignínom a celulózou
- inertinit — (fusinit, semifusinit, mikrit, sklerotinit) silno karbonifikované pletivá väčšinou už v čase sedimentácie alebo krátko po nej.

Oproti kontinentálnym typom kerogénu má morský kerogén planktonického pôvodu viac alifatický charakter a obsahuje viac vodíka. Fosilizácia organických látok je spojená s odstránením dusíkatých a kyslíkatých látok (aminokyselín, humínových kyselín a i.) a pri teplotách 60—160 °C stratou vodíka v tzv. „hlavnej fáze tvorby uhľovodíkov.“



Obr. 2 Vztah zloženia kerogénu, sporopolleninu a prírodných produktov (podľa J. BROOKSA 1971, str. 24)

Vplyv metamorfózy na palynomorfy

Diagenéza

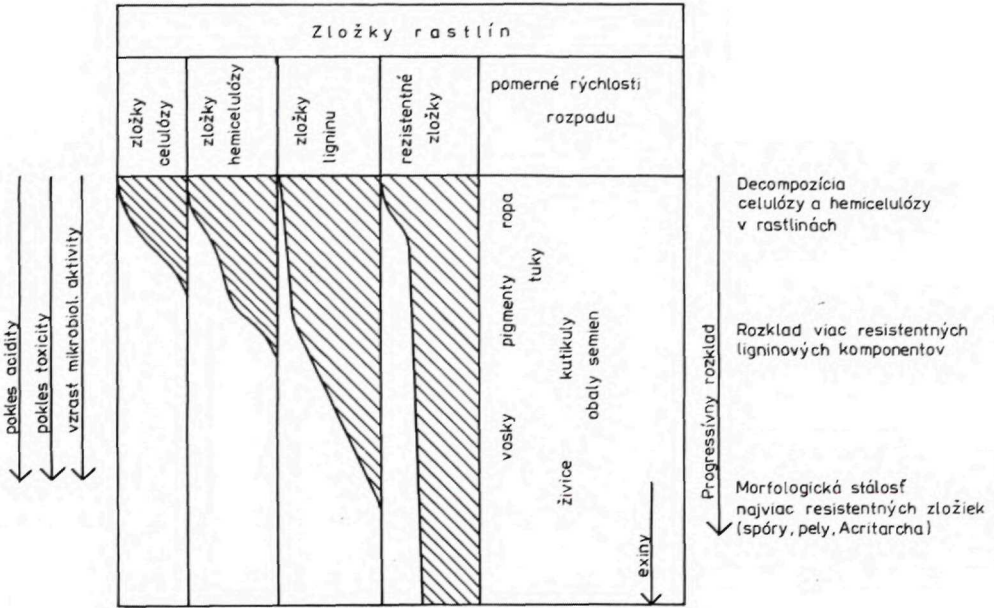
Počas prvej diagenézy sa zničí najmenej rezistentná časť palynomorf vplyvom baktérii, ktorou je vnútorná časť bunky — protoplazma. Bunková blana zostáva bez zmeny. Degradácia exíny nastáva v dvoch fázach. Vonkajšia časť exíny (exoexína), ktorá pozostáva hlavne zo sporopolleninu, lipidov a polysacharidov, začína degradovať u peľov krytosemenných (S. SENGUPTA 1977) pri 200 °C. U nahosemenných ostáva charakter exíny nezmenený až do 350 °C, podobne ako u spór. To znamená, že najmenej rezistentné sú peľové zrná krytosemenných rastlín.

Rezistentnosť exíny spór a peľových zrn oproti teplote a tlaku závisí od stavby lamel v exíne. Lamelová časť niektorých druhov spór je vysoko rezistentná pri vyššej teplote a tlaku. Rezistentnosť závisí zrejme aj od počtu lamiel, ktorý je rozdielny u rôznych skupín rastlín.

Z hľadiska fylogenetického sú najviac rezistentné voči zmene tvaru exiny nižšie rastliny a najmenej rezistentné sú najvyššie rastliny (*Angiospermae*).

Toto je výhoda pri skúmaní palynomorf z paleozoických metasedimentov, lebo už samotná stavba bunkovej blany im zaručuje lepšiu zachovanosť oproti rastlinám v mladších útvaroch, ktoré nebývajú tak postihnuté metamorfózou ako staršie (v karpatských podmienkach).

Pri skúmaní rozkladu rastlín sa zistilo, že najskôr dochádza k deštrukcii celulózy, potom hemicelulózy, zložiek ligninu. Rezistentné zložky sú tie, ktoré obsahujú sporopollenin (obr. 3).



Podľa D. White, Econ. Geol. 28. 556 in Brooks 1971 p. 388.

Obr. 3 Postupný rozklad rastlinných zložiek za normálnych sedimentárnych podmienok

pH — prostredie

Pre zachovanosť sporomorf je dôležité oxidačno-redukčné prostredie, ako aj pH prostredie.

Dobre zachované sporomorfy sú skôr v prostredí nízkeho pH a negatívneho EH, čo je redukčné — kyslé prostredie. Také sa nachádza v bahnitom prostredí na dne jazier a v hĺbke uzavretých bazénov. Dôležité je aj bezbakteriálne prostredie. V kyslom bahnitom prostredí je degradácia sporomorf baktériami nižšia, a to čím je hlbšie prostredie.

Karbonizácia a karbonifikácia

Karbonizáciu chápeme ako laboratórny proces, kým karbonifikáciu ako prírodný proces. Na dosiahnutie podobného stupňa premeny je teplota karbonizácie vyššia ako teplota karbonifikácie.

Pri predchádzajúcich javoch ešte nedošlo ku skutočnej metamorfóze sedimentov vplyvom teploty, tlaku a času.

Pôsobením metamorfných procesov na palynomorfy v laboratórnych podmienkach sa najviac zaoberali M. BROOKS (1971, 1980), W. C. ELSIK (1971), A. COMBAZ (1971), M. CORREIA (1971), C. C. GUTJAHR (1977), P. VAN GIJZEL (1977).

U sporomorf sa mení farba exiny vplyvom metamorfózy, čo nazývame karbonifikáciou. V praxi závisí na určení stupňa karbonifikácie spór a peľových zŕn, nakoľko sú určiteľné, čo je dôležité pre vekové a paleoekologické korelácie.

Príčiny karbonifikácie

Z fyzikálno-chemického hľadiska je zuhoľnatenie proces, ktorý sa môže rozdeliť do troch etáp:

a) V raných štádiách prebiehajú biochemické reakcie spôsobené metabolizmom húb a baktérií.

b) V druhej etape sa chemické zmeny vplyvom baktérií zmenšia a nastupuje kompresia sedimentov, ktorá spôsobuje únik vody.

c) Tretia etapa je kombináciou fyzikálnych a chemických zmien. Tvorba nerozpustného kerogénu na úkor humínových substancií a vzrast jeho aromatickosti. Hlavné faktory spôsobujúce karbonifikáciu su teplota, tlak a čas.

Teplota

Pri zmene exiny spór je najdôležitejšie pôsobenie tepla.

Pri pôsobení tepla na sporopollenin sa uvoľňuje najprv voda (obr. 4, 5), potom CO_2 a metán. M. W. ROBERTS a I. TURNER v univerzite v Brodfere (N. J. BROOKS 1980) zistili, že premena sporopolleninu od 0—450 °C prebieha v nasledovných fázach:

a) strata hydroxylových skupín (obr. 4)

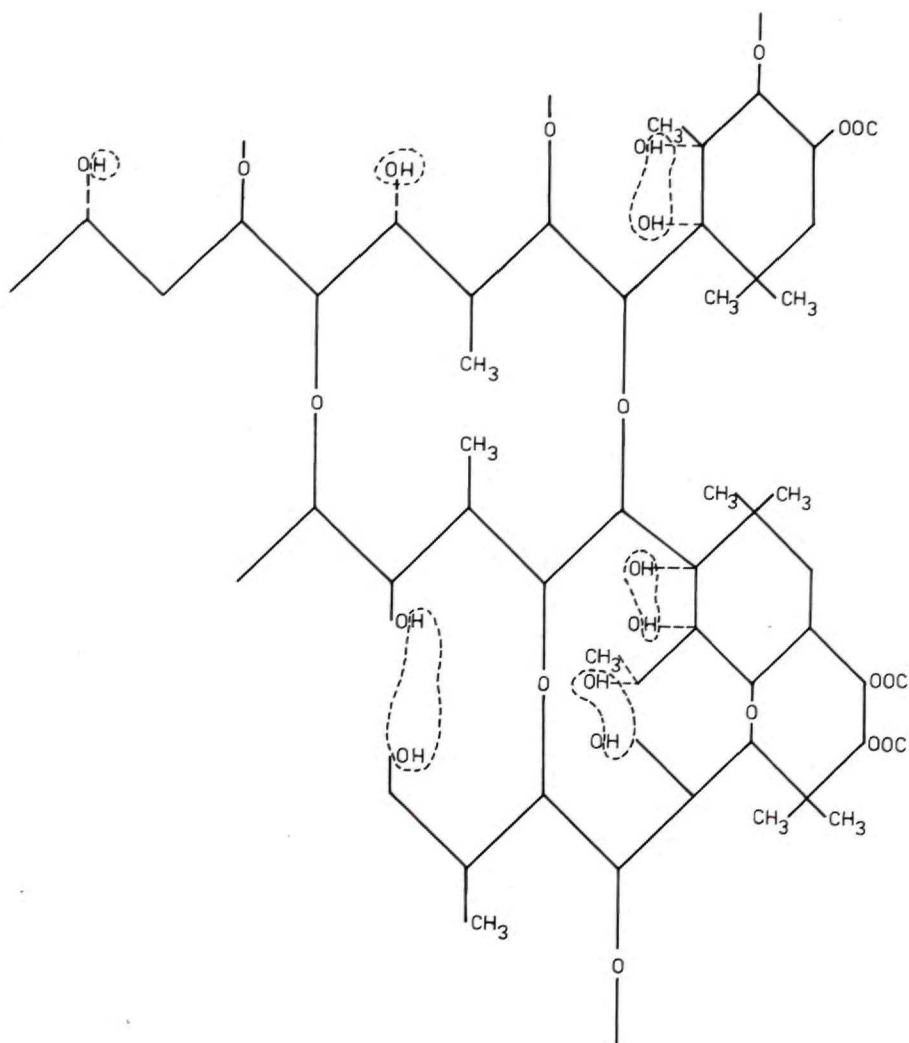
b) strata CO_2

c) strata CH_2 skupín

d) strata H atómov

e) strata hydroxylových skupín a H atómov.

Karbonizačné zmeny ustupujú pri ďalšom pôsobení tepla.



Obr. 4. Dehydrácia chemickej štruktúry sporopolleninu vplyvom tepla (podľa J. BROOKSA 1980)

Čas

Nízka teplota, pôsobiaca dlhý čas, nepôsobí deštruktívne na sporomorfy. Dôkazom je karbónske uhlie v ostravskej panve, v Donskej oblasti, kde sporomorfy majú žltú farbu.

Naopak, vysoké teplo, pôsobiace krátky čas, vyvoláva väčšie karbonizačné účinky na sporomorfách. Napr. blízkosť intruzívneho telesa vyvoláva karboni-

záciu exiny do tmavohnedej až čiernej farby. Príkladom sú vrchnomiocénne sedimenty v štiavnickej panvičke, kde v blízkosti intruzívneho telesa boli sporomorfy úplne karbonifikované.

Zmeny v štruktúre sporopolleninu boli pozorované laboratórne pôsobením teploty 100—450 °C. Zistilo sa postupné odštiepenie hydroxylových skupín (OH), úbytok karbonylových väzieb (C—O—O) a aromatickosti. Ďalšie zahrievanie pri vyššej teplote (viac ako 600 °C) spôsobuje úplnú dehydratáciu, neskôr dekarboxyláciu a demetanáciu so vzrastom aromatizácie a grafitickej štruktúry. Najväčšie fluorescenčné zmeny sú pri 150 °C a 320 °C.

Na obr. 5 je ilustrovaný pokus s tromi rozdielnymi druhmi peľových zŕn postupujúcou metamorfózou (podľa C. C. GUTJAHRA 1977), z ktorého vyplýva, že v intervale nižšej metamorfózy môžu mať peľové zrná pri rovnakom stupni premeny rôznu absorbciu svetla, zapríčinenú ich rozdielnym typom. Naopak, rovnakú absorbciu svetla môžu mať odlišné typy peľových zŕn, ak sú v rôznych štádiách metamorfózy.

K podobným záverom som prišla pri výskume metasedimentov Nízkych Tatier. V tom istom sedimente sa našli palynomorfy približne rovnako postihnuté karbonifikáciou.

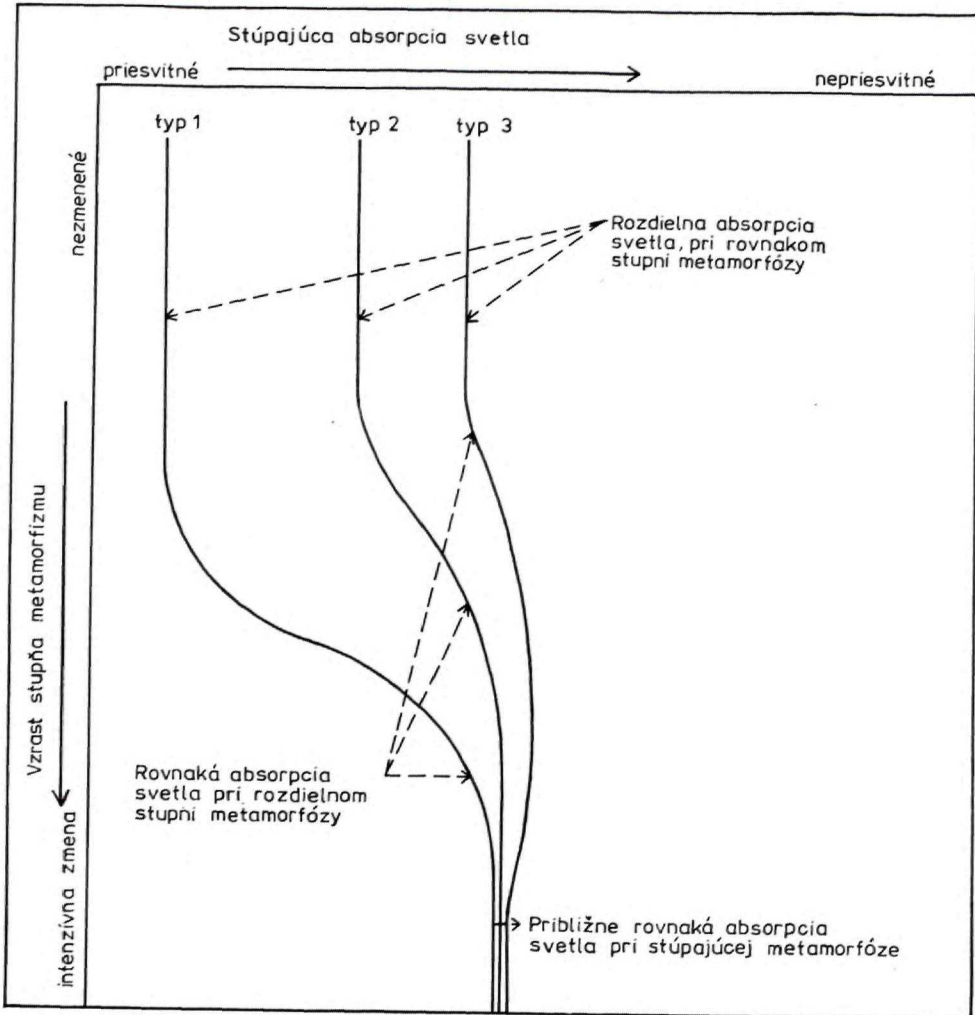
DTA (diferenciálna termálna analýza) sporopolleninu (druh *Lycopodium clavatum*) ukazuje dva veľké exotermické efekty pri 319 °C a 417 °C, ktoré sú charakteristické pre všetky sporopolleniny podľa PIÉRARTA (1976) medzi 285—315 °C a 410—520 °C. To sú hodnoty, kde dochádza k maximu chemických zmien sporopolleninu.

Zmena palynomorf v amorfný kerogén je výraznejšia v sapropelických sedimentoch. Častejšia je v morských sedimentoch ako v kontinentálnych a v paleozoických sedimentoch ako v mladších.

Pre skúmanie palynomorf v metasedimentoch som zistila pomerne dobrú zachovanosť ich exiny v takých metasedimentoch, kde sa predpokladala metamorfóza do vyššieho stupňa. Pomerne dobrú zachovanosť palynomorf si vysvetľujeme na základe štúdií vyššie uvedených autorov tým, že pre sporopollenin je dôležitý stupeň prvej metamorfózy. Opakovaná metamorfóza nižšieho stupňa už nespôsobuje väčšiu degradáciu exiny palynomorf. Pri karbonizácii palynomorf do stupňa tmavohnedej a čiernej farby môžeme rodove, ale niekedy aj druhove určiť hlavne chitinozoy a akritarchy. Spóry v tomto štádiu sú už neurčiteľné.

Štúdium pôsobenia tepla na zmenu farby spór má širokú aplikáciu pri výskume nafty. Založené je na skúmaní farby sporomorf a kerogénu od žltej po čiernu. M. CORREIA (1976) vypracoval farebnú škálu od 0—5, t. j. od žltej po čiernu, na základe ktorej stanovuje možnosti výskytu tekutých, plynných alebo tuhých uhľovodíkov. U nás sa táto metóda pri zisťovaní materských hornín nafty ešte nepoužíva.

Stupeň karbonizácie peľových zŕn a spór v sedimentoch môže slúžiť pri zisťovaní rovnako premenených sporomorf v určitej oblasti. Na základe zistenia farby kerogénu sa môže vylúčiť alebo predpokladať akumulácia nafty alebo iných uhľovodíkov, ktorá je závislá aj od stupňa metamorfózy v horninách.



Obr. 5 Schematická tabuľka porovnania efektu vzrastu nízkošupňovej metamorfózy na absorpciu svetla u troch rozdielnych druhov pelových zŕn (podľa GUTHJARA 1977, str. 36)

Aplikácia výskumu premeny organickej hmoty v rôznych typoch metamorfovaných sedimentov v Nízkych Tatrách

Pri palynologickom výskume v celom regióne Nízkych Tatier som sa stretla s viacerými typmi metasedimentov. V zásade ich môžem deliť na nízko metamorfované (v oblasti severných svahov Nízkych Tatier, kde som však narazila na červené až fialové sedimenty) a na vyššie metamorfované (väčšinou do fácie

zelených bridlic). Niektoré metasedimenty boli postihnuté grafitizáciou a niektoré boli sericitické až chloritické. Predpokladám, že časť metasedimentov s nízkym obsahom organických zvyškov patrí do tzv. čiernej zóny.

Mladopaleozoické nízkometamorfované sedimenty (do začiatku fácie zelených bridlic) som získala z početných odkryvov zo severných svahov Nízkych Tatier. Keď som spracúvala tmavosivé až čierne bridlice (karbónske) nízkého stupňa metamorfózy, mnohé z nich boli negatívne na palynomorfy. Vysvetľujem si to vyšším nahromadením organickej hmoty v sedimente, ktorá podľahla skôr karbonifikácii než v sedimentoch, kde nebola natoľko akumulovaná organická hmota. V súvislosti so sledovaním prechodu čiernych bridlic do červených až fialových v doline Malužinej a v doline Svarína som zistila, že na farbe sedimentov nemožno stavať zmenu veku. Z výskumu červených sedimentov je známe, že vždy značia oxidačné sedimentačné prostredie, a tým aj deštrukciu organického materiálu. R. TSCHUDY (1969) uvádza dve hypotézy pre zachovanosť organických zvyškov v týchto sedimentoch.

a) Detritálna hypotéza, ktorá predpokladá, že sedimenty boli červené už v dobe sedimentácie. Červenú farbu spôsobuje hematit, ktorý vznikal v lateritických pôdach. Ukladali sa v aridných oblastiach a zostalo v nich len málo organických zvyškov, vystavených dlhšej oxidácii.

b) Diagenetická hypotéza predpokladá, že červená farba sedimentov vznikla uložením hematitu po sedimentácii. V Karpatoch máme dosť príkladov, ktoré potvrdzujú obidve hypotézy. Všeobecne väčšina červených bridlic z karpatského keuperu a fialových bridlic zo spodného permu bola negatívna na palynomorfy. V tomto prípade došlo k uloženiu hematitu pred sedimentáciou, čo poukazuje na veľmi suchú klímu, kde bola chudobná vegetácia. V mnohých prípadoch (najmä v profiloch nižnobocianskeho súvrstvia) som však zistila, že tmavé karbónske bridlice prechádzajú do červených bridlic, ktoré sa zasa striedajú s čiernymi bridlicami. Červené bridlice obsahovali približne rovnako vysoké percento palynomorf ako čierne bridlice a boli aj rovnakého veku. Takýto prípad poznáme z malužinskej doliny v Chorupnianskom potoku a v svarínskej doline. Vysvetľujem si to tým, že sedimenty koncom stefanu boli občas vynorené z vodného prostredia, pričom došlo k oxidačným procesom a k uloženiu hematitu, ale už uskutočnená diagenéza sedimentov zabezpečila zachovanie sporomorf v sedimente. V tomto prípade, aj keď je to nezvyklé, môžeme považovať aj červené bridlice za karbónske.

Navyše skutočnosť, že červené bridlice obsahovali karbónsku mikroflóru, nám prezrádza veľa o paleoekologických podmienkach, ako aj o sedimentačnom prostredí.

Zachovanosť sporomorf bola dosť dobrá, v niektorých odkryvoch horšia, ale je zrejme, že pôsobenie tepla na horninu v priebehu premeny nepresahovalo 200 °C.

Sivé bridlice, ktoré tvorili vložky medzi vulkanitmi v období spodného permu, boli veľmi chudobné na sporomorfy. Pre veľmi typické asociácie sa však dali vekove identifikovať. Z hľadiska bohatstva sporomorf boli na prvom mieste

vrchnopermské sedimenty, väčšinou sivé bridlice alebo svetlohnedé piesčité ilovce. Zachovanosť sporomorf bola veľmi dobrá. Takmer som nepozorovala zmeny na exine sporomorf (teplota pôsobenia mohla byť do 180 °C).








Staropaleozoické metasedimenty boli rôznorodejšie na južných svahoch Nízkyh Tatier a poskytli nerovnako zachované palynomorfy. V tomto hodnotení vylučujem tie metasedimenty, ktoré boli negatívne na palynomorfy. Boli to tie, u ktorých metamorfóza presiahla fáciu zelených bridlíc alebo boli príliš postihnuté chloritizáciou, sericitizáciou, prípadne patrili do grafitovej zóny. Aj na to máme príklad na odkryve tmavých fylitov v Ježovej doline a grafitovej zóne v Bukovskej doline (P-66).

Podľa stupňa postihu exiny palynomorf metamorfnými účinkami, hlavne teplotou, som vytvorila klasifikačnú škálu, ktorá má interregionálnu platnosť. Škály, ktoré boli vytvorené doteraz (D. V. VAN KREVELEN 1951, M. CORREIA 1971, A. COMBAZ 1971) za účelom určenia zrelosti organickej hmoty pri výskume nafty, sú založené na základe zmeny farby kerogénu a fluorescenčných zmien. Škála, ktorú som vytvorila na základe štúdia množstva palynomorf z rôznych metamorfovaných sedimentov, zachytáva hlavne rôzne štádiá premeny palynomorf zväčšujúcimi sa karbonifikačnými účinkami. Výsledky sú často doložené petrologickými metódami na metamorfózu minerálov (A. VOZÁROVÁ) a metódami na premenu organickej hmoty v sedimente (metódou röntgenovej analýzy, DTA, odrazeného svetla a iné (B. MOLÁK—J. FRANCŮ 1986). Výsledky takej kontroly premeny organickej hmoty spolu s palynologickým výskumom v oblasti Nízkyh Tatier sú čiastočne publikované (B. MOLÁK—O. MIKO—E. PLANDEROVÁ—J. FRANCŮ 1986). Ostatné výsledky rôznymi metódami spracovaných sedimentov dokladajú stupeň postihu exiny palynomorf v závislosti na výške teploty pri metamorfóze.

Podotýkam, že som z asociácií palynomorf z metasedimentov určitej lokality vybrala najlepšie zachované jedince. V každej vzorke boli totiž rôzne zachované palynomorfy podľa druhov. Zistila som, že veľké pseudosakátne alebo monosakátne spóry boli horšie zachované ako malé, najmä monolétne spóry s hrubšou exinou. Pritom však stav zachovania pozorovaných palynomorf v sedimente z tej istej lokality sa pohyboval viac-menej na rovnakej úrovni. To znamená, že v tej istej vzorke sa nemohli vyskytnúť palynomorfy veľmi zle zachované (stupeň F) a veľmi dobre zachované (stupeň A). Pritom však v každej vzorke bol prítomný aj amorfný kerogén, ktorý zrejme pochádzal z rozpadu iného druhu rastlinných zvyškov (pletivá, cievne zväzky a pod.).

Charakteristika klasifikačnej škály (obr. 6, tab. XXV)

Okrem vyššie uvedených kritérií som brala do úvahy v prvom rade stupeň karbonifikácie exiny palynomorf v rovnakých typoch sedimentov, avšak vždy metamorfovaných do fácie zelených bridlíc. V tom je jeden z rozdielov klasifikačnej škály, ktorú uvádzam oproti doteraz známym škálam (D. W. VAN KREVELEN 1951).

Typ meta-sedimentov	Pravdepodobný stupeň metamorfózy	Teplota	Zachovanosť exíny fytba	Stupeň postihu exíny palinomorf	Určiteľnosť	Vek	Lokality v Nízkych Tatrách a Malých Karpatoch	Foto
bridlice šedé pelitické až piesčité	anchimetamorfoza až začiatok fácie zelených bridlíc	180°C 200°C	dobrá f. svetlohnedá	stupeň A	druhovú aj rodovú veľmi dobrá	vrchný perm vrchný karbon	Spišský Štiavnik Vikartovce Benkovský potok Holičná dol. Malužiná	
šedé až tmavošedé fylitické bridlice, málo sericitické	fácia zelených bridlíc	200°C 250°C	dobrá f. hnedá, ojedinele karbonif. fľaky, centr. telo čierne	stupeň B	druhovú aj rodovú dobrá	vrchný devón spodný karbon	Prednohoľský komplex (Predná hoľa, Tri kopce), Dol. Imnista-Studená, Jančíkova dol., HeĽpa II.	
šedé, šedo-hnedé fylit. bridlice jemne piesčité sericit. až chloritické s ojedinelým biotitom	fácia zelených bridlíc	250°C 350°C	tvar zachovaný f. tmavošedá s čiernymi karbonifikačnými fľakmi	stupeň C	rodová možná, druhová niekedy	vrchný devón silúr - sp. devón	Časť Hronskeho komplexu, Jančíkova dol. časť Ťumbierskeho kryštalinika, Bukovecká dol., Malé Karpaty, Harmónská sk.	
šedé fylity sericitické až chloritické s biotitom	fácia zelených bridlíc	400°C	tvar porušený f. šedá až čierna	stupeň D	rodová možná, druhová ojedinele	vrchný silúr spodný devón	Hronský kompl. II. Michalová, KV-1, Polomka, HeĽpa I. Beňuš, Ťumb. kryšt. Bukov, dol. BV-1, BV-2 He-1, He-2, Železná, Vajskovská-Bystřá dol. M. Karp. (Peznsko-pern. sk.)	
tmavé fylity sericiticko-chloritické s biotitom a muskovitom	fácia zelených bridlíc	420°C 450°C	tvar v stave rozpadnutia na org. kerogén	stupeň E	rodová možná	vrchný silúr spodný devón	HeĽpa I., HM-5, HM-9, HM-8, Ge-2, V-1/4, G-6, G-5, G-9 Hronský komplex Ramžova dol. Zmrzlá dol. --- VNT - v rty ---	
silne metamorfované fylity, chloriticko-biotitické	konec fácie zelených bridlíc	nad 450°C	rozpad palinomorf v amorfný kerogén	stupeň F	neurčiteľná		Peznsko-pernecká sk (Sb-ložiská - čierne bridlice) Ježova dol.	
bridlice grafitoidné antracitové f. čierna	fácia zelených bridlíc	cca okolo 200°C	veľmi karbonifikované palinomorfy s porušeným tvarom a štruktúrou	stupeň X	neurčiteľná		Grafitová zóna Bukovec P-66 Antracit. sloje Zemplin	

Obr. 6 Klasifikačná škála postihu exíny palinomorf metamorfózou

Udané stupne škály označenej od A do F nemožno chápať bodovo. To znamená, že budú určité rozdiely v zachovanosti palynomorf v rámci jedného stupňa škály. Každý stupeň je charakterizovaný zachovaním palynomorf rôznych druhov v určitom rozmedzí. Obsahuje celú škálu stupňov zachovanosti (napr. A/1—A/4).

Napriek tomu, že pri rovnakom stupni metamorfózy nie je zásadný rozdiel v zachovanosti palynomorf, dochádzalo k rozdielnej doformácii a rozdielnemu postihu podľa druhov, hrúbky exiny palynomorf a ich veľkosti. Stupne škály zachovania exiny palynomorf od A — F platia pre kryštalické bridlice s menším obsahom organickej hmoty. Ak je v sedimente priveľa organickej hmoty, aj nižší stupeň metamorfózy (asi do 200—300 °C) môže spôsobiť úplnú deštrukciu palynomorf, a to približne takú, aká je pri vyššom stupni metamorfózy fylitických bridlíc (stupeň E — F).

Do klasifikačnej škály A zaraďujem spóry a peľové zrná z vrchného permu chočského príkrovu (lok. Spišský Štiavnik, Vikartovce, Kravany, Benkovský potok), lokality karbónu (Holičná dolina, Chorupniansky potok, Malužiná, Svarín) z vrchného karbónu až spodného permu zo Šifrovej doliny Ši-1. Rozdiel je len v tmavšom, príp. hnedšom zafarbení exiny. Premena spôsobená teplom mohla nastať pri 180—200 °C. Určiteľnosť je veľmi dobrá.

Do stupňa B zaraďujem palynomorfy vrchného karbónu (Vernárskeho potoka, Nižnej Boce, Medvedej doliny), spodného permu z Ipolťice a pri horárni Házička. Zo staršieho paleozoika môžem zaradiť do tejto úrovne zachovanie exiny palynomorfy z lokalít Heľpa, zárez starej cesty, Lomnista — Studená dolina, Tri kopce, Jančíkova dolina. Charakterizovaný je tým, že centrálné telo u monosakátnych a pseudosakátnych spór je tmavé až čierne. Exina vzdušného vačku je zachovaná so všetkými morfológickými znakmi. Teplota, ktorá spôsobila premenu, mohla byť do 250 °C, určiteľnosť je dobrá.

Do stupňa C zaraďujem tie palynomorfy, ktorých tvar je zachovaný a exina bola tmavohnedej až sivej farby s čiernymi karbonifikačnými fľakmi (teplota 280 až 320 °C). Palynomorfy majú zachovaný tvar, aj iné dôležité morfológické znaky, ale sú čiastočne zdeformované, niektoré su potrhané, celkove však sú rodove a mnohé aj druhove určiteľné. Zistila som ich na lokalitách KV-1 213 m, Bukovská dolina P-67, GE-2, Železné, zárez cesty, L-2, L-4, formácia Jánovho grúňa (Bacúch, Nemcova dolina), z Ľumbierskeho kryštalinika: He-1, He-2, BV-1, BV-5, vyústenie Bystrého potoka. Určiteľnosť je obmedzená.

Do stupňa D zaraďujem palynomorfy s väčším postihom exiny, teplotou a tlakom (teplota do 400 °C). Na exine sú tmavé fľaky, spôsobené karbonifikáciou. Časť exiny je svetlohnedá. Veľké palynomorfy najmä tasmanity a chitinozoy, sú celé pokryté tmavou uhľikátou hmotou. Vybraný rod *Pterosmrella* zo vzoriek zo štyroch lokalít (Bystrý potok, Bystrá dolina, HM-5) má porušenú exinu a stavbu tela. Vnútorňá časť (centrálne teliesko) je zachovaná, okolitá stena je do veľkej miery porušená. Rovnaký typ zachovania je u veľkých spór, rias tasmanitov a akritarch a chitinozoi z lokalít Ge-2, Ge-6, a Ge-9. Rodová určiteľnosť je možná, druhová obmedzená.

Do stupňa E radíme rozpad tvaru palynomorf a prechod do amorfného

kerogénu. Teplota pôsobenia počas metamorfóz je 420—450 °C. Tento typ asociácie som zistila v niektorých vzorkách profilu He-1, He-2 (profil pod Ráztockou hoľou — grafitová zóna) a Ramžovej doline. Predpokladám, že aj dynamometamorfóza pôsobila na sedimenty, v ktorých boli fosilizované palynomorfy.

Do tohto stupňa radím aj niektoré palynomorfy z Bystrej doliny, kde som na nich zachytila štádium rozpadu organického kerogénu na amorfný kerogén. Na tomto stupni premeny sú mnohé metasedimenty, z ktorých som nezískala určiteľné palynomorfy a považovala som ich preto za sterilné.

Do stupňa F zaraďujem to štádium premeny palynomorf, kde už nie je zachovaný ani tvar, ani štruktúra palynomorf a sú rozpadnuté na amorfný kerogén (Ježova dolina). Metaantracitové uhlie, zemplinsky ostrov antimonitové tmavé bridlice (Malé Karpaty).

Teplota pôsobiaca na organické zvyšky asi presahovala 450 °C. Veľká väčšina sterilných vzoriek laboratórne spracovaných z lokalít hronského komplexu a Ľumbierskeho kryštalinika patrí do tejto skupiny.

Záverom by som chcela zhrnúť, že výskumy, ktoré robili v laboratórnych podmienkach vyššie uvedení autori, nemôžu zodpovedať celkom podmienkam zachovania palynomorf v prírodných podmienkach. Doteraz ešte nemáme vyjasnené všetky aspekty, ktoré pomohli ochrániť palynomorfy pred zničením od metamorfných činiteľov (teploty, tlaku, času). Je isté, že doterajšie nálezy palynomorf nie vždy zodpovedajú uvádzaným údajom o metamorfóze v oblasti Nízkych Tatier. Len posledné práce, keď sa pristúpilo k štúdiu organickej hmoty v niektorých typoch metasedimentov (B. MOLÁK, J. FRANCŮ), nám umožnili kontrolovať si palynologické výsledky a premenu sporopolleninu vo vzorkách s premenou organickej hmoty podľa DTA, röntgenového výskumu a podľa odrazivosti. Vo všetkých prípadoch sa výsledky premeny organickej hmoty a palynologické výsledky zhodujú, takže môžeme predpokladať, že v tých prípadoch palynologického výskumu metasedimentov, u ktorých nebola robená premena organickej hmoty, môžeme sa oprieť o výsledky skúmania premeny exiny palynomorf (sporopolleninu) a výsledky použiť tak z tohto hľadiska, ako aj z hľadiska biostratigrafického výskumu hornín.

Palynologické vyhodnotenie metasedimentov z južných svahov Nízkych Tatier

Väčšinou ide o zhodnotenie kryštalických bridlic a tmavých bridlic troch základných komplexov. Sú to:

1. Ľumbierske kryštalinikum
2. hronský komplex, formácia Jánovho grúňa
3. prednohoľský komplex

Biostratigrafické výsledky z predmetnej oblasti boli čiastočne publikované z lokalít Ľumbierskeho kryštalinika (E. PLANDEROVÁ 1985, E. PLANDEROVÁ in

B. MOLÁK et al. 1986), hronského komplexu a formácia Jánovho grúňa (E. PLANDEROVÁ in A. KLINEC, E. PLANDEROVÁ, O. MIKO 1975, E. PLANDEROVÁ, O. MIKO 1977), z oblasti prednohoľského komplexu (E. PLANDEROVÁ in Š. BAJANÍK et al. 1979).

V tejto práci uvádzam len stručné palynostratigrafické výsledky z nových lokalít uvedených troch komplexov. Pri syntetizujúcich štúdiách biostratigrafického hodnotenia kryštalickej bridlic som sa zamerala na koreláciu všetkých získaných palynomorfnych asociácií, posudzujúc ich druhové a rodové zloženie, ako aj stupeň premeny kerogénu. Získala som tak možnosť zlučovať metasedimenty blízke nielen vekové, ale aj stupňom metamorfózy. Hodnotiac možnosti vekového zaradenia metasedimentov z južných svahov Nízkych Tatier, máme v tomto štádiu výskumu viac kritérií tak pre korelácie vekové, ako aj korelácie stupňa postihu exiny palynomorf karbonifikáciou.

Z mapy lokalít palynologicky hodnotených metasedimentov vidieť, že výskyt tých, ktoré obsahujú organické zvyšky (kerogén, palynomorfy) sa zlučujú do zón okolo Bukovskej doliny, Bielej vody, pod Ráztockou hoľou, Veľké Železné, Bacúch (hronský komplex) až po Hefpu a do prednohoľského komplexu.

Ďumbierske kryštalinikum

Oblasť Bukovca (Bukovská dolina) (obr. 7); Profily P-67, P-68, P-70, P-71, P-66, P-1/b

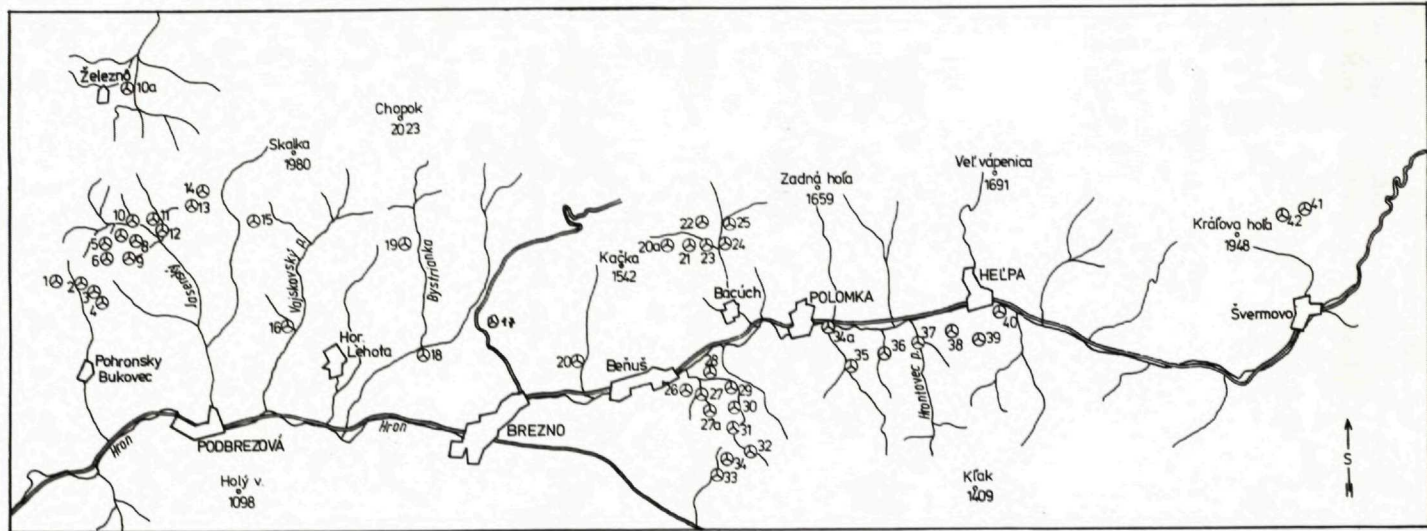
Vzorky z uvedených lokalít sa ukázali pozitívne na palynomorfy zachované do stupňa C—D klasifikačnej škály.

Rodové a druhové zloženie palynomorf je zachytené na obr. 8—10. Oproti skôr zisteným asociáciám palynomorf (E. PLANDEROVÁ 1985) som zistila v novšie spracovaných vzorkách veľmi dôležitú zložku palynomorf, radených do rodu *Tasmanites* a *Leiosphaeridia*. Pre vekové posúdenie metasedimentov sú to veľmi dôležité rody, ktoré sa v Bukovskej doline objavili masovo. Na základe korelácie s touto zónou som mohla vekové bližšie určiť metasedimenty z ďalších lokalít Nízkych Tatier. Keď porovnáme rozšírenie druhov vo vzorkách z profilov Bukovskej doliny, vidíme, že sa všetky zlučujú do spodného devónu (obr. 8 až 10). V metasedimentoch prevláda zastúpenie morských akritarch. Spóry suchozemských rastlín sa vyskytli rodovo aj druhovo chudobnejšie. Vekovú identifikáciu metasedimentov považujem za dostatočne doloženú asociáciami palynomorf.

Stupeň metamorfózy sedimentov nie je rovnaký, kým vzorky z profilu P-67 sú zaraditeľné do klasifikačnej škály stupňov C—D, vzorky z profilu P-66 sú v grafitovej zóne podľa zachovanosti palynomorf zaraditeľné do stupňa F.

Oblasť Jasenia — Ráztocká hoľa, Biele vody

Z tejto oblasti Ďumbierskeho kryštalinika bolo spracovaných najviac vzoriek. Úroveň zachovania palynomorf aj ich rodové a druhové zastúpenie sú rôzne,



1: 200000

Obr. 7 Mapa lokalít palynologicky vyhodnotených vzoriek

1 — Bukovská dolina P- 66-, 2—4 Bukovská dolina P- 67—P-70, 5 — RH- 2, HE-1 Horná Erenštejnka, 6 — HM-4, 5, 8, 9, HE-1, 7 — G-2, 8 — BV-1, 9 — Mel-1, 10 — BV-5, 10a — Veľké železné, 11 — V-1, 12 — G-6, 13 — G-1, 14 — Ši-1 Struhárske sedlo, 15 — Lomnista-Studená dolina, 16 — Vajskovská dolina, 17 — Bystrá dolina, 18 — vyústenie Bystrého potoka, 19 — Kyslá pri Jarabej, 20 — dolina Zúbra, 20a — Zamrzlá dolina, 21 — Ďurčíkova dolina, 22 — Jančíkova dolina, 23 — Ramžovská dolina, 24 — Spariská dolina, 25 — Nemcová dolina, 26—34 — hronský komplex j. od Beňuša (Veľký zelený potok atď.), 34a — kameňolom j. od Polomky, 35—37 — (mladšie paleozoikum v hronskom komplexe), dolina Petrikova, Volchova, dolina Hrončoka, 38 — j. od Heľpy, stará cesta II, 39 — j. od Heľpy, nová cesta I, 40 — VNT-135, 41 — Predná hofa, 42 — Tri kopce.

preto som vyčlenila niekoľko podoblastí, ktoré zlučujú sedimenty s približne rovnakým postihom metamorfózou a približne rovnakým rodovým a druhovým zložením asociácií palynomorf.

Oblasť Jasenského potoka, Husárka-Melicherka — G-2, G-4, G-7, HM-4, HM-5, HM-6, HM-8, HM-9, Mel-1, V 1/4, 388.6 m (obr. 7)

Všetky vzorky z vyššie uvedených lokalít majú horšie zachované palynomorfy, zaradené do klasifikačnej škály C—E. Preto niektoré vzorky boli veľmi bohaté na zle zachované palynomorfy, ako napr. Mel-1, HM-9, Ge-2, HM-8, G-5, HM-5, G-4, G-9 a aj určiteľných rodov, prípadne až druhov sa vyskytlo len malé percento (druhové alebo rodové zloženie asociácií palynomorf je na obr. 8—10.

Všetky uvedené rody a druhy palynomorf nám umožňujú zaradiť tento komplex metasedimentov do vrchného silúru až spodného devónu. Pomer akritarch k spóram je podobný ako vo vzorkách z Hornej Erenštejnky a Bukovskej doliny. Preto sa aj odvažujem, napriek horšej zachovanosti palynomorf, zaradiť vyššie uvedené vzorky do rovnakého sedimentačného obdobia, ako sú metasedimenty z Bukovskej doliny a Hornej Erenštejnky (He-1, He-2, RH-1).

Na sledovanie Sb-zrudnenia boli robené vrty VNT-11, VNT-15, z ktorých som dostala vzorky na palynologické zhodnotenie. Všetky vzorky, ktoré som študovala, boli pozitívne na organický kerogén. Organické zvyšky boli veľmi zle zachované, väčšinou boli pokryté grafitoidným povlakom. Tvar u niektorých bol ešte zachovaný, ale väčšinou sa rozpadal na amorfný kerogén. V niektorých prípadoch môže ísť o premenené trilétne spóry, v jednom prípade možno zuhoľnatený zvyšok považovať za chitinozou. Vo vrte VNT-11 7—14 m sa vyskytol druh zo skupiny *Acritarcha*, zaraditeľný do rodu *Cymatiosphaera*. Klasifikačný stupeň zachovanosti palynomorf je stupeň E. Zaradiť môžeme vzorky do zóny organogénnych metasedimentov podobného typu ako v Malých Karpatoch grafitoidné bridlice štôlne Augustín (Sb-zrudnenie) pezinsko-perneckého súvrstvia. Výskyt trilétnej spóry poukazuje na vek od spodného silúru mladší.

Horná Erenštejnka — He-1, He-2, RH-1 (obr. 7)

Litologicky ide o tzv. tmavú zónu (? grafit — semigrafitovú) s prítomnosťou nižšie metamorfovaných tmavých fylitických bridlíc. V nich sme našli asociácie palynomorf, ktorých hlavné zloženie je uvedené v práci E. PLANDEROVÁ (1986), B. MOLÁK, O. MIKO, E. PLANDEROVÁ, J. FRANČŮ (1986), zloženie palynomorf je znázornené na obr. 8.

Asociácie palynomorf majú určité spoločné znaky s asociáciami z profilov G-2, G-5 — 7, HM-4, 5, 6, 8, 9, niektoré s asociáciami z Bukovskej doliny. Odlišujú sa však bohatstvom spór suchozemských rastlín. Na základe toho môžeme konštatovať, že sedimentácia nenastala v rovnakom čase, aj keď nemôžeme vekove oddeliť metasedimenty z Bielej vody (BV-1, BV-5) od metasedimentov Hornej Erenštejnky, Melicherky a Bukovskej doliny. Mohla to spôsobiť

okolnosť, že prevládajúce spóry výtrusných rastlín vykazujú mladší vek ako akritarchy v profiloch Bukovskej doliny, Gelfúsovej doliny, Hornej Erenštejnky. Tento poznatok som si overila temer na všetkých skúmaných lokalitách staršieho paleozoika z Nízkych Tatier, ale aj Malých Karpát.

Indexový druh *Triangulina alorgada* CRAMER môže poukazovať na to, že sedimentácia sa uskutočnila v období emsu.

Oblasť Malá Magurka — Železné (obr. 7)

Všetky vzorky sú odoberané z profilu v záreze cesty medzi osadou Železné a rázcestím smerom na Magurku. Litologicky ide o tmavé bridlice matného lomu bez známky sericitizácie a chloritizácie. Tieto vzorky boli pozitívne na pomerne dobre zachované palynomorfy (klasifikačný stupeň zachovania palynomorf je D—C).

Rodové a druhové zloženie palynomorf je uvedené na obr. 9, 10. Sú v mnohých znakoch identické s asociáciami v Bukovskej doline. Vekove ich môžeme zaradiť do obdobia vrchný silúr až koniec spodného devónu.

Oblasť Lomníštá dolina (obr. 7)

V tejto oblasti bolo spracovaných pomerne veľa vzoriek z väčšieho počtu lokalít (vrty L-2, L-4, A-114, Lomníštá — Studená dolina). Litologicky išlo väčšinou o tmavé sericitické alebo nesericitické bridlice, metamorfované do rôzneho stupňa. Zachovanie palynomorf zo vzoriek z vrto L-4 a L-2, A-114 je stupňa C—D.

Druhové zloženie je uvedené na obr. 8—10.

Všetky zistené rody a druhy sú typické pre vrchný silúr až koniec spodného devónu. Podobné spoločenstvo som zistila na lokalite Biela voda z vrto BV-1, BV-5, ale aj na iných lokalitách Ľumbierskeho kryštalinika.

Úplne odlišné spoločenstvá palynomorf som zistila na lokalite Lomníštá — Studená dolina (obr. 7), kde som v sivých až hnedosivých bridliciach objavila spoločenstvo dobre zachovaných palynomorf (stupeň premeny v škále B—C stupňa). Druhové zloženie asociácii je na obr. 9, 10.

Na základe posúdenia vekového diapazónu zistených druhov môžeme predpokladať, že ide o mladšie sedimenty zaraditeľné do obdobia konca devónu až turnénu, kým akritarchy zo spodného devónu považujem za preplavené.

Oblasť Vajskovskej a Bystrej doliny (obr. 7)

(Druhy a rody palynomorf sú uvedené na obr. 9, 10)

Z druhového zloženia palynomorf usudzujem, že ide s najväčšou pravdepodobnosťou o spodno- až strednodevónsky vek metasedimentov, zaraditeľných do klasifikačnej škály C—D.

Rovnakého veku aj metamorfného postihu boli palynomorfy z Bystrej doliny a Bystrého potoka (obr. 7).

Hronský komplex

Hronský komplex, južne od Hrona (obr. 7)

Palynologicky skúmané metasedimenty z tejto oblasti poskytli poznatky o zložení palynofácií z veľkého množstva lokalít od Brezna po Heľpu južne od Hrona (obr. 7). Zachovanosť palynomorf je rôzna — podľa stupňa metamorfózy tmavých, často sericitických a chloritických bridlic. Najviac palynomorf patrí do škály C—E.

V podstate sa vyskytli tri typy sedimentov:

- vzorky, ktoré boli úplne negatívne na organický zvyšok 240 B, 253, 53,
- vzorky obsahujúce organické zvyšky, ale bez palynomorf, pochádzajúce hlavne z lokalít č. 21, 20a, 28
- vzorky obsahujúce dobre určiteľné palynomorfy sú z nasledovných lokalít: 26, 28, 27a, 31, 33, 38, 39, 41, 42

Rovnaký charakter palynomorfných asociácií mi umožnil korelovať metasedimenty z oblasti medzi Breznom a Heľpou (hronský komplex južne od Hrona). Druhy palynomorf sú uvedené na obr. 9—11.

Podľa vekového rozpätia zistených druhov môžeme radiť skúmané sedimenty z oblasti Veľkého zeleného potoka (j. od Beňuša, Michalova, Polomky) do vrchného silúru až spodného devónu.

Formácia Jánovho grúňa (hronský komplex, s. od Hrona, obr. 7)

Palynologicky boli skúmané sedimenty z tejto oblasti ako prvé z kryštalinika veporíd (A. KLINEC—E. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1975, E. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1977). Väčšina lokalít pochádza z oblastí s. od Bacúcha, dol. Nemcová, Sokolovská, Ramžová, Ďurčíková, Zmrzlá dolina, dolina Zubra, Jančíkova dolina, lokalita s. od Závadky NT-165 (4 km od obce Bacúch v Bacúšskej doline). Litologicky ide o fylity viac-menej sericitické až chloritické.

Podľa zloženia palynomorf som mohla vekove rozčleniť metasedimenty do dvoch vekove odlišných komplexov.

Starší, zaraditeľný do vrchného silúru až spodného devónu, som zistila na základe určenia palynomorf z Bacúšskej doliny (A. KLINEC—E. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1975) a v Ďurčíkovej doline (E. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1977). Rodové a druhové zloženie palynomorfných asociácií je na obr. 9—11. Celé spoločenstvo palynomorf poukazuje na vekové zaradenie do vrchného silúru až spodného devónu, podobne ako v hronskom komplexe južne od Hrona.

Formácia Jánovho grúňa (obr. 7)

V rámci hronského komplexu s. od Hrona sa podarilo vyčleniť vekove mladšie metasedimenty — vo vulkanicko-sedimentárnom komplexe (formácie Jánovho grúňa, E. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1977). Objavila som ich v doline Sokolovskej, Zmrzlej, doline Zubra a na lokalite Bacúch. Metasedimenty

v Jančíkovej doline sa ukázali najmladšie z tohto vulkanicko-sedimentárneho komplexu. Zachovanosť palynomorf je na niektorých lokalitách lepšia (stupeň zachovania C, hlavne v Jančíkovej doline a na lokalite Bacúch). Všetky rody a druhy, vyskytujúce sa vo vyššie uvedených sedimentoch, sú rozšírené hlavne vo vrchnom devóne. Vekové rozpätie palynomorf je teda koniec stredného až vrchný devón.

Palynologické výsledky zo vzoriek z Jančíkovej doliny uvediem podrobnejšie, keďže výsledky neboli ešte publikované. Metasedimenty obsahovali mladšie spoločenstvo palynomorf zloženia: *Pterospermella* sp. 1, *Lagenella* cf. *foveolata*, rozšírená vo vrchnom devóne, *Pullovicenites devonicus* (HUEER.) SCHUSTER, rozšírené v strednom až vrchnom devóne, z výtrusných som určila *Hymenozonotriletes consuetus*, rozšírený v strednom až vrchnom devóne, *Calamospora* cf. *microrugosa* (IBR.) BALME, HENN, z vrchného devónu, *Planisporites furfuris* BALME, HENN z vrchného devónu až spodného karbónu, *Archeozonotriletes amplexus* (NAUM.) KEDO z hranice devón—karbón, *Schulzospora* sp. (asi *S. primigenia*). Zloženie sporomorf dostatočne preukazuje mladší vek metasedimentov než z doliny Bacúcha, Nemcovej, Sokolovskej a doliny Zubra.

Pomer zastúpenia akritarch a spór suchozemských rastlín je rovnaký vo všetkých lokalitách hrónskeho komplexu II. s. od Hrona, čo potvrdzuje približne rovnaké sedimentačné podmienky.

Lokalita Heľpa (obr. 7)

Je to jedna z najpodrobnejšie spracovaných lokalít v oblasti horehrónskeho podolia z hľadiska palynologického výskumu. Čiastočné výsledky boli publikované (E. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1977). Odvtedy sa spracovalo množstvo nových vzoriek z kameňolomu JRD, zárezu novej cesty, tmavé fylity v záreze starej cesty a z lokalít, ktoré zistil Š. Bajaník počas mapovacích prác.

Sivé sericitické fylity zo zárezu novej cesty obsahovali palynomorfne asociácie, zložením zodpovedajúce tým, ktoré som zistila v hrónskom komplexe južne od Hrona, veku silúr—ems (obr. 8—10).

Všetky v prílohách uvedené druhy palynomorf sú rozšírené v spodnom devóne, ojedinele ich výskyt siaha do stredného devónu. Druhové zloženie asociácií palynomorf sa dá korelovať s asociáciami v Bukovskej doline s tasmanitovou a leiosphaeridiovou mikroflórou. Inak je druhové zloženie obdobné ako v hrónskom komplexe j. od Hrona.

V záreze starej cesty j. od Heľpy sa našli tmavé, málo metamorfované bridlice matného lomu, ktoré obsahovali vekove odlišné spoločenstvo palynomorf ako svetlé sericitické bridlice z toho istého profilu. Podrobené boli palynologickému výskumu už v rokoch 1978—1980. Novšie odbery vzoriek z ryhy v starej ceste odkryli tieto sedimenty a staré výsledky boli doplnené určením ďalších druhov palynomorf lepšieho zachovania (stupeň zachovania B) ako zo sivých sericitických fylitov (stupeň zachovania C—D). Zloženie palynomorf je uvedené na obr. 9—11. Poukazuje na stredný až vrchný devón. Typické spodnokarbónske

druhy som v uvedených vzorkách nezistila. Oproti bohatému zastúpeniu akritarch v spodných svetlosivých bridliciach prevládajú vo vrchných tmavých bridliciach spóry výtrusných.

Pomer zastúpenia akritarch a spór je podobný ako v hronskom komplexe s. od Hrona (formácia Jánovho grúňa). Určitú obdobu vidíme aj v zložení mikroflóry v komplexe Prednej hole. Permskú mikroflóru som nezistila v žiadnych sedimentoch z lokality j. od Helpy.

Oblasť prednohoľského komplexu (lok. Košarisko, Tri kopce, Úplaz, Predná hoľa; obr. 7)

Základné výsledky palynostratigrafického výskumu boli publikované (Š. BAJANÍK, A. BIELY, O. MIKO, E. PLANDEROVÁ 1979).

Všetky druhy palynomorf, ktorých zloženie je uvedené na obr. 8—10, sú dobre zachované a spoľahlivo preukazujú vrchnodevónsky vek metasedimentov (stupeň zachovania exiny je v klasifikačnej škále B).

Porovnaním s asociáciami palynoflóry v Helpe II. z tmavých bridlíc vidíme analógiu vekovú a v mnohom ohľade aj druhového zastúpenia palynomorf. Kým v Helpe je zastúpených viac akritarch, v metasedimentoch prednohoľského komplexu je ich pomerne menej. Pomer zastúpenia spór a akritarch je však takmer rovnaký, ako aj výskyt druhov *Hymenozonotriletes lepidophytus*, KEDO, *Cyclogranisporites plicatus* ALLEN, *Caliptopteris proteus* (NAUM.) Allen, *Aurospora macra* SULL., ako aj časti akritarch. Vekové zaradenie môžeme spresniť na koniec stredného až vrchný devón, prípadne až bázu turnénu. Touto otázkou sa budem zaoberať ďalej, lebo je veľká pravdepodobnosť korelácie s tmavými fylitmi z lokality Helpa.

V záreze lesnej cesty sz. od prameňa „Svätá voda“ som v tmavých bridliciach zistila spoločenstvo palynomorf silne postihnutých karbonifikáciou. Z určitých spór som zistila druh rodu *Densoisporites* sp., *Lycospora imeperialis* JANS., *Taeniaesporites* sp., *Cirratriradites* sp. Vyššie uvedené druhy sú rozšírené v mladšom paleozoiku (karbón).

Diskusia k veku metasedimentov z južných svahov Nízkyh Tatier (obr. 9, 10)

Na základe vyhodnotenia palynomorfných asociácií zo stoviek vzoriek z kryštalinika Nízkyh Tatier som mohla pristúpiť k vekovým koreláciám na základe spoločenstiev a podobnosti stupňa zachovania vplyvom metamorfózy.

Pri posudzovaní asociácií palynomorf nezávisí samozrejme na tom, v akej tektonickej jednotke sa metasedimenty nachádzajú, lebo druhové a rodové zloženie je v tom istom veku do veľkej miery podobné vo veľmi širokom areáli. V staršom aj mladšom paleozoiku po vrchný perm sú korelácie možné v celej euroamerickej oblasti aj s východoeurópskou oblasťou až po východnú Áziu.

Mikrofloristické spoločenstvá obsahujú pre každý stupeň od vrchného silúru po spodný perm rovnaké druhy flóry. Korelácie s mikroflórou v nemetamorfovaných sedimentoch európskej a americkej bioprovincie, ako aj v ázijských oblastiach, nám umožnili určiť rody a druhy palynomorf v metamorfovaných sedimentoch Karpát.

V celej širokej oblasti od Bukovca po Švermovo som nezistila asociácie, v ktorých by sa nevyskytli trilétne spóry. Produkujú ich suchozemské rastliny, ktoré sa z hľadiska vývoja flóry objavili na suchej zemi až v silúre. Preto, keby sme aj nemali iné kritéria na posúdenie veku kryštálických bridlíc, môžeme povedať, že naše najstaršie metasedimenty, pozitívne na palynomorfy, nie sú staršie ako silúr. Nález relatívne dobre zachovanej palynoflóry nám umožnil druhové a rodové určenie palynomorf. Na základe nich som mohla vyčleniť niekoľko palynostratigrafických zón bez ohľadu na to, v akej tektonickej jednotke sa metasedimenty nachádzajú.

Vekové zaradenie metasedimentov uvádzam od najstarších po najmladšie (obr. 8—10).

Vek vrchný silúr—spodný devón

Do tohto sedimentačného obdobia zaraďujem predovšetkým matasedimenty hronského komplexu j. od Hrona (Beňuš, Polomka, Heľpa I.) a formáciu Jánovho grúňa (Bacúch, Ramžová dolina, NT-165, Závadka). Pomer zastúpenia akritarch je rovnaký, aj ich druhové zloženie je obdobné. Spóry výtrusných majú odlišné druhové zloženie, ale ich vekové rozšírenie je vrchný silúr—spodný devón. Vzhľadom na to, že vzorky boli metamorfované a že sa v nich zachovala len časť palynoflóry, možno považovať metasedimenty hronského komplexu j. od Hrona a s. od Hrona I. za vekove identické v rámci uvedeného vekového rozpätia.

Vekové obdobie gedín—ems

Väčšina metasedimentov Ľubovického kryštalinika spadá do tohto obdobia, aj keď v rámci uvedeného vekového rozpätia možno vyčleniť metasedimenty s odlišnou palynoflórą, ktoré sa zrejme aj vekove odlišujú. Do sedimentačného obdobia spodný devón sú zaraďované metasedimenty z Bukovskej doliny, Husárky (HM-4, 5, 8, 9), Melicherky (G-2, G-5—7), Hornej Erenštejnky (He-1, He-2), Bielej vody (BV-1, BV-5), Lomnistej doliny (L-2, L-4), Železné (Klinisko 1-10), vyústenie Bystrého potoka.

Druhové zastúpenie palynomorf (obr. 8—10). Vekové rozpätie druhov palynomorf zastúpených v metasedimentoch je približne rovnaké, podarilo sa však podľa príbuznosti druhov korelovať palynologické asociácie. Ukázalo sa, že v rámci spodného devónu sú dve sedimentačné obdobia, ktorých súslednosť síce nepoznáme, ale majú spoločné znaky, ktoré sa pokúsim podať nasledovne:

Metasedimenty s hlavnou asociáciou akritarch s výrazným zastúpením druhov *Leioshaeridia* cf. *laevigata* a druhy rodu *Tasmanites*. Asociácie palynomorf

sú bohaté na druhy rodu *Cymatiosphaera*, *Veryhachium*, *Multiplicisphaeridium*, *Pterospermella*. Zastúpený je aj indexový druh *Triangulina* cf. *alorgada*, ktorý sa nachádza v emse. V metasedimentoch Bukovskej doliny som zistila z opakovaného odberu vzoriek polohu bohatú na mikrofosílie, ktoré som určovala z výbrusového materiálu. Táto poloha môže byť považovaná aj za základ zóny *Leiosphaeridium* — *Tasmanites*, s ktorou som korelovala všetky výskyty tejto typickej asociácie. Zistila som ju ešte na lokalitách G-2, G-5, 7, HM-4, 5, 6, 8, 9, Železné, na Heľpe I., vyústenie Bystrého potoka, L-2, L-4, He-1, He-2, Mel. I. Pre vyššie uvedené lokality predpokladám spojitost vekovú aj paleoprostredia (obr. 7).

Metasedimenty s palynomorfnými asociáciami veku siegen—ems s prevahou spór výtrusných nad akritarchami. Takéto asociácie som zistila v sedimentoch vrtu BV-1, BV-5, L-2, L-4, A-114. Spoločným znakom je prevaha spór výtrusných nad akritarchami. Zóna druhov *Tumulispora rarituberculata*, *Emphanisporites* div. sp., *Dibolisporites lybicus*, *Synorisporites* div. sp., *Dictyotriletes* sp. 1, sa vyskytujú vo všetkých vzorkách metasedimentov z vyššie uvedených lokalít. Podľa toho, ako aj podľa stupňa metamorfózy predpokladáme rovnaké sedimentačné obdobie ako u vyššie uvedených lokalít.

Vekove môžu spadať do tohto obdobia metasedimenty z vrtov VNT-11 a VNT-15 zo Sopotníckej a Suche doliny severne od obce Hronov a Nemecká. Palynomorfy boli metamorfované do takej miery, že sa nedali určiť nielen druhy, ale ani rodové. Niektoré boli rozpadnuté, dalo sa však zistiť, že ide o rozrušené trilétne spóry. Identifikované boli aj pomerne dobre zachované chitinozoy. Všetky vzorky z týchto vrtov mali rovnaký stupeň zachovania, ktoré zaraďujem v klasifikačnej škále do stupňa E. Rozhodne nejde o analógiu grafitoidných organických zvyškov alebo amorfného kerogénu. Spóry stratili síce všetky morfológické znaky, ale tvar sa u niektorých zachoval. Tento typ kerogénu sa vyskytuje vo veľkom množstve v metasedimentoch, ktoré naznačujú niektoré typy zrudnenia (porovnané s tmavými bridlicami antimonitového zrudnenia v Malých Karpatoch — B. CAMBEL, E. PLANDEROVÁ 1985).

Do konca spodného až stredného devónu zahrnujem metasedimenty z oblasti Vajskovskej a Bystrej doliny. Premena exiny palynomorf spadá v klasifikačnej škále premeny exiny palynomorf do stupňa C—D.

Spoločným znakom je vyššie percento akritarch ako spór suchozemských rastlín. Vo vekovom rozpätí palynomorf, ktoré sa vyskytli vo vzorkách, dominuje stredný devón. Niektoré druhy najmä spór výtrusných sú také, ktoré sa začínajú vyskytovať až koncom stredného devónu. Vo vzorkách sa vyskytujú niektoré druhy pseudosakátnych spór, ako je *Auroraspora macra* a *Samarisporites* sp.

Do sedimentačného obdobia vrchný, stredný až vrchný devón zahrnujem formáciu Jánovho grúňa (hronský komplex s. od Hrona II.), Heľpa II. (zárez starej cesty, NT-135), komplex Prednej hole. Spoločným znakom je prevaha

spór výtrusných nad akritarchami a druhy, ktoré sú rozšírené hlavne od givetu do famenu, resp. až turnénu. Z akritarch sú zastúpené vo všetkých vzorkách vyššie uvedených lokalít druhy rodu *Pterospermella*, bližšie vekove neurčené a *Lagenochitina*. Zo spór výtrusných sú spoločne zastúpené *Auroraspora macra*, *Archeozonotriletes variabilis*, *Hymenozonotriletes praetervisus*, *Punctatisporites confusus*, *Cyclogranisporites plicatus*. Toto spoločenstvo výtrusných sa vyskytuje v celej sedimentačnej oblasti euroamerickej vo vrchnom devóne. Indexovým druhom je *Hymenozonotriletes lepidophytus*, ktorý je typický pre vrchnodevónske asociácie sporomorf.

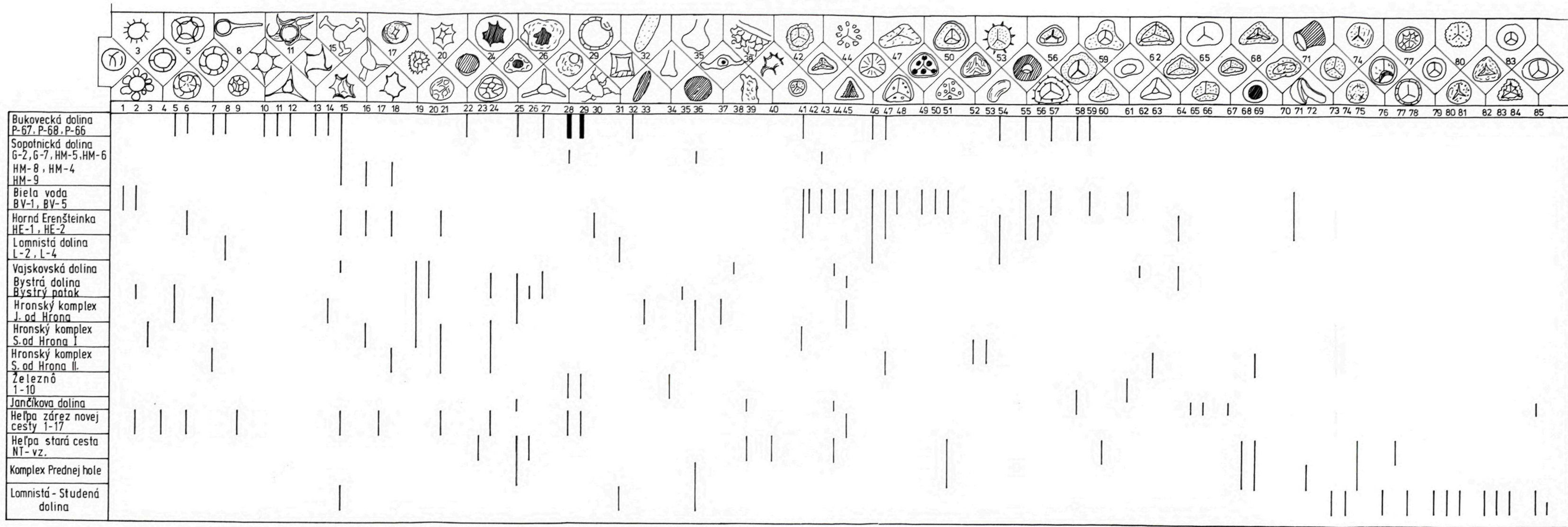
Čisto morfológickým znakom, ktorý zjednocuje porovnávané asociácie sporomorf, je prevaha veľkých spór, hlavne tých, ktoré majú vytvorené cingulum, zónu a pseudosakkus. Tieto morfológické znaky sú tiež typickými znakmi pre vrchnejšie devónske asociácie.

Vrchný devón — spodný karbón som zistila vo vulkanicko-sedimentárnom hronskom komplexe v oblasti Jančíkovej doliny (s. od Bacúcha) a v Studenej — Lomnistej doline. Okrem vrchnodevónskych spór, ktoré sú podobného zloženia, ako formácia Jánovho grúňa (vek vrchný devón), som v týchto metasedimentoch zistila druh *Schulzospora* cf. *primigenia*, ktorý sa začína vyskytovať až na báze turnénu. Okrem tohto indexového druhu je pre toto mladšie spoločenstvo typická prítomnosť druhov rodu *Stenozonotriletes*, *Convolutispora*, *Densoisporites*, ktoré sa vyskytujú prevažne až od hranice devón—karbón, alebo až turnénu. Zachovanosť palynomorf bola veľmi dobrá, takže som ich mohla zaradiť do klasifikačnej škály stupňa B. Hoci v euroamerickej oblasti je zónovanie palynomorf urobené, z oblastí epikontinentálneho vývinu v podmienkach karpatskej sedimentácie uvádzam širšie vekové rozpätie pre horšiu zachovanosť palynomorf, a preto, že som nezískala nikde úplné spoločenstvo. U metasedimentov z oblasti Nízkych Tatier ide o morskú sedimentáciu a nie o sedimentáciu panvového typu, ako je to v oblasti Nemecka, Anglicka, Ruska, kde aj staropaleozoické sedimenty poskytujú bohaté asociácie palynomorf. Rozsah počtu druhov výtrusných súvisí s fylogenetickým vývojom, a preto v silúre je len niekoľko rodov suchozemských rastlín, kým koncom devónu je ich už oveľa viac (65).

Na grafe rozšírenia druhov palynomorf (obr. 8—10) vidíme, že asociácia spór je druhove bohatšia koncom devónu ako v spodnom devóne. Na základe porovnania rozšírenia druhov akritarch a spór suchozemských rastlín som zistila, že:

1. Vek metasedimentov z Bukovskej doliny a ostatných s ňou korelovaných oblastí (viď prísl. kap.) je síce v tom istom rozpätí ako vek metasedimentov z Bielej vody a Ráztockej hole (He-1, He-2), ale podľa nálezu palynoflóry je zrejma ich veková odlišnosť, čo sa prejavuje tým, že v metasedimentoch Bukovskej doliny prevládajú akritarchy a vo vrte BV-1 a BV-5 prevládajú spóry výtrusných.

2. Doterajšie názory na vek hronského komplexu boli neucelené, kým som nemala všetky palynologické výskumy z celej oblasti dokončené. Teraz možno



Obr. 8 Grafické znázornenie výskytu druhov a rodov palynomorf na lokalitách kryštalinika južných svahov Nízkych Tatier Pozn.: Formácia Jánovho Grúňa je značená ako Hronský komplex s. od Hrona II.

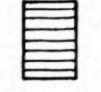
1 — *Trochopsphaera uspenskae* (TIM.) TCHIBR., 2 — *Baltisphaeridium* cf. *gordonense* CRAMER, 3 — *Baltisphaeridium* sp., 4 — *Cymatiosphaera miloni* DEUNFF., 5 — *Cymatiosphaera* cf. *canadensis* (DEUNFF.), 6 — *Cymatiosphaera nebulosa* (DEUNFF.) EIS., 7 — *Duvernaysphaera aranooides* EIS., 8 — *Ortosphaeridium* sp., 9 — *Dictyopsphaera polygona* TCHIBR., 10 — *Stellinium* sp., 11 — *Veryhachium* cf. *bulbiferum* (DEFL.) EIS., 12 — *Veryhachium trispiniiflatum* CRAMER, 13 — *Veryhachium valente* CRAMER, 14 — *Polyedryxium multifrans* DFF., 15 — *Multiplicisphaeridium toyetae* (CRAMER) EIS., 16 — *Onondagella asymetrica* (DEUNFF.) CRAMER, 17 — *Lophosphaeridium safes* TCHIBR., 18 — *Ammonidium* sp., 19 — *Dictyotidium dictyotum* (EIS.) EIS., 20 — *Dictyotidium* cf. *stenodictyum* EIS., 21 — *Dictyotidium polysymmetricum* STAPL., 22 — *Riculusphaera fissa* LOEBL. BRUGG., 23 — *Dictyotidium* sp., 24 — *Pterospermella onondogensis* DEUNFF., 25 — *Pterospermella* sp. 1, 26 — *Pterospermella* sp. 2, 27 — *Triangulina* cf. *alorgada* CRAMER, 28 — *Leiosphaeridia* cf. *laevigata* STOCK. WILL., 29 — *Tasmanites* cf. *asperum* BOND., 30 — *Ammonidium* cf. *loriferum* CRAMER, 31 — *Staplinium cuboides*, 32 — *Navifusa bacillum* (DEUNFF.) EIS., 33 — *Leiofusa* sp., 34 — *Angochitina* sp. C., 35 — *Shaerochitina sharocephala* (EIS.) RAUSCH., 36 — *Lagenochitina* sp., 37 — *Acritarca* indet., 38 — *Pullovicinites devonicus* (HUEBR.) SCHUSTER, 39 — *Lagenella* cf. *foveolata* BHARADW., 40 — *Micrhystridium tornacense* STOCK. WILL., 41 — *Dictyotrites* sp. 1, 42 — *Retusotrites* cf.

varingtonii RICH. LISTER, 43 — *Leiotrites simplex* NAUM., 44 — *Tumulispora rarituberculata* (LUB.) POT., 44a — *Lophozonotrites tylophorus* NAUM., 45 — *Camptozonotrites* sp. -6- STREEL, 46 — *Emphanisporites* div. sp., 47 — *Dibolisporites libycus* REICH., 48 — *Synorisporites* sp., 49 — *Synorisporites libycus* REICH., 50 — *Acantotrites* sp. 1 JARDINE, 51 — *Trachytrites* cf. *uspenskae* (TIM.) TCHIBR., 52 — *Trachytrites* aff. *minor* NAUM., 53 — *Apiculatisporites* sp., 54 — *Azonomonoletes* sp., 55 — *Archeozonotrites* div. sp., 56 — *Granulatisporites triconvexus* STAPL., 57 — *Grandispora dauglastowensis* MC. GREGOR, 58 — *Hymenozonotrites consuetus* TCHIBR., 59 — *Samarisporites triangulatus* ALLEN, 60 — *Punctatisporites confusus* RICH., 61 — *Archeoperisaccus oblongus* OWENS, 62 — *Lycospora granulata* KOS., 63 — *Aneurospora macromanifesta* (HAEQ.) RICH., 64 — *Lophozonotrites* div. sp., 65 — *Calamospora* cf. *microrugosa* (IBR.) BALME et HENN., 66 — *Archeozonotrites amplexus* (NAUM.) KEDO, 68 — *Calipteris proteus* (NAUM.) ALLEN, 69 — *Auroraspora macra* SULL., 70 — *Rhabdosporites langi* RICH., 71 — *Archeozonotrites variabilis* NAUM., 72 — *Dilobozonotrites* sp., 73 — *Cyclogranisporites* cf. *commodus* PLAYF., 74 — *Punctatisporites perfrugalis* PLAYF., 75 — *Cyclogranisporites plicatus* ALLEN, 76 — cf. *Crassispora maculosa* (KNOX) SULL., 77 — *Dictyotrites rotundatus* NAUM., 78 — *Punctatisporites* cf. *limbatus* HACQUE, 79 — *Stanozonotrites* div. sp., 80 — *Buculatisporites fusticulus* SULL., 81 — *Convolutispora* sp., 82 — *Punctatisporites* div. sp., 83 — ? *Densosporites* sp., 84 — *Dictyotrites* cf. *clatiformis* (ARTUZ) SULL., 85 — *Schulzospora primigenia* KOS.,

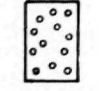
Geologický ústav Dionýza Štúra
ODDROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
417 04 BRATISLAVA

Oblasti profily-lokality		MEZOZOIKUM													
KAMBR. str. vrch.	P A L E O Z O I K U M	KARBON	PERM			TÜRNING	SAXON	AUTUN	STEFAN	VESTFAL	VISEN	TURMEN	KARN	NORIK	RET
			spodný	vrchný	stredný										
Oblasti profily-lokality		KARBON	PERM	TÜRNING	SAXON	AUTUN	STEFAN	VESTFAL	VISEN	TURMEN	KARN	NORIK	RET		
Bukovecká dolina															
P-70, P-71 P-66, P-67, P-68															
<p>----- Cymatiosphaera cf. canadensis</p> <p>----- Cymatiosphaera nebulosa</p> <p>----- Duvernaysphaera aranoideis</p> <p>----- Ortosphaeridium sp.</p> <p>----- Stellium sp.</p> <p>----- Veryhachyum cf. bulbiterum</p> <p>----- Veryhachyum trispiniiflatum</p> <p>----- Veryhachyum valiente</p> <p>----- Polyedryxium multifrans</p> <p>----- Multiplicisphaeridium toyetae</p> <p>----- Riculaspheera fissa</p> <p>----- Pterospermella sp.</p> <p>----- Triangulina cf. alargada</p> <p>----- Leiosphaeridia cf. laevigata</p> <p>----- Tasmanites cf. asperum</p> <p>----- Emphanisporites div. sp.</p> <p>----- Dibolisporites libycus</p> <p>----- Grandispora douglaslowensis</p> <p>----- Hymenozonotrites consuetus</p> <p>----- Punctatisporites confusus</p>															
G-2, G-5-7 HM-4, 5, 6, 8, 9															
<p>----- Multiplicisphaeridium toyetae</p> <p>----- Leiosphaeridium cf. laevigatum</p> <p>----- Lagenochitina sp.</p> <p>----- Leiotrites simplex</p> <p>----- Trochospheera uspenskae</p> <p>----- Baltisphaeridium gordonsense</p> <p>----- Retusotrites cf. varingtonii</p> <p>----- Leiotrites simplex</p> <p>----- Tumulispore rarituberculata</p> <p>----- Compozotrites sp. 6</p> <p>----- Emphanisporites div. sp.</p> <p>----- Dibolisporites libycus</p> <p>----- Synorisporites sp.</p> <p>----- Synorisporites libycus</p> <p>----- Acantotrites sp. 1</p> <p>----- Trachytiles uspenskae</p> <p>----- Grandispora douglaslowensis</p> <p>----- Samarisporites triangulatus</p> <p>----- Archeoperisaccus oblongus</p>															
Biela voda BV-1, BV-5															
<p>----- Ammonidium sp.</p> <p>----- Ammonidium cf. loriferum</p> <p>----- Dictyotrites sp. 1</p> <p>----- Emphanisporites div. sp.</p> <p>----- Dibolisporites libycus</p> <p>----- Granulatisporites triconvexus</p>															
Horná Erenšteinka HE-1, HE-2															
<p>----- Ortosphaeridium sp.</p> <p>----- Staplinium cuboides</p> <p>----- Dictyotrites sp.</p> <p>----- Emphanisporites sp.</p> <p>----- Synorisporites sp.</p> <p>----- Streelispore granulata</p>															
Lomná dolina L-2, L-4, A-114															
<p>----- Leiosphaeridia cf. laevigata</p> <p>----- Tasmanites cf. asperum</p> <p>----- Angochitina sp.</p> <p>----- Cymatiosphaera n. sp.?</p> <p>----- Hymenozonotrites consuetus</p> <p>----- Synorisporites libycus</p> <p>----- Raistrickia sp.</p> <p>----- Azonomonoletes sp.</p> <p>----- Retusotrites cf. distinctus</p>															
Železné 1-10															
<p>----- Multiplicisphaeridium toyetae</p> <p>----- Dictyotidium dictyotum</p> <p>----- Dictyotidium cf. stenodyctium</p> <p>----- Pterospermella sp. 1.</p> <p>----- Triangulina cf. alargada</p> <p>----- Tumulispore rarituberculata</p> <p>----- Lycospore granulata, Dictyotrites gorgoneus</p> <p>----- Dictyotidium dictyotum</p> <p>----- Dictyotidium cf. stenodictium</p> <p>----- Pterospermella onodagaensis</p> <p>----- Pterospermella sp. 1.</p> <p>----- Lagenochitina sp.</p> <p>----- Laeiotrites ornatus</p> <p>----- Auroraspora sp.</p>															
Vajskovská dol. - Bystrá dolina 1-7															
<p>----- Baltisphaeridium gordonsense</p> <p>----- Cymatiosphaera cf. canadensis</p> <p>----- Duvernaysphaera aranoideis</p> <p>----- Onodagella asymetrica</p> <p>----- Dictyotidium dictyotum</p> <p>----- Dictyotidium cf. stenodictium</p> <p>----- Pterospermella onodagaensis</p> <p>----- Pterospermella sp. 1.</p> <p>----- Lagenochitina sp.</p> <p>----- Laeiotrites ornatus</p> <p>----- Auroraspora sp.</p>															
Bystrý potok 1-8															
<p>----- Baltisphaeridium gordonsense</p> <p>----- Cymatiosphaera cf. canadensis</p> <p>----- Duvernaysphaera aranoideis</p> <p>----- Onodagella asymetrica</p> <p>----- Dictyotidium dictyotum</p> <p>----- Dictyotidium cf. stenodictium</p> <p>----- Pterospermella onodagaensis</p> <p>----- Pterospermella sp. 1.</p> <p>----- Lagenochitina sp.</p> <p>----- Laeiotrites ornatus</p> <p>----- Auroraspora sp.</p>															

Vysvetlivky:



Acritarcha



spóry
suchozemských rastlin

Obr. 9 Diapazón rozšírenia niektorých druhov a rodov palynomorf na lokaliách južných svahov Nizkych Tatier I

KAMBR. str. vrch.	P A L E O Z O I K U M										MEZOZOIKUM																				
	ORDOVIK		SILUR		DEVON		KARBON		PERM		TRIASS		RET	NORIK	KARN																
	sp. str. vrch.	spodny vrchny	spodny vrchny	stredny vrchny	spodny vrchny	spodny vrchny	spodny vrchny	spodny vrchny	sp. vrch.	TURING	SAXON	AUTUN				STEFAN	VESTFAL	VISEN	TURMEN	FAMEN	FRASN	GIVET	EIFEL	EMS	SIEGEN	PRIDOL	LUDLOV	VENLOK	LANDOVER	AŠGIL	KARADOK
	Oblasť profily-lokality																														
	Hronský komplex južne od Hrona Brezno - Helpa																														
	Hronský komplex sev. od Hrona I Závadka NT-165, Ramžová, Bacúch Durč, dolina																														
	Hronský komplex sev. od Hrona II F. Janovho grúňa / Zmrzlá dol. Zúbra, Nemcová dol. Bacúch																														
	Jančíkova dolina																														
	Hel'pa I. profil 1-17																														
	Hel'pa II. Zárez starej cesty																														
	Komplex Prednej hole																														
	Lomnistá - Studená dolina																														
	<p><i>Cymatiosphaera cf. canadensis</i> <i>Duvernaysphaera araneoides</i> <i>Polyedryxium multifrans</i> <i>Dictyotidium dictyotum</i> <i>Pterospermella sp. 1</i> <i>Leiofusa sp.</i> <i>Lagenochitina sp.</i> <i>Camptonotriletes sp. 6</i> <i>Emphanisporites sp.</i> <i>Raistrickia cf. clavata</i> <i>Archeozonotriletes cf. variabilis</i> <i>Amacsporites miserabilis</i> <i>Leiofusa cf. convexus</i> <i>Chelinospora sp.</i> <i>Geminospora cf. verrucosa</i></p>																														
	<p><i>Baltisphaeridium sp.</i> <i>Onodagella asymetrica</i> <i>Dictyotidium dictyotum</i> <i>Dictyotidium polysymmetricum</i> <i>Pterospermella onodagaensis</i> <i>Lagenochitina sp.</i> <i>Brochosphephaera diligens</i> <i>Lophosphaeridium triangulatum</i> <i>Cymatiosphaera magna</i> <i>Dictyotriletes paulius</i> <i>Dictyotriletes rotundatus</i> <i>Azonomoletes sigariformis</i> <i>Trachytriletes aff. minor</i></p>																														
	<p><i>Ammonidium sp.</i> <i>Dictyotidium polysymmetricum</i> <i>Pterospermella sp.</i> <i>Cymatiosphaera doiorochora</i> <i>Auroraspora macra</i> <i>Archeoperisaccus elongatus</i> <i>Archeoperisaccus variabilis</i> <i>Hymenozonotriletes subdeliquens</i> <i>Rhabdosporites langi</i> <i>Auroraspora macramanifestus</i> <i>Retusotriletes systematicus</i> <i>Verrucosporites scoticus</i> <i>Lophozonotriletes muricatus</i> <i>Reticulatisporites ancoralis</i> <i>Hymenozonotriletes lepidophytus</i></p>																														
	<p><i>Pterospermella sp. 1</i> <i>Lagenella cf. foveolata</i> <i>Pullovicenites devonicus</i> <i>Hymenozonotriletes consuetus</i> <i>Calamospora cf. microrugosa</i> <i>Planisporites furturis</i> <i>Archeozonotriletes amplexus</i> <i>Schulzospora rara</i></p>																														
	<p><i>Baltisphaeridium gordonense</i> <i>Cymatiosphaera miloni</i> <i>Cymatiosphaera nebulosa</i> <i>Dictyosphaera polygona</i> <i>Multiplicisphaeridium toyetae</i> <i>Lophosphaeridium safes</i> <i>Dictyotidium polysymmetricum</i> <i>Pterospermella onodagaensis</i> <i>Leiosphaeridium cf. laevigata</i> <i>Tasmanites cf. asperum</i> <i>Comptonotriletes sp. 6</i> <i>Emphanisporites sp. 1</i> <i>Petratrites aculeatus</i></p>																														
	<p><i>Lagenochitina sp.</i> <i>Pterospermella sp. 1</i> <i>Pterospermella sp. 2</i> <i>Lagenella cf. foveolata</i> <i>Micrhystridium tornacense</i> <i>Lophozonotriletes tylophorus</i> <i>Auroraspora macra</i> <i>Hymenozonotriletes praetervisus</i> <i>Hymenozonotriletes lepidophytus</i> <i>Vestispora laevigata</i> <i>Samarisporites triangulatus</i> <i>Punctatisporites confusus</i> <i>Callopteryx proteus</i> <i>Cyclogranisporites plicatus</i> <i>Dictyotriletes rotundatus</i></p>																														
	<p><i>Pterospermella sp. 1</i> <i>Lophozonotriletes tylophorus</i> <i>Callopteryx proteus</i> <i>Auroraspora macra</i> <i>Dilobozonotriletes sp.</i> <i>Cyclogranisporites plicatus</i> <i>Rhabdosporites sp.</i> <i>Hymenozonotriletes pseudoreticulatus</i> <i>Hymenozonotriletes lepidophytus</i> <i>Hymenozonotriletes div. sp.</i> <i>Cirratirradites sp.</i> <i>Leiozonotriletes naumovae</i> <i>Dilobozonotriletes sp.</i></p>																														
	<p><i>Multiplicisphaeridium sp.</i> <i>Staplimum cuboides</i> <i>Lagenochitina sp.</i> <i>Cyclogranisporites commodus</i> <i>Punctatisporites perfrugalis</i> <i>cf. Grassispora maculosa</i> <i>Punctatisporites limbatus</i> <i>Stenozonotriletes div. sp.</i> <i>Baculatisporites fusciculus</i> <i>Convolutispora sp.</i> <i>Densoisporites sp.</i> <i>Dictyotriletes cf. clatriformis</i> <i>Schulzospora rara</i></p>																														

Vyvetlivky :  Acritarcha  Spóry suchozemských rastlín

Obr. 10 Diapazón rozšírenia niektorých druhov a rodov palynomorf na lokality južných svahov Nizkych Tatier II

konštatovať, že hronskému komplexu patria najstaršie metasedimenty v oblasti južne a čiastočne aj severne od Hrona. V metasedimentoch formácie Jánovho grúňa sú však aj mladšie metasedimenty, ktorých vekový diapazón je givet až famen. Na jednej lokalite sa našla palynoflóra ešte mladšia, ktorá siaha až do turnénu (Jančíkova dolina).

3. Asociácie palynomorf z lokality Heľpa sa po niekoľkonásobnom spracovaní ukázali vekove komplikované. Pôvodný názor, že ide o permský vulkanicko-sedimentárny komplex, sa nepotvrdil palynologicky. Po spracovaní množstva vzoriek ani jedna neposkytla permskú alebo permsko-karbónsku mikroflóru. Naopak, výsledky z mnohých vzoriek preukázali staropaleozoický vek.

Na lokalite Heľpa som zistila dva typy vekove odlišných palynomorfných asociácií (v rámci staršieho paleozoika):

a) svetlosivé fylitické bridlice, mierne sericitické, ktoré obsahovali palynofloru zhodnú s palynoflorou formácie Jánovho grúňa a hronského komplexu veku vrchný silúr—spodný devón,

b) tmavosivé bridlice s palynoflorou veku koniec stredného až vrchný devón. Korelovateľné sú s palynoflorou prednohoľského komplexu.

Korelácia palynofloristických asociácií susedných oblastí

Porovnávam predovšetkým výsledky palynologických výskumov v Nízkych Tatrách s výsledkami v Malých Karpatoch a gemeridách.

a) Koreláciou paleozoických asociácií Nízkych Tatier a Malých Karpát (B. CAMBEL, E. PLANDEROVÁ 1985) som zistila, že hoci spadajú približne do rovnakého obdobia sedimentácie, odlišujú sa zachovanosťou palynomorf, ako aj druhovým a rodovým zložením. Palynomorfné asociácie pezinsko-perneckej a harmónskej skupiny obsahujú podstatne viac akritarch silúrskeho až spodno-devónskeho veku ako asociácie z Ľumbierskeho kryštalinika a hronského komplexu. Porovnajúc vekový rozsah akritarch, v Malých Karpatoch (pezinsko-pernecká skupina) je zastúpené vyššie percento silúrskych druhov ako v oblasti Nízkych Tatier.

Podľa zachovanosti aj druhového zloženia majú asociácie palynomorf Malých Karpát bližšie vzťahy k paleozoiku gelnickej skupiny ako k asociáciám tatríd a veporíd.

b) Porovnajúc palynofácie z Nízkych Tatier a z gemeríd (P. SNOBKOVÁ—L. SNOPKO 1979, J. ILAVSKÝ—G. KUPČO—P. SNOBKOVÁ 1985, P. SNOBKOVÁ 1984), som zistila rozdiely v prvom objavení sa palynoflóry. V gelnickej skupine sú metasedimenty doložené od kambria po spodný devón, kým v tatrídách a veporidách od vrchného silúru po spodný karbón. Vplyv metamorfózy na palynomorfy je však dosť vysoký, pri pomerne nízkej teplote pôsobenia na horninu (200—300 °C). Zrejme ide o metasedimenty s lokálnym nahromadením organickej hmoty (lydity), ktoré boli vystavené karbonifikácii skôr ako vo fylitoch a sivých kryštalických bridliciach veporíd a tatríd. Podľa zachovanosti palynomorf gelnickej skupiny patria mnohé v klasifikačnej škále do stupňa X.

Z nášho územia som zatiaľ mala možnosť korelovať len s vyššie uvedenými oblasťami. Korelácie so staropaleozoickými asociáciami palynomorf panvového a platformného vývoja paleozoika slúžia k základnej druhovej identifikácii palynomorf. Slúžia tiež k vekovým koreláciám, lebo flóra bola regionálne vo veľmi širokej oblasti rovnaká a korelácie nám umožňujú aj vekové zaradenie asociácií.

Paleoekologické poznámky k sedimentačnému prostrediu

Poznatky z paleoekologického zhodnotenia sedimentačného prostredia máme len u tých typov asociácií, kde poznáme aj botanické názvy mikrofosílií.

Časť palynofácií tvoria akritarchy, ktoré sú časťou morského planktónu. Na základe ich prítomnosti vieme, že ide o morské sedimentačné prostredie. Vyhodnotením pomeru zastúpenia akritarch a spór suchozemských rastlín môžeme usudzovať na vzdialenosť miesta sedimentácie k suchej zemi. Zo skúmaných lokalít sú niektoré také, ktoré majú v asociácii absolútnu prevahu akritarch a spóry výtrusných sa zachovali len ojedinele. Také asociácie máme z lokalít Bukovská dolina, vyústenie Bystrého potoka, Hronský komplex s. od Hrona I., Helpa I.

Asociácie z ostatných lokalít boli bohatšie na spóry suchozemských rastlín, čiže možno predpokladať väčšiu blízkosť suchej zeme k sedimentačnému priestoru. Z tohto hľadiska je suchá zem najbližšie k sedimentačnému priestoru na lokalite BV-1, BV-5, formácia Jánovho grúňa, Helpa II. a Prednohofský komplex. Z hľadiska vekového, ale aj ekologického vidno určitú floristickú zviaznosť posledne menovaných lokalít.

Spoločenstvá akritarch zistené z morského prostredia zatiaľ bližšie o ekológii prostredia nenapovedajú. Nachádzajú sa však medzi nimi druhy rodu *Leiosphaeridia* a *Tasmanites*, ktoré patria zeleným riasam (*Chlorofyceae*). Na základe výskumov D. WALLA (1977) patrí rod *Tasmanites* zo skupiny zelených rias do druhu *Pachysphaera palagica*. Podobné príbuzenstvo sa zistilo pre rod *Leiosphaeridia* (radené EISENACKOM 1958 do akritarch), k zeleným riasam *Halosphaera minor* OST., ktoré patria k morským riasam. Cysty žijú bentonickým, ale niektoré druhy aj pelagickým spôsobom života. Z hľadiska ekologického niektoré žijú v povrchových vodách, väčšina však žije v hĺbke 10, aj viac metrov.

V spoločenstve *Tasmanaceae* a *Leiosphaeridia* sú v devóne obvykle druhy *Angochitina devonica*, *Desmochitina serrata* atď. Z akritarch *Baltisphaeridium*, *Micrhystridium*, *Leiofusa bacillum*, zo spór bývajú v spoločenstve *Emphanisporites*, *Hymenozonotriletes*. Uvedené spoločenstvá som zistila v spoločenstve *Tasmanaceae* aj na skúmaných lokalitách (Bukovská dolina, G-2, G-7, Železné, Helpa I.).

Viac vieme o suchozemskom prostredí z obdobia vrchného silúru a spodného devónu na základe výskytu spór. V silúre pokročil fylogenetický vývoj tak ďaleko, že časť rastlín vyšla na suchú zem. Z týchto sa zachovali hlavne spóry retusotrilétne a apikulátne—retusotrilétne, ktoré patrili prvotným papraďorasťom (? *Baragwanthia*, *Yrrevia* ? *Zosterophyllum*). O tom, kedy vznikli prvé

suchomilné rastliny, boli a ešte sú polemiky. Prijala sa skutočnosť, že pred silúrom sa v horninách nenašli na celom svete trilétne spóry. Začiatkom devónu bolo na suchej zemi len niekoľko rodov suchozemských rastlín, medzi ktoré patria aj tie, ktoré sme našli v našich vzorkách (*Lophotriletes*, *Leiotriletes*, *Calamospora*, *Emphanisporites*, *Retusotriletes*, *Granulatisporites*). Tieto nepochybne patrili prvým papraďorastom a plavúňovitým typu *Rhynia*, *Sciadophyton*, *Phylophyton*, *Cooksonia*.

V emse je už 40 rodov, pozostávajúcich hlavne z papraďorastov ako *Archeopteris*, *Calamophyton*, *Asteroxylon*, *Phylophyton*, *Hyenia*, *Duisbergia* a iné. Aj keď vieme, že do týchto botanicky známych rodov patria druhy spór z lokalít Nízkych Tatier, o ich ekologických nárokoch vieme málo, lebo doteraz nie je jasné, ktoré umelé rody spór patria rodom botanicky známych papradí. To, že patria papraďorastom alebo plavúňom, vieme, avšak čím sme v staršom útvare, tým je rekonštrukcia a korelácia týchto dávno vyhynutých rastlín ťažšia. Tie druhy a rody spór, ktorých botanickú príslušnosť poznáme, sú tie, ktoré sa našli spolu s makrofitozvyškami, najčastejšie spolu s fruktifikačnými zariadeniami. Ich vzrast počtu, vzrast veľkosti a vývin ornamentácie od silúru do mladších období devónu poukazuje na prostredie teplé, vlhké, vhodné pre rýchly a bohatý rozvoj rastlínstva na suchej zemi. Okrem poznania, že čím väčší počet rodov suchozemských rastlín máme, tým sme v mladšom období, bohatá suchozemská mikroflóra môže signalizovať blízkosť suchej zeme a relatívnu blízkosť mora.

Vo vrchnom devóne bolo spoločenstvo bohaté na *Lycopside*, *Progymnospermopsida*, tie predihličnany, ktoré dali základ neskoršej kordaitovej flóre. Podľa niektorých autorov (J. PETRESCU 1980) niektoré druhy rodu *Punctatisporites* a *Cyclogranisporites* patria do botanicky známych rodov *Hornea* a *Horneophyton*, *Calamospora* do *Protolepidodendrales* (druh *Eleuterophyllum dreponophyciformis*), *Retusotriletes* do *Zosterophyllum*.

Podľa ekologických nárokov neskorších papraďorastov je predpoklad, že aj tieto prvotné papraďorasty a plavúne si vyžadovali močiarne vlhké prostredie, čo je samozrejme, lebo suchá klíma by nenapomáhala ich rozvoju, ktorý bol v devóne evidentný. Paleoreliéf mohol byť rovinný, ale aj keď nebol, na vyvýšeninách ešte zrejme vegetácia nerástla, tobôž nie v období spodného devónu. Podľa A. N. KRIŠTOFOVIČA (1957) je chudobné psilofytové a kalamitové rastlínstvo devónu rozšírené len na ostrovkoch suchej zeme medzi lagúnami mora, ostatná vynorená zem bola úplne bez porastu. Túto predstavu môžeme mať aj my o prostredí sedimentácie v období vrchného silúru až emsu, ktoré bolo v Nízkych Tatrách tým obdobím, keď sa usadila väčšina sedimentov pozitívnych na palynomorfy. V strednom devóne máme málo informácií z oblasti Nízkych Tatier. Radíme tam len lokality Vajskovskú a Bystrú dolinu, ktoré navyše boli chudobné na spóry výtrusných. Našli sa tam však pseudosakátne spóry. Tieto už môžu patriť progymnospermám (*Callixylon*). Vzrast počtu týchto rodov je evidentný v metasedimentoch, ktoré radíme do vrchného devónu (formácia Jánovho grúňa, Heľpa II., Predná hoľa).

Viac o paleoekologických podmienkach prostredia a k sedimentačnému prostrediu zatiaľ nevieme povedať.

Literatúra

- BAJANÍK, Š.—BIELY, A.—MIKO, O.—PLANDEROVÁ, E. 1979: O paleozoicko—vulkanicko—sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). — Geol. Práce Spr. 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.
- BROOKS, I. 1971: Some chemical and geochemical studies on Sporopollenin. — Sporopollenin Proceed. of Symp. held at the Geol. Dep., London, 361—402.
- BROOKS, I. 1980: Chemical studies on the thermal products from Sporopollenin and their probable geochemical significance. — V. Int. Palynol. Conf., (1976—1977), 2, Lucknow, 513—528.
- CAMBEL, B. 1977: Problémy stratigrafie kryštalinika Západných Karpát z hľadiska radiometrického datovania hornín. — Acta Univ. Carol. Geol., 1—2, Bratislava, 91—99.
- CAMBEL, B. — PLANDEROVÁ, E. 1985: Biostratigraphic evolution of Metasediments in the Malé Karpaty Mts. region. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 6, Bratislava, 683—700.
- COMBAZ, A. 1971: Thermal degradation of sporopollenin and genesis of Hydrocarbons. — Sporopollenin, Proc. of Symp. held at the Geol. dep. London, Acad. Press., London, 621—653.
- COMBAZ, A. 1980: Les Kérogènes vus au microscope. Kerogene. Insoluble organic matter from sedimentary rocks. — Edit. B. Durand, Technip., Paris, 55—92.
- CORREIA, M. 1971: Diagenesis of Sporopollenin and other comparable organic substances. Application to hydrocarbons research Sporopollenin. — Proc. of Symp. Ge I, dep. London, Acad. Press, London, 569—617.
- CRAMER, F. H.—DIEZ, M. del. 1975: Palynological determination of organic maturity. — Inst. de Inv. Palynologies Apartado 244, Leon, 892—899.
- ČORNÁ, O. 1968: Sur la trauvaille de restes d' organismes dans les roches graphitiques du cristallin des Petites Carpathes.
- ČORNÁ, O. 1969: Bemerkungen zur Verbreitung palynologischer Microfossilien von Präkambrium bis zum Unterkarbon. — Geol. Zbor. Geol. carpath. 20, 2, Bratislava, 399—446.
- ČORNÁ O.—KAMENICKÝ, L. 1976: Príspevok ku stratigrafii kryštalinika Západných Karpát na základe palynológie. — Geol. Zbor. Geol. carpath. 2—7, Bratislava, 117—132.
- ELSIK, W. C. 1971: Microbiological degradation of Sporopollenin. — Proc. of Symp. held at the Geology Dep. Imperial College, London, 480—511.
- GUZEL, P. van 1977: Autoflorescence of fossil pollen and spores with special Ref. to age determination and codification. — Palynology Part I. Spores and Pollen, Edit. by M. D. Muir, Stroudsburg, Pennsylvania, 53—91.
- GUTJAHR, C. C. M. 1977: Carbonization measurements of Pollen — Grains and Spores and their application. — Palynology Part I. Spores and Pollen. Edit. by M. D. Muir, Stroudsburg, Pennsylvania, 26—53.
- ILAVSKÝ, J.—KUPČO, G.—SNOPKOVÁ, P. 1985: Lydity gelnickej skupiny okolia Smolníka. — Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém., Metalogen., 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161—198.
- KALVACHEVA, R. 1982a: Palynologia i stratigrafia diabazovo—fylitoidnovo komplexa Zapadnoj Staroj—Planiny. — Rev. of the Bulgarian Geol. Soc., 43, 1, Sofia, 8—24.
- KALVACHEVA, R. 1982b: Planctonic organizmus — the age indicators. — Nauka i Technika, Bulg. Telegraph Agency, 18, 34, Sofia, 6—9.
- KAVERDYNKY, B.—KONZÁLOVÁ, M. 1986: Problematika stratigrafického zařazeni zábřeské skupiny. — Věst. Ústř. Úst. geol., 61, 3, Praha, 159—167.
- KANTOR, J. 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und metamorphite des Westkarpatischen Kristallins. — Geol. Práce, Zoš. 60., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 303—368.
- KLINEC, A.—PLANDEROVÁ, E.—MIKO, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporid. — Geol. Práce, Spr. 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—104.
- KREVELEN, D. W. van 1951: Some chemical aspects of coal genesis and coal structure. — C. R. 3^e Congr. Geol. Strat. Carbonifère, Heeilen, 359—368.
- KRIŠTOFIČ, A. N. 1957: Paleobotanika. — Izd. nauč. techn. Leningrad, 1—630.
- MIKO, O.—PLANDEROVÁ, E.—VOZÁROVÁ, A. 1985: Vymedzenie mladopaleozoických metasedimentov v kryštaliniku krakľovského pásma veporid. — Geol. Práce, Spr. 82, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—88.

- MOLÁK, B.—MIKO, O.—PLANDEROVÁ, E.—FRANCŮ, J. 1986: Staropaleozoické metasedimenty na južných svahoch Nizkých Tatier v oblasti Jasenia. — Geol. Práce, Spr. 84, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 30—64.
- PACLTOVÁ, D. 1981: K metodologické problematice mikropaleontologického výzkumu s vrchneproterozoických a staropaleozoických metamorfovaných hornín. — Sbor. „Korelace proterozoických a paleozoických stratifonních ložisek“, VI. Sbor. Úst. geol. Věd přír. Fak. Univ. Karlovy, Praha, 211—223.
- PETRESCU, I.—OLARU, L. 1980: Palynologie en application in geologie. Bucuresti, 1—418.
- PIÉRART, P. 1959: Contribution à l'étude des spores et pollens de la flora à Glossopteris contenus dans les charbons de la Luena (Katanga). — Mém. Acad. R. Sci. Conun. Cl. Sci. Nat. Méd., 8, 8 (4), Katanga, 1—58.
- PIÉRART, P. 1976: Fluorescence intra-red spectra, contraction and thermoanalysis of Sporopollenin in Proc. — IGCP Symp.: Diagenesis of Miospores and Methods of Palynological Preparation, Brusel, 39—50.
- PLANDEROVÁ, E. 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč Unit in the NE part of Nízke Tatry Mts. between Spišský Štiavnik and Vikartovce. — Geol. Práce, Spr. 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143—168.
- PLANDEROVÁ, E. in KLINEC, A.—PLANDEROVÁ, E.—MIKO, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporid. — Geol. Práce, Spr. 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—104.
- PLANDEROVÁ, E.—MIKO, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporid na základe peľovej analýzy. — Miner. slov. 9, 4, Bratislava, 275—292.
- PLANDEROVÁ, E. 1984: Palinologický výskum v metasedimentoch staršieho paleozoika veporidov Malých Karpát a mladšieho paleozoika v oblasti Západných Karpát. — Geol. Práce, Spr. 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 15—34.
- PLANDEROVÁ, E. — in MIKO, O.—PLANDEROVÁ, E.—VOZÁROVÁ, A. 1985: Vymedzenie mladopaleozoických metasedimentov v kryštaliniku krakovského pásma veporid. — Geol. Práce, Spr. 82, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—88.
- PLANDEROVÁ, E. 1986a: Nové poznatky o veku metasedimentov z Ľumbierskeho kryštalinika (oblasť Jasenia). — Miner. slov., 18, 3, Bratislava, 237—251.
- PLANDEROVÁ, E. in MOLÁK, B.—MIKO, O.—PLANDEROVÁ, E.—FRANCŮ, J. 1986b: Staropaleozoické metasedimenty na južných svahoch Nizkých Tatier v oblasti Jasenia. — Geol. Práce, Spr. 84, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39—64.
- SENGUPTA, S.—ROWLEY, J. R. 1977: Re—Exposure of Tapes at High Temperature and Pressure in the Lycopodium clavatum spore Exine. — Palynology, Part I, Spores and Pollen. Edited by M. D. Muir, Stroudsburg, Pennsylvania, 17—26.
- SNOPKOVÁ, P.—SNOPKO, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko—gemerskom rudohorí na základe palynologických výsledkov. — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57—102.
- SNOPKOVÁ, P. 1984: Vplyv epimetamorfózy na zachovanie palynomorf v drnavskom súvrství gelnickej skupiny Spišsko—gemerského rudohoria. — Geol. Práce, Spr. 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35—45.
- WALL, D. 1977: Evidence from recent Plankton Regarding the Biological Affinities of Tasmanites Newton 1875 and Leiosphaeridia Eis. 1958. — Palynology, Part II, Dinoflagellates, Acritarcha... Benchmark Papers in Geology, V, 47, Stroudsburg, 110—122.
- ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o kryštaliniku Západných Karpát. — Věst. St. Geol. Úst., Praha.
- TSCHUDY, R. H. 1969: The plant kingdom and its palynological representation. — Aspects of Palynology, New York, 5—34.

Effect of Metamorphosis on Palynomorphs and Application of Palynostratigraphy in the Nízke Tatry Mts. Crystalline

Summary

The palynostratigraphic research of the Nízke Tatry Mts. crystalline has been based on the evaluation of 1 500 metasediment samples. Almost all samples were represented by phyllitic shales metamorphosed in green-schist facies. Within this facies the palynomorphs underwent carbonization of variable intensity. The intensity of metamorphism which affected the palynomorphs served me as a basis for the elaboration of a seven-degree scale from the lowest degradation of exine (at 180—200°C) to the highest degradation or even complete decomposition of exine to amorphous kerogen (in excess of 450°C). Examples of all degrees of the classification scale are provided by metasediments of the southern Nízke Tatry Mts. My researches of the exine metamorphic degradation are supported by studies of organic matter alterations in the same metasediments by means of DTA, X-ray analysis, Lightreflectance method and petrologic methods (J. FRANČŮ, B. MOLÁK, A. VOZÁROVÁ).

In the part dealing with palynostratigraphic research in the Nízke Tatry area I submit new results from the following localities: Bukovec, Lomnistá-Studená dolina valley, Jančíkova dolina valley, Horná Erenšteinka as well as the Hron complex. All the knowledge on the age of the metasediments is given in a synthesizing form. I have determined that:

- a) the oldest palynomorph associations are of Upper Silurian — Lower Devonian age.
- b) Most metasediments of the Ďumbier crystalline as well as Hron complex are Lower Devonian (Emsian) in age.
- c) Middle to Upper Devonian palynomorph associations have been found by me in these areas: Vajsková to Bystrá dolina valley, Lomnistá-Studená dolina valley, the Hron complex (Jančíkova dolina valley), Hefpa II, Predná hofa complex.
- d) After repeated processing of samples from the Bukovská dolina valley I have discovered a layer of slightly metamorphosed sediments containing a rich Tasmanite and Leiospherid flora which can be correlated with some associations of the Hron complex and Ďumbier crystalline. This allowed me to elaborate a zonation of the Lower Devonian (Emsian) period. The leiospherid-tasmanite zone links metasediments from the localities Bukovská dolina valley, Železné (Klinisko), Ge-2, 5, 7, HM-4, 5 and Hefpa I.
- e) As regards the correlation of these palynomorph associations with those from other West Carpathian areas, they can be correlated with the Pezinok-Pernek and Harmónia Groups as well as part of the Gelnica Group.

Translated by L. Böhmer

Explanations of Text-figures

- Fig. 1 Palynomorph exine structure (scheme)
Fig. 2 Relation between composition of kerogen, sporopollenine and natural products (according to Brooks 1971, p. 24)
Fig. 3 Gradual decomposition of plant components under normal depositional conditions
Fig. 4 Dehydration of chemical structure of sporopollenine under heat influence (according to Brooks 1980)
Fig. 5 Schematic table showing effects of increasing low-grade metamorphism upon light absorption in pollen grains of three different kinds (according to Guthjar 1977, p. 36)
Fig. 6 Classification scale of effects of metamorphism upon palynomorph exine

- Fig. 7 Map of sampling localities for palynological examination
 Fig. 8 Graph showing occurrence of palynomorph species and genera at localities in crystalline complexes on southern slopes of Nízke Tatry Mts.
 Remark: Janov Grúň Fm. is denoted as Hron complex N of Hron II
 Fig. 9 Distribution range of some palynomorph species and genera at localities on southern slopes of Nízke Tatry Mts. I
 Fig. 10 Distribution range of some palynomorph species and genera at localities on southern slopes of Nízke Tatry Mts. II

Translated by E. Jassingerová

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

Všetky fotografie na tabuľkách XXI a XXII sú zväčšené 1000x, na tabuľkách XXIII a XIV sú fotografie zväčšené 500x.

Tab. XXI Hronský komplex

- 1 *Cymatiosphaera* sp. Heľpa II
- 2 *Veryhachium* sp. Heľpa hronský komplex
- 3 *Cymatiosphaera* cf. *fagoni* DFF. Heľpa II
- 4 *Chitinozoa* sp. Veľký zel. potok
- 5 *Archeozonotrites variabilis* Jančíkova dolina
- 6—7 *Calamospora* cf. *microrugosa* (IBR.) BALME HENN. Jančíkova dolina
- 8 Trilétna spora indet. Jančíkova dolina
- 9 ?*Scolecodonta* Heľpa II
- 10 *Lagenochitina* cf. *foveolata* BHARADW.
- 11 *Cymatiosphaera* sp. Heľpa II

Tab. XXII Ďumbierske kryštalinikum

- 1 *Pterospermella* cf. *martini* (CRAMER) EIS. Veľké Železné
- 2 *Chitinozoa* sp. Veľké Železné
- 3 *Maranhites* sp. Lomníštá- Studená dolina
- 4 *Leiosphaeridia* sp. Lomníštá- Studená dolina
- 5 *Tasmanites* sp. Lomníštá- Studená dolina
- 6 *Knoxisporites* cf. *ruhlandi* Playf. Tri kopce (Komplex prednej hole)
- 7 *Cymatiosphaera devonica* DFF. Komplex Prednej hole (Tri kopce)

Tab. XXIII Bukovská dolina (Ďumbierske kryštalinikum)

- 1—11 leiosferidiové a tasmanitové spoločenstvo (výbrusový materiál)
Leiosphaeridia laevigata STOCK. WILL.
Tasmanites asperum BONEK

Tab. XXIV Bukovská dolina (ďumbierske kryštalinikum)

- 1—7 *Leiosphaeridia laevigata* STOCK. WILL.
Tasmanites asperum BONEK

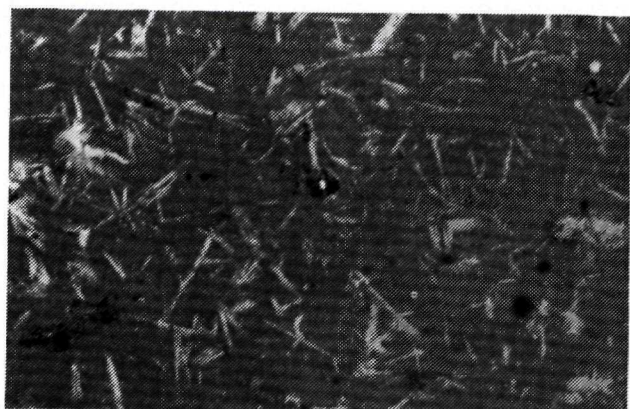
Tab. XXV Vplyv metamorfózy na zmenu farby exiny palynomorf

- 1 monokolpátne peľové zrno z vrchného permu, lok. Benkovský potok.
- 2 monolétna spóra z karbónu, lok. Malužiná
- 3 pseudosakátna spóra z metasedimentov prednohoľského komplexu.
- 4 pseudosakátna spóra z metasedimentov Jančíkovej doliny.
- 5 acritarcha z metasedimentov lokality HE-1
- 6 acritarcha z metasedimentov lokality RH-1
- 7 chitinozoa z metasedimentov hronského komplexu j. od Beňuša.

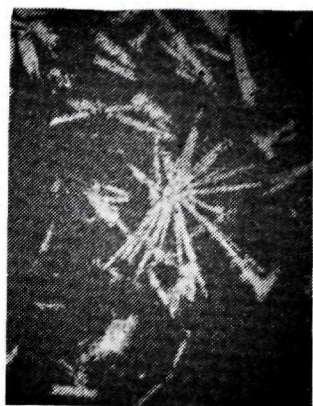


FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I—XXV





1



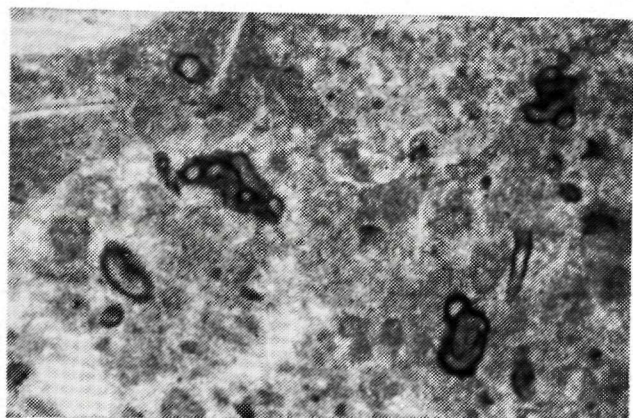
2



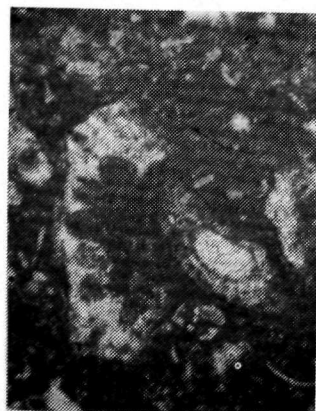
3



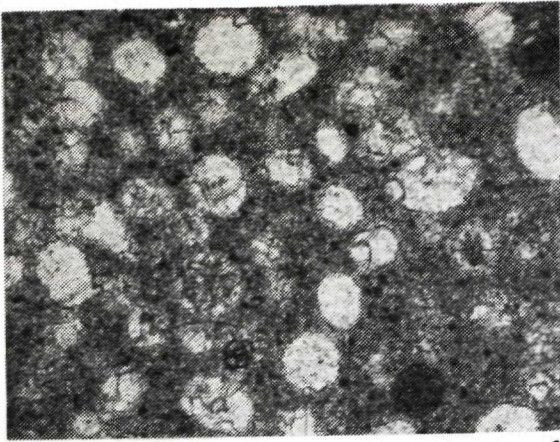
4



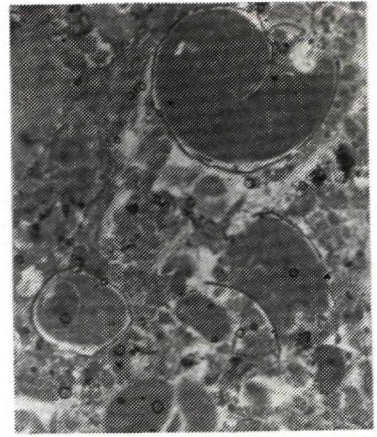
5



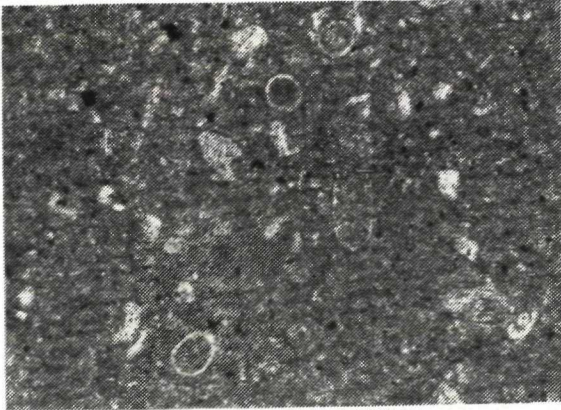
6



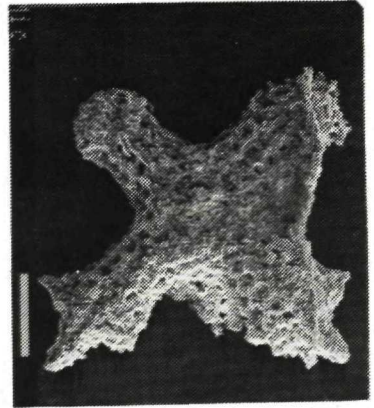
1



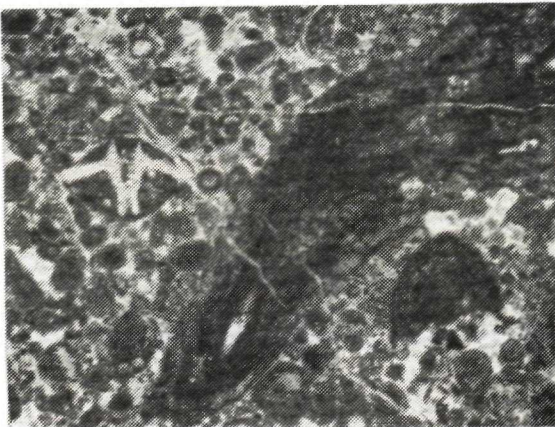
2



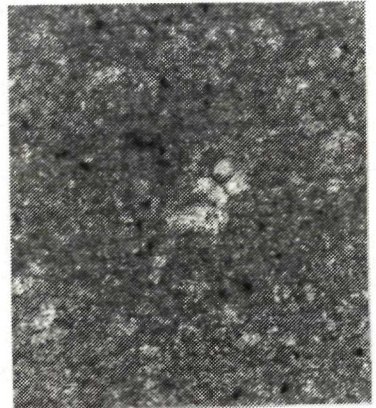
3



4



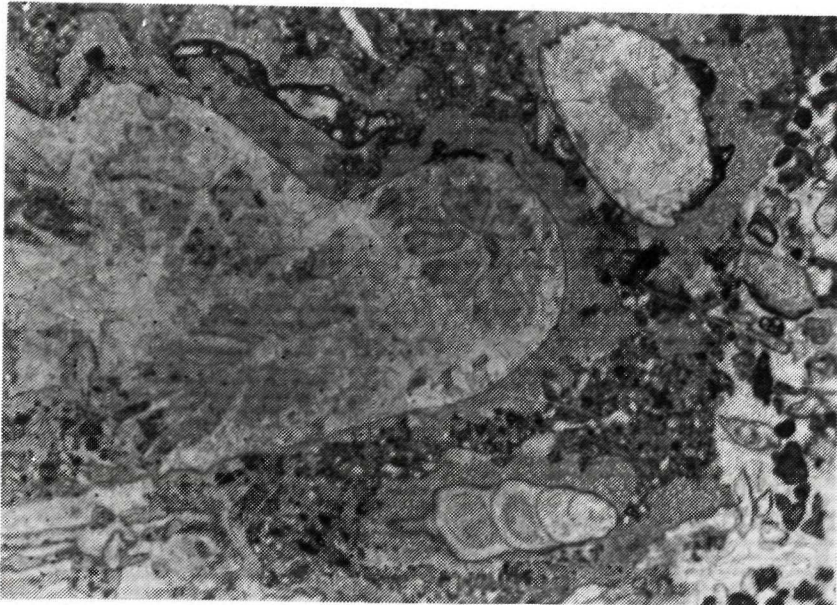
5



6



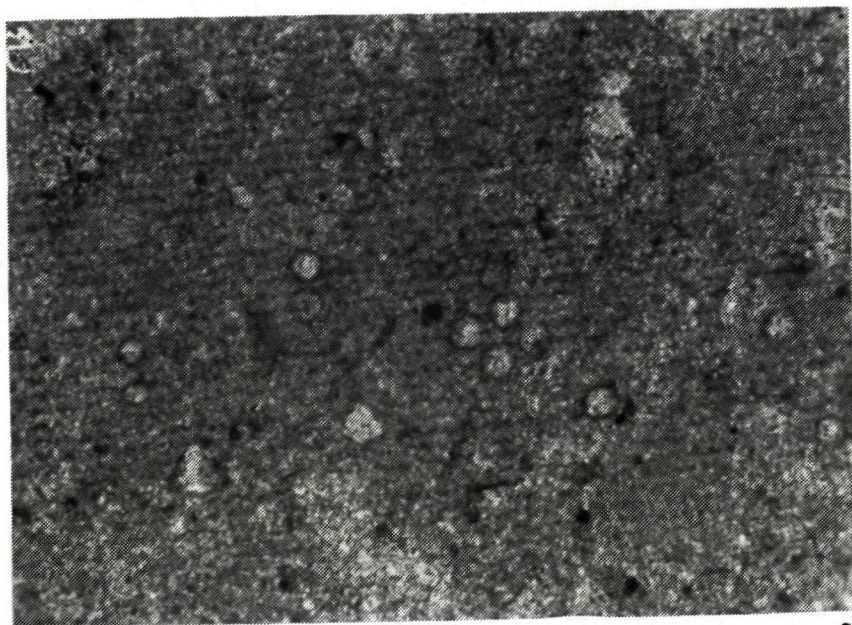
1



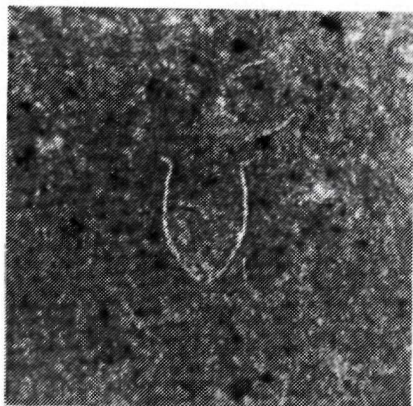
2



1



2



1



2



3



4



5



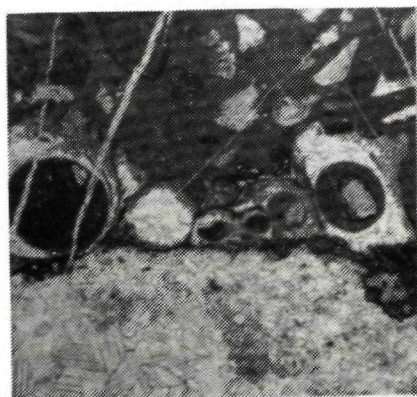
6



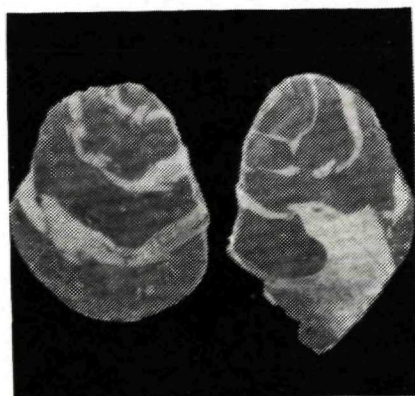
1



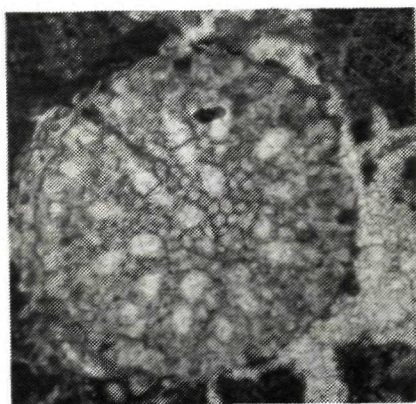
2



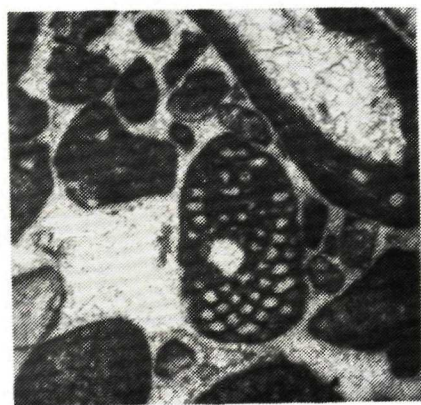
3



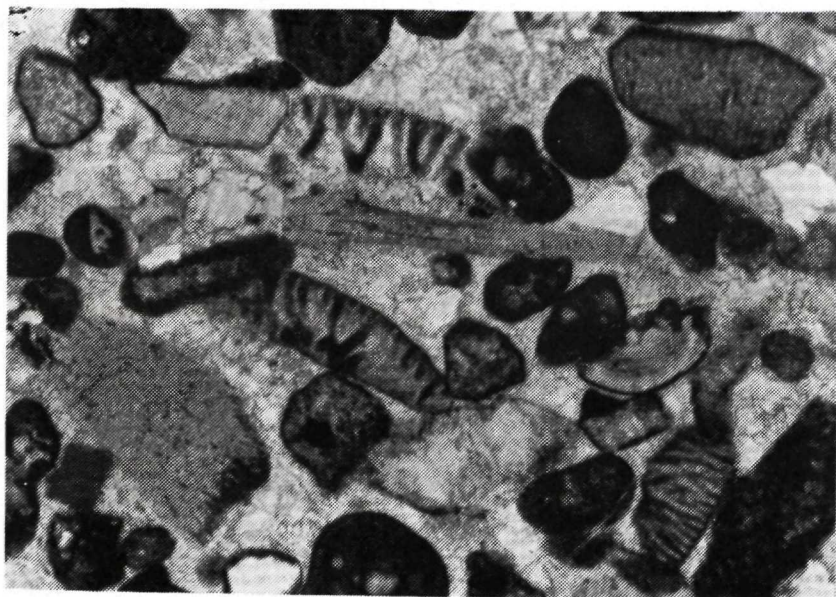
4



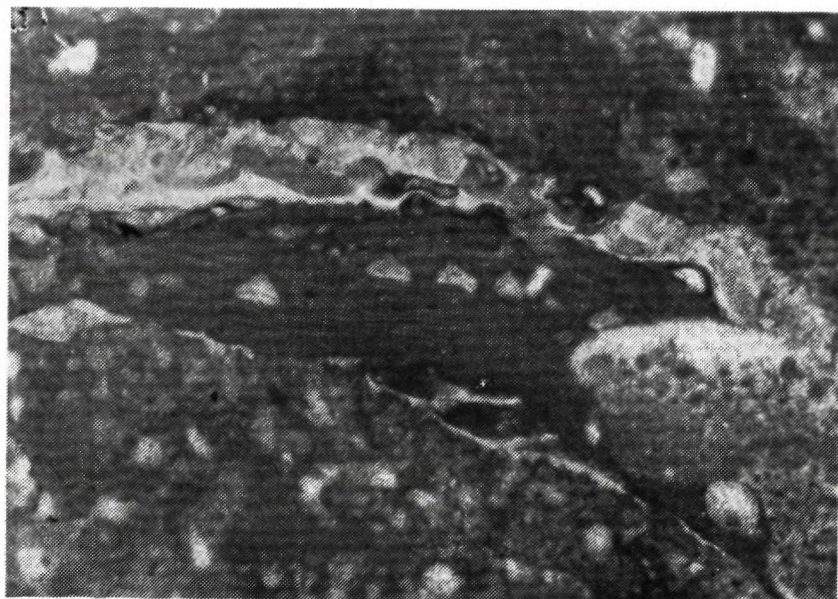
5



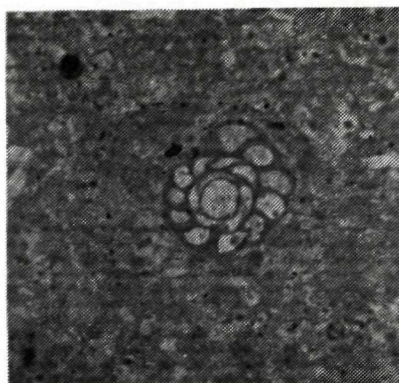
6



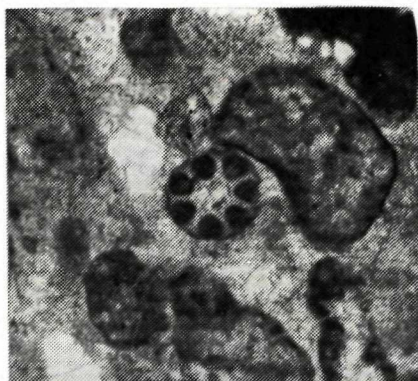
1



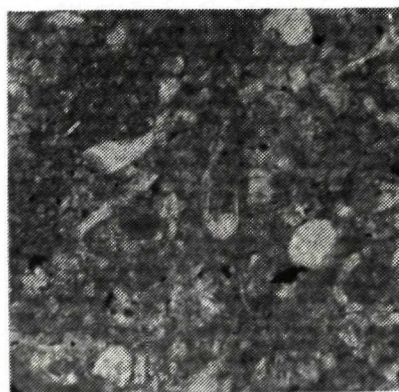
2



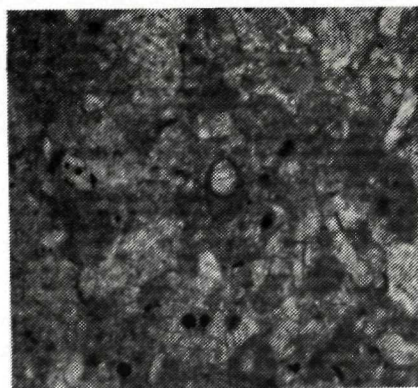
1



2



3



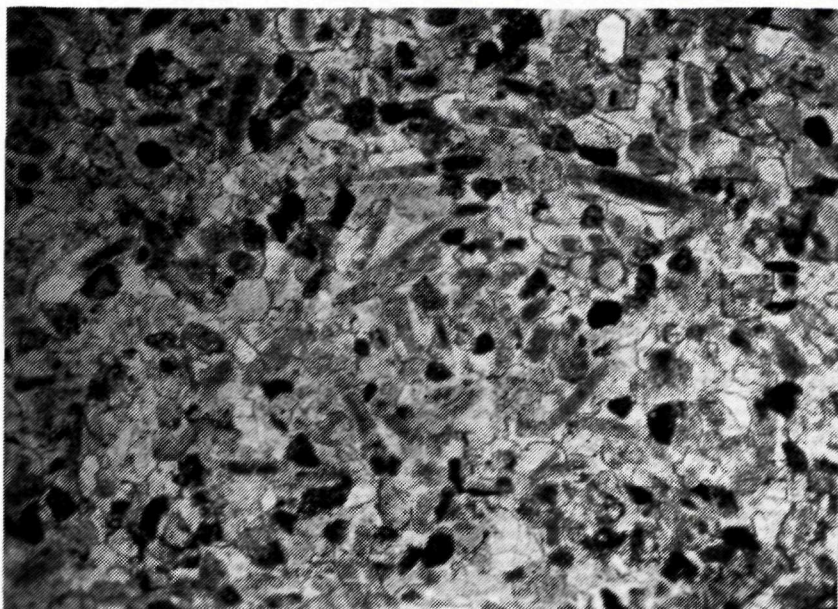
4



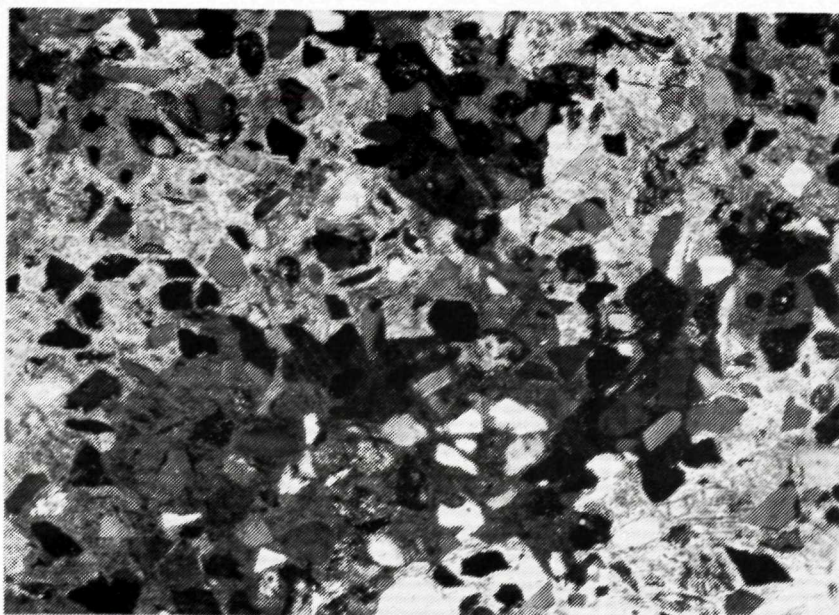
5



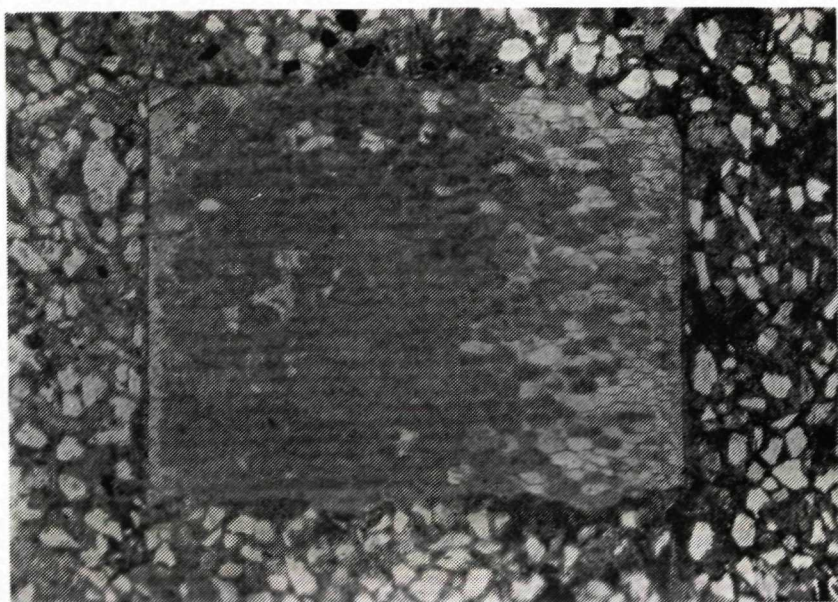
6



1



2



1



2



1



2



3



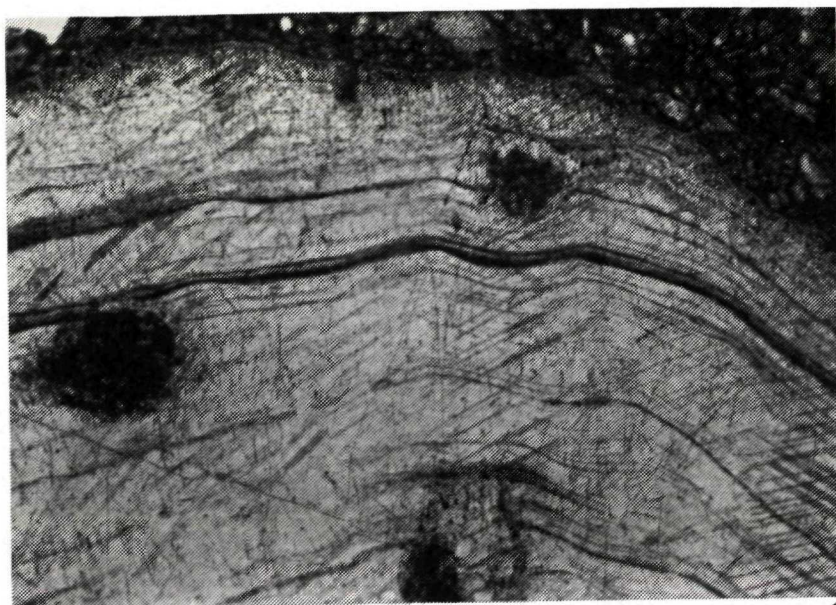
4



5



6



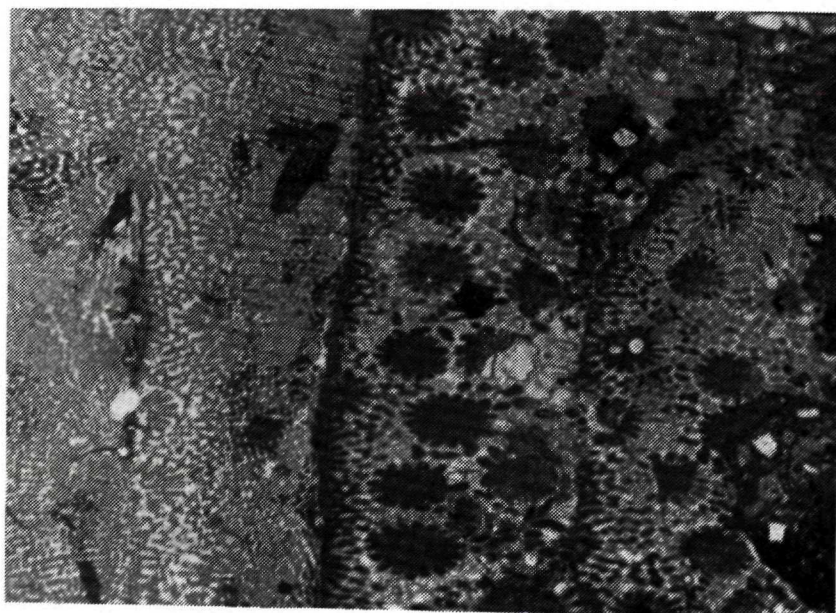
1



2



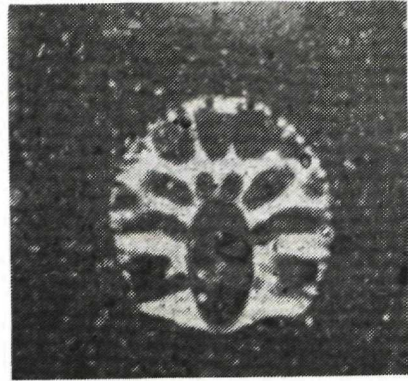
2



1



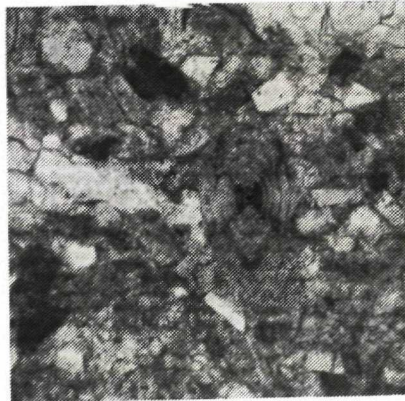
1



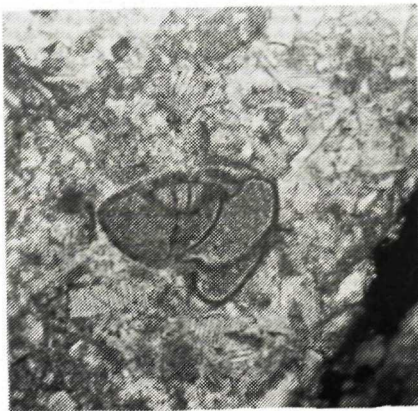
2



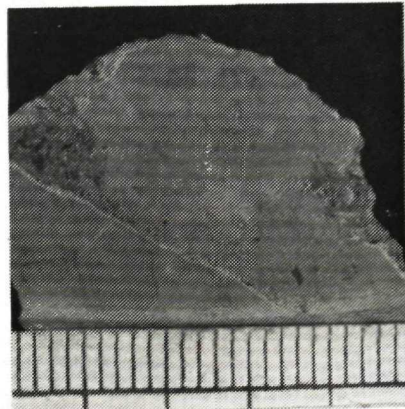
3



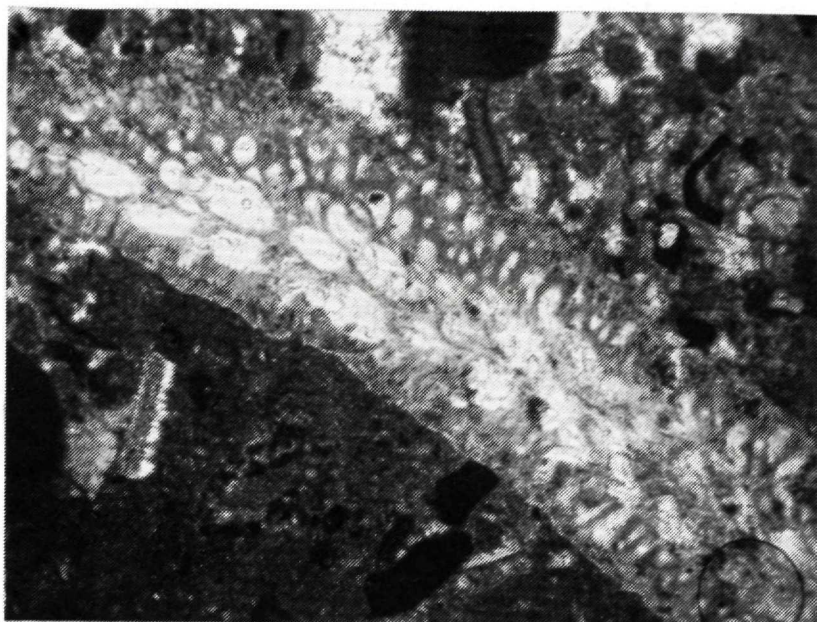
4



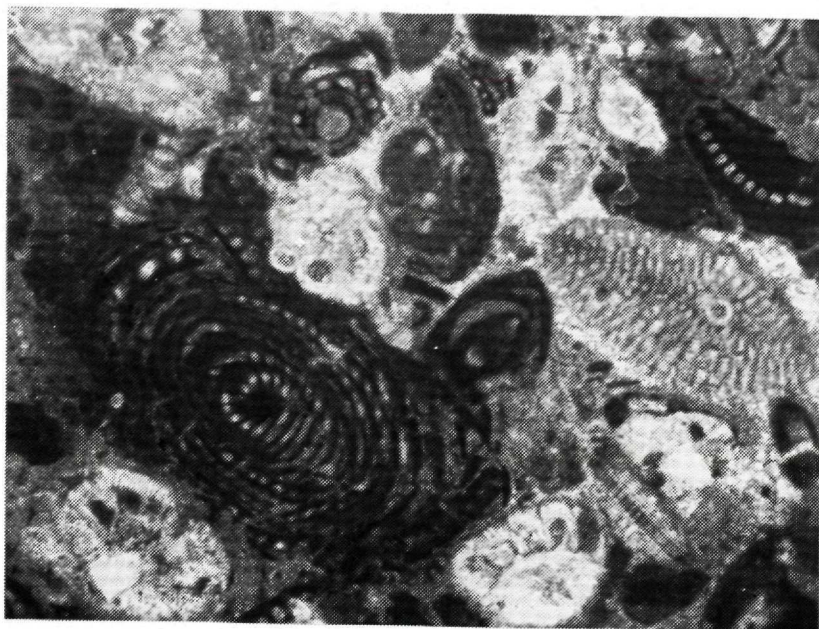
5



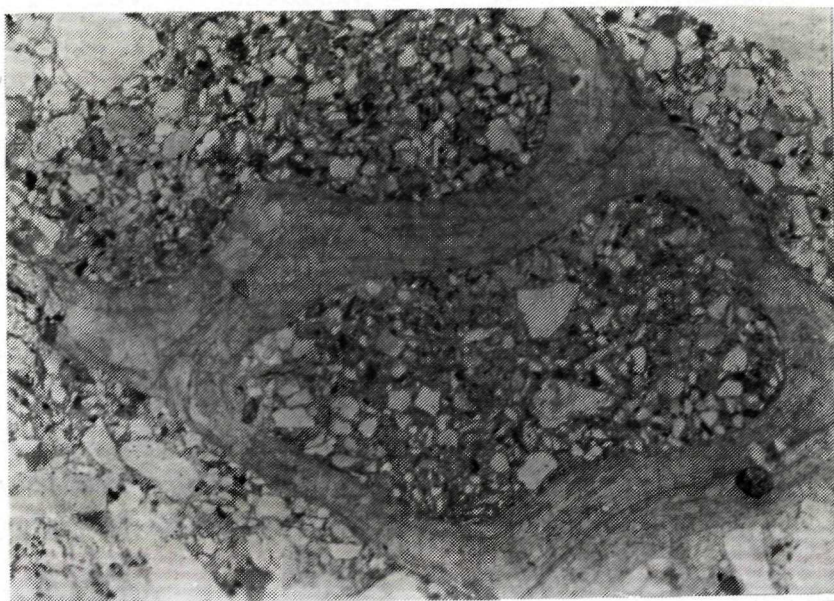
6



1



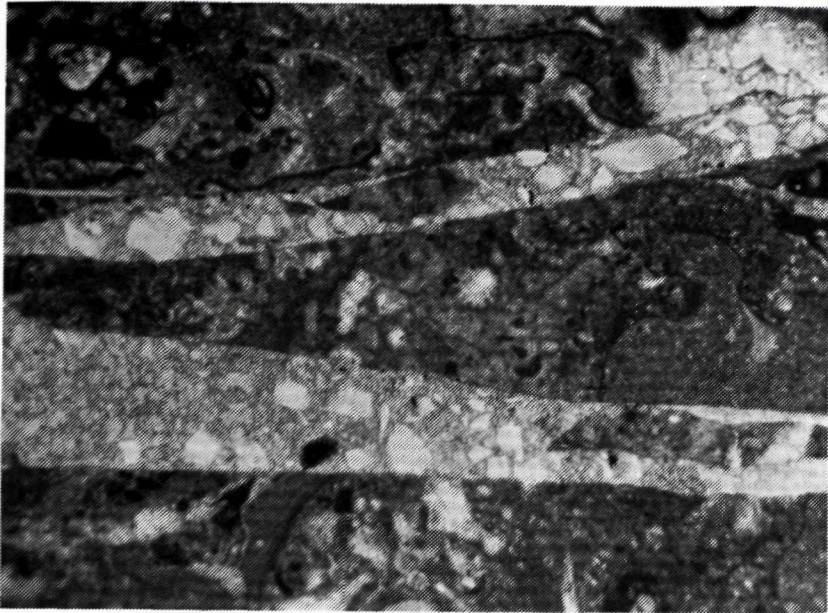
2



2



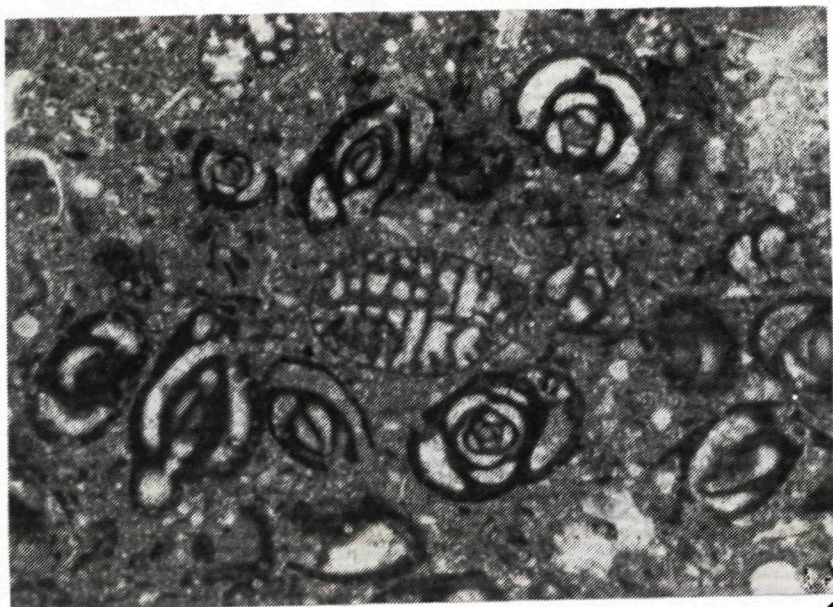
1



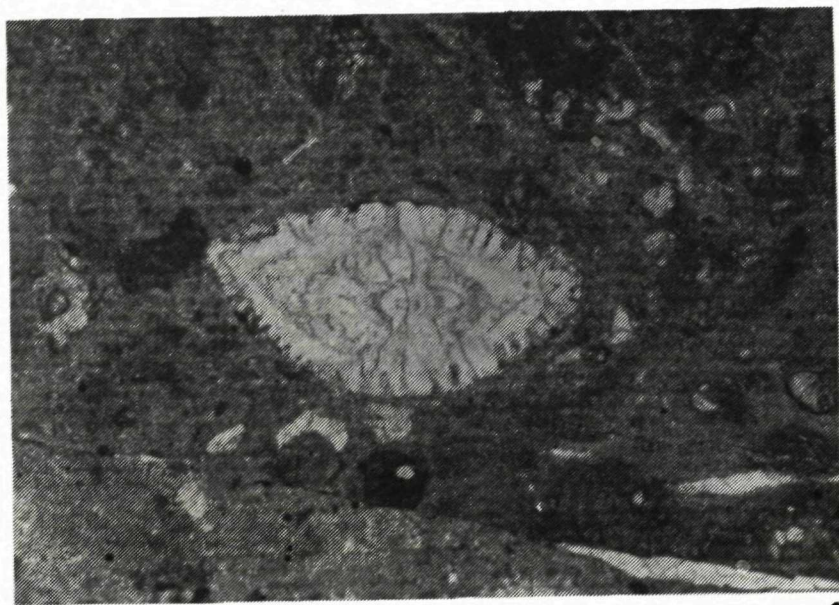
1



2



1



2



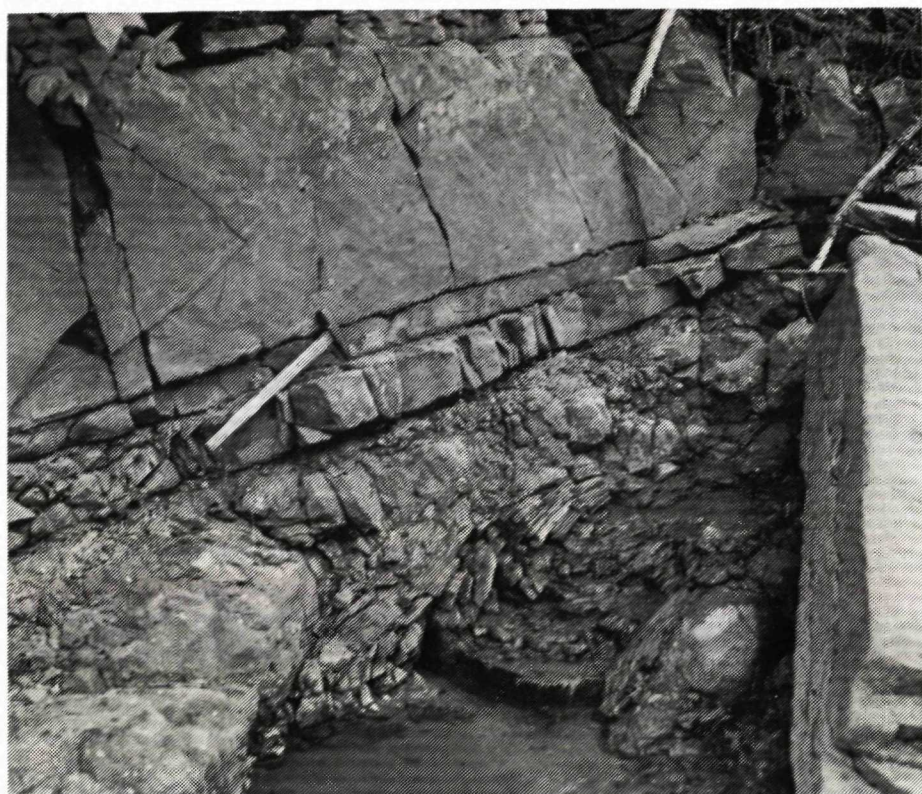
1



2



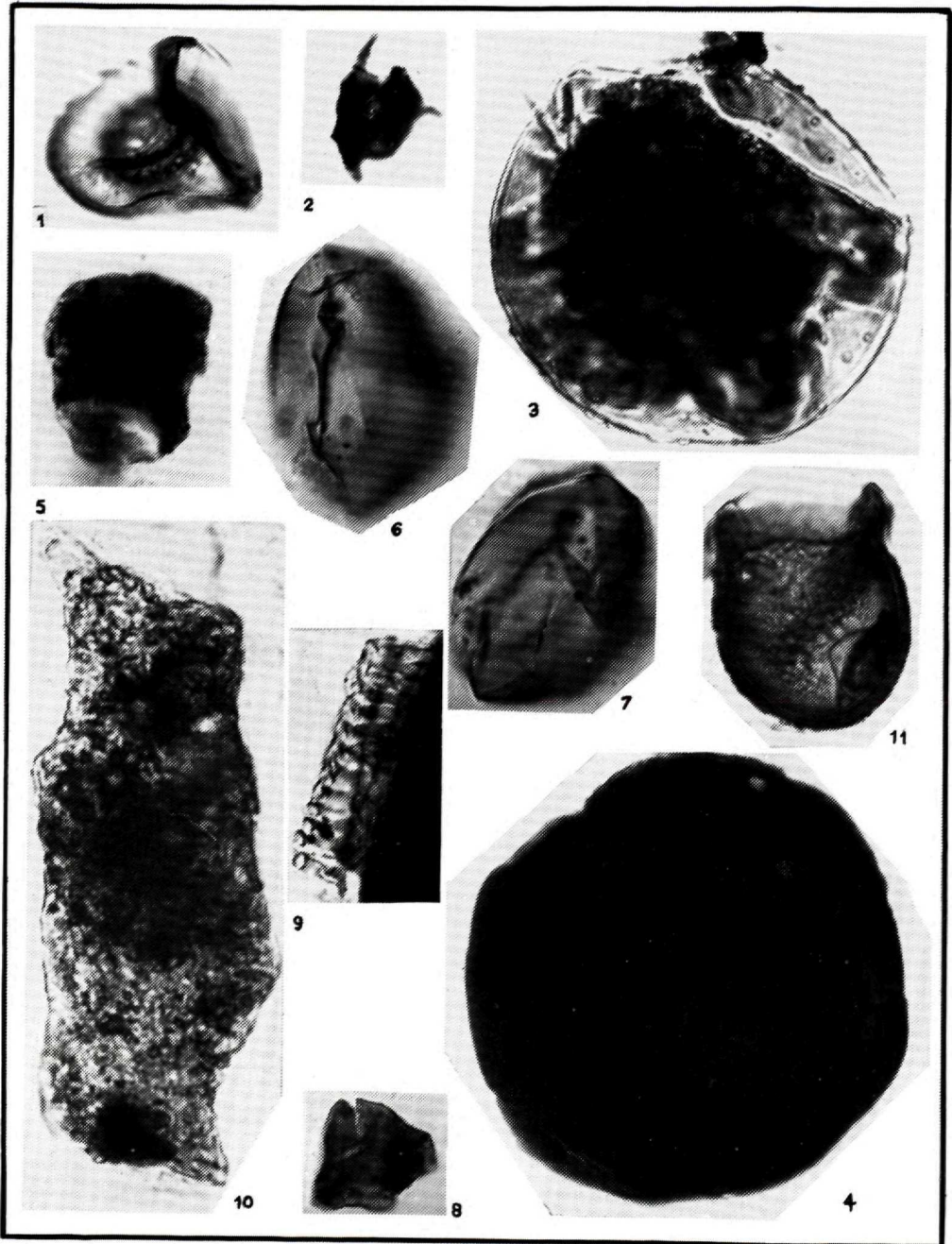
3

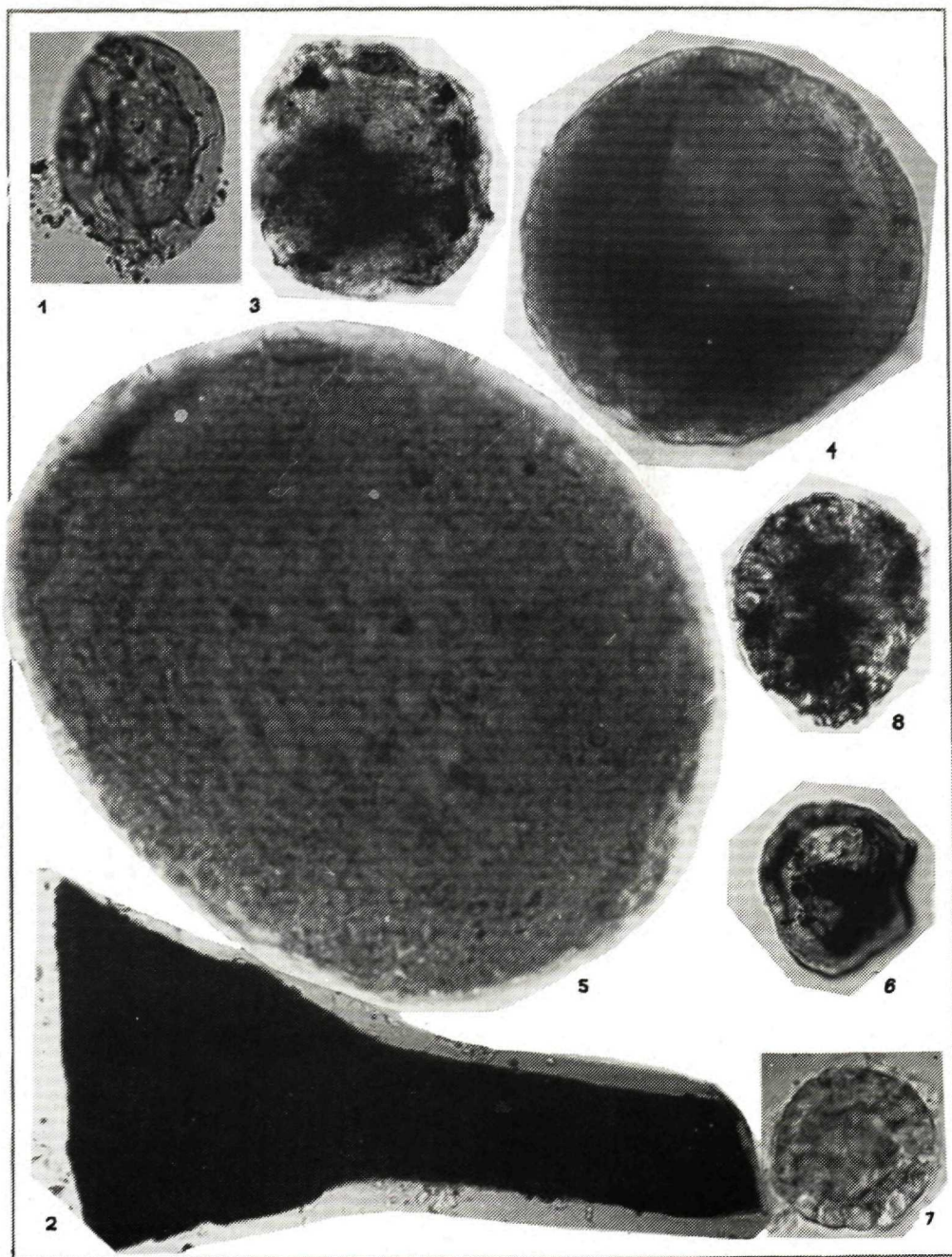


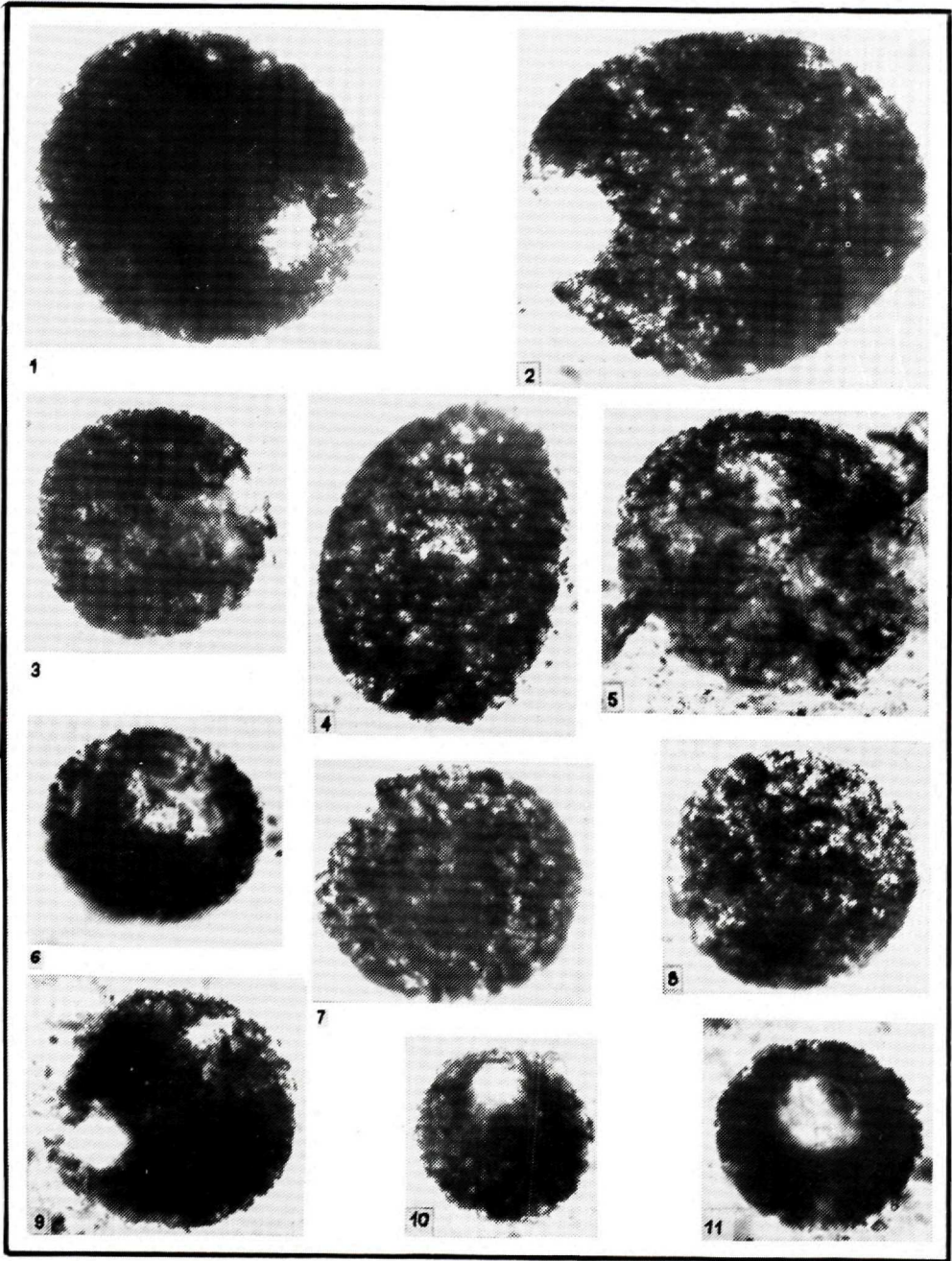
1

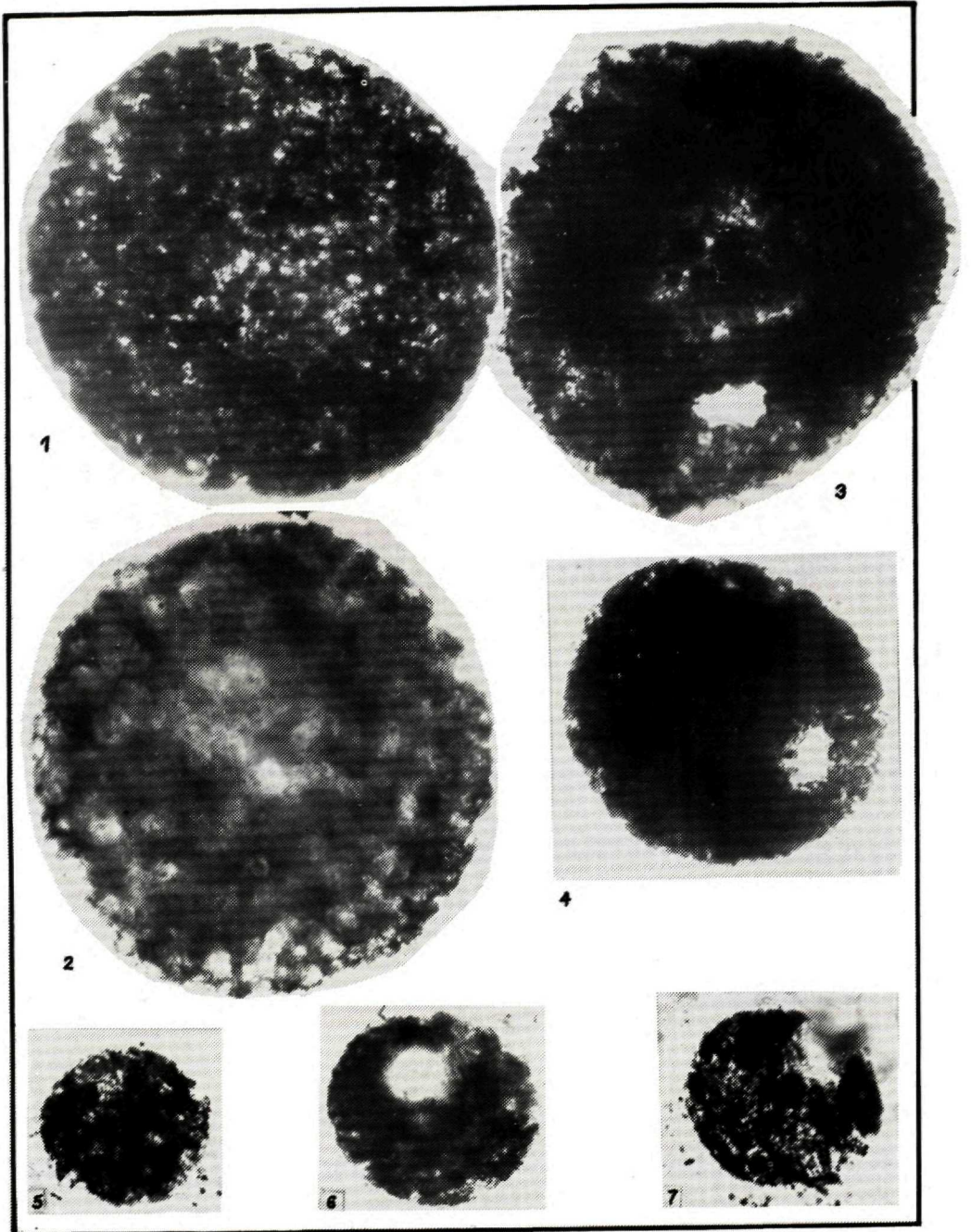


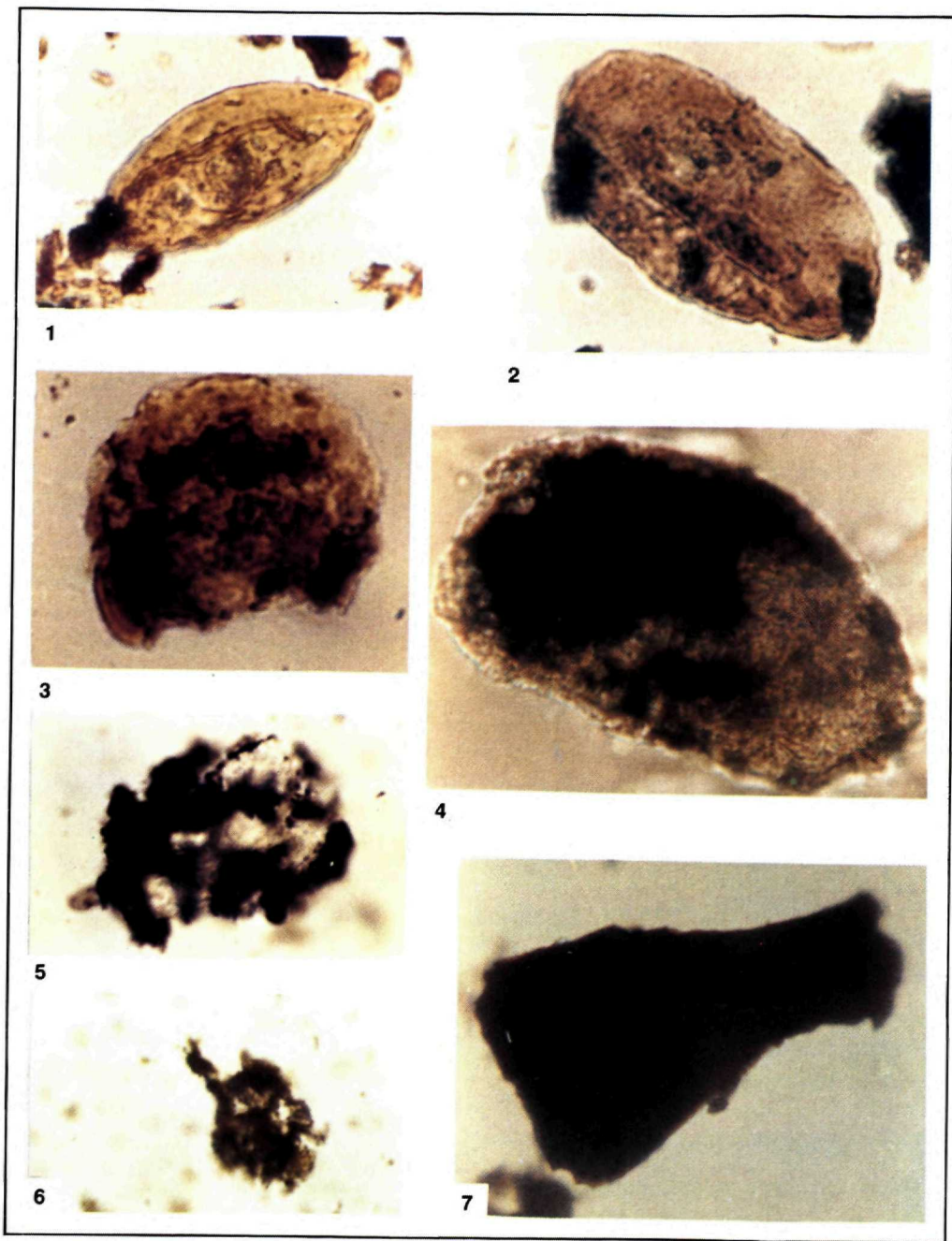
2











Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynské dolina 1
817 04 BRATISLAVA





Západné Karpaty

séria

Geológia 14

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave roku 1991

Vedecký redaktor: RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc.

Zodpovedná redaktorka: IRENA BROČKOVÁ

Korigovali: Ing. JANA HRTUSOVÁ a ALENA ADAMÍKOVÁ

Technická redaktorka: GABRIELA ŠIPOŠOVÁ

Vytlačila Kníhtlačiareň Svornosť š. p. Bratislava, Račianska 20, v roku 1991. Prvé vydanie, náklad 500 kusov. Tem. skupina 03/9. Vydavateľské oprávnenie GÚDŠ: MK 42/1990-21. Rozsah AH 10,93, VH 11,07. Cena brož. Kčs 25,—

ISBN 80-85314-02-9