

ZÁPADNÉ KARPATY

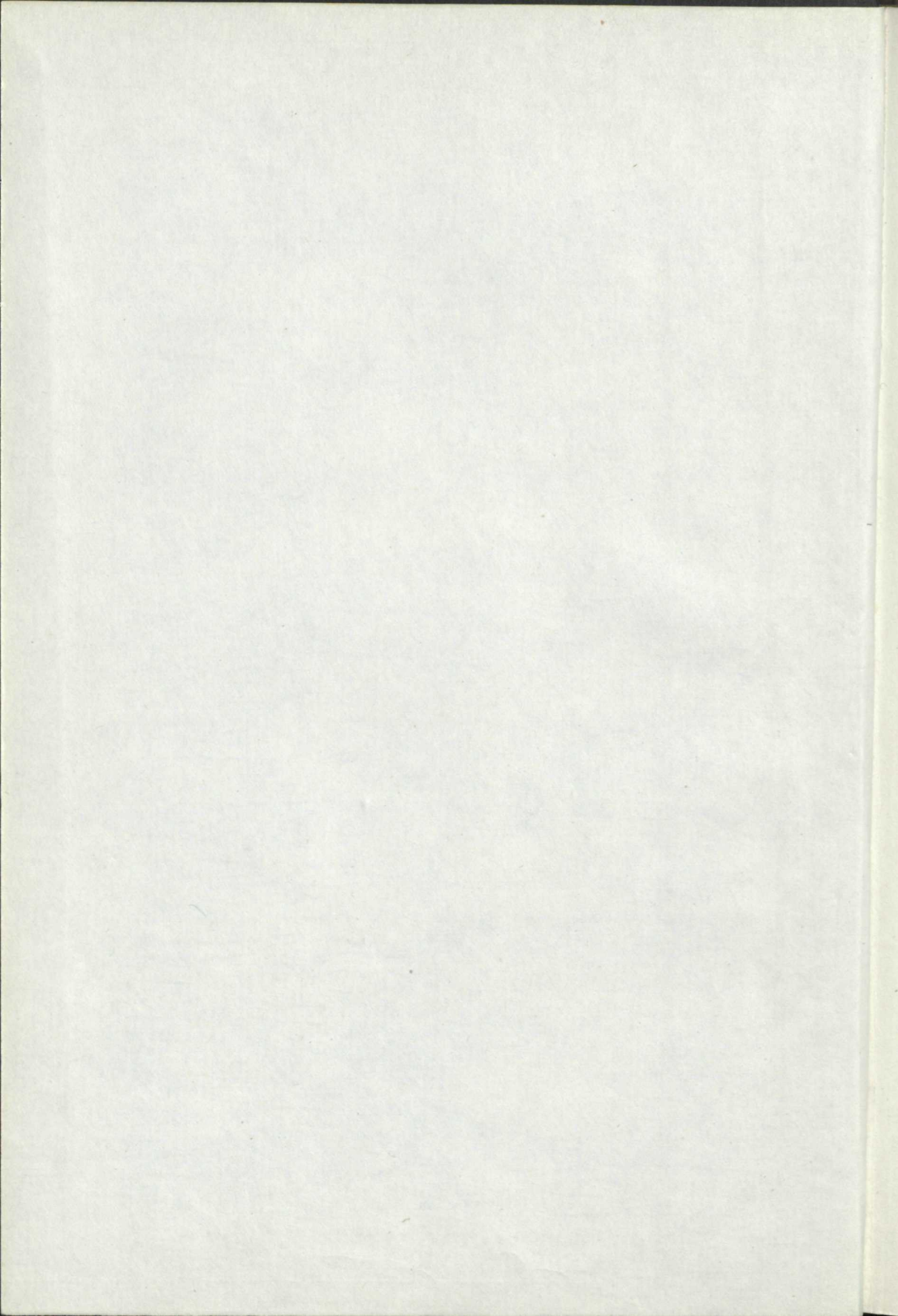
SÉRIA

geológia 5

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020348



Západné
Karpaty

SÉRIA

Geológia 5

SÉRIA

geológia 5

VIEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. Anton Bilič, CSc.

REDAKČNÝ OBLAST

RNDr. Anton Bilič, CSc. RNDr. Oľga Fialová, DSc. RNDr. Jozef Križan, CSc.

RNDr. Jozef Križan, CSc. RNDr. Jozef Križan, CSc. RNDr. Jozef Križan, CSc.

VEDECKÝ REDAKTOR
RNDr. Anton Biely, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH
RNDr. Anton Biely, CSc. RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc.,
RNDr. Ján Mello, CSc., RNDr. Peter Reichwalder, CSc.

711 9160/ 178

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 5



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1979

Geologický ústav D. Štúra	
KNIŽNICA Bratislava	
Signatúra :	1310 / 4 b
kat. číslo :	11786
Klasifikácia :	21. ✓
Kesky sa :	
Kes dar :	

Mišík, M.: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu) — Sedimentological and microfacial study in the Jurassic of the Vršatec (castle) klippe — neptunic dykes, Oxfordian bioherm facies	7
Snopková, P.—Snopko, L.: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov (Západné Karpaty — paleozoikum) — Biostratigraphy of the Gelnica Group in the Spišsko-gemerské rudohorie (mountains), based on palynological data	57
Biely, A.: O tektonických jednotkách v podloží trefohôr Vtáčnika a Kremnických vrchov — Sur les unités tectoniques dans le soubassement du Tertiaire de Vtáčnik et de Kremnické vrchy	103
Gaždicki, A.—Michalík, J.—Planderová, E.—Sýkora, M.: An Upper Triassic — Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia) — Profil vrchným triasom a spodnou jurou krížňanského príkrovu v Západných Tatrách	119

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

Milan Mišík

Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu)

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

Abstract. On the basis of presence of Oxfordian coral biohermal limestones, so far unknown in the West Carpathians, another type of klippe of the Czorsztyń group, namely the Vršatec castle type has been distinguished. Neptunic dykes penetrating through four lithostratigraphic members and having Oxfordian, less frequently Tithonian and Albian filling, are an interesting phenomenon in the klippe under study. They are signs of repeated opening of fissures (synsedimentary tectonics); emergence and erosion can only be proved reliably in the interval between the Neocomian and the Albian. The author submits the results of study concerning frequency of microfacial elements in Jurassic and Lower Cretaceous bed sequences.

Úvod

Bradlové pásmo, ako najkomplikovanejšia zóna Karpát, oddávna priťahovalo záujem geológov. Napriek tomu, že bohatstvo jeho mezozoickej fauny a mikrofauny poskytlo zo všetkých karpatských jednotiek najviac stratigrafických údajov, ostáva vznik bradlového pásma, jeho faciálne vzťahy pre paleogeografickú rekonštrukciu, a najmä jeho tektonický vývoj stále vo sfére dohadov. Nové poznatky, ktoré by mohli preklenúť rozpory, možno očakávať od detailných sedimentologických a mikrofaciálnych štúdií. Pre takéto sledovanie sme zvolili jedno z najväčších bradiel czorsztynskej série v skupine Vršatec. Na Vršatci sa nachádza viacero paralelných bradiel czorsztynskej a kysuckej série. Štúdium sme obmedzili na najrozsiahlejšie bradlo vypínajúce sa nad obcou Vršatecké Podhradie (s. a z. od obce), na ktorom stojí zrúcanina hradu – pre spresnenie ho nazývame bradlom vršateckého hradu (tab. I, obr. 1,2). Stratigrafické členenie sa okrem mikroskopického štúdia opiera najmä o spracovanie nových lokalít lastúrníkov (M. Kochanová 1978) a brachiopódov (M. Siblík 1978). Koraly určovala Doc. E. Morycowa z Krakova

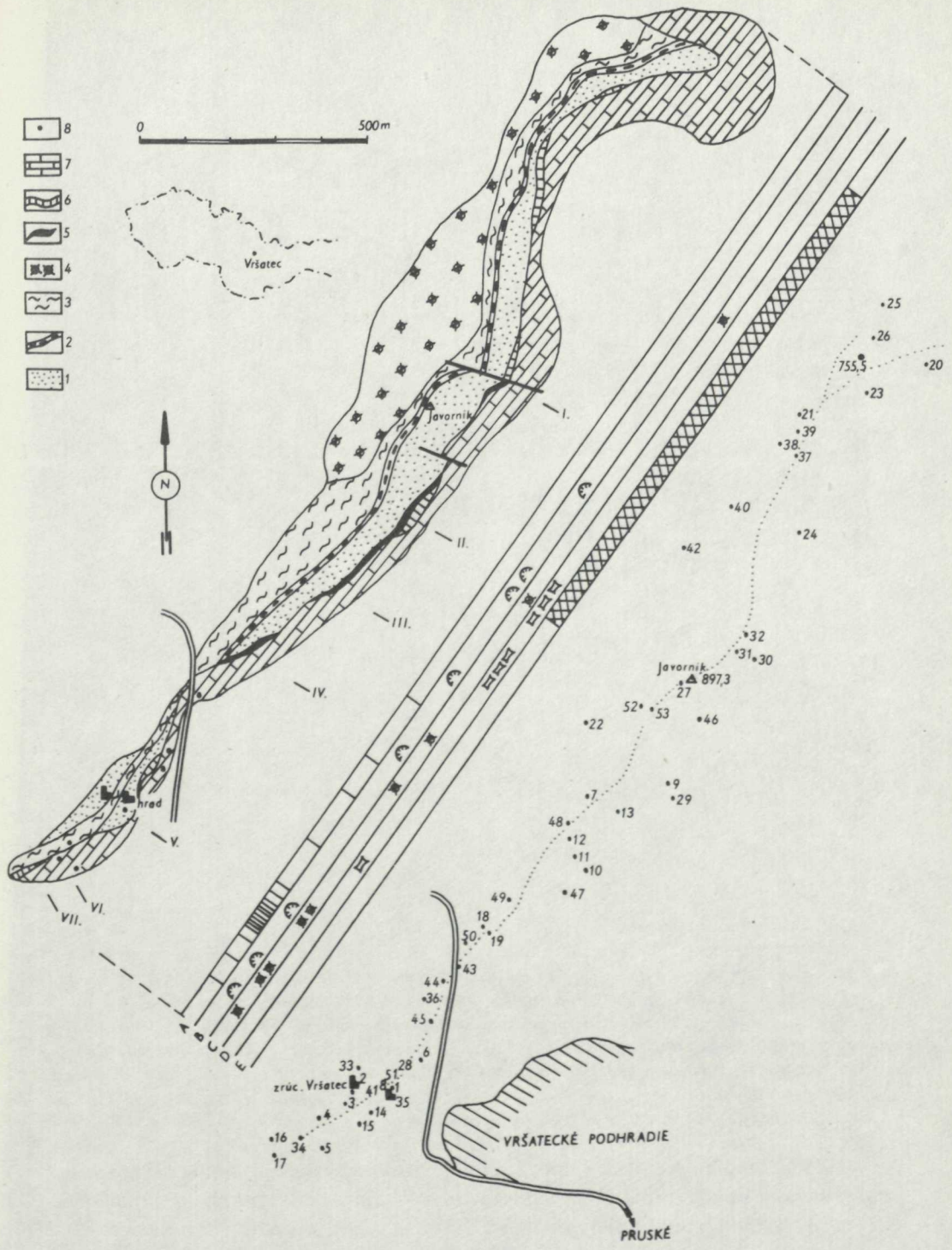
Prof. RNDr. M. Mišík, DrSc., Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.

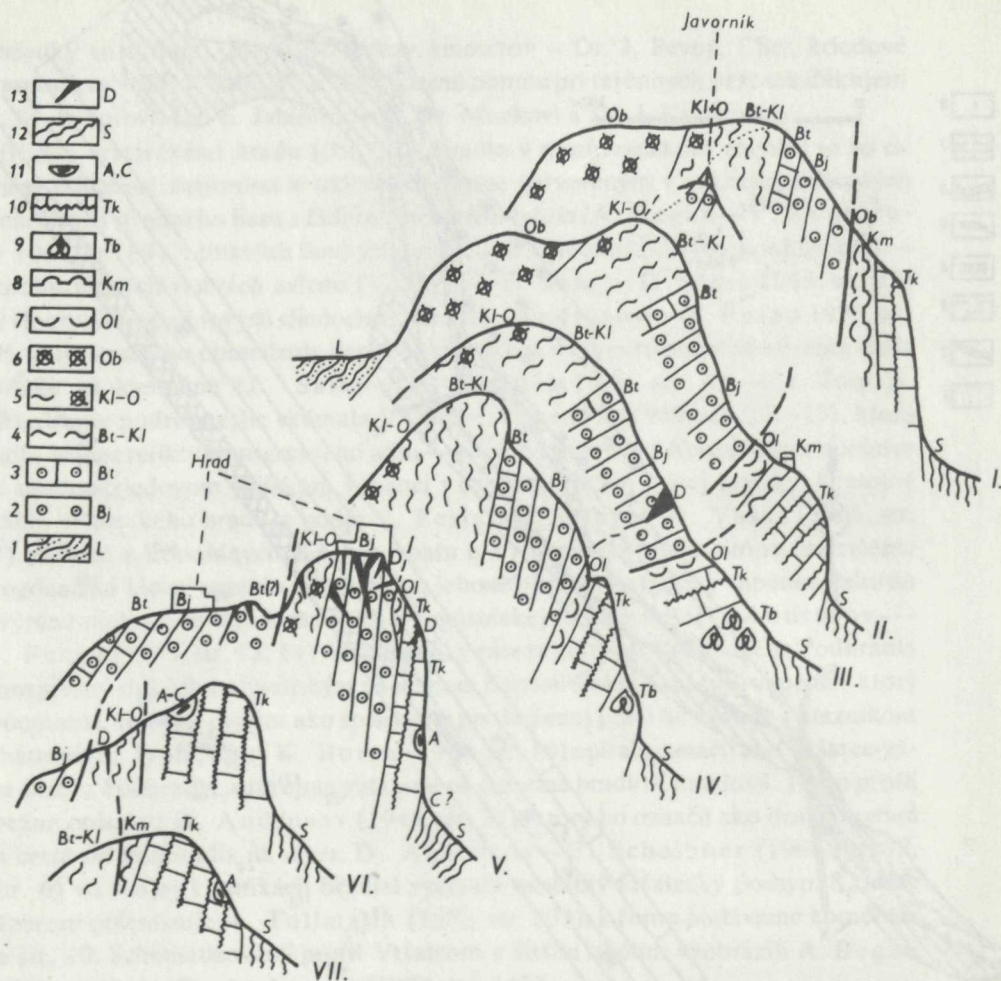
(výsledky sú v tlači), ojedinelé nálezy amonitov – Dr. J. Pevný, CSc., kriedové foraminifery – Dr. J. Salaj, CSc. Za občasnú pomoc pri terénnych prácach ďakujem Dr. M. Sýkorovi, Dr. E. Jablonskému, Dr. Mockovi a Dr. J. Kyselovi.

Bradlo vršateckého hradu (obr. 1,2; bradlo v morfológickom zmysle) je zo sz. strany oddelené depresiou a sedlom postupne vytvoreným v mäkkých žltkastých slieňovcoch stredného liasu s *Echioceras raricostatum* (A. Began—V. Kantorová 1961, str. 69), v tmavých ílovitých bridliciach s pelosideritovými konkréciami —murchisonových vrstvách aalenu (V. Pesl—J. Salaj—D. Vass 1968, str. 17) a v škvŕnitých opalinových slieňoch aalenu (D. Andrusov—O. Fusán 1973, str. 17). Z jv. strany ho obmedzuje depresia vytvorená na prevrátenom vrstevnom slede koňaku až kampánu (J. Salaj—O. Samuel 1966, str. 64—65). Toto jv. ohraničenie podrobnejšie skúmala V. Scheibnerová (1969, str. 22—23), ktorá zistila navyiac reliktý transgresného albu — červené vápence s *Neohibolites minimus* na spodnokriedovom spišskom vápenci i cenoman veľmi malej hrúbky. Samotné bradlo vršateckého hradu je podľa V. Pesla—J. Salaja—D. Vassa (1968, str. 17) zložené z krinoidných vápencov baty a z rogožnickej fácie titónu (označenie „rogožnická fácia“ vzniklo asi omylom, lebo drobnolumachelový vápenec oxfordu z výplne niektorých dajok má vzhľad rogožnickej lumachely). D. Andrusov—O. Fusán (1973, str. 13, 14) tiež opisujú v záreze cesty od Vršateckého Podhradia transgresný styk albu s lysanským vápencom beriasu (takto označujú vápenec, ktorý spomenutá autorka uvádza ako spišský; v predloženej práci ho radíme s otáznikom k hauterivu). Profil, ktorý K. Borza (1969, str. 16) opísala označil ako Vršatec-zárez cesty z Podhradia, sa zrejme vzťahuje na susedné bradlo Chmelová. Tento profil zbežne opísal už D. Andrusov (1945, str. 31), ktorý ho označil ako druhý hrebeň na ceste od Podhradia na sever. D. Andrusov—E. Scheibner (1968, str. 98, obr. 6) vo svojej klasifikácii bradiel vyčlenili osobitný vršatecký podtyp. S týmto názorom polemizuje A. Tollmann (1973, str. 303), k čomu podávame komentár na str. 40. Schematizovaný profil Vršatcom a širším okolím vyobrazili A. Began (1969, str. 11) a D. Andrusov (1974, str. 148).

Obr. 1 Geologická mapa bradla vršateckého hradu a situácia lokalít

1 — biele krinoidové vápence — bajok, 2 — fialovo-ružové krinoidové vápence — bat, 3 — ružové a červené slabokrinoidové vápence s laminovanými výplňami dutiniek evinospongiami a zriedkavými koralmi — vrchný bat - kelovej - oxford, 4 — biele biohermné vápence (vršatecké vápence) — oxford, 5 — pleťovoruzové kalové vápence s lastúrnikmi s čiernymi povlakmi — oxford - kimeridž, 6 — červené hľuznaté vápence czorstynske — hlavne kimeridž, 7 — biele a ružové kalpionelové vápence, ružové krinoidové vápence s *Pygope*, ružovkasté slabokrinoidové vápence — vrchný titón a neokóm (nerozčlenené), 8 — transgresné reliktý červených slieňovcov až slienitých vápencov — alb, miestami aj spodný cenoman. A — koncentrácia dajok v priebehu bradla, B — výskyty „evinospongiových“ štruktúr (reef tufa) vo vápencoch sub 3, C — výskyty koralov vo vápencoch sub 3, D — výskyty laminovaných výplní dutiniek vo vápencoch sub 3, E — vystupovanie biohermnej fácie v priebehu bradla, I—VII situovanie profilov.





Obr. 2 Profily cez bradlu vršateckého hradu

1 — žltkasté slieňovce s *Echioceras* — lias, 2 — biele krinoidové vápence — bajok, 3 — fialovoružové krinoidové vápence — bat, 4 — ružové slabokrinooidové vápence s laminovanými výplňami dutiniek — bat - kelovej, 5 — ružové pribiohermné vápence so zriedkavými koralmi — kelovej-oxford, 6 — biele biohermné vápence s koralmi a vápnitými hubkami (vršatecké vápence) — oxford, 7 — pletovoružové kalové vápence s lastúrníkmi s čiernymi povlakmi — oxford-kimeridž, 8 — červené hľuznaté vápence czorsztynské — hlavne kimeridž, 9 — ružové sčasti krinoidové vápence s *Pygope* — titón, 10 — biele a ružové kalpionelové vápence — titón, 11 — červené slienité vápence — transgresné relikty albu a cenomanu, 12 — červené a zelenkasté slieňovce — senón, 13 — neptunické dajky.

Z načrtnutého prehľadu vidno, že priamo bradlu vršateckého hradu nebolo dosiaľ venované veľa pozornosti. Z hľadiska zrovnávania stratigrafického sledu a faciálnych variácií czorsztynskej série má veľký význam práca K. Birkenmajera

(1963). Podáva dôkladnú analýzu czorsztynskej série v Poľsku; rozlíšil v nej 11 typov hlavne na základe podrobného členenia titónsko-neokómskeho súvrstvia. Ako prvý sa venoval aj sedimentologickému štúdiu neptunických dajok (titón-neokóm) a znakov tvrdého dna (hard ground) z bradlového pásma na území Poľska (K. Birkenmajer 1958).

Stratigrafická a mikrofaciálna charakteristika

Biele a ružovkasté, miestami vrstevnaté krinoidové vápence (lok. 1, 12, 26, 27, 28, 33, 52 a i.).

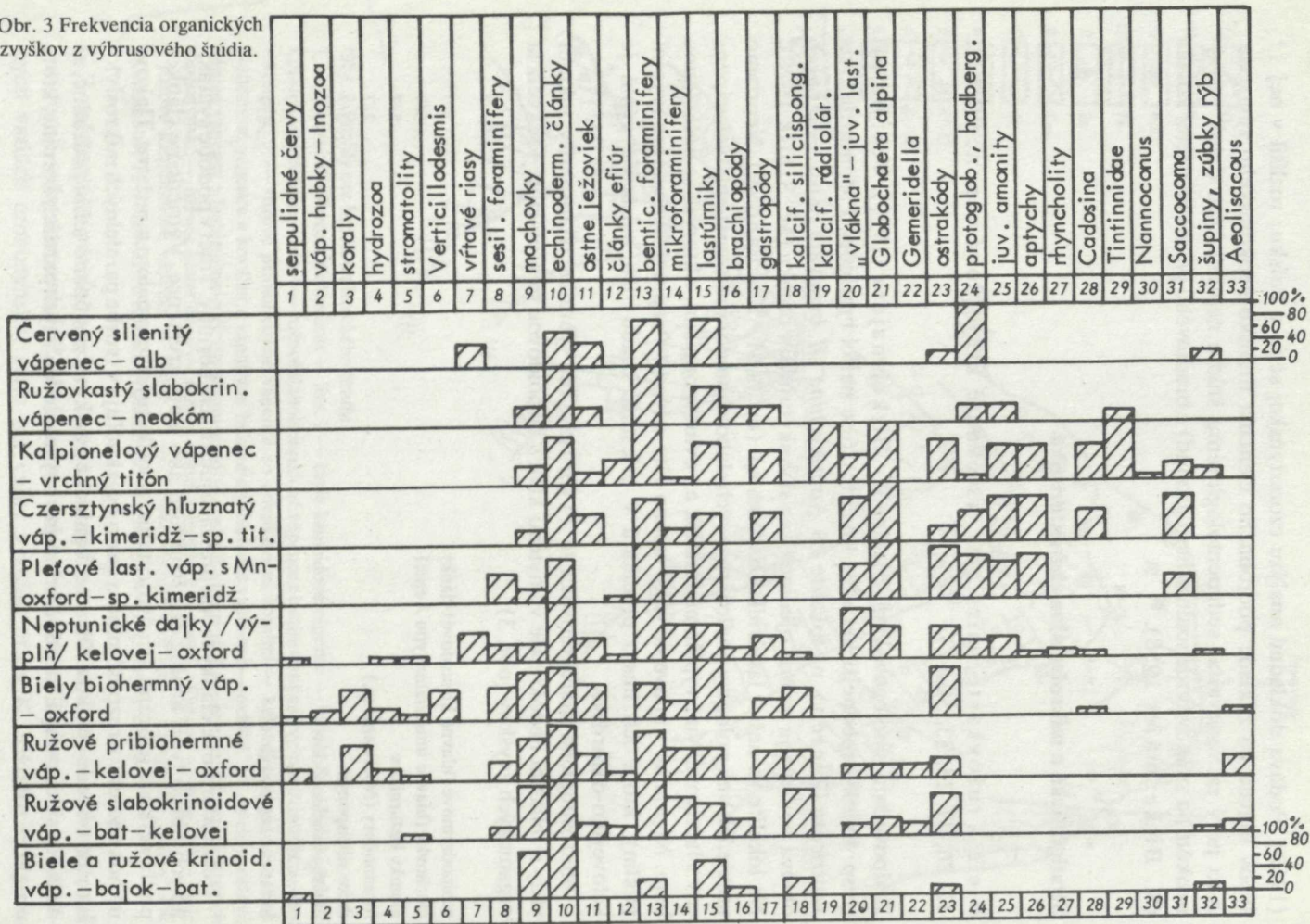
Zodpovedajú smolegowským vrstvám K. Birkenmajera (1977). Vek: bajok (resp. bajok—spodnejší bat). Na lokalite 26 sa našiel brachiópód *Monsardithyris ventricosa* (Zieten), na lokalite 28 *Antiphychina aff. bivalvata* (Eud.—Desl.), obidva poukazujú na bat, ojedinele sa asi vyskytujú aj v bajoku (M. Siblík 1978). Na lokalite sa našiel lastúrník *Oxytoma* sp. (určila M. Kochanová). Nepriamo určuje ich vek poloha v podloží ružových slabokrinoidových nevrstevnatých vápencov s laminovanými výplňami dutiniek a s evinospongiami, v ktorých sa našla fauna batu. Nepriame stanovenie veku možno ešte odvodiť z neptunických dajok (výplní puklín), ktoré ich husto prenikajú v priestore hradu; ich najstaršia výplň je kelovejsko-oxfordská.

Mikroskopická charakteristika zo 7 výbrusov: Ide výhradne o biosparity, takmer vždy s reliktnými nedokonale vymytého kalu s krinoidovou mikrofáciou. Frekvencia organických zvyškov (obr. 3):

echinodermové (hlavne krinoidové) články	... 7/7
machovky (hlavne uniseriálne typu <i>Aetea</i>)	... 6/7
úlomky lastúrnikov	... 5/7
foraminifery (<i>Nodosaria</i> sp.)	... 2/7
ihlice silicispongií	... 2/7
úlomky brachiópódov	... 1/7
ostrakódy	... 1/7
fosfatické šupiny rýb	... 1/7

Echinodermové články tvoria prevládajúcu masu horniny. Tmel v podobe syntaxiálnych obrúb tvorí analogickú štruktúru ako majú kremence. Vytriedenie článkov podľa veľkosti je bežné. Ich dvojčatenie sa vyskytuje len v malom množstve. Tlakový účinok spojený s rozpúšťaním sa často odzrkadľuje v tvorbe paralelných mikrostyleolitov po obvode článkov. Ostatné organické zvyšky sú zastúpené veľmi podradne, až na ihlice silicispongií, ktoré sú prítomné hojne, ale len v tých partiách horniny, ktoré obsahujú rohovce.

Obr. 3 Frekvencia organických zvyškov z výbrusového štúdia.



Klastická terigénna prímes je taká hojná, že niektoré vzorky možno označiť ako slabopiesčité krinoidové vápence. Angulárne a subangulárne zrná kremeňa dosahujú vo výbrusoch maximálnu veľkosť od 0,15 mm do 1,2 mm (priemer 0,5 mm), makroskopicky sa našli valúniky žilného kremeňa až do 1 cm. Ďalej sa vyskytujú úlomky žltkastých dedolomitov do 3 mm, drobné úlomky (možno i intraklasty) kalových vápencov, v jednom prípade s tenkými kalcifikovanými ihlicami. Akcesoricky sa vyskytol ortoklas — 3/7, mikrokín — 1/7 a biotit — 1/7. Autigénny albit (0,2 mm) bol zistený ojedinele v dvoch prípadoch. Autigénny kremeň, odhliadnúc od „chalcedónu“ rohovcových konkrécií, chýba.

Rohovcové konkrécie sú v tomto súvrství bradla vršateckého hradu ojedinelé; to nápadne kontrastuje s ich hojnosťou v susednom bradle Chvalová. V sivých krinoidových vápencoch bývajú hnedé, v ružových vápencoch ružové. Mikrofáciu týchto hornín môžeme označiť ako krinoidovo-spongióvu. Hojné ihlice silicispongií, hlavne raxy (zriedkavejšie monaxónne a ojedinele tetraxónne) bývajú vyplnené čírym vláknitým, radiálnolúčovitým chalcedónom; tento vyplňa aj dutiny, ktoré vznikli vyluhovaním v procese metasomatózy. Krinoidové články niekedy odolávajú zatlačeniu, zatiaľ čo medzerná hmota je zatlačená úplne; v iných prípadoch naopak medzerná hmota ostáva z kalového kalcitu a zatlačené sú krinoidové články, buď dierovite alebo úplne. Zriedkavé machovky bývajú tiež zatláčané SiO₂. Na zrnách klastického kremeňa nikdy nebolo pozorované dorastanie; koloidný SiO₂ bol voči nim indiferentný.

Opisované biele a ružovkasté krinoidové vápence sú v oblasti vršateckého hradu husto prenikané neptunickými dajkami s nápadnou červenou výplňou hlavne keloveja-oxfordu, podradne aj titónu a albu (ich bližšia charakteristika je na str. 34, obr. 4, tab. III).

Tmavosivý piesčitý nevrstevnatý krinoidový vápenec s krinoidovo-machovkovo-serpulovou mikrofáciou (lok. 2)

Vek: bajok—bat. Je azda iba varietou predošlých vápencov. Vyskytol sa len v tretej šupine, v sedielku medzi oboma časťami hradu. Ide o biosparit. Popri echinodermových článkoch sú podstatne zastúpené machovky a serpuly (tab. V, obr. 1), ďalej gastropódy, foraminifery — hlavne sesilne, úlomky lastúrnikov a brachiopódy so stopami vrtavých rias. Z brachiopódov sa našli aj celé exempláre, ktoré určil M. Siblík (1978) ako *Acanthothiris spinosa* (Linn.) a *A. cf. costata* Orb. Klastická prímes zahrňuje angulárne, korodované zrná kremeňa do 1 mm (makroskopicky zistené do 1 cm), ojedinelé úlomky metakvarcitov, akcesorický ortoklas a rutil. Ojedinele sa vyskytol preplavený oolit a slabá silicifikácia. Súvrstvím preniká i tenká dajka, avšak na rozdiel od iných dajok s výplňou odlišného charakteru — sivým laminovaným pelsparitom (pozri str. 32 a tab. XVI, obr. 2).

Fialovorůžové drobnokrinooidové tenkolavicovité vápence niekedy s bochníkovitým vyvetrávaním (lok. 9, 12, 33 a i.)

Zodpovedajú krupianskym vrstvám K. Birkenmajera (1977).

Vek: Bat. Vekové zaradenie bez priamych dôkazov, podľa polohy tesne v podloží dokázaného batu v ružových slabokrinooidových vápencoch s laminovanými výplňami dutín a s evinospongiami. Na rozhraní s týmto nasledujúcim členom býva na niektorých miestach železitá kôrka (hard ground). Analogické kôrky v tejto stratigrafickej pozícii spomína aj K. Birkenmajer (1963, str. 39). Opisované vápence tvoria najvyššie časti bajocko-batského komplexu typických krinooidových vápencov czorsztynskej série, ich hrúbka býva do 5 m.

Mikroskopická charakteristika sa takmer úplne kryje s charakteristikou bielych krinooidových vápencov, až na to, že články sú zreteľne menšie a piesčité prímies hojnejšie (okrem kremeňa akcesorický rutil, zirkón, muskovit, chloritizovaný biotit). Ojedinele sa vyskytol autigénny alotriomorfny kremeň s kalcitovými uzavreninami.

Ružové slabokrinooidové až kalové nevrstevnaté vápence s častými laminovanými výplňami dutiniek a s evinospongiami (lok. 7, 17, 26, 39, 50 a i.)

Vek: bat—kelovej. Bat dokazuje nasledovná fauna lastúrnikov z lokality 17 (M. Kochanová 1978): *Chlamys ambigua* (Münster), *Ch. dewalquei jurensis* (Riche), *Ch. sp.*, *Oxytoma inaequivalvis* (Sowerby), *Eopecten tegulatus* (Morris et Lycett), *E. sp.*, *Bositra buchii* (Roemer), *Spondylopecten subspinosus* (Schlottheim), *Placunopsis devaiacensis* Lissajous, *Camptonectes cf. lens* (Sowerby), *Plagiostoma sp. 1*, *P. sp. 2*, *Plicatula sp.*, *Ctenostreon vršateciensis* Kochanová, *Lopha sp.*, *Chlamys sp.*; z gastropódov *Trochus sp.*; ďalej brachiopódy (M. Siblík, 1978): *Acanthothiris spinosa* (Linn.), *Capillirhynchia (?) triplicosa furcillata* (Quenst.), *Zeilleria polonica* Roll., *Dundrythyris retrocarinata* (Rothpl.); brachiopódy tiež poukazujú na bat—spodný kelovej.

V tejto stratigrafickej úrovni sa vo výbrusoch ešte nevyskytujú protoglobigeríny a kadosíny. Nakoľko do nadložia prechádza opisované súvrstvie cez ružové pribiohermné vápence s ojedinelými koralmi do bielych biohermných vápencov, ktoré boli lastúrnikmi doložené ako oxford, stanovujeme stratigrafické rozpätie predmetných vápencov na bat—kelov.

Mikroskopická charakteristika z 10 výbrusov: Najčastejšie ide o mierne rekryštalizovaný biomikrit — 5/10, menej intrabiomikrit — 3/10, intrabiopelmikrit a biosparit. Typy mikrofácií: krinooidovo-spongiová (raxová) — 5/10, krinooidovo-mikroforaminiferová — 2/10, krinooidovo-lastúrnikovo-brachiopódová — 2/10, krinooidovo-vláknová — 1/10.

Frekvencia organických zvyškov:

echinodermové články	... 10/10	lastúrniky	... 6/10
foraminifery	... 10/10	brachiopódy	... 3/10
machovky	... 9/10	ostne ježoviek	... 3/10
kalcifikované ihlice		globochéty	... 3/10
hubiek	... 8/10	články ofiúr	... 2/10
„mikroforaminifery“	... 7/10	„vlákna“	... 2/10
ostrakódy	... 7/10	<i>Aeolisaccus</i> sp.	... 2/10
		<i>Gemeridella minuta</i>	... 2/10
		fosfatické šupiny rýb	... 1/10

Echinodermové články bývajú drobné, často sú zastúpené kolumnáliami krinoidov. Z foraminifer je pravidelne prítomná *Lenticulina* sp., menej *Patellina* sp., *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp. a *Ophthalmidium* cf. *carinatum* Leischner a iné (tab. VI, obr. 3). V troch prípadoch boli zastúpené sesilne nubekularidné formy, a to pomerne hojne. Charakteristický je hojný výskyt mikroforaminifer s typickým červeným sfarbením stienok (tab. V, obr. 2). Ďalším prvkom sú zväpčenaté kalcifikované ihlice hubiek, obvykle raxy, čiastočne s radiálne lúčovitým kalcitom, najčastejšie však s rekryštalizovaným jemnozrnným kalcitom; zriedkavé sú monaxónne ihlice a celkom ojedinelé ihlice tetraxónne. Prekvapuje, že sa v tejto litofácii nikde nevyskytujú rohovcové konkrécie, do ktorých by bolo SiO₂ ihlic diageneticky premigrovalo. Svedčí to najskôr o kalcifikácii ešte v sedimentačnom prostredí, o prestupe kyseliny kremičitej do morskej vody. Typickým prvkom sú úlomky jednoduchých machoviek aj s náznakmi vetvenia. Naproti tomu globochéty a vlákna sú podradným prvkom; aptychy a juvenilné amonity v tejto litofácii celkom chýbajú.

Z ostatných alochémov sú dosť bežné intraklasty — 5/10, ojedinele pelety — 1/10. Uvedené vápence obsahujú konštantnú prímes klastického kremeňa pieskovej kategórie — 10/10. Zrná kremeňa sú angulárne, často korodované kalcitom, ich maximálna veľkosť vo výbruse kolíše od 0,15 mm do 1,5 m (priemer 0,3 mm). Prekvapuje, že niet stôp po autigénnom kremení, resp. jeho dorastaní na klastické jadrá. Viackrát bol prítomný zirkón, ojedinele biotit a ortoklas.

Príznačnou vlastnosťou tejto litofácie je prítomnosť drobných dutiniek s vnútornou sedimentáciou, a to až v ôsmich výbrusoch z desiatich (8/10). Z toho v dvoch prípadoch boli dutinky lemované iniciálnym tmelom (tab. VIII, obr. 1); časté je vyplnenie laminovaným sedimentom (tab. VIII, obr. 2). Libely (štruktúry polarit) sa vyskytli v ďalších dvoch prípadoch. Makroskopické dutiny tohto typu o priemere až 10 cm sú hojnejšie v nasledujúcom člene a sú podrobne opísané na str. 17. Okrem spomínaných intraklastov a dutiniek s vnútornou sedimentáciou svedčia o rozrušovanom sedimentačnom prostredí aj rozmyvy — 2/10 a drobné neptunické dajky milimetrového rádu — 2/10. I prítomnosť „evinospongiových“ štruktúr — „reef tufa“ (ich lokalizáciu pozri na obr. 1) ukazuje na úzku príbuznosť s ružovými až červenými pribiohermnými vápencami s ojedinelými koralmi (tieto bezprostredne lemujú vlastné jadro rífu), od ktorých ich ani nemožno kartograficky oddeliť.

Ružové a sivé pribiohermné často brekciovité vápence (rífová brekcia) so zriedkavými koralmi a laminovanými výplňami dutiniek (lok. 3, 8, 25, 37, 38, 41, 48, 49, 51 a i.)

Vek: kelovej—oxford. Ich vekové zaradenie sa opiera o to, že tvoria bezprostredné podložie a vložky v sivých biohermných vápencoch, ktorých vek bol pomocou lastúrnikov stanovený na oxford. Tieto biohermné vápence sú nimi laterálne zastupované na oboch koncoch vznievania biohermy (obr. 1). Ich brekciovité variety reprezentujú rífovú brekciu (predrífové prostredie — „fore reef“), ktoré obsahuje už úlomky týchto oxfordských rífových vápencov. Opisované súvrstvie obsahovalo na lokalite 25 a 38 malé brachiopódy druhu *Monticlarella triloboides* (Quenst)—(M. Siblík 1978) v známom rozpätí oxford—kimeridž. M. Kochanová (1978) určila z lokality 25, 38, 41 lastúrniky *Meleagrinnella* sp., *Chlamys* sp., *Plagiostoma* sp., *Modiolus* sp., *Spondylopecten* sp., *Oxytoma* sp.; tieto neumožňujú datovanie do stupňov. Z koralov určila E. Morycowa (v tlačí) z lokality pri vchode do hradu *Thecosmilia* cf. *dichotoma* Koby v známom rozpätí vrchný oxford—titón. Pre zaradenie je dôležité aj to, že spomenuté vápence sú už pretínané neptunickými dajkami, v ktorých sa po prvýkrát objavuje protoglorigerínová mikrofácia (lokalita 3,8).

Mikroskopický opis z 15 výbrusov (pri brekciovitých varietách ide o rozbor základnej hmoty); frekvencia organických zvyškov:

echinodermové články	... 14/15	kalcifikované	
foraminifery	... 13/15	silicispongie	... 7/15
machovky	... 12/15	ostrakódy	... 4/15
koralý (úlomky)	... 10/15	<i>Aeolisaccus</i>	... 4/15
lastúrniky	... 8/15	<i>Globochaete</i>	... 3/15
„mikroforaminifery“	... 8/15	„vlákna“	... 3/15
gastropódy	... 7/15	<i>Gemeridella minuta</i>	... 2/15
ostne ježoviek	... 7/15	serpuly	... 2/15
		<i>Inozoa</i> (úlomok vápnitej	
		hubky)	... 1/15
		článok ofiury	... 1/15

Z foraminifer dominujú sesílné formy, zriedkavé sú *Endothyra* sp., *Lenticulina* sp., *Tetrataxis* sp. (charakteristický druh, ktorý hojne vystupuje aj vo vekove totožnej výplni dajok; str. 34, tab. XIII, obr. 4, *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp. Zriedkavo sa vyskytla problematická *Gemeridella minuta* Borza et Mišík (tab. V., obr. 1) pôvodne opísaná z triasu (K. Borza—M. Mišík 1975).

Piesčitá prímies klastického kremeňa veľmi kolíše čo do množstva (v troch výbrusoch úplne chýba) a veľkosti (0,1—3 mm). Viackrát bol zistený akcesorický granát a zirkón, ojedinele ortoklas, epidot, turmalín. Pelety sú bežné — 9/15.

Horninu možno označiť ako biopelmikrit, intrabiomikrit až intrabiopelmikrit. Drobné dutinky s vnútornou sedimentáciou sú zriedkavé (3/15).

V brekciovitých varietách sa okrem typických intraklastov vyskytujú aj úlomky farebne a štruktúrne odlišných vápencov, napríklad sivé úlomky biohermných vápencov v opisovanej ružovej základnej hmote (lokalita 8, 38 a i.) a úlomky žltkastých krinoidových biomikritov v ružovej základnej hmote (lokalita 25). Typická rífová brekcia je vyvinutá pred skalnou bránou do vrcholovej časti hradu: ostrohranné úlomky sivých a bielych biohermných vápencov (opis na str. 18) do veľkosti 15 cm sa nachádzajú v tehlovočervenej a žltkastočervenej kalovej mase. Táto slaboslienitá základná hmota je buď mikritom bez akéhokoľvek detritu organizmov, alebo obsahuje ojedinelé ostrakódy, „mikroforaminifery“, foraminifery a stopy limnivorov. Zdá sa, že je totožná s červenými kalovými výplňami dutiniek v samotnom jadre rífu. Na inom mieste však tvorí hmotu vyplňajúcu medzery rífovej brekcie biomikrit s krinoidovo-vláknovou mikrofáciou.

Cez opisované pribiohermné vápence so zriedkavými koralmi prenikajú neptunické dajky. Na lokalite 3 dajka I je 15 cm hrubá, tvorí ju vláknová mikrofácia s úlomkami protoglobigerínovo-gastropódovej mikrofácie, ktoré zodpovedajú staršej časti výplne. Dajka II má hrúbku 10 cm; vyplňa ju vláknovo-krinoidová mikrofácia s ojedinelými aptychmi. Rífovú brekciu na lokalite 8 (obr. 4 e) preniká dajka hrubá iba 3 cm, ktorá má však zložitú, najmenej štvornásobnú výplň (opakované roztvárание a zapĺňanie pukliny) hlavne s vláknovou mikrofáciou a laminovaným mikritom — podrobnejší opis na str. 34 a tab. XV, obr. 2. Táto dajka preniká bez prerušenia tak cez klasty brekcie, ako aj cez základnú hmotu, čo svedčí proti tektonickému vzniku brekcie a potvrdzuje jej sedimentárny vznik.

Dutiny s laminovanou výplňou (tab. VII, obr. 1—4) sú veľmi charakteristickou súčasťou týchto vápencov a tiež dokazujú ich pribiohermný charakter. Zriedkavejšie sa vyskytujú aj v podložných ružových slabokrinoidných vápencoch batu — keloveja a v bielych biohermných vápencoch oxfordu. Ich priemer sa pohybuje obvykle od 5 do 15 cm. Výplň tvorí kalový vápenec s lastúrnatým lomom. Sú vždy laminované — sivé, krémové, ružové, pričom majú jednotlivé pružky rôzne sýte sfarbenie (veľmi podobné výplne uvádza aj K. Borza 1977, tab. II, obr. 1 z dachsteinských vápencov). Z 12 mikroskopicky študovaných vzoriek má štvrtina lamináciu stromatolitového pôvodu, v ostatných ju spôsobili hydrodynamické príčiny.

Stromatolity (biolity) vykazujú striedanie veľmi tenkých jemne zvlnených lamín, dohora vypuklých. Na rozdiel od triasových loferitov neobsahujú póry z vysychania („shrinkage pores“). Nenašli sa ani relikt cyanofytových vlákien. Zriedka možno pozorovať trhlinky po vysychaní a porušenie lamín pri unikaní plynov a vody. V jednom prípade bol stromatolit rekryštalizovaný pod účinkom koloidov železa (rekryštalizáciu opisujeme aj zo stromatolitu z biohermného vápenca, str. 20). Na vytváraní stromatolitov sa zúčastňujú aj pelety. Pre zrovnanie uvedme, že z jury Západných Karpát boli doteraz opísané len stromatolity z batu vysokotatranskej

série (M. Szulczewski 1962). V jednom prípade sme zistili aj onkolity 3—6 mm veľké. Ich jadro tvorili úlomky slabo krinoidového vápenca, sprvu obalované krustifikačným tmelom a potom nepravidelne koncentrickými povlakmi asi riasového pôvodu. Póry medzi nimi spočiatku vystiela iniciálny tmel a zvyšok vyplňa kal, alebo ich vyplňa sparit dvoch generácií.

Väčšina laminovaných výplní je hydrodynamického (nestromatolitového) pôvodu. Striedajú sa v nich laminy 1—5 mm hrubé; v typických prípadoch ide o striedanie kalcilitu a kalcisilitu (tab. VII, obr. 2). Kalcilitové laminy predstavuje mikrit až pelmikrit s ostrakódmi. Kalcisilit (kalkarenit) reprezentuje najčastejšie piesčité biosparit s echinodermovými článkami, sesílnymi foraminiferami s klastickým kremeňom, ojedinele so živcom-pertitom a biotitom. Na rozdiel od predošlého vznikol náhlym vplavením materiálu pri silnejšom prúdení. Vyskytujú sa aj prípady šikmého zvrstvenia, maximálne s uhlom až 40° (tab. VII, obr. 1); toto zvrstvenie vzniklo zrejme preskupovaním vtokových štrbín. Takéto prípady ukazujú, že vrstvičky a rozhrania vnútornej sedimentácie („floored interstices“, „vodováhy“) nie vždy bezpečne odzrkadľujú niekdajšiu horizontálnu polohu. Podobnú mienku vyslovujú aj J. C. Deelman—J. M. de Coe (1976). Naproti tomu V. Houša (1964) použil analogické laminované výplne dutín zo štraberského vápenca na zisťovanie úložných pomerov nevrstevnatého biohermného telesa, keďže prípady šikmých zvrstvení nezistil; v ním spomínaných dutinách sa stromatolity tiež zúčastňujú na tvorbe výplne.

Zriedka sa vyskytujú ostrohranné úlomky 2 cm veľkosti („extraklasty“) zo stien dutiny alebo blízkeho okolia. Takéto zaklesnuté úlomky vápenca porušujú podložné laminy; slúžia ako geopetálne kritérium (tab. VII, obr. 3).

Zvyšky organizmov sú, na rozdiel od okolnej horniny, vo výplniach dutín nápadne zriedkavé. Najčastejšie sú prítomné ostrakódy (7/12), v štvrtine vzoriek sa našli sporadicky echinodermové články, ostne ježoviek a sesilne foraminifery. Ojedinele sa zistili drobné lastúrniky, „vlákna“ a pravdepodobne riasy. K špecifickej faune dutín zrejme patrili ostrakódy; v niektorých výbrusoch sú prítomné výhradne ostrakódy jedného druhu (tab. VI, obr. 4). Jedna vzorka obsahovala hojné koprolity, v priečnom priereze asi 0,6 mm veľké, ktoré tiež možno pripísať obyvateľom dutín.

Biele biohermné vápence s koralmi a vápnitými hubkami – vršatecké vápence (lokality 22, 25, 40, 41 a i.)

Vek: oxford — na základe hojnej fauny lastúrnikov z lokality 22 a tiež podľa korala *Calamophylliopsis* cf. *stockesi* v známom stratigrafickom rozpätí oxford—spodný kimeridž.

Sú to biele, svetloružové, oranžové alebo svetlosivé hrubolavicovité až masívne

vápence s hrúbkou nad 30 m. Laterálne prechádzajú do červených pribiohermných vápencov so zriedkavými koralmi (ich opis je na str. 16).

Makrofosílie: koraly (trsy do 20 cm) *Calamophylliopsis* cf. *stockesi* (Milne Edwards et Haime), ? *Thecosmilia dichotoma* Koby, *Th. trichotoma* (Goldfuss), *Complexastrea carpatica* Morycowa, *Complexastreaopsis kouteki* Eliášová (tab. XX, obr. 1—3), *Microsolena* sp., *Fungiastraea* sp., *Isastraea* sp., *Montlivaltidae* (určila E. Morycowa, v tlači), uvedené koraly sú známe v rozpätiach od vrchného oxfordu po titón; lastúrniky: *Spondylopecten cardinatus* (Quenstedt), *S. sp. 2*, *Plagiostoma* aff. *mutabile* (Arkell), *P. cf. renevieri* (Etallon), *P. sp.*, *Placunopsis* cf. *jurensis* (Roemer), *Plicatula* ? sp., *Ctenostreon* cf. *alsaticum* Rollier, *Limea duplicata* (Münster), *Oxytoma* sp., *Chlamys (Aequipecten)* sp. (ex. gr. *minerva* Orb.), *Ch. cf. subtextoria* (Münst. in Goldfuss), *Ch. aff. subarticulata* (Orb.), *Ch. sp. 1*, *Ch. sp. 2* (bližšie M. Kochanová 1978); vápnité hubky zo skupiny *Inozoa* (tab. X, obr. 1,2), hrubokyjačkovité ostne cidaridných ježoviek s ojedinele aj celá ježovka; ojedinelý brachiopód? *Lacunosella* sp. (určil M. Siblík) a veľké gastropódy *Trochus* sp.

Mikroskopickým analýzám bolo podrobených 33 výbrusov o ploche 20 × 20 mm. Frekvencia mikrofaciálnych prvkov (percento výbrusov obsahujúcich daný prvok—M. Mišík 1972):

lastúrniky (úlomky)	... 97 %
echinodermové články	... 88 %
ostrakódy	... 85 %
machovky (uniseriálne typu <i>Stomatopora</i> , <i>Aetea</i>)	... 76 %
ostne ježoviek	... 61 %
vagilne foraminifery (<i>Fronicularia</i> , <i>Lenticulina</i> , <i>Opthalmidium</i> , <i>Ammodiscus</i> , <i>Patellina</i> , <i>Spirillina</i>)	... 58 %
sesilne foraminifery (hlavne <i>Nubeculariidae</i>)	... 55 %
koraly (úlomky)	... 55 %
kalcifikované ihlice silicispongií (hlavne raxy)	... 52 %
<i>Verticillodesmis clavaeformis</i>	... 49 %
gastropódy	... 30 %
„mikroforaminifery“	... 27 %
vápnité hubky (<i>Inozoa</i>)	... 18 %
<i>Aeolisaccus</i> sp.	... 6 %
rúrky červov (<i>Serpulidae</i>)	... 3 %
<i>Cadosina</i> (?)	... 3 %
fosfatické šupiny rýb	... 3 %
bioklasty	... 100 %
pelety (Ø 0,03—0,05 mm)	... 52 %
intraklasty (max. 5 mm)	... 27 %
vnútorná sedimentácia v dutinkách	... 21 %
klastický kremeň (priemer maximálnych zŕn 0,20 mm)	... 64 %
pyrit	... 12 %

Ide o organogénno-klastické vápence, niekedy značne rekryštalizované. Prítomné sú nasledovné štruktúry podľa hojnosti: biopelsparit, biosparit, biomikrit, intrabio-sparit a intrasparrudit.

Koraly sa ako stavitelia rífov lepšie uplatňujú v južnejšej časti, vápnité hubky zo skupiny *Inozoa* dominujú v severnejšom úseku. Zo staviteľov rífov sa uplatňujú ešte sesilne foraminifery, drobné machovky a novoopísaná riasa *Verticillodesmis clavae-formis* Dragastan et Mišík (tab. XI, obr. 1, 2; O. Dragastan—M. Mišík 1975).

Stromatolity sú zriedkavé, pravdepodobne viazané iba na dutiny v bioherme — ide o typ LLH. V jednom prípade stromatolit uzatvára aj úlomok koralového vápence a prenikajú ho trhlinky po vysychaní; zaujímavé je čiastočné zotieranie stavby stromatolitu radiaxiálnou kalcitovou mozaikou, ktorá rastie na jeho úkor (tab. IX, obr. 2,3).

Ako sme už spomenuli, tieto vápence obsahujú typický znak biohermiem — dutiny s vnútornou sedimentáciou; ich veľkosť kolíše v rozmedzí niekoľkých mm až cm. Vypĺňa ich zväčša červený mikrit s veľmi zriedkavými organickými zvyškami, hlavne ostrakódmi, čo kontrastuje s hojnosťou organických zvyškov v okolitom vápenci. Dutinky niekedy vystieľa iniciálny tmel z radiaxiálnej kalcitovej mozaiky, ktorej rast zastavil kal naplavený do dutín.

Opisované svetlé vápence tvoria jadro rífu („reef-core“). Pri južnom ukončení tohto vývoja v priestore vršateckého hradu je prítomná rífová brekcia (opis na str. 17), ktorá reprezentuje predrífové prostredie („fore-reef“). Zodpovedajúca lagunárna fácia, zarífové prostredie („back-reef“) nebola vo výseku, ktorý predstavuje vršatecké bradlo, identifikovaná.

O jestvovaní biohermnej fácie v czorsztynskej sérii bradlového pásma boli doteraz len nepriame zmienky. D. Andrusov (1945, str. 27—28) spomína z lokality Krivoklát a Maríková fáciu šedých afanitických alebo jemnozrnných vápencov so zriedkavými koralmi a lastúrnikmi; určil *Lima (Plagiostoma) paradoxa* Zittel. Podľa neho patria do titónu, tvoria vyšší horizont než rogožnická brekcia. K. Borza (1960) ich v krátkej správe charakterizuje ako nevrstevnaté a nejasne vrstevnaté vápence „štramberského typu“, obsahujúce tintinidy a kladie ich do titónu a neokómu. Podobnú biohermnú fáciu s koralmi a lastúrnikmi sme našli v bradle vršateckého hradu (vyššia šupina) a v Mikušovciach (tiež vyššia šupina). Podľa predbežných výsledkov boli najprv kladené do kimeridžu—spodnejšieho titónu (M. Mišík 1974, str. 494; O. Dragastan—M. Mišík 1975). Po podrobnom spracovaní bradla vršateckého hradu a lastúrnikov z predmetného súvrstvia bolo možné ich stratigrafickú pozíciu spresniť na oxford. Biohermné vápence oxfordu neboli doteraz v Západných Karpatoch známe ani z iných jednotiek. Ani vo Východných Alpách niet ekvivalentnej fácie tohto veku. Jedine koralové vápence „Rofan-Korallenkalk“, ktoré opísal z rohovcovej brekcie v Sonwendgebirge O. Kühn (1935), sú zaraďované do spodného malmu, avšak ich asociácia silicifikovaných koralov je odlišná od vršateckých vápencov.

Pre túto novovymedzenú oblastnú stratigrafickú jednotku navrhujeme názov vršatecké vápence. Stratotypová lokalita je v bradle vršateckého hradu, lokalita 22 (obr. 1), z ktorej pochádza spracovaná fauna lastúrnikov a koralov.

Pleťovoruzový kalový vápenec s lastúrnikmi s čiernymi Mn-Fe povlakmi (lok. 9a, 10, 14, 18, 31 ai.)

Vek: oxford—spodný kimeridž. Na tento vek poukazuje prítomnosť protoglobigerínovej mikrofácie, sporadické vystupovanie sakkokóm (vo vyšších polohách), ďalej *Cadosina fibrata* Nagy (podľa autora druhu stredný oxford), hojná *Cadosina parvula* Nagy (podľa K. Borzu 1969 vrchný oxford-kimeridž a len ojedinele titón-berias). Z makrofosílií bol v blízkosti lokality 47 nájdený amonit v mangánovej kôrke 2 cm hrubej.

Tvorí stratigrafické podložie czorsztynského hľuznatého vápenca (lokalita 9), väčšinou však je v priamom (stratigrafickom alebo tektonickom ?) podloží kalpionelových vápencov vrchného titónu. Asi aj laterálne zastupuje czorsztynský vápenec — obom sú spoločné stopy submarinnej solúcie. Maximálne zistená hrúbka 5 m. Vyskytujú sa len v I. šupine.

Mikroskopická charakteristika z 8 výbrusov: Ide o biomikrit (5/8), zriedkavejšie o intrabiomikrit (2/8) a biopelmikrit (1/8), vždy so všesmernou textúrou. Typy mikrofácií: vláknovo-kadosínová so zriedkavými sakkokómami (3 ×), protoglobigerínovo-globochéťová (2 ×), globochéťová, vláknová, echinodermovo-lastúrniková.

Frekvencie organických zvyškov:

lastúrniky	... 8/8	juvenilné amonity	... 5/8
globochéty	... 8/8	„mikroforaminifery“	... 4/8
foraminifery	... 8/8	gastropódy (drobné)	... 3/8
ostrakódy	... 7/8	sakkokómy (články ramien)	... 3/8
protoglobigeríny	... 6/8	machovky (jednoduché)	... 2/8
echinodermové články	... 6/8	ofiúrové články	... 1/8
aptychy	... 6/8	koprolity	... 1/8
vlákna (juvenilné lastúrniky)	... 5/8		

Z foraminifer okrem „protoglobigerín“ (pravdepodobne *Globigerina oxfordiana* Grigelis) bývajú bežne prítomné *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Tetrataxis* sp., *Ophthalmidium* cf. *carinatum* Leischner ojedinele *Patellina* sp. a *Fronicularis* sp., časté sú sesilné foraminifery, napr. *Tolypammia* sp., upevnené na lastúrnikoch a intraklastoch, na mikrokonkréciách a na kôrkach Fe-Mn. Z kadosín je miestami hojná *Cadosina parvula* Nagy, ojedinele *C. lapidosa* Vogler a *C. fibrata* Nagy.

Terigénna prímes bola zistená v troch prípadoch (z ôsmich); ojedinelé angulárne zrná kremeňa dosahovali max. veľkosť 0,20 mm, 0,25 mm a 3,0 mm. Z ďalších mikrofaciálnych prvkov: Fe-Mn mikrokonkrécie a kôrky — 8/8, rozmyvové plochy

— 4/7, mikrostylolity vystlané Fe-Mn hydroxidmi — 4/8, rekryštalizačné žilky — 2,7, štruktúra polarít v schránkach — libely — 2/8.

Najcharakteristickejším znakom sú silne korodované schránky lastúrnikov (do 1 cm) s čiernymi (v mikroskope červenohnedými) povlakmi Fe-Mn koloidov (tab. XII, obr. 1). Povlak je najčastejšie z jednej vrstvičky, niekedy z jemných lamín prípadne prechádzajúci do hrbolčekov s typickou koncentrickou štruktúrou koloidov. Takéto koncentrické povlaky sú ešte častejšie okolo intraklastov (tab. XI, obr. 3). Pri prenikaní Fe-Mn koloidov od obvodu do stredu intraklastu sa tieto prednostne sústreďujú do mikrofósií a iných nehomogenít v kalovej mase. Pod vplyvom koloidov rekryštalizuje submikroskopický kalový kalcit, vytvárajú sa nepravidelné škvrny z jemnozrného agregátu, pričom majú škvrny hnedé lemy (tab. XII, obr. 2). Koncentrické zhluky koloidov tvoria aj mikrokonkrécie 1—3 mm veľké bez zreteľného jadra, prípadne sa vyskytujú ako intraklasty-úlomky kôrok tvrdého dna (hard ground).

Ostáva vysvetliť, prečo sú silné korózie a povlaky Fe-Mn-koloidov také časté na lastúrnikoch a iba zriedkavo sa vyskytnú na iných organických zvyškoch, napríklad na krinoidových článkoch. Ich transport zo susedného sedimentačného prostredia je málo pravdepodobný (nieť vytriedovania do lamín, záživovité korózie by sa odlámali; časti schránok sú niekedy úplne oddelené, čo dokazuje rozpúšťanie in situ — tab. XII, obr. 1). Úlohu tu môže hrať skutočnosť, že sa koloidy vyzrážajú okolo väčších objektov, ktoré dlhšie ležali na dne, snáď aj aragonit je po fyzikálno-chemickej stránke vhodnejším substrátom pre gély než kalcit. Aragonitové schránky lastúrnikov boli silne rozpúšťané už v sedimentačnom prostredí. Výplň lastúrnikov s Fe-Mn povlakom tvorí rovnomerne jemne zrnitý agregát žltkastého kalcitu. Pravdepodobne vznikol priamou rekryštalizáciou z vláknitého aragonitu schránok pod vplyvom Fe-koloidov. Pripomeňme, že všeobecne vo vápencoch najčastejším prípadom je vyluhovanie aragonitových schránok už v spevnenom sedimente a vyplnenie týchto dutínok drúzou hrubozrného číreho kalcitu. V skúmanom materiáli sa nedá úplne vylúčiť, že spomenutý jemnozrný žltkastý agregát mohol vzniknúť aj z takéhoto druhotného drúzového kalcitu degradačnou rekryštalizáciou. Preborenie dovnútra („inward collapse“), ktoré by dokazovalo vyluhovanie schránky v poloplastickom sedimente, však pozorované nebolo. Jediný prípad rozlámania obruby pri kompácii sedimentu poukazuje na rozlámanie „plnej“ schránky, a nie na kolaps.

Opisovaný drobnolumachelový vápenec oxfordu nadobúda niekedy vzhľad rogónickej lumachely, na čo upozornil už K. Birkenmajer (1963, str. 50). Všetky spomenuté typy zhlukov Fe-Mn koloidov vrátane korózie lastúrnikov sú príznačné aj pre súčasný drobnolumachelový vápenec oxfordskej výplne dajok a v menšej miere aj pre czorsztyňský vápenec I. šupiny, ako aj pre červené slabokrinooidové vápence batu-keloveja z II. šupiny. Ukazujú na podobné prostredie vzniku so submarinnou solúciou týchto štyroch druhov litofácií.

Červený hľuznatý czorsztyňský vápenec (lok. 9, 16, 20, 29, 30)

Vek: hlavne kimeridž (rozpätie v skúmanej oblasti oxford—stredný titón). Zaradenie bolo urobené podľa sakkokómovej mikrofacie a zriedkavejšej podľa protoglobigerínovej mikrofacie bez sakkokóm. Z makrofosilií sa našiel brachiopód *Nucleata rugicola* (Zittel) — M. Siblík (1978) a ojedinelé amonity, čo nápadne kontrastuje s hojnosťou amonitov czorsztyňského vápenca susedného bradla Chmelová.

Charakteristickou vlastnosťou je hľuznatosť; svetloružové hľuzy sú v tehlovočervenej medzernej mase, ktorej je minimálne množstvo („Flaserkalk“). Na lokalite 20 sa hľuznatosť javí iba nezreteľne — sieťou stylolitov. Medzerná hmota väčšiny červených hľuznatých vápencov vzniká rozpúšťaním jednak v sedimentačnom prostredí, jednak v spevnenej hornine. V danom prípade v podstatnej miere nastávalo rozpúšťanie už v spevnenom stave (tlakové rozpúšťanie — „Druckflaserung“). Medzerná hmota, impregnovaná hydroxidmi železa, je husto prestúpená paralelnými strižnými plochami, medzi ktorými sú hojné žilky s vláknitým — „azbestovým“ kalcitom.

Hornina predstavuje biomikrit alebo intrabiomikrit. Zastúpené sú mikrofacie: sakkokómovo-globochétová, sakkokómovo-gastropódová, globochétovo-koproliťová so zriedkavými sakkokómami a krinoidovo-vláknovo-protoglobigerínová. Mikroskopicky zistené organické zvyšky zo štyroch výbrusov: *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* Lombard, echinodermové články, „vlákna“ — juvenilné lastúrniky pripisované druhu *Bositra buchi* (Roemer), amonity, aptychy, lastúrniky, drobné gastropódy, ostrakódy, foraminifery (protoglobigeríny, *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp., ojedinele *Tetrataxis* sp., *Patellina carpatica* (Mišík), úlomok machovky, ošteň ježovky, *Cadosina* sp. Klastický kremeň chýba až na jednu výnimku (do 0,25 mm). Len v jednom výbruse sa vyskytli okrúhle koprolity (0,15 mm). Polarita vytváraná čiastočnými výplňami schránok (libely), korózie lastúrnikov a echinodermových článkov, ako aj mikrokonkrécie — zhľuky koloidov Fe-Mn sú zriedkavé.

Czorsztyňský vápenec je v bradle vršateckého hradu zastúpený veľmi podradne, čo vyniká najmä pri porovnaní so susedným bradlom Chmelová. Sčasti je to zapríčinené tektonicky (roztrhanie do šošoviek), sčasti laterálnym zastupovaním. V I. šupine do podložia (a snáď aj do strán ?) prechádza do pleťovoružových kalových vápencov s lastúrnikmi s čiernymi povlakmi; v II. šupine chýba; jeho spodnejšiu časť zastupujú červené slabokrinooidové vápence a biohermné vápence, ktoré dokumentujú silné splytčenie v oxforde. V kimeridži došlo lokálne azda až k prerušeniu sedimentácie, o čom svedčí dajka titónu v doggeri a nepriamo snáď aj neprítomnosť kimeridžu vo výplni dajok.

Biele, krémové a ružové kalové kalpionelové vápence a ružové vápence s krinoidami a brachiopódmi (lok. 6, 29, 43, 44, 45, 46 a i.)

Vek: vrchný titón. Spodnejšia časť — zóna *Crassicolaria* — 3 vzorky, vrchnejšia časť — zóna *Calpionella* v zmysle F. Allemanna et al. (1971) — 6 vzoriek.

Charakteristické, ľahko rozpoznateľné kalové, resp. mikroorganogénno-kalové vápence s lastúrovitým lomom. Makroskopicky sú v nich často viditeľné drobné lastúrniky, ktorých prímies, napriek zreteľnej pelagickej povahe tohto sedimentu, svedčí o trocha menších hĺbkach oproti kalpionelovým vápencom pieninskej alebo zliechovskej série, kde tieto lastúrniky chýbajú. Na menšie hĺbky a na občasnú činnosť vln poukazujú aj rozmyvy a intraklasty. Makroskopicky sa našiel dokonca aj drobný koral. Vzorka č. 6 pri jv. úpätí bradla predstavuje ružový vápenec s veľkými kolumnáliami krinoidov, s *Crassicolaria intermedia* (Durand Delga) a brachiopódmi *Pygope diphya* (Col.), *Nucleata bouei* (Zejszner), *Camerothyris wahlenbergi* (Zejszner), *Lacunosella moutoniformis* (Jac.—Fall.) (M. Siblík 1978). Tento by zodpovedal krinoidovo-brachiopódovým vápencom falsztynským, ide teda o spodné lysanské vrstvy K. Birkenmajera 1963, ktorý ich kladie do beriasu, ale poznamenáva, že podradne sa vyskytujú už od vrchného titónu. Z makrofosílií sa na lokalite zistila ešte *Placunopsis* aff. *tatica* Zittel (určila M. Kochanová).

Asociácia mikrofosílií je vzhode s doterajšími poznatkami. Sakkokómy tu zasahujú len do zóny *Crassicolaria*; vo vzorke z lokality 45 sa sakkokómy nachádzajú len v intraklastoch spolu s krasikoláriami, v medzernej hmote sú už krasikolárie samotné. Protoglobigeríny sa zistili tiež len v tejto zóne. V krasikolárievej zóne dominuje *Crassicolaria intermedia* (Durand Delga), podradne *C. colomi* Doben; ojedinele sa vyskytla *Tintinnopsella* cf. *carpatica* (Murgeanu et Filipescu), čo znovu poukazuje na takéto široké rozpätie tejto formy kedysi považovanej za výhradne kriedovú. V kalpionelovej zóne dominuje *Calpionella alpina* Lorenz, podradne je prítomná *Crassicolaria intermedia* (Durand Delga) — ide zrejme o podzónu *Calpionella alpina*. V jednej vzorke je *Calpionella alpina* Lorenz spolu s *Calpionella elliptica* Cadisch už aj s nanokónmi — ide o podzónu *Calpionella elliptica* (porovnaj F. Allemann—R. Catalano—F. Fares—J. Remane 1971). *Cadosina lapidosa* Vogler bola identifikovaná v krasikolárievej zóne, čo tiež neprotirečí doterajším poznatkom (K. Borza 1969). Naproti tomu sa zistila *Cadosina malmica* (Borza) v kalpionelovej zóne; autor druhu K. Borza (1969) ju uvádza len zo spodnejšieho titónu.

Mikroskopická charakteristika z 9 výbrusov: obvykle ide o biomikrit (6/9), zriedkavejšie o intrabiomikrit až dismikrit (2/9) a biopelmikrit (1/9). Najčastejšia mikrofácia je kalpionelovo-globochéťová (5/9), potom krasikolárievo-globochéťovo-sakkokómová (2/9), kalpionelovo-rádiolárieová (1/9), echinodermovo-krasikolárieová (1/9). Frekvencia organických zvyškov:

tintinidy	... 9/9	„vlákna“	... 4/9
globochéty	... 9/9	články ofiúr	... 4/9
foraminifery	... 9/9	machovky	... 3/9
kalcifikované radiolárie	... 8/9	sakkokómy	... 3/9
echinodermové články	... 7/9	ostne ježoviek	... 2/9
lastúrniky	... 6/9	fosfatické šupiny	
ostrakódy	... 6/9	a zúbky	... 2/9
juvenilné amonity	... 5/9	protoglobigeríny	... 1/9
kadosíny	... 5/9	mikroforaminifery	... 1/9
aptychy	... 5/9	nanokóny	... 1/9
gastropódy	... 5/9		

Z foraminifer sú najčastejšie hrubé *Lenticulina* sp., často navrátané vrtavými riasami, *Spirillina* sp., aglutinované foraminifery texturáriového typu, *Patellina carpatica* (Mišík) — ojedinele v tretine výbrusov. (Poznámka: Posledne menovaný druh sme opísali ako problematikum — *Campanulina carpatica* Mišík 1973. Štúdium nového lepšie zachovaného materiálu umožňuje priradiť ho k foraminiferám do rodu *Patellina*). Len v jednom prípade sa zistili protoglobigeríny a mikroforaminifery, také hojné v nižších stratigrafických horizontoch. Globochéty vrchného titónu javia maximum rozvoja, sú veľké, rozmanito tvarované; časté sú seriálne formy a formy s vláknom, ktoré by sa v niektorých prípadoch dali ľahšie pochopiť ako klíčky vychádzajúce zo zoospór, než epifitické upevňovanie na „vlákne“ — juvenilnom lastúrniku. Tieto „vlákna“ tiež silne ustupujú oproti spodnejším stratigrafickým horizontom; bývajú prítomné aj jemne rebrované formy. Okrem bežných tenkých aptychov sa vo vzorke z lokality 46 vyskytli aj hrubostenné bunečnaté *Laevaptychus* sp.

Hojne sa nachádzajú štruktúry polarity — libely (6/9), a to v dutinách spôsobených rozmyvmi, v dutinách schránok amonitov a v dutinách po vyluhovaných schránkach lastúrnikov (tab. XVII, obr. 3). Tieto zrejme aragonitové schránky boli vyluhované ešte počas sedimentácie, ale už v zatuhnutom sedimente (neprítomnosť kolapsov do vyluhovaných dutinek). Do nich sa ukladal kal niekedy aj s kalcionelami; to svedčí o prakticky súčasnej internej sedimentácii. Sediment v dutinách a na plochách rozmyvu býva peletový (drobné pelety vznikli asi aglutináciou). Vrchnú časť dutín vyplňuje mladší, číry kalcitový tmel — sparit (tab. XVII, obr. 3). Štruktúry polarity (napr. lokalita 46) ukazujú, že schránky lastúrnikov neboli uložené subparalelne s dnom, čo je dosť prekvapujúce. O podmorskou rozpúšťaní svedčia aj záživovité korózie časti intraklastov aj slabý železitý lem plôch rozmyvu; nebolo tu ovšem tak silné rozpúšťanie s tvorbou hardgroundov a s kôrami koloidov ako bolo opísané z červených vápencov keloveja-kimeridžu v predošlom texte.

Príznačná je neprítomnosť terigénnej prímеси (až na ílovitú zložku, ktorá nebola sledovaná); klastický aj autigénny kremeň v študovaných výbrusoch chýbal (zhodné pozorovanie podáva K. Birkenmajer 1958, str. 553). Dosť prekvapujúca je neprítomnosť rohovcov v tomto súvrství, keďže kalcifikované radiolárie sú tu dosť

významnou zložkou. K ich kalcifikácii dochádzalo azda ešte pri dne, pričom SiO₂ migroval do morskej vody, takže v hornine chýba (nieť tu stôp po silicifikácii úlomkov organizmov). Migrácia na väčšiu vzdialenosť je nepravdepodobná, napokon ani v podložných ani v nadložných súvrstviach nie sú rohovcové konkrécie prítomné.

Intraklasty boli častejšie len v dvoch vzorkách, tu sú združené aj s plochami rozmyvu; táto hornina má ráz drobnozrnnej „pseudobrekcie“. Časté mikrostylolity sú niekedy vyplnené červenými koloidno-disperznými minerálmi. Pyrit (limonitizovaný) v drobných kockách sa vyskytol iba raz. Bežné sú rekrystalizačné žilky (M. Mišík 1971), cez ktoré bez prerušenia prechádzajú mikrofosílie, najmä echinodermové články. Rastrované žilky boli pozorované zriedkavo.

Vrchnotitónsky sediment tvoriaci výplň neptunickej dajky bol pozorovaný iba v jednom prípade — dajka F (lokalita 1 — hrad, obr. 4 a) v bielych krinoidových vápencoch bajoku. Dajka má kombinovanú výplň keloveja-oxfordu a vrchného titónu, puklina sa teda znovu otvorila až po dlhom časovom rozmedzí. Vrchnotitónsky sediment v dajke predstavuje laminovaný mikrit so zriedkavými *Crassicolaria intermedia* (Durand—De l'ga) — tab. XIII, obr. 6. *Globochaete alpina* Lombard a *Patellina* sp., s ojedinelým zrnom klastického kremeňa 0,1 mm. Drť mikroorganizmov je sústredená takmer výhradne v kalcisiltitových laminách. Laminovaná textúra a nedostatok mikrofosílií sú špeciálnymi znakmi tohto sedimentu z výplne pukliny na rozdiel od súvekých kalpionelových vápencov. Táto neptunická dajka dokazuje, že v kimeridži až spodnejšom titóne došlo k prerušeniu sedimentácie a že aj v titóne sa uplatňovali ťahové napätia, relatívne vyzdvihovanie tohto malého areálu, sprevádzané roztváraním puklín, ktoré boli zapĺňané mladšími sedimentmi.

V samotnom vrchnom titóne (v kalpionelových vápencoch) bola zistená jedna dajka vyplnená neokómom („spišským vápencom“) v previse takmer pod hradom (lokalita 15 a, tab. XVIII, obr. 1). Jej opis je na str. 37. Transgresívny alb vytvára na kalpionelových vápencoch početné výplne kaverien, dutín, káps, avšak výplne puklín — neptunické dajky — nie sú preň také príznačné.

Ružové a sivé ružovkasté slabokrinoidové vápence (lok. 20, 23, 43, 44 a i.)

Vek: neokóm (pravdepodobne hauteriv). Úlomky kalpionelového vápenca ukazujú, že ide o sediment mladší než vrchný titón. Hedbergely, ktoré sú ojedinele prítomné vo vzorke 43 b, umožňujú približné datovanie do hauterivu, od ktorého sa začínajú objavovať (J. Salaj—O. Samuel 1966). Spofahlivejšie začlenenie bude možné až po spracovaní aglutinovaných foraminifer. K. Borza (1969, str. 17) uvádza zo susedného bradla aj berias s *Remaniella cadischiana* (Colom), *Calpionellites dadayi* Knauer a *Calpionellopsis simplex* (Colom). Najvyšším členom

czorsztynskej série sú tam ružové až svetlosivé vápence s *Nannoconus* a *Cadosina vogleri* Borza, ktoré považuje za valanž-hauteriv. O. Jendrejáková—J. Salaj (1962) opisujú z vrtoz od Mikušoviec údajný plynulý vrstevný sled czorsztynskej série z jury do cenomanu, pričom neokóm a apt majú byť reprezentované hlavne tmavosivými slieňovcami. Je však možné, že predsa išlo v tomto prípade o šupinu inej tektonickej jednotky. Podotýkame, že K. Birkenmajer (1963) uvádza ako najvyšší člen czorsztynskej série iba valanž, pričom opisuje prakticky totožné typy hornín aj z beriasu aj z valanžu. Uvedené vápence stotožnila V. Scheibnerová (1969) so spišským vápencom (teda valanž); D. Andrusov (in Andrusov—O. Fusán 1973) ich na rozdiel od tohto označuje ako lysanské (berias). K. Birkenmajer (ústne oznámenie, máj 1978) sa domnieva, že ide o lysanský vápenec, ktorého stratigrafické rozpätie tu zasahuje až do hauterivu.

Ide o intrabiomikrity (resp. litity). Drobné úlomky kalpionelových vápencov nie sú v tomto prípade syngedimentárne, ale značne staršie, takže označiť ich ako intraklastické nie je celkom vhodné. Úlomky sú vždy tmavšie — biomikrit s *Crassicolaria intermedia* (Durand-Delga) a *C. brevis* Remane — dva prípady, alebo len s *Calpionella alpina* Lorenz s globochétami — dva prípady. Medzerná hmota je svetlejšia (mikrit až mikrosparit), obsahuje echinodermové články, niekedy s dorastenými syntaxiálnymi lemami čiastočne s idiomorfným obmedzením (zonárne hroty skalenodrov), s foraminiferami (hlavne aglutinovanými — značne pestrejšia asociácia než vo vrchnom titóne — *Textularia*, *Tetrataxis*, *Opthalmidium*, zriedkavejšie hrubostenná *Lenticulina*, v jednom prípade aj *Hedbergella* sp.). Úlomky lastúrnikov bývajú niekedy i vyluhované a čiastočne vyplnené kalom (štruktúra polarity), ojedinele povlečené povlakmi mangánu. Z ostatných bývajú niekedy prítomné drobné gastropódy, úlomky brachiopódov, machoviek, ostne ježoviek, ojedinele juvenilné amonity. V jednom prípade bol v medzernej hmote neurčiteľný tintinid. Najväčšiu ťažkosť vo výbrusoch spôsobujú natoľko zotreté kontúry medzi úlomkami a medzernou hmotou, že sa nedá s istotou povedať, či v medzernej hmote nie sú kalpionely. Aj ďalšie črty sú zhodné s vrchnotitónskymi vápencami: prítomnosť plôch rozmyvov a dutiniek vyplnených sčasti peletovým sedimentom, chýbanie kremeňa, rekryštalizačné a rastrované žilky, ktoré sú zo siete kalcitových žiliek preukázateľne najstaršie (veľmi raný vznik). Mikroskopickým rozborom sa teda nedá vždy bezpečne rozhodnúť o príslušnosti k vrchnému titónu alebo k neokómu.

Z úvahy vyplýva, že vo vrchnom titóne došlo k prerušeniu sedimentácie s hiátom v beriasu a asi aj vo valanži. Vyššie pásma tintiníd, zóna *Calpionellopsis* a zóna *Calpionellites* (F. Allemann et. al. 1971) sa nevyskytujú ani v úlomkoch, ani v medzernej hmote. Nie je pravdepodobné, že by v medzernej hmote chýbali z faciálnych príčin (plytčina), keďže i tu sa v malej miere vyskytujú pelagické prvky. Uvedený hiát potvrdzuje aj nález jednej dajky v kalpionelových vápencoch (previs takmer pod hradom, lokalita 15 a), ktorú vyplňuje ružový slabokrinooidový vápenec opisovaného typu. Takisto obsahuje úlomky tmavšieho biomikritu s *Crassicolaria*

brevis Remane a *Globochaete alpina* Lombard. V svetlejšej medzernej mase dominujú echinodermové články — tiež s charakteristickými, sčasti idiomorfnými syntaxiálnymi obrubami (tab. XVIII, obr. 1) a aglutinovanými foraminiferami s *Favelloides* (?) sp., s ojedinelým zrnom kremeňa 0,25 mm so slabým náznakom laminácie.

Na spomínaných neokómskych vápencoch sa tiež našli relikty albských červených slienitých vápencov, ktoré opisovala už V. Scheibnerová (1969 str. 22—24).

Komplex titónu—neokómu nebol na priloženej mapke (obr. 1) rozčlenený. Aj keď sa z červených vápencov s veľkými kolumnáliami i s prierezmi kalichov krinoidov a častými pygopami podarilo vyzbierať a určiť brachiopódy *Camerothyris wahlenbergi* (Zejs.), *?Pygites diphyoides* (d'Orb) „*Rhynchonella*“ *agassizi* (Zejsz), aff. *moutoniformis* (Jac.—Fal. snád berias, lokalita 23, 47, M. Sibliík 1978), nepostačuje to ako podklad pre uzávery. Rozčlenenie titónsko-neokómskeho komplexu by si vyžadovalo špeciálne štúdium, aby sa dalo porovnať s výsledkami K. Birkenmajera (1963 — pozri jeho tabuľku na str. 59). Tabuľka ukazuje zložité faciálne zastupovanie a opakovanie rovnakých členov v rôznych stratigrafických úrovniach. Možno to do určitej miery spôsobuje snaha o kompromisy medzi protirečivými, dovtedy získanými údajmi.

Transgresné relikty červených slieňovcov až slienitých vápencov (lok. 5, 34, 43c a i.)

Vek: spodný alb, vrchný alb, spodný cenoman — sčasti zodpovedá vrstvám od Chmielowej (podľa K. Birkenmajera 1963). Malé transgresné zvyšky červených slieňovcov, ktoré sa nachádzajú na vršateckom bradle v kapsovitých výplniach od veľkosti 10 cm do 2 m, obsahujú prekvapujúco okrem výplne spodného albu aj výplň vrchného albu a cenomanu (podľa mikropaleontologického vyhodnotenia J. Salaja). Spodný alb transgreduje na viaceré stratigrafické horizonty.

Spodný alb s *Ticinella roberti* (Gandolfi) a *Hedbergella* aff. *infracretacea* (Glaessner) transgreduje na kelovej-oxford (nečíslovaná lokalita nad vlekcom, tab. XIX, obr. 1). Tent istý horizont transgreduje na neokómsky vápenec na lokalite 43c nad zárezom asfaltovej cesty. Túto kapsu decimetrového rozmeru opísala už V. Scheibnerová (1969, nákras obr. 1, vysvetlivka str. 23). Uvádza z nej aj hojnú rostrá belemnitov *Neohibolites minimus* Lister. Podobnú kapsu s takými istými belemnitmi sme našli aj v blízkosti lokality 45. V. Scheibnerová (1969) pripisovala však transgresii vrchnoalbský vek.

Vrchný alb s *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi) a *Hedbergella* aff. *infracretacea* (Glaessner) s hojnými menšími lastúrníkmi tvorí kapsu vyše metrového rozmeru na lokalite 5. Jeho najspodnejšia, bezprostredne transgresná časť patrí asi spodnému albu a leží na vrchnom titóne. (Poznámka: totožný horizont bezprostred-

ne transgredujúci na vrchný titón poznáme aj z lokality Lednica-hrad, tab. XVIII, obr. 2). Spodnému albu patrí tlakove deformovaná výplň asi decimetrovej kapsy v bielych krinoidových vápencoch bajoku na lokalite 1 a (obr. 4 f). Albu patrí aj časť výplne dajky G (lokalita 1, obr. 4 a) v krinoidových vápencoch bajoku (ostatok dajky predstavuje kelovejská a oxfordská výplň — tab. XVI, obr. 3).

Spodnému cenomanu s *Thalmaninella appenninnica* (Renz), (predtým *Rotalipora appenninnica*), *Thalmaninella deckei* (Franke) a *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi) patrí výplň asi metrovej kaverny na vrchnom titóne na lokalite 34 (nad vlekcom). Najspodnejšia časť výplne prináleža podľa všetkého albu, čo sme neprevereovali.

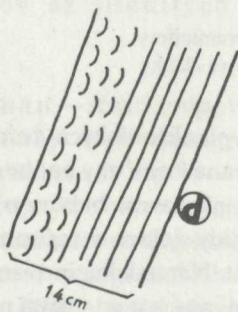
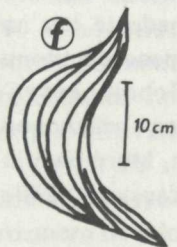
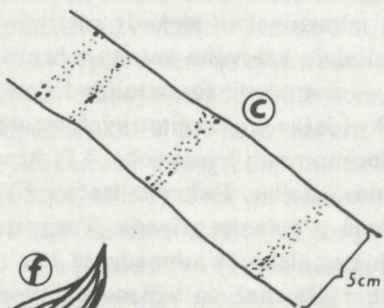
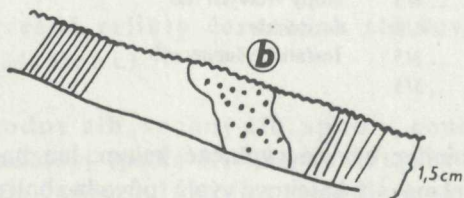
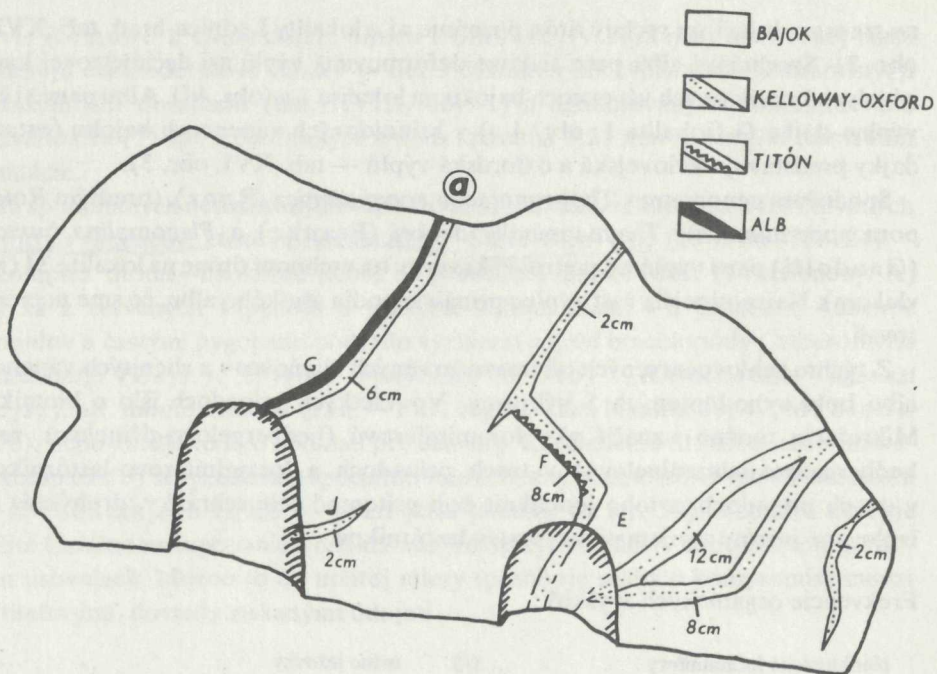
Z týchto tehlovočervených až tmavočervených slieňovcov a slienitých vápencov albu bolo vyhodnotených 5 výbrusov. Vo všetkých prípadoch išlo o biomikrit. Mikrofáciu možno označiť ako foraminiferovú (hedbergelovo-tičinelovú, resp. hedbergelovo-talmaninelovú) v troch prípadoch a foraminiferovo-lastúrnikovú v dvoch prípadoch, z toho jedenkrát boli prítomné celé schránky, druhýkrát len izolované prizmy z prizmatickej vrstvy lastúrnikov.

Frekvencie organických zvyškov:

planktonické foraminifery	... 5/5	ostne ježovky	... 2/5
aglutinované foraminifery	... 4/5	stopy víťavých rias	... 2/5
lastúrniky	... 4/5	ostrakódy	... 1/5
lagenidné foraminifery	... 3/5	fosfatické šupiny rýb	... 1/5
echinodermové články	... 3/5		

Komôrky planktonických foraminifer bývajú vyplnené kalom, len najmenšie zväčša izolované komôrky hedbergel mávajú kalcitovú výplň (pôvodne boli prázdne — vyplnené plynovou bublinou). Do tičinel a talmaninel sa niekedy sústreďujú červené koloidy železa a spôsobujú tu rekryštalizáciu kalového kalcitu v hrubšie zrnitý agregát. Náznak laminovaného zvrstvenia — sústredenie foraminifer do lamín — bol pozorovaný len vo výplni neptunickej dajky (dajka G s dvojitou výplňou albu a keloveja-oxfordu) a v deformovanej výplni decimetrovej kapsy (obr. 4 f), ktorá však môže predstavovať aj tektonicky roztrhnutú dajku. Rekryštalizačná žilka s reliktnými echinodermových článkov bola zistená v jednom prípade. Terigénna prímies mimo ílových minerálov buď úplne chýba, alebo sa obmedzuje len na ojedinelé zrná kremeňa, ktoré sú však značne väčšie než vo vápencoch titónu a neokómu (do 0,4—0,6 mm). Ojedinele bol zistený úlomok fylitu (V. Scheibnerová 1969 uvádza aj úlomok metakvarcitu). Ani drobný úlomok vápenca s vláknovou mikrofáciou na lokalite 1a nepochádza z bezprostredného podlažia, ktoré budujú krinoidové vápence. Len na lokalite 34 sú v slieňoch z výplne kapsy aj väčšie ostrohranné úlomky podlažných titónskych vápencov.

Prekvapuje, že transgresia pokryla reliéf značne postihnutý denudáciou, v ktorom



bol obnažený kelovej-oxford, vrchný titón, neokóm, prípadne aj bajok, do ktorého však slieňovce určite vnikajú v podobe dajok. Reliéf rozhodne nebol parovinový, keďže transgresné kapsy sú nielen v jv. stenách, ale aj v sv. strmých svahoch, teda na oboch krídlach bradla vršateckého hradu. Celý alb, napr. vo výplni kaverny lokality 34, musí mať značne menšiu hrúbku než 1 m (stratigrafická kondenzácia).

Tieto červené slienité vápence a slieňovce a ich mikrofacie nemajú obvyklé znaky transgresných sedimentov. Podľa silnej prevahy planktonických foraminifer by sa dali považovať skôr za pelagické sedimenty. Proti väčším hĺbkam vzniku svedčí častá, dosť hojná prítomnosť lastúrníkov, resp. priziem ich schránok, zriedkavejšie benticke foraminifery a ostne ježoviek. Prekvapuje aj zriedkavosť terigénnej prímеси a nedostatok úlomkov z bezprostredného podložia.

Pelagickú povahu týchto transgresných sedimentov by bolo možné vysvetľovať aj tak, že by sme celé vršatecké bradlo považovali za jursko-neokómsky olistolit, ktorý sklzol do hlbšieho prostredia z kordiliery. Prikláňame sa však k vysvetleniu, že tieto červené slieňovce sú sedimentom náhlej záplavy — ingresie, resp. striedania náhlych výzdvihov a ingresií. Odzrkadľujú zánik czorsztynskej kordiliery v albe až spodnom cenomane, keď sa v inej oblasti bradlového pásma začala vynárať iná kordiliera — kordiliera pieninská.

Neptunické dajky

Vo vrcholovej časti vršateckého hradu a v bezprostrednom okolí boli zistené početné neptunické dajky (sedimentárne žily, výplne puklín mladšími sedimentmi — „Spaltenfüllung“), ktoré prenikajú cez tieto štyri stratigrafické členy:

1. Biele, podradne ružovkasté vápence bajoku (lokality 1, A-H, 14, 27, 28, 35) — najčastejší prípad. Červená výplň dajok patrí keloveju—oxfordu (oxford dokázaný brachiopódmí), zriedkavo aj titónu a albu. Tieto vápence preniká aj ojedinelá dajka neznámeho veku, preplnená juvenilnými amonitmi na lokalite 11 (tab. XVII, obr. 2).

2. Tmavosivé krinoidovo-machokovo-serpulové vápence bajoku—batu v sedle

Obr. 4 Náčrty niektorých neptunických dajok: a — skalný podklad vonkajšej sv. steny vrcholovej časti hradu, lok. 1. Dajka F s dvojistou výplňou kelovej—oxford + vrchný titón, dajka G kelovej—oxford + alb. Dajky prenikajú krinoidovými vápencami bajoku; b, c — príklady dajok s miernym úklonom, s lamináciou a šmuhami detritu krinoidových článkov orientovanými kolmo na priebeh dajky (zriedkavý prípad — pôvodne išlo o vertikálne pukliny); d — príklad dajky so strmým úklonom, laminácia a vrstvička lumachelového vápenca je zhodná s priebehom dajky (častý prípad, pôvodne subhorizontálna puklina alebo vrstevná špára); e — rífová brekcia prenikaná neptunickou dajkou na lok. 8. 1 — úlomky bieleho biohermného vápenca s koralmi, 2 — červenkastý slienitý tmel brekcie, 3 — neptunická dajka so zložitou výplňou — detail (viď na tab. XV, obr. 2); f — deformovaná výplň kapsy slienitého vápenca albu v krinoidových vápencoch bajoku, proti jz. stene vrcholovej časti hradu.

medzi oboma časťami hradu — lokalita 2. Preniká ich sivá dajka, laminovaný piesčitý pelsparit-mikrit s foraminiferami a ostrakódmi (tab. XIV, obr. 2). Vek neistý, pravdepodobne tiež kelovej-oxford.

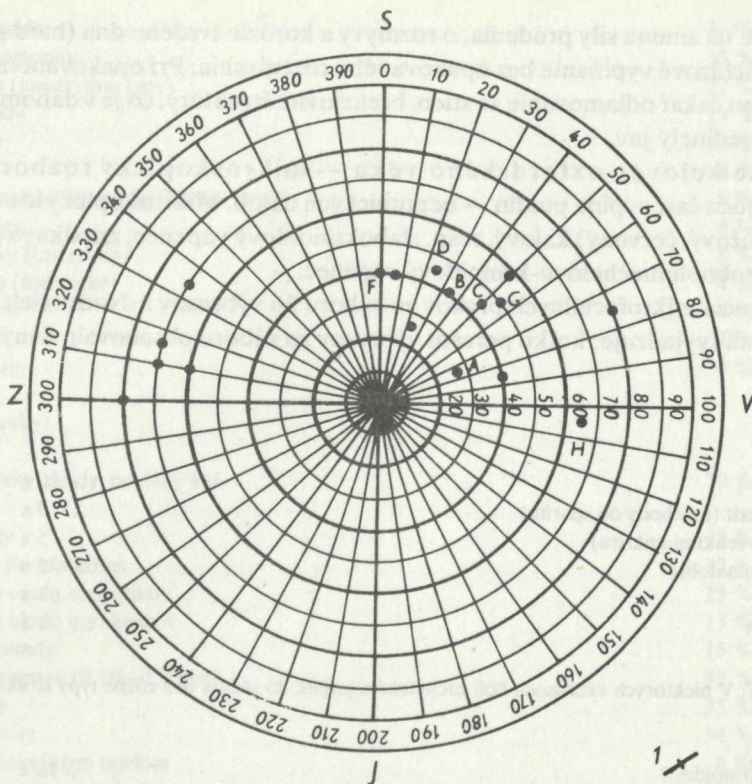
3. Ružové pribiohermné vápence s ojedinelými koralmi—oxford (lokalita 3) rífová brekcia — oxford (lokalita 8), prenikané dajkami s červenou vápencovou výplňou — oxford (pravdepodobne vrchný).

4. Sivoružovkastý kalpionelový vápenec — vrchný titón. Výplň dajky na lokalite 15 je ružová a patrí neokómu, na lokalite 5 červená, patrí albu. Albské slieňovce zriedka tvoria dajky (teda výplň roztvorených puklín), ale hojne vyplňajú kapsy a kaverny.

Priestorová orientácia dajok. Väčšina dajok sa koncentruje v okolí hradu (obr. 1 A, obr. 4, tab. III, obr. 1, 2, tab. IV, obr. 1). Ich červeň nápadne kontrastuje s bielymi skalnými stenami krinoidových vápencov bajoku. Makroskopicky môžeme ich výplň určiť ako ružovú a červenú kalový vápenec, niekedy slabokrinooidový alebo drobnolumachelový vápenec. Ich hrúbka v nádvorí vrcholu hradu kolíše od 2 do 27 cm, priemer je okolo 8 cm. Najhrubšia dajka v zvislej skalnej stene pod hradom presahuje 1 m (tab. III, obr. 1). Väčšina dajok (teda niekdajších puklín) klesá k ssv. pod uhlom najčastejšie medzi 40—60° (rozptyl od 25—80° — pozri obr. 5). Bradlo je pretiahnuté v smere SV—JZ, teda väčšina puklín je zhruba kolmá k priebehu vrstiev. Z dajok A—H (šťasti obr. 1 a) boli odobraté orientované vzorky na výbrus, väčšinou 2—3 naprieč dajky, keďže výplň sa už makroskopicky javila ako nehomogénna. Niekedy bolo aj v rámci jedného výbrusu zachytených viacero generácií výplne, maximálne ich bolo zistené päť; boli navzájom oddelené drobnými tvrdými dnami (hard ground) a rozmyvmi.

Makrofosílie v dajkách. Z makrofosílií boli v dajke C zistené brachiopódy; podľa spracovania M. Siblíka (1978) ide o *Septocrurella sanctaclarae* (Roemer), *Monticlarella striocincta* (Quenst.) a *Lacunosella* aff. *monsalvensis* (Gill); čo dokazuje oxfordský vek. Ojedinele boli zistené aj v dajke E — *Monticlarella striocincta* (Quenst.) a v dajke H — *Septocrurella sanctaclarae* (Roemer) a *Nucleata rupicola* (Zitt.). Inak sa z makrofauny vyskytujú len drobné korodované lastúrniky s mangánovými povlakmi (drobnolumachelovo-krinooidový vápenec) a väčšie kolumnálie krinoidov. V dajke na lokalite 28 sa našli aj rostrá belemnity a zle zachované schránky amonitov, ktorý J. Pevný určil ako *Macrocephallites* (?) sp. a *Pseudopeltoceras* (?) sp., čo by poukazovalo na kelovej. Dajka z lokality 11 obsahuje lumachelu z drobných amonitov.

Zvrstvenie výplne dajok. V komplexe masívnych bielych krinoidových vápencov bajoku v oblasti hradu nemožno zmerať smer a sklon, avšak z celkovej pozície je zrejmé, že ide o súvrstvie takmer vztýčené. V niektorých dajkách, ktoré ich prenikajú, dá sa zistiť vrstevnatosť — laminácia, niekedy sa dá vyvodiť aj z výbrusu zo subparalelného usporiadania „vlákien“ alebo z geopetálnych štruktúr. Väčšinou prevláda strmý úklon vrstevnatosti, avšak rozptyl je značný — 40 až 70°. U strmšie



Obr. 5 Smery úklonu a sklony neptunických dajok (sústava puklín — rozsádlín vytvorených v jure a vyplnených mladšími sedimentmi), 1 — smer vrstiev, uloženie takmer vertikálne, vztýčené, 2 — najčastejší smer a sklon neptunických dajok (zacelených puklín).

uklonených dajok je laminácia takmer paralelná s priebehom dajky (napr. lokalita 27, obr. 4 d), mierne uklonené dajky (napr. C-3 a obr. 4 b, c) majú náznak vrstevnatosti takmer kolmej k priebehu dajky. Kritériá polarity ukazujú na uklonenie súvrstvia asi o 70° . Zo značného rozptylu sklonu vrstevnatosti v dajkách dali by sa vyvodíť rôzne sklony blokov spôsobené rozpukaním pri vykleňovaní pred titónom. Skôr však možno uvažovať o tom, že sú merania miestami skreslené šikmým zvrstvením (napr. dajka C-3, lokalita 2, lokalita 8 s uhlom zisteného šikmého zvrstvenia až 20°). V laminovaných dutinách batsko-keľovejských vápencov bolo nájdené šikmé zvrstvenie s uhlom až 40° (tab. VII, obr. 1). Treba počítať aj s primárnymi úklonmi zvrstvenia v zložitej sústave puklín v zložitom hydraulickom systéme. Opakované roztváranie a vyplňovanie trhlín môže tiež vzbudiť dojem „pseudovrstevnatosti“ zhodnej s priebehom dajky. Takýto proces sa zrejme odohral na dajke F (kombinovaná výplň keľoveja-oxfordu + titónu) a dajke G (výplň keľovej-oxford + alb), zreteľne sú aj na ďalších dajkách, napr. C a D. Preto merané laminácie boli mikroskopicky preverované, či ide skutočne o vytváranie vrstevnatost-

ti, viazané na zmenu sily prúdenia, o rozmyvy a korózie tvrdého dna (hard ground), teda o viacfázové vypĺňanie bez opakovaného roztvárania. Pri opakovanom roztváraní možno čakať odlamovanie zo stien, brekciovité štruktúry, čo je v danom objekte celkom ojedinelý jav.

Výplne kelovej-oxfordského veku — mikroskopický rozbor. Tvoria prevládajúcu časť výplne puklín — neptunických dajok. Mikroskopicky ide o ružový (fialovoručový, červený) kalový, resp. slabokrinooidový vápenec, zriedkavo o svetloružový drobnolumachelovo-krinooidový vápenec.

Frekvencia mikrofaciálnych prvkov zo súboru 26 výbrusov z dvadsiatich dajok je nasledovná (vyjadruje, koľko percent výbrusov zo súboru obsahovalo daný prvok) :

Štruktúra :

biomikrit	... 20 x	20/26
intrabiomikrit (prechody do sparitu)	... 5 x	5/26
biosparit (s reliktnými mikritu)	... 5 x	5/26
biolitit (stromatolit)	... 2 x	2/26
intramikrit	... 1 x	1/26
pelbiosparit	... 1 x	1/26

(Poznámka : V niektorých výbrusoch boli zachytené a pojaté do súčtov dva rôzne typy štruktúr).

Mikrofacia :

vláknovo-krinooidová	... 10 x	10/26
vláknová	... 7 x	7/26
krinooidovo-lastúrniková	... 5 x	5/26
krinooidovo-foraminiferová	... 1 x	1/26
protoglobigerínovo-gastropódová	... 1 x	1/26
krinooidovo-juv. amonitová	... 1 x	1/26
vláknovo-protoglobigerínová	... 1 x	1/26

Organické zvyšky :

echinodermové (krinooidové články)	... 100 %	26/26
foraminifery (vcelku)	... 100 %	26/26
z toho :		
<i>Tetrataxis</i> sp.	... 65 %	17/26
<i>Lenticulina</i> sp.	... 65 %	17/26
protoglobigeríny	... 27 %	7/26
„vlákna“ (juvenilné lastúrniky)	... 85 %	22/26
lastúrniky s hrubšou schránkou	... 62 %	16/26
„mikroforaminifery“	... 58 %	15/26
<i>Globochaete alpina</i>	... 54 %	14/26
ostrakódy	... 54 %	14/26
stopy vŕtavých rias	... 50 %	13/26
gastropódy (drobné)	... 38 %	10/26

ostne ježoviek	...	38 %	10/26
juvenilné amonity	...	35 %	9/26
machovky (uniseriálne typy)	...	27 %	7/26
brachiopódy	...	19 %	5/26
ryncholity	...	15 %	4/26
aptychy	...	8 %	2/26
kalcifikované silicispongie (hlavne raxy)	...	8 %	2/26
stromatolity	...	8 %	2/26
rybie zúbky (fosfatické)	...	8 %	2/26
šupiny rýb (fosfatické)	...	4 %	1/26
články ofiúr	...	4 %	1/26
serpuly	...	4 %	1/26
<i>Cadosina</i> sp.	...	4 %	1/26

Ostatné prvky:

Fe-Mn-kôrky, ooidy, povlaky atď.	...	70 %	18/26
z toho:			
Fe-ooidy	...	42 %	11/26
úlomky Fe-Mn kôrok	...	27 %	7/26
povlaky okolo lastúrníkov	...	23 %	6/26
povlaky okolo intraklastov	...	15 %	4/26
hard groundy	...	15 %	4/26
klastický kremeň (0,10—1,0 mm)	...	92 %	24/26
intraklasty	...	35 %	9/26
mikrostylolity	...	54 %	14/26
dutinky s iniciálnym tmelom	...	8 %	2/26
laminácia (resp. náznaky)	...	23 %	6/26
rekryštalizačné žilky	...	12 %	3/26

Najčastejším typom je teda vláknovo-krinoidový biomikrit, resp. intrabiomikrit. „Vláčna“ (schránky juvenilných lastúrníkov označovaných ako *Posidonia*, novšie ako *Bositra buchi* (Roemer) sú často poprehýbané, so syntaxiálnymi výrastkami typu („dog-teeth“). Zriedkavo sú subparalelné, väčšinou neorientované, premenlivého smeru (pravdepodobne sediment premiesnený pri stekaní). Echinodermové články bývajú často korodované.

Príznačné sú korózie najmä na lastúrníkoch. V drobnolumachelovom vápenci (napr. dajka B-2, C-1, F-1, 28) sú železito-mangánové povlaky na lastúrníkoch už makroskopicky viditeľné, čiastočne pripomínajú vzhľad rogožnickej brekcie. Časť lastúr bola úplne rozpustená, je viditeľná len v podobe fantómov so zubovitými obrysami. Zrejme po prvej koróznej fáze boli korodované lastúry pokryté povlakmi železito-mangánových hydroxidov a v druhej fáze úplne vyluhované. Dutinky po vyluhovaných lastúrníkoch sa zaplnili rovnakým kalom, aký tvorí medzernú hmotu. Bývalé lastúrníky sú potom poznateľné len podľa spomínaných povlakov. V niekto-

rých prípadoch je agregát kalcitu v schránke trocha hrubozrnnejší a červenší než medzerná hmota — ide teda o rekryštalizáciu kalcitu pod vplyvom koloidov.

Z foraminifer najpríznačnejší je rod *Tetrataxis* (tab. XIII, obr. 4, 5), ďalej hrubšia *Lenticulina* sp. (časté sú polámané exempláre), menej protoglobigeríny (tab. XVI, obr. 1), *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp., *Ophthalmidium* sp. (tab. XIII, obr. 8). Menej sa vyskytujú sesilne foraminifery na intraklastoch a na korodovanom tvrdom dne (tab. XVI, obr. 2). Sú sčasti analogické s „mikrorífmí“ sesilných foraminifer z hallštattských vápencov, ktoré opisuje J. Wendt (1969).

Hoci bentické prvky celkove prevládajú, planktonicko-pelagické prvky sú tiež prítomné (juvenilné amonity, globochéty, protoglobigeríny, aptychy, ryncholity — tab. XIII, obr. 9, tab. XIV, obr. 1, rybie zúbky a šupiny, asi časť ostrakód a juvenilné lastúrniky — „vlákna“).

Klastický kremeň je vždy prítomný, ale iba v ojedinelých zrnách veľkosti 0,10—1,0 mm, okrem výnimiek nepresahuje maximálnu hodnotu 0,25 mm v jednotlivom výbruse. Z negatívnych znakov možno spomenúť úplné chýbanie prejavov silicifikácie (chalcedónu, autigénneho kremeňa).

Kondenzovaná sedimentácia sa prejavuje koróznymi účinkami, zvlášť výrazne na lastúrnikoch. Dost časté sú mikrokonkrécie — ooidy železa (tab. XIII, obr. 1) a úlomky kôrok — povlakov tvrdého dna (hard ground) tab. XIII, obr. 2, tab. XV, obr. 1). Zriedkavo boli zachytené vo výbrusoch aj korodované tvrdé dná hrúbky 1—2 mm. Bývajú pokryté hrboľkatými povlakmi koloidov, ojedinele aj sesilnými foraminiferami (tab. XVI, obr. 2). Sýtosť hnedočierneho zafarbenia tvrdého dna (hard ground) slabne smerom k podkladu, čo umožňuje určiť polaritu (geopetálne štruktúry). Niekedy sú povlaky železito-mangánových hydroxidov prítomné len okolo niektorých intraklastov, alebo niektorých lastúrnikov, echinodermových článkov; to ukazuje na pretransportovanie týchto alochémov do prostredia, v ktorom sa tieto povlaky netvoría.

Otázka veku výplne. Keďže dajky s touto výplňou prenikajú aj ružovými pribiohermnými vápencami kelovejsko-oxfordského veku, kladieme aj tu opisované výplne do keloveja-oxfordu, najčastejšie ide o vrchný oxford (oxford je doložený brachiopódmi z troch dajok; slabo zachované amonity z jednej dajky ukazujú na kelovej — pozri str. 32). Vlákňové mikrofácie sú podľa K. Borzu (1969) v bradlovom pásme príznačné pre bat až stredný kimeridž, protoglobigeríny sa podľa neho vyskytujú v rozmedzí kelovej-kimeridž. Úplná neprítomnosť sakkokóm a tintiníd indikuje predkimeridžský vek týchto neptunických dajok.

Viaceré generácie výplne. Krinoidovo-lastúrniková mikrofácia (drobnolumachelový vápenec) sa javí mladšou ako mikrofácia vlákňová (dajka B-2, C-1), a to podľa intraklastov. Podobne krinoidovo-juvenilná amonitová mikrofácia s protoglobigerínami sa javí mladšou než vlákňovo-krinoidová (dajka D-2), a to na základe vytvorenia tvrdého dna (hard ground). V dajke na lokalite 3 sú zase intraklasty protoglobigerínovo-gastropódovej mikrofácie vo vlákňovej (vlákňová

mikrofácia je mladšia). Je teda možné, že ide len o vložky — epizódy — v priebežnej vláknovej mikrofácii, a preto sa neodvažujeme stanoviť sukcesiu jednotlivých generácií výplne.

Výplň titónskeho veku sa zistila ojedinele v dajke F (obr. 4 a), ktorá má ostatok výplne z keloveja-oxfordu. Titónsku výplň predstavuje ružový kalový vápenec jemne laminovaný (mikrit s tenkými kalcisiltovými laminami). Mikroorganické zvyšky sú zriedkavé: echinodermové články, niekoľko exemplárov *Crassicolaria intermedia* (Durand Delga) — tab. XIII, obr. 6, ojedinele *Gobochaete alpina* Lombard, foraminifera *Patellina* sp., celkom ojedinelý klastický kremeň do 0,10 mm. Ide o spodnú časť vrchného titónu, o krassikoláriovú zónu. Od bežných titónskych vápencov sa líši zriedkavosťou mikroorganizmov a laminovanou textúrou. Na časté laminované zvrstvenie v dajkách upozorňuje aj W. Schlager (1969); vysvetľuje ho prerušovaným naplavovaním do pukliny, zatiaľ čo synchronne povrchové sedimenty v dôsledku nepretržitého usadzovania takúto lamináciu postrádajú.

Výplň albského veku sa zistila ojedinele v dajke G (obr. 4 a), ktorej spodnejšia časť má výplň z keloveja-oxfordu. Albskú výplň predstavuje tehlovočervený slienitý vápenec (biomikrit) s hojnou *Hedbergella* aff. *infracretacea* (Gandolfi) a *Ticinella roberti* (Gandolfi). Drť foraminifer je vo veľkej prevahe, celé schránky sú zriedkavé. Styk s výplňou keloveja-oxfordu je nerovný, bez povlakov železito-mangánových hydroxidov (tab. XVI, obr. 3), čo svedčí o tom, že sa puklina rýchlo zaplnila. Väčšie úlomky schránok z kelovejsko-oxfordského vápenca vyčnievajú do albskej výplne; to poukazuje na rozpúšťanie pri súčasnom vymývaní nerozpustného zvyšku.

Výplň neokómskeho veku. Bola zistená ojedinele v dajke, ktorá na rozdiel od predošlých preniká titónskymi kalpionelovými vápencami (lokalita 15 a, tab. XVIII, obr. 1). Výplň tvorí ružový slabokrinooidový vápenec, biomikrit až kalklitit s hojnými úlomkami sivého vápenca obsahujúcimi *Crassicolaria brevis* Remane a *Gobochaete alpina* Lombard.. V medzernej mase okrem echinodermových článkov sú foraminifery, hlavne aglutinované, ojedinele lastúrniky a rybí zubok. Obsahuje ojedinelé zrno kremeňa (0,25 mm) a má slabé náznaky laminácie. Uvedená výplň zodpovedá neokómskemu vápencu (snáď spišskému vápencu?).

Vzájomné prieniky dajok. K opätovnému roztváraniu puklín dochádzalo takmer vždy na okraji dajky, na jej styku s okolnou horninou a len ojedinele sa prasklina utvorila uprostred výplne (napr. dajka D). I dnes je styk dajok s okolnou horninou dishomogénnou plochou, takže výplň dajky sa odlupuje a nie je možné zhotoviť výbrus zo styku dajky a okolnej horniny. Zdanlivé pretínania dajok vo vrcholovej časti hradu ukazujú pri analýze súveku výplň; išlo o súčasnú výplň skalného komplexu rozpukaného do blokov. Drobné navzájom sa pretínajúce dajky sa zistili len na lokalite 8 a 28. Napr. na lokalite 8 preniká 3 cm hrubá neptunická žilka cez rífovú brekciu oxfordu. Dajka má štyri generácie výplne oddelené

mikrostyolitickými stykmi : a) sivý mikrit s nevýraznou šikmou lamináciou — 2 mm ; 2) mikrit bez laminácie s ojedinelými „vláknami“ c) ružový vláknový biomikrit bohatý na alochémy („packed biomicrite“) s foraminiferami, echinodermovými článkami atď., so železitými ooidami a úlomkami kôrok ; d) vláknitý biomikrit. Priečna mikrodajka porušuje vrstvičky c) a d) (tab. XV, obr. 2). Puklina mikrodajky bola sprvu vystlaná iniciálnym kalcitovým tmelom a až neskôr vyplnená kalom (mikritom).

Interpretácia. Opisované neptunické dajky prenikajú viacerými súvrstviami a majú výplň z viacerých časových úrovní (viď nasledujúci diagram).

Prehľad dajok

Prenikane súvrstvie	Výplň dajok			
	alb	neokóm (asi hauteriv)	vrchný titón	kelovej-oxford
neokóm (asi hauteriv)	+			
vrchný titón (kalpionelové vápence)	+	+		
kelovej-oxford (ružové vápence s ojedín. koralmi)	+			+
bajok (biele krinoidové vápence)	+		+	+

Poznámka : zistené prípady sú označené znamienkom +.

Z toho vidno, že oblasť okolia vršateckého hradu mala dlhodobú tendenciu vykleňovať sa (pred kelovej-oxfordom, pred vrchným titónom, pred neokómom, pred albom). Vykleňovanie bolo doprevádzané opakovaným roztváraním puklín (k rozpučaniu došlo prvýkrát v kelovej), tieto sa vyplňali, a tak vznikali neptunické dajky. Znovuotváranie puklín a vytváranie nových otvorených puklín po oxforde bolo už zriedkavé. Vynorenie skúmaného územia možno bezpečne preukázať len medzi spodnejším neokómom a albom, možné je aj pred oxfordom a pred vrchným titónom. Pukliny — rozsadliny sa, pravda, mohli vytvárať aj pod morskou hladinou a prenikať aj cez viacero súvrství, podobne, ako napr. dajky vrchného sevatu prenikajú spodnejším norikom až do ladinského súvrstvia pri Silickej Brezovej (H. Kozur—R. Mock 1973).

Tektonika bradla vršateckého hradu

Zo série profilov (obr. 2) vysvitá, že v bradle vršateckého hradu sú zastúpené dve až tri šupiny jury a spodnej kriedy; tieto reprezentujú dva rôzne typy czorsztynskej série (so susedným bradlom Chmelová, ktoré je oddelené depresiou liasových slieňov, sú to až štyri šupiny jury a spodnej kriedy, v bezprostrednom styku bez obalu kriedových slieňov).

V severnej časti je postupnosť takáto: I. šupina od spodu má prevrátený vrstevný sled s týmito členmi: a) pleťovoružové kalové vápence so železito-mangánovými povlakmi na lastúrnikoch — oxford; b) czorsztynsky hľuznatý vápenec — kimeridž; c) ružovkastý kalpionelový vápenec — titón; d) červený slabokrinooidový vápenec s *Pygope* — titón až neokóm. V susedstve bradla nadväzuje takisto v prevrátenom slede súvrstvie pestrých slieňovcov strednej a vrchnej kriedy (viď V. Scheibnerová 1969, D. Andrusov—O. Samuel 1973). II. šupina s normálnym vrstevným sledom ale tiež so strmým upadáním vrstiev obsahuje: a) biele krinooidové vápence — bajok; b) fialovočervené drobnokrinooidové vápence s bochníkovitým vyvetrávaním — bat; c) ružové slabokrinooidové vápence s laminovanými dutinkami a evinospongiami — bat-kelovej; d) ružové pribiohermné vápence s dutinkami a ojedinelými koralmi — kelovej-oxford; e) svetlosivé biohermné vápence s koralmi a vápnitými hubkami — oxford (vršatecké vápence).

V južnej časti, v profile prechádzajúcom cez vršatecký hrad, je tektonický styk medzi oboma šupinami zvlášť zreteľný, lebo titónske kalpionelové vápence sa tektonicky stýkajú s bielymi krinooidovými vápencami bajoku. S bajokom sa stýkajú pribiohermné vápence oxfordu. Potom nasledujú ešte raz biele krinooidové vápence a červenkasté slabokrinooidové vápence s „evinospongiami“; ide o tretiu šupinu. Datovanie vzniku šupinovej stavby priamo z tohto bradla nie je možné, akiste ide o pospodnokriedové šupiny.

Prejavom synsedimentárnej tektoniky je rozpukanie a vytváranie rozsadlín, ktoré sú vyplnené sedimentmi, hlavne oxfordu. Rozpukávanie postihlo červené pribiohermné vápence kelovej-oxfordu a podložné biele krinooidové vápence bajoku-batu (v týchto pukliny sa vytvárali azda už v kelovej). Dajky sú orientované hlavne v smere VJV — ZSZ, teda zhruba kolmo na priebeh vrstiev. Výskyt týchto dajok sa sústreďuje do oblasti vršateckého hradu — do susedstva oxfordského biohermného telesa. Obvyklé vysvetlenie pre takého neptunické dajky je synsedimentárne vykleňovanie postihnutého územia. Sotva je pravdepodobné také vysvetlenie, že pri tomto rozpukaní v smere kolmom na karpatskú zonárnosť mohlo spolupôsobiť zaťaženie bezprostredne susednej oblasti biohermným telesom až do 30 m hrúbky. Neskôr sa pukliny ešte ojedinele roztvárali vo vrchnom titóne a pred albom. Podobná zložitá synsedimentárna zlomová tektonika je známa napr. z jury na Sicílii (J. Wendt 1965).

V svojej klasifikácii bradiel D. Andrusov—E. Scheibner (1968, str. 98, obr.

6) vyčlenili osobitný vršatecký podtyp, ktorý sa má vyznačovať iba stratigrafickým hiátom na styku rigidných a plastických súvrství. A. Tollmann (1973, str. 303) mieni, že ich podtypy, rudinský a vršatecký, patria vlastne k takzvaným zdanlivým bradlám („Scheinklippen“) — a tektonické bradlá s normálnym vrstevným sledom, z ktorého sú iba vypreparované odolnejšie členy). Profily cez czorsztyńskú skupinu vršateckých bradiel ukazujú, že tieto určite patria typickým bradlám pieninského typu podľa D. Andrusova—E. Scheibnera, čo je to isté ako „Durchspiesungsklippen“ A. Tollmanna. V zhode s A. Tollmannom sa však domnievam, že odlišovanie osobitného „vršateckého podtypu“ od pieninského podtypu (D. Andrusov—E. Scheibner 1968, str. 94, 98) nie je vhodné. Morfológické rozhranie „bradla“ a „obalu“ nereprezentuje plochu hiátu medzi neokómom a albom; albské vápence tvoria len drobné denudačné zvyšky, ktoré sú zväčša ešte súčasťou bradla v morfológickom zmysle; obmedzenie bradla je výrazne tektonické — s titónom a neokómom sa stýkajú rôzne členy strednej, prípadne aj vrchnej kriedy. Pri opisovaní jednotlivých bradiel je lepšie brať termín bradlo v morfológickom zmysle. Nami opisované bradlo vršateckého hradu sa na SZ stýka v tektonickej diskordancii so slieňmi liasu a aalenu, na ktorých je vyhlbená depresia („pseudo-obal“). Toto súvrstvie je súčasťou susedného bradla Chvalová (bradla v morfológickom zmysle). Obe bradlá dohromady tvoria spoločnú šošovku, v ktorej sú až štyri šupiny jursko-spodnokriedových členov.

Ako bolo v úvode poznamenané, K. Birkenmajer (1963, str. 104, tab. 4) vyčlenil až 11 typov czorsztyńskej série. Skúmaný objekt nie je možné porovnať so žiadnym z nich. Podstatným rozdielom je prítomnosť biohermných vápencov oxfordu (vršateckých vápencov), červených slabokrinooidových (nehľuznatých) vápencov bat—keloveja, neptunických dajok s vrchnodoggerskou-spodnomalmskou výplňou. Tento typ (vývoj) czorsztyńskej série nazývame typom vršateckého hradu. Redukovaným zastúpením czorsztyńských vápencov s hiátmi v strednej jure azda najbližšie stojí typu Rogoźnik-severnejšie pásmo.

Záver

Prínos klitológie a mikrofaciám

Boli opísané hojné neptunické dajky s výplňami zo štyroch časových úrovní, prenikajúce cez tri stratigrafické členy jury. Dutinky z pribiohermných a biohermných hornín batu až oxfordu majú často iniciálny tmel, viaceré generácie výplne, lamináciu, šikmé zvrstvenie a špeciálnu mikrofaunu. Stopy submarinnej solúcie sa zistili z oxfordu a kimeridžu — mikrokonkrécie železito-mangánové, korózie a povlaky na lastúrnikoch, na intraklastoch, úlomky kôrok, drobné krátkodobé tvrdé dná (hard ground). Boli opísané evinospongiové štruktúry a stromatolity z batu až oxfordu, doteraz z týchto stratigrafických úrovní v československých Karpatoch

neuvádzané. Poukázali sme na pravidelnú prítomnosť „mikroforaminifer“ a uniseriálnych machoviek v doggeri—malme, na príznačnú asociáciu *Tetrataxis*—*Ophalimidium* v bate—oxforde. Prvýkrát bola zistená *Gemeridella minuta* Borza et Mišík v tomto stratigrafickom člene. Zmienku si zasluhuje prítomnosť ryncholitov vo výplni dajok keloveja—oxfordu, vápnité hubky *Inozoa* a riasa *Verticillodesmis clavaeformis* Dragastan et Mišík, opísané z tunajších biohermných vápencov oxfordu. *Cadosina malmica* Borza bola zistená vo vrchnom titóne (doteraz uvádzaná len zo spodného titónu). Nápadné je chýbanie rohovcov a akýchkoľvek silicifikačných javov v pribiohermnom a biohermnom vývoji keloveja—oxfordu, hoci kalcifikované silicispongie hlavne raxy sú tu bežné; podobne chýbajú rohovce v kalpionelových vápencoch, kde sa hojne vyskytujú kalcifikované rádiolárie (ku kalcifikácii došlo podľa tohto ešte na morskom dne). V tunajšom vrstevnom slede kadosíny sa začínajú uplatňovať od oxfordu, protoglobigeríny od keloveja, sakkokómy končia v krasikolárievej zóne. Klastická prímes kremeňa je hojná len miestami v bielych krinoidových vápencoch bajoku (valúniky žilného kremeňa do 1 cm), avšak zriedkavé zná kremeňa sa vyskytujú vo výbrusoch všetkých stratigrafických členov okrem kalpionelových vápencov. Okrem kremeňa ojedinele bol prítomný ortoklas (mikroklín, pertit), biotit, muskovit, z akcesórií granát, zirkón, turmalín, epidot, rutil — vcelku asi ide o znos z granitoidných hornín; v krinoidových vápencoch sú bežné aj žltkasté úlomky kalcifikovaného (dedolomitizovaného) dolomitu. Napriek tomu, že chýba klastický kremeň, majú kalpionelové vápence czorsztynskej série niektoré plytkovodnejšie znaky, na rozdiel od kalpionelových vápencov iných sérií Západných Karpát: drobné rozmyvy, intraklasty, časté lastúrniky, polárne výplne dutiniek od vylúhovaných väčších schránok.

Prínosy k stratigrafii a paleogeografii

Podľa lastúrnikov bol stanovený vek bielych biohermných vápencov s koralmi a vápnitými hubkami na oxford ako nový biohermný horizont pre Západné Karpaty. Na základe brachiopódov a lastúrnikov sa stanovil batský až kelovejský vek ružových slabokrinoidových vápencov s evinospongiami, ako aj kelovejský až oxfordský vek ružových pribiohermných vápencov s ojedinelými koralmi. Bol vyčlenený ďalší typ czorsztynskej série — typ vršateckého hradu s biohermnými vápencami v oxforde (nová stratigrafická jednotka, nazvaná vršatecké vápence), s častými hiátmi a neptunickými dajkami. Poukázali sme na výhodné využitie dajok pre vypracovanie stratigrafie jednotlivých bradiel, keďže sú tu časté tektonické redukcie a aj stratigrafické rozhrania bývajú dodatočne tektonizované. Boli dokumentované početné hiáty a značná erózia pred albom (hlavne počas aptu). Alb spočíva na bate, na keloveji až oxforde, na vrchnom titóne, na neokóme; na všetkých týchto členoch vyplňa menšie prehĺbeniny — kapsy a vniká do nich aj v podobe dajok. Transgresia sa odohrala v spodnom albe. Bola náhla, a z hľadiska nasadenia

Stratigrafická schéma bradla vršateckého hradu

	II. šupina		I. šupina	
alb			červené slieňovce a slien. váp. s <i>Thalm. ticinensis</i> s <i>Ticinella roberti</i>	
apt			hiát	
neokóm			ružovkasté slabokrinooidové vápence s úlomkami kalpionelových vápencov (asi hauterive) hiát	
titón			ružové a biele kalpionelové vápence s <i>Calp.</i> s <i>Crassicolaria</i>	červené slabokrin. váp. s <i>Pygope</i>
kimeridž			červený hľuznatý vápenec czorsztyňský so <i>Saccocoma</i> s protoglobigerínami	
oxford	pribiohermné ružové a sivé váp. s ojedinelými koralmi	nadložie neprítomné (tektonický styk)	biele biohermné vápence s koralmi a váp. hubkami	pleťovoružové kalové váp. s last. a Mn-Fe povlakmi
kelovej	ružové slabokrinooidové nevrstevnaté vápence s laminovanými výplňami dutiniek a evinospongiami		podložie neprítomné (tektonický styk)	
bat	fialovoružové drobnokrinooidové váp. s bochníkovitým vyvetrávaním			
bajok	biele a ružovkasté krinooidové vápence (biosparity), ojedinele s rohovcami			

Vývoj sedimentácie

Alb	ingresia (s pelagickou sedimentáciou) na erodovaný povrch, v malej miere vyplňanie roztvorených puklín,
Neokóm	plytké neritikum, miestami účinky prúdu; prerušenie sedimentácie (lokálne snád vynorenie) pred neokómom, ojedinelé roztváranie puklín v dne, všeobecné vynorenie po neokóme,
Vrchný titón	hlbšie neritikum bez prínosu terigénneho materiálu (okrem ílu), ojedinele roztváranie puklín,
Kimeridž—spodný titón	kondenzovaná sedimentácia, podmorské hiáty, takmer bez prínosu terigénneho materiálu okrem ílu (bez rozpukávania dna),
Oxford	ďalšie splytčenie, biohermná sedimentácia v litoráli, miestami snád až vynorenie; podradne prímes terigénneho materiálu aleuritovej veľkosti, mimo biohermy submarinná solúcia; intenzívne rozpukávanie dna a vyplňovanie rozsadlín,
Bat—kelovej	splytčenie, submarinná solúcia, slabá prímes terigénneho materiálu psamitovej kategórie; začiatok rozpukávania dna,
Bajok—spodný bat	neritikum, sedimentácia z príbrežných prúdov, prímes terigénneho materiálu ojedinele až psefitickej kategórie; pri ukončení tohto intervalu krátkodobé prerušenie sedimentácie a vytvorenie tvrdého dna (hard ground).

jemnoklastického sedimentu (bez erózneho materiálu) s planktonickou mikrofaunou ju možno označiť ako ingresiu.

Prínos k tektonike

Komplex czorsztynskej série bradla vršateckého hradu má kordilierovú povahu, ukazuje dlhodobú tendenciu k vyzdvihovaniu, vykleňovaniu, čo dokumentujú časté hiáty a rozpukávanie. Synsedimentárne rozpukávanie po bate a pred oxfordom i neskôr malo za následok vyplnenie puklín so vznikom neptunických dajok, až do 1 m šírky. Rozloženie pôsobiacich síl je zrejmé z diagramu tejto puklinovitosti. Náhly pokles v spodnom albe spojený s ingresiou odzrkadľuje zánik czorsztynskej kordilie-ry v albe, kedy sa na inom mieste bradlového pásma začala vynárať nová, oveľa mohutnejšia kordieliera pieninská.

Do tlače odporučil K. Borza.

Literatúra

- ALLEMANN, F.—CATALANO, R.—FARES, F.—REMANE, J. 1971: Standart Calpionellid zonation (Upper Tithonian — Valanginian) of the Western Mediterranean Province. Proceedings of the II Planctonic conference, 1970, Roma, 1337—1340.
- ANDRUSOV, D. 1945: Etude géologique de la zone des Klippes internes des Karpates occidentales. O. IV—V. Práce Slov. Geol. Úst., 13, Bratislava 1—176.
- ANDRUSOV, D. 1974: The Pieniny Klippen Belt (in M. MaheI, edit.: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—158.
- ANDRUSOV, D.—FUSÁN, O. 1973: Stratigraphical — tectonical characteristics of the geological structure of the West Carpathians Mts. Guide to excursion P. X. Congress of Carpathian-Balkan geological Association, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—64.
- ANDRUSOV, D.—SAMUEL, O. 1973: Cretaceous-Paleogene of the West Carpathians Mts. Guide to excursion E. X. Congress of Carpathian-Balkan geological Association, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—178.
- ANDRUSOV, D.—SCHEIBNER, E. 1968: Classification of „Klippes“ or „Klippen“. XXII Int. Geol. Congres, 3, Prague, 93—102.
- BEGAN, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Západné Karpaty, 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—100.
- BEGAN, A.—KANTOROVÁ, V. 1961: Krieda bradlového pásma Považia v území Púchov—Bošacka dolina. Geol. Práce, Správy 22, Geol. Ústav. D. Štúra, Bratislava, 69—79.
- BIRKENMAJER, K. 1958: Submarine erosional breaks and Late Jurassic synorogenic movements in the Pieniny Klippen Belt geosyncline. Bull. Acad. Polon. Sci. sér. chim.-géol.-géogr., 6, 8, Warszawa, 551—558.
- BIRKENMAJER, K. 1963: Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skalkowego Polski. Studia geologica polonica, 9, Warszawa, 1—380.
- BIRKENMAJER, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia geologica polonica, 45, Warszawa, 1—158.
- BORZA, K. 1960: O vápencoch „štramberského“ typu na Považí. Geol. zborník, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 11, 1, 83—84.
- BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—301.
- BORZA, K. 1977: Cyklická sedimentácia dachsteinských vápencov Muránskej planiny. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 23—52.
- BORZA, K.—MIŠÍK, M. 1975: *Gemeridella minuta* n. gen., n. sp. aus der oberen Trias der Westkarpaten. Geologický zborník (Geologica carpatica), 26, 1, Bratislava, 77—81.
- DEELMAN, J. C.—de COO, J. M. C. 1976: Experimental analysis of floored interstices in clastic carbonate sediments. Sed. Geol. 16, 1, Amsterdam, 1—13.
- DRAGASTAN, O.—MIŠÍK, M. 1975: *Verticillodesmis clavaeformis* nov. gen. nov. sp. in the Upper Jurassic of Czorszty Series — Klippen Belt (Czechoslovakia). Rev. Esp. Micropaleont. 7, 2, Madrid, 215—220.
- HOUŠA, V. 1964: Úložné pomery štramberského vápence v lomu Kotouč u Štramberka podle vrstevnaté výplně dutin. Věstník Úst. Geol. 39, 6, Praha 429—434.
- JENDREJÁKOVÁ, O.—SALAJ, J. 1962: O výskyte spodnej kriedy v czorsztyńskiej sérii bradlového pásma na Považí. Geologický zborník Slov. Akad. Vied, Bratislava, 13, 2, 183—185.
- KOCHANOVÁ, M. 1978: Bivalvia a gastropoda z bradla vršateckého hradu. Západné Karpaty, ser. paleontológia 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1973: Das Alter der Hauptspaltengenerationen in den Hallstätter Kalken des Salzkammerhuts (Österreich) und der Slowakei. Geol. Paläont. Mitt., 3, 10, Innsbruck, 1—32.

- KÜHN, O. 1935: Die Hornsteinbreccie des Sonnwendgebirges und ihre Korallenfauna. *Paläont. Zeitschrift*, 17, Berlin, 178—204.
- MIŠÍK, M. 1971: Observations concerning calcite veinlets in carbonate rocks. *Journ. Sedim. Petrol.*, 41, 2, Tulsa 450—460.
- MIŠÍK, M. 1972: Lithologische und fazielle Analyse der Mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten. *Acta geol. et geogr. Univ. Comen., Geologica*, 22, Bratislava 5—154.
- MIŠÍK, M. 1973: *Campanulina carpatica* n. gen. s. sp. — ein Mikroproblematikum aus der Oberjura und Unterkreide der Karpaten. *Acta geol. et geogr. Univ. Comen., Geologica*, 20, Bratislava 203—209.
- MIŠÍK, M. 1974: Paleogeographic outline of the Tithonian in the Czechoslovakian Carpathians. *Acta geol. polonica*, 24, 3, Warszawa, 485—503.
- PESL, V.—SALAJ, J.—VASS, D. 1967: The Flysch and Klippen Belts, Neogene Basins of West Carpathians. *Int. Geol. Congress, XXIII session, Guide to excursion 6 AC, Prague*, 1—40.
- SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten — Kreide. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1—291.
- SCHEIBNEROVÁ, V. 1969: Middle and Upper Cretaceous microstratigraphy of the Klippen Belt (West Carpathians). *Acta geol. et geogr., Univ. Comen, Geologica*, 17, Bratislava, 5—97.
- SCHLAGER, E. 1969: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. *Geol. Rundschau*, 59, 1, Stuttgart 389—408.
- SIBLÍK, M. 1978: Ramenonožci z bradla vršateckého hradu u Ilavy. *Západné Karpaty, sér. paleont.* 4, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava* (v tlači).
- SZULCZEWSKI, M. 1963: Stromatolity z batonu wierchowego Tatr. *Acta geol. polonica*, 13, 1, Warszawa, 125—148.
- TOLLMANN, A. 1973: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. *Edit.: F. Deuticke, Wien*, 1—404.
- WENDT, J. 1965: Synsedimentäre Bruchtektonik im Jura Westsiziliens. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh.* 5, Stuttgart 386—411.
- WENDT, J. 1969: Foraminiferen-Riffe im Karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steiermark, Österreich). *Paläont. Z.* 43, Stuttgart 177—193.

Vysvetlivky k tabuľkám I—XX

Tab. I

- Obr. 1 Bradlo vršateckého hradu, jz. úsek so zrúcaninou.
 Obr. 2 Bradlo vršateckého hradu, stredný úsek (pohľad z hradu)

Tab. II

- Obr. 1 Bradlo vršateckého hradu skladajúce sa z dvoch šupín czorsztynskej série (zrovnaj profil. č. IV na obr. 2), vpreparované zo slienitých hornín senónu a liasu—aalenu.

Tab. III

- Obr. 1 Hrubé neptunické dajky v skalnej stene pod zrúcaninou (kelovejsko-oxfordská výplň puklín v krinoidových vápencoch bajoku).
 Obr. 2 Neptunická dajka tesne pod jz. múrom vrcholovej časti hradu (lokalita 1), ako v predošlom.

Tab. IV

- Obr. 1 Neptunická dajka vo vnútornom priestore vrcholovej časti hradu. Červený kalový vápenc (biomikrit) keloveju-oxfordu vyplňa puklinu v bielych krinoidových vápencoch (biosparitoch) bajoku.
 Obr. 2. Belemnit *Neohibolites* sp. ind. (dve rostrá korodované, spodné porušené aj víťavým živočíchom (v červených slieňovcoch s tičinelami, hedbergelami a talmaninelami. Transgresívny vrchný alb. Pri lokalite 6, Vršatec. Č. v. 9423, zväčš. 11 ×.

Tab. V

Obr. 1. Slabopiesčitý serpulovo-krinoidovo-machovkový vápenec (biosparit), bajok—bat czorsztynskej série, tretia šupina, Vršatec, lokalita 2, Č. v. 7042, Zväčš. 11 ×.

Obr. 2 „Mikroforaminifera“ v červenom slabokrinooidovom vápenci (biomikrite), bat—kelovej, lokalita 48, Č. v. 7010, Zväčš. 210 ×.

Obr. 3 „Mikroforaminifera“ v ružovom pribiohermnom vápenci, kelovej—oxford, lok. 52, Č. v. 5058, Zväčš. 136 ×.

Obr. 4 To isté. Lokalita 38-2, Č. v. 8528, Zväčš. 210 ×.

Obr. 5 To isté. Lokalita 52, Č. v. 5058, Zväčš. 136 ×.

Tab. VI

Obr. 1 *Gemeridella minuta* Borza et Mišík v červenom pribiohermnom vápenci, kelovej—oxford, Vršatec, lokalita 3, Č. v. 8545, Zväčš. 136 ×.

Obr. 2 To isté v ružových slabokrinooidových vápencoch, bat—kelovej, lokalita 22-4 a, Č. v. 5868, Zväčš. 136 ×.

Obr. 3 Foraminifera. Ako v predošlom, Č. v. 6602, Zväčš. 43 ×.

Obr. 4 Monotónna asociácia ostrakódov z laminovanej výplne dutiny. Lokalita 3, Č. v. 8535, Zväčš. 14 ×.

Obr. 5 V pravej časti snímky šikmé zvrstvenie vo výplni dutiny (laminy kalcisilitu v kalcilitute — snímka pootočená o 90°). Dutina sa nachádza v ružovom piesčitom slabokrinooidovom vápenci — biomikrite — bat—kelovej (stredná časť obrázku). Horninu, včetně dutiny, preniká drobná neptunická dajka s dvojitou výplňou. Lokalita 48, Č. v. 6998, Zväčš. 5,5 ×.

Tab. VII

Obr. 1 Šikmé zvrstvenie v laminovanej výplni dutiny (mikrit krémovej farby, niektoré laminy ružové) z pribiohermných vápencov, kelovej-oxford czorsztynskej série, Vršatec. Lokalita 49. Naleštená plocha. Prírodná veľkosť.

Obr. 2 Laminovaný vápenec (striedanie lamín kalcisilitu a kalcilitu). Ako v predošlom, Č. v. 8523, Zväčš. 11 ×.

Obr. 3 Laminovaná výplň dutiny s úlomkami vápenca zo stien dutiny. Najväčší úlomok pri dopade deformoval laminy v podloží. Ako obr. 1.

Obr. 4 Laminovaná výplň dutiny. V dolnej časti šikmá chodbička červa, vľavo zachytený styk s okolnou nevrstevnatou horninou. Lokalita 49. Naleštená plocha, prírodná veľkosť.

Tab. VIII

Obr. 1 Výplň dutiny v slabokrinooidových vápencoch bat—kelovej. Narastanie výstielky z iniciálneho kalcitového tmelu bolo prerušované vnútornou sedimentáciou — naplavením kalcisilitu, zvyšok vyplnený kalcilitom. Potom bola hornina vrátane dutiny preniknutá drobnou neptunickou dajkou. Lokalita 52, Č. v. 5211, Zväčš. 14 ×.

Obr. 2 Šikmé zvrstvenie kalcisilitu vo výplni dutiny v slabokrinooidovom vápenci bat—kelovej. Lokalita 17, Č. v. 8522, Zväčš. 4,5 ×.

Obr. 3 Výplň dutiny (mikrit s nepravidelnou lamináciou) v nevrtstevnatom biomikrite, bat—kelovej. Dutina bola zreteľne rozšírená rozpúšťaním — koróziou. Lokalita 48, Č. v. 7008, Zväčš. 4,5 ×.

Tab. IX

Obr. 1 Korálový trs z vršateckých vápencov — bielych biohermných vápencov oxfordu. Lokalita 22. Navetraný povrch, prírodná veľkosť.

Obr. 2 Stromatolit z biohermných vápencov oxfordu. Stromatolit je porušovaný rekryštalizáciou. Subhorizontálne vrstvičky, z ktorých ostali len malé relikt, nahrádza radiálne orientovaný agregát pseudosparitu. Lokalita 22, Č. v. 5871, Zväčš. 6 ×.

Obr. 3 To isté. Dobre je vidno „stromčekovité“ agregáty pseudosparitu. Zväčš. 11 ×.

Tab. X

Obr. 1 Vápnité hubky — zúčastňujúce sa na stavbe rífov oxfordu. Lokalita 42. Navetraný povrch, prirodzená veľkosť.

Obr. 2 Faretrónne hubky v biohermnom vápenci. Lokalita 42. Č. v. 6601/V. Zväčš. 4,5 ×.

Tab. XI

Obr. 1 *Riasa Verticillodesmis clavaeformis* Dragastan et Mišík zúčastňujúca sa na stavbe biohermných vápencov oxfordu. Vršatec. Lokalita 22. Č. v. 4232. Zväčš. 26 ×.

Obr. 2 Ako v predošlom. Zväčš. 43 ×.

Obr. 3 Úlomky korodované submarinnou solúciou, po korózii povlečené Fe-Mn hydroxidmi. Pleťovoružový vápenc s lastúrníkmi s čiernymi povlakmi, oxford—spodný kimeridž. Lokalita 9 a. Č. v. 7589. Zväčš. 23 ×.

Tab. XII

Obr. 1 Zreteľné stopy subsolúcie na schránkach lastúrníkov (rozpušťanie „in situ“), kondenzovaná sedimentácia. Ako v predošlom.

Obr. 2 Okraj úloмку („hľuzky“) korodovaný subsolúciou, s povlakom železo-mangánových koloidov. Škrvny mikrosparitu pri periférii úloмку vznikli pravdepodobne rekrystalizáciou kalu v chodbičkách limnivorov pod vplyvom týchto koloidov. Ako v predošlom. Lokalita 18. Č. v. 8109. Zväčš. 43 ×.

Tab. XIII

Obr. 1 Mikrokongrécia z Fe-koloidov (úloмок tvrdého dna) v neptunickej dajke s kelovejsko-oxfordskou výplňou. Vršatec, lokalita 1-B. Č. v. 7025. Zväčš. 136 ×.

Obr. 2 Ako v predošlom. Z výplne hrubej dajky v skalnej stene pod hradom. Č. v. 8538. Zväčš. 55 ×.

Obr. 3 *Patellina* sp. v neptunickej dajke s výplňou kelovej—oxfordu. Lokalita 1-F. Č. v. 7590. Zväčš. 136 ×.

Obr. 4 *Tetrataxis* sp. vo „vláknitom“ biomikrite kelovej—oxfordu, výplň neptunickej dajky. Lokalita 14 a. Č. v. 8094. Zväčš. 43 ×.

Obr. 5 *Tetrataxis* sp. v krinoidovom biomikrite. Výplň hrubej dajky v skalnej stene pod hradom. Č. v. 8538. Zväčš. 43 ×.

Obr. 6 *Crassicolaria intermedia* (Durand Delga) z vrchnotitónskej výplne komplexnej neptunickej dajky. Lokalita 1-F. Č. v. 7032. Zväčš. 136 ×.

Obr. 7 Foraminifera z výplne neptunickej dajky (kelovej—oxford). Lokalita 2. Č. v. 7223. Zväčš. 126 ×.

Obr. 8 Foraminifera z výplne dajky (kelovej—oxford). Lokalita 28. Č. v. 8517. Zväčš. 55 ×.

Obr. 9 Ryncholit v biomikritovej výplni neptunickej dajky (kelovej—oxford). Lokalita 1-B. Č. v. 7025. Zväčš. 55 ×.

Tab. XIV

Obr. 1 Ryncholit v biosparitovej výplni. Ako v predošlom. Zväčš. 43 ×.

Obr. 2 Šikmé zvrstvenie (laminy pelsparitu a pelmikritu) v neptunickej dajke, prenikajúcej vápence vyobrazené na tab. V, obr. 1. Lokalita 2, Č. v. 7041. Zväčš. 6 ×.

Obr. 3 Vrstevnatá výplň neptunickej dajky prenikajúcej cez nevrstevnaté krinoidové vápence (mimo obrázku). V spodnejšej časti vidno stromatolit, nad ním šikmo zvrstvený sediment v najvyššej časti je vláknitý biomikrit s hojnými alochémmami (packstone) so zrnami terigénneho kremeňa. Lokalita 28. Č. v. 8773. Zväčš. 6 ×.

Tab. XV

Obr. 1 Intraklast — úloмок tvrdého dna (hard ground) s chodbičkami vŕtavých organizmov a s povlakmi železitých koloidov na korodovanom povrchu. Výplň neptunickej dajky (kelovej—oxford). Lokalita 1. Č. v. 7228. Zväčš. 43 ×.

Obr. 2 Zložitá výplň neptunickej dajky (oxford). Vpravo vláknitý biomikrit typu „packstone“ (alochémy sa vzájomne dotýkajú), vľavo typ „wackestone“ (alochémy voľne uložené). Túto dvojčitú výplň preniká mladšia drobná priečna dajka, vyplnená mikritom (na jej stenách sa pred vyplnením začali tvoriť kalcitové kryštalky iniciálneho tmelu). Dajka preniká rífovou brekciou. Lokalita 8, vzorka 3 (viď nákres obr. 4 e). Č. v. 7035. Zväčš. 26 ×.

Tab. XVI.

Obr. 1 Intraklast s protoglobigerínovou mikrofáciou (vľavo) v mladšej výplni s vláknitou mikrofáciou (vpravo). Neptunická dajka, pravdepodobne oxfordu, preniká vápencami kelovej—oxfordu. Lokalita 3—I. Č. v. 7038. Zväčš. 26 ×.

Obr. 2 Tvrdé dno (hard ground) vytvorené na staršej výplni dajky (naň prisadajú sesilne foraminifery). Oxfordský vek výplne neptunickej dajky preukazujú brachiopódy. Lokalita 1-C. Č. v. 7026. Zväčš. 43 ×.

Obr. 3 Neptunická dajka s výplňou z dvoch rôznych období. Vpravo vláknitý biomikrit kelovej—oxfordu, vľavo hedbergelovo-tičinelový biomikrit albu. Lokalita 1-G. Č. v. 7033. Zväčš. 43 ×.

Tab. XVII

Obr. 1 Dutinky v neptunickej dajke vystlané sprvu drúzou iniciálneho kalcitového tmelu a neskôr vyplnené kalom – vnútorná sedimentácia. Kelovej—oxford. Lokalita 1-B. Č. v. 7025. Zväčš. 26 ×.

Obr. 2 Lumachela z drobných amonitov tvoriaca výplň neptunickej dajky bližšie nezisteného veku, prerážajúca cez krinoidové vápence (biosparit) bajoku (vpravo). Lokalita 11. Č. v. 8098. Zväčš. 6 ×.

Obr. 3 Kalcionelový vápenc vrchného titónu czorstynskej série s dutinkami po vyluhovaných lastúrnikoch, ktoré sčasti vyplňa vnútorná sedimentácia (vytvárajú štruktúru polaritu). Vršatec, lokalita 44. Č. v. 5339. Zväčš. 14 ×.

Tab. XVIII

Obr. 1 Krinoidový vápenc neokómu czorstynskej série s úlomkami kalového vápenc vrchného titónu — hojná *Calpionella alpina* Lorenz. Krinoidový článok vľavo má rozsiahlu syntaxiálne dorastenú obrubu s kryštalografickým obmedzením oproti okolnej kalovej mase. Výplň dajky vo vápencoch titónu; Vršatec. Lokalita 15a. Č. v. 8097. Zväčš. 6 ×.

Obr. 2 Transgresia vrchného albu — slienitý vápenc s *Ticinella roberti* (Gandolfi) s *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi) na vrchnotitónsky vápenc s *Calpionella alpina* Lorenz. Jamka na korodovanom povrchu titónskych vápencov (po vrtavom lastúrnikovi ?) bola sprvu vystlaná fosfátom — biele. Bradlo czorstynskej série, nádvorie hradu Lednica pri Pruskom 8 km od Vršatca.

Tab. XIX

Obr. 1 Transgresia spodného albu s *Ticinella roberti* (Gandolfi) a *Hedbergella* aff. *infracretacea* (Glaessner) na vápenc kelovej—oxfordu. Červený sediment s planktonickými foraminiferami albu vyplňuje jamky, dutinky a drobné puklinky (mikrodajky v substráte). V reliktoch dutiniek vo vrchnej časti obrázku vidno štruktúru polaritu. Bradlo vršateckého hradu czorstynskej série, nad lyžiarskym vlekcom. Č. v. 8693. Zväčš. 43 ×.

Tab. XX

Obr. 1 Korál *Thecosmilia trichotoma* (Goldfuss), nábrus biohermného vápenc oxfordu czorstynskej série; Vršatec. Lokalita 22. Zväčš. 3 ×.

Obr. 2 *Complexastraea carpatica* Morycowa. Ako v predošlom. Zväčš. 5 ×.

Obr. 3 *Complexastraeopsis kouteki* Eliášová. Ako v predošlom. Zväčš. 5 ×.

Tab. I, obr. 1, Tab. IV — foto M. Siblík, Tab. I, obr. 2, Tab. II—III foto M. Mišík, Tab. V—XIX foto L. Oswald z materiálu autora, Tab. XX foto E. Morycowa.

Sedimentological and microfacial study in the Jurassic of the Vršatec (castle) klippe (neptunic dykes, Oxfordian bioherm facies)

Plates I—XX, Figs. 1—5

Summary of Slovak text

In the klippe under study ten lithostratigraphical members have been distinguished. They were stratigraphically ranged on the basis of brachiopods (M. Siblík 1978), pelecypods (M. Kochanová 1978) and corals (E. Morycowa) as well as on microfossils treated by the author. Frequency of microfacial elements is given in Fig. 3.

1. White crinoidal limestones, occasionally stratified (Bajocian — Lower Bathonian), 2. Dark-drey sandy crinoidal limestones with bryozoans and serpulids (Bajocian — Bathonian), 3. Pink, slightly crinoidal to muddy unstratified limestones (Bathonian — Callovian). Their age is proved by pelecypods and brachiopods (cf. the Slovak text p. 14). Voids in the limestones are coated with initial cement and filled with laminated sediments (Plate VIII, Figs. 1, 2). The limestones also contain „evinospongy“ structures (reef-tufa). 4. Pink and grey peribiohermal limestones and reef breccias (Callovian — Oxfordian) contain scarce corals, brachiopods and pelecypods (cf. p. 16). Among characteristic microfossils are the genus *Tetrataxis* and „microforaminifers“. Voids range up to dm in size and are filled with laminated varicoloured muddy limestones with cross-bedding (Plate VII, Fig. 1) resulting from replacement of inflow openings. Fragments fallen down from void walls disrupt subjacent laminae and serve as a geopetal criterion. (Plate VII, Fig. 3). Organic remains are scarce in the voids and small caverns; they mostly belong to ostracods (Plate VI, Fig. 4). Together with unknown coprolites producing organisms they might represent original inhabitants of caverns. 5. White biohermal limestones with corals and calcareous sponges (Oxfordian) were found and described as a new lithostratigraphic member — the Vršatec limestones. Their Oxfordian age is proved by pelecypods and corals (p. 19). Oxfordian coral limestones have not been recorded in the West Carpathians so far. The Vršatec limestones formed the core of a reef (Fig. 1). Their voids and small caverns display internal sedimentation and scarce stromatolites of the LLH type. There was found the new algal genus *Verticillodesmis clavaeformis* Dragastan et Mišík, 1975 (Plates IX—XI). 6. Skin-coloured muddy limestones with pelecypods coated by black Mn-Fe colloids (Oxfordian — Lower Kimmeridgian). As regards microfauna, they contain protoglobigerines, *Cadosina fibrata*, *C. parvula* and occasional debris of *Saccocoma*. They underlay the Czorsztyn limestones and also replace them laterally in some parts of the klippen. Microconcretions and Fe-Mn colloid coatings on corroded pelecypods (Plate XII, Fig. 1) are signs of submarine dissolution. 7. The Czorsztyn red nodular limestones (mainly Kimmeridgian, occasionally Oxfordian-Middle Tithonian). Typical Czorsztyn limestones are scarce. In their lower horizons they contain protoglobigerines, in upper — *Saccocoma debris*. The limestones also display indications of submarine dissolution and pressure dissolution („Druckflaserung“) 8. White, beige and pink muddy limestones with *Calpionella*, and pink crinoidal limestones with brachiopods (Upper Tithonian). The zones *Crassicolaria* (with the last *Saccocoma*) and *Calpionella* are paleontologically proved. In contrast to other units the *Calpionella* limestones of Czorsztyn unit contain frequent pelecypods whose dissolved shells were partially filled with mud (Plate XVI, Fig. 3). Red crinoidal limestones with brachiopods correspond to the Falsztyn limestones of K. Birkenmajer (1963). 9. Pink and grey-pink slightly crinoidal limestones (Neocomian, perhaps Hauterivian). They contain fragments of limestones with *Calpionella*; their age determination is possible due to rare occurrence of *Hedbergella*. In the Polish part of the Klippen Belt, K. Birkenmajer (1969) found Valanginian as a youngest horizon under the Albian sediments of the Czorsztyn unit. 10. Red marlstones

Stratigraphical scheme of Vršatec Castle klippe

II slice		I slice	
Albian		red marlstones and marly limestones with <i>Thalm. ticinensis</i> with <i>Ticinella roberti</i>	
Aptian		hiatus	
Neocomian		rosy slightly crinoidal limestones with fragments of <i>Calpionella</i> limestones (most likely Hauterivian) hiatus	
Tithonian		pink and white <i>Calpionella</i> limestones with <i>Calpionella</i> with <i>Crassicolaria</i>	red slightly crinoidal limestones with <i>Pygope</i>
Kimmeridgian		red nodular Czorsztyn limestone with <i>Saccocoma</i> with protoglo bigerines	
Oxfordian	peribiohermal pink and grey limestones with isolated corals	white biohermal limestones with corals and calcareous sponges	skin — coloured muddy limestones with pelecypods and Mn-Fe coatings
Callovian	pink slightly crinoidal non-stratified limestones with laminated void filling and with evinosponges		
Bathonian	violet-pink microcrinoidal limestones with loaf-like weathering		
Bajocian	white and rosy crinoidal limestones (biosparites, occasionally with cherts)		
		underlier absent (tectonic contact)	
		overlier missing (tectonic contact)	

Sedimentation history

Albian	ingression (with pelagic sedimentation) on eroded surface, partial filling of open cracks;
Neocomian	shallow neritic, occasional current influence; break in sedimentation (perhaps local emergence) prior to the Neocomian time, infrequent opening of cracks in the floor, general emergence after the Neocomian time;
Upper Tithonian	deeper neritic without transport of terrigenous material (except clay), occasional opening of cracks;
Kimmeridgian-Lower Tithonian	condensed sedimentation, submarine hiatuses, almost without transport of terrigenous material except clay (without floor cracking);
Oxfordian	further shallowing, biohermal sedimentation in littoral, in places also emergence; occasional admixtures of terrigenous material of aleurite size; submarine solution out of bioherm; intensive floor cracking and filling of cracks;
Bathonian-Callovian	shallowing, submarine solution, slight admixture of terrigenous material of psammite category; commencing floor cracking;
Bajocian-Lower Bathonian	neritic; sedimentation from pericoastal currents, admixture of terrigenous material exceptionally up to psephitic category; short break in sedimentation by the end of the interval and forming of hard ground.

and marly limestones (Lower and Upper Albian, Cenomanian). They only occur in small denudation relicts as filling fissures and pockets in the Vršatec klippe. For the foraminiferal association see page 28. On the transgression surface the rostra of *Neohibolites minimus* accumulate. Albian transgression was found on the Callovian — Oxfordian, Upper Tithonian and on the Neocomian rocks. With regard to the pelagic nature of the Albian sediments it would be better to designate it as ingression.

Neptunic dykes represent an interesting phenomenon in the Vršatec klippe (Fig. 4, Plates III—IV, XIII—XIX). I. In the Bajocian white crinoidal limestones there are dykes of red muddy limestones, of the Callovian — Oxfordian (most frequent case), rarely of the Tithonian and finally of the Albian age. II. Dark-grey crinoidal limestones with bryozoans and serpulids — Bajocian are penetrated by a dyke of laminated sediments with ostracods of uncertain age. III. Pink peribiohermal limestones and reef breccias with scarce corals Callovian — Oxfordian are penetrated by dykes of Upper Oxfordian, IV. Grey-pink Tithonian limestones with *Calpionella* are penetrated by a dyke of pink Neocomian limestone and by another dyke of red marly Albian limestone.

Most dykes consist of the Callovian-Oxfordian filling. They are red muddy or slightly crinoidal and fine coquina limestones corresponding with beds described under items 4 (and 6). Coquina limestone containing of Oxfordian brachiopods (see page 32) formed also part of a dyke. More than five generations of the filling, separated by washouts and hardgrounds may be traced in some thin sections.

Thickness of the dykes ranges from mm to 1 m; the value of several cm is most frequent. Most dykes dip toward NNE at 40—60° angles (Fig. 5). Bed sequences of the klippe are almost upright. Steeply dipping dykes (formerly subhorizontal) display indistinct lamination parallel to the walls of the fissure. Scarcer subhorizontal dykes (formerly subvertical fissures) show vague lamination approximately perpendicular to the fissure walls. The dyke F represents repeated opening of the fissure (Callovian — Oxfordian + Tithonian filling) like the dyke G (Callovian — Oxfordian + Albian filling).

In contrast to coeval sediments they have parallel structure with microfossils accumulated in laminae.

Existence of the described neptunic dykes shows that the area around the Vršatec castle suffered domal uplift associated with opening of fissures (prior to the Callovian — Oxfordian, during the Oxfordian, before the Upper Tithonian, before the Neocomian and Albian). The fissures opened partly below sea level; the emergence can be reliably proved only between the Neocomian and Albian. By the beginning of the Albian the area subsided suddenly and was flooded quickly without basal clastic members (ingression). Disappearing of the Czorsztyn cordillera was approximately simultaneous with the uplift of a new one — the Pieniny cordillera in the more internal parts of the Klippen Belt.

The Vršatec castle klippe consists of two, in places of three slices (profiles, Fig. 2). With the adjacent klippe Chmelová there are even four slices of the Czorsztyn unit in an immediate contact without the „envelope“ of Cretaceous marls. D. Andrusov—E. Scheibner (1968 p. 89) distinguished a particular Vršatec subtype of klippe, characterized by a stratigraphic hiatus on the contact between rigid and plastic bed sequences. Since the Albian marly limestones in denudation relicts are prevalently a part of the klippe in morphological sense, and the entire klippe is distinctly tectonically confined, there are no reasons to distinguish such a subtype. A. Tollmann (1973, p. 303) ranged the Vršatec klippe to the „Scheinklippen“ (atectonic klippe displaying normal succession of beds with their resistant members prepared out by erosion). Actually the studied area represents typical „Durchspiessungsklippe“ divided by a depression of Lias marls into two morphological klippe (the Vršatec castle klippe and the Chmelová klippe). They are tectonically confined on both sides.

A new type of the Czorsztyn unit — the Vršatec castle type may be distinguished mainly on the basis of presence of the Oxfordian biohermal facies and abundant neptunic dykes. This type is different from all 11 types defined by K. Birkenmajer (1963).

Explanations to plates I—XX

Plate I

Fig. 1 Vršatec castle klippe southwestern segment with the ruin.

Fig. 2 Vršatec castle klippe, middle part (viewed from castle).

Plate II

Fig. 1 Vršatec castle klippe composed of two slices of the Czorsztyn unit (cf. profile IV. in Fig. 2), prepared out of less resistant marly Senonian and Lias — Aalenian rocks.

Plate III

Fig. 1 Thick neptunic dykes in a rock wall below the ruin (Callovian—Oxfordian filling of fissures in Bajocian crinoidal limestones).

Fig. 2 Neptunic dyke below the wall of the top part of the castle (Loc. 1) like ni the preceding fig.

Plate IV

Fig. 1 Neptunic dyke inside top part of castle. Callovian — Oxfordian red muddy limestone (biomicrite) fills a fissure in Bajocian white crinoidal limestones (biosparites).

Fig. 2 *Belemnite Neohibolites* sp. ind. (two corroded rostra, the lower one also damaged by boring organisms) in red marlstones, containing *Ticinella*, *Hedbergella* and *Thalmaninella*. Transgressive Upper Albian. Near locality 6, Vršatec. Sample No. 9423. magn. 11×.

Plate V

Fig. 2 Slightly sandy, serpulid-crinoidal-bryozoan limestone (biosparite), Bajocian — Bathonian of Czorsztyn unit, third slice, Vršatec, loc. 2. Sample No. 7042, 11×.

Fig. 2 „Microforaminifer” in red slightly crinoidal limestone (biomicrite), Bathonian — Callovian, loc. 48. Sample No. 7010, 210×.

Fig. 3 „Microforaminifer” in pink peribiohermal limestone, Callovian — Oxfordian, loc. 52. Sample No. 5058, 136×.

Fig. 4 „Microforaminifer” in pink peribiohermal limestone, Callovian — Oxfordian, Loc. 38—2. Sample No 8528, 210×.

Fig. 5 Do. Loc. 52. Sample No. 5058, 136×.

Plate VI

Fig. 1 *Gemeridella minuta* Borza et Mišík in red peribiohermal limestone, Callovian — Oxfordian, Vršatec, loc. 3. Sample No. 8545, 136×.

Fig. 2 *Gemeridella minuta* Borza et Mišík in pink slightly crinoidal limestones, Bathonian — Callovian, loc. 22—4a. Sample No. 5868, 136×.

Fig. 3 Foraminifer — as above. Sample No. 6602, 43×.

Fig. 4 Monotonous association of ostracods from laminated filling of a void, loc. 3. Sample No 8535, 14×.

Fig. 5 At the right: cross-bedding in the void filling of cavern (calcsiltite; laminae in calcilitite photograph turned by 90°). Cavern was formed in pink sandy slightly crinoidal limestone — biomicrite Bathonian-Callovian (middle part of photograph). Surrounding rock as well as the cavern are penetrated by tiny neptunic dyke with double filling. Loc. 48. Sample No. 6998, 5.5×.

Plate VII

Fig. 1 Cross-bedding in laminated void filling (yellow micrite, with some pink laminae) from peribiohermal limestones, Callovian — Oxfordian of Czorsztyń unit, Vršatec, loc. 49. Polished surface. Natural size.

Fig. 2 Laminated limestone (alternating calcsiltite and calcilitite laminae). As above. Sample No. 8523, 11×.

Fig. 3 Laminated void filling containing limestone fragments from cavern walls. Basement laminae deformed by the largest fragment falling down. As Fig. 1.

Fig. 4 Laminated void filling. Diagonal burrow at the bottom; at the left contact with unstratified wall-rock. Loc. 49. Polished surface. Natural size.

Plate VIII

Fig. 1 Filling of a small cavern in slightly crinoidal Bathonian — Callovian limestones. Growing out of the coating from initial calcite cement was interrupted by internal sedimentation — by the influx of calcsiltite, the rest was filled with calcilitite. Finally the rock including cavern was penetrated by tiny neptunic dyke. Loc. 52. Sample No. 5211, 14×.

Fig. 2 Cross-bedding of calcsiltite in void filling in slightly crinoidal Bathonian — Callovian limestone, loc. 17. Sample No. 8522, 4.5×.

Fig. 3 Filling of a small cavern (micrite with irregular lamination) in unstratified biomicrite, Bathonian — Callovian. Cavern distinctly broadened by dissolution-corrosion. Loc. 48. Sample No. 7008. 4.5×.

Plate IX

Fig. 1 Coral from Vršatec limestone — white biohermal Oxfordian limestone. Loc. 22. Weathered surface; natural size.

Fig. 2 Stromatolite from Oxfordian biohermal limestones. Stromatolite is damaged by recrystallization. Subhorizontal thin beds preserved in small relict; mostly they were replaced by radial-oriented pseudosparite aggregate, Loc. 22. Sample No. 5871, 6×.

Fig. 3 As above. Well visible „tree-shaped” pseudosparite aggregates, 11×.

Plate X

Fig. 1 Calcareous sponges participating in the build-up of Oxfordian reefs, loc. 42. Partly weathered surface; natural size.

Fig. 2 Calcareous sponges (Pharetrones) in biohermal limestone. Loc. 42. Sample No. 6601/V, 4.5×.

Plate XI

Fig. 1 *Alga Verticillodesmis clavaeformis* Dragastan et Mišík another rock forming organism in the Oxfordian biohermal limestones. Vršatec, loc. 22. Sample No. 4232, 26×.

Fig. 2 As above, 43×.

Fig. 3 Fragments corroded by submarine solution, after corrosion coated with Fe-Mn hydroxides. Skin-coloured limestone with black-coated pelecypods, Oxfordian-Lower Kimmeridgian, Loc. 9a. Sample No. 7589, 23×.

Plate XII

Fig. 1 Distinct signs of subsolution on pelecypod shells (dissolution „in situ“), condensed sedimentation. As above.

Fig. 2 Periphery of a fragment („nodule“) corroded by subsolution, coated with Fe-Mn colloids. Microsparite spots at the periphery of fragment resulted most likely from recrystallization of mud in burrows after limnivores under the influence of the colloids. As above. Loc. 18. Sample No 8109, 43×.

Plate XIII

Fig. 1 Microconcretion from Fe-colloids (fragment of a hardground) in neptunic dyke with Collovian — Oxfordian filling. Vršatec, loc. 1-B. Sample No 7025, 136×.

Fig. 2 As above. From filling of thick dyke in rock wall below the castle. Sample No. 8538, 55×.

Fig. 3 *Patellina* sp. in neptunic dyke with Callovian — Oxfordian filling, loc. 1-F. Sample No. 7590, 136×.

Fig. 4 *Tetrataxis* sp. in „fibrous“ Callovian — Oxfordian biomicrite, filling of neptunic dyke. Loc. 14a. Sample No 8094, 43×.

Fig. 5 *Tetrataxis* sp. in crinoidal biomicrite. Filling of thick dyke in rock wall below castle. Sample No. 8538, 43×.

Fig. 6 *Crassicolaria intermedia* (Durand Delga) from Upper Tithonian filling of complex neptunic dyke. Loc. 1-F. Sample No. 7032, 136×.

Fig. 7 Foraminifer from filling of neptunic dyke (Callovian — Oxfordian). Loc. 2. Sample No 7223, 126×.

Fig. 8 Foraminifer from filling of dyke (Callovian — Oxfordian). Loc. 28. Sample No. 8517, 55×.

Fig. 9 Rhyncholite in biomicrite filling of neptunic dyke (Callovian — Oxfordian). Loc. 1-B. Sample No. 7025, 55×.

Plate XIV

Fig. 1 Rhyncholite in biosparite filling. As above, 43×.

Fig. 2 Cross-bedding (pelsparite and pelmicrite laminae) in neptunic dyke penetrating through limestones depicted in Plate V, fig. 1. Loc. 2. Sample No 7041, 6×.

Fig. 3 Stratified filling of neptunic dyke penetrating through unstratified crinoidal limestones (out of figure). In the lower part a stromatolite may be seen, above it there is cross-bedded sediment, top part formed by biomicrite with „filaments“ and grains of terrigenous quartz. Loc. 28. Sample No. 8773, 6×.

Plate XV

Fig. 1 Intraclast — fragment of hardground bored by boring organisms and coated with (by ?) Fe-colloids on corroded surface. Filling of neptunic dyke (Callovian — Oxfordian). Loc. 1. Sample No 7228, 43×.

Fig. 2 Complex filling of neptunic dyke (Oxfordian). At the right biomicrite packed by „filaments“ (packstone — allochems touch one another), at the left — wackestone loose allochems. This double filling is penetrated by a small younger transverse dyke filled with micrite (before filling small calcite crystals of initial cement were formed on walls of the dyke). Dyke penetrates through reef breccia. Loc. 8, Sample No. 3 (see drawing Fig. 4e). Sample 7035, 26×.

Plate XVI

Fig. 1 Intraclast with protoglobigerinous mikrofacies (at the left), with fibrous mikrofacies in younger filling (at the right). Neptunic dyke, most likely Oxfordian, penetrating the Callovian-Oxfordian limestones. Loc. 3—1. Sample No. 7038, magn. 26×.

Fig. 2 Hardground formed on ancliet filling of dyke (sessile foraminifers attached to hardground). Oxfordian age of neptunic dyke filling is proved by brachiopods. Loc. 1—C. Sample No. 7026, magn. 43×.

Fig. 3 Neptunic dyke with filling from two different periods. Fibrous Callovian—Oxfordian biomikrite (at the right); Albian *Hedbergella* — *Ticinella* biomikrite (at the left). Loc. 1—G. Sample No. 7033, magn. 43×.

Plate XVII

Fig. 1 Voids in neptunic dyke, coated at first by initial calcite cement and then filled by mud — internal sedimentation. Callovian — Oxfordian. Loc. 1-B. Sample No 7025. Magn. 26×.

Fig. 2 Coquina of micro-ammonites, filling a neptunic dyke of uncertain age, penetrating through Bajocian crinoidal limestones (biosparite) (at the right). Loc. 11. Sample No. 8098. Magn. 6×.

Fig. 3 Upper Tithonian *Calpionella* limestone of the Czorsztyn unit with voids after dissolved pelecypod shells. Vršatec, Loc. 44. Sample No. 5339. Magn. 14×.

Plate XVIII

Fig. 1 Neocomian crinoidal limestone of Czorsztyn unit with fragments of Upper Tithonian muddy limestone containing abundant *Calpionella alpina* Lorenz. On the left there is a crinoid segment with large syntaxial rim-crystallographic confinement against surrounding muddy mass. Filling of dyke in Tithonian limestones. Vršatec. Loc. 15a. Sample No 8097, 6×.

Fig. 2 Transgression of Upper Albian marly limestones with *Ticinella roberti* (Gandolfi) and *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi) upon Upper Tithonian limestone with *Calpionella alpina* Lorenz. A pit on corroded surface of Tithonian limestones (after boring pelecypod ?) was formerly filled with phosphate — white. Klippe of Czorsztyn group; courtyard of Lednica castle near Pruské, 8 km from Vršatec.

Plate XIX

Fig. 1 Transgression of Lower Albian with *Ticinella roberti* (Gandolfi) and *Hedbergella* aff. *infracretacea* (Glaessner) upon Callovian — Oxfordian limestone. Red sediments with planktonic foraminifers fill small pits, voids and tiny cracks (microdykes in substratum). In upper part of the picture a top-and-bottom structure may be seen. Vršatec castle klippe of Czorsztyn group, above ski-lift. Sample No. 8693, 43×.

Plate XX

Fig. 1 Coral *Thecosmilia trichotoma* (Goldfuss), thin-section of Oxfordian biohermal limestone of Czorsztyn unit; Vršatec. lok. 22, 3×.

Fig. 2 *Complexastraea carpathica* Morycowa. As above, 5×.

Fig. 3 *Complexastraeopsis kouteki* Eliášová. As above, 5×.

Plate I, Fig. 1, Plate IV — photographed by M. Siblík.

Plate I, Fig. 2, Plates II—III by M. Mišík, Plates V — XIX — by L. Osvald from author's material, Plate XX — by E. Morycowa.

Explanations to text-figures 1—5

Fig. 1 Geological map of Vršatec castle klippe and situation of localities

1 — white crinoidal limestones — Bajocian, 2 — violet — pink crinoidal limestones — Bathonian, 3 — pink and red slightly crinoidal limestones, with laminated void filling „evinosponges“ and scarce corals — Upper Bathonian-Callovian-Oxfordian, 4 — white biohermal limestones (Vršatec limestones) — Oxfordian, 5 — skin-coloured muddy limestones with black-coated pelecypods — Oxfordian — Kimmeridgian, 6 — red nodular Czorsztyń limestones — mainly Kimmeridgian, 7 — white and pink limestones with *Calpionella*, pink crinoidal limestones with *Pygope*, pinkish slightly crinoidal limestones — Upper Tithonian and Neocomian (undivided), 8 — Transgression relicts of red marlstones and marly limestones — Albian, in places also Lower Cenomanian. A — concentration of dykes in course of the studied klippe, B — occurrences of „evinospongy“ structured (reef tufa) in limestones sub 3, C — occurrences of corals in limestones sub 3, E — outcropping of biohermal facies in the klippe I—VII Situation of profiles.

Fig. 2 Profiles of Vršatec castle klippe

1 — yellowish marlstones with *Echioceras*, Lias, 2 — white crinoidal limestones — Bajocian, 3 — violet-pink crinoidal limestones — Bathonian, 4 — pink slightly crinoidal limestones with laminated void filling — Bathonian — Callovian, 5 — pink peribiohermal limestones with scarce corals — Callovian — Oxfordian, 6 — white bioherm limestones with corals and calcareous sponges (Vršatec limestones) — Oxfordian, 7 — skincoloured muddy limestones with black-coated pelecypods — Oxfordian — Kimmeridgian, 8 — red nodular Czorsztyń limestones — mainly Kimmeridgian, 9 — pink, partly crinoidal limestones with *Pygope* — Tithonian, 10 — white and pink limestones with *Calpionella* — Tithonian, 11 — red marly limestones — Albian and Cenomanian transgression relicts, 12 — red and greenish marlstones — Senonian, 13 — neptunic dykes.

Fig. 3 Frequency of organic remains in thin-sections

Fig. 4 Outlines of some neptunic dykes: a — rock substratum of outer northeastern wall of top part of castle, loc. 1. dyke F with its double Callovian — Oxfordian + Upper Tithonian filling; dyke G with Callovian — Oxfordian + Albian filling. Dykes penetrate through Bajocian crinoidal limestones, b, c — examples of gently dipping dykes, with laminations and schliers of detritus of crinoidal segments perpendicular on the course of dyke (rare case — originally they were vertical fissures); d — example of steeply dipping dyke, lamination including a lamina of coquina limestone are parallel to the course of dyke (frequent case — originally it was subhorizontal fissure or bedding joint); e — reef breccia penetrated by neptunic dyke at loc. I. 1 — fragments of white biohermal limestone with corals, 2 — reddish marly cement of breccia, 3 — neptunic dyke with complex filling — detail (see Plate XV, Fig. 2); f — deformed pocket filling of Albian marly limestone in Bajocian crinoidal limestones, in front of southwestern wall, top part of the castle.

Fig. 5 Strike and dip of neptunic dykes (system of fissures formed and filled with younger sediments during the Jurassic period).

1 — strike of beds with almost vertical dip, 2 — most frequent strike and dip of neptunic dykes.

Translated by E. Jassingerová.

Paulína Snopková — Laurenc Snopko

Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov (Západné Karpaty — paleozoikum)

15 obr. v texte, 11 fotogr. tabuliek (XXI—XXXI), anglické resumé

Abstract. Biostratigraphical division of the Gelnica group in the Spišsko-gemerské rudohorie (mountains) is submitted for the first time. Palynological data facilitated the age determination of individual lithofacies. Lower and middle horizons of sedimentary rocks of the Vlachovo beds at the localities Vlachovo and Podsúľová are Upper Cambrian-Ordovician in age. Sedimentary rocks at the locality Gočovo contain palynomorphs indicative of the Lower to Middle Ordovician. Upper parts of the Vlachovo beds at the locality Čertova hoľa, and sedimentary rocks in the Hanková-Volovec ore-bearing belt contain palynomorphs characteristic of the Middle to Upper Silurian. Fine clastic sediments ranged to the Bystrý potok beds are proved as Upper Silurian to ? Lower Devonian; mainly the part denoted as „the second ore-bearing belt“ running across Nižná Slaná-Manó to Betliar, Čučma. According to the Lower Devonian palynomorphs the upper parts of the Gelnica group-the Drnava beds- can be referred to as Lower Devonian.

Úvod

Gelnická séria budujúca podstatnú časť gemerika sa skladá z epimetamorfovaných sedimentárnych a vulkanických hornín. Svojou litologickou skladbou potvrdzuje typickú flyšovú sedimentáciu. Veľkú hrúbku sedimentárnej série umocňujú masy vulkanických hornín prevažne efuzívneho charakteru.

Gelnickú sériu oddávna považovali za staropaleozoickú (L. Zelenka, A. Matějka in A. Matějka—D. Andrusov 1931, O. Fusán—J. Kamenický—M. Kuthan 1953, O. Fusán—M. Maška—V. Zoubek 1954). Jej vek bol preukázaný geochronologickými (J. Kantor 1962) a palinologickými (P. Snopková 1962) metódami ako kambrium—silúr. Získané výsledky sa neskôr potvrdili i na ďalších lokalitách tými istými metódami (O. Čorná 1972, O. Čorná—L. Kamenický 1976, B. Cambel 1976, A. K. Bojko 1975.)

RNDr. P. Snopková, CSc., RNDr. L. Snopko, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

V predloženej práci uvádzame detailnejšie biostratigrafické členenie zo západnej časti gelnickej série, stručne zhŕňame doterajšie výsledky litostratigrafickej klasifikácie staropaleozoickej flyšovej formácie a porovnáваме ich s biostratigrafickými výsledkami dosiahnutými na základe štúdia palinomorf. Chronostratigrafické údaje sú iba ojedinelé, ale zodpovedajú doterajším výsledkom.

Stručný geologický prehľad

Podrobným stratigrafickým členením gelnickej série sa zaoberalo mnoho geológov. Výsledky však neboli vždy uspokojivé a v konečnom štádiu sa rozchádzali. Príčina spočívala v nedostatku priameho stratigrafického dôkazového materiálu. Ako nevhodné sa ukázali rôzne petrografické alebo geochemické porovnávacie metódy, dovoľujúce rozličné interpretácie. Taktiež výsledky drobnej tektoniky, ako pomocnej metódy, neboli jednoznačné. Štruktúrny analytický výskum, zameraný na porovnávanie sedimentárnych sérií a formácií študovanej oblasti s podobnými v iných oblastiach, poskytoval iba hrubú stratigrafickú predstavu. Ako najvhodnejšia sa osvedčila drobnolitologická metóda, zameraná na zisťovanie superpozície vrstiev. V posledných rokoch sa dôsledne použila pri geologickom mapovaní (Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria (ďalej len SPGR) v mierke 1:50 000 J. Bartalský et al. 1975, L. Snopko 1974, 1976, L. Snopko—J. Ivanička 1978). Na základe superpozície drobných litologických prvkov bolo možné vytvoriť všeobecné zásady pre litostratigrafické členenie celej gelnickej série a rozdeliť ju na šesť nepomenovaných jednotiek — mezorytmov (L. Snopko 1967, 1974).

V širšej oblasti Vlachova sa podarilo preukázať najstaršie súvrstvie (L. Snopko 1957, 1967, 1974; D. Andrusov 1958; O. Fusán 1963, O. Fusán in M. Maheľ 1967). I keď litostratigrafická pozícia bola na základe štúdia drobnolitologických prvkov zreteľne preukázaná, vek súvrstvia nebol doložený. Až neskôr sa na základe nálezov palinomorf podarilo preukázať vek kambrium—ordovik (P. Snopková 1962, O. Fusán 1963).

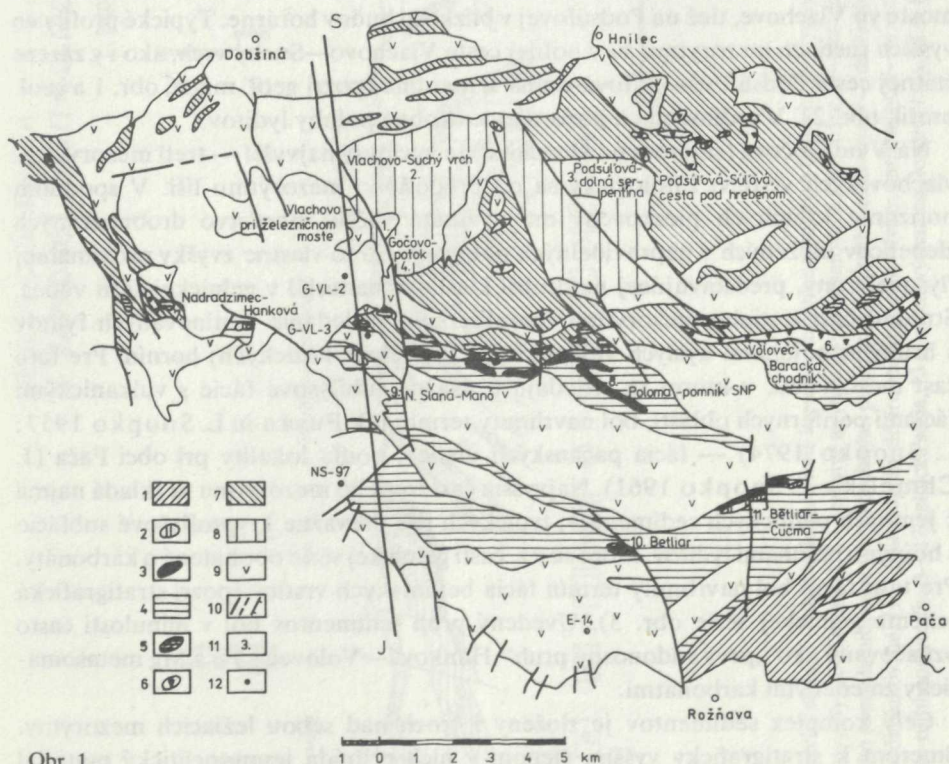
Pomocou podrobného geologického mapovania a štúdia drobnolitologických prvkov sme pri Vlachove vymedzili vlahovské vrstvy (viď geologickú mapu a profil). Je to litologický komplex zložený z troch nad sebou ležiacich mezorytmov.

Najspodnejšiu polohu tmavých skrytovrstevnatých fylitov (t. j. vrchnú časť naspodnejšieho mezorytmu) odkryla erózia rieky Slanej pri Vlachove, ako i Súfovský potok na Podsúlovej.

Vyššie leží druhý mezorytmus, ktorý má v spodnej časti v subfácii distálnej flyšovej zóny vyvinuté kremité pieskovce (L. Snopko 1969, 1970; J. Ivanička 1970, 1976, L. Snopko—J. Ivanička 1978). Postupne sa klastické sedimenty zjemňujú na laminované fylity, čo predstavuje strednú časť druhého mezorytmu — subflyšová faciálna zóna.

GEOLOGICKÁ MAPA STARŠIEHO PALEOZOIKA GEMERIKA

GELNICKÁ SÉRIA /L.SNOPKO/



Obr. 1

1 0 1 2 3 4 5 km

VYSVETLIVKY

1 — kremité pieskovec rôznej zrnitosti a fylity, viacnásobne alternujúce; drnavské vrstvy — litostratigraficky spodná časť V. mezorytmu, spodný devón, 2 — karbonáty, 3 — lydity, 4 — prevažne tmavošedé fylity s polohami drobnolaminovaných kremitých pieskovec, 2—4 vrstvy Bystrého potoka, (litostratigrafický IV. mezorytmus), vrchný silúr, 5 — karbonáty celistvé, nezvrstvené i rytmicky sedimentované, 6 — lydity celistvé niekedy drobne laminované, rytmicky sedimentované spolu s grafickými fylitmi, 7 — kremité pieskovec (mikrozlepence) v striedaní s fylitmi, tmavé fylity až grafické fylity, 5—7 stredný silúr (litostratigrafický III. mezorytmus), 8 kremité pieskovec drobnolaminované fylity a skrytovrstevnaté fylity, rytmicky sedimentované, ojedinele s lyditi (litostratigraficky I a II. mezorytmus), vrchné kambrium — stredný ordovik, 5—8 vlachovské vrstvy 2—3, 5—6 karbonáty a lydity spolu s jemnými fylitmi vo vrchných častiach mezorytmov — fácia betliarskych vrstiev, 9 — vulkanické členy gelnickej série (tufo-tufitoporfyroidy, kremité porfyry, keratofýry, spilitdiabázy a ich tufy) v spojení s uzavretými sedimentmi — fácia pačanských vrstiev — príslušného veku ako sú ostatné sedimenty, 1—9 sedimentárne i vulkanické členy gelnickej série, 10 — zlomy, predpokladané zlomy, presunová línia, 11 — lokality pozitívnych nálezov spóromorf, 12 — významné technické práce

Najvrchnejšiu časť druhého mezorytmu tvoria jemné fylity subfácie tmavých bridlíc, prevažne so skrytovrstevnatými sedimentárnymi textúrami. Označujeme ju ako zónu kryptoflyšovú (pozri stratigrafickú schému gelnickej série, obr. 3). Dobre viditeľná je najmä spodná časť kremitých pieskovcov na cintoríne a pri železničnom moste vo Vlachove, tiež na Podsúľovej v blízkosti budov horárne. Typické profily vo vyšších častiach mezorytmu sú v poľnej ceste Vlachovo—Suchý vrch, ako i v záreze štátnej cesty Podsúľová—Súľová-dolná serpentína (pozri geol. mapa, obr. 1 a geol. profil, obr. 2). V sedimentoch pozorujeme drobné polohy lyditov.

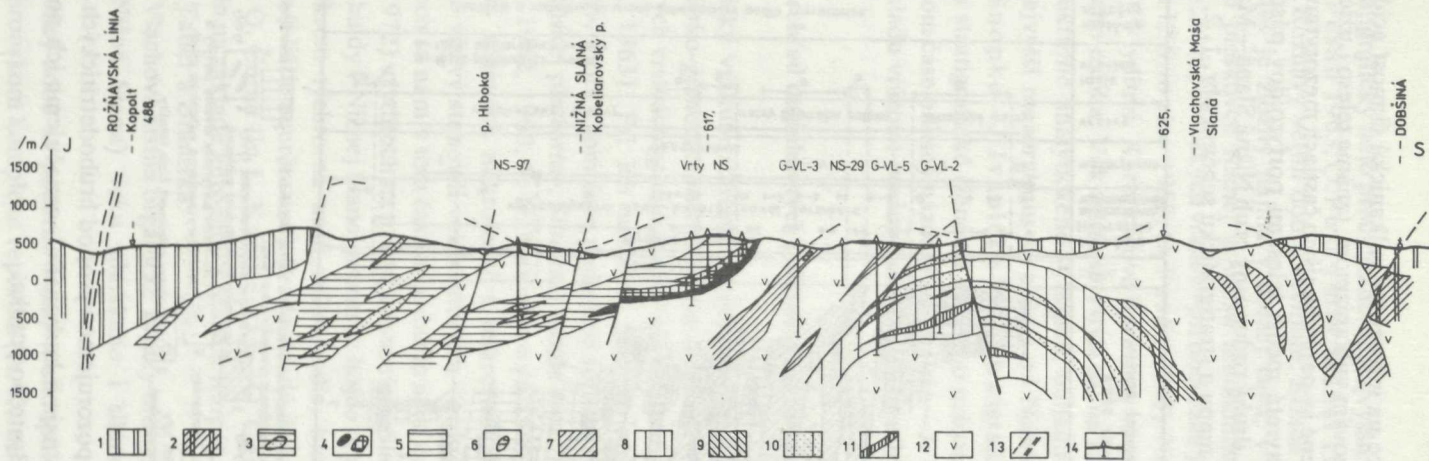
Na V od Gočova (smerom na Henclovú) je vyvinutý najvyšší — tretí mezorytmus vlahovských vrstiev. Litologicky sa od predošlého mezorytmu líši. V spodnom horizonte kremitých pieskovcov má vyvinuté väčšie množstvo drobnozrných zlepcov uložených v nepravidelných polohách. Sú to vlastne zvyšky proximálnej flyšovej zóny, predstavujúcej najhrubší klastický materiál v gelnickej sérii vôbec. Strednú časť tretieho mezorytmu charakterizuje striedanie laminovaných fylitov s hrubými polohami kyslých vulkanických (ojedinele bázických) hornín. Pre túto časť mezorytmu, v ktorej sa striedajú prevažne subflyšové fácie s vulkanickými faciami periférnych oblastí, bol navrhnutý termín (O. Fusán in L. Snopko 1957; L. Snopko 1974) — fácia pačanských vrstiev, podľa lokality pri obci Pača (J. Chmelík—L. Snopko 1961). Najvyššia časť tretieho mezorytmu sa skladá najmä z jemných pelitických sedimentov, typických pre prevažne kryptoflyšové subfácie s hojnými polohami lyditov, ktoré sú v z. časti gelnickej série obohatené o karbonáty. Pre túto fáciu bol navrhnutý termín fácia betliarskych vrstiev (pozri stratigrafická schéma gelnickej série obr. 3). Uvedený pruh sedimentov bol v minulosti často označovaný ako „prvý rudonosný pruh“ Hanková—Volovec s Fe a Mg metasomaticky zmenenými karbonátmi.

Celý komplex sedimentov je zložený z troch nad sebou ležiacich mezorytov. Smerom k stratigraficky vyšším členom v nich pribúda jemnopelitický materiál a väčšie množstvo lyditov. V najvrchnejšom mezorytme sa objavujú i karbonátové horizonty. Vlahovské vrstvy (L. Snopko 1969, 1970, 1974; L. Snopko—J. Ivanička 1978) sú rozšírené najmä v z. časti gelnickej série s typickou flyšovou sedimentáciou. Sú to najstaršie sedimenty gelnickej série. Tektonicky sú deformované do tvaru klenbovitej štruktúry (obr. 1. a 2.), označovanej tiež hlinecká antiklinála. Os klenbovitej štruktúry môžeme viesť od Vlachova do povodia rieky Hnilec pri Švedlári.

Zatiaľ čo vlahovské vrstvy zo S transgresívne prekrýva mladšia rakovecká séria, na južnom krídle spomínanej klenbovitej štruktúry vrstevný sled gelnickej série pokračuje. Najmä v širšom okolí Bystrého potoka sú na najjemnejších faciách tretieho mezorytmu uložené hrubé polohy kremitých rytmicky sedimentovaných pieskovcov, predstavujúcich spodnú časť štvrtého mezorytmu. Tieto postupne vo vertikálnom smere prechádzajú do drobnolaminovaných a tmavých nezvrstvených fylitov s polohami lyditov. V strednej časti mezorytmu sú však vyvinuté veľmi hrubé

GEOLOGICKÝ PROFIL
V ZÁPADNEJ ČASTI GELNICKEJ SÉRIE

/L. SNOPKO/

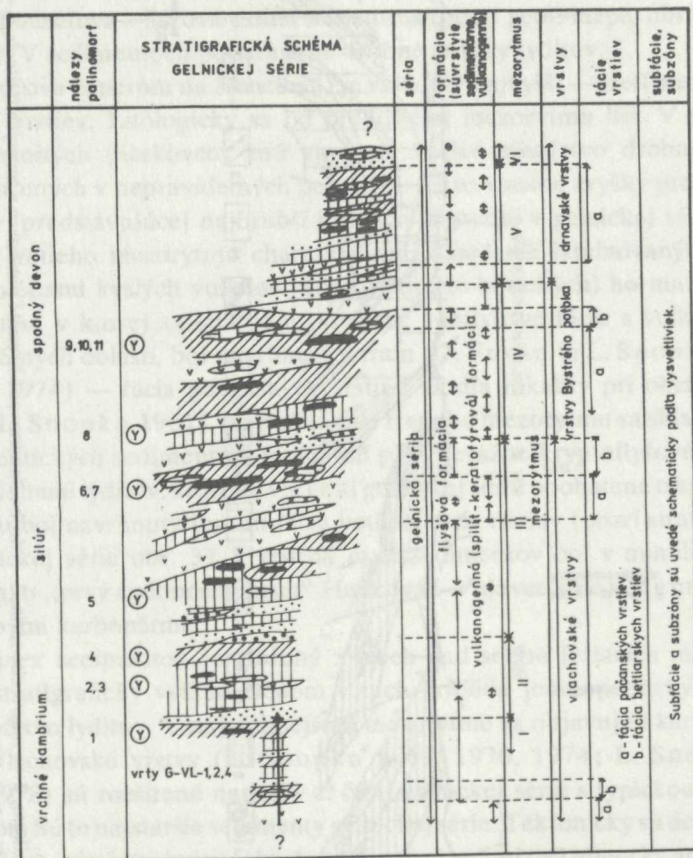


Obr. 2

VYSVETLIVKY

1 —mladšie paleozoikum a mezozoikum, 2 — rakovecká séria, 3 — drobnolaminované kremité pieskovec v tmavých fylitoch, 4 — lydit, karbonáty, 5 — tmavé skrytovrstevnaté fylity, 3—5 vrchný silúr (vrstvy Bystrého potoka), 6 — celistvé a rytmicky sedimentované karbonáty, 7 — tmavé fylity s polohami lyditov, 6—7 stredný silúr, 8 — skrytovrstevnaté alebo jemne laminované fylity s drobnými polohami kremitých pieskocov, 9 — drobnolaminované tmavé fylity, 10 — kremité pieskovec a bridlice, rytmicky sedimentované, 11 — tmavé ojedinelé drobnolaminované fylity, karbonáty, 8—11 vrchné kambrium — stredný ordovik, 6—11 vlachovské vrstvy, 12 — tufo-tufitoporfyroidy, 3—12 gelnická séria, 13 — zlom, významná zlomová línia, 14 — hlboké štruktúrne vrty

polohy porfyroidov, poukazujúce na intenzívnu vulkanickú činnosť acidného charakteru, ojedinele so spilitdiabázovým vulkanizmom, (známe teleso Lužice a Tureckej). Vulkanické členy sú rozšírené i v najvrchnejších častiach mezorytmu. Typická fácia betliarskych vrstiev je uzavretá medzi telesami porfyroidov pásma Lužice a pásma Tureckej. Je to známy „druhý rudonosný pruh Nižná Slaná—Manó—Betliar—Čučma“ (pozri geologickú mapu a stratigrafickú schému obr. 1, 2, 3).



- 1 [stippled pattern] kremité pieskovce rytmičky sedimentované, mikrokonglomeráty (flyšová subfácia-distálna a proximálna subzóna); 2 [horizontal lines] prevažne drabnalaminované kremité fylity (subflyšová subfácia); 3 [diagonal lines] prevažne skrytovrstevnaté fylity (prevažne kryptoflyšová subfácia); 4 [wavy lines] lydití a grafitické fylity; 5 [checkered pattern] karbonáty; 6 [circle with dot] tufo-tufto porfyroidy, kremité porfýry a keratofýry (periférna vulkanická zóna); 7 [square with dots] spilitdiabasy a ich tufy (periférna vulkanická zóna); 8 [circle with Y] nálezy palinomorfov, číslo lokality

Obr. 3

Pretože u tohto mezorytmu pozorujeme vývoj od hrubodetritických sedimentov až po jemné typy s lyditmi a najmä karbonátmi, označujeme ich podľa lokality v Bystrom potoku ako vrstvy Bystrého potoka.

Litostratigraficky bolo preukázané, že najvyššie ležia drnavské vrstvy (A. Klinec 1958, O. Fusán 1963, O. Fusán in M. Maheľ 1967, M. Kuthan 1950). Súvrstvie je sv. od Rožňavy veľmi dobre vyvinuté. Skladá sa z dvoch mezorytmov. Spodný mezorytmus je zložitý najmä v dolnej časti, v ktorej sa drobnozrnné zlepenca a kremité pieskovce rôznej zrnitosti mnohonásobne striedajú. V strednej časti v typickej „fácii pačanských vrstiev“ pri obci Pača je vyvinutá i vulkanická zložka (O. Fusán in L. Snopko 1957, O. Fusán 1963). Najvyššie opäť ležia drobnolaminované fylity s lyditi. Karbonátové horizonty sú známe len od Železníka, Brusníka a ich širšieho okolia. Vek tohto súvrstvia sa, na základe litostratigrafických výsledkov a štruktúrne analytického výskumu, odhadoval na spodný devón (O. Fusán 1963). Najvyšší mezorytmus je známy od Nižného Medzeva (P. Reichwalder 1969, L. Snopko—J. Ivanička 1977; stratigrafická schéma gelnickej série — obr. 1—3). Na stratigrafické členenie staršieho paleozoika v gemeridách bol vyslovený v poslednom čase odlišný názor (P. Grecula—J. Varga 1977). Autori vychádzajú z predpokladu vrásovo-prešmykového štýlu stavby pohoria.

Stručný prehľad dosiahnutých palinologických výsledkov zo staršieho paleozoika

Palinologický výskum staropaleozoických slabometamorfovaných hornín sme na území Spiško-gemerského rudohoria začali už v roku 1962—1963. Vtedy boli vo vlahovských vrstvách gelnickej série zistené prvé mikrofosílie SPGR (P. Snopková 1962, 1963). Pri ich určovaní sme sa opierali o prvé práce sovietskych palinológov, ktorí v tom čase podrobne spracovávali proterozoické a paleozoické horniny Ruskej platformy, Sibírskej tabule a pod. (B. V. Timofejev 1958, 1959, 1960 a, b, 1962, 1963, S. N. Naumovová 1949, 1951, 1953, 1960). Na základe porovnania zistených mikrofosílií s mikrofosíliami uvedených autorov sme pre vlahovské vrstvy stanovili vek kambrium—ordovik. V litostratigraficky mladších sedimentoch sa nám v tom čase nepodarilo nájsť organické zvyšky. Neskôr našla O. Čorná (1972) v lyditoch na pravej strane rieky Slanej (lokality Betliar) a v tmavých lyditoch z haldy v Nižnej Slanej pomerne hojné organické zvyšky, najmä cievnatých rastlín. Okrem týchto sa našli mikrofosílie, ktoré autorka zahŕňa do skupiny *Acrītarcha* (bližšie neurčované). Predpokladá, že nie sú staršie ako silúrske. V ďalšej práci rieši O. Čorná (in L. Kamenický—O. Čorná 1976) stratigrafiu kryštalických hornín na základe kerogénu z Malých Karpát, Inovca, Malej Magury, Nízkych, Vysokých Tatier a Braniska.

V okolí Vlachova zistila organické zvyšky ordovického veku, v ďalších lokalitách (Betliar, Nižná Slana) veku silúrskeho i silúrsko-devónskeho veku (lokality Drnava).

V poslednej dobe sa podarilo stanoviť staropaleozoický vek metamorfovaných hornín i v hronskom komplexe veporika (A. Klinec—E. Planderová—O. Miko

1975, E. Planderová—O. Miko 1977). E. Planderová zistila na základe výskytu palinomorf silúrsko—devónsky vek na viacerých lokalitách pri Bacúchu, Heľpe a Bujakove.

Počas niekoľkých rokov sme odoberali vzorky zo staršieho paleozoika — gelnickej série — SPGR a postupne sme ich laboratórne spracovávali. Vysoké percento vzoriek, odobratých z rôznych jemných fylitov a lyditov, bolo negatívnych. Jednako sa domnievame, že nájdené palinomorfy v pozitívnych vzorkách sú dosť hodnoverné na stanovenie veku určitých litologických horizontov. Najvhodnejším materiálom na skúmanie mikrofosílií boli lydity, ktoré sú hojne rozšírené vo všetkých litologických horizontoch gelnickej série.

Odber vzoriek a metodika práce

Ako sme už vyššie uviedli, prevažnú väčšinu vzoriek sme odoberali z lyditov viacerých lokalít z. časti gelnickej série. V prvých rokoch palinologického výskumu sme sa zamerali na štúdium rôznych typov hornín, ktoré sme pokladali za najvhodnejšie na skúmanie mikrofosílií. Študovali sme rôzne typy fylitov — grafitické fylity, sericiticko-chloritické fylity a drobne laminované fylity, sericiticko-chloritické fylity a drobne laminované fylity. Odoberali sme tiež fylity a piesčité fylity, vyskytujúce sa v kvarcových horizontoch, vo vrchných častiach rytmickej sedimentácie. Vyberali sme aj fylity z intraformačných brekcií, hlavne na lokalite Podsúľová. Zistili sme, že pre palinologické štúdiá sú najvhodnejšie lydity. V ostatných typoch hornín sa mikrofosílie vyskytovali len ojedinele. Z lyditov sa osvedčili hlavne tmavé typy. Iba na lokalite Gemerská Poloma—Podsúľová (pomník letcov SNP) sme odoberali svetlošedé lydity. Spracované boli chemicky alebo z nich boli robené výbrusy. Aby sa urýchlil proces rozrušovania (macerácia), podrvtli sme lydity na drobné kúsky a na vzorky z lokality Volovec a Vlachovo sme použili aj ultrazvuk. Drvené vzorky sme macerovali 40 % kyselinou fluorovodíkovou (2 týždne až 2 mesiace), kým sme nerozrušili všetky kremité látky. Po rozpustení silikátov sme vzorky trikrát premyli destilovanou vodou a organickú substanciu oddelili od anorganickej ťažkou kvapalinou $KJ + CdJ_2$ o špecifickej váhe 2,1 až 2,3. Organickú časť sme znova premyli destilovanou vodou a podrobili postupne oxidácii Schulzovým roztokom. Po 10 dňoch sme vzorky kontrolovali a uvoľnené palinomorfy, ktoré boli už čiastočne vybielené sme odfotografovali a nechali ďalej oxidovať. Tento postup sme opakovali u niektorých vzoriek päťkrát až sme dostali dostačujúce množstvo mikrofosílií i organického detritu. Poznávame (O. Čorná 1969, P. Snopková 1970), že pri spracovaní metamorfovaných hornín sa nedá použiť jednotný maceračný postup, ale treba kombinovať rôzne metódy tak, ako si to vyžadujú jednotlivé typy hornín. Pri chemickom spracovaní lyditov bolo veľmi ťažko vybieliť organické zvyšky zanesené grafitickým povlakom. Mnohé organické zvyšky zostali tmavé, takže sa

zachovali len ich obrysy (pozri tabuľky mikrofosílií). S podobnými ťažkosťami sa stretávajú aj iní autori, lebo v mikrofosíliách získaných zo staršieho paleozoika, sa čiastočne mení organická hmota na čierny grafit.

Postupnou oxidáciou vzoriek sme získali z lydítov pomerne dobre zachované palinomorfy, najmä akritarchy, menej amorfný a štruktúrny kerogén a trilétne spóry. Z jednej vzorky sme pod mikroskopom prezreli 5 až 8 preparátov, nájdené sporomorfy sme fotografovali. Pri doplňujúcom štúdiu sme ešte našli mikrofosílie aj vo výbrusoch. Takto sme postupovali, aby sme vylúčili možnosť omylu pri polámaných mikrofosíliách. Vo výbruse bolo možno sledovať tieto formy v hornine v pôvodnom, tektonikou nerozrušenom stave. Na tento fakt upozorňuje vo svojich prácach G. Burmann (1973 a, b). Takýmto spôsobom skúma akritarchy z ordoviku fylitovej zóny pohoria Harzu v Nemecku.

Pri určovaní získaných mikrofosílií sme sa opierali o práce sovietskych palinológov (B. V. Timofejev 1959, 1966, 1973, B. V. Timofejev—T. N. German—N. S. Michajlova 1976, S. N. Naumovová 1949, 1953, E. V. Čibriková 1972), ďalej o práce z ordoviku Čiech (M. Vavrdová 1965, 1966, 1972, 1973, 1974, M. Konzálová—Mazancová 1969), Poľska (H. Gorka 1969), Nemecka (G. Burmann 1973 a, b, A. Eisenack 1959, 1962, 1965, A. Eisenack—F. H. Cramer 1973), ordoviku a silúru Belgicka (F. Martin 1968, 1973), Francúzska (G. Deflandre 1962, 1964, R. Raucher 1973, 1974, A. Moreau—Benoit 1974), Španielska (F. H. Cramer 1964), Ameriky (E. D. Pöethe de Baldis 1975, B. Thusu 1973, D. C. McGregor 1973), Anglicka (C. Downie 1963, C. Downie—W. Evitt—W. A. S. Sarjeant 1963, W. Ewitt 1963), Juhoslávie (N. Pantic 1975), Maďarska (F. Góczan 1971) a Rumunska (V. Iliescu—M. Muresau 1971 a, b, A. Visarion 1968, C. Boldór—A. Visarion 1971). Skúmaný materiál sme so staropaleozoickými výskytmi z oblasti Leningradu a Sibíri porovnávali u Dr. Timofejeva, ktorému za spoluprácu touto cestou srdečne ďakujeme.

Palinologické vyhodnotenie vzoriek z jednotlivých profilov západnej časti gelnickej série

Mikrofosílie, ktoré sme našli v lydítóch, z jednotlivých profilov, môžeme zhruba rozdeliť do troch skupín:

1. Akritarchy
 2. Amorfný a štruktúrny kerogén
 3. Trilétne spóry
1. Akritarchy predstavujú pre stratigrafiu paleozoických a najmä staropaleozoických hornín veľmi dôležitú skupinu jednobunečných mikrofosílií. Sú známe z prote-rozoika až devónu. Názov „Acritarcha“ zaviedol W. R. Evitt 1963. Nazýva tak

všetky rôznorodé a rôzne staré mikrofosílie s rozličnými morfológickými znakmi. Na základe morfológických znakov C. Downie—E. Evitt—W. A. S. Sarjeant (1963) rozčlenili túto skupinu na 7 podskupín, a to:

- A. *Acanthomorphitae*
- B. *Polynomorphitae*
- C. *Netromorphitae*
- D. *Diacromorphitae*
- E. *Sphaeromorphitae*
- F. *Pteromorphitae*
- G.) *Herkomorphitae*

Rody a druhy uvedených podskupín sa v menšom alebo väčšom počte vyskytli aj vo vzorkách skúmaných profilov. Prevládajú však akritarchy podskupiny *Acanthomorphitae*, *Sphaeromorphitae* a *Herkomorphitae*. Musíme zdôrazniť, že nájdené akritarchy nie sú dobre zachované, preto sme mnohé druhy určili iba približne (cf.). Sedimenty gelnickej série predstavujú totiž starú flyšovú formáciu. Podľa súčasných flyšových bazénov vieme, že sa palinomorfy v takýchto útvaroch len veľmi ťažko uchovávajú, a to iba v špeciálnych podmienkach, vo veľmi jemných fáciách. Gelnická séria bola okrem toho viackrát epizonálne metamorfovaná, čo mnohé organické zvyšky poškodilo, alebo aj celkom zničilo.

2. Amorfny a štruktúrny kerogén sa v skúmaných vzorkách vyskytoval pomerne hojne. Pri jeho určovaní sme sa opierali o výsledky, ktoré dosiahla O. Čorná (1976) z hornín staršieho paleozoika Západných Karpát. Autorka rozdelila štruktúrny kerogén podľa viditeľnosti morfológických znakov na dve skupiny: štruktúrny kerogén s málo výraznými morfológickými znakmi a štruktúrny kerogén s výraznými morfológickými znakmi. Podľa prvej skupiny môžeme rozlišovať širšie stratigrafické členenie sedimentov (silúr—devón, stredné paleozoikum a pod.). Druhá skupina, ak sú morfológické znaky dobre viditeľné, pomáha určovať detailnejšie stratigrafické členenie.

3. Trilétne spóry sa v skúmanom materiáli vyskytli len ojedinele, najmä vo vzorkách z lokality Gemerská Poloma—Podsúľová (vzorky č. 396/75, 259/70). Tieto sú, podľa doterajších poznatkov o výskyte suchozemských rastlín, známe už od silúru, a nie od kambria, ako predpokladala S. N. Naumovová (1949, 1953). Rozdielne názory o stratigrafickom rozpätí jednotlivých trilétnych spór uviedol J. Schoph (1969) na pravú mieru; podľa týchto nových kritérií sme revidovali i doterajšie výsledky z vlahovských vrstiev gelnickej série.

Pre lepší prehľad o určených mikrofosíliach zo skupiny *Acritarcha*, z lyditov skúmaných profilov, uvádzame ich začlenenie do morfológických podskupín podľa C. Downie—W. Evitt—W. A. Sarjeant (1963).

A. *Acanthomorphytae* D. E. S. 1963

Zahŕňajú akritarchy so sférickým a elipsovým hlavným telieskom s trŕovitými výrastkami. Najdôležitejšie rody sú *Baltisphaeridium* a *Micrhystridium*. Druhy rodu *Baltisphaeridium* sú najviac rozšírené od vrchného kambria až do devónu a druhy rodu *Micrhystridium* od spodného kambria, často sa vyskytujú v mezozoiku (jura).

V skúmaných vzorkách gelnickej série ako najrozšírenejšie boli zistené rody a druhy:

- Baltisphaeridium dilatispinosum* Downie
- B. (Archeosphaeridium) dentatum* Timofejev
- B. paraguaferum* Cramer
- B. cf. oligofurcatum* Eisenack
- B. tenuiramusculosum* Stockmans et Williere
- A. Baltisphaeridium* aff. *echinoderum* Stockmans et Williere
- ? *B. aff. macroceras* Deunff.
- B. (Archeohystrichosphaeridium) imperfectum* Timofejev
- Baltisphaeridium* sp.
- Baltisphaeridium* cf. *astartes* Sanneman
- ? *B. hermosa* Cramer
- B. cf. raspa* (Cramer) Martin
- B. paraguaferum* Cramer
- ? *B. paraguaferum* Cramer
- Micrhystridium nannacanthum* Deflandre
- M. cf. nannacanthum* Deflandre
- M. campoae* Stockmans et Williere
- ? *M. campoae* Stockmans et Williere
- Micrhystridium* sp. A
- Micrhystridium* sp. B
- M. aff. varians* Stockmans et Williere
- M. cf. henryi* Paris et Deflandre
- M. oligarifmus* Čibriková
- M. cf. baciliferum* Deflandre
- ? *Evitia*
- Acritarcha* sp. III (Cramer)
- Peteinosphaeridium breviradiatum* Eisenack
- Peteinosphaeridium* sp. 1 (Martin)
- Ammonidium* of. *alloiteau* Deflandre
- ¹ *Tylotopalla* cf. *reticulata* D. Pöthe de Baldis

B. *Polygonomorphitae* Deflandre—Evitt—Sarjeant

Typickým predstaviteľom tejto podskupiny je rod *Veryhachium*. Tvar telieska je polygonálny alebo subpolygonálny, z jeho rohov vychádza niekoľko trňov (3—8). Stena je jednoduchá, hladká alebo jemne granulátna. Rod je typický pre paleozoické sedimenty. Charakteristický je pre sedimenty stredného až vrchného ordoviku a silúru Európy. Z podskupiny *Polygonomorphitae* boli zistené štyri druhy rodu *Veryhachium*. Sú to:

- Veryhachium rosendae* Cramer
- V. cf. rosendae* Cramer
- V. hellenae* Cramer
- V. trispinosum* (Eisenack) Timofejev
- ? *V. downiei* Stanley
- Veryhachium* sp.

C. *Netromorphitae* Deflandre—Evitt—Sarjeant 1963

Charakteristickým rodom je *Leiofusa*. Tvar tela je podlhovastý s okrúhlymi pórmi. Stena je jednovrstevná, hladká až bodkovaná s dvoma výbežkami — rohmi. Tento rod sa v Európe vyskytuje v ordoviku až silúre. Vo vzorkách skúmaných lyditov sa vyskytuje iba ojedinele.

D. *Diacromorphitae* Deflandre—Evitt—Sarjeant 1963

Typické sú rody *Trachydiacrodium*, *Lophodiacrodium*, *Acanthodiacrodium* a *Dasydiacrodium*. Celkový tvar tela je okrúhly alebo elipsovité s trňovitými, krátkymi výbežkami na pretiahnutých koncoch. B. V. Timofejev (1958, 1966, 1973) uvádza tieto rody z kambria okolia Leningradu. Predpokladá, že sú to jednobuněčné riasy. Niektoré druhy (*Acanthodiacrodium simplex* Combaz) sú známe z vrchného ordoviku až silúru.

V skúmanom materiáli sa z uvedenej podskupiny vyskytuje rod *Acanthodiacrodium*. Takmer v každej vzorke profilu sú zastúpené *Acanthodiacrodium cf. simplex* Combaz, ? *A. simplex* Combaz, *Acanthodiacrodium* sp.

E. *Sphaeromorphitae* Deflandre—Evitt—Sarjeant 1963

Do tejto podskupiny sú zahrnuté jednoduché guľovité až elipsovité útvary s jednou stenou. Sú rozšírené od proterozoika po silúr, no väčšina rodov je známa z proterozoika až kambria (*Protosphaeridium*, *Kildinella*, *Favososphaeridium*). Veľa rodov pochádza aj z ordoviku a silúru (rody *Leiosphaeridia*, *Trachysphaeridium*, *Lophosphaeridium*, *Origmatosphaeridium* a pod.). Veľkosť jedincov zaradených do tejto

podskupiny sa pohybuje od 10—100 μ . Stenu majú hladkú s veľmi malými, niekedy neviditeľnými trŕmi. U mnohých rodov tejto podskupiny sa predpokladá príslušnosť k zeleným riasam (D. Wall 1962, B. V. Timofejev 1966).

Z uvedenej podskupiny sme v lyditoch skúmaných vzoriek zistili nasledujúce rody a druhy:

Protosphaeridium sp.

P. cf. acis Timofejev

Synsphaeridium spinosum Moreau—Benoit

Synsphaeridium sp.

cf. *Synsphaeridium*

Lophosphaeridium parverarum Stockmans et Williere

? *L. parverarum* Stockmans et Williere

L. cf. rarum Timofejev

L. papillatum (Staplin) Downie

Leiosphaeridia cf. eisenackia Timofejev

Cryptostromatium cf. inflatum Moreau—Benoit

Gloeocapsomorpha sp.

G. cf. macrocysta Eisenack

Favosphaeacidium sp.

F. cf. botnicum Timofejev

Trachysphaeridium Timofejev

Origmatosphaeridium Timofejev

Tasmanites cf. medium Downie

cf. *Tasmanites*

Turuchanica sp.

cf. *Kildinella*

F. *Pteromorphitae* Deflandre—Evitt—Sarjeant 1963

Patrí sem rod *Pterospermopsis*, ktorého druhy sú známe z jury a treťohôr i rod *Duvernaysphaera* zo silúru a devónu. Z uvedeného rodu bol v skúmaných vzorkách zistený druh *Duvernaysphaera jelinii* D. Pöthe de Baldis.

G. *Herkomorphitae* Deflandre—Evitt—Sarjeant 1963

Do tejto podskupiny patria rody a druhy so sférickým hlavným telieskom, ktoré je obrúbené lemom (rod *Cymatiosphaera*). U niektorých rodov lem vytvárajú stĺpčeky (rod *Dictyotidium*) alebo výrastky (rod *Cymatiogalea*). Zástupcovia tejto podskupiny sú rozšírení v ordoviku, silúre až devóne. V skúmaných vzorkách lyditov sú rody a druhy tejto podskupiny zastúpené pomerne hojne:

Cymatiosphaera nebulosa Deunff
C. cf. nebulosa Deunff
C. cf. baikitica Timofejev
Cymatiogalea modesta Gorka
Dictyosphaera convexa Čibriková
D. cf. convexa Čibriková
D. polygonia (Stäplin—Čibriková)
D. cf. polygonia (Stäplin) Čibriková
Dictyotidium stenodictyum Eisenack
D. cf. dictyotum Eisenack
Brochosphaera cf. uralica Čibriková
B. diligens Čibriková

Okrem mikrofosílií zo skupiny *Acritarcha* sme v niektorých vzorkách pozorovali aj ojedinelý výskyt trilétnych spór, ktoré sa však dali určiť len na rod. Zistené spóry podľa literárnych údajov (J. B. Richardson—N. Joannides 1973, K. C. Allen 1965, B. C. Mc Gregor 1973, D. C. Mc Gregor—B. Owens 1966, J. B. Richardson—T. R. Lister 1969, E. V. Čibriková 1972 a pod.) sa vyskytujú od vrchného silúru—devónu, hlavne však v spodnom devóne (obr. 13, 15). Zistili sme :

cf. Archeozonotriletes
 ? *Synorisporites*
Grandispora inculta Allen
Trachytriletes aff. minor Naumova
cf. Dictyotriletes

Zo skupiny štruktúrneho kerogénu s málo výraznými morfológickými znakmi sme zistili :

? *Problematika* 2 a Čorná

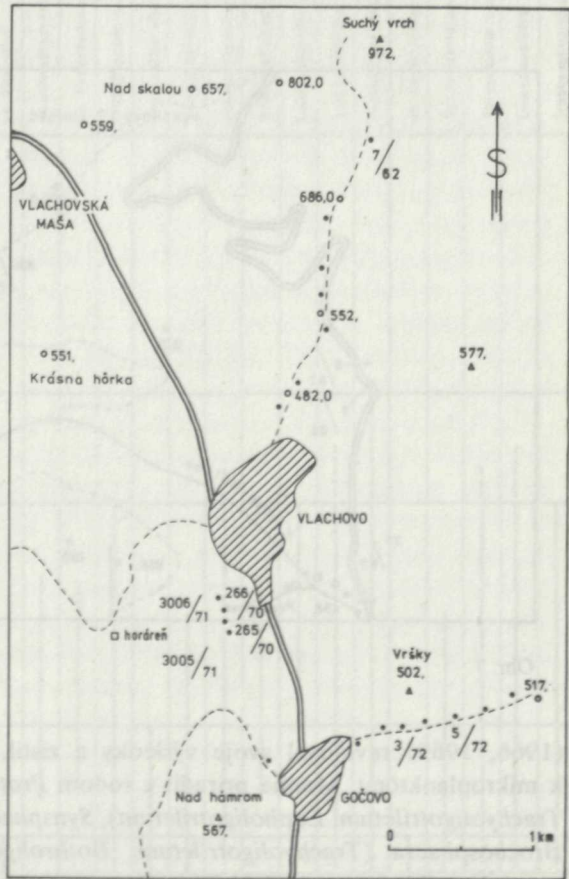
Zo štruktúrneho kerogénu s výraznými morfológickými znakmi sme v skúmaných vzorkách našli :

Problematika 12 a Čorná
Problematika 5 a Čorná
Problematika 15 a Čorná
 ? *Problematika* 11 a Čorná

Profil Vlachovo—pri železničnom moste (lokalita 1)

Z tohto profilu sme odobrali viac vzoriek z lyditov a len v dvoch vzorkách (č. 266 a, b, vo výbrusoch č. V-3006, 3005) sme našli pomerne málo mikrofosílií zo skupiny *Acritarcha*, bližšie z podskupiny *Sphaeromorphitae* a jeden druh zo skupiny *Acanthomorphitae*. Stratigrafické rozšírenie určených druhov a rodov uvádzame podľa B. V. Timofejeva (1966, 1973), znázornené je aj na obr. 6. Ako vidieť zo

stratigrafického rozšírenia zistených mikrofosílií, rody *Protosphaeridium* a *Synsphaeridium*, majú širšie stratigrafické rozpätie. Druh *Favosphaeridium botnicum* Timofejev je najrozšírenejší v proterozoiku a kambriu, no ojedinele sa vyskytuje ešte aj v ordoviku. Z mikrofosílií s užším stratigrafickým rozpätím (zhruba určujú



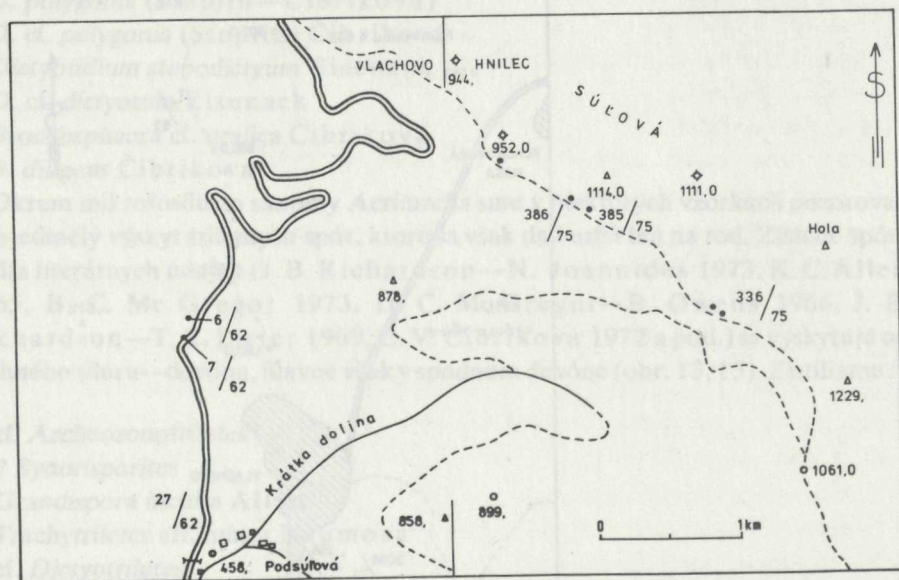
Obr. 4

vek skúmaných lyditov v profile Vlachovo pri železničnom moste) je druh *Baltisphaeridium* cf. *uncinatum* Downie, rozšírený v ordoviku a rod *Acanthodiacrodiium* Timofejev, ktorého rozpätie sa pohybuje od stredného kambria až stredného ordoviku. Lokalizácia odobratých vzoriek je uvedená na obr. 1, 2, 3, 4.

Profil Vlachovo—Suchý vrch (lokality 2)

Vzorky z tohto profilu boli vyhodnotené ešte v roku 1962. Bolo to 7 vzoriek zo sericiticko-chloritických fylitov (obr. 4). Len vo vzorke č. 7 sa našli mikrofosílie (obr.

6). Tieto nálezy sme určovali na základe prvých prác sovietskych palinológov (B. V. Timofejev 1958, 1959, S. N. Naumovová 1949, 1951). Títo autori zaraďovali druhy rodov *Leioligotriletum*, *Trachyoligotriletum*, *Lopholigotriletum*, *Bothroligotriletum*, *Mycteroligotriletum* k trilétnym spóram, patriacim už k vyšším suchozemským rastlinám. Predpokladali ich výskyt už v kambriu. B. V. Timofejev



Obr. 5

(1966, 1969) revidoval svoje výsledky a zistil, že druhy týchto rodov patria k mikroplanktónu. Mnohé priradil k rodom *Protosphaeridium* (*Leioligotriletum*, *Trachyoligotriletum*, *Lopholigotriletum*), *Synsphaeridium* (*Protoleiosphaeridium*), *Brochosphaera* (*Trachyoligotriletum*, *Bothroligotriletum*, *Mycteroligotriletum*) a pod. Na základe revízie B. V. Timofejeva sme poopravili určenie našich nálezov. Ide o rody z podskupiny *Sphaeromorphae*, a to *Trachysphaeridium* Timofejev, cf. *Kildinella* a rod z podskupiny *Diacromorphae* (*Acanthodiacrodium*). Výskyt mikrofosílií z uvedenej vzorky bol len ojedinelý. Našli sme tri rody so širším stratigrafickým rozpätím a jeden rod, ktorý B. V. Timofejev (1966, 1973) uvádza z proterozoika. Pravdepodobne ide o preplavenú formu z podložných hornín, ležiacich na okraji sedimentujúcej flyšovej panvy. Rod *Acanthodiacrodium* Timofejev, ktorý je vo vzorke z lokality Vlachovo—Suchý vrch relatívne najpočetnejší, má svoje stratigrafické rozšírenie od stredného kambria až stredného ordoviku (B. V. Timofejev 1973).

LOKALITA		VLACHOVO - lydy, pri železničnom moste	VLACHOVO - Suchý vrch	PODSÚLOVÁ - dolná serpentína	GOČOVO - v potoku
VEK	STUPNE	Favosphaeridium botnicum Timofeev			
		Protosphaeridium Timofeev			
DEVON	vrchný	Synsphaeridium Eisenack			
		Acanthodiacrodium Timofeev			
	stredný	Baltisphaeridium uncinatum Downie			
		cf. Kildinella			
	spodný	Acanthodiacrodium Timofeev			
		cf. Acanthodiacrodium Timofeev			
SILUR	vrchný	Trachysphaeridium Timofeev			
		Protosphaeridium acis Timofeev			
	stredný	Synsphaeridium Eisenack			
		Favosphaeridium Timofeev			
	spodný	Acanthodiacrodium Timofeev			
		Leiosphaeridia cf. eisenackia Timofeev			
ORDOVIK	vrchný	Leiosphaeridia Eisenack			
		Protosphaeridium Timofeev			
	stredný	cf. Laminarites			
		Synsphaeridium Eisenack			
	spodný	Favosphaeridium Timofeev			
		Leiosphaeridia Eisenack			
KAMBRIUM	vrchné	Trachysphaeridium Timofeev			
	stredné	Origmatosphaeridium Timofeev			
	spodné				
Proterozoikum					

Obr. 6

Profil Podsúľová—dolná serpentína (lokalita 3)

Aj z tohto profilu (obr. 5) boli vyhodnotené vzorky v roku 1962 a určenie rodov bolo pozmenené. Odobrali sme 27 vzoriek, z ktorých bolo veľa negatívnych. Len v troch vzorkách sme našli mikrofosílie, patriace k akritarchám z podskupiny *Sphaeromorphitae*. Nájdené akritarchy sme určili len rodove. Rody (obr. 6) majú širšie stratigrafické rozpätie (proterozoikum až silúr). Len druh *Leiosphaeridia cf. eisenackia* Timofeev a rod *Acanthodiacrodium* majú užšie stratigrafické rozšírenie,

a to stredné kambrium až stredný ordovik a ordovik. Rodové zastúpenie je podobné ako v profiloch Vlachovo—Suchý vrch a Vlachovo—pri železničnom moste.

Profil Gočovo (v potoku v. od obce — lokalita 4)

Odobrali sme 8 vzoriek zo sericiticko-chloritických fylitov (obr. 4). Len vo vzorkách č. 3 a 5 sme našli mikrofosílie zo skupiny *Acritarcha*, ktorých rodové zastúpenie je také isté ako v profile Vlachovo. Tu ešte pribudol rod *Origmatosphaeridium* Timofejev, ale chýba rod *Acanthodiacrodium* Timofejev. Ako vidno z obr. 6, opäť sú to rody so širším stratigrafickým rozpätím. Jedine rod *Origmatosphaeridium* Timofejev, ktorý v skúmaných vzorkách prevláda, má svoje maximum rozšírenia v ordovisku (B. V. Timofejev 1966).

Z vyhodnotených profilov Vlachovo—pri železničnom moste (lydity), Vlachovo—Suchý vrch (fylity), Podsúľová—dolná serpentína (fylity), Gočovo—v potoku (fylity) vyplýva, že sme našli pomerne málo rodov a druhov s užším stratigrafickým rozpätím, podľa ktorých by sme mohli odhadnúť vek vlahovských vrstiev, litologicky považovaných v gelnickej sérii za najstaršie.

Vyskytujú sa tu tri druhy, ktoré naznačujú, že vek týchto vrstiev sa mohol pohybovať na rozhraní kambria a ordoviku: *Protosphaeridium* cf. *acis* Timofejev, ktorého stratigrafické rozpätie končí vo vrchnom kambriu, ďalej *Baltisphaeridium* cf. *uncinatum* Downie a *Leiosphaeridia* cf. *eisenackia* Timofejev, ktoré sa prvýkrát objavujú v spodnom ordoviku (začiatok tremadoku). O tom, že ide pravdepodobne o vek na rozhraní kambria a ordoviku, svedčí aj rod *Acanthodiacrodium* Timofejev, ktorý sa vyskytuje takmer vo všetkých vzorkách skúmaných profilov a jeho stratigrafické rozpätie zahŕňa stredné kambrium až stredný ordovik. Rod *Synsphaeridium* Eisenack, hoci sa vyskytuje priebežne od proterozoika—kambria, sa taktiež vytvára v strednom ordoviku.

V profile Gočovo (v potoku) nájdené rody *Origmatosphaeridium* Timofejev a *Trachysphaeridium*, sa najviac vyskytujú v ordoviku. Na základe uvedeného rozboru vyskytujúcich sa mikrofosílií v súvrstviach profilov Vlachovo—pri železničnom moste, Vlachovo—Suchý vrch, Podsúľová—dolná serpentína predpokladáme pravdepodobný vek kambrium—ordovik (postdam—tremadok), mikrofosílie z profilu lokality Gočovo—v potoku môžu byť aj o niečo mladšie—azda spodný—stredný ordovik.

Profil Podsúľová—Súľová (nová lesná cesta pod hrebeňom — lokalita 5)

Z profilu sme odobrali a palinologicky spracovali 10 vzoriek tmavých lydítov, ktoré sa vyskytujú v tmavých sericiticko-chloritických fylitoch (obr. 5). Vo dvoch vzorkách (vzorka č. 385 a 386) sme našli pomerne hojný mikroplanktón. Prevládajú

mikrofosílie zo skupiny *Acritarcha*, ale pozorujeme aj výskyt štruktúrneho kerogénu, ktorý O. Čorná (1976) zahŕňa do skupiny *Problematicá*. Sem priraďuje disperzné zvyšky ? cievnatých rastlín. Ďalej sme našli ojedinele aj trilétne spóry, ktoré pravdepodobne patria k rodu *Archeozonotriletes*. Z obrázkov 6 a 10 jasne vidíme, že mikrofosílie, ktoré sme zistili v profiloch Vlachovo (pri železničnom moste), Podsúľová (dolná serpentína), Gočovo (v potoku), čiže mikrofosílie so stratigrafickým rozpätím vrchné kambrium—stredný ordovik, sa v lyditoch skúmaného profilu vyskytujú len ojedinele. Nastupujú nové druhy, ktoré majú už iné stratigrafické rozšírenie. Nakoľko boli pomerne dobre zachované, mohli sme ich aj druhove určiť, čo má veľký význam pre podrobnejšie stratigrafické členenie.

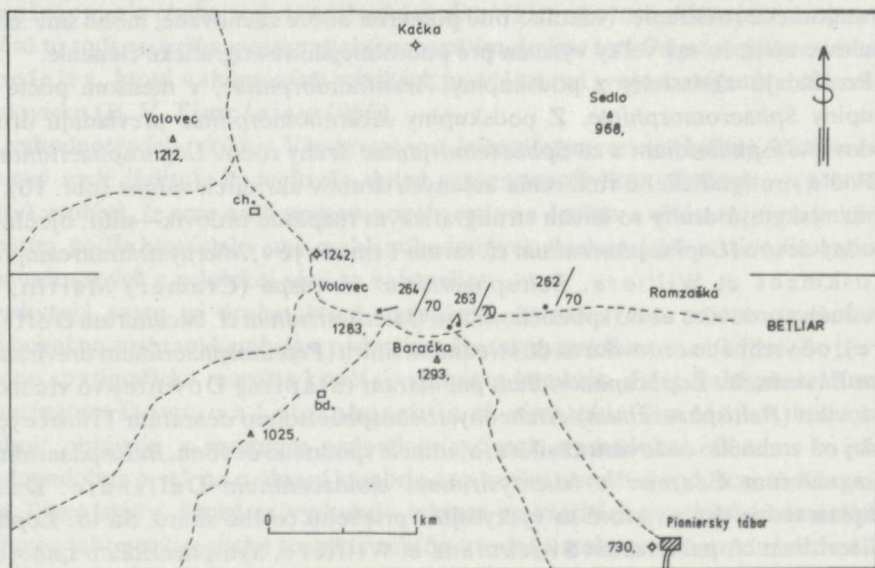
Prevládajú akritarchy z podskupiny *Acanthomorphytae*, v menšom počte zo skupiny *Sphaeromorphytae*. Z podskupiny *Acanthomorphytae* prevládajú druhy rodov *Baltisphaeridium* a zo *Sphaeromorphytae* druhy rodov *Lophosphaeridium*.

Podľa stratigrafického rozšírenia určených druhov akritarch vidíme (obr. 10), že sa tu vyskytujú druhy so širším stratigrafickým rozpätím ordovik—silúr, ojedinele spodný devón (*Lophosphaeridium* cf. *rarum* Timofejev, *Micrhystridium campoae* Stoskmans et Williere, *Baltisphaeridium* cf. *raspa* (Cramer) Martin, od stredného ordoviku až do spodného silúru (*Micrhystridium* cf. *baciliferum* Deflandre), od vrchného ordoviku až do stredného silúru (*Peteinosphaeridium breviradiatum* Eisenack, *Lophosphaeridium papillatum* (Staplin) Downie, vo vrchnom ordoviku (*Baltisphaeridium*) *Archeohystrichosphaeridium dentatum* Timofejev, ďalej od vrchného ordoviku až silúru, ojedinele spodného devónu, *Baltisphaeridium paraguaferum* Cramer a *Micrhystridium nannacanthum* Deflandre. Ďalšiu skupinu tvoria druhy, ktoré sa vyskytujú v priebehu celého silúru. Sú to: *Lophosphaeridium* cf. *parverarum* Stockmans et Williere, *Synsphaeridium spinosum* Moreau—Benoit, *Duvernaysphaera jelinii* D. Pöthe de Baldis a *Acritarcha* sp. III (Cramer). Druh *Baltisphaeridium oligofurcatum* Eisenack sa podľa literárnych údajov vyskytuje v strednom až vrchnom silúre. Z lyditov uvedených vzoriek, a to vo vzorke č. 386 sme našli trilétnu spóru, ktorá pravdepodobne patrí k rodu *Archeozonotriletes*. Podľa J. B. Richardsona (1969), J. B. Richardsona—T. R. Listera (1969) sa tento rod nachádza vo vrchnom silúre, ale hlavne v devóne.

Pre stratigrafické určenie lyditov z vyhodnoteného profilu majú význam druhy s užším stratigrafickým rozpätím, ako sú *Baltisphaeridium* cf. *oligofurcatum* Eisenack, *Peteinosphaeridium breviradiatum* Eisenack a trilétna spóra rodu cf. *Archeozonotriletes* (obr. 10). Na základe horeuvedených druhov a druhov s krátkym stratigrafickým rozpätím sa môžeme domnievať, že lydity skúmaného profilu sú silúrskeho, pravdepodobne strednosilúrskeho až vrchossilúrskeho veku.

Profil Volovec—Baracká skala (lesný chodník — lokalita 6)

Z profilu boli palinologicky spracované a vyhodnotené vzorky tiež z tmavých lyditov. Odobrali sme a palinologicky spracovali 10 vzoriek a po opätovnom macerovaní sme v troch vzorkách (vz. č. 262, 263, 264) zistili relatívne bohatšie a pomerne dobre zachované mikrofosílie (obr. 1, 7). Z tých istých vzoriek sme robili aj výbrusy, v ktorých sme našli pomerne dobre zachované akritarchy (výbrusy č. 3002, 3004). Zatiaľ, čo vo vzorkách z profilu Podsúľová—Suľová (nová cesta pod hrebeňom)



Obr. 7

prevládali akritarchy z podskupiny *Acanthomorphytae*, v tomto profile je väčšia pestrosť v zastupení podskupín skupiny *Acritarcha*. Hojne sú zastúpené rody a druhy z podskupiny *Herkomorphytae* a opäť pozorujeme ojedinelý výskyt trilétnych spór rodu? *Synorisporites* a druhu *Tachytriletes* aff. *minor* Naumova. Z obrázka 10 vidíme, že určené rody a druhy zo skúmaného profilu môžeme podľa stratigrafického rozšírenia rozdeliť do niekoľkých skupín, a to:

a) so širokým stratigrafickým rozpätím (ordovik—silúr): *Tasmanites* (New.) Eisenack, *Gloeocapsamorpha* Zalesky;

b) mikrofosílie so stratigrafickým rozpätím vrchný ordovik—silúr: *Baltisphaeridium dilatipinosum* Downie, *Baltisphaeridium tenuiramulosum* Stockmans et Williere, a *Acanthodiacrodium* cf. *simplex* Combaz;

c) mikrofosílie, ktorých výskyt začína vo vrchnom ordoviku a končí v spodnom silúre (*Baltisphaeridium* aff. *echinodermum* Stockmans et Williere, *B. aff. macroceras* Deunff., *Peteinosphaeridium* sp. I);

d) mikrofosílie, vyskytujúce sa v priebehu celého silúru — tieto prevládajú. Sú to: *Tasmanites* cf. *medius* Downie, *Gloeocapsomorpha* cf. *macrocyta* Eisenack, *Dictyotidium* cf. *dictyotum* Eisenack, *Dictyosphaera* cf. *convexa* Čibriková, *Brochosphaera* cf. *uralica* Čibriková a *Duvernaysphaera jelinii* Pöthe de Baldis;

e) mikrofosílie, ktorých výskyt sa začína v strednom silúre a končí vo vrchnom silúre: *Tylotopalla* cf. *reticulata* Pöthe de Baldis;

f) mikrofosílie, ktorých výskyt sa začína v silúre a trvá až do spodného devónu: *Brochosphaera* cf. *diligens* Čibriková, *Veryhachium* cf. *rosendae* Cramer *Cymatiosphaera nebalosa* Deunff;

g) mikrofosílie s výskytom silúr—devón: *Trachytriletes* aff. *minor* Naumova, ? *Synorisporites*;

h) štruktúrny kerogén (*Problematika* 12 a), ktorý O. Čorná (1976) na základe štúdia porovnávacieho materiálu z Čiech uvádza pre devónske sedimenty.

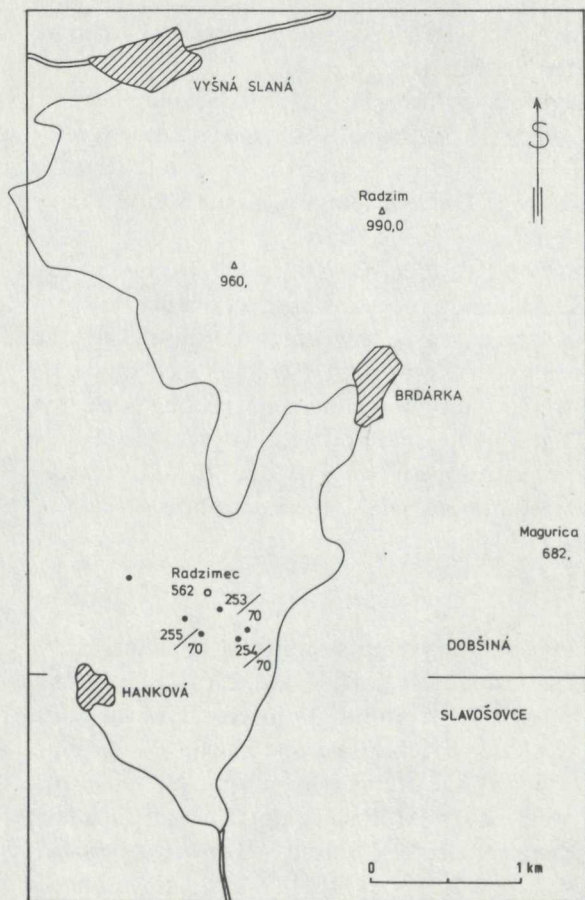
Podrobný rozbor stratigrafického rozšírenia nájdených mikrofosilií ukazuje, že prevládajú najmä druhy a rody zo silúru. Výskyt druhu *Tylotopalla* cf. *reticulata* Pöthe de Baldis poukazuje na to, že lydity zo skúmaného profilu môžu byť venlockého až ludlovského veku. Tento predpoklad potvrdzujú aj výskyty druhov *Baltisphaeridium* aff. *echinodermatum* Stockmans et Williere, *B.* aff. *macroceras* Deunff., ktorých stratigrafické rozpätie sa končí v strednom silúre.

Profil Nadradzimec (lokalita 7)

Z tmavých lyditov profilu Nadradzimec, ktoré vystupujú spolu s karbonátmi pri obci Hanková (obr. 8) boli na mikrofosílie pozitívne 4 vzorky (vz. č. 253, 254, výbrus č. 2994, 2995). Boli chudobnejšie ako vzorky z profilu Volovec—Baracká skala. Relatívne najviac rodov a druhov zo skupiny *Acritarcha* sme získali vo výbruse č. 2995. Z obrázku 10 vidíme, že vo vzorkách skúmaného profilu, podobne ako v profile Volovec—Baracká skala, prevládajú mikrofosílie, ktorých časové rozpätie sa obmedzuje na silúr: *Synsphaeridium spinosum* Moreau—Benoit, *Michrystidium* cf. *oligarifmus* Čibriková, *M. henryi* Paris et Deflandre, *Dictyosphaera convexa* Čibriková. Z palinomorfov, ktorých výskyt sa viaže na vrchný ordovik—silúr, sme zistili dva druhy, a to *Veryhachium trispinosum* (Eisenack) Timofejev, a ? *Acanthodiacrodium simplex* Combaz. Druh *Baltisphaeridium* cf. *astartes* Sanneman podľa F. A. Cramera (1964) je rozšírený prevažne v spodnom devóne, no ojedinele sa vyskytuje už vo vrchnom silúre. Ďalší druh *Brochosphaera diligens* Čibriková má svoje stratigrafické rozpätie silúr—? spodný devón (S. N. Čibriková 1972). Zo štruktúrneho kerogénu sme zistili rastlinný detrit (*Problematika* 2 a O. Čorná) so stratigrafickým rozšírením silúr—devón.

Hoci lokalita Nadradzimec, prekrytá mladopaleozoickými sedimentmi, leží pomerne ďaleko na Z od ostatných palinologicky spracovaných profilov, možno ju na

základe mikrofosílií tiež začleniť k silúru a podľa výskytu druhu *Baltisphaeridium* cf. *astartes* Sanneman upresniť vek na vrchný silúr. Určené rody a druhy skúmaného profilu sú stratigraficky rozšírené prevažne v silúre, podobne ako sme zistili aj vo vzorkách profilu Volovec—Baracká skala. Z geologického hľadiska ide o rudonosný



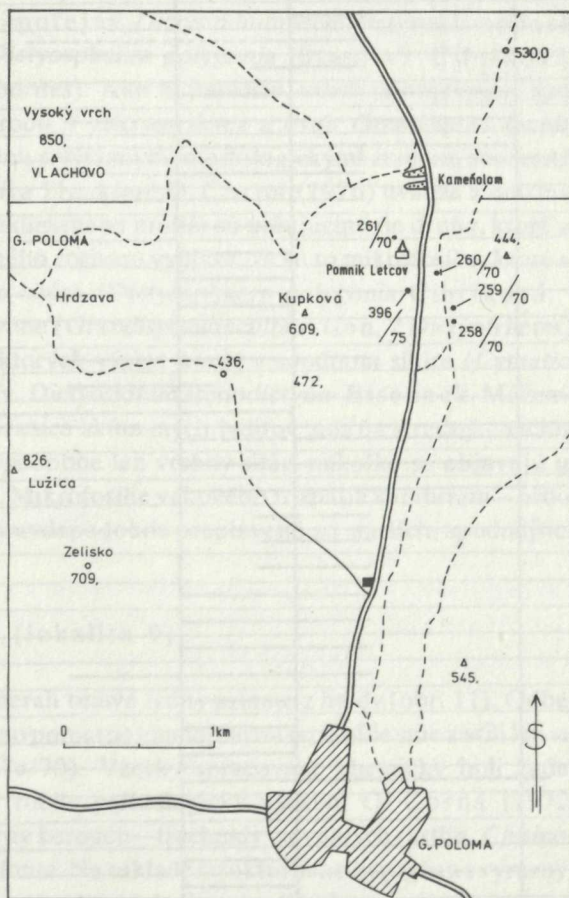
Obr. 8

pruh s karbonatickými telesami, označovaný ako pruh Hanková—Volovec, so známym sideritovým ložiskom Nižná Slaná—Gampel (obr. 1, 2).

Profil Gemerská Poloma—Podsúľová (pomník letcov SNP — lokalita 8)

V profile Gemerská Poloma—Podsúľová vystupujú lydity v tmavých sericiticko-chloritických a drobno laminovaných fylitoch vo dvoch pruhoch (obr. 9). Uzavreté sú medzi telesami porfyroidov a napájajú sa na pruh Hanková—Volovec.

Z lyditov tohto profilu, pozitívnych na mikrofosílie, bolo 8 vzoriek, z ktorých 4 boli spracované chemicky (vz. č. 260, 261, 259, 396) a 4 vzorky sme študovali vo výbrusoch (vz. č. 2998, 2999, 3000, 3001). Takýmto spôsobom sme získali dostatočné množstvo mikrofosílií, na základe ktorých sme mohli uvažovať o veku



Obr. 9

lyditov, vyskytujúcich sa v skúmanom profile. Relatívne najviac palinomorf obsahovali vzorky č. 396, 260 a výbrus č. 3001. Zloženie mikrofosílií v tomto profile je veľmi pestré a zaujímavé (obr. 13). Vyskytujú sa rody a druhy so širokým stratigrafickým rozpätím, a to od proterozoika až silúru (*Protosphaeridium* Timofejev, *Turuchanica* Rudavskaja), ďalej druhy, ktorých výskyt sa viaže na ordovik, (*Cymatigalea* cf. *modesta* Gorka), na ordovik až spodný devón (*Michystridium* cf. *raspa* (Cramer) Martin, *Leiofusa* sp.), vrchný ordovik—silúr (*Baltisphaeridium dilatipinosum* Downie). Pomerne často, ale menej ako vo vzorkách z profi-

Proterozoikum	KAMBIUM			ORDOVIK			SILUR			DEVON			VEK		LOKALITY	
	spodné	středné	vrchné	spodný	středný	vrchný	spodný	středný	vrchný	spodný	středný	vrchný	STUPEŇ			
													georgien	acadian		postdamien
																Podaliovd - Súiovd - Iasní cesta pod hrebeňom - Ydíly
																Micrhystridium cf. baciferum Deflandre
																Baltisphaeridium (Archeosphaeridium) dentatum Timofeev
																Lophosphaeridium papillatum (Stapl.) Downie
																Peteinosphaeridium brevirauiatum Eisenack
																Lophosphaeridium cf. rarum Timofeev
																Micrhystridium cf. campae Stock. et Williere
																Baltisphaeridium cf. raspa (Cramer) Martin
																Baltisphaeridium paraguiferum Cramer
																Micrhystridium nanacanthum Deflandre
																Lophosphaeridium cf. parvarum Stock. et Williere
																Synsphaeridium spinosum A. Monreau-Benoit
																Duvernaysphaera jelinii D. Pöthe de Baldis
																Acritarcha sp. III. Cramer
																Baltisphaeridium oligofurcatum Eisenack
																Veryhachium cf. rosendae Cramer
																cf. Archeozonotrites
																Problematika 2a Čorná
																Tasmanites (New.) Eisenack
																Gloeocapsomorpha Zalesky
																Trematospheridium Timofeev
																Baltisphaeridium echinodermum Stock. et Williere
																Baltisphaeridium aff. macroceras Deunff
																Peteinosphaeridium sp. 1
																Baltisphaeridium dilatatospinosum Downie
																Baltisphaeridium tenuiramusculosum Stet Williere
																Acanthodiacrodium cf. simplex Combaz
																Veryhachium rosendae Cramer
																Tasmanites cf. medius Downie
																Gloeocapsomorpha cf. makrocysta Eisenack
																Synsphaeridium sp.
																Scaphospinosa Timofeev
																Cymatiosphaera nebulosa Deunff
																Dictyotidium cf. dictyotum Eisenack
																Dictyosphaera cf. convexa Čibriková
																Brochosphaera cf. uratica Čibriková
																Brochosphaera diligens Čibriková
																Duvernaysphaera jelinii D. Pöthe de Baldis
																Tylatopolla cf. reticulata D. Pöthe de Baldis
																Trachytrites aff. minor Naumova
																? Synorisporites
																Problematika 12a Čorná
																Veryhachium trispinosum (Eis.) Timofeev
																Acanthodiacrodium simplex Combaz
																Synsphaeridium spinosum A. Monreau-Benoit
																Micrhystridium cf. aligarifmus Čibriková
																Micrhystridium henryi Paris et Deflandre
																? Veryhachium downiei Stock. et Williere
																Dictyosphaera convexa Čibriková
																Brochosphaera diligens Čibriková
																Baltisphaeridium cf. astartes Sanneman
																? Chitinozoa
																? Problematika 2a Čorná

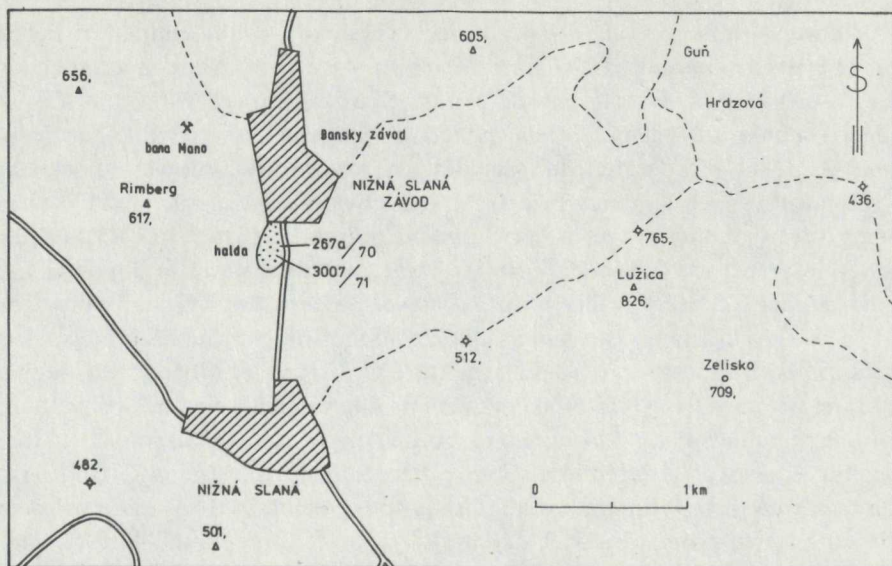
lov Volovec—Baracká skala a Nadradzinec, sa vyskytujú druhy, charakteristické pre silúr (*Cryptostromatium* cf. *inflatum* Moreau—Benoit, *Ammoniidum* cf. *alloi-teaui* Deunff, *Micrhystridium* aff. *varians* Stockmans et Williere, *Cymatiosphaera nebulosa* Deunff, *Brochosphaera* cf. *uralica* Čibriková. Pozorujeme aj druhy s užším stratigrafickým rozpätím, a to stredný ordovik—spodný silúr (*Cymatiosphaera* cf. *baikitica* Timofejev, *Dictyotidium stenodictyum* Eisenack, vrchný silúr—spodný devón (*Dictyosphaera polygonia* (Staplin) Čibriková, a trilétna spóra rodu ? *Synorisporites*). Ako najmladšie, ktoré sa objavujú v spodnom devóne, sa javia druhy rodu ? *Dictyotriletes* a druh *Grandispora inculta* Allen. Zo štruktúrneho kerogénu s výraznými morfológickými znakmi, sme zistili *Problematika* 15a, ? *Problematika* 11a, ktoré O. Čorná (1976) uvádza z devónu.

Pre vekové zaradenie lydítov skúmaného profilu sú určujúcimi tie druhy, ktoré sa javia ako najmladšie. Z podrobného rozboru vyplýva, že sú to mikrofosílie, ktoré sa začínajú objavovať vo vrchnom silúre (*Dictyosphaera polygonia* Čibriková, ? *Synorisporites* (a v spodnom devóne (*Grandispora inculta* Allen, ? *Dictyotriletes*). Spodnú hranicu tvoria druhy, ktorých výskyt končí v spodnom silúre (*Cymatiosphaera* cf. *baikitica* Timofejev, *Dictyotidium stenodictyum* Eisenack. Môžeme teda predpokladať, že veková hranica skúmaných lydítov zahŕňa stredný—vrchný silúr (venlok—ludlov) a pravdepodobne len vrchný silúr, nakoľko sa objavujú už trilétne spóry spodného devónu. Mikrofosílie vekového rozpätia kambrium—ordovik alebo ordovik (obr. 13) sú pravdepodobne preplavené zo starších, spodnejších súvrství.

Profil Nižná Slaná—Manó (lokalita 9)

Z lokality Nižná Slaná sme odoberali tmavé lydity priamo z haldy (obr. 11). Odber vzoriek sme viackrát opakovali, no pomerne chudobné mikrofosílie sme zistili len vo výbruse č. 3007/71 (vz. č. 267a/70). Vzorky spracované chemicky boli zatiaľ negatívne. Z uvedenej lokality robila palinologický výskum O. Čorná (1972, 1976). V lyditoch zistila štruktúrny kerogén—tracheidy cievnatých rastlín, *Chitinozoa* (rod *Cyrochitina*) a *Skolecodonta*. Na základe štruktúrneho kerogénu s výraznými morfológickými znakmi stanovuje, že vek lydítov je silúrsky.

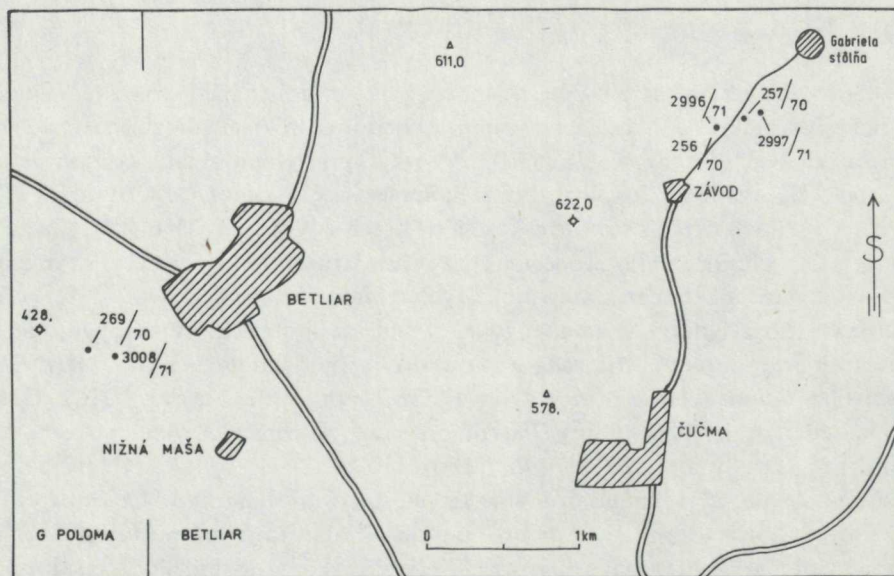
Vo výbruse z lydítov skúmanej lokality sme našli štruktúrny kerogén, ale aj mikrofosílie zo skupiny *Acritarcha*, a to dva druhy z podskupiny *Acanthomorphytae* (*Baltisphaeridium dilatispinosum* Downie, *B. hermosa* Cramer et Diez Cramer) a jeden druh z podskupiny *Diacromorphytae* (*Acanthodiacrodium* cf. *simplex* Combaz). Druhy *B. dilatispinosum* Downie a *A. cf. simplex* Combaz sú rozšírené hlavne od vrchného ordoviku až silúru a druh *B. hermosa* Cramer et D. Cramer v silúre (obr. 13). Ani pri opakovaní laboratórnych postupov sa nám doteraz nepodarilo získať viac mikrofosílií z lydítov skúmanej lokality. Zo súhrnného štúdia skúmaného fylitového pruhu s lyditi vyplýva, že ide o silúr (obr. 1 a 2).



Obr. 11

Profil Betliar (lokalita 10)

Lokalita Betliar (obr. 1, 12), z najjužnejšieho rudonosného pruhu Nižná Slaná-Manó-Betliar - Čučma, bola na mikrofosílie najbohatšia a okrem zistených druhov, vyskytujúcich sa v silúre (*Lophosphaeridium parverarum* Deunff), sa podarilo



Obr. 12

identifikovať aj mladšie mikrofosílie, ktoré sa objavujú v silúre a prechádzajú do spodného devónu až devónu. Sú to: *Veryhachium cf. hellenae* Cramer, *Dictyosphaera polygonia* (Staplin) Čibriková, *Problematika 2a* Čorná (obr. 13). Na základe takéhoto výskytu druhov predpokladáme silúrske vek, pravdepodobne vrchný silúr. Trilétne spóry vo vzorkách skúmaného profilu sa nevyskytli.

Aj z tohto profilu lydity spracovala O. Čorná (1972, 1976). Zistila veľa štruktúrneho kerogénu s výraznými morfológickými znakmi (tracheidy cievnatých rastlín) ako aj *Chitinozoa* (rod *Conochitina*) a veľa mikrofosílií, ktoré začleňujeme do skupiny *Acritarcha*. Autorka (l. c.) na základe svojich výsledkov a porovnania s literárnymi údajmi, predpokladá silúrske vek, podobne ako z lokality Nižná Slaná.

Profil Betliar—Čučma (lokalita 11)

Posledným profilom, z ktorého sme vybrali lydity na palinologický výskum, bol profil Betliar—Čučma (obr. 12). Napriek opakovaným spracovaniám viacerých vzoriek sa nám doteraz podarilo získať len veľmi málo mikrofosílií z výbrusu č. 2997/71 (vz. č. 257a/70). Vzorky číslo 257 b, c, 256 a, b, c, boli negatívne. Určené boli druhy zo skupiny *Acritarcha*, ktorých výskyt sa viaže na silúr (*Lophosphaeridium parverarum* Stockmans et Williere, *Baltisphaeridium* sp. N. Pantic) a vrchný silúr až spodný devón, (*Baltisphaeridium cf. astartes* Sanneman). Našli sme aj rod *Acanthodistrodium* Timofejev, ktorého stratigrafické rozpätie sa podľa B. V. Timofejeva (1973) pohybuje od stredného kambria až do stredného ordoviku. Keďže v gelnickej sérii ide o flyšové sedimenty, kde (podľa doterajších skúsenosti z flyšových sedimentov paleogénu) sa často stretávame s preplavenými mikrofosíliami z podložných hornín, môžeme aj tu predpokladať, že ide o preplavený rod. Aj keď sme našli málo druhov, môžeme podobne ako u lydítov z profilu Betliar, uvažovať o silúrskom veku a na základe výskytu druhu *Baltisphaeridium cf. astartes* Sanneman snáď aj o vrchnom silúre (obr. 13).

K všetkým vyhodnoteným vzorkám z profilov sme vypracovali aj histogram početnosti mikrofosílií z jednotlivých lokalít (obr. 14) podľa A. Moreau—Benoit (1974). Z neho môžeme taktiež určiť vek skúmaných horizontov. Zároveň máme aj prehľad o výskyte mikrofosílií, ktoré majú veľmi široké stratigrafické rozpätie, prípadne o mikrofosíliách, ktoré boli preplavené z podložných hornín. Tak z profilu Vlachovo (pri železničnom moste), Vlachovo—Suchý vrch, Súľová (dolná serpentína), Gočovo (v potoku), podľa histogramu početnosti, majú svoje maximum od stredného kambria až do stredného ordoviku, pričom mikrofosílie s dlhším časovým rozpätím neprevyšujú silúrske vek. Mikrofosílie, charakteristické pre proterozoikum až stredné kambrium, sú hojne zastúpené v profile Súľová (dolná serpentína), Gočovo (v potoku) odtiaľ bol očakávaný aj prínos detritického materiálu, do panvy, teda i viac starších preplavených foriem.

KAMBRÍUM	ORDOVÍK					SILÚR		DEVÓN					VEK		Lokalitať				
	spodné georgien	stredné acadien	vrchné postdamien	spodný arenigien	stredný llanvirnien	vrchný caradocien	ashgillien	spodný llanoverien	stredný wenlockien	vrchný ludlowien	spodný siegenien	gedinien	stredný eifelien	givetien		vrchný frasien	famenien	STUPNE	
																			Proterozoikum
																	Protosphaeridium sp.		
																		Turuchanica Rudavskaja	
																		Acanthodiacrodium Timofeev	
																		Lophosphaeridium Timofeev	
																		Trachyspheridium Timofeev	
																		Cymatogatea modesta Gorka	
																		Micrhystridium cf. raspa (Cramer) Martin	
																		Leiofusa Eisenack	
																		Cymatiosphaera cf. baikitica Timofeev	
																		Lophosphaeridium papiliatum (Stapl.) Downie	
																		Dictyotidium stenodictyum Eisenack	
																		Cryptostromatium cf. inflatum A. Monreau-Benoit	
																		Ammonidium cf. altoiteaui Deunff	
																		Micrhystridium aff. varians Stock. et Williere	
																		Baltisphaeridium dilatispinosum Downie	
																		Cymatiosphaera nebulosa Deunff	
																		Bronchosphaera cf. uralica Čibriková	
																		Dictyosphaera polygonia (Stapl.) Čibriková	
																		? Synorisporites	
																		? Dictyotriteles	
																		Grandispora inculta Allen	
																		Problematika 15a Čorná	
																		Problematika 11a Čorná	
																		Kutikula Čorná	
																		Acanthodiacrodium cf. simplex Combaz	
																		Baltisphaeridium dilatispinosum Downie	
																		Baltisphaeridium hermosa Cramer et D. Cramer	
																		Protosphaeridium sp.	
																		Baltisphaeridium (Archeohystrichosphaeridium) imperfectum (Tim.) Konz-Mazančová	
																		Baltisphaeridium dilatispinosum Downie	
																		Lophosphaeridium parverarum Stock. et Williere	
																		Cymatiosphaera cf. nebulosa Deunff	
																		Veryhachium cf. rosendae Cramer	
																		Veryhachium cf. hellenae Cramer	
																		Dictyosphaera polygonia (Stapl.) Čibriková	
																		Problematika 2a Čorná	
																		Acanthodiacrodium Timofeev	
																		Lophosphaeridium parverarum Stock. et Williere	
																		Baltisphaeridium sp. N. Pantic	
																		Baltisphaeridium astartes Sanneman	

Gemerská Poloma - Podslávd - pamník letcov

N. Slaná - Maná

Batlar

Batlar - Čučma

Proterozoikum	KAMBRÍUM			ORDOVÍK					SILUR			DEVON					VEK	STUPNE			
	spodný	stredný	vrchný	spodný	stredný	vrchný	spodný	stredný	vrchný	spodný	stredný	vrchný	spodný	stredný	vrchný	VEK					
	georgien	acadien	pastamien	tremadocien	arenigien	llanvirnien	llandellien	caradocien	ashgillien	llandoverien	wenlockien	ludlowien	gedinien	sliegenien	emalien		efellien			givetien	frasnien
3	3	4	4	5	5	3	1	1	1											VLACHOVO - lydity, pri železničnom moste	I. skupina
2	1	3	3	3	3	1														VLACHOVO - Suchý vrch	
5	5	6	6	6	6	4	2	2	1											SÚĽOVÁ - dolná serpentina	
6	5	5	5	5	5	4	3	2	1											GOČOVO - v potoku	
				3	4	10	14	12	13	3	1	1								PODSÚĽOVÁ - SÚĽOVÁ, lesná cesta pod hrebeňom	II. skupina
	1	1		3	3	10	21	19	20	5	3	3								VOLOVEC - Baracka skala	
						2	10	10	11	4	2	2								NADRADZIMEC - Hanková	
2	2	3	4	9	10	12	15	12	14	7	4	4								G. POLOMA - PODSÚ- ĽOVÁ, pomník letcov SNP	III. skupina
						2	3	3	3											N. SLANÁ - Mano	
1	1	1	1	1	1	4	7	7	7	4	1	1								BETLIAR	
		1	1	1	1	1	2	2	3	1										BETLIAR - ČUČMA	
8	7	8	10	17	19	34	52	44	44	13	5	5								ZÁPADNÁ ČASŤ GELNICKEJ SÉRIE	

Obr. 14

Ako druhú skupinu môžeme vyčleniť, podľa histogramu početnosti mikrofosílií, lokality Podsúľová—Súľová (nová cesta pod hrebeňom), Volovec—Baracká skala (chodník) a Nadrádzinec pri Hankovej. Najväčšie množstvo mikrofosílií je v silúre. Mikrofosílie so širším stratigrafickým rozpätím siahajú až do vrchného devónu. Staršie formy sú oproti predošlým lokalitám málo zastúpené a vo vertikálnom smere pozorovať ich postupné ubúdanie.

Poslednú skupinu, podľa histogramu početnosti, tvoria lokality Gemerská Poloma—Podsúľová (pomník letcov SNP), Nižná Slaná—Manó, Betliar, Betliar—Čučma. Aj tieto majú maximum rozšírenia v silúre, no o niečo zvýšenú početnosť rodov a druhov so širokým stratigrafickým rozpätím, dosahujúcim až devón. Početnosť mikrofosílií starších ako silúrske je mimoriadne vysoká v profile Gemerská Poloma—Podsúľová (pomník letcov SNP). Znamená to, že pravdepodobne boli znovu odkryté staršie sedimenty a redeponované spolu s mikrofosíliami, charakteristickými pre kambrium až ordovik. Smerom k nadložíu znovu nastáva úbytok týchto starších foriem.

Treba povedať, že uvedené skupiny sa približne zhodujú s výsledkami litostratigrafických štúdií v západnej časti gelnickej série. Celkový histogram početnosti mikrofosílií (obr. 14) pre západnú časť gelnickej série vykazuje najčastejší výskyt v silúre, a to v jeho najspodnejšej časti (landover). Starších mikrofosílií je zastúpených oveľa viac (od proterozoika do vrchného ordoviku), čo znamená, že sa do panvy dostávalo veľa redeponovaného materiálu. Mladších devónskych prvkov je menej, čo zase znamená, že sme sa priblížili k hranici spodného devónu (gedin).

Súhrn získaných výsledkov

Pri sumárnom stratigrafickom štúdiu všetkých doteraz spracovaných lokalít pozorujeme určitú kontinuitu, ktorá je vyjadrená tým, že sú jednotlivé mikrofosílie postupne nahradzované mladšími, zatiaľ čo staršie mikrofosílie postupne miznú (obr. 15).

Za najstaršie môžeme označiť súvrstvia pri Vlachove a na Podsúľovej (lokality Vlachovo—pri železničnom moste, Vlachovo—Suchý vrch, Podsúľová—dolná serpentína na štátnej ceste), ktorých vek sa pohybuje na rozhraní kambria a ordoviku, presnejšie postdamu—tremadoku (pozri opis jednotlivých lokalít; obr. 1. 2). Hoci v palinologickej literatúre došlo k určitej revízii niektorých palinomorf (S. N. Naumova 1949, 1953, B. V. Timofejev 1952) a ich stratigrafického rozpätia (P. Snopková 1962, 1963), po revízii foriem nájdených vo vzorkách uvedených lokalít, so zreteľom na vek týchto súvrství, nenastala žiadna podstatná zmena. K veku skúmaných súvrství je však možné vyjadriť sa aj presnejšie.

O niečo mladšie súvrstvie možno sledovať na lokalite Gočovo (v potoku), kde sú veľmi dobre zachované odkryvy východne od obce. Fylity považujeme za ordovické.

Z hľadiska geologického i palinologického boli dosiahnuté zaujímavé výsledky vo východnej časti doliny Podsúľová—Súľová (nová cesta pod hrebeňom), kde nájdené mikrofosílie umožňujú označiť súvrstvie ako silúrske, presnejšie venlok—ludlov. Výsledok je o to zaujímavejší, že skúmané lydity a fylity ležia už na severnej strane klenbovitej štruktúry a poukazujú na to, že i na sever uklonené vrstvy sú silúrske (obr. 1. 2) Lokalita Volovec—Baracká skala (chodník) leží na južnom krídle spomenutej hnileckej antiklinály. Nájdené palinomorfy zaraďujeme tiež do silúru, presnejšie do venloku—ludlovu. Ide o známy pruh tmavých fylitov s lyditmi a karbonátmi. Tento pruh možno sledovať od Smolnickej huty až po Hankovú, a preto bola spracovaná aj lokalita Nadradzimec (Radzimec, Podradzimec, ako je uvedené v rôznych mapových podkladoch). V oblasti Hankovej nebolo vždy jasné, či ide o ten istý pruh, pretože oblasť v širšom okolí Kobeliarova je zakrytá mladším paleozoikom. Na základe palinologických výsledkov sa však zistilo, že aj táto lokalita je silúrska a jej vek je možné považovať za stredný (venlok), snáď vrchný silúr (ludlov). Všetky doteraz uvedené lokality boli spracované najmä tam, kde sa vyskytovalo pomerne vysoké percento detritických typov hornín. Ostatné pruhy sú uzavreté medzi telesami porfyroidov (obr. 1).

V tesnom nadloží pruhu Hanková—Volovec leží súvrstvie fylitov a lyditov, vystupujúce severne od Gemerskej Polomy (v blízkosti pomníka letcov SNP). Vek tohto súvrstvia je tiež silúrsky. Presnejšie datovanie poukazuje na vrchnú časť vrchného silúru (ludlov), pretože sa už objavujú spodnovevónske formy, no prevládajúce množstvo foriem je silúrske.

Najjužnejším fylitovým súvrstvím západnej časti gelnickej série (uzavreté medzi telesá porfyroidov) je súvrstvie Nižná Slaná—Manó—Betliar—Čučma. Tento pruh pokračuje aj na východ do oblasti Smolnickej huty (obr. 1). Je taktiež silúrskeho veku (snáď ludlov na základe prítomnosti palinomorf, so stratigrafickým rozpätím vrchný silúr až spodný devón, čomu nasvedčuje aj celý rad mikrofosílií nájdených na lokalitách Betliar, Betliar—Čučma (obr. 13).

Dosiahnuté stratigrafické výsledky sa zhodujú s poznatkami O. Čornej (1976), ktoré riešia vekové hranice na základe štúdia kerogénu. Vo vzorke z Vlachova (č. 66) určila ordovik (podľa svojho štúdia a porovnania vzoriek z barandu Čiech), ďalej vo viacerých vzorkách určila silúr (Súľová č. 36, Hnilec č. 37), z iných častí gelnickej série silúr—devón (Drnava č. 39, Smolník—Kotlinec č. 10, Smrekový vrch č. 41, Prakovce č. 42 a pod.). Na základe našich geologických predpokladov i predbežných výsledkov z palinológie sedimenty ležiace južnejšie, a to na Ramzaši pri Podsúľovej i v okolí Drnavy, sa javia mladšie ako tie, čo boli doteraz zistené.

Z celkového grafu stratigrafického rozšírenia mikrofosílií (obr. 15) a histogramu početnosti (obr. 14) môžeme pozorovať, že v západnej časti gelnickej série bolo zachytené dosť veľké časové rozpätie. Našli sme veľmi jednoduché mikrofosílie, ktoré sa vyskytujú v proterozoiku, no vyskytujú sa aj také, ktoré prechádzajú z proterozoika až do kambria. Najmä v starších vrstvách (v okolí Vlachova) sa

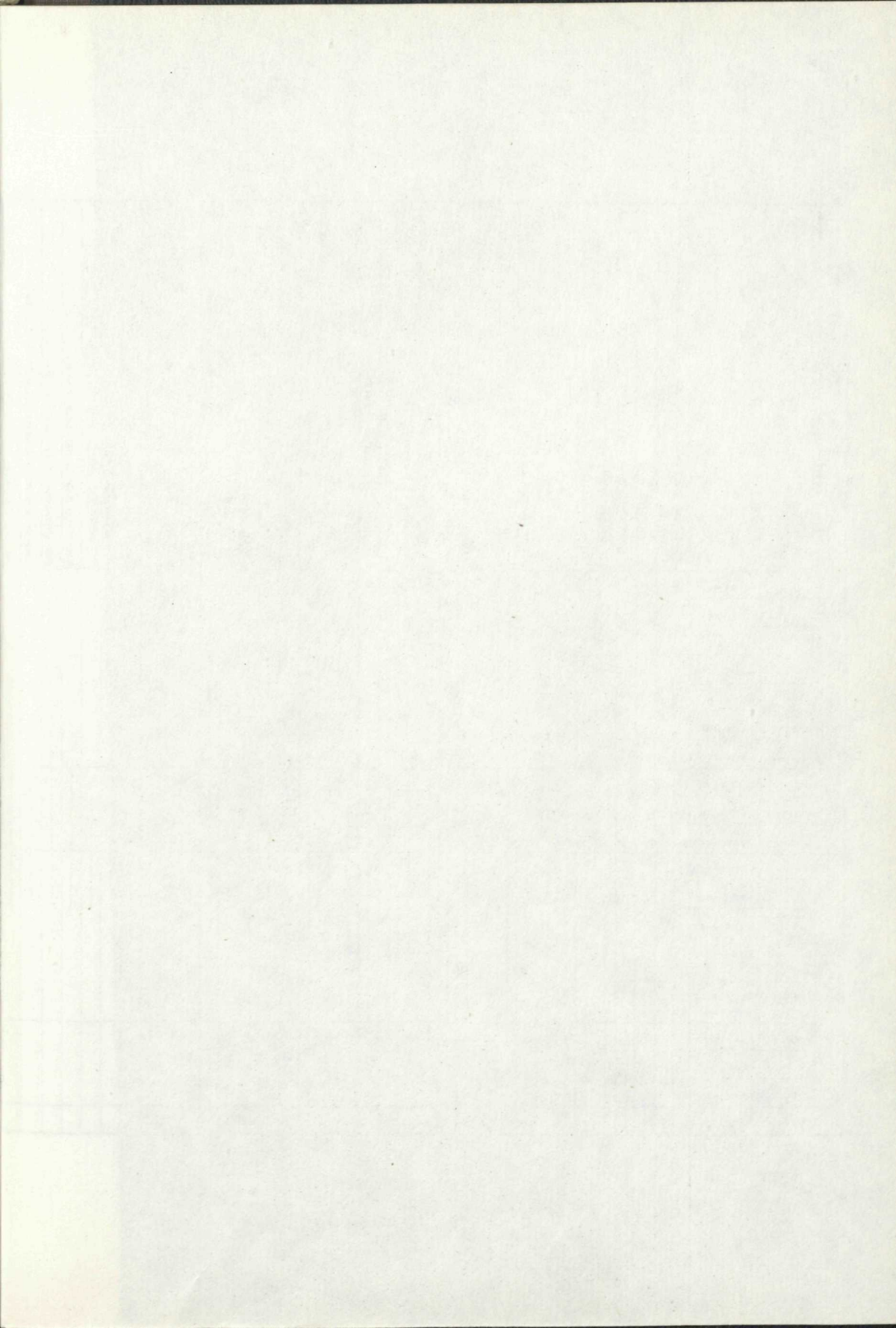
vyskytujú mikrofosílie s vekovým rozpätím vrchné kambrium—ordovik, prípadne mikrofosílie, zahrňujúce celý ordovik a silúr. Mikrofosílií, ktoré majú veľmi úzke stratigrafické rozpätie, je pomerne málo, a preto pri stratigrafickom určovaní sa opierame hlavne o tie formy na lokalitách, ktoré sa prvýkrát objavujú, teda sú najmladšie, i o tie, ktorých výskyt sa v týchto obdobiach ukončuje. Mikrofosílie staršie než určený vek súvrstvia skúmanej lokality považujeme za preplavené. Vyskytujú sa najmä v spodných častiach veľkých litologických celkov (ako sú spodné mezorytmy vo vlachovských vrstvách). Veľmi pozoruhodné je, že veľa starších preplavených mikrofosílií sa našlo vo vzorkách lokality Gemerská Poloma—Podsúľová (pomník letcov SNP), ktoré z litologického hľadiska považujeme za spodnú časť súvrstvia Bystrého potoka, teda veľkého mezorytmu, v ktorého spodných častiach bola veľká abrazná činnosť turbiditných prúdov (obr. 13, 14). Túto skutočnosť bude vhodné preveriť aj v spodných častiach drnavských vrstiev (obr. 1 a 2).

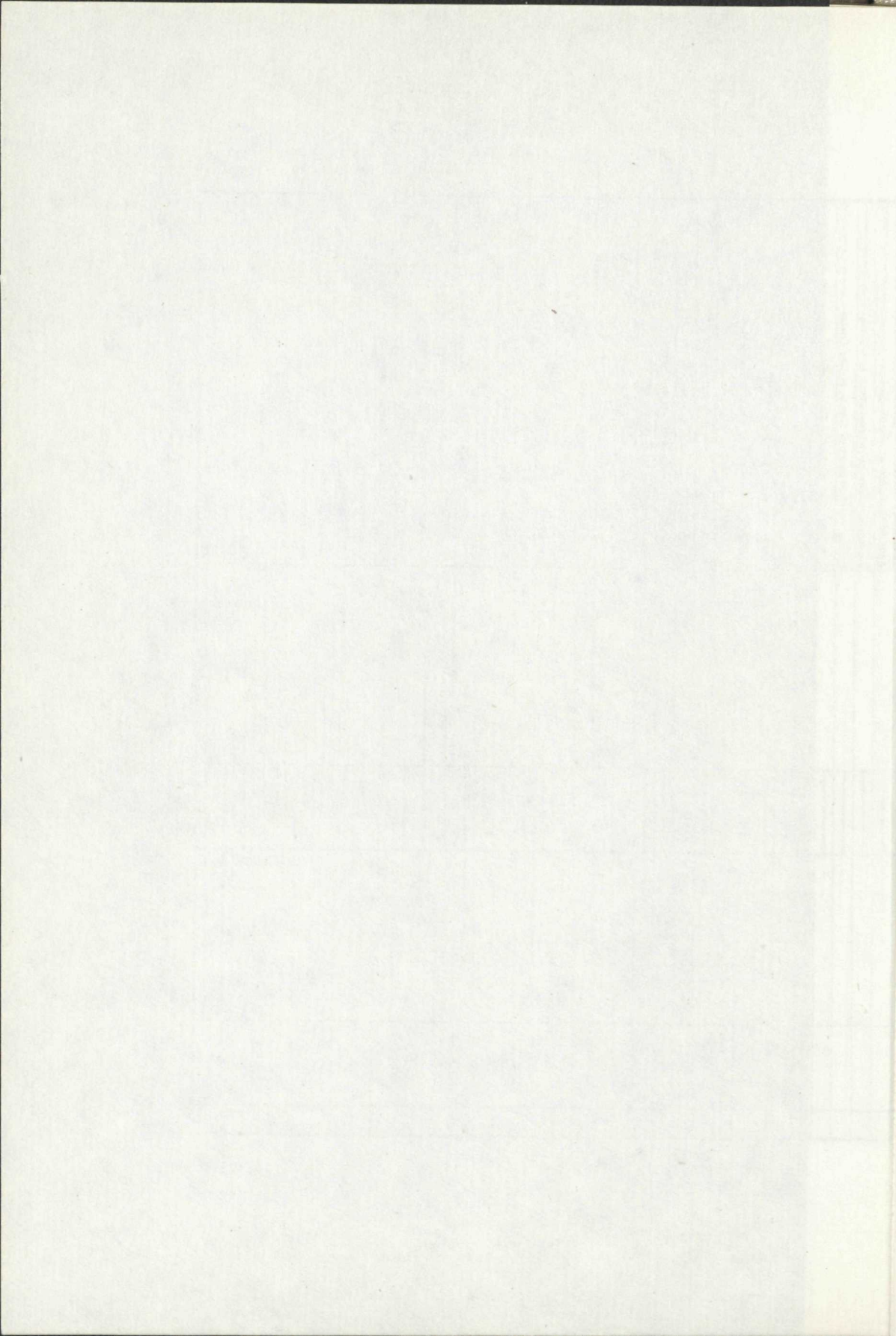
V celkovom grafe stratigrafického rozšírenia mikrofosílií sa najčastejšie vyskytujú rody a druhy, ktoré v prevažnej väčšine priradujeme k silúru (obr. 15 a 14). Je to i prirodzené, lebo väčšia časť skúmaných lokalít (s menšími stratigrafickými rozdielmi) patrí k silúru. Tých mikrofosílií, ktoré by sme mohli označiť za devónske (skôr spodnodedvónske), je veľmi málo. To znamená, že v najvrchnejších častiach skúmaných vrstiev sa objavujú prvé typy, ktoré signalizujú začiatok a nástup novej spodnodedvónskej flóry. Svedčia o tom aj nálezy kerogénu, ktoré opisala O. Čorná (1976).

Do tlače odporučili: Š. Bajaník a O. Čorná.

Literatúra

- ALLEN, K. C. 1965: Lower and Middle Devonian spores of north and central Westspitsbergen. *Paleontology*, 8, London, 687—748.
- ANDRUSOV, D. 1958: Geológia československých Karpát 1, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- BOJKO, A. K. 1975: Voprosy drevnej geologičeskoj istorii Vostočnych i Zapadnych Karpat i radiometričeskoje datirovanie. *Izd. Naukova dumka, Kijev*, 3—42.
- BARTALSKÝ, J. — GRECULA, P. — ROZLOŽNÍK, L. — SNOPKO, L. — VARČEK, C. 1975: Výsledky komplexného geologicko-ložiskového hodnotenia Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slovaca*, 7, 3, Košice, 15—32.
- BOLDOR, C. — VISARION, A. 1971: Asupra prezentei ordovicianului in regiunea fenes (Carpatii meridionali — Banatul de Est). *Đari de seană ale sedintelor*, 58, 4, Stratigráfica, Bucuresti, 6—10.
- BURMANN, G. 1973a: Das Ordovizium der nördlichen Phyllitzone, I, *Z. geol. Wiss.*, 7, Berlin, 757—787.
- BURMANN, G. 1973b: Das Ordovizium der nördlichen Phyllitzone, II, *Wipraer Zone. Z. geol. Wiss. Themenk*, 1, Berlin, 9—43.
- CAMBEL, B. 1976: Geochemický a mineralogický výskum kryštalinika Malých Karpát. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- CAMBEL, B. — ČORNÁ, O. 1974: Stratigrafija krištaličeskogo osnovanija massiva Malých Karpát v svete palinologičeskich issledovanij. *Geol. Zborn. SAV*, 25, 2, Bratislava, 241—255.





- CRAMER, F. H. 1964: Microplankton from three paleozoic formations in the province of Leon, NW-Spain. *Leidse geol. mededeelingen*, 30, Leiden, 253—361.
- CRAMER, F. H. et DIEZ, M. del C. R. 1968: Consideraciones taxonomicas sobre las acritarcas del Silúrico Medio y Superior del Norte de España. Las acritarcas acantomorfiticas. *Bol. Inst. geol. min. España*, 79, Madrid, 541—574.
- CRAMER, F. H. et DIEZ, M. del C. R. 1972: North American Silurian palynofacies and their opatial arrangement: Acritarchs; *Paleontographica*, B, 138, Stuttgart, 107—180.
- ČIBRIKOVÁ, E. V. 1972: Rastiteľnije mikrofosilii južnogo Urala i Priuralja (iz silurskich i devonskich otloženij). *Izd. Nauka, Moskva*, 3—220.
- ČORNÁ, O. 1968: Sur la trouvaille de restes d'organisme dans les roches graphitiques du cristallin des Petites Carpathes. *Geol. Zborn. Slov. Akad. vied*, 19, 2, Bratislava, 303—309.
- ČORNÁ, O. 1969: Palynological Results of Comparative Maceration of Marine Sediments. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 20, 1, Bratislava, 175—176.
- ČORNÁ, O. 1972a: O nachodke organičeskich ostatkov v betliarskich slojach (Spiško-gemerskije Rudnyje gory), Slovakiya, nižnyj paleozoj. *Geol. Zborn. — Geol. Carpathica*, 23, 2, Bratislava, 379—382.
- ČORNÁ, O. 1972b: Nekotoryje problemy sovremennoj palinologii i jejo primenenie v geologii. *Geol. Zborn. Slov. Akad. vied*, 23, 1, Bratislava, 173—196.
- ČORNÁ, O. 1974: Kratkoje obošćenije palynologičeskich isledovanij nemych tolšč v Západných Karpatoch. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 25, 1, Bratislava, 177—182.
- ČORNÁ, O. 1976: Príspevok k stratigrafii vhodných súvrství v kryštalíniku Západných Karpát a stratigrafický význam niektorých skupín mikrozvýškov (Acritarch, kutikul a tracheid). *Manuskript-archív Slov. Akad. Vied, Bratislava*.
- ČORNÁ, O. — KAMENICKÝ, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 27, 1, Bratislava, 117—132.
- DEFLANDRE, G. M. 1962: Palynologie, Micropaleontologie et Sémantique, Pollen et Spores, 4, 1, Paris, 181—188.
- DEFLANDRE, G. M. 1964: Notes sur les Acritarches. *Rev. Micropal.*, 7, 2, Paris, 111—114.
- DOWNIE, C. 1963: Hystrichosphaeres (Acritarchs) and spores of the Wenlock Shales (Silurian) of Wenlock England. *Paleontology*, 6, London, 625—652.
- DOWNIE, C. et SARJEANT, W. A. S. 1963: On the interpretation and status of some hystrichosphaere genera. *Paleontology*, 16, London, 83—96.
- DOWNIE, C. — EVITT, W. — SARJEANT, W. A. S. 1963: Dinoflagellates, hystrichosphaeres and the classification of Acritarchs. *Stanf. Univ. publ. Geol. Sci.*, 7, 3, Stanford, California, 1—16.
- EISENACK, A. 1959: Neotypen baltischer Silur-Hystrichosphären und neue Arten. *Paleontographica*, A, 112, Stuttgart, 193—211.
- EISENACK, A. 1962: Mikrofossilien aus dem Ordovizium des Baltikums. *Senck. leth.*, 43, 5, Frankfurt am Main, 349—366.
- EISENACK, A. 1965: Mikrofossilien aus dem Silur Gotlands-Hystrichosphären, *Problematika. N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 122, 3, Stuttgart, 257—274.
- EISENACK, A. — CRAMER, F. H. 1973: Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphären und verwandten Microfossilien, 3, *Acritarcha*, 1, Stuttgart, 1—1104.
- EVITT, W. R. 1963: A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichosphaeres and acritarchs. Part I, *Proc. N. A. S.* 49, 2, 158—164; Part II-Ibid; 3, 298—302.
- FURIEL, T. 1960: Správa o geologickom mapovaní územia medzi obcami Brdárka, Kobeliarovo, *Manuskript-archív Geol. prieskum, Spišská Nová Ves*.
- FUSÁN, O. 1957: Paläozoikum gemerid. *Geol. Práce* 46, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 17—37.
- FUSÁN, O. a kol. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Vysoké Tatry, *Geofond, Bratislava*.

- FUSÁN, O. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, 1 : 200 000, list Vysoké Tatry, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 56—63.
- FUSÁN, O. 1967: Paleozoikum Spišsko-gemerského Rudohoria In: M. Maheľ: Regionální geologie ČSSR, 2, Praha, 373—401.
- FUSÁN, O. — KAMENICKÝ, J. — KUTHAN, M. 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského Rudohoria. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 4, 1—2, Bratislava, 163—220.
- FUSÁN, O. — MÁŠKA, M. — ZOUBEK, V. 1953: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského Rudohoria. Manuskript-archív Geol. prieskum, Spišská Nová Ves.
- FUSÁN, O. — SNOPKO, L. 1963: Stavebné elementy Gemerid. Geol. Práce, Správy 28, Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 89—102.
- GRECULA, P. 1965: Geologická stavba strednej časti Gemerid a jej vzťah k rudným ložiskám. Manuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GRECULA, P. 1970: Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika Spišsko-gemerského Rudohoria. Mineralia Slovaca, 7, Košice, 181—216.
- GRECULA, P. — VARGA, J. 1977: Súčasný prehľad na stratigrafiu a tektoniku gemerid. Geol. průzkum, 9, 19, Praha, 259—261.
- GÓCZÁN, F. 1971: Adatok az Alsóörsi szaltnaki és Upponyi „szilur“ kovapalák mikroplanktón vizdgalataihoz. Oslénytani viták, 18, Budapest, 13—20.
- GÓRKA, H. 1969: Microorganismes de l'Ordovicien de Pologne (Mikroorganizmy z ordoviku Polski). Paleontológia Polonica, 22, Warszawa, 1—102.
- GREGOR, D. C. 1973: Lower and middle devonian spores of eastern Gaspé Canada. Paleontographica, B, 142, Stuttgart, 1—77.
- GREGOR, D. C. — OWENS, B. 1966: Devonian spores of Eastern and Northern Canada. Geol. Sur. of Canada, 66—30, Ottawa, 1—65.
- HOFMEISTER, W. S. 1959: Lower Silurian plant spores from Libya, Micropaleontology, 5, 3, New York, 331—334.
- ILIESCU, V. — MURESAU, M. 1971a: Asupra prezentei unor asociatii microfloristice in formatuinea paleozoica a breiciilor de haghimas — implicatui stratigraphic si tectonice privind zona talino-mezozoica a Carpatilor orientali. Ďari de seamă ale seditelor, 58, Bucuresti, 39—48.
- ILIESCU, V. — MURESAU, M. 1971b: Asupra prezentei cambrianului inferior in carpatii orientali-seria epimetamorphica de Tulghes. Ďari de seamă ale sedimentelor, 58, 4, Stratigrafia, Bucuresti, 23—37.
- ILAVSKÝ, J. 1953: K otázke Uhorňanskej série SGR. Geol. Práce Správy 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—4.
- IVANIČKA, J. 1970: Geologická stavba územia medzi Švedlárom a Hnilcom. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVANIČKA, J. 1976: Litofaciálne pomery a vnútorná stavba gelnickej série v strednej časti Spišsko-gemerského Rudohoria. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- JABLONSKÝ, J. 1966: Správa o štruktúrnom výskume z oblasti Mníška nad Hnilcom, Kloptane, Smolníckej Huty a Bystrého potoka, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOR, J. 1962: Izotopy „obyčajného“ olova na niektorých západokarpatských ložiskách. — Geol. Práce, Zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175—199.
- KLINEC, A. 1959: Stavba centrálnej časti gemerid. — Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75—126.
- KLINEC, A. — PLANDEROVÁ, E. — MIKO, O. 1975: Staropaleozoický vek Hronského komplexu veporid. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—104.
- KONZÁLOVÁ — MAZANCOVÁ, M. 1969: Acritarcha Evitt 1963 aus dem unter ashgil Böhmens. Paleontographica, B, 125, 1—3, Stuttgart, 81—92.
- MAHEĽ, M. 1954: Paleozoické série v západných gemeridách. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53—55.

- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2, Západní Karpaty, 1, Ústí. Úst. geol., Praha.
- MARTIN, F. 1968: Les Acritarches de l'ordovicien et silurien Belges. Memoire, 160, Bruxelles, 1—175.
- MARTIN, F. 1973: Ordovicien superieur et silurien inferieur a Deerlijk (Belgique). Memoire, 174, Bruxelles, 3—71.
- MATĚJKA, Al. — ANDRUSOV, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des regions avoisinantes, Knih. Stát. geol. Úst. ČSR, 13, A, Praha.
- MOREAU — BENOIT, A. 1974: Recherches de palynologie et de planctologie. Mem. Soc. geol. mineral. Bretagne, 18, Rennes, 1—248.
- NAUMOVÁ, S. N. 1949: Spory nižnego kembrija Izv. AN SSSR, ser. geol., 4, Moskva, 49—56.
- NAUMOVÁ, S. N. 1953: Sportovo-pylčevyje komplekxy verchonogo devona Russkoj platformy i ich značenie dlja stratigrafii. Trudy Inst. Geol. Nauk, Akad. Nauk. SSSR, 143, 60, Moskva, 1—154.
- PLANDEROVÁ, E. — MIKO, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalínika veporid na základe peľovej analýzy. Mineralia Slovaca 9, 4, Bratislava, 257—292.
- PANTIC, N. — ŠEČEROV, P. 1975: O paleozojskoj osnovi mezijske ploče na osnovu paleopalinoloških poučavanja materijala iz Bušotine BU—1 u okolini Negotina (istočne Srbija). Bull. du Museum d'Histoire Naturelle, ser. A, 30, Beograd, 99—111.
- PÖTHE de BALDIS, E. E. 1975: Microplancton del Wenlockiano de la Prekordillera Argentina. Revista Espanola de Micropalontologia, 7, Madrid, 489—505.
- RAUCHER, R. 1973: Recherches micropaleontologiques et stratigraphiques dans l'ordovicien et le silurien en France. Étude des Acritarches, des Chitinozoaires et des Spores. Sciences géologiques, Memoire 38, Strasbourg 5—224.
- REICHWALDER, P. 1969: Geologická stavba paleozoika jv. časti Spiško-gemerského rudohoria. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RICHARDSON, J. B. — LISTER, T. R. 1969: Upper Silurian and Lower Devonian spore assemblages from the Welsh Borderland and South Wales, Paleontology, 12, 2, London, 201—245.
- RICHARDSON, J. B. — JOANNIDES, N. 1973: Silurian palynomorphs from the Tanezruf and Acacus Formations Tripolitania, North Africa. Micropaleontology, 19, 3, New York, 257—309.
- SCHOPH, J. M. 1969: Early paleozoic palynomorphs. Aspects of Palynology, New York — London — Toronto, 163—195.
- SNOPKO, L. 1957: Stručná správa o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—75.
- SNOPKO, L. 1960: Stručná správa o geologickom mapovaní j. od Dobšinej. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—103.
- SNOPKO, L. 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. Záp. Karpaty, 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—151.
- SNOPKO, L. 1969: O novom rudonosnom pruhu v oblasti Vlachova. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO, L. 1970: Nové poznatky o stratigrafii gelnickej série. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO, L. 1972: Čiastková záverečná správa: I. Geologická časť — geologický vývoj gemerid. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—331.
- SNOPKO, L. 1971: Geologická stavba Spiško-gemerského Rudohoria. Vedecký seminár — Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spiško-gemerského Rudohoria. Zborn. referátov, Bratislava, 13—28.
- SNOPKO, L. — CHMELÍK, J.: 1961: Vulkanizmus kremitých porfýrov a ich stratigrafické postavenie v západnej časti gelnickej série v Spiško-gemerskom Rudohorí, Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 147—179.
- SNOPKO, L. — IVANIČKA, J. 1978: Úvahy o paleogeografii v starom paleozoiku Spiško-gemerského Rudohoria. „Paleogeografický vývoj Západných Karpát“. Zborn. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 260—269.

- SNOPKO, L. — REICHWALDER, P. — IVANIČKA, J. — LAMOŠ, L. 1969: Zlomová tektonika v paleozoiku Spiško-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Správy 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—64.
- SNOPKOVÁ, P. 1962: Predbežná správa o palinologickom výskume v Spiško-gemerskom rudohori k listu Dobšiná. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1963: Správa o palinologickom výskume staropaleozoických vzoriek Spiško-gemerského rudohoria. Správa o výskumoch za rok 1962, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 63—64.
- SNOPKOVÁ, P. 1970: Palinologické vyhodnotenie odkryvových vzoriek z gelnickej série Spiško-gemerského rudohoria. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- THUSU, B. 1973a: Acritarchs of the Middle Silurian Rochester Formation of southern Ontario. Paleontology 16, London, 799—826.
- THUSU, B. 1973: Acritarches provenant de L'Illion Shale (Wenlockien), Utica, New York. Review of Micropaleontology, 16, Paris, 137—146.
- TIMOFEJEV, B. V. 1959: Drevnejšia flora Pribaltika u jeho stratigrafičeskoje značenie. Tr. VNIGRI, 129, Moskva, 1—136.
- TIMOFEJEV, B. V. 1966: Mikropaleofitologičeskoje issledovanie drevnich svit. Izd. Nauka, Moskva — Leningrad, 147.
- TIMOFEJEV, B. V. 1973: Mikrofosilii proterozoja i rannego paleozoja. Mikrofosilii drevnejšich otloženíj. Izd. Nauka, Moskva, 7—12.
- TIMOFEJEV, B. V. — GERMAN, T. N. — MICHAJLOVNA, N. S. 1976: Mikrofifosilii dokembria, kembria i ordovika. Izd. Nauka, Leningrad, 104.
- VAVRDOVÁ, M. 1965: Ordovician Acritarchs from Central Bohemia. Věst. Ústř. Úst. geol., 40, 5, Praha, 93—96.
- VAVRDOVÁ, M. 1966: Paleozoic microplankton from Central Bohemia. Časopis pro mineral. geol., 11, 4, Praha, 409—414.
- VAVRDOVÁ, M. 1972: Acritarchs from Klabava Shale (Arenig.). Věst. Ústř. Úst. geol., 47, 2, Praha, 79—86.
- VAVRDOVÁ, M. 1973: New acritarch from Bohemian Arenig. (Ordovician). Věst. Ústř. Úst. geol., 48, 5, Praha, 285—310.
- VAVRDOVÁ, M. 1974: Geographical differentiation of ordovician Acritarch assemblage in Europe. Review. Paleobot. and Palynol., 18, Amsterdam, 171—175.
- VISARION, A. 1968: Asupra prezentei unei asociatii microfloristice in seria de Munii (Muntii bihor). Đari de seamă ale sedintelor, 55, 3. Paleontologie, Bucuresti, 227—229.
- WALL, D. 1962: Evidence from Recent plankton regarding the biological affinities of *Tasmanites* Newton 1875 and *Leiosphaeridia* Eisenack 1958. Geol. Mag., 99, 353—362.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XXI—XXXI

Tabuľka XXI

- Obr. 1 *Trachysphaeridium* Timofejev, lokalita Vlachovo — Suchý vrch, vz. č. 7, fylity
- Obr. 2 *Favosphaeridium botnicum* Timofejev, lokalita Vlachovo pri železničnom moste, vz. č. 266, výbrus č. 3006, lydity
- Obr. 3—4 cf. *Protosphaeridium*, Podsúľová — dolná serpentína vz. č. 7, fylity
- Obr. 5 *Protosphaeridium* cf. *acis* Timofejev, lokalita Podsúľová — dolná serpentína, vz. č. 7, fylity

- Obr. 6 *Protosphaeridium* Timofejev, lokalita Podsúľová — dolná serpentína, vz. č. 6, fylity
 Obr. 7 ? *Acanthodiacrodiium* Timofejev, lokalita Vlachovo pri železničnom moste, vz. č. 266, výbrus č. 3006
 Obr. 8 *Baltisphaeridium* cf. *uncinatum* Downie, lokalita Vlachovo pri železničnom moste, vz. č. 265, výbrus č. 3005
 Obr. 9 *Synsphaeridium* cf. *conglutinatum* Timofejev, lokalita Gočovo v potoku, vz. č. 5
 Obr. 10 *Leiosphaeridia* cf. *eisenackia* Timofejev, lokalita Podsúľová — dolná serpentína, vz. č. 6, fylity
 Obr. 11 *Protosphaeridium* Timofejev, lokalita Podsúľová — dolná serpentína, vz. č. 6, fylity
 Obr. 12 *Origmatosphaeridium* Timofejev, lokalita Gočovo v potoku, vz. č. 3.
 Obr. 13 cf. *Favosphaeridium* Timofejev, lokalita Podsúľová — dolná serpentína, vz. č. 7, fylity
 Obr. 14 cf. *Protosphaeridium*, lokalita Podsúľová — dolná serpentína, vz. č. 27, fylity.

Tabuľka XXII

- Obr. 1 *Origmatosphaeridium* Timofejev, lokalita Gočovo v potoku, vz. č. 5, fylity.
 Obr. 2 *Lophosphaeridium* cf. *rarum* Timofejev, lokalita Podsúľová — Súľová, lesná cesta pod hrebeňom, vz. č. 386, 385, lyidity.
 Obr. 3 *Lophosphaeridium papillatum* (Stapl.) Downie, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vz. č. 385, lyidity.
 Obr. 4 *Lophosphaeridium papillatum* (Stapl.) Downie, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pri pomníku letcov SNP), vz. č. 396, lyidity
 Obr. 5 *Lophosphaeridium* cf. *parverarum* Stockmans et Williere, lokalita Betliar — Čučma, výbrus 2997
 Obr. 6 *Lophosphaeridium* sp., lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), výbrus 2998, lyidity.
 Obr. 7 cf. *Protosphaeridium*, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), výbrus 2998, lyidity.
 Obr. 8 *Trachysphaeridium* Timofejev, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), vz. č. 259, lyidity.
 Obr. 9 cf. *Synsphaeridium*, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vz. č. 385, lyidity.
 Obr. 10 *Synsphaeridium*, *spinosum* Moreau — Benoit, lokalita Podsúľová, nová cesta pod hrebeňom, vz. č. 385, lyidity.
 Obr. 11 ? *Synsphaeridium spinosum* Moreau—Benoit, lokalita Nadrádzimec, vz. č. 253, lyidity
 Obr. 12 *Cryptostromatium* cf. *inflatum* Moreau—Benoit, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), vz. č. 396, lyidity

Tabuľka XXIII

- Obr. 1 cf. *Gloecapsomorpha*, lokalita Volovec — Baracká skala, vz. č. 264, lyidity.
 Obr. 2 *Tasmanites* cf. *medius* Downie, lokalita Volovec — Baracká skala, vz. č. 264, lyidity
 Obr. 3 *Baltisphaeridium* cf. *dilatispinosum* Downie, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), výbrus 3001, lyidity.
 Obr. 4—5 *Baltisphaeridium dilatispinosum* Downie, lokalita Volovec — Baracká skala, výbrus 3002, lyidity.
 Obr. 6 *Baltisphaeridium* (*Archeohystrichosphaeridium*) cf. *dentatum* (Timofejev) Konzáľová — Mazancová, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 386, lyidity.
 Obr. 7 *Baltisphaeridium* cf. *tenuiramusculosum* Stockmans et Williere, lokalita Volovec — Baracká skala, výbrus 3004, lyidity.
 Obr. 8 *Baltisphaeridium*, sp. lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), výbrus č. 3001, lyidity.

Obr. 9 *Michhystridium* cf. *raspa* (Cramer) Martin, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), výbrus 3001, lydity.

Obr. 10 *Baltisphaeridium* aff. *echinodermum* Stockmans et Williere, lokalita Volovec — Baracká skala, výbrus 3004, lydity.

Obr. 11 *Baltisphaeridium* cf. *astartes* Sanneman, lokalita Betliar — Čučma, výbrus č. 2997, lydity.

Tabuľka XXIV

Obr. 1 *Baltisphaeridium* cf. *oligofurcatum* (Eisenack) Cramer, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 386, lydity.

Obr. 2 *Baltisphaeridium paraguaferum* Cramer, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 385, lydity.

Obr. 3 *Michhystridium* cf. *henryi* Paris et Deflandre, lokalita Nadradzimec, výbrus č. 2995, lydity.

Obr. 4 *Michhystridium* cf. *nannacanthum* Deflandre, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 386, lydity.

Obr. 5 *Acritarcha*, lokalita Betliar — Čučma, výbrus č. 2997, lydity.

Obr. 6 *Michhystridium* aff. *varians* Stockmans et Williere, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), výbrus č. 3001, lydity.

Obr. 7 ? *Michhystridium nannacanthum* Deflandre, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 386, lydity.

Obr. 8 *Michhystridium nannacanthum* Deflandre, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 386, lydity.

Obr. 9 *Baltisphaeridium* cf. *astartes* Sanneman, lokalita Nadradzimec, vzorka č. 254, lydity.

Obr. 10 *Michhystridium* cf. *oligarifmus* Čibriková, lokalita Nadradzimec, vzorka č. 253, lydity.

Obr. 11 *Michhystridium* sp. B, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 386, lydity.

Obr. 12 *Michhystridium campoae* Stockmans et Williere, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 386, lydity.

Obr. 13 *Veryhachium rosendae* Cramer, lokalita Betliar, výbrus č. 3008, lydity.

Obr. 14 *Veryhachium* cf. *rosendae* Cramer, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), výbrus č. 2999, lydity.

Obr. 15 *Veryhachium* cf. *hellenae* Cramer, lokalita Betliar, výbrus č. 3008, lydity.

Obr. 16 *Veryhachium rosendae* Cramer, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 385, lydity.

Obr. 17 ? *Veryhachium*, lokalita Volovec — Baracká skala, vzorka č. 262, lydity.

Obr. 18 *Veryhachium* cf. *trispinosum* (Eisenack) Timofejev, lokalita Nadradzimec, výbrus č. 2995, lydity.

Tabuľka XXV

Obr. ? *Scaphospinosa* Timofejev, lokalita Volovec — Baracká skala, vzorka č. 262, lydity

Obr. 2 *Acritarcha* sp. III Cramer, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 386, lydity.

Obr. 3 *Acritarcha*, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), vzorka č. 260, lydity.

Obr. 4 cf. *Acanthodiacrodiium* Combaz, lokalita Volovec — Baracká skala, výbrus č. 3002, lydity.

Obr. 5 cf. *Cymatiosphaera*, lokalita Betliar, výbrus č. 3008, lydity.

Obr. 6—7 Sférické formy s jedným bičíkom, bližšie neurčené, lokalita Nadradzimec, výbrus č. 2994, lydity.

Obr. 8 *Acritarcha* z podskupiny *Herkomorphitae*, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 286, lydity.

Tabuľka XXVI

- Obr. 1 *Leiofusa* sp., lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová, (pomník letcov SNP) vzorka č. 260, lydity.
Obr. 2—3 ? *Evittia*, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová, (pomník letcov SNP), vzorka č. 259, lydity.
Obr. 4 *Dictyosphaera convexa* Čibriková, lokalita Nadradžimec, výbrus č. 2995, lydity.
Obr. 5 ? *Cymatiosphaera* Deunff, lokalita Volovec — Baracká skala, výbrus č. 3004, lydity.

Tabuľka XXVII

- Obr. 1 ? *Tylotopalla reticulata* Deflandre, lokalita Volovec — Baracká skala, výbrus č. 3002, lydity.
Obr. 2 *Cymatiosphaera baikitica* Timofejev, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), výbrus č. 3001, lydity.
Obr. 3 *Acritarcha* z podskupiny *Herkomorphitae*, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom vzorka č. 286, lydity.
Obr. 4—6 *Protosphaeridium flexuosum* Timofejev, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), výbrus č. 3001, 3000, lydity.
Obr. 7 *Dictyotidium* cf. *dictyotum* Eisenack, lokalita Volovec — Baracká skala, vzorka č. 264, lydity.
Obr. 8 *Brochosphaera* cf. *uralica* Čibriková, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová, vzorka č. 260, lydity.
Obr. 9 *Brochosphaera* cf. *diligens* Čibriková, lokalita Volovec — Baracká skala, vzorka č. 263, lydity.
Obr. 10 ? *Cymatiogalea modesta* Gor'ka, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), vzorka č. 260, lydity.
Obr. 11—12 *Dictyosphaera polygonia* (Stamplin) Čibriková, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), výbrus č. 3001, lydity.

Tabuľka XXVIII

- Obr. 1 *Duvernaysphaera jelinii* Pöthe de Baldis, lokalita Volovec — Baracká skala, vzorka č. 262, lydity.
Obr. 2 ? *Duvernaysphaera jelinii* Pöthe de Baldis, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), vzorka č. 260, lydity.
Obr. 3 ? *Chitinozoa*, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 386, lydity.
Obr. 4 cf. *Dictyotrites*, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), vzorka č. 396, lydity.
Obr. 5 ? *Synorisporites*, lokalita Volovec — Baracká skala, vzorka č. 262, lydity.
Obr. 6 *Trachytrites* aff. *minor* Naumova, lokalita Volovec — Baracká skala, vzorka č. 262, lydity.
Obr. 7 neurčená trilétna spóra, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), vzorka č. 259, lydity.

Tabuľka XXIX

- Obr. 1 *Grandispora* cf. *inculta* Allen, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), vzorka č. 259, lydity.
Obr. 2 *Trematosphaeridium*, lokalita Volovec — Baracká skala, vzorka č. 262, lydity.
Obr. 3. cf. *Tasmanites*, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), vzorka č. 260, lydity.
Obr. 4. ? *Synorisporites*, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), vzorka č. 259, lydity.
Obr. 5—7. Štruktúrny kerogén s málo výraznými morfológickými znakmi Čorná, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 385, lydity.

Tabuľka XXX

Obr. 1—2. *Problematika* 2 a Čorná, lokalita Podsúľová — Súľová, nová cesta pod hrebeňom, vzorka č. 385, lydity.

Obr. 3. *Problematika* 12a Čorná, lokalita Volovec — Baracká skala, vzorka č. 262, lydity.

Obr. 4. *Problematika* 15a Čorná, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), vzorka č. 259, lydity.

Obr. 5. *Problematika* 12a Čorná, lokalita Volovec — Baracká skala, vzorka č. 262, lydity.

Tabuľka XXXI

Obr. 1. *Kutikula*, lokalita Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP), vzorka č. 396, lydity.

P. Snopková—L. Snopko

Biostratigraphy of the Gelnica Group in the Spišsko-gemerské rudohorie (mountains), based on palynological data

Summary of Slovak text

We present here the latest palynological data on sedimentary rocks of a part of the Gelnica group in the Spišsko-gemerské rudohorie (mountains). Many samples were negative as regards microfossils; others were poor in organic remains. In the case of negative results the sampling of the same locality was repeated. Chemical analysis and examination of thin-sections proved as most favourable methods, and lydites as most favourable material to be studied since they are most plentiful in all lithological horizons of the Gelnica group.

The existing division of the Gelnica group was based on lithostratigraphical results of the study of fine-rhythmical elements (L. Snopko 1967, 1974, 1976, J. Bartalský et al. 1975; O. Fusán in M. Maheľ 1967; L. Snopko—J. Ivanička 1977). The same method was successfully applied in the compilation of the geological map on a scale 1:50 000 (Fig. 1, 2, 3).

Palynological data facilitating a detailed biostratigraphical division of the Gelnica group resulted from examination of samples taken from 11 profiles. They are as follows: Vlachovo (at the railway bridge); Vlachovo-Suchý vrch; Gočovo (in the brook); Podsúľová (the lower serpentine-state road); Podsúľová-Súľová (new road below the ridge); Volovec-Baracká skala (a path). Nadrádzimec, Gemerská Poloma-Podsúľová (the monument), Nižná Slaná-Manó; Betliar; Betliar-Čučma (Figures 4—15).

Samples from the profiles studied, contained microfossils that may be divided into three groups:

- A. *acritarchs* (dominant)
- B. amorphous and structural kerogene
- C. trilete spores.

For microfossils of the group of *Acritarcha* mostly genera have been determined. If comparatively well preserved, their species were also determined (mostly approximately — cf). Generally poor preservation of microfossils in sedimentary rocks of the Gelnica group is due to the fact that they represent an epizonal-metamorphosed ancient flysch formation. As known from the flysch of the West Carpathian Paleogene, sporomorphs are poorly preserved, corroded, and mostly present in very fine facies.

From the profiles Vlachovo (at the railway bridge), Vlachovo-Suchý vrch, Podsúľová (the lower serpentine), Gočovo (in the brook) we have got microfossils of the *Acritarcha* group. Here dominantly generic determination was possible. Their stratigraphical range is given by B. V. Timofejev (1966, 1973). Fig. 6 shows a broader stratigraphical range (Proterozoic to Silurian) of many genera (*Protosphaeridium*, *Favosphaeridium*, *Trachysphaeridium*). There are less genera and species of a narrower

stratigraphical range, i. e. on the Cambrian /Ordovician boundary (*Protosphaeridium* cf. *acis* Timofejev, *Baltisphaeridium uncinatum* Downie and *Leiosphaeridium* cf. *eisenackia* Timofejev). The Cambrian /Ordovician boundary is also proved by the genus *Acanthodiacrodium* which — according to literary data — appeared in the Middle Cambrian and survived to the Middle Ordovician. In the samples from the profile Gočovo the genus *Origmatosphaeridium* dominates. According to B. V. Timofejev (1973) it was most plentiful in the Ordovician.

Basing on these data, lydites and phyllites from the profiles Vlachovo (at the railway bridge), Vlachovo-Suchý vrch, Podsúľová (the lower serpentine), are referred to as Cambrian — Ordovician, i. e. oldest. As regards the genera of a narrower stratigraphical range, the lydites and phyllites can perhaps be ranged to the Upper Cambrian — Lower Ordovician (Potsdam — Tremadocian). Considering the Gočovo profile (in the brook) — they can be younger, perhaps Lower — Middle Ordovician (Fig. 6).

Different microfossil assemblages were found in lydites from the profiles Podsúľová — Súľová (a road below the ridge), Volovec — Baracká skala (a path), and Nadradzimec (Fig. 5, 7, 8, 10). A large microfossil assemblage was found in lydites from the profiles (Podsúľová-Súľová; a new road below the ridge), Volovec — Baracká skala (a path). Fig. 10 shows a substantial difference from the preceding ones, due to the presence of microfossils characteristic of the Silurian. They are dominant. There are species with a narrower stratigraphical range, namely Upper Ordovician — Lower Silurian (*Lophosphaeridium papillatum* (Stapl.) Downie, *Peteinosphaeridium breviradiatum* Eisenack), Middle Silurian — Upper Silurian (*Baltisphaeridium oligofurcatum* Eisenack). Basing upon the species with a narrower stratigraphical range, and upon those characteristic of the Silurian, the lydites from Podsúľová (a new road below the ridge) are ranged to the Silurian, more precisely to the Middle-Upper Silurian (Wenlock — Ludlow). In lydites from the profile Volovec-Baracká skala also Silurian microfossils dominate. Present are also species with a narrower stratigraphical range (Middle-Upper Silurian) *Tylotopalla* cf. *reticulata* (D. Pöthe de Baldis) and species that appeared in the Silurian and survived to the Devonian (Fig. 10). Basing upon these species having faded-out in the Middle Silurian (*B. aff. echinodermum* Stock et Williere) we suppose that lydites from the profile Volovec-Baracká skala are Middle-Upper Silurian in age (Wenlock — Ludlowian).

In the profile Nadradzimec lydites are poorer in microfossils. According to the species ranging from the Upper Silurian to the Lower Devonian (*B. cf. astartes* Sanneman, *Brochosphaera* cf. *diligens* Čibriková) the lydites could be of Upper Silurian age (Ludlowian).

Further profiles offering lydites for palynological examination are: Gemerská Poloma — Podsúľová (a monument); Nižná Slaná — Manó; Betliar; Čučma — Betliar (Fig. 9, 11, 12).

A graph of microfossils from these profiles (Fig. 13) shows that in the profile Gemerská Poloma-Podsúľová were more genera and species with Middle Cambrian — Middle Ordovician, Ordovician-Silurian (a. o) stratigraphical range. There were also genera and species characteristic of the Silurian, as well as the species that appeared in the Upper Silurian and survived to the Lower Devonian (*Dictyosphaera polygonia* (Stapl. Čibriková) and *Grandispora* cf. *inculta* Allen, ? *Dictyotriletes*-in the Lower Devonian. On the grounds of species characteristic of the Silurian and of species with a narrower age diapason we range the lydites from the profile Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument) to the Upper Silurian — Lower Devonian. Microfossils with Cambrian — Ordovician and Ordovician age diapason resedimented from older, lower beds. Lydites from the localities Nižná Slaná, Betliar — Čučma, were poor in microfossils. Species characteristic of the Silurian dominated, however. Lydites in the profile Betliar, Betliar — Čučma may even be younger, probably Upper Silurian (Ludlowian), according to species with Silurian — Lower Devonian, Upper Silurian — Lower Devonian (*Dictyosphaera polygonia* (Stapl.) Čibriková, *B. cf. astartes* Sanneman).

Since the sediments (lydites) are slightly metamorphosed and the microfossils are poorly preserved and few, we compiled a frequency histogram of microfossils (according to A. Moreau—Benoit 1974), usually applied for sediments with few organic remains. Localities are arranged chronologically (see Fig. 14). On the ground of the frequency histogram the localities are divided into three groups:

The first group: Vlachovo (the railway bridge), Vlachovo-Suchý vrch, Súľová (the lower serpentine), Gočovo (in the brook). The frequency histogram for this group shows that most genera and species are of the age presumed (Upper Cambrian-Lower Middle Ordovician, and that there are many ancient forms in the profiles Súľová (the lower serpentine) and Gočovo. They are resedimented most likely.

The second group comprises profiles with maximal frequency of microfossils in the Silurian; namely: Podsúľová (a new road below the ridge); Volovec — Baracká skala (the path), Nadradzimec. The frequency of microfossils is in accordance with stratigraphical data. Interestingly, the resedimented ancient palynomorphs are only few and Ordovician microfossils get markedly scarcer.

The third group: Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), Nižná Slaná — Manó, Betliar — Čučma. The microfossils are most plentiful in the Silurian, there still are some more abundant genera and species with their stratigraphical range extended to the Devonian. Microfossils older than Silurian are extremely frequent in the profile Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument). It is likely that Cambrian — Ordovician sedimentary rocks were re-exposed and redeposited together with microfossils characteristic of the Upper Silurian.

Total frequency histogram of microfossils in a part of the Gelnica group shows that they were most plentiful (52) in the Silurian. More frequent were microfossils ranging from the Proterozoic to the Upper Ordovician. It is likely that they were redeposited in part. Devonian forms are less frequent, so they extended to the border of the Lower Devonian (Gedinian). The table shows microfossils from the profiles of the Gelnica group in the Spišsko-gemerské rudohorie (mountains).

Explanations to Fig. 1

1 1-quartzose sandstones of diverse grain size, and repeatedly alternant phyllites; the Drnava beds—the lower part (lithostratigraphical) of the Vth mesorhythm, Lower Devonian; 2-carbonates; 3-lydites; 4-dominantly dark-grey phyllites with layers of fine-laminated quartzose sandstones, quartzose sandstones; 2—4 the Bystrý potok beds (lithostratigraphical IVth mesorhythm), Upper Silurian; 5-massive, non-stratified, and rhythmically deposited carbonates; 6-massive, in places finely laminated, and rhythmically deposited lydites with graphite phyllites; 7-quartzose sandstones (microconglomerates) alternating with phyllites, dark phyllites and graphite phyllites; 5—7 Middle Silurian (lithostratigraphical IIIrd mesorhythm); 8-quartzose sandstones, microlaminated phyllites and cryptostratified phyllites, rhythmically deposited with lydites in places (lithostratigraphical I1st and I2nd mesorhythms) Upper Cambrian-Middle Ordovician; 5—8 the Vlachovo beds; 2—3, 5—6 carbonates and lydites with fine phyllites in upper parts of mesorhythms—the facies of the Betliar beds; 9-volcanic members of the Gelnica group (tuff-tuffite porphyroids, quartzose porphyry, keratophyre spilite-diabases and their tuffs with enclosed sediments — the facies of the Pača beds — of the age like other sedimentary rocks; 1—9 sedimentary and volcanic members of the Gelnica group; 10-faults, presumable faults, overthrust line, 11-localities of positive finds of sporomorphs; 12-significant technological operations.

Explanations to Fig. 2

1-Late Paleozoic and Mesozoic; 2-the Rakovec group; 3-microlaminated quartzose sandstones in dark phyllites; 4-lydites, carbonates; 5-dark cryptostratified phyllites; 3—5 Upper Silurian (the Bystrý potok beds); 6-massive and rhythmically deposited carbonates; 7-dark phyllites with lydite layers; 6—7 Middle Silurian; 8-cryptostratified and microlaminated quartzose sandstone layers; 9-microlaminated dark phyllites; 10-quartzose sandstones and rhythmically deposited schists; 11-dark isolated microlaminated phyllites; carbonates; 8—11 Upper Cambrian-Middle Ordovician; 6—11 the Vlachovo beds; 12-tuff-tuffite porphyroids; 3—12 the Gelnica group; 13-fault; significant fault line; 14-deep structural bore holes.

Explanations of photographic plates XXI—XXXI

Plate XXI

- Fig. 1 *Trachysphaeridium* Timofejev, locality Vlachovo-Suchý vrch; sample No. 7, phyllites.
Fig. 2 *Favosphaeridium botnicum* Timofejev, locality Vlachovo, at the railway bridge; sample No. 266, thin-section No. 3006, lydites.
Fig. 3—4 cf. *Protosphaeridium*, Podsúfová—the lower part; sample No. 7, phyllites.
Fig. 5 *Protosphaeridium* cf., *acis* Timofejev, locality Podsúfová, the lower serpentine; sample No. 7, phyllites.
Fig. 6 *Protosphaeridium* Timofejev, locality Podsúfová—the lower serpentine; sample No. 6, phyllites.
Fig. 7 ? *Acanthodiacrodium* Timofejev, locality Vlachovo, at the railway bridge, sample No. 266, thin-section No. 3006.
Fig. 8 *Baltisphaeridium* cf. *uncinatum* Downie, locality Vlachovo, at the railway bridge, sample No. 265, thin-section No. 3005.
Fig. 9 *Synsphaeridium* cf. *conglutinatum* Timofejev, locality Gočovo in the brook; sample No. 5.
Fig. 10 *Leiosphaeridiä* cf. *eisenackia* Timofejev, locality Podsúfová, the lower serpentine, sample No. 6, phyllites.
Fig. 11 *Protosphaeridium* Timofejev, locality Podsúfová, the lower serpentine, sample No. 6, phyllites.
Fig. 12 *Origmatosphaeridium* Timofejev, locality Gočovo in the brook, sample No. 3.
Fig. 13 cl. *Favosphaeridium* Timofejev, locality Podsúfová, the lower serpentine, sample No. 7, phyllites.
Fig. 14 cf. *Protosphaeridium*, locality Podsúfová, the lower serpentine, sample No. 27, phyllites.

Plate XXII

- Fig. 1 *Origmatosphaeridium* Timofejev, locality Gočovo in the brook, sample No. 5, phyllites.
Fig. 2 *Lophosphaeridium* cf. *rarum* Timofejev, locality Podsúfová-Súfová, a forest path below the ridge, sample No. 386, 385, lydites.
Fig. 3 *Lophosphaeridium papillatum* (Stapl.) Downie, locality Posúfová-Súfová, a new road below the ridge; sample No. 385, lydites.
Fig. 4 *Lophosphaeridium papillatum*, (Stapl.), Downie, locality Gemerská Poloma-Podsúfová (at the monument); sample No. 396, lydites.
Fig. 5 *Lophosphaeridium* cf. *parverarum* Stockmans et Williere, locality Betliar-Čučma, thin-section 2997.
Fig. 6 *Lophosphaeridium* sp., locality Gemerská Poloma-Podsúfová (the monument), thin-section 2998, lydites.
Fig. 7 cf. *Protosphaeridium*, locality Gemerská Poloma-Podsúfová (the monument), thin-section 2998, lydites.
Fig. 8 *Trachysphaeridium* Timofejev, locality Gemerská Poloma-Podsúfová (the monument), sample No. 259, lydites.
Fig. 9 cf. *Synsphaeridium*, locality Podsúfová-Súfová, a new road below the ridge, sample No. 385.
Fig. 10 *Synsphaeridium spinosum* Moreau-Benoit, locality Podsúfová, the new road below the ridge; sample No. 385, lydites.
Fig. 11. ? *Synsphaeridium spinosum* Moreau-Benoit, locality Nadradzimec; sample No. 253, lydites.
Fig. 12 *Cryptostromatium* cf. *inflatum* Moreau-Benoit, locality Gemerská Poloma — Podsúfová (the monument), sample No. 396, lydites.

Plate XXIII

- Fig. 1 cf. *Gloeocapsomorpha*, locality Volovec — Baracká skala, sample No. 264, lydites.
Fig. 2 *Tasmanites* cf. *medius* Downie locality Volovec — Baracká skala, sample No. 264, lydites.

- Fig. 3 *Baltisphaeridium* cf. *dilatispinosum* Downie, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), thin-section 3001, lydites
- Fig. 4—5 *Baltisphaeridium dilatispinosum* Downie, locality Volovec — Baracká skala, thin-section 3002, lydites
- Fig. 6 *Baltisphaeridium* (*Archeobystriochosphaeridium*) cf. *dentatum* (Timofejev) Konzáľová—Mazanová, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge, sample No. 386, lydites
- Fig. 7 *Baltisphaeridium* cf. *tenuiramulosum* Stockmans et Williere, locality Volovec — Baracká skala, thin-section 3004, lydites.
- Fig. 8 *Baltisphaeridium* sp., locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), thin-section No. 3001, lydites.
- Fig. 9 *Micrhystridium* cf. *raspa* (Cramer) Martin, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), thin-section 3001, lydites.
- Fig. 10 *Baltisphaeridium* aff. *echinodermum* Stockmans et Williere, locality Volovec — Baracká skala, thin-section 3004, lydites.
- Fig. 11 *Baltisphaeridium* cf. *astartes* Sanneman, locality Betliar — Čučma, thin-section No. 2779, lydites.

Plate XXIV

- Fig. 1 *Baltisphaeridium* cf. *oligofurcatum* (Eisenack) Cramer, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge; sample No. 386, lydites.
- Fig. 2 *Baltisphaeridium paraguaferum* Cramer, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge; sample No. 385, lydites.
- Fig. 3 *Micrhystridium* cf. *henryi* Paris et Deflandre, locality Nadradzimec, thin-section 2995, lydites.
- Fig. 4 *Micrhystridium* cf. *nannacanthum* Deflandre, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge; sample No. 386, lydites.
- Fig. 5 *Acritarcha*, locality Betliar — Čučma, thin-section 2997, lydites.
- Fig. 6 *Micrhystridium* aff. *varians* Stockmans et Williere, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), thin-section 3001, lydites.
- Fig. 7 ? *Micrhystridium nannacanthum* Deflandre, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge; sample No. 386, lydites.
- Fig. 8 *Micrhystridium nannacanthum* Deflandre, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge; sample No. 386, lydites.
- Fig. 9 *Baltisphaeridium* cf. *astartes* Sanneman, locality Nadradzimec; sample No. 254, lydites.
- Fig. 10 *Micrhystridium* cf. *oligarifmus* Čibriková, locality Nadradzimec; sample No. 253, lydites.
- Fig. 11 *Micrhystridium* sp. B, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge; sample No. 386, lydites.
- Fig. 12 *Micrhystridium campoae* Stockmans et Williere, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge; sample No. 386, lydites.
- Fig. 13 *Veryhachium rosendae* Cramer, locality Betliar, thin-section 3008, lydites.
- Fig. 14 *Veryhachium* cf. *rosendae* Cramer, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), thin-section 2999, lydites.
- Fig. 15 *Veryhachium* cf. *hellenae* Cramer, locality Betliar, thin-section 3008, lydites.
- Fig. 16 *Veryhachium rosendae* Cramer, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge; sample No. 385, lydites.
- Fig. 17 ? *Veryhachium*, locality Volovec — Baracká skala; sample No. 262, lydites.
- Fig. 18 *Veryhachium* cf. *trispinosum* (Eisenack) Timofejev, locality Nadradzimec, thin section 2995, lydites.

Plate XXV

- Fig. 1 ? *Scaphospinosa* Timofejev, locality Volovec — Baracká skala; sample No. 262, lydites.
Fig. 2 *Acritarcha* sp. III, Cramer, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge; sample No. 386, lydites.
Fig. 3 *Acritarcha*, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument); sample No. 260, lydites.
Fig. 4 cf. *Acanthodiacrodiium* Combaz, locality Volovec-Baracká skala, thin-section 3002, lydites.
Fig. 5 cf. *Cymatiosphaera*, locality Betliar, thin-section 3008, lydites.
Fig. 6—7 Spherical forms with a single flagella, nondefined accurately locality Nadradzimec, thin-section 2994, lydites.
Fig. 8 *Acritarcha* from the subgroup *Hercomorphitae*, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge; sample No. 286, lydites.

Plate XXVI

- Fig. 1 *Leiofúsa* sp., locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), sample No. 260, lydites.
Fig. 2—3 ? *Evittia*, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), sample No. 259, lydites.
Fig. 4 *Dictyosphaera convexa* Čibriková, locality Nadradzimec, thin-section 2995, lydites.
Fig. 5 ? *Cymatiosphaera* Deunff, locality Volovec — Baracká skala, thin-section 3004, lydites.

Plate XXVII

- Fig. 1 ? *Tylotopalla reticulata* Deflandre, locality Volovec — Baracká skala, thin-section 3002, lydites.
Fig. 2 *Cymatiosphaera baikitica* Timofejev, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), thin-section No. 3001, lydites.
Fig. 3 *Acritarcha* from the subgroup *Hercomorphitae*, locality Podsúľová — Súľová, the new road below ridge; sample No. 286, lydites.
Fig. 4—6 *Protosphaeridium flexuosum* Timofejev, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), thin-section 3001, 3000, lydites.
Fig. 7 *Dictyotidium* cf. *dictyotum* Eisenack, locality Volovec — Baracká skala; sample No. 264, lydites.
Fig. 8 *Brochosphaera* cf. *uralica* Čibriková, locality Gemerská Poloma — Podsúľová; sample No. 260, lydites.
Fig. 9 *Brochosphaera* cf. *diligens* Čibriková, locality Volovec — Baracká skala; sample No. 263, lydites.
Fig. 10 ? *Cymatiogalea modesta* Gorka, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument); sample No. 260, lydites.
Fig. 11—12 *Dictyosphaera polygonia* (Staplin) Čibriková, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), thin-section 3001, lydites.

Plate XXVIII

- Fig. 1 *Duvernaysphaera jelinii* Pöthe de Baldis, locality Volovec — Baracká skala, sample No. 262, lydites.
Fig. 2 *Duvernaysphaera jelinii* Pöthe de Baldis, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), sample No. 260, lydites.
Fig. 3 ? *Chitinozoa*, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge; sample No. 386, lydites.
Fig. 4 cf. *Dictyotriteles*, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), sample No. 396, lydites.
Fig. 5 ? *Synorisporites*, locality Volovec — Baracká skala; sample No. 262, lydites.
Fig. 6 *Trachytriteles* aff. *minor* Naumova, locality Volovec — Baracká skala; sample 262, lydites.
Fig. 7 Non-defined trilete spore, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument); sample No. 259, lydites.

Plate XXIX

Fig. 1 *Grandispora* cf. *inculta* Allen, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument), sample No. 259, lydites.

Fig. 2 *Trematosphaeridium*, locality Volovec — Baracká skala; sample No. 262, lydites.

Fig. 3 cf. *Tasmanites*, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument); sample No. 260, lydites.

Fig. 4 ? *Synorisporites*, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument); sample No. 259, lydites.

Fig. 5—7 Structural kerogene with less distinct morphological characters, Čorná, locality Podsúľová — Súľová, the new road below, the ridge; sample No. 385, lydites.

Plate XXX

Fig. 1—2 *Problematica* 2 a Čorná, locality Podsúľová — Súľová, the new road below the ridge, sample No. 385, lydites.

Fig. 3 *Problematica* 12 a Čorná, locality Volovec — Baracká skala; sample No. 262, lydites.

Fig. 4 *Problematica* 15 a Čorná, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument); sample No. 259, lydites.

Fig. 5 *Problematica* 12 a, Čorná, locality Volovec — Baracká skala; sample No. 262, lydites.

Plate XXXI

Fig. 1 *Cuticula*, locality Gemerská Poloma — Podsúľová (the monument); sample No. 396, lydites.

Translated by E. Jassingerová.

Anton Biely

O tektonických jednotkách v podloží trefohôr Vtáčnika a Kremnických vrchov

1 obr. v texte, francúzske resumé

Abstract. Tre drill hole JL-1-Janova Lehota encountered three units resting above each other below Tertiary formations at the north of the margin of the Žiarska kotlina depression. The top unit consists of the melaphyre series and corresponds to the Hronikum. The lower one is formed by the Kössen beds and dolomites. According to a proposed correlation this one also belongs to the Hronikum. The bottom unit is a bed sequence ranging from the Neocomian to the Upper Triassic and corresponds to the Krížna nappe. Presented is correlation of the drill hole profile with the profiles of drill holes at Vtáčnik and the Kremnické vrchy mountains and tectonic units around Banská Bystrica and Trábeč.

Úvod

Z výsledkov vrtov, realizovaných v rámci prieskumu ortuťnatých rúd a handlovskej uhoľnej panvy a v rámci základného geologického výskumu, sú dnes k dispozícii informácie, ktoré nám umožňujú vytvoriť si predstavu o zastúpení kriedových tektonických jednotiek v podloží trefohorných formácií Kremnických vrchov a Vtáčnika. Podľa predstavy O. Fusána (in O. Fusán et al. 1971) v tomto priestore nad sebou vystupujú tektonické jednotky pásma jadrových pohorí, t. j. tatrikum, krížňanský a chočský príkrov. V južnej časti Kremnických vrchov by mala byť zastúpená sústava analogická lubietovskému pásmu. J. Vozár (1977) potvrdil, že bezprostredne pod terciárom je najrozšírenejší chočský príkrov, najmä jeho paleozoické formácie. Cieľom tohto príspevku nie je geografické vymedzenie jednotlivých príkrovov, ani celková tektonická analýza predterciárneho podložia. Naopak, na príklade niektorých profilov vrtov chceme poukázať na podobný, resp. rovnaký sled tektonických jednotiek a zdôvodniť koreláciu s obnaženými oblasťami na východe a západe. Popud k tejto korelácii poskytol profil vrtu JL-1-Janova Lehota, severne od okraja Žiarskej kotliny. Vrt ukázal, že medzi melafýrovou sériou a neokómom krížňanského príkrovu sa vyskytujú karbonáty triasu (dolomity

a kössenské vrstvy). Existencia tejto šupiny nejasnej tektonickej príslušnosti nás primäla hľadať analogickú jednotku tak v podloží trefohorných formácií (hlavne podľa archívnych údajov), ako aj na povrchu. V úvode ešte uvedieme, že v danej oblasti ani jeden z vrtoz nedosiahol podložie mezozoika tej tektonickej jednotky, ktorú kvalifikujeme ako križňanský príkrov. Najhlbšia z tektonických jednotiek pásma jadrových pohorí — tatrikum — nebola priamo preukázaná, hoci ju v priestore Vtáčnika a Kremnických vrchov predpokladáme (O. Fusán et al. 1971).

Základná charakteristika profilu vrtu JL-1 Janova Lehota

Litostratigrafické jednotky prevrtané vrtom JL-1 vystupujú jedna nad druhou v takom slede, že ich možno zoskupiť do troch tektonických jednotiek.

1. V podloží bádenského intruzívneho komplexu andezitov leží pestrá vulkanicko-sedimentárna formácia, ktorá má všetky litofaciálne znaky charakteristické pre permskú melafýrovú sériu. Látkové zloženie a pozícia v profile potvrdzujú jej príslušnosť k hroniku. Triasové súvrstvia, ktoré ležali nad melafýrovou sériou pôvodne, nie sú známe, a preto je diskutabilná otázka, či ide o šturecký (čiernovážska séria) alebo chočský (bielovážska séria) príkrov. Argumentácia v prospech prvej či druhej alternatívy nemôže byť konkrétna; ak však vychádzame z pomerov širšej oblasti (severná časť Tríbečského pohoria), pravdepodobnejšia sa zdá byť prvá alternatíva.

2. Pod týmto príkrovom leží nižšia tektonická jednotka malej hrúbky; reprezentujú ju len dve litostratigrafické jednotky. Na vrchu sú to sivé a čierne kalové, mikrozrnité a oolitické vápence s občasnými vložkami slienitých vápencov a bridlíc. Vo vápencoch boli zistené nasledovné fosílie (A. Kullmanová in O. Fusán et al. 1977): *Involutina gaschei* (Koehn—Zaninetti et Brönnimann), *I. friedli* (Kristan—Tollman), *Agathamina austroalpina* Kristan—Tollman, *Clomospirella* sp., *Thaumatoporella* sp., *Acicularia* sp. Táto litostratigrafická jednotka (nepravej hrúbky 90 m) je korelovateľná s kössenskými vrstvami.

V podloží je sivý až čierny dolomik (50 m — nepravá hrúbka). Boli v ňom zistené fosílie *Agathamina* sp., *Ammobaculites* sp., a *Glomospirella* sp. (A. Kullmanová in O. Fusán et al. 1977), ktoré naznačujú triasový vek.

Takúto nehrubú tektonickú jednotku, resp. šupinu nie je ľahké korelovať s niektorým príkrovom vnútorných Karpát hlavne preto, lebo má neúplný vrstevný sled. Možnosť omylu je v takomto prípade veľká. Na základe korelácie predpokladaného sledu s hronikom z oblasti Banskej Bystrice sa domnievame, že zaradenie tejto jednotky k hroniku nie je síce jednoznačné, ale pravdepodobné.

3. V podloží spomínanej tektonickej jednotky bol prevrtaný vrstevný sled od neokómu po trias. Horniny tejto najnižšej vrtom zachytenej jednotky sú silne

deformované, v niektorých prípadoch s náznakmi slabej metamorfózy (výskyt novotvorených sericitov, zmrarmorovanie vápencov). Sivé a tmavosivé, viac alebo menej bridličnaté vápence s jemnými ílovito-bituminóznymi povlakmi na bridličnatých polohách podľa kalpionel zodpovedajú titónu—neokómu. Jurský sled je nehrubý — 28 m, pravdepodobne tektonicky redukovaný. Vo vrstevnom slede neboli zistené dve charakteristické litofácie krížňanského príkrovu (zliechovského faciálneho vývoja): typické rádiolarity a rádioláriuové vápence doggeru—malmu a škvrtité slienie (Fleckenmergel) liasu. Naopak, nad ílovitými slabopiesčitými bridlicami (ekvivalent grestenských vrstiev) sú hľuznaté mramory, ktoré by bolo možné korelovať hlavne s adnetskými vápencami. Hľuznaté a bridličnaté, červené i pruhované vápence s ojedinelými červenými rohovcami a polohami červených vápnitých bridlíc v ich nadloží najskôr zastupujú dogger—malm. Celkove horniny jury silne pripomínajú jurské vrstvy, ktoré sú vyvinuté v krížňanskom príkrove na južnom svahu Veľkej Fatry, z. od Banskej Bystrice. Ani kössenské vrstvy, ani typický karpatský keuper neboli vrtom zistené. V profile vrtu, v pozícii karpatského keupru je hrubé teleso anhydritu i anhydritových brekcií a pod ním sa nachádzajú dolomity. V tejto súvislosti je zaujímavá skutočnosť, že aj v oblasti Banskej Bystrice sú v karpatskom keupri značne hrubé polohy evaporitov (M. Vedejová, in J. Bystrický et al. 1973).

Z vrstevného sledu a z pozície v profile vrtu možno usúdiť, že vrstvy od neokómu nižšie sú súčasťou krížňanského príkrovu, ktorý sa faciálne najlepšie zhoduje s krížňanským príkrovom južnej časti Veľkej Fatry. Jeho podložie v profile vrtu nie je známe; vrt skončil v dolomite. Nevieme teda, či je mezozoikum krížňanského príkrovu presunuté cez tatrikum, ako je to v Trábečskom pohorí, alebo je s mezozoikom presunuté aj mladšie paleozoikum, resp. kryštalinikum, ako je to v oblasti Starých Hôr.

Korelácia tektonických jednotiek zistených z profilu vrtu JL-1 s jednotkami v širšej oblasti

Navrhnutá korelácia tektonických jednotiek v profile vrtu Janova Lehota—1 môže byť diskutabilná hlavne preto, že melafýrová séria, všeobecne považovaná za charakteristický prvok hronika, nemá priamo v podloží neokóm krížňanského príkrovu. Naopak, medzi nimi je vložená tenká lamina fragmentárne zachovaného vrstevného sledu. V ďalšom sa pokúsime uviesť argumenty v prospech navrhnutrj interpretácie, ale aj tie, ktoré jej protirečia.

1. Najvyššiu tektonickú jednotku predstavuje *melafýrová séria*. O tom, že pokračuje smerom na západ, svedčia výskyty melafýrových hornín v banských dielach handlovského uhoľného ložiska (T. Šinály 1964). V oblasti Vtáčnika bola zistená mnohými vrtmi (J. Gašparik 1969, J. Valach et al. 1975), z ktorých

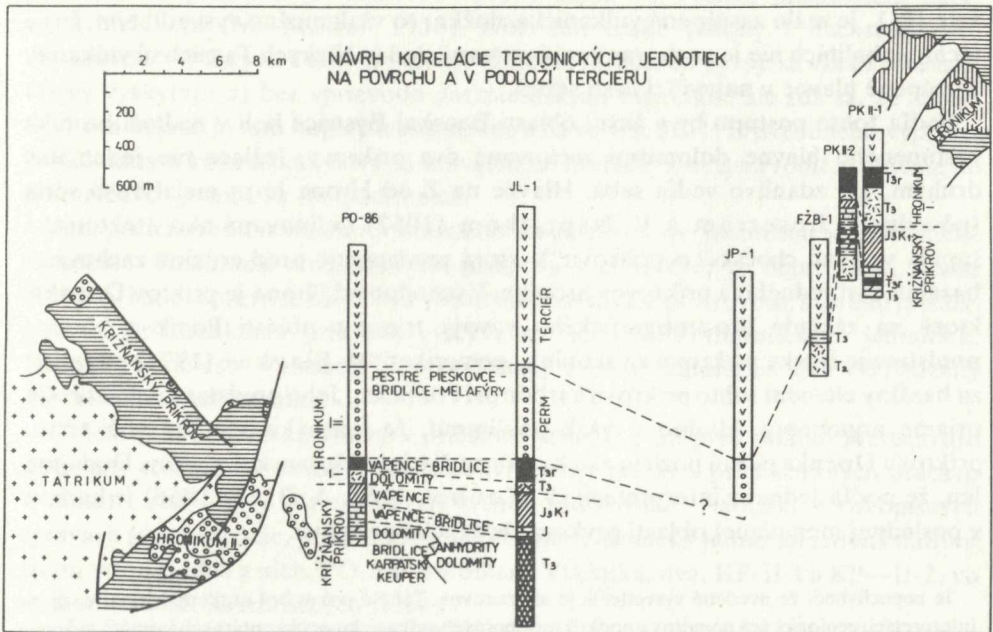
najväčší význam má vrt PO-86, vŕtaný neďaleko vrcholu Vtáčnika. Je to jediný vrt, ktorý dosiahol podložie melafýrovej série. Dokumentuje, že táto séria, tak ako vo vrte JL-1, leží na lamine karbonátov triasu a táto je uložená na neokóme krížňanského príkrovu (J. Valach et al. 1975).

Spod vulkanitov Vtáčnika sa permská melafýrová séria vynára na povrch v Tríbečskom pohorí. Dodajme však, že v asociácii s karbónskymi a triasovými sedimentmi je tam rozčlenená do dvoch čiastkových tektonických jednotiek. Spodná jednotka je rozšírená len v južnej časti razdielskeho masívu v oblasti Malej Lehoty, vrchná lemuje krížňanský príkrov na východnej, ale aj na severnej strane masívu. Doteraz nie sú známe skutočnosti protirečiace predstave, že mladšie paleozoikum tejto jednotky, ku ktorej možno počítať aj výskyty pri Zemianskych Kostolnoch a pri Dolných Lelovciach, je súčasťou toho istého tektonického telesa ako melafýrová séria v podloží Vtáčnika. Pretože v Tríbečskom pohorí je táto séria v asociácii s triasom čiernovážskeho faciálneho vývoja, možno ju v podloží neovulkanitov Vtáčnika, Pohronského Inovca a Štiavnických vrchov považovať za hronikum.

Smerom na východ od vrtu JL-1 je melafýrová séria zistená vrtom JP-1 Jastrabá (J. Gašparik et al. 1971) v Kremnických vrchoch, neďaleko od v. okraja Žiarskej kotliny. Tak ako v predchádzajúcich oblastiach aj v tomto vrte bola zaradená k chočskému príkrovu (hronikum), ale jej podložie je neznáme (novšie považuje J. Vozár 1977 tento komplex jednoznačne za vrchnokarbónsky).

Severovýchodnejšie od vrtu JP-1 melafýrová séria vystupuje najbližšie na povrch v severnej časti Zvolenskej kotliny — pri Kremničke a na vrchu Flos. Príslušnosť týchto výskytov k hroniku môže byť však diskutabilná, lebo posledných 10—15 rokov boli pričleňované k príkrovu Drienka, ktorý patrí do vyššej skupiny príkrovov než hronikum.

J. Losert a V. Náprstek (1957) zistili, že „verfén“ s melafýrmi na vrchu Flos a pri Kremničke neleží na krížňanskom príkrove, ale na dolomitických komplexoch triasu chočského príkrovu. Triasové karbonické komplexy považovali za hlavnú masu chočského príkrovu, a preto „verfén“ s melafýrmi v nadloží označili ako „tektonickú šupinu verfénu chočskej jednotky“. Takú istú pozíciu rozsiahlejších komplexov „chočského verfénu“ zistil jv. od Banskej Bystrice R. Prokop (1958) a východnejšie P. Mayer (1959), ktorý označil „verfénske vrstvy chočskej jednotky“, spolu s tými, ktoré J. Losert a V. Náprstek predpokladali na Flose, ako čiastkový príkrov Flosa (ex J. Losert 1963). Príkrov Flosa, ako čiastkový element chočského príkrovu v okolí Poník, však obsahuje aj svetlé vápence a dolomity stredného triasu (J. Losert 1963), ktorých podrobný litostratigrafický výskum urobil J. Bystrický (1964). Tento autor ukázal, že triasové vrstvy čiastkového príkrovu Flosa v okolí Poník (včítane vulkanickej zložky — kremitých porfýrov spodného triasu) majú ak nie rovnaký, tak veľmi podobný vývoj ako trias gemeríd, hlavne Muránskej plošiny. Keďže na vrchu Flos nie je úplne vyvinutý ani spodný trias, navrhol pre celý sled pomenovanie séria Drienka (l.c.). Odvtedy sa pre túto sériu



vžil názov príkrov Drienka; tento príkrov sa považuje za tektonický element vyšší než chočský príkrov, teda za „gemerikum“ (J. Bystrický 1964).

V tomto kontexte sa „verfén“ s melafýrmi pri Kremničke a na Flose tiež považuje za vyššiu tektonickú jednotku ako chočský príkrov (J. Jaroš et al. 1966 a iní), identickú s tektonickou jednotkou pri Ponikách. Z hľadiska pozície nad chočským príkrovom je táto korelácia správna, lenže látkové zloženie sedimentárno-vulkanickej formácie pri Kremničke sa zhoduje so skladbou melafýrovej série a nie s tou spodnotriasovou formáciou, ktorá je v podloží stredného triasu pri Ponikách. Je melafýrová séria pri Kremničke a na Flose súčasťou hronika? Odpoveď na túto otázku môže byť dvojznačná, lebo nepoznáme triasový sled, ktorý pôvodne nad ňou ležal. Ale podobnú otázku by bolo možné položiť aj v súvislosti s melafýrovou sériou v podloží trefohorných formácií Kremnických vrchov, Vtáčnika a Pohronského, Inovca, lebo ani tam nie je jej triasové nadložie známe. Navyiac, vo vrte PO-86 a JL-1 je v jej podloží sled triasu, ktorý má všetky predpoklady byť ekvivalentnou tektonickou jednotkou tej, ktorá leží v podloží melafýrovej série na Flose a pri Kremničke. Ako vidno, tektonické argumenty majú alternatívu a litostratigrafické informácie sú zasa fragmentárne. Za daného stavu poznatkov považujem za najvhodnejšie oprieť sa o skutočnosť, že melafýrová séria bola doteraz nesporne zistená len ako prvok hronika. Je pravda, že sú aj diskutabilné oblasti, kde by sa mohla predpokladať spätosť tejto série s gemerikom (vernársky pruh, Malé Karpaty), ale boli pre ne navrhnuté riešenia. Aj to je pravda, že pri Kremničke, ale aj vo

vrte JP-1, je málo zastúpená vulkanická zložka; to však možno vysvetliť tým, že na týchto lokalitách nie je zachovaný celý vrstevný sled (v Nízkych Tatrách sú vulkanity zastúpené hlavne v najvyššej časti série).

Podľa tohto postupu by v širšej oblasti Banskej Bystrice boli v nadloží hronika zastúpeného hlavne dolomitmi zachované dva príkrovy, ležiace nie jeden nad druhým, ale zdanlivo vedľa seba. Hlavne na Z od Hrona je to melafýrová séria (pôvodne J. Losertom a V. Náprstkom (1957) definovaná ako „tektonická šupina verfénu chočského príkrovu“), ktorá predstavuje pred eróziou zachovanú bazálnu časť jedného z príkrovov hronika. Východne od Hrona je príkrov Drienka, ktorý na základe litostratigrafického vývoja triasu v oblasti Poník a Mičinej predstavuje trosky príkrovu zo skupiny „gemerika“. M. Slavkay (1971) považuje za bazálny element tohto príkrovu karbón pri Ponikách. Jeho predstave neprotirečia priame argumenty. Hodno si však povšimnúť, že tento karbón má voči triasu príkrovu Drienka tú istú pozíciu ako karbón voči triasu Muránskej plošiny. Dodajme len, že podľa jednej z interpretácií (V. Zoubek 1955, A. Biely 1966) je karbón v poslednej menovanej oblasti prvkom chočského príkrovu.

Je nepochybné, že uvedené vysvetlenie je alternatívne. Takýto pokus bol urobený len preto, že pri interpretácii geologických pomerov v podloží treťohorných vulkanicko-sedimentárnych formácií môžeme naraziť na podobný problém. Že skutočne jestvuje, dokumentujú výskumy J. Vozára z oblasti Štiavnických vrchov. Aj tam sa predstavy o vzťahu chočského príkrovu ku gemeridám menia. Pôvodne bol styk mladšieho paleozoika chočského príkrovu so spodným triasom „gemerika“ interpretovaný na zlome smerujúcom zo SV na JZ, ktorý prebieha zhruba osou bátovskej depresie a podľa J. Vozára (1973) evidentne pokračuje až do spodnej stavby na maďarskom území pri Komárne. Je ale menej evidentné, že ak aj takýto zlom existuje, nemá pre povahu primárneho kontaktu hronika a „gemerika“ význam, lebo obe jednotky sú alochtónne. J. Vozár (1977) túto predstavu opravil a opierajúc sa o pomery v Štiavnických baniach vedie medzi chočským príkrovom a „gemerikom“ (zhruba v tom istom priestore ako v predchádzajúcej interpretácii zlom) príkrovovú plochu. To je oveľa pravdepodobnejší variant, zhodný s predstavou, že karbón na Muránskej plošine a pri Ponikách je prvkom hronika (i.e.).

2. Pri základnej charakteristike profilu vrtu JL-1 Janova Lehota sme navrhli interpretáciu, podľa ktorej dolomity a kössenské vrstvy v podloží melafýrovej série reprezentujú jeden z príkrovov hronika. Treba pripustiť, že takáto korelácia má viacero nedostatkov, presnejšie povedané nie sú k dispozícii rozhodujúce argumenty, ktoré by ju jednoznačne potvrdzovali. Pripomíname, že hoci predpokladáme vrchnotriasový vek dolomitov, biostratigraficky nebol preukázaný. A aj keby bol, ani tak by nebolo isté, že ide o hlavný dolomit hronika. V križňanskom príkrove na s. svahoch Nízkych Tatier v oblasti doliny Križianky sa nad pestrými bridlicami karpatského keupru a pod kössenskými vrstvami nachádza asi 100 m hrubá poloha sivých a tmavosivých dolomitov. Tak isto v križňanskom príkrove v oblasti Ružbách udáva A. Kullmanová (1974) karnický, ale aj norický vek dolomitu v podloží karpatského keupru. Kössenské vrstvy sú príznačnou litostratigrafickou jednotkou križňanského príkrovu. Naopak, pokiaľ sa litofácia kössenských vrstiev vyskytuje

v chočskom príkrove (J. Koutek 1927) alebo vo vyšších príkrovoch, napr. v havranickom (M. Maheľ 1958), tvorí len tenké polohy v dachsteinských vápencoch. V Nízkyh Tatráh v čiernovážskom faciálnom vývoji sa však kössenské vrstvy vyskytujú aj bez sprievodu dachsteinských vápencov, ale zdá sa, že zložka ílovitých bridlíc je tam hojnejšie zastúpená ako vo vrte JL-1. Z uvedeného vyplýva, že dolomity a kössenské vrstvy sú univerzálne litofácie a nestačí robiť zaradenie do tektonických jednotiek iba podľa nich.

Ani pozícia redukovaného vrstevného sledu neurčuje jednoznačne tektonické zaradenie. Rozhranie krížňanského príkrovu s chočským je napr. na s. strane Nízkyh Tatier sprevádzané rozvalcovaným čiastkovým príkrovom, ktorého príslušnosť ku krížňanskému príkrovu vyplýva zo sledu litostratigrafických jednotiek. Naopak, v oblasti Valaskej je v podobnej pozícii regionálne tiež obmedzený čiastkový príkrov hronika.

Dolomity a kössenské vrstvy v priestore vrtu JL-1 na prvý pohľad predstavujú izolovaný tektonický prvok, ktorého ekvivalenty nie sú v publikovaných prácach z oblasti Vtáčnika a Kremnických vrchov indikované. Naopak, v rukopisných správach sú informácie, podľa ktorých bola táto tektonická jednotka zistená ďalšími tromi vrtmi. Jeden z nich, PO-86, je z oblasti Vtáčnika, dva, KP-II-1 a KP-II-2, vo východnej časti Kremnických vrchov.

Vo vrte PO-86 na Vtáčniku bol bezprostredne pod melafýrovou sériou zistený zhruba 110 m hrubý (nepravá hrúbka) komplex vápencov i dolomitov a pod nimi, tak ako vo vrte JL-1, neokóm krížňanského príkrovu. Tento málo hrubý komplex bol stratigraficky zaradený do stredného triasu až rétu a označený ako chočský príkrov (J. Valach et al. 1975). Podľa litologickej kolónky vrtu (l.c.) je tento sled tektonicky silne postihnutý a čierne alebo sivé vápence sa v dolomitoch vyskytujú len v hornej časti vrtu. Argumenty pre rétický vek vápencov nie sú v citovanej práci uvedené, ale M. Vedejová (ústne oznámenie) v nich zistila foraminiferové spoločenstvá (úsek 1147—1156 m), určujúce ich noricko-rérický vek. Z toho možno vyvodíť, že uvedené vápencové vrstvy (s dolomitmi azda zošupinaté) sú korelovateľné s kössenskými vrstvami z vrtu JL-1. Dolomity v podloží nie sú bližšie biostratigraficky určené, ale v profile vrtu sa v nich nevyskytujú žiadne horniny, podľa ktorých by mohli byť súčasťou karpatského keupru; sú teda korelovateľné s dolomitmi, zistenými pod kössenskými vrstvami vo vrte JL-1.

Podľa J. Vozára (1977), vrt PO-86 priamo pod melafýrovou sériou zastihol vápence (jura? — trias?), ktoré sú súčasťou krížňanského príkrovu?, resp. obalovej série. Toto je v zásadnom rozpore s navrhnutou koreláciou. Údaj J. Vozára (l.c.) je aproximáciou kolónky vrtu a neslúži ako spoľahlivá informácia o celom prevrtnom profile. To isté platí o hodnotení bezprostredného podložia melafýrovej série vo vrte JL-1 (l.c.).

Pre tektonickú koreláciu dolomitov a kössenských vrstiev z vrtu JL-1 majú veľký význam profily vrtov KP-II-1 a KP-II-2. Nezistil sa nimi sled všetkých tektonických

jednotiek ako vo vrte JL-1 a vo vrte PO-86 (nie je v nich melafýrová séria): sú lokalizované neďaleko odkryvov mezozoika malachovskej oblasti a umožňujú koreláciu tektonických jednotiek v podloží treťohôr s jednotkami obnaženými na povrchu.

Vrt KP-II-2 bol hĺbený v priestore malého erozívneho okna mezozoika, v údolí Vápenného potoka (zistil F. Fiala). Profil tohto vrtu po litostratigrafickej a tektonickej stránke vyhodnotila M. Vedejová (in J. Knésl et al. 1976) a pri skartácii sme mali príležitosť vidieť ho. Od povrchu je súvrstvie čiernych vápencov s vložkami lumachelových a oolitických vápencov i ílovito-vápnitých brídlíc. M. Vedejová (l.c.) považuje toto súvrstvie za rét; je dobre korelovateľné s kössenskými vrstvami. V ich podloží sú dolomity (občas s tenkými medzivrstvičkami čiernych brídlíc). Časť dolomitov považuje za stredný trias, časť za vrchný trias. Pri vekovom zaradení sa neopiera o biostratigrafické doklady, ale v profile neboli zistené horniny, podľa ktorých by dolomity alebo ich časť boli korelovateľné s karpatským keuprom.

Kössenské vrstvy a dolomity sú označené ako chočský príkrov (l.c.). Podľa pozície aj litologického charakteru sú dobre korelovateľné s podobným sledom z vrtu JL-1 hlavne preto, lebo v podloží dolomitu je neokóm krížňanského príkrovu a celý vrstevný sled až po stredný trias.

Druhý vrt, KP-II-1, bol realizovaný v závere Badínskej doliny. Aj tento pod paleogénom najskôr prevrátil vápence rétu—kössenské vrstvy a pod nimi dolomity. Uprostred dolomitov, považovaných za stredný až vrchný trias (bez paleontologických dôkazov), sa na rozdiel od predchádzajúceho vrtu nachádza 13 m hrubá (nepravá hrúbka) poloha sivých zrnitých organicko-detritických vápencov. V podloží dolomitov vrstevný sled začína neokómom krížňanského príkrovu a siaha po karpatský keuper. Aj v tomto vrte sú kössenské vrstvy a dolomity označené ako chočský príkrov (l.c.) a sú dobre korelovateľné s príslušnými časťami profilov predchádzajúcich troch vrtov.

Prehľad profilov vrtov ukazuje, že v oblasti Vtáčnika a Kremnických vrchov sa na viacerých miestach nad neokómom krížňanského príkrovu a pod melafýrovou sériou (na západe) vyskytuje vrstevný sled zložený z triasových hornín. Udivujúce je, že hoci ide o tektonicky extrémne redukovaný prvok, jeho litostratigrafické jednotky sú v tej istej postupnosti systematicky zachované. Sieť vrtov nie je taká hustá, aby bolo možné vedieť, či je sled zachovaný len v podobe šošoviek alebo v podobe súvislého telesa. Odpoveď na túto otázku bude pravdepodobne vždy neistá, lebo jeho chýbanie v niektorých priestoroch podložia treťohôr môže byť nielen primárne, ale aj sekundárne, zapríčinené terciárnou eróziou. Jednako by bolo zaujímavé vedieť, či tento tektonický prvok patrí do skupiny fatrika alebo hronika. V tomto smere má dôležitú úlohu porovnanie profilov s obnaženými oblasťami.

Vo východnej časti Trábeča, severne od Veľkého Poľa, tesne na okraji vulkanitov je medzi albom krížňanského príkrovu a melafýrovou sériou tenká šupina jursko-spodnokriedových hornín, sprevádzaná rauvakmi. Táto šupina a spomínaný triaso-

vý sled majú spoločnú pozíciu, čo zväzda k predstave, že by mohlo ísť v podstate o ten istý tektonický prvok.

Na východe sa ponúka korelácia profilov vrtoz KP-II-1 a KP-II-2 s tektonickými jednotkami malachovskej oblasti. Lenže v predstave o geológii okolia Malachova, napriek nedávnym výskumom, jestvujú rozpory. To naznačuje, že v takom prípade koreláciu nutne ovplyvní subjektívny postoj. Domnievam sa, že pokus môže byť užitočný, hoci riziko omylu je značné.

V roku 1966 som mal príležitosť byť oponentom vysvetliviek u geologickej mapy 1 : 50 000 listu Banská Bystrica. Pri tej príležitosti som upozornil na rozpor, ktorý sa dotýkal oblasti Malachova. P. Čepek vtedy vo vysvetlivkách (J. Jaroš et al. 1966) opísal vrstvy rétu s. od Malachova a pri Ortuťnom vrchu ako zvláštny vývoj rétu krížňanského príkrovu. V tomto duchu boli vysvetlené aj tektonické kontúry voči dolomitom chočského príkrovu (l.c.). Naopak, autor state o chočskom príkrove opísal tie isté vrstvy ako dachsteinské vápence chočského príkrovu. P. Čepek (1970) v tomto rozpornom prípade svoje stanovisko nezmenil a naďalej považoval pôvodne dvojako tektonicky zaradené vrstvy za rét krížňanského príkrovu, vystupujúceho v podobe malého tektonického polokna spod dolomitov chočského príkrovu (cf. geologická mapa J. Jaroš et al. 1966). Podľa môjho názoru je táto interpretácia mylná, lebo kontúra medzi dolomitmi a rétom naznačuje, že rét pri Malachove je v nadloží dolomitov a nie naopak. Taká postupnosť vrstiev je aj vo vrtoch KP-II-1 a KP-II-2, ale aj vo vrtoch KP-10 a KP-11 v oblasti Nemeckého vrchu (J. Knésl et al. 1973).

Geologická mapa 1 : 10 000, vyhotovená kolektívom Geologického prieskumu (l.c.), nastoluje nové problémy. Okontúrovanie a stratigrafické, ale aj tektonické začlenenie formácií v tomto kritickom území, sa odlišuje od mapy, ktorú zostavil J. Jaroš et al. (1966). Je zrejmé, že nemôžeme zaujať stanovisko, ktorá z máp objektívnejšie znázorňuje dané geologické pomery. Dotknem sa len problematiky čiernych vápencov a bridlíc od Malachova a v oblasti Ortuťného vrchu. Na mape 1 : 25 000 (J. Jaroš et al. 1968) sú označené ako rét krížňanského príkrovu, na mape 1 : 10 000 (J. Knésl et al. 1973) ako ladin chočského príkrovu. Z vlastných skúseností poznám len časť týchto hornín vyskytujúcich sa s. od horného konca Malachova (pri Dolných Pršanoch). Horniny tam majú všetky znaky typické pre kössenské vrstvy (lumachelové, krinoidové, oolitické a bridličnaté vápence). Podobné vrstvy neboli doteraz v ladine chočského príkrovu nikde signalizované a s reiflinskými vápencami sa litologicky nezhodujú. Domnievam sa preto, že každá z máp vyjadruje časť reality. Na prvej z nich sú tieto vrstvy správne zaradené do rétu, druhá znázorňuje ich pozíciu nad dolomitmi.

Z tejto úvahy nateraz vyplýva predbežný záver, že v malachovskej oblasti existuje v nadloží krížňanského príkrovu hronikum — šturecký (?) príkrov, budovaný strednotriasovými a vrchnotriasovými dolomitmi s tenkými lunznými vrstvami (cf. J. Jaroš et al. 1966). Najmladším známym prvkom tohto príkrovu je rét vo fácií

kössenských vrstiev a snáď aj dachsteinských vápencov (l.c.) v oblasti Malachova a Ortuňného vrchu. Tento príkrov sa ponára pod paleogén a pod neovulkanity Kremnických vrchov, kde bola jeho redukovaná časť zistená vrtmi PK-II-1 a PK-II-2; ďalej na západe bola táto jednotka zistená vrtom JL-1 a PO-86. Ak je táto interpretácia správna, tak uvažované dolomity a kössenské vrstvy v podloží treťohôr Kremnických vrchov a Vtáčnika sú jedným z príkrovov hronika, ako sme to uviedli pri základnej charakteristike vrtu JL-1. V kontexte s týmto záverom sa núka otázka, či táto tetkonická jednotka z malachovskej oblasti a podložia Kremnických vrchov, resp. Vtáčnika pokračuje do prilahlých jadrových pohorí. Pretože kössenské vrstvy, stály prvok tejto jednotky, neboli doteraz v hroniku Veľkej Fatry, Žiaru a Tríbeča zistené, odpoveď by mala byť negatívna. Z kartografického obrazu však možno pripustiť, že z malachovskej oblasti prechádza táto jednotka do štureckého príkrovu Veľkej Fatry, ale jej spojenie s triasovými, prevažne dolomitickými komplexmi južného svahu Žiaru, hoci možné, je nepreukázateľné. Spomenutá tenká šupina jursko-spodnokriedových hornín na sever od Veľkého Poľa (Tríbeč) podľa môjho názoru nemá s touto jednotkou súvislosť.

3. Najhlbšiu časť z profilu vrtu JL-1, t. j. vrstevný sled od neokómu po vrchný trias, sme zaradili do krížňanského príkrovu. Pozícia vrstevného sledu a litostratigrafické jednotky v ňom sú s výnimkou detailov dobre korelovateľné s krížňanským príkrovom v ostatných troch uvedených vrtoch. Vrt PO-86 v konečnom úseku zasiahol súvrstvie bielosivých a zelenkastých dolomitov s vložkami bridlíc, niekedy fialových. V správe J. Valcha et al. (1975) sú tieto vrstvy zaradené do kampilu a J. Vozár (1977) ich označil ako spodný? a stredný? trias. M. Vedejová (ústne oznámenie) považuje tento úsek vrtu za karpatský keuper. Túto koreláciu považujeme za správnu, lebo podľa opisu sa horniny vo vrte dobre zhodujú s karpatským keuprom v oblasti Veľkého Poľa. Ani v jednom z vrtov sa nezistilo podložie mezozoika, a preto úvaha, do akej miery sa tu uplatňujú pomery známe zo starohorskej oblasti, by bola špekuláciou. Sú však všetky dôvody k predpokladu, že krížňanský príkrov je v podloží treťohôr Vtáčnika a Kremnických vrchov systematicky zastúpený a že sa spod nich a spod chočského príkrovu vynára v okolitých pohoríach — vo Veľkej Fatre, Žiari a Tríbeči.

Takýto záver predsa vyžaduje stručný komentár, lebo pozícia mezozoika v Tríbeči je chápaná rozporne. Svojho času som navrhoval interpretáciu (A. Biely 1961), podľa ktorej mezozoikum s charakteristickým vrstevným sledom krížňanského príkrovu (so zliechovským faciálnym vývojom jury) je v oblasti masívu Razdielu spolu s podložnými spodnotriasovými a permkými sedimentmi normálnym obalom kryštalinika. V rozpore s takouto predstavou bola a zostáva skutočnosť, že medzi Kolačnom a Veľkým Klížom leží toto mezozoikum (spodný trias—alb) evidentne v presunutej pozícii nad obalovou sériou tatrika, ktorá tam má zachované aj vrstvy stredného triasu. Toto presunuté mezozoikum je súčasťou jedného a toho istého

geologického telesa, ktoré leží v ostatnej časti pohoria v zdanlivej stratigrafickej postupnosti s normálnym obalom tatrika. Preto na jeho báze musí byť tektonická plocha v celej oblasti masívu Razdiela. Preto som upustil od pôvodnej interpretácie (A. Biely 1962) a mezozoikum považujem za úplne alochtónny tektonický prvok — krížňanský príkrov — ležiaci nad tatridným kryštalinikom a jeho permsko-spodnotriasovým a výnimočne stredotriasovým obalom. M. Maheľ (1967) akceptuje násun tohto mezozoika krížňanskej jednotky nad obalovú sériu v oblasti medzi Kolačnom a Veľkým Klížom, no v ostatných častiach razdielskeho masívu, kde leží krížňanská jednotka stredotriasovými členmi priamo nad kremencami spodného triasu tatrika (sensu A. Biely 1962), nevylučuje možnosť jej paraautochtónnej pozície výraznejšie smerom na východ (cf. M. Maheľ et al. 1967, obr. 31). Podobne J. Jaroš (1967) predpokladá, že krížňanský príkrov Tríbeča je v pozícii domovskej (koreňovej) oblasti. Ak akceptujeme ktorúkoľvek z týchto dvoch uvedených interpretácií, musíme pripustiť, že ak nie celé, tak aspoň časť kryštalinika masívu Razdiela, ale aj časť permu, musí byť súčasťou inej tektonickej jednotky než tatrika. Z variantu J. Jaroša a azda aj M. Maheľa možno vyvodiť, že by mohlo ísť o ekvivalent starohorského kryštalinika, t. j. o fundament krížňanského príkrovu. Lenže to isté a jednotné kryštalinikum, spolu s permom a spodným triasom, ktoré nad ním normálne ležia, je v severnej časti razdielskeho masívu evidentne v pozícii tatrika, v podloží toho krížňanského príkrovu, ku ktorému by patrila južná časť toho istého kryštalinika — fundament a permo-spodnotriasový — tégument. Nedostatkom týchto dvoch variantov je, že sa autori nepokúsili odlíšiť kryštalinikum v pozícii tatrika, ktoré tam nesporne existuje, od kryštalinika, presunutého v pozícii krížňanského príkrovu, ktoré by tam podľa týchto interpretácií malo byť. Treba uznať, že z existujúcich geologických máp nie je takýto pokus mysliteľný, lebo kartografický obraz neposkytuje také možnosti oddelenia dvoch kryštaliníkov ako v oblasti Starých Hôr. Pokiaľ nie je v masíve Razdiela odlíšené kryštalinikum dvoch tektonických jednotiek, považujem tieto varianty za nepravdepodobné.

Veľká tektonická redukcia obalovej série tatrika (v zmysle A. Bieleho 1962) a zdanlivá stratigrafická nadväznosť anisu krížňanského príkrovu na spodný trias tatrika je nesporne úkaz udivujúci, ale nie ojedinelý. Aj v tatridnej časti Nízkyh Tatier, oddávna spájanej s Tríbečom do jedného južného pásma jadrových pohorí, je styk krížňanského príkrovu s členmi obalovej (tatridnej) série mladšími ako spodný trias, skôr výnimkou, ako pravidlom. Nepoznám objektívne vysvetlenie tohto javu, ale nevidím v ňom ani dôvod pre spochybnenie alochtónneho postavenia mezozoika, ktorého časť je dokázateľne v nadloží inej tektonickej jednotky, či v Tríbeči alebo v Nízkyh Tatrách. V súčasnosti je dôkazmi najlepšie doložená predstava, podľa ktorej je mezozoikum s jurou zliechovského faciálneho vývoja v Tríbeči a naň nadväzujúce mezozoikum v podloží Vtáčnika a veľkej časti Kremnických vrchov súčasťou krížňanského príkrovu, ležiaceho nad tatrikom.

Nemožno určiť, kde v podloží trefohorných formácií sú s takýmto príkrovom späté aj laminy krištalinika, ako je to známe v starohorskej oblasti. V tríbečskom pohorí kryštalinikum v takejto pozícii nepoznáme.

Záver úvahy, že jadro Razdiela s jeho permsko-spodnotriasovým obalom je prvok tatrídny, umožňuje potvrdiť, že v oblasti Vtáčnika a Kremnických hôr je pod krížňanským príkrovom aj tatrikum (O. Fusán et al. 1971). Tak ako na Horehroní, aj tu je problém, až kam na juh tatrikum zasahuje. Pri nedostatku informácií sa možno len domnievať, že je to najmenej po spojnicu Píla—Malachovo.

Diskutabilné a diskutované je tektonické postavenie mezozoika, ale aj kryštalinika, ktoré je obnažené v sklenoteplickom ostrove a bolo zasiahnuté niekoľkými vrtmi buď v podloží paleozoika hronika, alebo priamo pod terciérom (cf. J. Vozár 1977, M. Polák 1978). Túto mezozoickú sériu považujeme buď za krížňanský príkrov, alebo za obalovú sériu veporika. Tak isto problematický je vzťah tohto mezozoika ku krížňanskému príkrovu v Tríbči, Vtáčniku a Kremnických vrchoch (s. časť). Podľa všetkého ide o ten istý problém ako na Horehroní a od jeho riešenia v poslednej menovanej oblasti bude závisieť aj interpretácia v podloží trefohôr.

Záver

V podloží trefohorných formácií Vtáčnika a Kremnických vrchov sme vrtmi zistili tri tektonické jednotky, ležiace jedna nad druhou.

Vrchnú jednotku reprezentuje permská melafýrová séria, ku ktorej sa miestami môže pridružiť karbón alebo spodný trias (mladšie vrstvy neboli doteraz vo vrtoch zaznamenané). Považujeme ju za súčasť toho príkrovu hronika, ktorý je obnažený v Tríbečskom pohorí. V malachovskej oblasti k tomuto príkrovu zaraďujeme „tektonickú šupinu verfénu chočského príkrovu“ sensu J. Losert—V. Náprstek 1957 (čiastkový príkrov Flosu s. s. na Flose a pri Kremničke).

Nížšia tektonická jednotka je veľmi tenká. Reprezentujú ju kössenské vrstvy a dolomity. Systematicky sa vyskytuje nad neokómom krížňanského príkrovu. Nad ňou je mladšie paleozoikum hronika, niekedy priamo terciér. Považujeme ju za pokračovanie toho príkrovu hronika, ktorý je v malachovskej oblasti označený ako chočský príkrov (J. Losert—V. Náprstek 1957, J. Jaroš et al. 1966). Na rozdiel od uvedených autorov považujeme za súčasť tohto príkrovu aj vrstvy rétu pri Malachove a Ortuťnom vrchu (ladin v poňatí J. Knésla et al. 1973).

Za najhlbšie vrtmi zistenú tektonickú jednotku považujeme krížňanský príkrov (tak ako J. Valach et al. 1975 a J. Knésel et al. 1976), ktorého pokračovanie je obnažené v priľahlých pohoriach — Veľkej Fatry, Žiari, Tríbeči a v oblasti Malachova.

V podloží krížňanského príkrovu predpokladám nižšiu tektonickú jednotku — tatrikum. Tento predpoklad sa zakladá na tektonickej interpretácii razdielskej časti Tríbeča, podľa ktorej patrí aj táto časť pohoria do pásma jadrových pohorí, t. j. celé

kryštalínikum a jeho normálny permsko-spodnotriasový, výnimočne aj stredotriasový obal sú integrálnou súčasťou tatrika. Predpokladám, že tatrikum siaha najmenej po spojnicu Píla—Malachovo.

Do tlače doporučil O. Fusán.

Literatúra

- BIELY, A. 1961: Predbežná správa o geologickom výskume v Triebečskom pohorí. Geol. Práce, Správy 22, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIELY, A. 1962: Geológia mezozoika Triebeča. Kandidátska dizertačná práca. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIELY, A. 1966: K problému hranice gemeríd a chočského príkrovu, Geol. Práce, Správy 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1964: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. Správy o geologických výskumoch v roku 1963, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. et al. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide Exkursion D, X. Congr. KBGA, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- ČEPEK, P. 1970: To the facies characterization of the neritic and bathial sedimentation of the Alpine—Carpathian geosyncline. Rozpravy Čs. Akad. Věd — Řada MPV, 80, 5, Praha.
- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J.—SLÁVIK, J.—SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpat. Západné Karpaty 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FUSÁN, O.—BIELY, A.—LEXA, J.—VOZÁR, J.—FRANKO, O.—KULLMANOVÁ, A. 1977: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu JL-1 — Janova Lehota. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŠPARIK, J. et al. 1971: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie vrtu JP-1 (Jastrabá). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŠPARIK, J. 1969: Podložné série neogénu Hornonitrianskej kotliny a pohoria Vtáčnik. Geol. Práce, Správy 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- JAROŠ, J. et al. 1966: Vysvetlivky k listu Banská Bystrica. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- JAROŠ, J. 1967: The homeland of the Križna nappe in the West Carpathians. VIIIth Congr. of the CBGA. Reports — Geotectonics, Belgrad.
- KNĚSL, J. et al. 1973: Kremnické pohorie VP HG. Geofond, Bratislava.
- KNĚSL, J.—KNĚSLOVÁ, A.—BLAŠKO, D. 1976: Záverečná správa o stave prieskumných prác Kremnické pohorie II. — VP HG Rudy — Stav k 30. 9. 1976. Geofond, Bratislava.
- KOUTEK, J. 1927: Příspěvek k poznání hybského rhaetu v horním Považí. Rozpr. Čes. Akad. Věd a Um., Tř. 2, 36, Praha.
- KULLMANOVÁ, A. 1974: Litologicko-mikrofaciálny výskum ružbašského mezozoika. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LOSERT, J.—NÁPRSTEK, V. 1957: Výsledky geologického mapování mezi Badínem, Tajovem a B. Bystřicí. Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LOSERT, J. 1963: Geologie a petrografie západní části Iubietovské zony a přilehkého subtatrika. Rozpravy ČSAV, Řada mat. přír. 73 12, Praha.
- MAHEL, M. 1958: Rét chočskej jednotky v Malých Karpatoch. Geol. práce, správy 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- MAHEL, M. et al. 1967 : Regionální geologie ČSSR II. Západní Karpaty, 2, 1, Praha.
- MAYER, P. 1959 : Geologické poměry mezi Šalkovou a Hronsekem jv. od B. Bystrice. Diplomová práce, Geologicko-geografická fakulta Karlovy univerzity, Praha.
- POLÁK, M. 1978 : Litofaciální a petrografická charakteristika mezozoika v podloží stredoslovenských neovulkanitov. *Mineralia Slovaca*, 10, 2, Bratislava.
- PROKOP, R. 1958 : Geol. výskum území j. od B. Bystrice, Diplomová práce, Geologicko-geografická fakulta Karlovy univerzity, Praha.
- SLAVKAY, M. 1971 : Ložiská polymetalických rúd pri Ponikách. *Mineralia Slovaca* 3, 11 Spišská Nová Ves.
- ŠINÁLY, T. 1964 : O výskyte melafýrov v jv. časti Handlovskej hnedouhofnej panvy, Geol. Práce, Správy 31, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VALACH, J. et al. 1975 : Čiastková záverečná správa : Vtáčnik — juh — VP, hnedé uhlie, Geofond, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1973 : Petrograficko-litologická charakteristika chočskej jednotky a gemeridného mezozoika v podloží neovulkanitov severne od Levíc. Západné Karpaty 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1977 : Mladšie paleozoikum chočskej jednotky v podloží stredoslovenských vulkanitov. *Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- ZOUBEK, V. 1955 : Předběžná zpráva o výskumu v oblasti západního zakončení muráňského příkrovu., Zprávy o geologických výzkumech v roce 1954, Ústř. Úst. Geol., Praha.

Anton Biely

Sur les unités tectoniques dans le soubassement du Tertiaire de Vtáčnik et de Kremnické vrchy

Résumé

Les forages exécutés ces dernières années dans les montagnes de Vtáčnik et de Kremnické vrchy permirent de reconnaître, au dessous des formations tertiaires á prédominance volcaniques, la structure en nappes, identique avec celle des montagnes voisines. Pour en démontrer, comme la coupe de référence peut servir le forage JL 1 — Janova Lehota, exécuté un peu plus au Nord du bord septentrional du bassin d'effondrement intravolcanique de Žiar. Ce forage au dessous du complexe andésitique badenien a rencontré trois unités tectoniques anté-gosau, empilées l'une sur l'autre.

1. L'unité tectonique supérieure est représentée par une formation volcano-sédimentaire d'âge permien, dite série á mélaphyre. Elle est l'un des éléments le plus caractéristique de la nappe du Choč et de la nappe de Šturec, c'est pourquoi elle y correspond á une de ces deux nappes (Hronikum). De nombreux forages montrèrent, que sur la surface du soubassement anté-Tertiaire des montagnes volcaniques de Vtáčnik, de Pohronský Inovec et celle de Kremnické vrchy la série á mélaphyres est largement préservée (O. Fusán in O. Fusán et al. 1971). Vers l'Ouest elle réapparaît au jour dans la montagne de Tribeč, où elle prend place de l'élément basal de la nappe de Šturec (la faciès dit Váh Noir). A l'Est de Kremnické vrchy nous attribuons á la même nappe la série á mélaphyres, dont les lambeaux de recouvrement reposent á l'Ouest de Banská Bystrica sur la dolomie d'une des nappes du groupe de Hronikum. Ces lambeaux (Flos et Kremnička) ont été jadis indiqués comme „l'écaille du Verfenien de la nappe du Choč (J. Losert—V. Náprstek 1957), plus tard, á tort semble-t-il, comme la partie de la nappe de Drienok, qui, rangée au gemerikum, devrait être plus élevée que la nappe de Choč.

2. Au dessous du Permien le forage a traversé d'abord les couches de Kössen (Rhaetien), puis la dolomie triasique. Cette succession mince (150 m environ) et incomplète représente une lame tectonique, dont la corrélation est difficile á établir. Ajoutons encore, que dans le soubassement de la dolomie est le Néokomien de la nappe de Krížna. Plus á l'Ouest (7 km environs) la même succession dans la position

identique a été reconnue par le forage PO-86. Près de l'extrémité orientale de Kremnické vrchy, les forages KP-II-1 et KP-II-2 ont rencontré, cette fois-ci immédiatement sous le Tertiaire, les couches de Kössen et puis les dolomies triasiques. Ces dernières reposent, de même que dans les deux forages précédents, sur le Crétacé inférieur de la nappe de Krížna.

Nous ne sommes pas en mesure de démontrer par une manière décisive la corrélation de la lame tectonique qui est en cause avec une des nappes des Karpates internes. Tout de même, nous envisageons que cette lame passe latéralement au complexe triasique de la nappe de Choč, dont on trouve les affleurements dans l'alentour de Malachovo, à l'Ouest de Banská Bystrica. Il s'agit là de la dolomie (renfermant par place de minces lentilles de couches de Lunz) reposante au dessus du Néocomien de la nappe de Krížna, et ayant sur son dos les lambeaux de recouvrement de la série à mélaphyre déjà mentionnée. En proposant cette corrélation, nous insistons sur la position identique du Trias de la nappe de Choč près de Malachovo et de la lame rencontrée par les forages.

Au dessous de la dolomie triasique, le forage JL-1 traverse d'abord les calcaires gris-foncé en bancs minces avec entre-lits schisteux d'âge Tithonique—Crétacé inférieur. Plus bas, les calcaires rouges, rarement verdâtres plus ou moins noduleux, bien lités et schisteux (un niveau à silexes rouges) en alternance avec des schistes rouges argilomarneux correspondent au Jurassique. Les assises sous-jacentes — schistes argileux gris-noir avec rares et minces entre-lits sablonneux peuvent être considérés comme l'équivalent des couches de Gresten du Lias inférieur. La succession jurassique est très réduite et n'a qu'une trentaine de mètres. Plus bas encore, le forage perforât un complexe épais de la brèche anhydritique avec des passées dolomitiques gris-noir, plus ou moins bréchifiées, et à la partie terminale les dolomies. Ce complexe peut être considéré comme un faciès local du Keuper karpatique.

Cette succession des unités lithostratigraphiques représente la nappe de Krížna. La succession comparable de la même nappe a été reconnue par les autres forages déjà cités. Ceci permet de dire, que dans la région de Vtáčnik et de Kremnické vrchy la nappe de Krížna soit largement représentée, et que cette nappe fasse une partie intégrale de la nappe de Krížna, qui affleure dans les montagnes voisines — Velká Fatra, Žiar at Trábeč.

Cependant dans la montagne dernièrement nommée, certains auteurs ont mis en cause l'allochtonie, d'une partie au moins, du Mésozoïque de la nappe de Krížna par rapport du terrain cristallin et sa couverture sédimentaire normale. Pour comprendre le problème, il faut indiquer les données géologiques fondamentales.

La couverture sédimentaire normale, reposante en transgression sur le cristallin du massif de Razdiel (la partie orientale de Trábeč) est extrêmement réduite. Cette couverture, à l'exception de la partie septentrionale du massif, où le Trias moyen est aussi préservé, n'est représentée que par les dépôts du Permien et du Trias inférieur. Ainsi les calcaires du Trias moyen de la nappe de Krížna reposent, sur une large distance, directement sur le Trias inférieur de la couverture, alors apparemment en continuité normale. Or, dans la partie septentrionale du massif de Razdiel où le Trias moyen fait partie intégrale de la couverture du cristallin, l'allochtonie de la nappe de Krížna est évidente. Parce que cette nappe ne représente qu'un seul corps géologique c'est pourquoi il est nécessaire d'admettre l'allochtonie en sa totalité. En conséquence, la totalité du cristallin du massif de Razdiel et sa couverture permo-triasique correspond au Tatrikum, c'est à dire, à l'unité tectonique la plus profonde de la chaîne de montagnes à noyaux cristallins. Tatrikum passe vers l'Est à la dépression axiale. Par cette direction il s'enfonce sous la nappe de Krížna et celle de Choč. Tout cet ensemble, étant enfoui sous les formations tertiaires de Vtáčnik et de Kremnické vrchy, émerge de nouveau à la surface sur les versants occidentaux de la Basse Tatra. Ce dispositif est en faveur de l'idée, que dans la région de Vtáčnik et de Kremnické vrchy le Tatricum atteigne au moins la ligne passante de Píla à Malachovo.

Traduit par l'auteur.

Andrzej Gaździcki—Jozef Michalík—Eva Planderová—Milan Sýkora

An Upper Triassic — Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia)

7 text-fig., 10 photogr. pl. (XXXII—XLI), Slovak summary

Abstract. A representative sequence of the Upper Triassic to Lower Jurassic deposits in the Fatric was divided into four formal lithostratigraphic units: Carpathian Keuper Group, Fatra Formation, Kopieniec Formation, Janovky Formation, each of which have been further divided into several informal members. Detailed lithological, palynological and micropaleontological analyses have been carried out, some groups of the macrofauna were paleontologically investigated. Some original stratigraphical, paleogeographical and paleoenvironmental conclusions have been made on the basis of obtained data.

Introduction

Geology

Northern slopes of the West Tatra Mts. in the Mt. Osobitá-Mt. Veľká Furkaska region are built up mostly of Mesozoic rocks. They belong to three different paleogeographic-tectonical units (of the first order): the Tatric, Fatric and Hronic (sensu D. Andrusov, O. Fusán and J. Bystrický 1973).

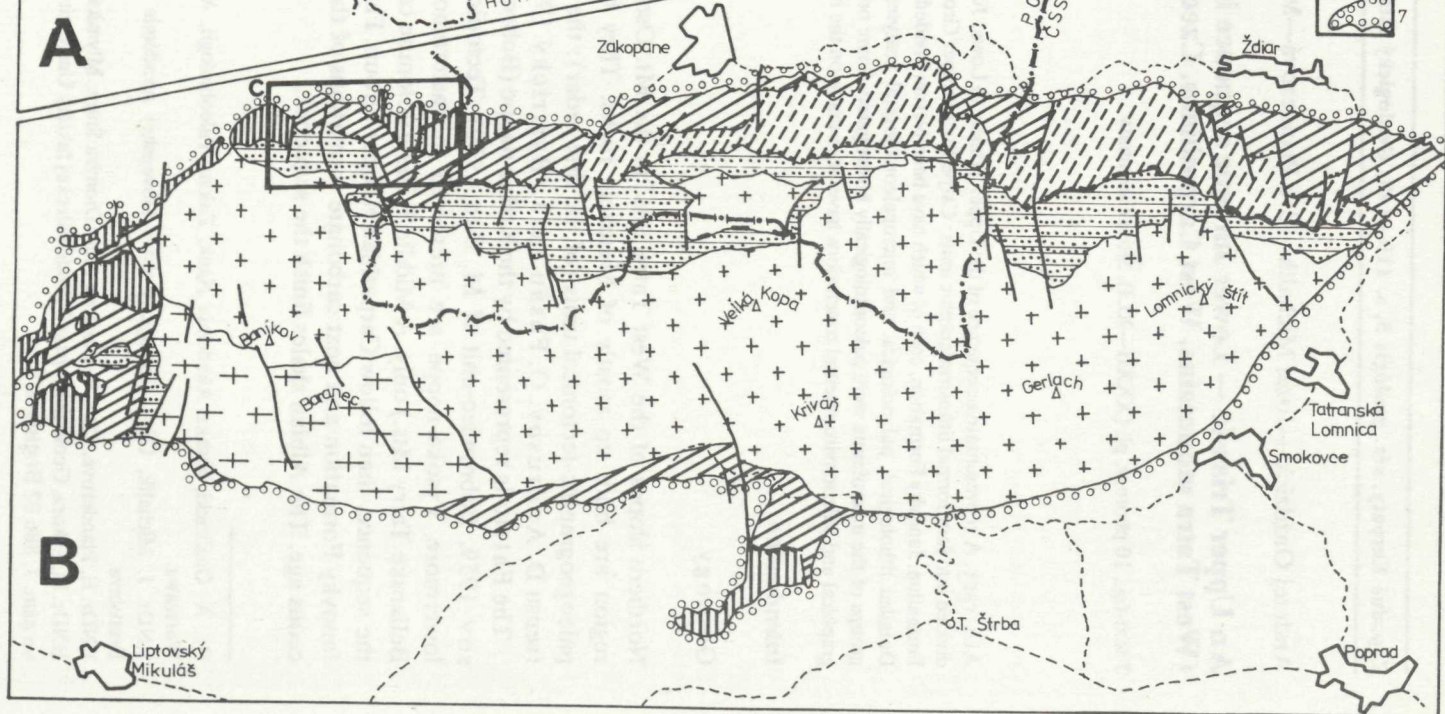
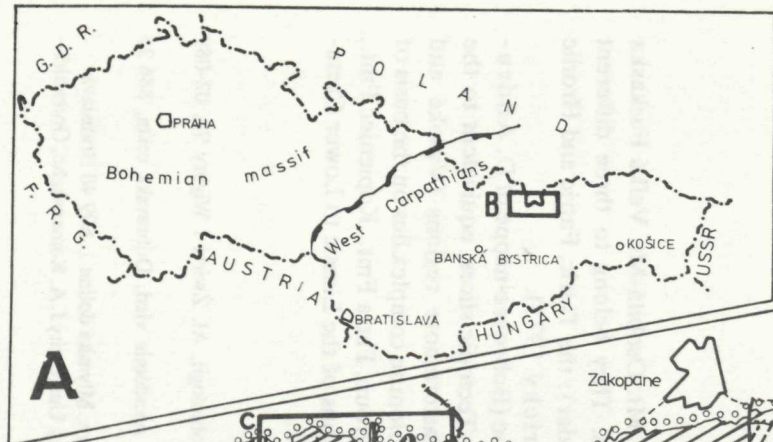
The Fatric is represented by the Krížna nappe (Bobrovec-nappe of D. Andrusov 1959, Bobrowiec-unit of M. Bac 1970). Tectonic slices, equivalent to the lowermore Vysoká-nappe are preserved in easternmore regions (Vysoké and Belianske Tatry Mts.) only. A Middle Triassic dolomite complex lies on the basis of the sequence, then follow Carpathian Keuper Group, Fatra Fmt., Kopieniec Fmt., Janovky Formation and next carbonate formations of the Liassic to Lower Cretaceous age. The Albian shales finish the sequence.

Dr. A. Gaździcki, Polska Akademia Nauk, Zaklad Paleobiologii, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa.

RNDr. J. Michalík, CSc., Geologický ústav Slovenskej Akadémie vied, Dúbravská cesta, 886 25 Bratislava.

RNDr. E. Planderová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

RNDr. M. Sýkora, Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty Univerzity J. A. Komenského, Gottwaldo-vo nám. 7, 886 02 Bratislava.



Localization of the profile

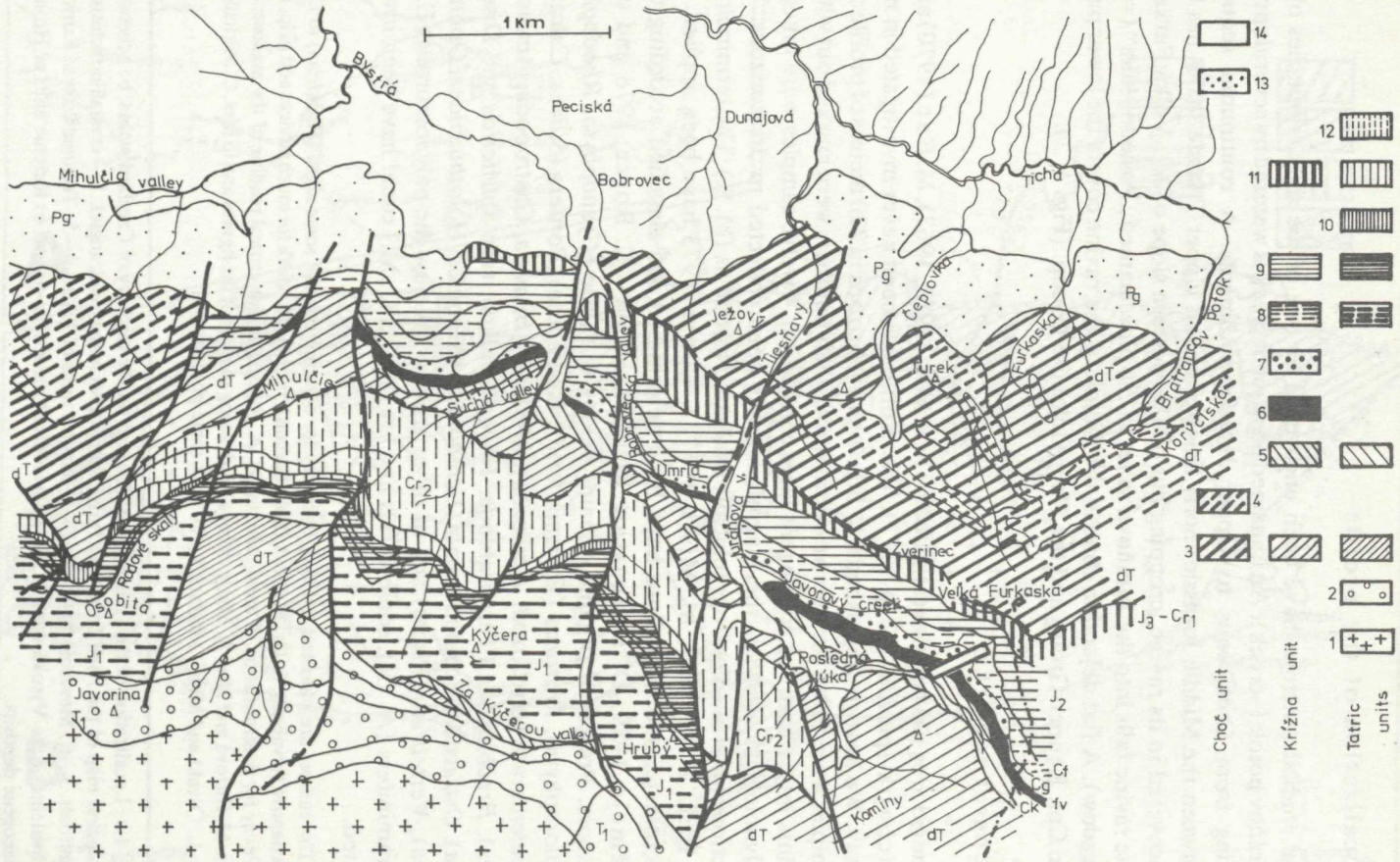
The studied outcrops have been uncovered by one of the right tributaries of the Juráňov potok (—creek). An unnamed obsequent creek is watered by several springs, rising from Cretaceous to Upper Jurassic sediments. A continuous sequence between the Middle Jurassic cherty limestones and Upper Triassic shales has been uncovered in its ravine, cropping out on the western slope of Mt. Veľká Furkaska. The ravine falls into the Juráňova valley in the place named „Posledná lúka“ (= last meadow). A flat dejection cone in the mouth of the ravine covers the lower part of the Cpt. Keuper Group and the Hauptdolomite Group. (Figs 1, 2).

General remarks

Studied area has been investigated by R. Kúšik (1957, 1967), M. Bac (1970) and J. Michalík (profile 352 in 1977). The profile has been never investigated in more detail. We have distinguished 631 lithological horizons in 220 meters of profile; 147 samples were taken for microscopical study: their numbers were marked out with oil paints in the field for contingent later correlation. Twelve samples were taken for palynological analysis, the macrofauna has been collected in 56 horizons. Thin sections have been petrographically evaluated by one us (M. S.). The terminologies of R. L. Folk 1959, M. Mišík 1957, J. Konta 1973 have been applied. The microfauna and microflora have been determined and classified according to F. Němejč 1959, O. Dragastan 1970, M. Mišík—K. Borza 1978 and other authors. Preserved organic remains belong to *Algae* (*Cyanophyta*, *Rhodophyta*, *Chlorophyta*), *Protozoa* (*Foraminiferida*, *Radiolaria*), *Porifera* (*Silicea*, *Calcarea*), *Coelenterata* (*Hydrozoa*, *Anthozoa*), *Mollusca* (*Bivalvia*, *Gastropoda*, *Ammonoidea*), *Brachiopoda* (*Terebratulida*, *Rhynchonellida*, rare *Spiriferida* and *Discinacea*), *Ostracoda*, *Echinodermata* (*Echinoidea*, *Crinoidea*, *Holothuroidea*, *Ophiuroidea*), *Vertebrata* (*Pisces*) and to other groups. Till now the palynomorphs (E. P.), foraminifers (A. G.), some corals and brachiopods (J. M.) could have been investigated.

The authors are indebted to Dr. J. Bystrický for determination of some algae (*Placklesia*) to Dr. M. Kochanová (bivalves), to Dr. R. Mock (holothurians), to Prof. M. Mišík for much advices and help, to Dr. J. Pevný for determination of ammonite, to Dr. A. Radwański for critical reading of the manuscript, to Mrs. M. Ružová and Mrs. A. Maslovicová for drawing of most of the figures and to Mrs. C. Michalíková, Mr. L. Oswald and Mr. F. Martančík who took some photographs.

Fig. 1 a: Localization of the High Tatra Mts. —area on the territory of Czechoslovakia. b: Schematized geological map of the High Tatra Mts. (investigated area in the quadrangle). 1 — crystalline schists, 2 — granitoids. 3—6: Mesozoic complexes. 3 — tectonic units of Tatric. 4—5: Tectonic units of Fatric. 4 — equivalents of the Vysoká-nappe, 5 — equivalents of the Krížna-nappe. 6: tectonic units of Hronic. 7: Palaeogene deposits.



Twelve palynological samples (268 to 274, 280, 284, 408/409 and 413/414) were taken from the profile (see Figs. 3, 4.). Some of the samples were negative, other ones contained poorly preserved microflora. The positive samples, containing well preserved and rich microfloras, were further studied more in detail (No 272, 273, 280, 284). Short-time lightening of the organic material in an oxidative medium was sufficient for its preparation to the taxonomical elaboration. Relatively less appropriate fossilization in the horizons 268—272 have caused that great amount of the saccate pollen grains, particularly their central bodies, remained covered with graphite even after oxidation.

Carpathian Keuper Group (formalized term)

History of the researches

This variegated claystone complex with sandstone and dolomite intercalations does not contain, as a rule, any organic remains. The first Carpathian geologists (D. Štúr 1860) parallelized it with the Permian Rotliegendes. G. Stache (1868) as the first recognized its true position. D. Štúr 1868 parallelized this complex with German Keuper deposits, V. Uhlig (1903) named this group „Carpathian Keuper“. Despite of (very rare) findings of plant remnants (M. Limanowski 1903, D. Andrusov 1959) any direct stratigraphical correlations seemed to be impossible. That is why the Carpathian Keuper attracted little attention of the stratigraphers only. Several authors dealt with it without accent on stratigraphic, paleogeographic and paleotectonic aspect of study (M. Turnau—Morawska 1953, Z. Koteňský 1956, V. Ďurovič 1973, M. Ivanov 1976 etc.). V. Ďurovič denoted several sections in the Škrípov-valley in Valaská Belá and near Čierna Lehota (Strážov Mts.) as typical for the Carpathian Keuper (—Group). Thickness of Cpt. Keuper Group is very variable (from 50—60 to 200—300 meters). This complex was, despite of its considerable inconstantness in Fatric area divided into four parts (J. Michalík 1974): transitional regressive beds (variegated claystone with frequent dolomite intercalations), basal beds with clastics intercalations, main claystones and upper dolomites (variegated claystones with dolomite intercalations: their frequency and thickness increase southward).

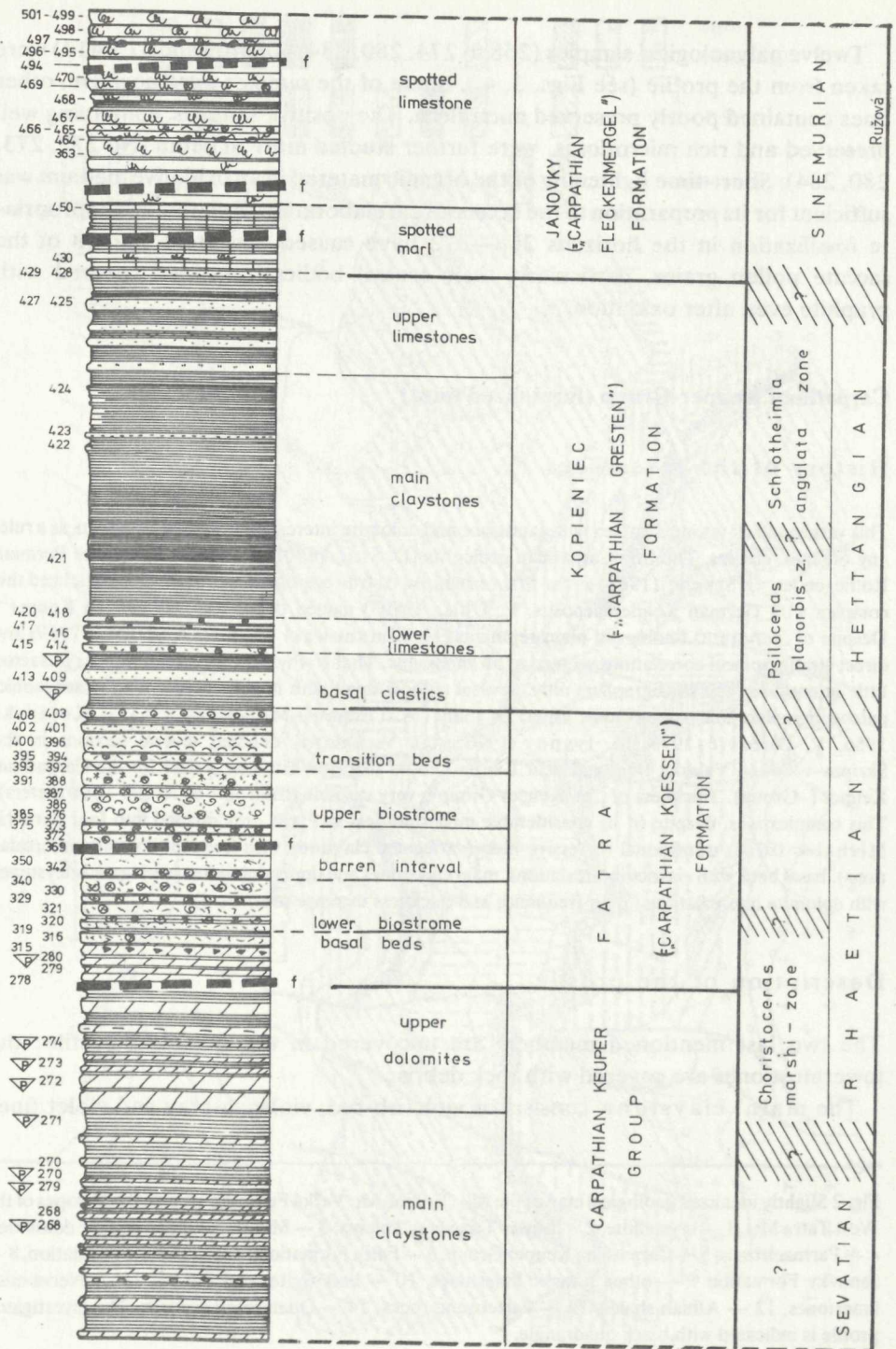
Description of the profile

The two last mentioned members are uncovered in the described profile: the lowermost ones are covered with rock debris.

The main claystone consists of violetish-red, violetish-gray and violet fine-



Fig. 2 Slightly idealized geological map of the Mt. Osobitá—Mt. Veľká Furkaska area on the N slopes of the West Tatra Mts. 1 — crystalline, 2 — Lower Triassic sediments, 3 — Middle to Upper Triassic dolomites, 4 — Partnach beds, 5 — Carpathian Keuper Group, 6 — Fatra Formation, 7 — Kopieniec Formation, 8 — Janovky Formation 9 — other Jurassic limestones, 10 — limburgites and tuffites, 11 — Neocomian limestones, 12 — Albian shales, 13 — Palaeogene rocks, 14 — Quaternary deposits. The investigated profile is indicated with black quadrangle.



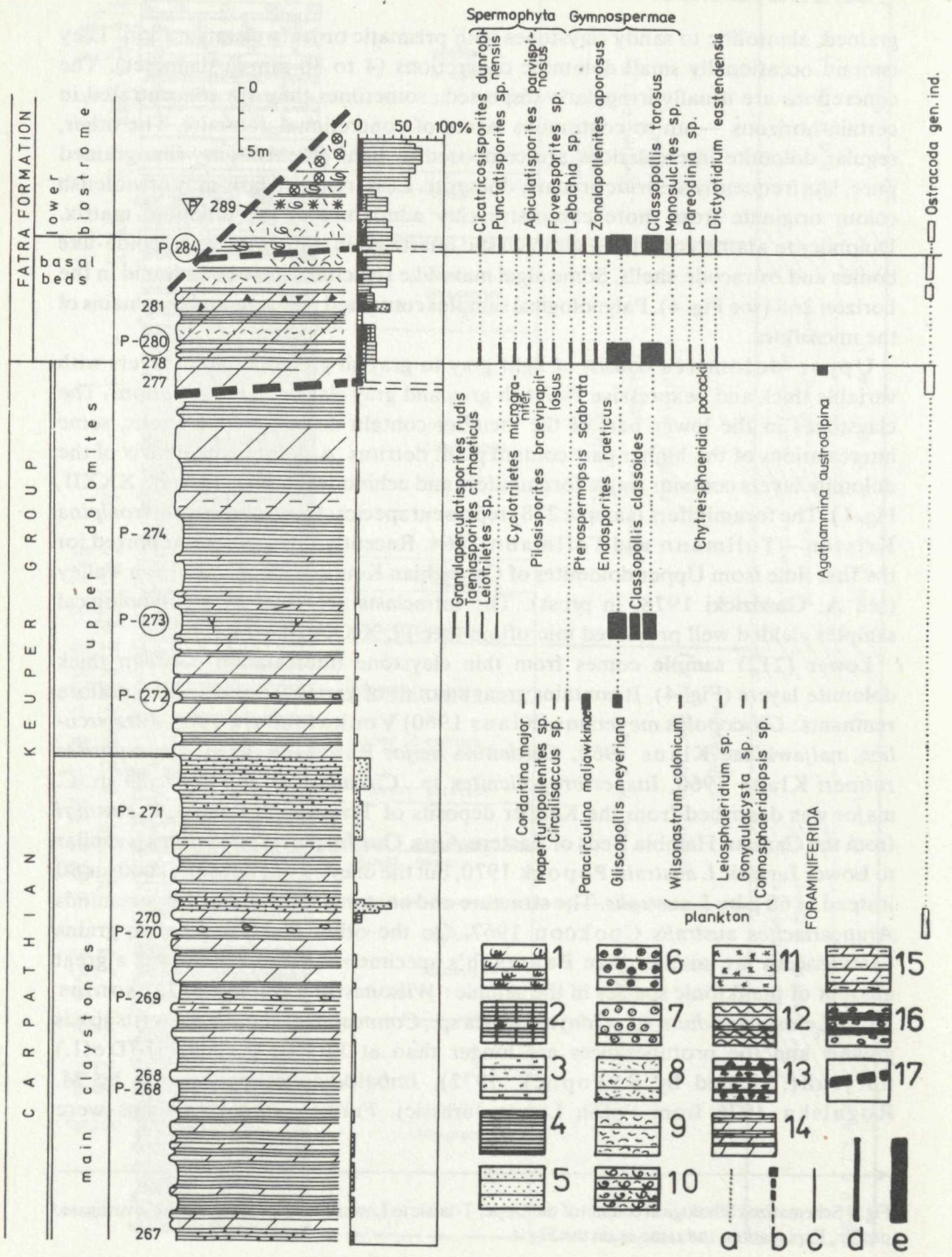
grained, aleurolitic to sandy claystones with prismatic or leafy disintegration. They contain occasionally small dolomitic concretions (4 to 40 mm in diameter). The concretions are usually irregularly dispersed; sometimes they are concentrated in certain horizons — up to continuous layers of concretionary dolomite. The other, regular dolomite intercalations are composed of light greenish-gray fine grained pure, less frequently aleuritic or marly dolomite. Less frequent dark-gray or violetish colour originate from more expressive clay admixture in the dolomite matrix. Dolomitic matrix contains seldom clastic quartz grain, rare intraclasts, ooide-like bodies and ostracode shells. Some algal mats-like structures have been found in the horizon 268 (see Fig. 4). Palynological samples contained indeterminable remains of the microflora.

Upper dolomites consist of light gray to grayish green dolomite layers with variable thick and —expressive violetish gray and gray claystone intercalations. The claystones in the lower part of the member contain dolomite concretions, some intercalations of the higher part contain plant detritus. A dolomitic matrix of the dolomite layers contains single foraminifers and echinoderm fragments (Pl. XXXII, Fig. 1). The foraminifers (sample 278) represent species *Agathammina austroalpina* Kristan—Tollmann and Tollmann 1964. Recently this species is reported for the first time from Upper dolomites of Carpathian Keuper Group at Lejowa Valley (see A. Gaździcki 1978, in press). The intraclasts are rare. Two palynological samples yielded well preserved microflora (see Pl. XXXVIII—XL).

Lower (212) sample comes from thin claystone intercalation between thick dolomite layers (Fig. 4). It contains great amount of variably preserved microflora remnants: *Gliscopollis meyeriana* (Klaus 1960) Venkatachala 1966, *Paracirculina maljawkinae* Klaus 1960, *Cordaitina major* Pautzsch 1973, *Pityosporites ruttneri* Klaus 1960, *Inaperturopollenites* sp., *Circulisaccus* sp., *Lebachia* sp. *C. major* was described from the Keuper deposits of Trzecyny in Poland, *P. ruttneri* from the Carnian Halobia Beds of Eastern Alps. Our *Inaperturopollenites* is similar to Lower Jurassic *I. australis* Popock 1970, but the diameter of its central body is 80 instead of 60 μ by *I. australis*. The structure and anatomy of its central body reminds *Araucariacites australis* Cookson 1967. On the other hand, our pollen grains *Circulisaccus* are smaller than Pautzsch's specimens (1971). There was a great amount of planktonic species in the sample: *Wilsonastrum colonicum* Jansonius 1962, *Leiosphaeridium* sp., *Gonyaulacysta* sp., *Connosphaeridiopsis* sp. A (its size is greater and the protuberances are longer than at Jurassic *C. coulleri* (Defl.) Sarjeant, treated by S. Popock 1972), *Imbatodinium* sp. (treated by M. Rogalska 1976 from Polish Lower Jurassic). Further organic remains were



Fig. 3 Schematized lithological column of the Upper Triassic to Lower Jurassic deposits in the investigated profile. Explanations the same as on the Fig. 4.



determined as plant tissues, undetermined plankton and some indeterminable microorganisms (see Pl. XL, Fig. 1).

The upper (273) sample comes from a thick intercalation of claystone with sand and plant detritus admixture. The microflora contains exclusively terrigenous types: *Gliscopollis meyeriana* (Klaus 1960) Venkatachala 1966, *Classopollis classoides* (Pflug) Popock et Jansonius 1962 and *Classopollis torosus* Reisinger 1960 compose 97 % of all remains. Additional 3 % consist of trilete species: *Punctatisporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Taeniasporites* cf. *rhaeticus* E. Schulz 1967 (small form), *Granulaperculatisporites rudis* Ven. et Goczan 1964. All the treated species are well preserved, but usually smaller than those, known from literary data.

Fatra Formation (defined in J. Michalík et al., 1978)

History of the researches

D. Štúr (1860 a, b, 1868) and G. Stache (1868) described this formation under the name „Koessener Schichten“. E. Suess (1868) named it „karpatische Fazies der rhätischen Stufe“, later authors denoted it as „subatric Rhaetic“ (see also W. Goetel 1916, 1917, A. Gaździcki 1974). J. Bystrický (1975) argued that the use of chronostratigraphic term for the lithostratigraphic unit is incorrect and recommended the original term „Koessen beds“. J. Michalík (1974) gave it the name „Fatra-Schichten“, in 1975 „Fatra Member of Koessen-Formation“. However, the complex is not identical with the Kössener Schichten of the Alps. Type profile of the Fatra Fmt. was described by J. Michalík (1976) from the closure of Dedošova Valley (loc. 256 in J. Michalík 1974), Veľká Fatra Mts. The profiles 241 (Ráztoky) in the Veľká Fatra Mts., 119 (Híreška) in the Strážov Mts. (Michalík 1974, 1973, J. Michalík et al. 1978) and the profile illustrated in this paper may well document the characteristic sequence of the Fatra Fmt. (see also profiles in A. Gaździcki 1974). The thickness of the formation is variable: from 18—30 to 50 meters. The Fatra Fmt. sequence was divided (J. Michalík et al. 1978) into several sections: basal beds-lower biostrome-barren interval-upper biostrome-transition beds. This scheme is applicable on the described profile, too.

←

Fig. 4 A detailed lithological column of the Carpathian Keuper Group in the investigated profile, with occurrence of fossils. First column: lithostratigraphical units, subunits and horizons (numbered), P — palynological samples. Second column: lithology of the horizons, explanations of the symbols: 1 — spotted limestone, 2 — spotted marls, 3 — argillaceous to sandy limestone, 4 — claystone, 5 — sandstone, 6 — crinoidal limestone, 7 — oolitic limestone, 8 — organodetrital limestone, 9 — shelly limestone, 10 — brachiopod shelly limestone, 11 — coral limestone, 12 — nodular-like limestone, 13 — breccia, 14 — dolomite, 15 — marly dolomite, 16 — dolomite concretions, 17 — faults. Third column: percentual lithological composition of the horizons: black-intraclasts, stippled-sand, hatched-allochems, white-micrite. Fourth column: occurrence of the fossils: stippled line (a) -probably, broken line (b) -single, continual thin line (c) -rare (2—5 specimens), thick line (d) -frequent (6—15 specimens), heavy line (e) -abundant (more than 15 specimens).

Description of the profile (see Fig. 5)

Basal beds (279—284; 314—317) consist of light-gray fine grained pure and marly dolomites with greenish gray claystones intercalations, dolomitized limestones and gray organodetrital limestones with black-gray marl intercalations: microfacially of dolomicrites, micrites, intramicrites, oobiosparites-to biooosparites with single intraclasts to several mm in diameter. Sandy admixture is indistinct, only seldom reaches 3—5 % of all the rock components. Crystals of authigene quartz and feldspar appear in the rock matrix. Globochaets (*G. alpina*) and foraminifers occur in the same horizons; blue algae, bivalves, gastropods, fishes and echinoderm fragments are more frequent. The foraminifers are represented mostly by *Glomospirilla friedli*, *G. parallela* and some involutinids (*Involutina communis*, *I. gaschei*, *Involutina* sp. and *Trocholina* sp.). Bivalve valves (*Placunopsis alpina* and *Rhaetavícula contorta*) form several shell horizons. Two palynological samples were obtained from black marl intercalations of the basal beds (280, 284). Some pteridophytic spores were recognizable: *Punctatisporites* sp., *Cyclotriletes microgranifer* Mädlér 1964, *Apiculatisporites parvispinosus* Leschik 1956, *Pilososporites braevipapillosus* Couper 1958, *Foveosporites* sp., cf. *Cicatricosisporites dunrobinensis* Couper 1958. Monosaccate and bisaccate gymnosperm (conifers) pollen grains were more frequent: *Lebachia* sp., *Pteridospermopsis scabrata* Popock 1972, *Zonalapollenites aporosus* Rogalska 1976, *Endosporites raeticus* Reinh. Monoporate pollen grains of *Cheirolepidaceae* were represented by: *Gliscopollis meyeriana* (Klaus 1960) Venkatachala 1966, *Classopollis torosus* Reisinger 1950. Relative high share of the palynoflora consists of the *Monosulcites* Mädlér 1964 pollen grains. Marine plankton was rich represented by *Dictyotidium eastendensis* Popock 1972, *Chytreisphaeridia popocki* Sarjeant 1968, *Pareodinia* sp. A. The latter form is smaller than Lower Jurassic species, treated by S. Popock (1972). It is quite possible, that several additional, undescribed planktonic specimens (Pl. XXXIX, Figs. 3, 4) from this member belong to some new taxa.

Lower biostrome (285—299; 318—341) is composed of gray marly, fine grained, organodetrital, detrito-crinoidal, detrito-oolitic and coral limestones with dark gray marly intercalations (rarely gray micritic dolomite). Microscopically were distinguished biomicrites, biosparites, biointramicrites, biointrasparites, more rare were intrasparites, intrabiosparites, intraoosparites, biopelmicrosparites, biopelsparites and pelintrabiomicrites (see Pl. XXXII). The share of intraclasts is variable from „current“ value 5—10 % to 25—30 %. The fine psammitic quartz admixture never reaches 5 %. Authigene crystals of quartz and feldspar are common, pyrite globules and crystals are frequent. Selective pyritization affects mainly the bivalve shell fragments. Some brachiopod shells are slightly silicified. Original sedimentary structures were mostly destroyed by an intensive bioturbation. Thick bivalve shells were often bored. Remnants of globochaets, *Acicularia*, *Halicoryne*, *Thaumatopo-*

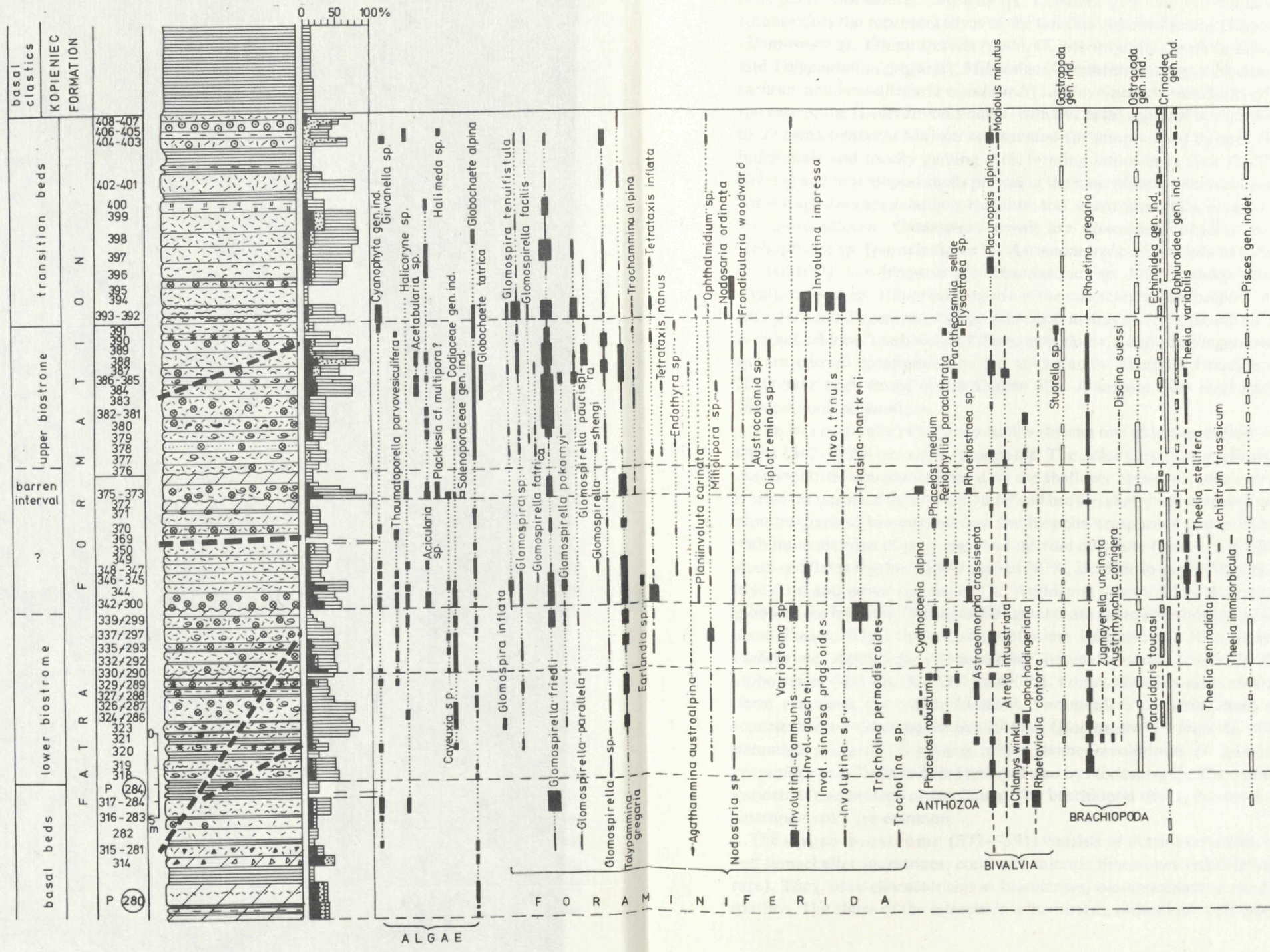


Fig. 5 A detailed lithological column of the Fatra Formation in the investigated profile with occurrence of the fossils. Explanations the same as in the Fig. 4.

1. The first part of the report is a general introduction to the subject of the study. It discusses the importance of the study and the objectives of the research.

2. The second part of the report is a detailed description of the methodology used in the study. It includes information about the sample, the data collection methods, and the statistical analysis.

3. The third part of the report is a discussion of the results of the study. It compares the findings with previous research and discusses the implications of the study.

4. The fourth part of the report is a conclusion and a list of references. The conclusion summarizes the main findings of the study, and the references list the sources used in the research.

5. The fifth part of the report is an appendix containing additional information related to the study, such as questionnaires and raw data.

6. The sixth part of the report is a bibliography listing the sources used in the study.

7. The seventh part of the report is a list of figures and tables used in the study.

8. The eighth part of the report is a list of abbreviations used in the study.

9. The ninth part of the report is a list of symbols used in the study.

10. The tenth part of the report is a list of acronyms used in the study.

11. The eleventh part of the report is a list of terms used in the study.

12. The twelfth part of the report is a list of definitions used in the study.

13. The thirteenth part of the report is a list of acknowledgments.

14. The fourteenth part of the report is a list of appendices.

15. The fifteenth part of the report is a list of references.

16. The sixteenth part of the report is a list of symbols.

17. The seventeenth part of the report is a list of acronyms.

1. The first part of the report is a general introduction to the subject of the study. It discusses the importance of the study and the objectives of the research.

2. The second part of the report is a detailed description of the methodology used in the study. It includes information about the sample, the data collection methods, and the statistical analysis.

3. The third part of the report is a discussion of the results of the study. It compares the findings with previous research and discusses the implications of the study.

4. The fourth part of the report is a conclusion and a list of references. The conclusion summarizes the main findings of the study, and the references list the sources used in the research.

5. The fifth part of the report is an appendix containing additional information related to the study, such as questionnaires and raw data.

6. The sixth part of the report is a bibliography listing the sources used in the study.

7. The seventh part of the report is a list of figures and tables used in the study.

8. The eighth part of the report is a list of abbreviations used in the study.

9. The ninth part of the report is a list of symbols used in the study.

10. The tenth part of the report is a list of acronyms used in the study.

11. The eleventh part of the report is a list of terms used in the study.

12. The twelfth part of the report is a list of definitions used in the study.

13. The thirteenth part of the report is a list of acknowledgments.

14. The fourteenth part of the report is a list of appendices.

15. The fifteenth part of the report is a list of references.

16. The sixteenth part of the report is a list of symbols.

17. The seventeenth part of the report is a list of acronyms.

rella parvovesiculifera, *Cayeuxia* sp., *Codiacea* gen. ind. are frequent. Among the foraminifers the representatives of the families *Ammodiscidae* (*Glomospira inflata*, *Glomospira* sp., *Glomospirella friedli*, *G. pokornyi*, *G. parallela*, *Glomospirella* sp., and *Tolypammina gregaria*), *Miliolidae* (*Ophthalmidium* sp.), *Nodosariidae* (*Nodosaria* sp. and *Fronicularia woodwardi*) and *Involutinidae* markedly predominate. In the case of the family *Involutinidae* (with five taxa) a special attention should be paid to *Triasina hantkeni* Majzon represented (in sample 338) by very high number of individuals and locally gaining rock-forming importance (see Pl. XXXII, Fig. 5). Bivalve and brachiopod shells prevail in the macrofauna remnants, echinoderm and coral fragments are relatively frequent, too. Gastropod coils, bryozoa and fish teeth are more seldom. Commonest corals are *Phacelostylophyllum* sp. (medium?), *Retiophyllia* sp. (*paraclathrata* ?), *Astraeomorpha crassisepta* and *Parathecosmilia* sp. (*sellae* ?), less frequent are *Rhaetiastraea* sp. *Phacelostylophyllum robustum*, *Cyathocoenia* sp. *Rhaetina gregaria* is the commonest brachiopod, *Austrirhynchia cornigera* and *Zugmayerella uncinata* occur mainly in the horizon 320. *Discina suessi* is rather seldom. The bivalves *Placunopsis alpina*, *Lopha haidingeriana* and *Chlamys* sp. are current components of the macrofauna. Echinoid *Paracidaris toucasi* (Pl. XLI) have been found in the horizon 320. A sample from marl intercalation 289 yielded none palynoflora.

The barren interval is not such a distinct one as in the shallow-water area. Its limits (342—376) are rather disputable. The dolomites, gray marls and redeposited organodetrital limestones prevail in the shallows. However, sequence in our profile consists of unsorted detrito-crinoidal and broken shelly limestones (intrabiomicrites, biointrasparites, biosparites, less the biopelmicrosparites and pelintrabiomicrites) with intercalations of gray marl and micritic dolomite (see Pl. XXXIII). Intraclasts share oscillates rhythmically from 5 to 30 %, aleuritic to psammitic quartz admixture is seldom and never rise over 5 %. Authigene quartz, feldspar, pyrite crystals and globules are frequent. Thick shell fragments are sometimes bored and coated by blue algae sheath. Algal flora consists of some indetermined blue algae, *Codiaceae*, *Halicoryne*, *Acicularia*, solenoporids, *Thaumatoporella*, *Cayeuxia*, *Placklesia* and globochaets (see Pls. XXXIII, XXXVI). Foraminifers, bivalve shells and echinoderm remnants are rather frequent. Foraminifers occurring here are primarily represented by *Glomospira tenuifistula*, *Glomospirella friedli*, *G. pokornyi*, *Tolypammina gregaria*, *Tetrataxis inflata*, some involutinids (*I. gaschei*, *I. sinuosa pragsoides* and *Triasina hantkeni*) and also by *Nodosaria* sp. The ostracods are very important component of the fauna. The brachiopod shells, fish teeth are frequent, gastropod coils are common.

The upper biostrome (377—391) consists of detrito-crinoidal, broken shelly and lumachellar limestones, coral and micritic limestones (marl intercalations are rare). They were characterized as biomicrites, biointramicrites, rarely as intrabiosparites. The share of the intraclasts is inconstant, rather low: only seldom reaching

to 15—20 %. The share of the quartz admixture is variable, low: however, in the upper part of the sequence it suddenly increases up to 40 % (= sandy limestone horizons 386—388). Quartz grains are mono- and polycrystalline, often with undulatory extinction in the polarized light. Sandy admixture absent in the uppermost horizon again. The authigene quartz, feldspar and pyrite are common (P. XXXVII, Fig. 4), formation of carbonate crystals was observed. Selective pyritization is frequent. The sediment is usually heavy bioturbated. Some fragments of thick-shelled oysters (*Lopha haidingeriana*, particularly in the higher parts of the sequence) are bored, larger fragments are often coated by blue algae crusts (Pl. XXXIV). Globochaets, *Acetabularia*, *Acicularia*, *Codiacea* and foraminifers are relatively abundant. Among very numerous foraminifers *Ammodiscidae* predominate both in number of taxa and individuals being represented by ten taxa: *Glomospira tenuifistula*, *Glomospira* sp., *Glomospirella facilis*, *G. friedli* (abundant), *G. pokorny*, *G. parallela*, *G. paucispira*, *G. shengi*, *Glomospirella* sp., and *Tolypamma gregaria*. Also involutinids (*I. communis*, *I. gaschei* and *Triasina hantkeni*) and some nodosariids (*Nodosaria ordinata*, *Nodosaria* sp., *Frondicularia woodwardi* and *Austrocolomia* sp.) occur here. Brachiopods, bivalves, gastropods, crinoid ossicles, ophiuroid fragments occur often, skeletal elements of holothuroids, echinoid spines, coral fragments, ostracode shells and fish remnants are less frequent (Pl. XXXIV, XXXVII). The corals *Retiophyllia paraclathrata*, *Parathecosmilia* sp. and *?Elysastraea* sp., some gastropods (*Stuorella* sp. *Melania* sp.), bivalves *Atreta intusstriata*, *Placunopsis alpina* and brachiopod *Rhaetina gregaria* were determined.

The transition beds (391—408) contain a peculiar rock complex: beside the „common“ gray organodetrital limestone, the dark-gray limestone with nodular bedding surfaces, shaly sandy-, silicified marly- and oolitic limestone with chamosite and haematite ooids were observed. The latter rock horizon has been exploited as iron ores in the past (R. Kúšik, 1957, 1967). The biosparites, oobiosparites, oointrasparites and biomicrites were distinguished microscopically in this complex. Authigene quartz, feldspar (plagioclase), pyrite nodules, crystals and selective pyritization are frequent here. Share of the intraclasts is low: they are more common (5—15 %) in the middle part of the complex only. Sandy admixture occurs in the middle and upper parts (3-50 %). Carbonized plant fragments occur in several horizons. The sediment is usually markedly bioturbated. Algal remains (*Acicularia*, *Girvanella*, *Halicoryne*, *Halimeda*, blue algae, globochaets), foraminifers, bivalves and echinoderms (crinoid, ophiuroid, echinoid and holothuroid fragments) are frequent; the gastropods, ostracods and brachiopods are less abundant (see Pl. XXXIV, Fig. 4). Numerous foraminifers are represented by *Glomospira* sp., *Glomospirella friedli*, *G. parallela*, *Nodosaria* sp., *Involutina gaschei*, *I. tenuis* and *Involutina* sp. Fish remnants are most abundant in the upper part of the complex. The bivalves *Placunopsis alpina* and *Modiolus minutus* were determined.

Kopieniec — Formation (formalized term)

History of the researches

The name „Grestener Schichten“ for the Lowermost Liassic shally complex in the West Carpathians used as first V. Uhlig, 1897, despite of that the typical development of the so called „Grestener Arkose“ with coal (Trauth 1909) was never found here. D. Andrusov 1959 supposed that a development, more similar to the „Grestener Schichten“ of the Alps could have been found in the Lower Liassic of the „Pieniny-Serie“ in the Klippen Belt. W. Goetel (1911, 1914, 1917) described the Lower Liassic sequence from Mt. Maly Kopieniec near Zakopane in the High Tatra Mts. as follows:

- a) Lower, flysch-like „*Cardinia* (*Angulatus*-) — sandstone“ with micaceous bedding planes and ophiuroid traces, similar to Swabian Hettangian rocks.
- b) Claystones with „*Pentacrinus* — limestone“ intercalations.
- c) Yellowish claystones (Following sequence covered by rock debris). W. Goetel (1917, p. 75) proposed a new name „Kopieniec-Schichten“ for this type of sequence.

A detailed stratigraphic correlation of this formation have never been made. Several Hettangian ammonites have been found in this complex at several localities (M. Rakús 1976) but the findings were never localized in detailed profiles. M. Mišík et al. 1960, M. Mišík 1964, A. Gaździcki 1975, A. Gaździcki and A. Iwanow 1976 have published a few lithological profiles, but their evaluations were far not complete.

Description of the profile

The sequence is distinguishable on four parts: basal clastics, lower limestones, main claystone and upper limestones (Fig. 6).

The basal clastics are 10 meters thick, brownish-gray claystones with prismatic desintegration and thin clayey sandstone intercalations. In the middle of the claystone occurs 215 cm of light-gray quartzitic sandstone with trace fossils on the bedding planes (409—413). The sandstone is identical with „*Cardinien-Sandstein*“ of W. Goetel (1917). Fine- to middle grained psammite to coarse grained aleurite (after terminology of J. Konta 1972) contains polycrystalline angular to semi-rounded quartz grains, often with undulose extinction. There are some zircon, chlorite, muscovite, biotite, amphibole, tourmaline grains present in the rock beside the common quartz. Epigenetic Fe-carbonates originate in the matrix, replacing both the matrix and quartz (mainly in the lower part of the bank). Micaceous are often concentrated in thin laminae. Calcitic matrix has identical optical orientation at a relatively long distance. The sandstone is often parallel laminated. Organic remains become more abundant in the higher horizons (fragments of crinoid columnalii, oyster shells, echinoid spines, foraminifers *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp. and *Ophthalmidium* sp., fish teeth together with intraclasts of a micritic limestone use to be present).

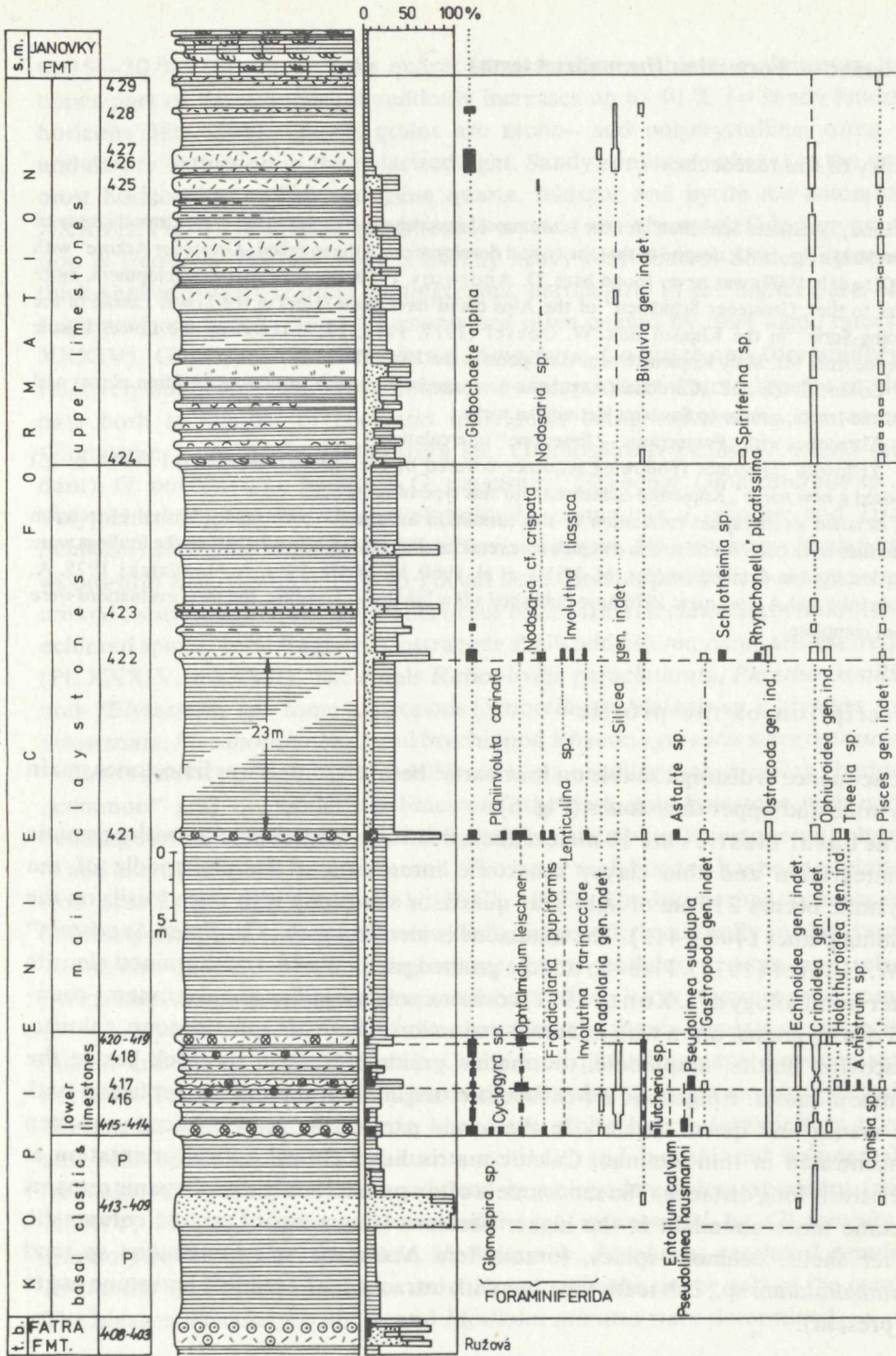


Fig. 6 A detailed lithological column of the Kopieniec Formation in the investigated profile with occurrence of the fossils. Explanations the same as in the Fig. 4.

Lower limestones. Abundant intercalations of gray marly fine-grained limestone (in various degree recrystallized biomicrite) in brownish-gray claystones (see Pl. XXXV, Fig. 2). Share of intraclasts usually rhythmically changes from the highest value (near to 10 %) on the base of each bed up to zero in the highermost parts. Sandy admixture reaches only locally 1—5 %. Authigene feldspar and pyrite are rare. Globochaets, foraminifers, bivalves, ostracodes and echinoderm fragments (echinoid, crinoid, less frequent the holothurian and ophiuroid elements) and sponge spicules are common. Remains of gastropods, radiolaria and fishes are less frequent. Foraminifers, primarily represented by *Ophthalmidium leischneri*, *Ophthalmidium* sp., *Nodosaria* sp. are very common. The genus *Glomospira* and *Cyclogyra* occur in subordinate amounts.

The main claystone (420—425) is composed of brown-gray to gray claystone (Pl. XXXV, Figs. 3, 5) with leafy desintegration and single intercalations of the marly siltstones to limestones (sandy biomicrites to biosparites). Laminated clayey sandstone intercalations occur in several horizons. Share of intraclasts is very low. Dispersed fine sand reaches 20 % of the rocks. Authigene carbonate crystals, pyrite and phosphate nodules occur in the sediment. Bioturbation is evident in the upper part of the intercalations. Globochaets, foraminifers and holothurian sclerites, crinoid ossicles, bivalve, ostracode and gastropod shell fragments, and fish remains are abundant (Pl. XXXV, Fig. 3). Among foraminifers the most commonly represented is here *Ophthalmidium leischneri* Kristan-Tollmann — represented by very high number of individuals and sometimes of rock-building importance (in sample 421). This species was reported from the base of the Liassic in several parts of the Tethys realm (see A. Gaździcki 1975, A. Gaździcki and A. Iwanow 1976). Important is also an assemblage of the involutinids, which comprises: *Involutina farinacciae*, *I. liassica* and *Involutina* sp. Some other forms such as *Planiinvoluta carinata*, *Fronicularia pupiformis* and *Lenticulina* sp. occur here, too. The find of the ammonite *?Schlotheimia* sp. is very important (horizon 422, see Pl. 10, Fig. 4). Numerous small shells of *Spiriferina* sp. (ex gr. *alpina*?) occur in the horizon 424 (biosparite with frequent ostracods, gastropod and echinoderm fragments).

Upper limestones (426—429). The gray to dark-gray claystone alternating with frequent gray limestone layers will be described under this name. The limestones are of micritic character, their matrix is recrystallized, containing practically no intraclasts. The share of the sand is very low (1—3 %). Organic detritus is dispersed, composed of globochaets, sponge spicules and crinoid ossicles. Radiolaria, foraminifers (*Nodosaria* sp.), bivalves and fish remnants are frequent.

Janovky Formation (new introduced term)

History of the researches

The name „Fleckenmergel“ has an old tradition in the West Carpathians, D. Štúr 1860, 1868 and other veterans of the West—Carpathian geology understood under this name the complex of gray micritic limestones and marlstones with abundant dark spots caused by burrowing epifauna (usually Sinemurian to Lotharingian, locally up to Aalenian). The detailed lithology of the sequence on the Janovky Fmt. stratotype in a ravine of Janovky on the SW slope of Mt. Havran, Belanské Tatry Mts. has been thoroughly described by M. Mišík 1959. He noted (1964) that thickness of the „Fleckenmergel“ is very variable in the West Carpathians: somewhere it lacks, being replaced by other formations, in other places reaches from 8 to 100 meters of thickness.

V. Jacobshagen 1965 introduced a new name „Allgäu-Schichten“ for a very similar sequence of north-alpine „Jura-Fleckenmergel“ (Hettangian-Callovian). A thorough correlation with this group (?) is necessary to be made in the next future.

Description of the profile

The complex consists of two parts (compare Fig. 7).

Spotted marls are characterized by prevailing of dark-gray marls and marlstones (430—450). They contain dark-gray micritic (variable recrystallized) limestones, sometimes with indistinct spots. The share of intraclasts and clastic quartz is negligible. Authigene quartz, plagioclases and pyrite nodules are common. Small aggregates of chalcedony were observed in several horizons (450). Sponge spicules and ostracods are relatively abundant, foraminifers (*Nodosaria* sp.) and crinoid ossicles are less frequent.

Spotted limestone (463—501) is composed of dark-gray biomicritic limestones with abundant dark, usually distinct spots and single thin gray marly intercalations. The share of allochems reaches 5—10 %, intraclasts and clastic quartz are absent. Authigene quartz, feldspar and pyrite are common, phosphate nodules were observed in several horizons. Globochaets, radiolaria, sponge spicules, ostracods, bivalves (*Oxytoma inaequalvis*, see Pl. XLI), crinoid ossicles are abundant. The foraminifers (*Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp. and *Involutina* sp.), holothurian sclerites, ophiuroids, echinoid spines and fish remains are less frequent. The brachiopods (*Piarorhynchia?* sp., *Zeilleria* sp.) are relatively abundant in the lower half of the complex (Pl. XLI, Fig. 9).

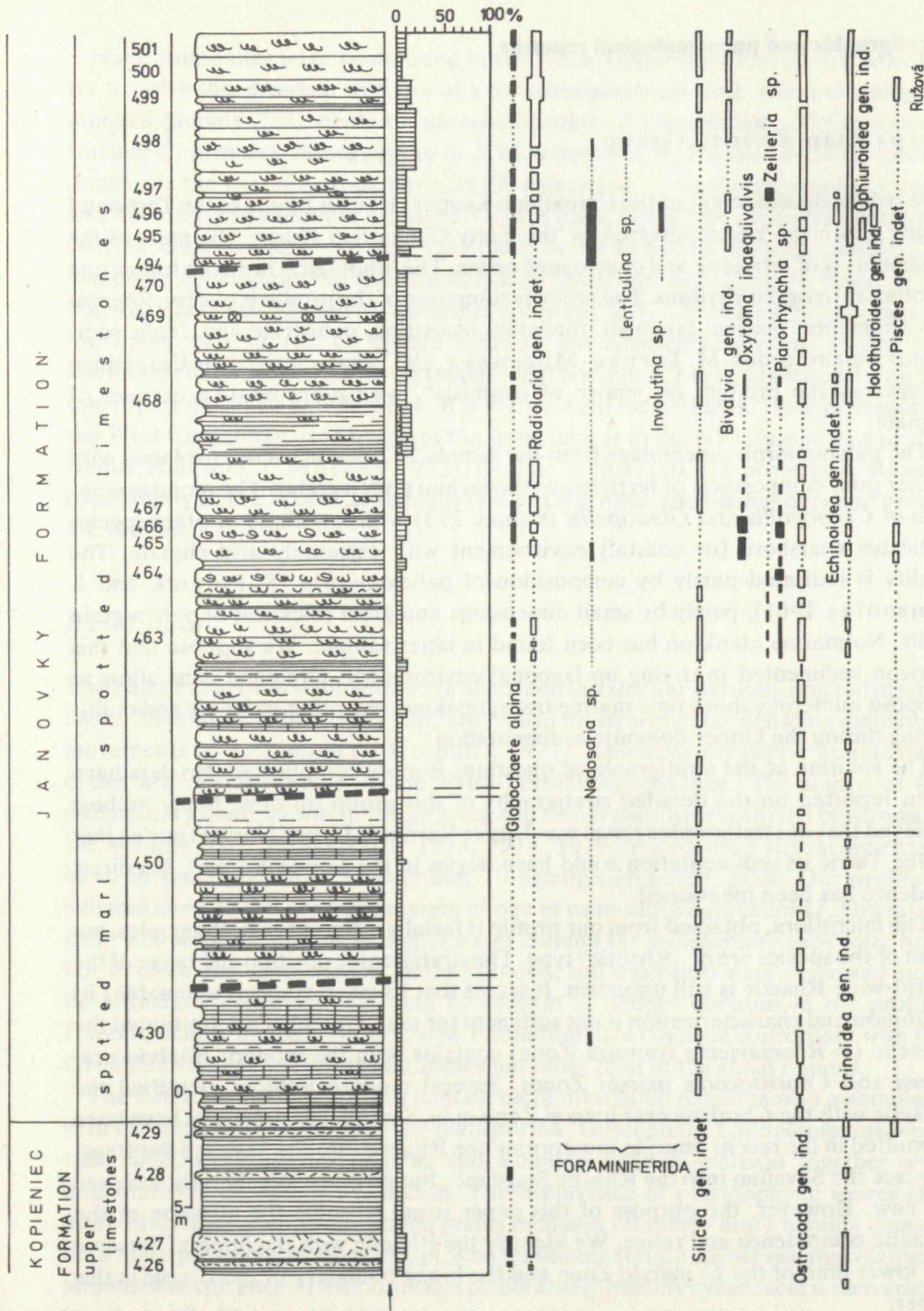


Fig. 7 A detailed lithological column of the Janovky Formation in the investigated profile with the occurrence of the fossils. Explanations the same as in the Fig. 4.

Stratigraphic and paleoecological remarks

Carpathian Keuper Group

The typical development of the Carpathian Keuper Group is bound to the Tatric and Fatric; both the zones, affected by the Early Cimmerian Phase. The most of the sediments is of terrigene and chemogene origin. The lithological horizons follow one another in irregular rhythms. The group is composed of the products of very different environments: marine, lagoonal, fluvatile, lacustrine, palustrine and ?eolic sediments were recorded. M. Turnau-Morawska, 1953 characterized the Carpathian Keuper as the product of „epoch of contrasts“, with monsoon-like changes of climate.

The palynomorph-assemblage from the sample 272 denotes a marine facies with rather poor composition of terrigenous spores and pollen grains. The monoassociation of *Classopollis* and *Gliscopollis* (sample 273) with low share of other species indicates nearshore (or coastal) environment with extremely arid climate. The aridity is indicated partly by composition of palynomorphs (S. Popock and J. Jansonius 1961), partly by small dimensions and great thickness of pollen grain walls. No marine plankton has been found in latter sample. We suppose that this horizon sedimented in drying up lagoonal environment. Obtained facts allow to suppose numerous short-time marine transgressions, repeating suddenly and multiplying during the Upper dolomite sedimentation.

The solution of the stratigraphical questions is more complicated. No data have been reported on the detailed stratigraphy of this group till now. Many authors believed that its stratigraphic range was Upper Karnic to Upper Norian (noting that in the Tatric its sedimentation could have begun in the Lower Karnic). No direct evidence has been mentioned.

The microflora, obtained from our profile is facially different in both samples, but most of the species are of „Rhaetic“ type. The stratigraphic position and range of the world-wide Rhaetic is still uncertain. It seems that its stage-status is untenable: its definition and characterization is not sufficient for that. Guembel's definition of the Rhaetic (= *Rhaeticula contorta* Zone) contains both the modern *Rhabdoceras suessi* and *Choristoceras marshi* Zones. Several modern authors identified the Rhaetic with the *Choristoceras marshi* Zone only. Some other proposals have been submitted in the recent time: to incorporate the Rhaetic into the Sevatian Substage, to place the Sevatian into the Rhaetic Stage etc., but no one was generally accepted till now. However, the purpose of this paper is not to solve the question of the Rhaetic competence and range. We identify the Rhaetic with the interval between the lower limit of the *C. marshi* Zone and the lower boundary of the Liassic in this paper.

None ammonites have been found in the Fatric Uppermost Triassic till now. We try to solve this problem with use of a parastratigraphical scale. Our palynological samples (mainly 273) yielded a monoassociation of *Gliscopollis* and *Classopollis* (mainly *C. torosus*). According to S. J. Morbey and R. Neves, 1974 *C. torosus* occurs for the first time together with *G. meyeriana*, *Granuloperculatipollis rudis* and *Taeniasporites raeticus* in zone TR — the basal zone of the „Rhaetic sensu lato“ (= *Rhabdoceras suessi* + *C. marshi* Zones) in the Kendelbachgraben-profile. The maximum development of *Gliscopollis* and *Classopollis* lies in the TK Zone, at the boundary between Me and Mi Subzones according to S. J. Morbey 1975 — thus, in the upper part of the *C. marshi* Zone of the Kendelbachgraben. Taking this knowledge into consideration, we suppose that horizon 273 may be identical with the upper part of the *C. marshi* Zone. If it is true, then the „Rhaetic“ sedimentation in the West Carpathian area began in the same time as in the NW Europe (see profile Bunny Hills in S. J. Morbey 1975). Despite of this facts, the problem of Rhaetic stratigraphy in the West Carpathians remains still open and further data and proofs are needed.

Basal beds

The Fatra Formation sediments were deposited in a shallow partially isolated marine basin. Numerous sedimentary gaps are typical for its sequence, denoting oscillatory movements of the bottom (J. Michalík 1977). Aproximately twelve sedimentary cycles are distinguishable in the Fatra-Formation sequence. The source of the sedimentary material was in the growing and simultaneously destroyed biostroms of the shallow zone. J. Michalík 1973, 1974, 1977 divided the Fatric sedimentary basin in the Uppermost Triassic into 10 paleogeographic regions. Our profile is situated close to the northern margin of one of near-shore depressions („Orava-region“). Due to the relatively higher water column the sedimentary gaps were here not so often and distinctive as on the shallows, and wash-outs were expressed more by intraclasts accumulations than by erosion of deeper horizons in the profile. Hypothetically, the base of the Fatra-Formation here could be concordant with the Carpathian Keuper deposits and somewhat older than in the shoal regions.

The Fatra Formation horizons contain more diversified palynomorph assemblage with dominating *Classopollis*, *Apiculatisporites*, *Gliscopollis*, *Granuloperculatisporites rudis*, *Endosporites raeticus* and *Zonalopollenites aporosus* together with quantitatively rich marine plankton. The occurrence of pteridophytic spores and more diversified coniferous pollen grains indicates relatively more humide climate than those prevailing during the Cpt. Keuper sedimentation. However, the relatively abundant occurrence of *Monosulcites perforatus* (probably cycadaceid pollen grain) together with *Classopollis* indicate still an aride type of the climate.

The microflora of the basal beds in our profile is poorer than those discovered in the Tomanová Fmt. of the Tatric (see J. Michalík, E. Planderová and M. Sýkora 1976). The *Pteridophyta* are almost lacking, the *Classopollis* pollen grains are smaller. Practically all the palynomorph assemblages of this age, treated in the world palynologic literature are more diversified than our assemblage.

The basal beds are practically identifiable with the „Swabian facies“ as defined by A. Oppel and E. Suess 1856. The lower boundary with Carpathian Keuper Group in this profile is rather indistinctive: a transgressive boundary, typical for the shallow zones is not developed.

Biostromatic members and barren interval

The biostromatic members are typical members of the Fatra Fmt. E. Suess 1868 just such sequences regarded as a typical product of the „Carpathian facies“. Coral limestone bodies were denoted as the „*Lithodendron-Kalk*“. The lower biostrome consists of several smaller cycles, in many sections with a layer of the „Swabian facies“ on the basis. However, the bases of new cycles in our profile denote higher share of intraclasts only: there was none change of the salinity in this environment. The organism coming from the described part of the formation belong to the marine groups, a considerable part of them being stenohaline. Some interesting dependences were observed at the boundaries of different facies. The abundance of ostracode shells, for instance, increases with lowering brachiopod shells percentage in the lower part of the barren interval. At the same time, holothurian sclerites and gastropod coils become more frequent. The corals nearly extinct. It is probable that this change was caused by some salinity fluctuations. These interesting dependences will be explainable after closer knowledge of the taxonomy and ecology of the Fatra Fmt. fauna. The barren interval originated probably during an extensive regressive phase. The shoals were mostly emerged, the salinity in the basin suddenly increased. Forming of dolomite crusts of extensive parts of the emerged bottom was common.

We have no data on the palynostratigraphy of the described members at present. However, the Lower biostrome sequence contains many characteristic „Rhaetic“ faunal elements: bivalve *Rhaetavicula contorta*, echinoid *Paracidaris toucasi*, brachiopods *Austrirhynchia cornigera* and *Zugmayerella uncinata* (in the horizon 320), foraminifers of *Triasina hantkeni* (horizons 337—338) etc. The barren interval contains „Rhaetic-type“ association of the holothurian sclerites like those from the Dachstein limestones of the Alps (personal communication of R. Mock); no Sevastian and Jurassic types are present. The alga *Placklesia* sp., found in the horizons 373—375 has been described from the Rhaetic Plackles limestone of Hohe Wand (Northern Alps) till now only. (Personal communication of Dr. J. Bystrický). Also sample 348 from this interval contains foraminifers *Triasina hantkeni*. The age of the

described units seems to be congruent with the uppermost part of *C. marshi* Zone of the Kendelbachgraben and younger. The sedimentation of the Fatra Fmt. in our profile, though discontinuous and irregular, must have proceeded rather speedily.

Transition beds

An increasing share of clastic quartz is typical for the upper part of the Fatra Fmt. Consequently, the representatives of stenohaline groups quantitatively decreased and gastropod and fish remains became more frequent.

Composition of the oolite horizon points to ooid mixing and transport: calcite, haematite and chlorite ooids are present together, in addition R. Kúšik 1957, 1967 reported chamosite ooids from close vicinity of our profile. Alternating chamosite and calcite layers in several ooids indicate rhythmical changes of the ooids-producing environment. The fragments of organic skeletons, bored by algae or other boring organisms, were transported into deeper environment, too.

Basal clastics

Sedimentation of the „*Angulatus-sandstone*“ indicate remarkable change in sedimentary conditions. J. Michalík 1978 supposed that sedimentation of „*Gresten Beds*“ was not only caused by radical change of the bathymetry, but also by sudden sinking of the average temperature (in agreement with F. Fabricius et al. 1960) by 2 to 5 °C, by origin of climatic belts (R. M. Sykes 1975) and, above all, by essential increase in precipitation. Abundant rains caused increasing transport of clastic material into the sedimentary basin and lowering, or fluctuation of salinity in epicontinental seas. The stabilization of salinity in the Kopieniec Fmt. basin was possible after additional deepening of its bottom.

Higher part of the Kopieniec Formation

The sedimentation of the Kopieniec Fmt. had clearly cyclical character despite of unequal distinction and development of individual cycles. The limestone intercalations make this cyclical development more perspicuous. Each new cycle began with slight erosion and intraclasts accumulation. The share of sand became more conspicuous. Each limestone intercalation represents a base of a new sedimentary cycle. The intraclasts share is highest in its basal part. The sandy admixture generally decreases during the sedimentation of the Kopieniec Fmt. Upper limestones contain a negligible sandy admixture only. At the same time the remains of the deep-water

organisms (silicispongia, radiolaria) become more important. This facts indicate a continuous subsidence of the Fatric area in this time. The Janovky Formation represents a product of sedimentation in the deep neritic — to bathyal environment. (Fig. 12).

Summary

The representative sequence of the Upper Triassic to Lower Jurassic in the Křížna-nappe (Fatric of the West Carpathians) was described from the erosive ravine on the western slope of Mt. Veľká Furkaska above the Juráňova Valley in the West Tatra Mts. A suggestion have been made to divide the studied sedimentary sequence into several formal and informal lithostratigraphic units:

Carpathian Keuper Group (further divided into transitional regressive beds, basal beds with clastics, main claystones and upper dolomites),

Fatra Formation (divided into basal beds, lower biostroms, barren interval, upper biostrome and transition beds),

Kopieniec Formation (consisting of basal clastics, lower limestones, main claystone and upper limestones),

Janovky Formation (in which the spotted marls and uppermore spotted limestone were distinguished). This division is acceptable in many other regions; it could be used in elaboration of the detailed lithostratigraphy of the Fatric Triassic and Jurassic.

All the units were investigated in detail (631 horizons were distinguished in 220 meters of the profile), the samples were lithologically characterized. The presence and share of the allochems, intraclasts, clastic quartz, heavy mineral grains, silicification, dolomitization, pyritization, origin of authigene minerals and recrystallization were considered. The investigated profile yielded a rich fauna of *Protozoa*, *Coelenterata*, *Mollusca*, *Brachiopoda*, *Ostracoda*, *Echinoidea* and *Vertebrata*. Numerous remains of the algae were observed. Samples taken from three horizons contained rich marine plankton together with terrestrial palynoflora, one sample contained exclusively terrestrial pollen and spores only.

The first palynostratigraphic data from the Carpathian Keuper Group proved probably Rhaetic age (lower part of *Choristoceras marshi* Zone?) of its uppermost part. The Carpathian Keuper sedimentation is typical with multiply alternation of rhythms of short-time marine ingressions and regressions in an extremely arid climate. The palynomorph assemblages indicate a coastal flora with prevailing conifers (*Classopollis*, *Gliscopollis*).

On the basis of all the obtained data (palynological, biostratigraphical) we can estimate the age of the Fatra Formation as probably younger than the lower part of *Choristoceras marshi* Zone in the Kendelbachgraben-profile, and older than the base of the Liassic.

Remarkable changes in sedimentation of the Lower Liassic sediments were caused by sinking of temperature, increasing precipitation, increasing transport of the clastics and gradual deepening of the sedimentary basin. The sedimentation of the Kopieniec Formation had clearly cyclic character. The oscillations of the bottom were associated with slow, continuous subsidence of all the area. The deepening is well documented with gradual change of all the faunal composition. The Janovky Fmt. of Allgäu Group (?) represents the product of a deep neritic — to bathyal sedimentary environment.

Translated by J. Michalík.

Reviewed by J. Bystrický.

References

- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, II. Vydav. SAV, Bratislava, 1—375.
- ANDRUSOV, D.—FUSÁN, O.—BYSTRICKÝ, J. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for geol. excursions, Xth Congr. Carp.-Balk. geol. Ass. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—45.
- BAC, M. 1971: Tektonika jednotki Bobrowca w Tatrach Zachodnich. Acta Geol. Polon. 21,2, 6 figs., 2 pls., Warszawa, 279—317.
- BYSTRICKÝ, J. 1975: The Kössen beds in the West Carpathians and the problem of their stratigraphical division. Geol. Zborn. SAV, Geol. Carp. 26,2, Bratislava, 177—197.
- DRAGASTAN, O. 1975: Upper Jurassic and Lower Cretaceous microfacies from the Bicaz Valley Basin (East Carpathians). Mem. Inst. Geol. Geoph., 21, 45 pls., 2 tab., 12 figs. Bucarest, 1—87.
- ĎUROVIČ, V. 1973: Petrografia keuperu krížňanskej jednotky v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 127—142.
- FABRICIUS, F.—FRIEDRICHSEN, H.—JACOBSHAGEN, V. 1970: Paläotemperaturen und Paläoklima im Obertrias und Lias der Alpen. Geol. Rundsch. 59, 2, 5 figs., Stuttgart, 805—826.
- FOLK, R. L. 1959: Practical petrographical classification of limestones. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 43, 1, Tulsa, 1—38.
- GAŹDZICKI, A. 1970: Triasina Microfacies in the Sub-Tatric Rhaetic of the Tatra Mts. Bull. Ac. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr. 18, 2, 2 figs., 4 pls. Warszawa, 103—112.
- GAŹDZICKI, A. 1974: Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. Acta Geol. Polon. 24, 1, 13 figs., 52 pls. Warszawa, 17—96.
- GAŹDZICKI, A. 1974b: Rhaetian-Lower Hettangian foraminifer zonation and the problem of Triassic-Jurassic boundary in the Tatra Mts., West Carpathians. Acta VI^e Coll. Afr. Micropal. Tun. 2 figs., 4 pls., Tunis, 89—102.
- GAŹDZICKI, A. 1975: Lower Liassic „Gresten Beds“ microfacies and foraminifers from the Tatra Mts. Acta Geol. Polon. 25, 3, 4 figs., 4 pls., Warszawa, 385—398.
- GAŹDZICKI, A. 1978: Foraminifers of the genus *Agathammina* Neumayr from the Middle and Upper Triassic of the Tatra Mts. (West Carpathians). Acta Geol. Polon. (in press).
- GAŹDZICKI, A. 1979: Upper Triassic-Lower Jurassic foraminifers from the West Carpathians, their ecology, evolutionary trends and stratigraphical signification (in preparation).

- GAŹDZICKI, A.—IWANOW, A. 1976: The Diachronism of the Rhaetic and „Gresten Beds“ in the Tatra Mts. (West Carpathians). *Bull. Acad. Sci., Sér. Sci. Terre*, 24, 2, 3 figs., Warszawa, 117—122.
- GAŹDZICKI, A.—ZAWIDZKA, K. 1973: Triassic foraminifer assemblages in the Choč nappe of the Tatra Mts. *Acta Geol. Polon*, 23, 3, 1 fig., 4 pls. Warszawa, 483—490.
- CORTEL, W. 1911: Tymczasowa wzmianka o recie tatrzańskim. *Czas. Pol. Tow. Przyr. Kopern. Kosmos*, 35, 3—6, Lwów, 245—250.
- GOETEL, W. 1916: Das Rhät und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. *Mitt. geol. Ges.* 3—4, Wien, 167—194.
- GOETEL, W. 1917: Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. *Bull. Ac. Sci. Crac. A*, 1916, 6 pls., Kraków, 1—222.
- GUZIK, K. 1959: Index features of Triassic stratigraphy in the Upper (Choč) sub-tatric series in Western Tatra Mts. *Biull. Inst. Geol.* 149, Warszawa, 183—188.
- IVANOV, M. 1976: K litológii a geochémii karpatského keuperu krížňanskej jednotky v Považskom Inovci. *Geol. Práce, Správy* 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—102.
- JAKOBSHAGEN, V. 1965: Die Allgäu—Schichten (Jura—Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. *Jb. Geol. Bundesanst.* 108, Wien, 1—114.
- KLAUS, W. 1960: Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. *Jb. geol. Bundesanst. B* 5, Wien, 107—183.
- KONTA, J. 1973: Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentu a vulkanoklastických usazenin, Univerzita Karlova, 95 figs., 14 tab. Praha, 1—375.
- KOTAŇSKI, Zb. 1956: O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach. *Acta Geol. Polon.* 6, 3, Warszawa, 273—278.
- KUŠÍK, R. 1957: K otázke zloženia a pôvodu oolitických železných rúd Oravic. *Geol. Zborn. SAV*, 8, 2, Bratislava, 335—342.
- KUŠÍK, R. 1967: Sedimentárne oolitické železné rudy rétu a spodného liasu krížňanského príkrovu. *Náuka o Zemi, Geol.* 3, 10 tabs. Bratislava, 1—77.
- KUŹNIAR, Cz. 1913: Skaly osadowe tatrzańskie. *Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. Akad. Umiej.* 3, 13, Kraków, 1—89.
- LIMANOWSKI, M. 1903: Perm i trias lądowy w Tatrach. *Pam. Pol. Tow. Tatr.* 24, Kraków, 140—176.
- LUNDBLAD, B. 1959: Rhaeto-Liassic floras and their bearing on the stratigraphy of the Triassic-Jurassic rocks. *Acta Univ. Stockh.* 3, 4, Stockholm, 82—102.
- MICHALÍK, J. 1973: Paläogeographische Studie des Räts der Krížna-Decke des Strážov-Gebirges und einiger anliegender Gebiete. *Geol. Zb. SAV, Geol. Carp.* 24, 1, 8 figs., Bratislava, 23—140.
- MICHALÍK, J. 1974: Zur Paläogeographie der rhätischen Stufe des westlichen Teiles der Krížna-Decke in der Westkarpaten. *Geol. Zborn. SAV, Geol. Carp.* 25, 2, 7 figs. Bratislava, 257—285.
- MICHALÍK, J. 1975: Genus *Rhaetina* Waagen, 1882 (Brachiopoda) in the Uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geol. Zborn. SAV, Geol. Carp.* 26, 1, 23 figs., 4 pls., Bratislava, 47—76.
- MICHALÍK, J. 1976: Charakteristický profil fatranskými vrstvami najvyššieho triasu krížňanského príkrovu v závere Dedošovej doliny (Gäderská dolina, Veľká Fatra). *Kmetiánium* 4, Martin, 25—142.
- MICHALÍK, J.—PLANDEROVÁ, E.—SÝKORA, M. 1976: To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová-Formation in the Uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geol. Zborn. SAV, Geol. Carp.* 27, 2, 8 figs. Bratislava, 299—318.
- MICHALÍK, J. 1977: Paläogeographische Untersuchungen der Fatra-Schichten (Kössen-Formation) des nördlichen Teiles des Fatrikums in der Westkarpaten. *Geol. Zborn. SAV, Geol. Carp.* 28, 1, 14 figs. Bratislava, 71—94.
- MICHALÍK, J.—JENDREJÁKOVÁ, O.—BORZA, K. 1978: Some new Foraminifera-species from the Fatra Formation (Uppermost Triassic) in the West Carpathians. *Geol. Zborn. SAV, Geol. Carp.* 30, 1, Bratislava, 45—60.

- MICHALÍK, J. 1978: To the paleogeography, paleotectonics and paleoclimatology of the Uppermost Triassic in the West Carpathians. Zborn. Mat. symp. konf. GÚDŠ, 1, Bratislava, 189—216.
- MIŠÍK, M. 1957: Litologický profil manínskou sériou. Geol. sb. SAV, 8, 2, pl. 8, Bratislava, 242—258.
- MIŠÍK, M. 1959: Litologický profil súvrstvím vyššieho liasu (Fleckenmergel) Belanských Tatier. Geol. Zboru. SAV, 10, 1, pl. 19, Bratislava, 183—190.
- MIŠÍK, M. 1959a: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonátických hornín. Geol. Práce, Správy 16, 6 tabs., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61—78.
- MIŠÍK, M.—KÚŠIK, R.—BORZA, K. 1960: Horniny so silikátovými oolitmi v réte a spodnom triase Belanských Tatier a masívu Širokej. Geol. Zboru. SAV, 11, 2, Bratislava, 179—212.
- MIŠÍK, M. 1964: Lithofazieses Studium des Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. Západné Karpaty 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 9—94.
- MIŠÍK, M.—BORZA, K. 1978: Gemeridella, Didemnoidea und Körperchen ähnlicher Gestalt aus dem Mesozoikum der Westkarpaten. Geol. Zborn. SAV, Geol. Carp. 29, 2, Bratislava, 307—326.
- MORBAY, S. J.—NEVES, R. 1974: A scheme of palynologically defined concurrent range zones and subzones for Triassic Rhaetian Stage. Rev. Palaeobot. Palyn. 17, Amsterdam, 161—173.
- MORBAY, S. J. 1975: The palynostratigraphy of the Rhaetian Stage, Upper Triassic in the Kendelbachgraben, Austria. Palaeontogr. B 152, 1—3, 19 pls., 37 figs., 3 tabs., Stuttgart, 1—75.
- NĚMEJC, F. 1959: Paleobotanika I. Praha, Nakl. ČSAV, 32 pls., 1—402.
- PAUTSCH, M. 1973: Upper Triassic spores and pollen from the Polish Carpathian foreland. Micropal. 19, New York, 129—149.
- POPOCK, S. J.—JANSONIUS, J. 1961: The genus *Classopollis* Pflug 1953. Micropal. 7, 4, New York, 439—449.
- POPOCK, S. J.—STANLEY, A. J. 1970: Palynology of the Jurassic sediments of western Canada 1.: Terrestrial species. Palaeontogr. B 130, 1—2, Stuttgart, 12—71.
- POPOCK, S. J.—STANLEY, A. J. 1972: Palynology of the Jurassic sediments of western Canada 2.: Marine species. Palaeontogr. B 137, 4—6, Stuttgart, 86—153.
- OPPEL, A.—SUESS, E. 1856: Über die mutmassliche Aequivalenten der Kössener Schichten in Schwaben. Sitzb. Ak. Wiss. Math. Nat. Cl. 21, 2, Wien, 335—549.
- RAKÚS, M. 1963: Distribution of the Toarcian lithofacies in the Central zone of West Carpathians.—Geol. Zborn. 14, 1, Bratislava, 19—27.
- RAKÚS, M. 1975: Hettangian ammonites from the Strážovská hornatina Mts. (West Carpathians). Západné Karpaty, sér. paleontológia, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—23.
- ROGALSKA, M. 1976: Stratygrafia jury dolnej i środkowej na obszarze Nizy Polskiego na podstawie badań sporowo-pyłkowych. Prace Inst. Geol. 78, Warszawa, 5—55.
- STACHE, G. 1868: Über das Auftreten der Kössener Schichten im Gebiete der Hohen Tatra. Verh. Geol. Reichsanst. 5, Wien, 99—102.
- STUR, D. 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. geol. Reichsanst. 11, Wien, 17—151.
- STUR, D. 1960a: Über die Kössener Schichten im nord-westlichen Ungarn. Sitzungsber. Math. Nat. Cl. Ak. Wiss. 38, Wien, 1006—1024.
- STUR, D. 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag und Gran-Thale. Jahrb. geol. Reichsanst. 18, 3, Wien, 337—426.
- SUESS, E.—MOJSISOVICS, E. 1868: Studien über die Gliederung der Trias und Jurabildungen in der östlichen Alpen 2. Gebirgsgruppe der Osternhorns. Jahrb. geol. Reichsanst. 18, Wien, 167—200.
- TRAUTH, F. 1909: Die Grestener Schichten der Österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Beitr. Geol. Pal. Öst. Ung. Or., 22, 12 pls. Wien, 1—78.
- TURNAU—MORAWSKA, M. 1953: Kajper tatrzański, jeho petrografia i sedimentologia. Acta Geol. Polon. 3, 1, 10 pls., Warszawa, 33—102.

SYKES, R. M. 1974: Sedimentological studies in southern Jameson Land, East Greenland I: Fluvial sequences in the Kapp Steward Formation (Rhaetic-Hettangian). Bull. geol. Soc. Denm. 23, Copenhagen, 203—212.

UHLIG, V. 1897: Die Geologie des Tatragebirges. Denkschr. Ak. Wiss. Math. Nat. Cl. 64, Wien, 643—684.

Andrzej Gaździcki — Jozef Michalík — Eva Planderová — Milan Sykora

Profil vrchným triasom a spodnou jurou krížňanského príkrovu v Západných Tatrách

Resumé anglického textu

Pravý, obsekventný prítok Juráňovho potoka v Západných Tatrách odkryl na západnom svahu Veľkej Furkasky (viď obr. 1, 2) úplný sled uloženinami vrchného triasu a spodnej jury patrika, hrubý 220 metrov. Dokonalé odkrytie umožnilo detailne preštudovať tento vrstevný sled: zo 631 odlišných litologických horizontov bolo odobratých 147 sedimentárno-petrografických, 56 makropaleontologických a 12 palynologických vzoriek.

Pri sedimentárno-petrografickom štúdiu bola sledovaná prítomnosť a zastúpenie alochém, intraklastov, klastického kremeňa, zŕn ťažkých minerálov, silicifikácia, dolomitizácia, pyritizácia, vznik autigénnych minerálov a rekryštalizácia. Študovaný profil poskytol hojnú, dosiaľ len čiastočne spracovanú faunu protozoí, koralov, mäkkýšov, ramenonožcov, ostrakódov, ostnokožcov a stavovcov. Pozorované boli početné zvyšky vápnitých rias. Tri zo štyroch detailne skúmaných palynologických vzoriek obsahovali bohatý morský planktón spolu s terestrickou palinoflorou, jedna vzorka poskytla výlučne len suchozemské typy peľových zŕn a spór.

Skúmaný vrstevný sled bol rozdelený na štyri formálne (a tie ďalej na pätnásť neformálnych) litostratigrafické jednotky (viď obr. 3):

1. Skupina karpatského keuperu (prechodný, regresívny člen, bazálny člen s klastikami, hlavné ílovce, vrchné dolomity).

2. Fatranské súvrstvie (bazálne vrstvy, spodný biostróm, jalový interval, vrchný biostróm, prechodné vrstvy).

3. Kopienecké súvrstvie (bazálne klastiká, spodné vápence, hlavné ílovce, vrchné vápence).

4. Súvrstvie Janoviek (spodnejšie: škvrité slie, nad nimi škvrité vápence). Toto členenie má širšiu platnosť a môže byť podkladom pre vypracovanie detailnej litostratigrafickej škály triasu a jury patrika Západných Karpát.

Spodné dva členy skupiny karpatského keuperu sú zväčša zakryté zvetralinami. Hlavné ílovce sú prevažne fialovočervené, obsahujú drobné dolomitické konkrécie i nepravidelné vložky dolomikritického charakteru (s vzácnymi intraklastami, ooidmi, schránkami ostrakódov a riasovými štruktúrami).

Vrchné dolomity sú súvrstvom striedajúcich sa polôh fialovosivých a sivých ílovcov a svetlosivých dolomitov. Obsahujú schránky ostrakódov a foraminifer a množstvo mikroskopických zvyškov rastlinného pôvodu (viď obr. 4). Pre sedimentáciu je význačné mnohonásobné striedanie rytmov krátkodobých morských ingresii a regresii v extrémne aridnom prostredí. Spoločenstvo palinomorf indikuje prítomnosť

pribréznej flóry s prevládajúcimi ihličnanmi (*Classopollis*, *Gliscopollis*). Palinostratigrafické údaje z vrchných dolomitov, ktoré sú vôbec prvými údajmi tohto druhu z karpatského keupru, dokazujú pravdepodobne rétický vek (= spodná časť zóny *Choristoceras marshi* v alpskom profile Kendelbachgraben) tejto časti súvrstvia.

Fatranské súvrstvie je súvrstvom marinnych uloženín, transgredujúcich na súvrstvie karpatského keupru, nazývané dosiaľ často „karpatskou faciou rétu“. Jeho bazálne vrstvy pozostávajú z dolomikritických, mikritických i sparitických typov karbonátov s časťami, nepravidelne rozmiestnenými intraklastmi. Obsahujú zvyšky bohatej, ale nie príliš diverzifikovanej fauny a flóry, sčasti zreteľne marinej, ale i s brakickými prvkami. Asociácia palinomorf naznačuje, že bazálne vrstvy pravdepodobne zodpovedajú vyššej časti zóny *Choristoceras marshi* profilu Kendelbachgraben.

Oba biostromatické členy sú späté s rozvojom bohatej morskej bentosovej fauny a flóry (obr. 5): jej zvyšky tvoria podstatnú časť hmoty hornín tohto časového úseku. Sedimentácia mala výrazne cyklický charakter. Od bázy každého cyklu do nadložia sa znižuje zrnitosť hornín, množstvo intraklastov i piesčité prímies. Mnohé textúry sú však silne narušené bioturbáciou. Medzi najvýznamnejšie zastúpené zložky makrofauny patria lastúrniky, ramenonožce, koraly a ostnokožce. Ustálená schéma sedimentačných cyklov bola porušená jalovým intervalom — rozsiahlou regresiou, ktorá sa však v samotnom profile (ležiacom mimo pásma plytčín) prejavila iba splytšením prostredia. Horizonty intervalu sa vyznačujú množstvom resedimentovaného materiálu, úlomkov vápnicových rias, ostrakódov, bivalvií a iných organizmov. Na základe všetkých získaných poznatkov o biostratigrafickom rozšírení zastúpenej fauny (foraminifera *Triasina hantkeni*, lastúrnik *Rhaetavicula contorta*, brachiopódy *Austrirhynchia cornigera* a *Zugmayerella uncinata*, ježovka *Paracidaris toucasi*, asociácia holotúrii) a flóry (riasa *Placklesia* sp.) možno tvrdiť, že vek tejto podstatnej časti fatranskej formácie je mladší, než spodná časť zóny *Choristoceras marshi* a starší než báza liasu. Pravdepodobne teda zhruba zodpovedá „intervalu bez amonitovej fauny“ nad zónou s *C. marshi* v profile Kendelbachgraben v Alpách. (viď S. J. Morbey 1975).

Prechodné vrstvy obsahujú niektoré „nezvyklé“ typy hornín (uzlovité sivé vápence, chamositicko-hematitové oolitové vápence, bridličnaté kremité vápence atď.). Fauna je mierne ochudobnená, prevládajú zvyšky foraminifer, bivalvií a ostnokožcov. Hojné sú úlomky rias. Úlomky organizmov i anorganické častice nesú často znaky transportu, stúpa podiel klastického kremeňa. Rastie tiež zastúpenie rybných zvyškov a gastropódov na úkor stenohaliných organizmov. Prítomnosť foraminifer *Glomospirella friedli* a *G. parallela* svedčí o ešte pravdepodobne rétickom veku súvrstvia.

Kopienické súvrstvie bolo pomenované W. Goetlom 1917, napriek tomu však býva nepriliehavo označované ako „grestenské vrstvy“. Na rozdiel od nich je však súvrstvom marinnych ílovcových uloženín s vložkami vápencov a vápnicovo-piesčitých hornín.

Bazálne klastiká („*Cardinia-Sandstein*“ W. Goetla) sú vložkami temer čistých kvarcitických pieskocov v sivých ílovcoch. Smerom do nadložia v nich pribúda ílovito-vápnicovej prímiesi i organických zvyškov. Okrem fragmentov makrofauny (obr. 6) bolo z nich určené spoločenstvo foraminifer hetanzského typu.

Spodné vápence („*Pentacrinus-Kalkstein*“ W. Goetla) sú ílovcovovo-vápnicovým súvrstvom so zreteľne cyklickou stavbou. Bazálna časť väčšiny cyklov je tvorená polohou biomikritického vápencia s náznakmi gradačnej stavby. Vápence obsahujú faunu foraminifer, bivalvií, ostrakódov, ostnokožcov, ale i ihlice húb, svedčiace o prehlbovaní sedimentačného priestoru.

Hlavné ílovce obsahujú len podradne vložky aleurolitov a aleuritických vápencov so zvyškami neritickej fauny. Oscilácia dna panvy sa prejavovala len nevýrazne, prínos terrigénneho materiálu bol rovnomerný. Bohaté spoločenstvo hetanzských foraminifer a nález amonita *Schlotheimia* sp. svedčia o príslušnosti súvrstvia k vyššej časti hetangu (zóna *Schlotheimia angulata*).

Vrchné vápence sú súvrstvom o zreteľne cyklickej stavbe. Mikritické vápence v sivých ílovcoch neobsahujú prakticky žiadne intraklasty. Vo faune sa stále častejšie objavujú rádiolárie a ihlice húb (okrem krinoidov, bivalvií a rybných zvyškov).

Súvrstvie Janoviek tvorí najvyššiu časť študovaného časového úseku. Jeho škvrnité sliene obsahujú časté vložky mikritických vápencov. Podiel alochém klesá smerom do nadložia. Medzi zvyškami fauny prevládajú ostrakódy a ihlice húb (obr. 7).

Škvrnité vápence sú produktom pomerne stabilizovaného, pravdepodobne hlboko neritického prostredia. Neobsahujú intraklasty, ani klastický kremeň. Medzi zvyškami ich fauny významné miesto zaberajú rádiolárie, ihlice húb, ostrakódy, bivalvie, brachiopódy a články krinoidov (menej časté sú foraminifery, články hadoviek, ostne ježoviek a rybie zvyšky).

Explanations to plates XXXII—XLI

Plate XXXII

- 1 — Dolomiticrite with single foraminifers *Agathammina austroalpina* Kristan—Tollmann and Tollmann, 1964 and ostracodes. Carpathian Keuper Group, upper dolomites, horizon 278.
- 2 — Biointrasparite composed of crinoid, brachiopod and bivalve debris as well as of intraclasts. Fatra Formation, lower biostrome, horizon 298.
- 3 — Crinoid-brachiopodal biomicrite with intraclasts and small quartz grains. Fatra Formation, barren interval, horizon 300.
- 4 — Coral biomicrite with *Astraeomorpha crassisepta* Reuss, 1854. Fatra Formation, lower biostrome, horizon 387.
- 5 — Foraminiferal biosparite with *Triasina hantkeni* Majzón, 1954. Fatra Formation, lower biostrome, horizon 338. All figures are 10 ×, photos taken by A. Gaździcki.

Plate XXXIII

- 1 — Biointrasparite composed of crinoid, brachiopod, algal (*Placklesia* and *Solenopora*) fragments and few intraclasts. Fatra Formation, barren interval, horizon 373.
- 2 — Crinoid-brachiopodal biointrasparite. Fatra Formation, barren interval, horizon 373.
- 3 — Sandy crinoidal biointraclastic with *Pentacrinus ossicles*. Fatra Formation, upper biostrome, horizon 388. All figures are 10 ×, photos taken by A. Gaździcki.

Plate XXXIV

- 1 — Biointrapelsparite composed of bivalve, crinoid, algal (*Acicularia*) debris often coated with oncolitic envelopes; and small intraclasts, pellets and few ooids. Fatra Formation, upper biostrome, horizon 381.
- 2 — Brachiopodal biomicrite. Fatra Formation, upper biostrome, horizon 385.
- 3 — Bivalve-crinoidal biosparite. Fatra Formation, upper biostrome, horizon 386.
- 4 — Gastropod-foraminiferal biomicrite with *Involutina* and *Glomospirella*. Fatra Formation, transition beds, horizon 392.
- 5 — Bio-oostracodite composed of onkolitized bioclasts (mostly bivalves and crinoid debris) as well as of ooids and fine quartz grains. Fatra Formation, transition beds, horizon 396. All figures are 10 ×, photos taken by A. Gaździcki.

Plate XXXV

- 1 — Calcareous quartz sandstone with some bivalve and crinoid debris. Kopieniec Formation, basal clastics, horizon 413.
- 2 — Biointrapelmicrite composed of strongly crushed bioclasts (gastropod and echinoderm debris), foraminifers *Ophthalmidium leischneri* (Kristan—Tollmann, 1962), as well as intraclasts, pellets and some ooids. Kopieniec Formation, lower limestones, horizon 417.
- 3 — Echinoderm-bivalve (strongly crushed bioclasts) biosparite with foraminifers *Ophthalmidium leisch-*

neri (Kristan—Tollmann, 1962), *Involutina farinaciae* Brönimann and Koehn—Zaninetti, 1969 and *Nodosaria* sp. Kopieniec Formation, main claystones, horizon 421.

4 — Laminated marly siltstones. Kopieniec Formation, upper limestones, horizon 425.

5 — Sandy echinodermal biomicrite with foraminifers *Nodosaria* and *Ophthalmidium*. Kopieniec Formation, main claystones, horizon 422. All figures are 10 ×, photos taken by A. Gaździcki.

Plate XXXVI

1 — Sessile foraminifers on the bivalve shell in the biomicrite. Fatra Fmt., lower biostrome, horizon 294, magnif. 23 ×.

2 — Fragment of *Rhaetiastraea* cf. *tatrica* Ron., 1974 in the biointrasparite. Fatra Fmt., barren interval, horizon 374, magnif. 23 ×.

3 — *Diploporide alga Placklesia* sp. in the biointrasparite. Fatra Formation, barren interval, horizon 373. Magn. 23 ×

4 — *Diploporide alga Placklesia* sp. in the biointramicrite. Fatra Fmt., barren interval, horizon 373, magnif. 27 ×. Photo L. Osvald.

Plate XXXVII

1 — *Thaumaporella parvovesiculifera* (Raineri, 1922) in biopelmicrosparite. Fatra Formation, upper biostrome, horizon 390, magnification 69 ×.

2 — *Alga Aciculella* sp. in micrite. Fatra Formation, lower biostrome, horizon 340, magnif. 80 ×.

3 — *Globochaete tatrica* Radwański, 1968 in the biointramicrite. Fatra Formation, upper biostrome, horizon 385, magnif. 69 ×.

4 — *Authigene plagioclase* in the biointrasparite. Fatra Formation, upper biostrome, horizon 385, magnif. 130 ×. All the photos taken by L. Osvald.

Plate XXXVIII

1 *Taeniasporites* cf. *rhaeticus* Schulz, 1967, small form. Carpathian Keuper Group, upper dolomites, horizon 273.

2—5, 7 — *Gliscopollis meyeriana* (Klaus 1964) Venkatachala 1966. Carpathian Keuper Group, upper dolomites, horizon 273.

6a, b, 8 — *Classopollis* sp. Carpathian Keuper Group, upper dolomites, horizon 273.

9—13 — *Classopollis classoides* (Pflug) Popock et Jansonius 1962. Carpathian Keuper Group, upper dolomites, horizon 273.

14, 16—19 a, b — *Classopollis torosus* Reisinger 1950. Carpathian Keuper Group, upper dolomites, horizon 273.

15 — *Granulapericulatisporites rudis* Ven. et Góczán 1964. Carpathian Keuper Group, upper dolomites, horizon 273. All the photos taken by E. Planderová, magnification according to the scale.

Plate XXXIX

1 — *Sporangium* indet. Fatra Formation, basal beds, horizon 280. Magnification according to the scale with x.

2 — *Lebachia* sp. Fatra Formation, basal beds, horizon 280. Magnification according to the scale with x.

3 — Plankton indet., sp. 1. Fatra Formation, basal beds, horizon 280. Magnification of the Figs. 3—8 according to the lower scale.

4a, b — Plankton indet., sp. 2. Fatra Formation, basal beds, horizon 284.

5—6 a, b — *Chytreisphaeridia popocki* Sarjeant 1968. Fatra Formation, basal beds, horizon 280.

7 — *Dictyotidium eastendensis* Popock 1972. Fatra Formation, basal beds, horizon 284.

8 a, b — *Wilsonastrum colonicum* Jansonius 1962. Carpathian Keuper Group, upper dolomites, horizon 272. All the photos taken by E. Planderová.

Plate XL

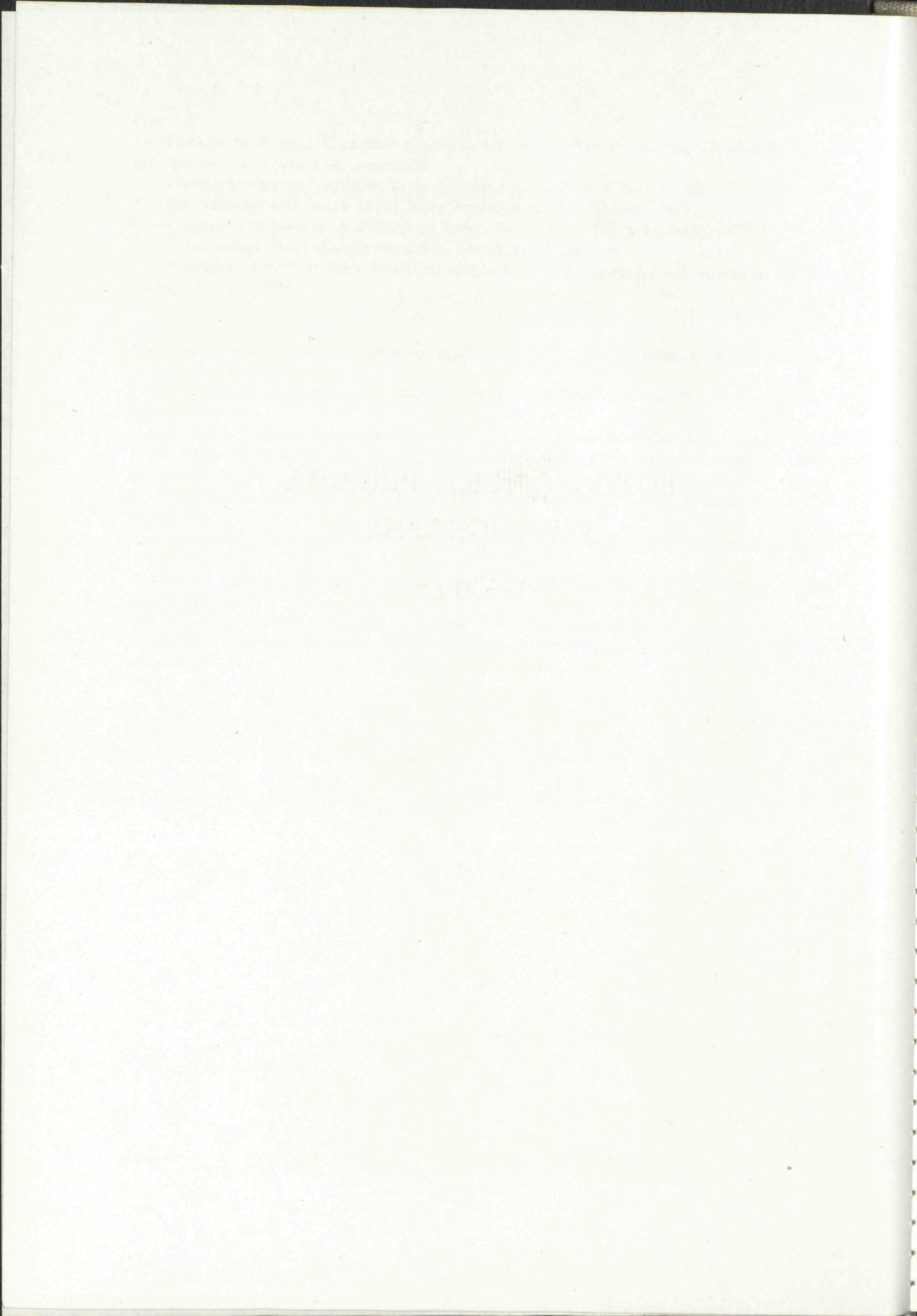
- 1 — Plankton indet., sp. 3. Carpathian Keuper Group, upper dolomites, horizon 272. Magnification of the Figs. 1—5 according to the upper scale.
- 2 — *Leiosphaeridium* sp. Carpathian Keuper Group, upper dolomites, horizon 272.
- 3 — *Pareodinia* sp. A (Popock 1972). Fatra Formation, basal beds, horizon 284.
- 4 — *Connosphaeridiopsis* sp. A. Carpathian Keuper Group, upper dolomites, horizon 272.
- 5 — Indetermined tracheids. Fatra Formation, basal beds, horizon 284.
- 6 — Plant tissue. Fatra Fmt., basal beds, horizon 284, magnification according to the special scale. Photos taken by E. Planderová.

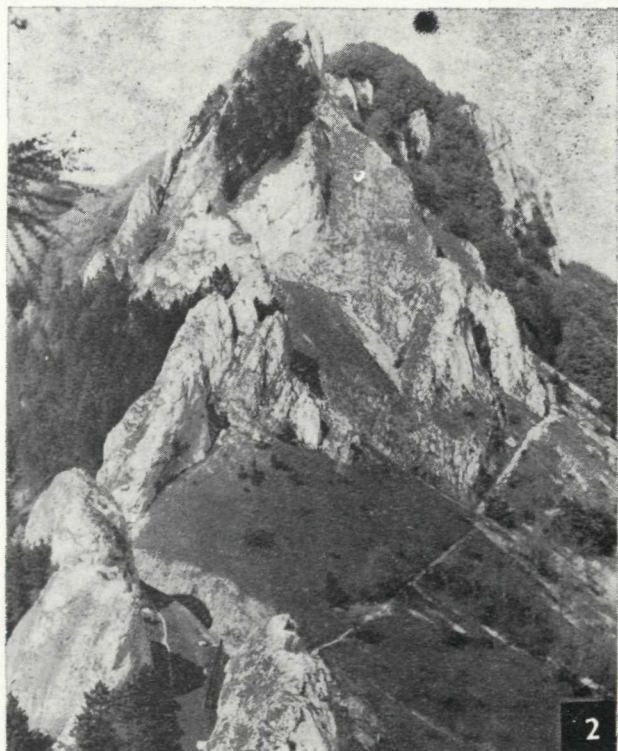
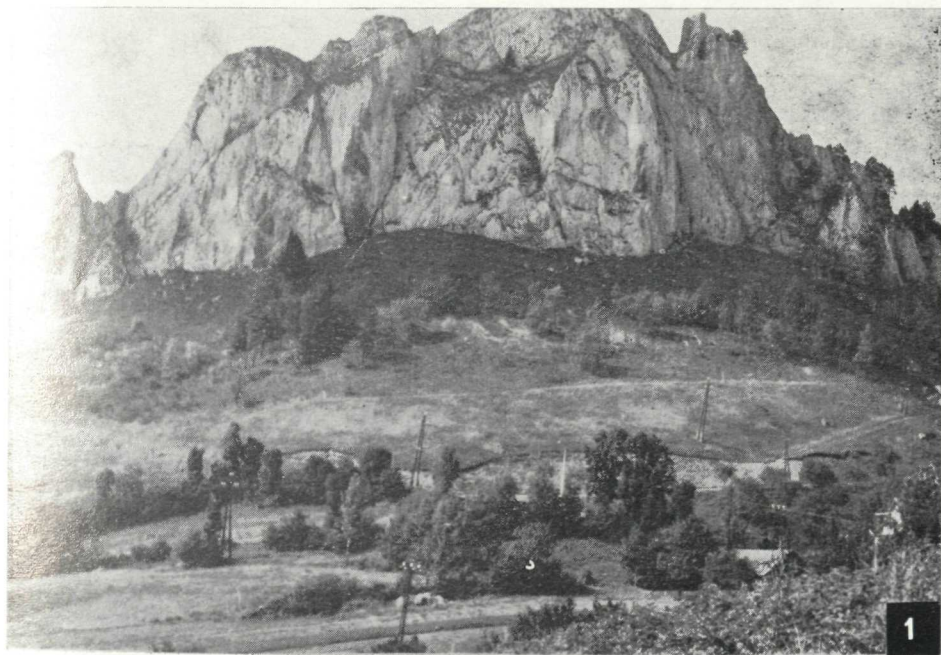
Plate XLI

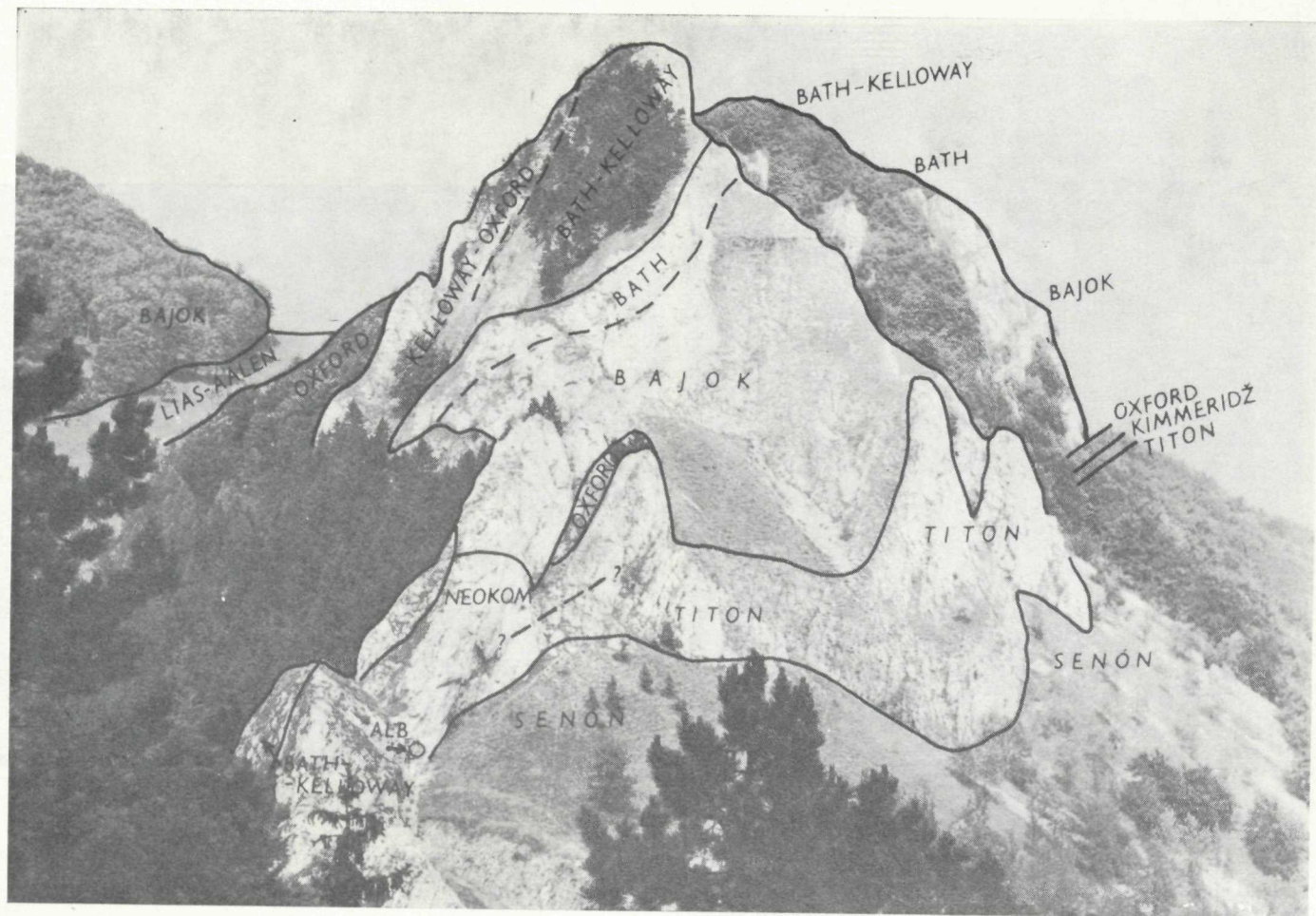
- 1 — Coral *Phacelostylophyllum robustum* Roniewicz, 1974. Fatra Formation, lower biostrome, horizon 289. Magnif. 2 ×.
- 2, 3 — Brachiopod *Rhaetina gregaria* (Suess, 1864). Horizon 320 (Fatra Formation, lower biostrome), magn. 2,5 ×.
- 4 — Ammonite *Schlotheimia* sp. Kopieniec Formation, main claystones, horizon 422, magnif. 2 ×.
- 5 — Brachiopod *Austrirhynchia cornigera* (Schafhäutl, 1851). Fatra Formation, lower biostrome, horizon 320, magnif. 5 ×.
- 6 — Echinoid *Paracidaris toucasi* (Cotteau, 1875). Fatra Formation, lower biostrome, horizon 320, magnif. 4 ×.
- 7 — Brachiopod *Zugmayerella uncinata* (Schafhäutl, 1854). Fatra Formation, lower biostrome, horizon 320, magnif. 2,1 ×.
- 8 — Bivalve *Oxytoma inaequalis* Sowerby, 1819. Janovky Formation, spotted limestones, horizon 466. Magnif. 1,4 ×.
- 9 — Brachiopod *Zeilleria* sp. Janovky Formation, spotted limestones, horizon 497, magnif. 1,8 ×. Photo 8 taken by C. Micháliková, all the others by F. Martančík. Brachiopod specimens taken in biological orientation.

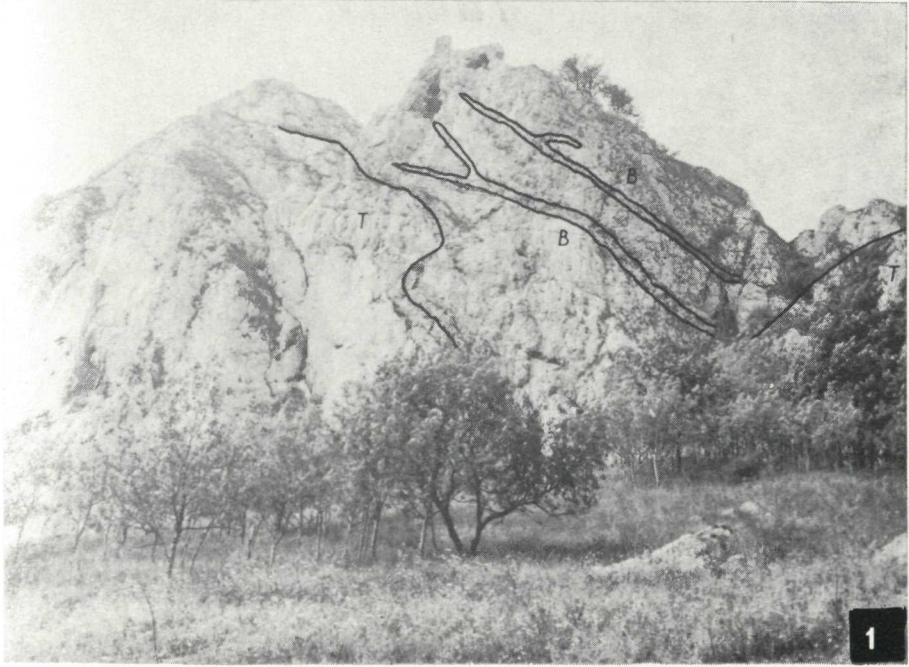
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS

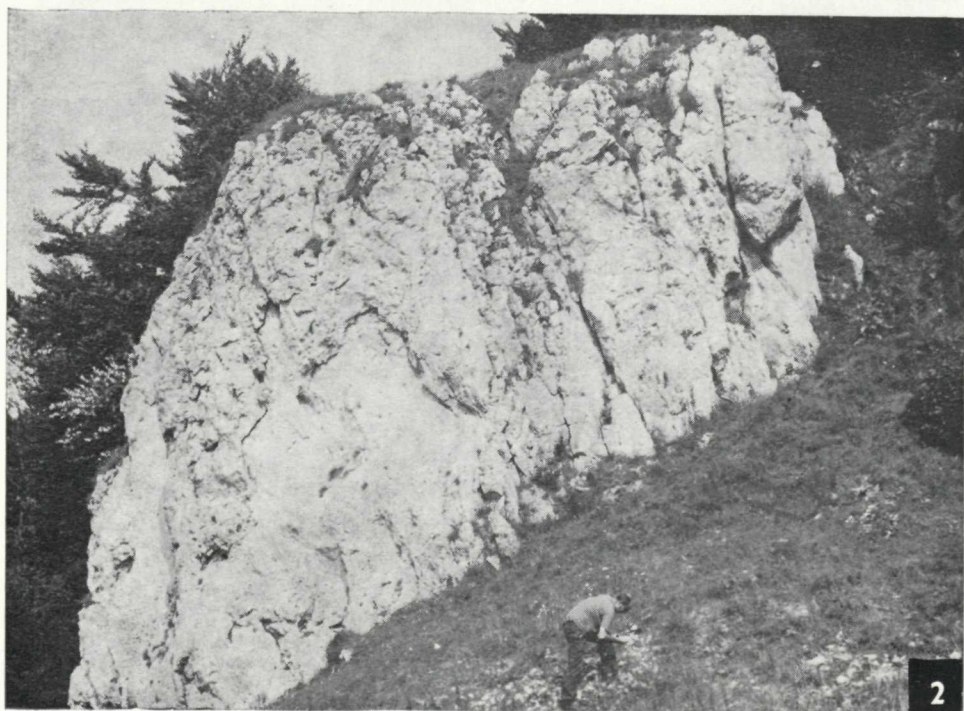
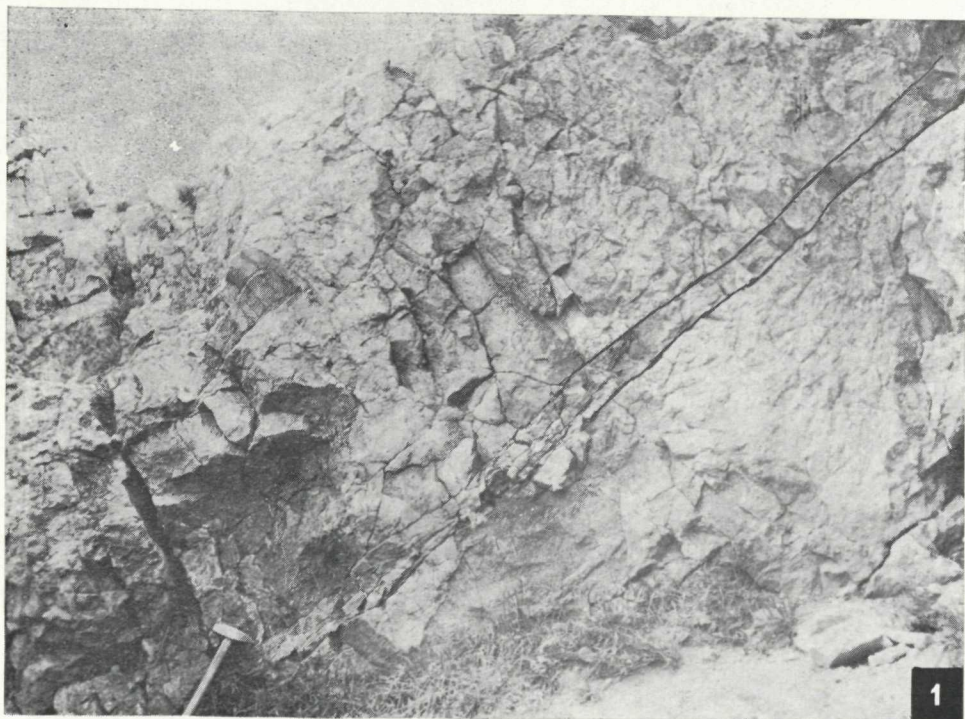
I—XLI

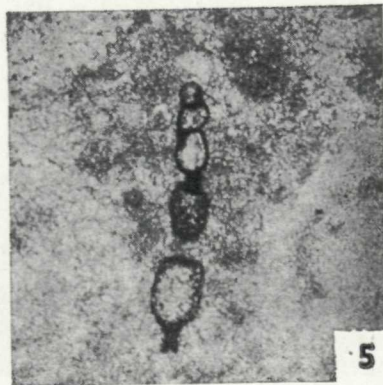
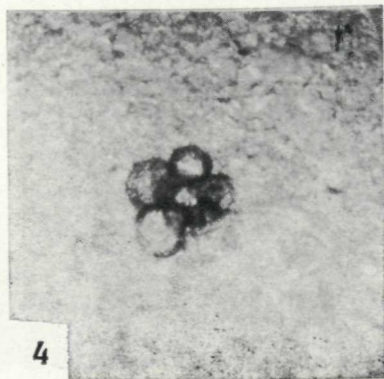
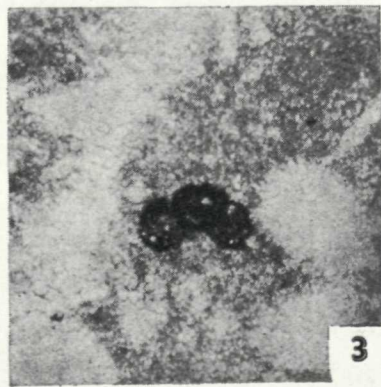
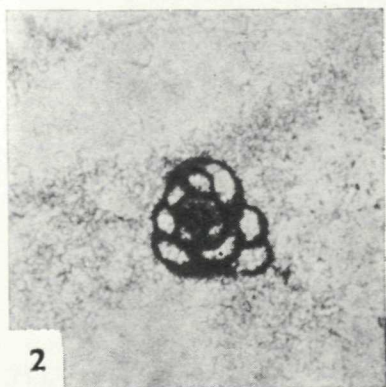
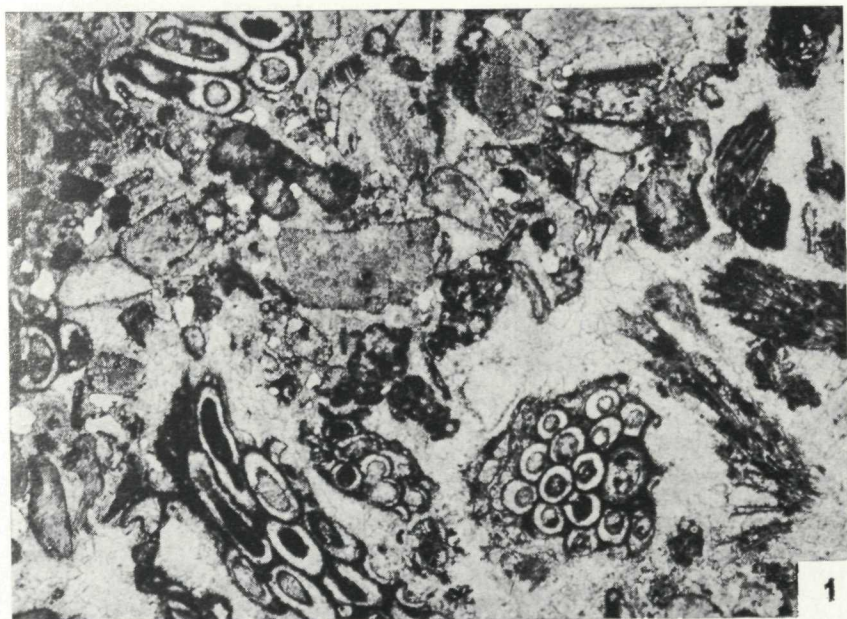


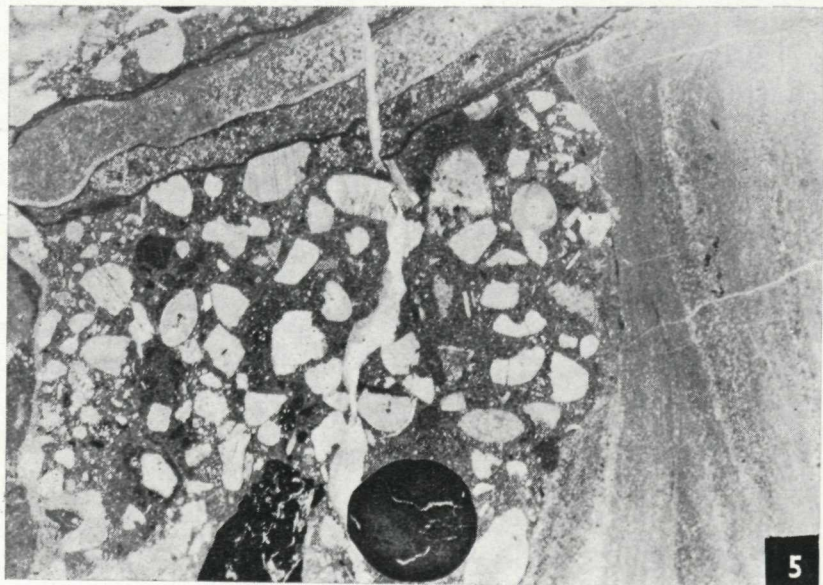
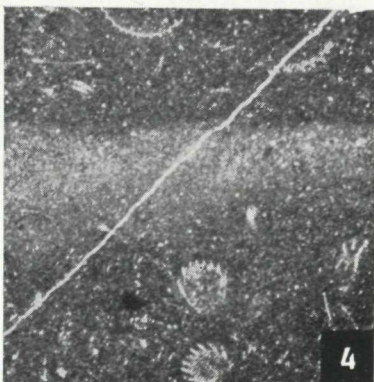
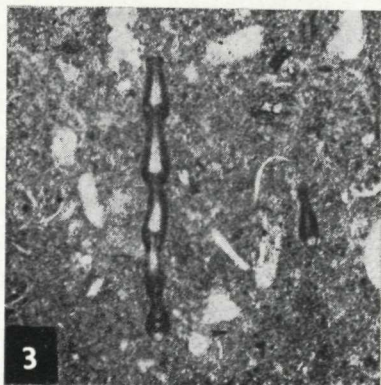
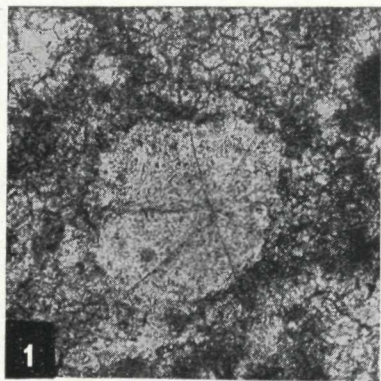


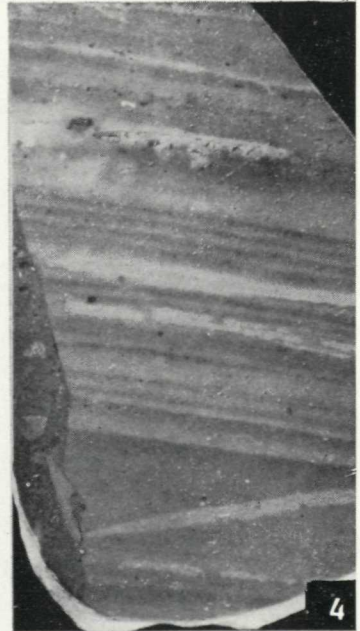
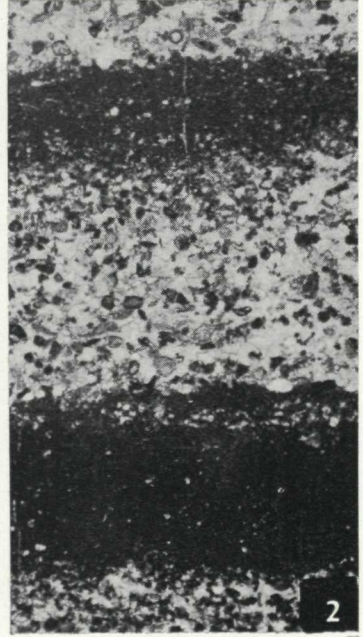
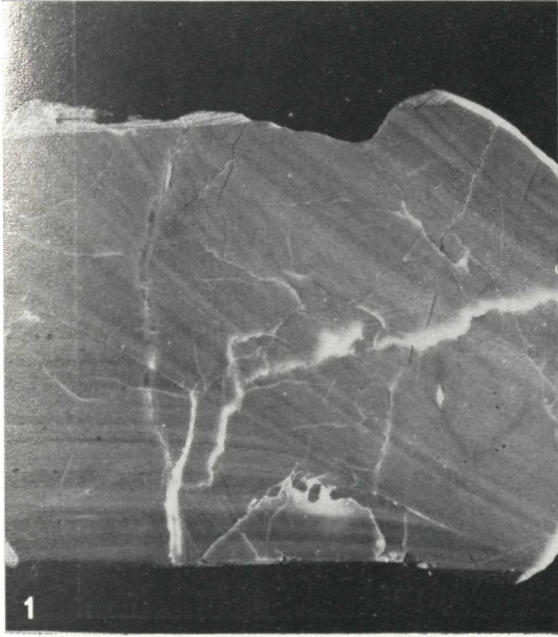


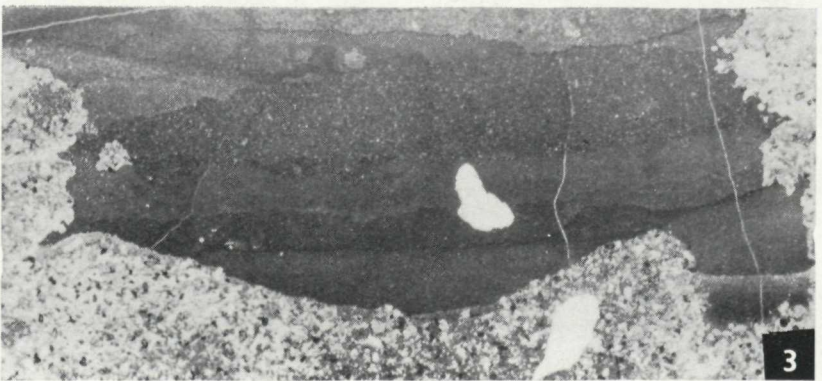
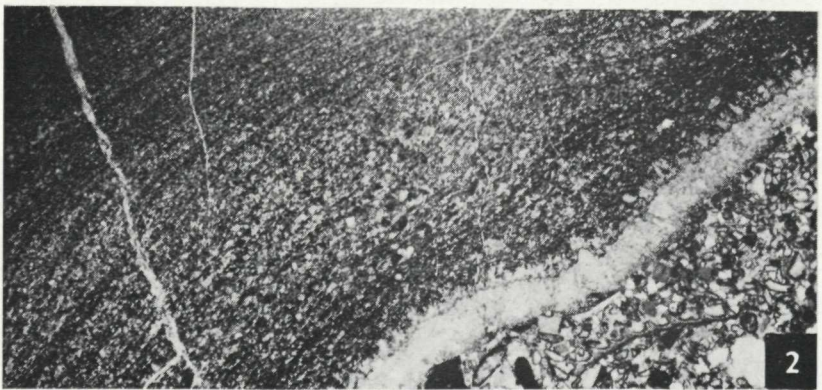
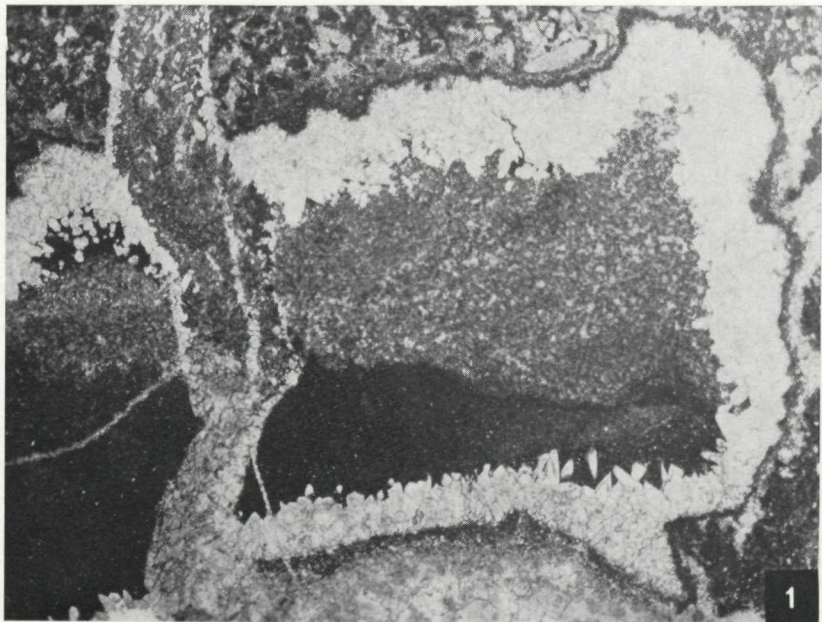


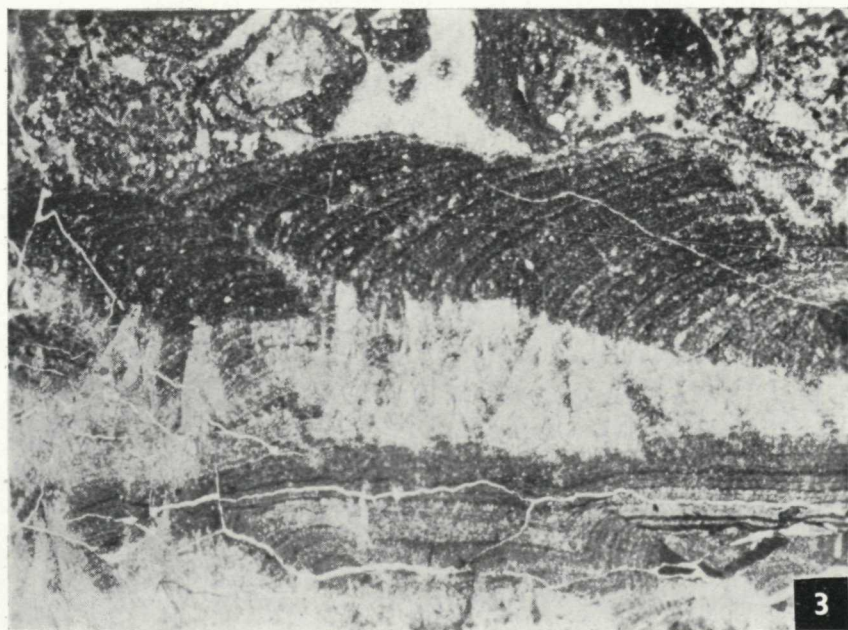
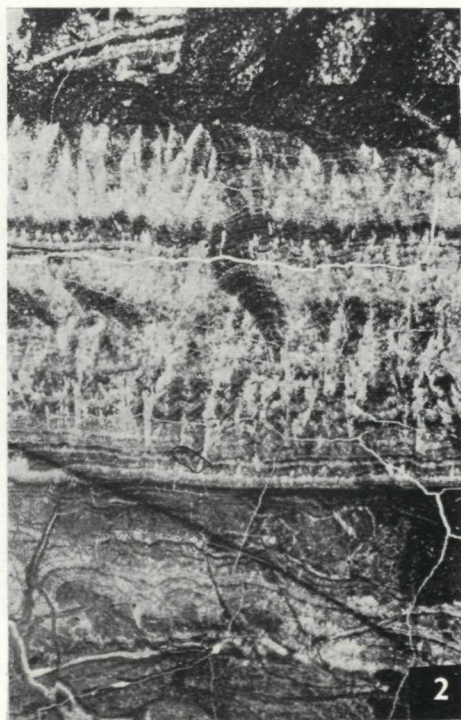


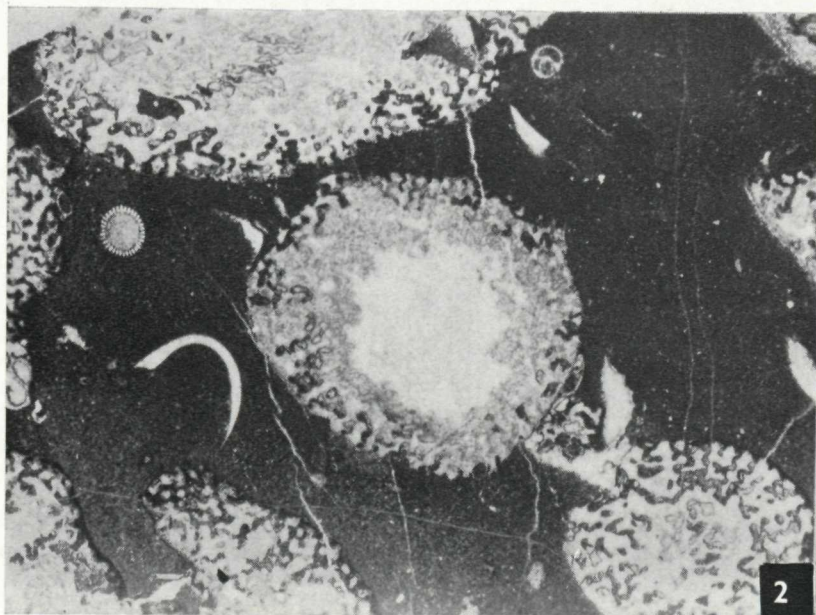
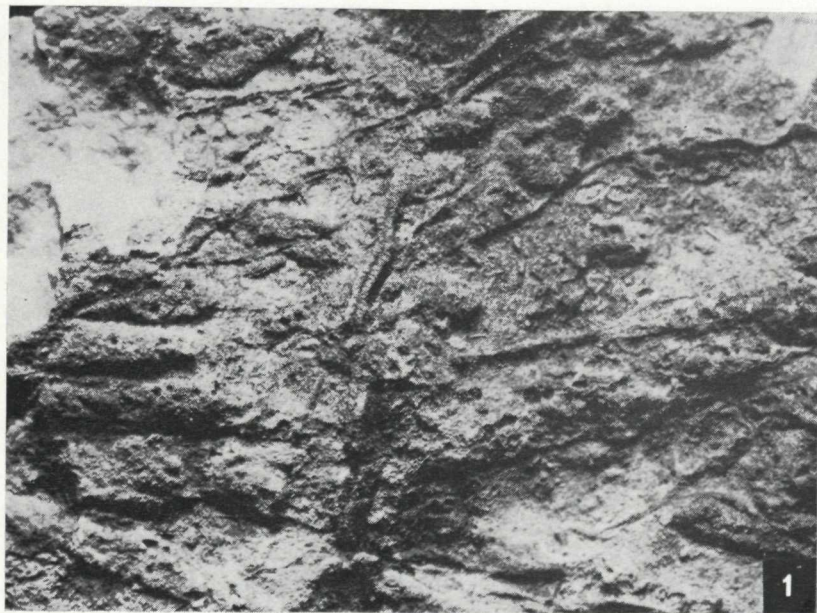


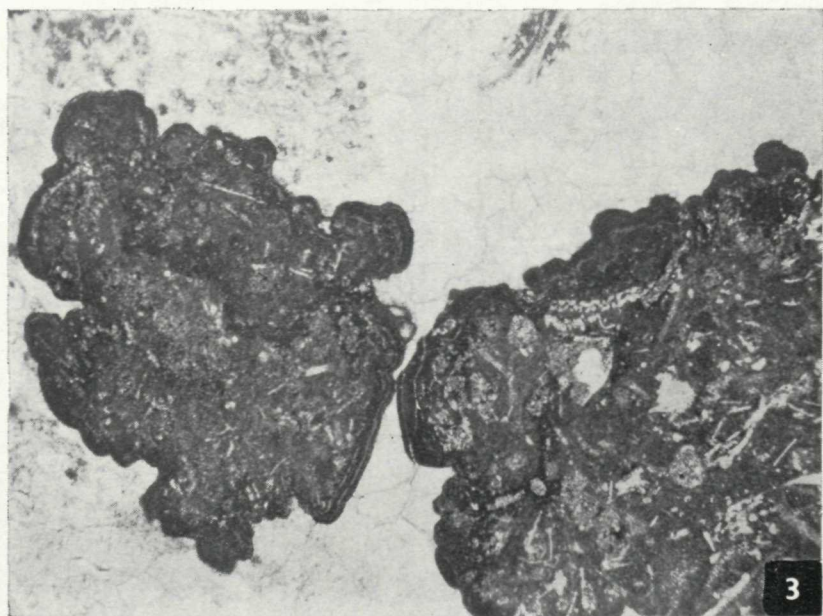
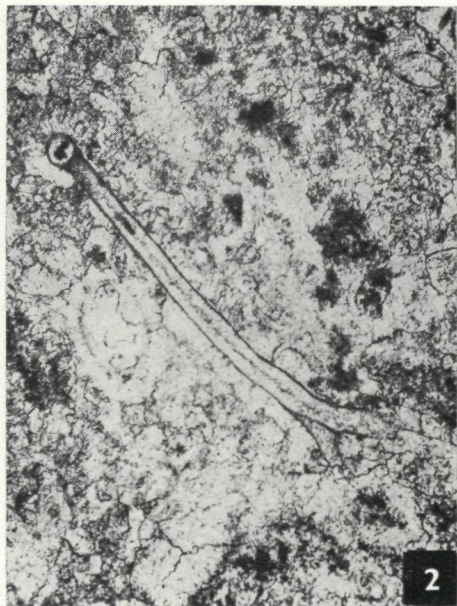


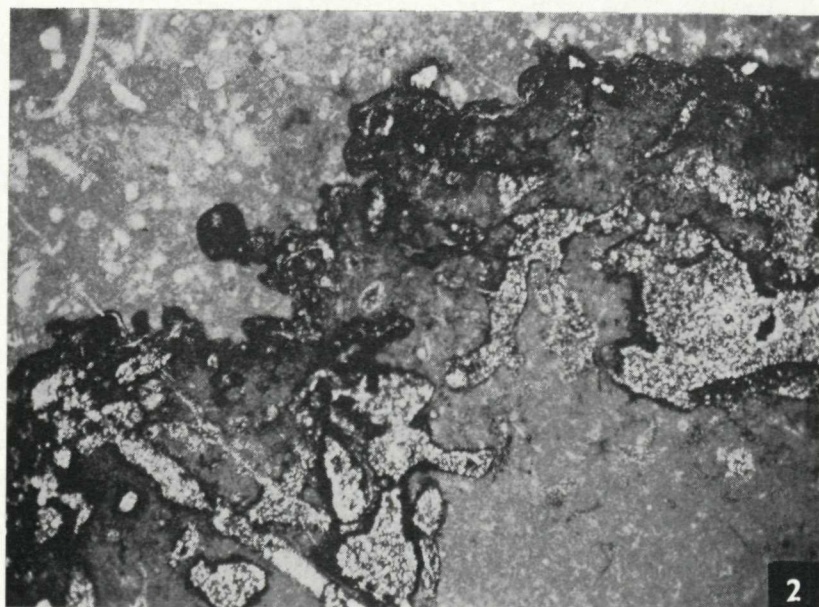
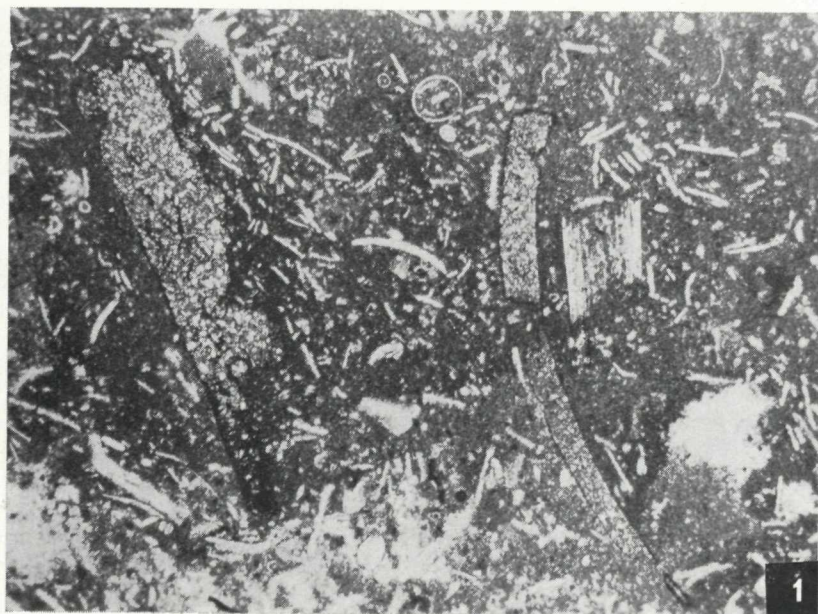


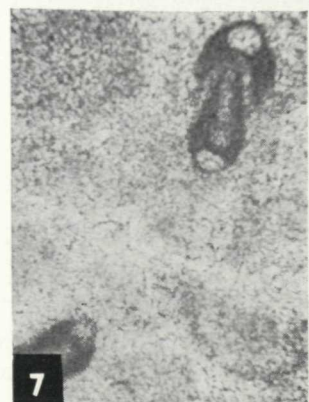


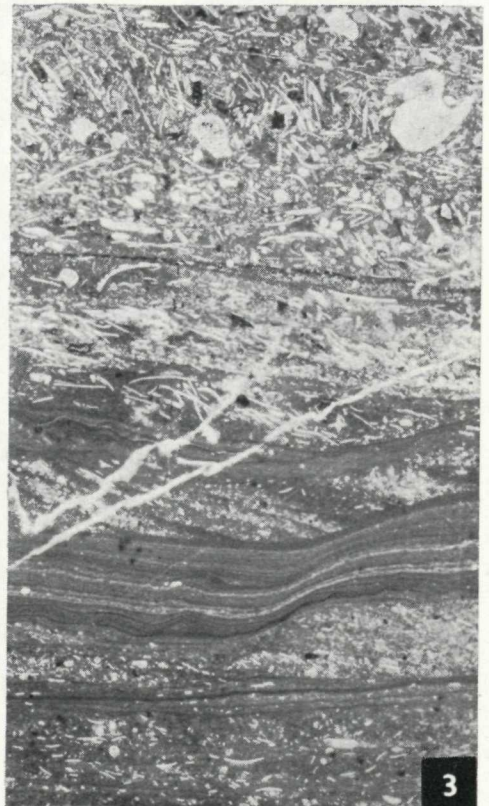
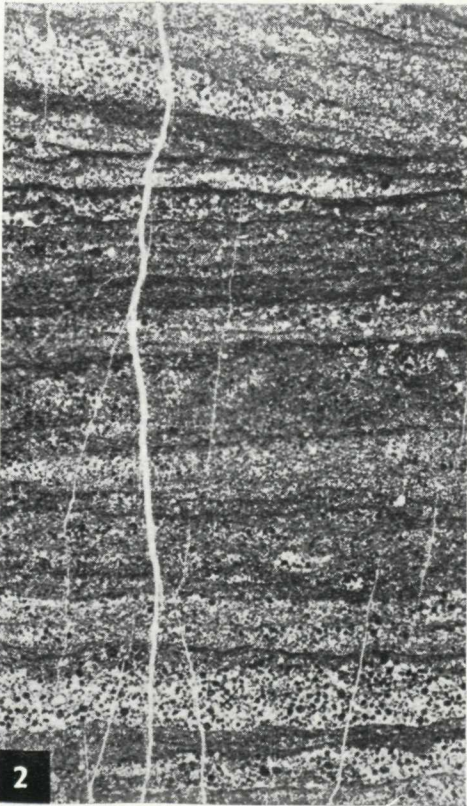
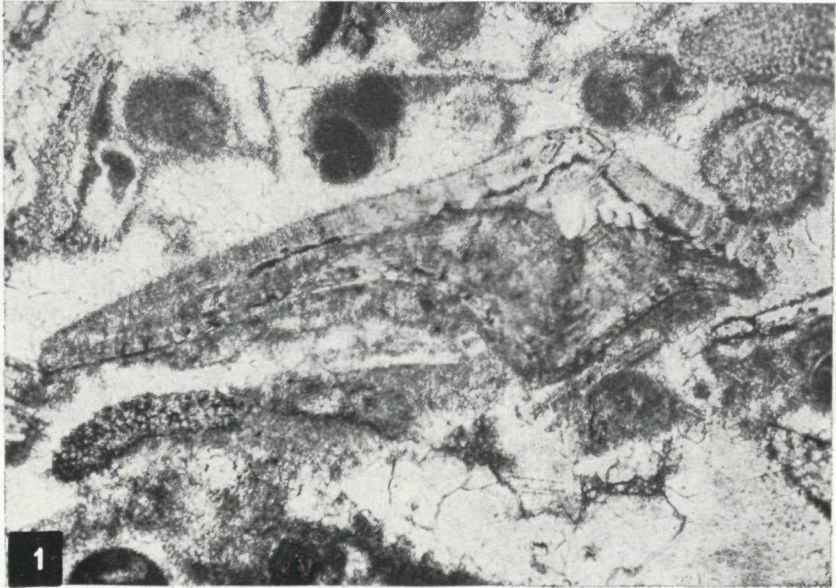


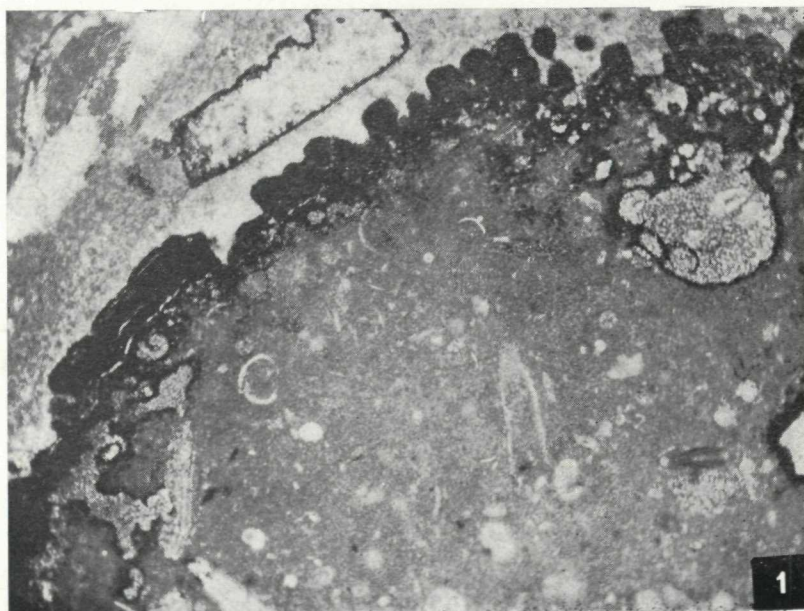


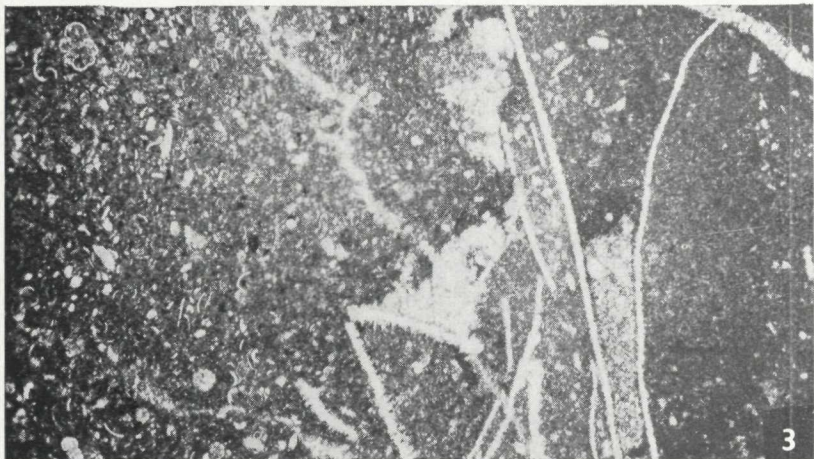
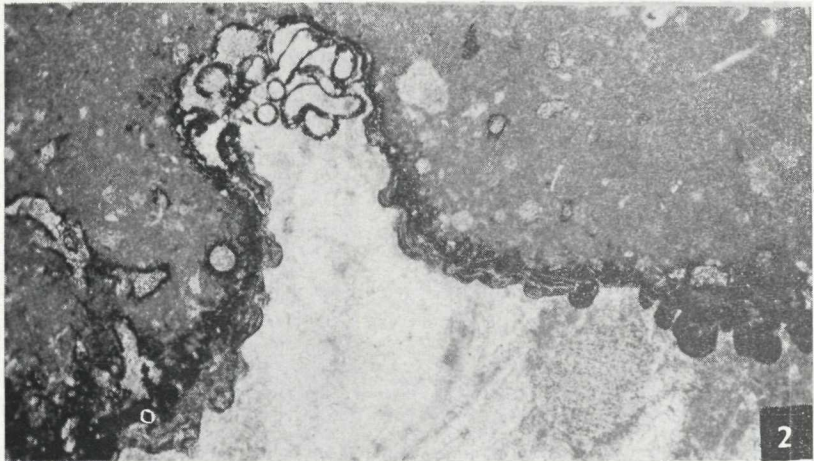
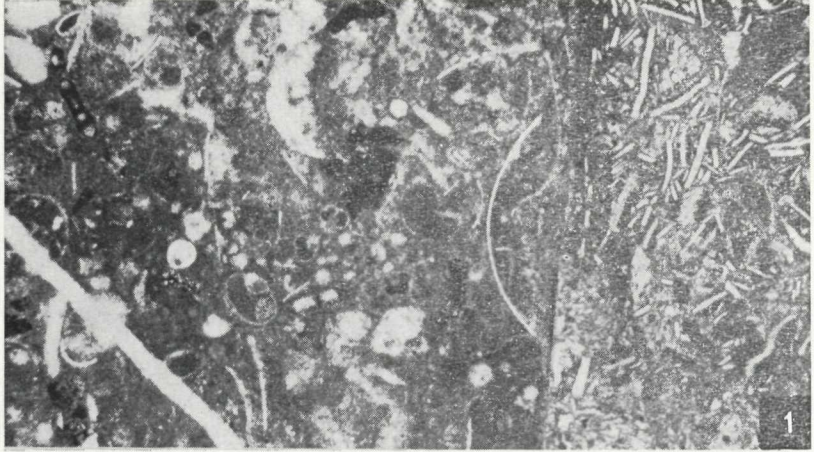


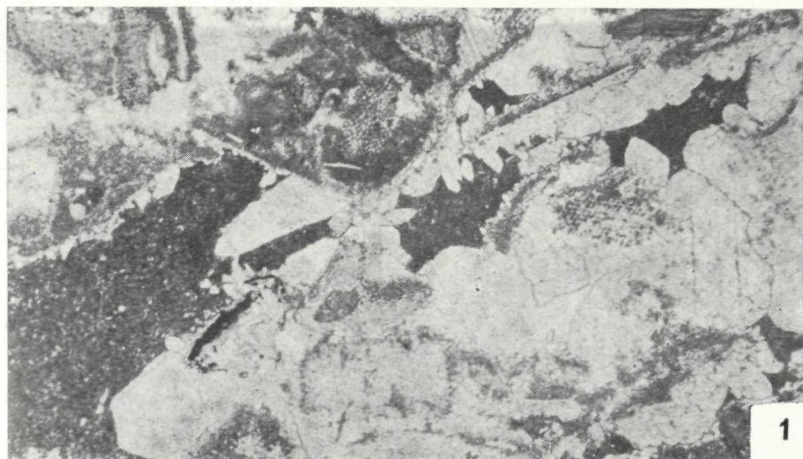


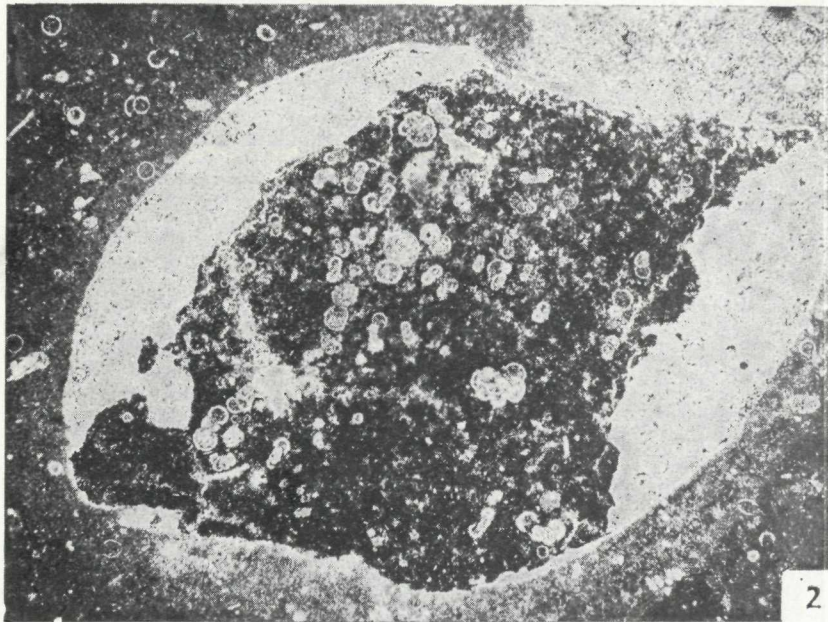
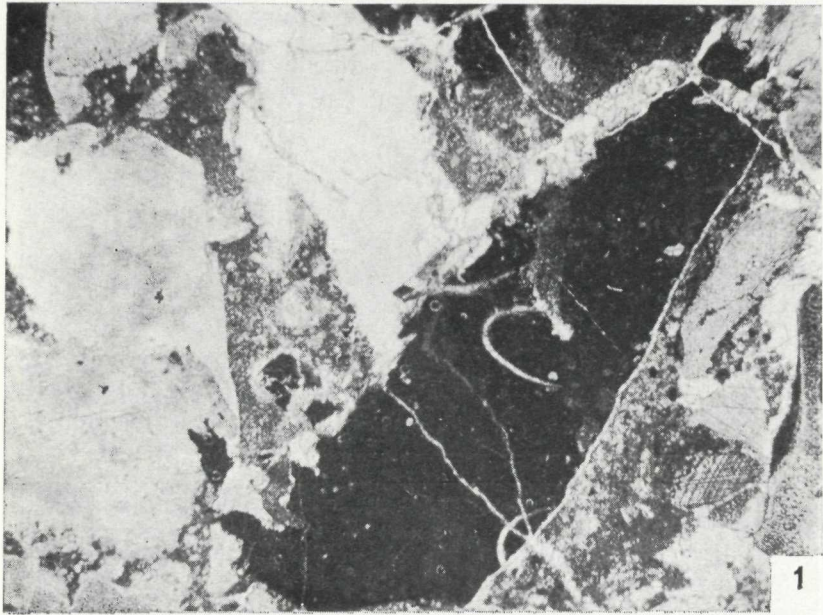


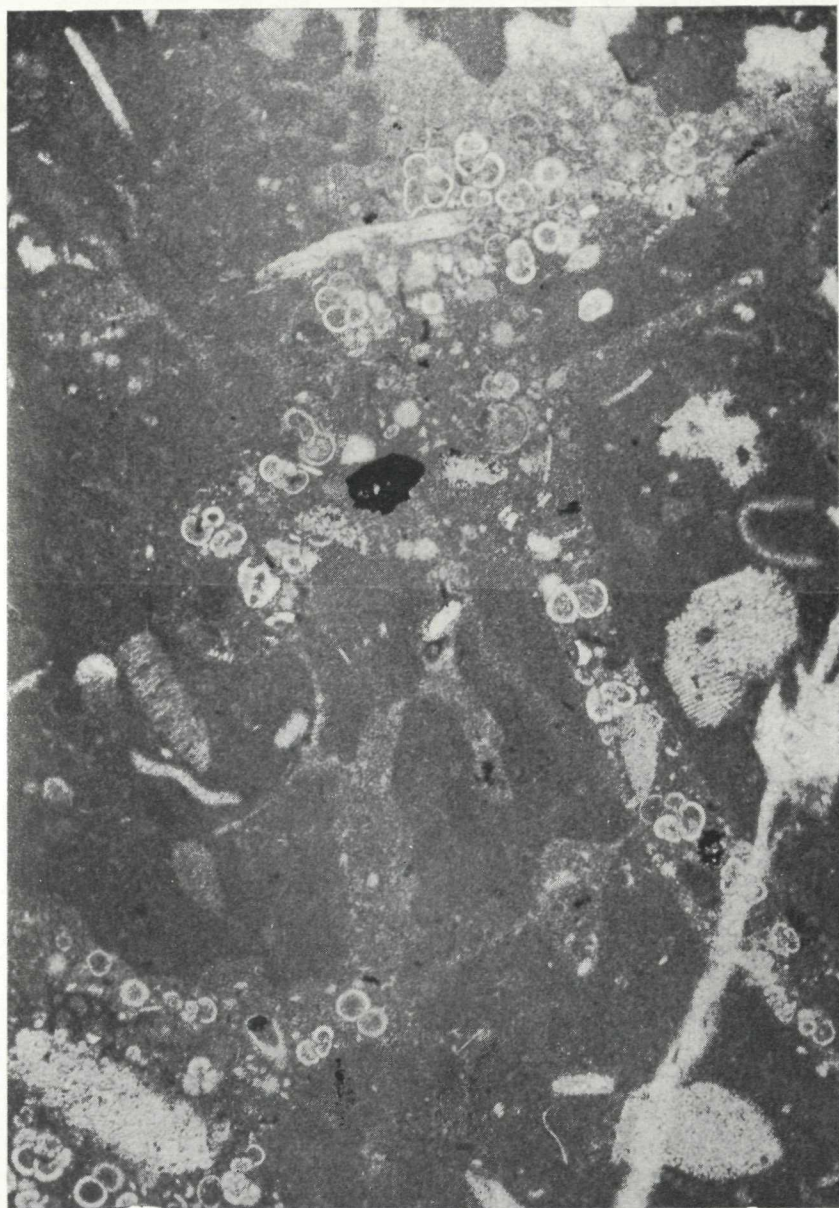


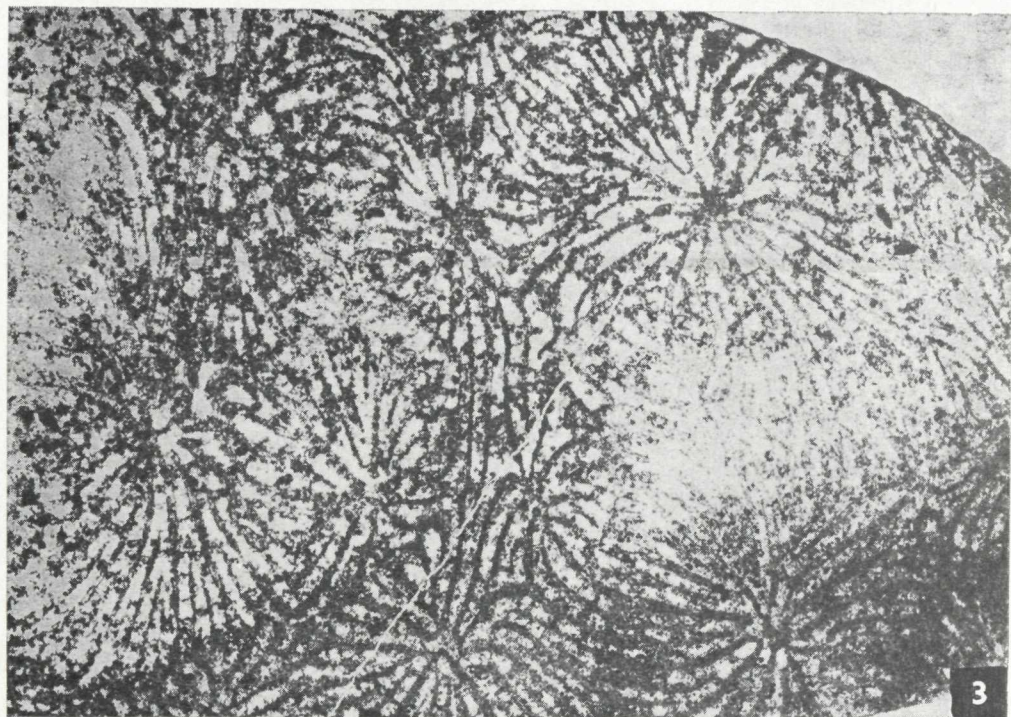
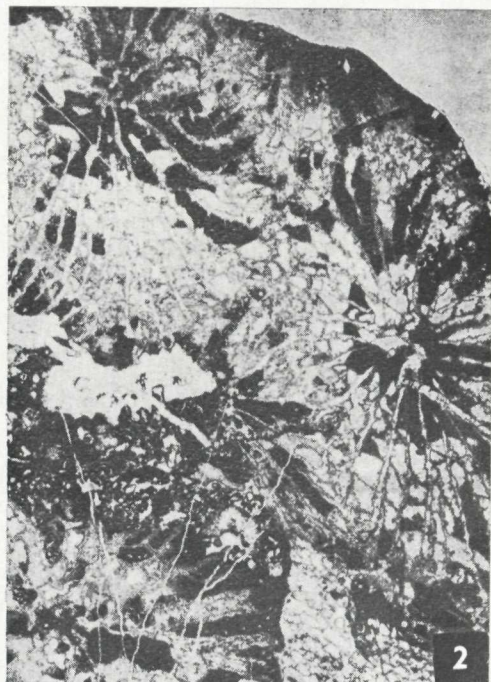


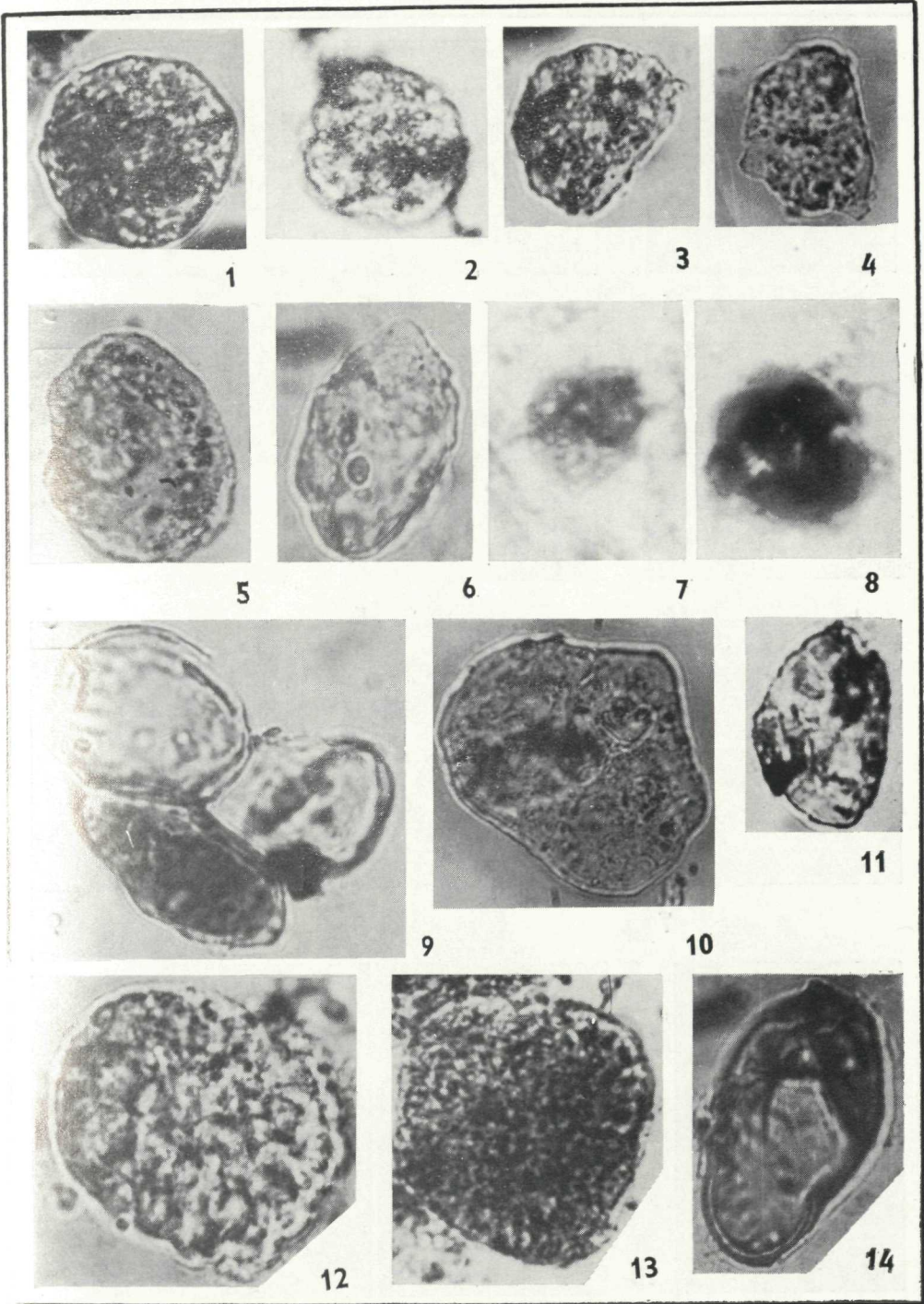


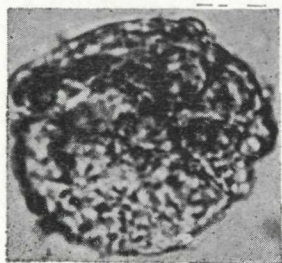




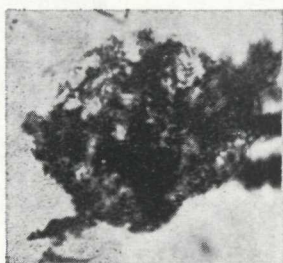




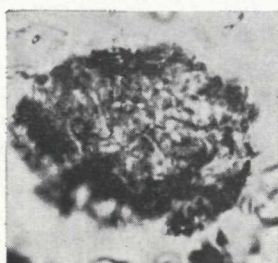




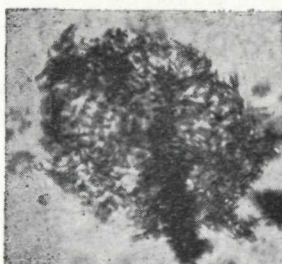
1



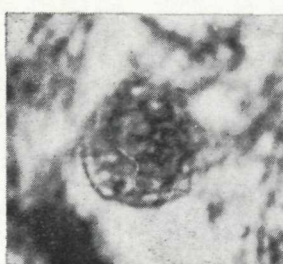
2



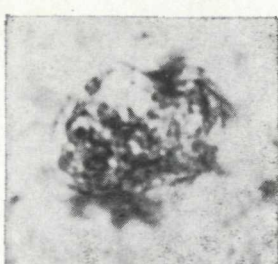
3



4



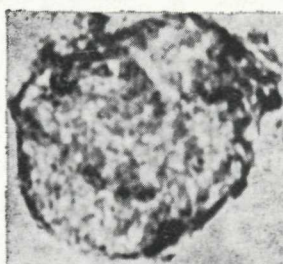
5



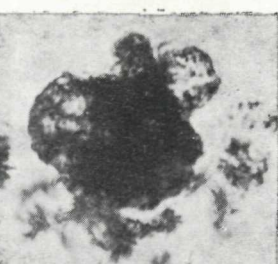
6



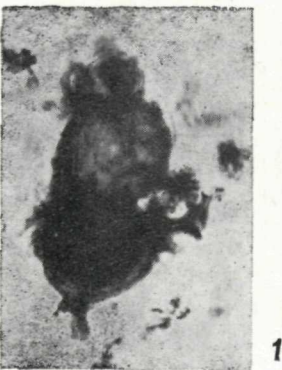
7



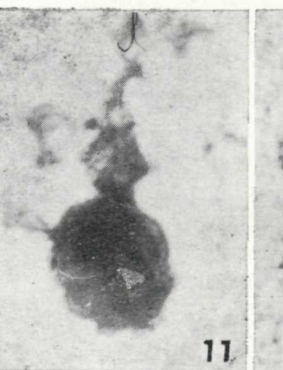
8



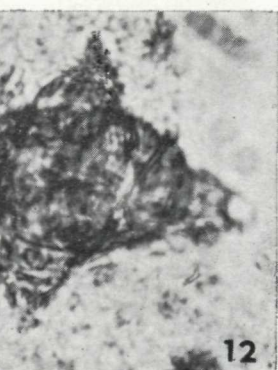
9



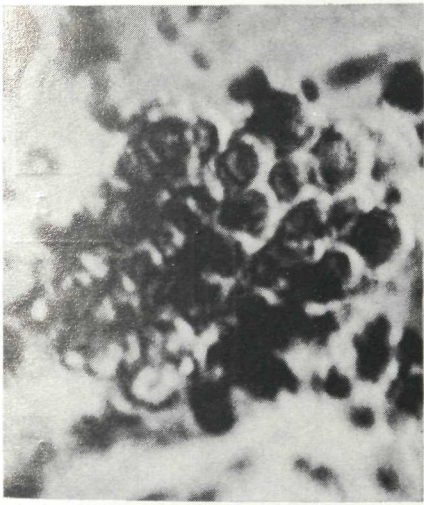
10



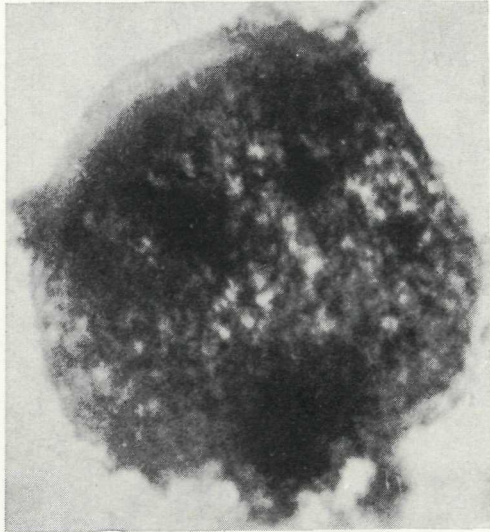
11



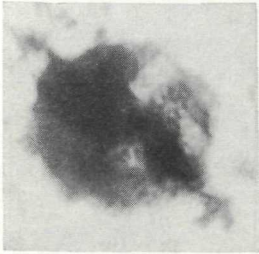
12



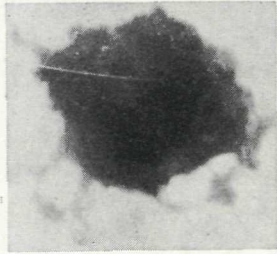
1



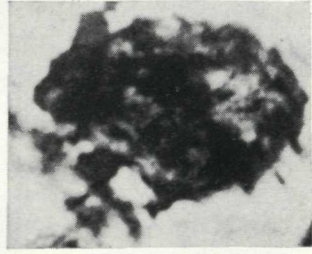
2



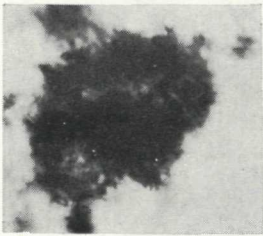
3



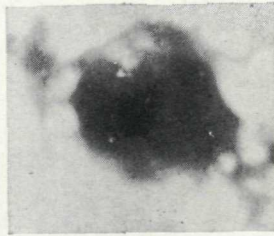
4



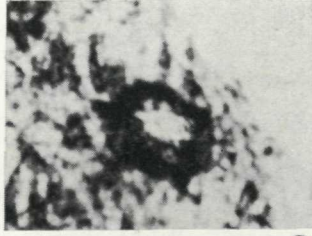
5



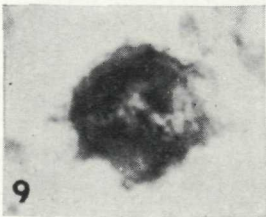
6



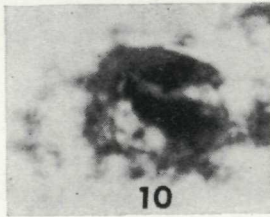
7



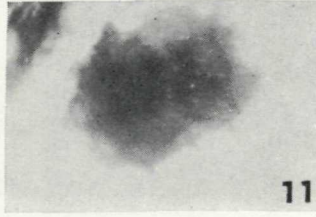
8



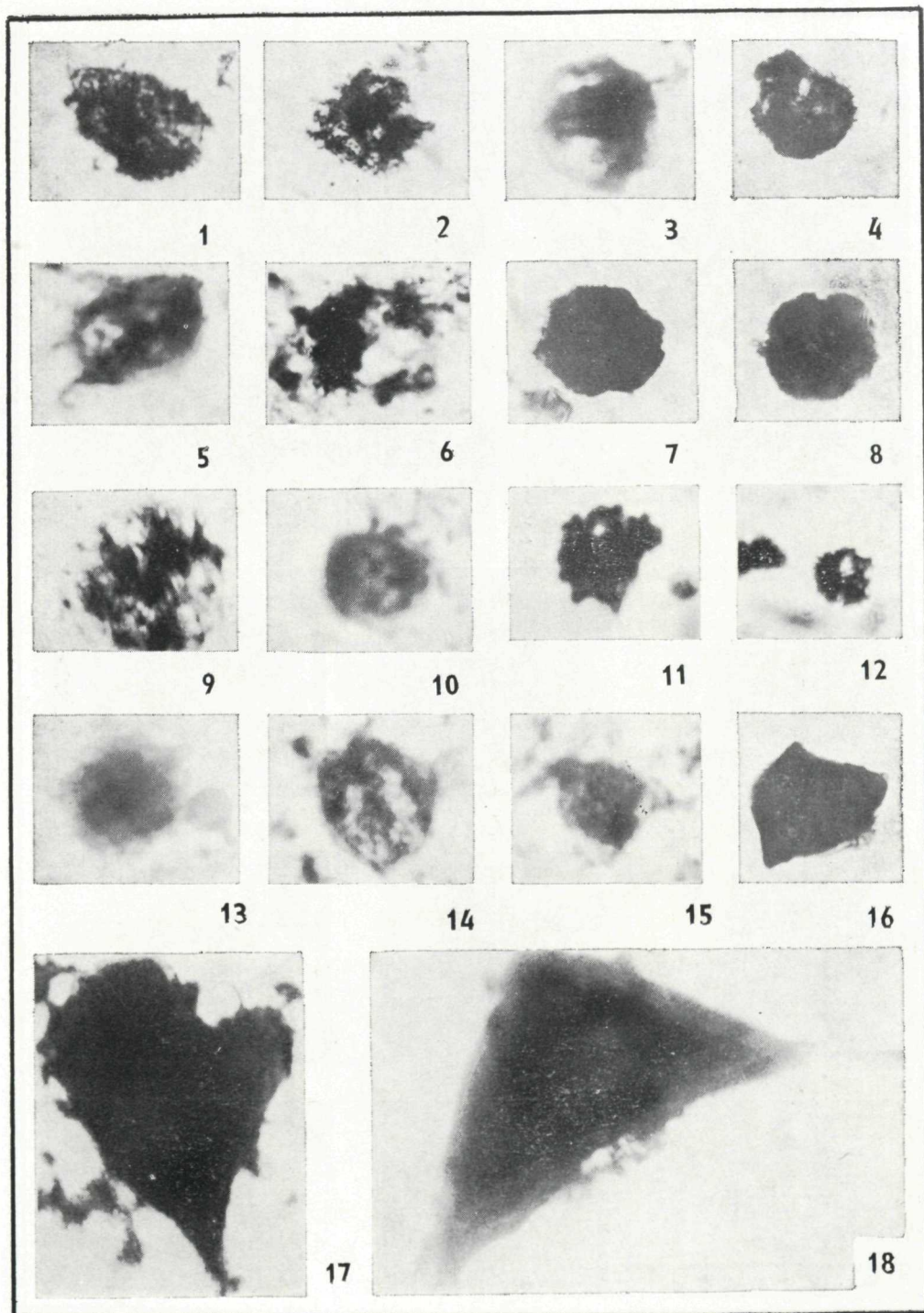
9

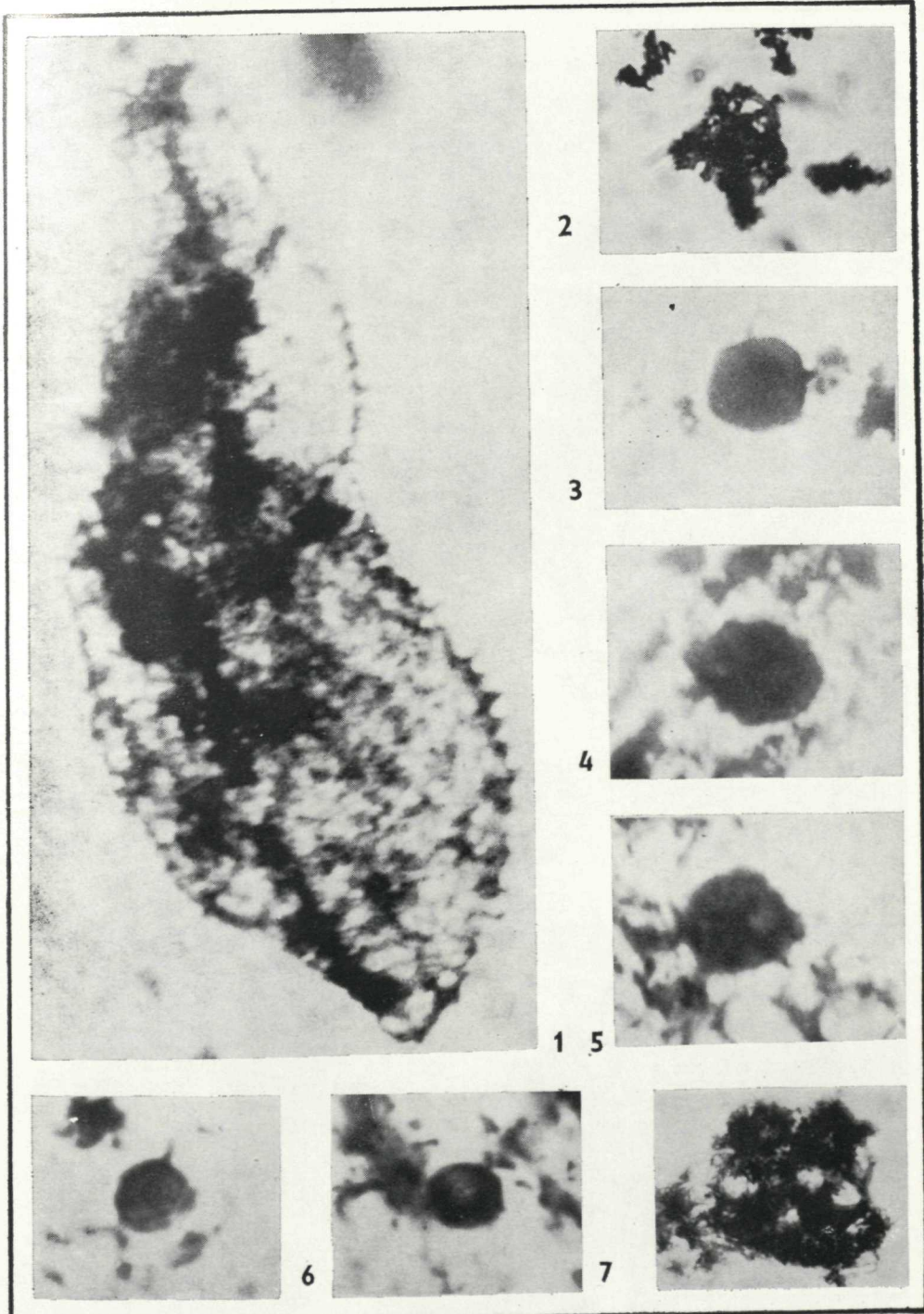


10



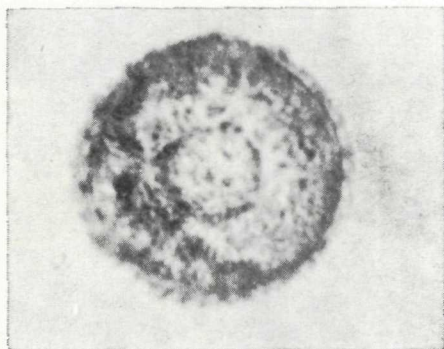
11



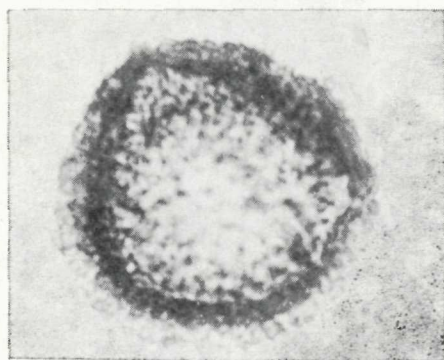




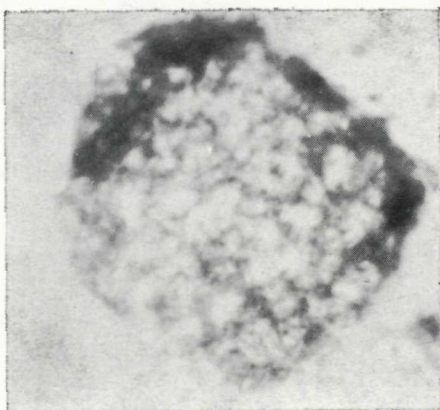
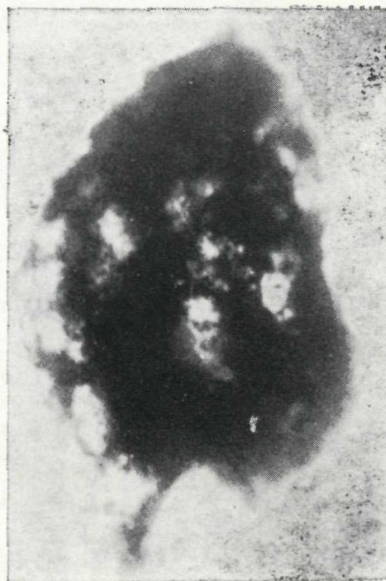
2



3

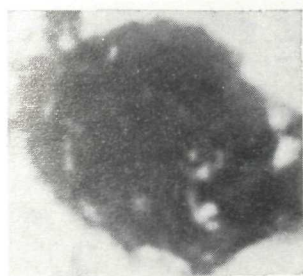


1



4

5



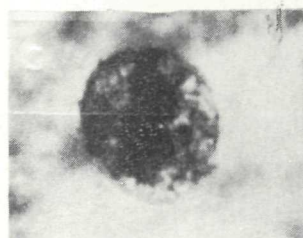
1



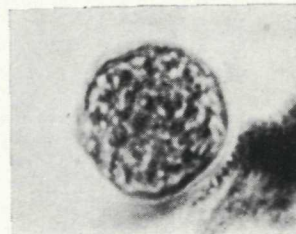
2



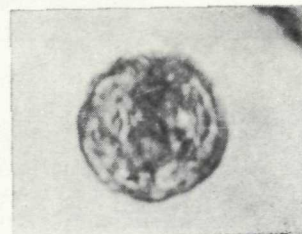
3



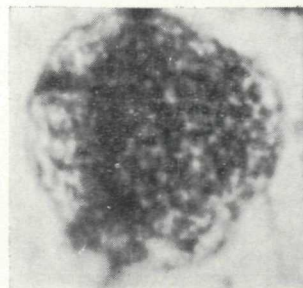
4



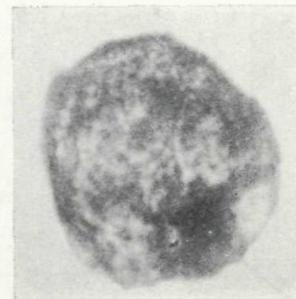
5



6



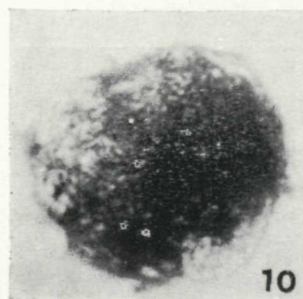
7



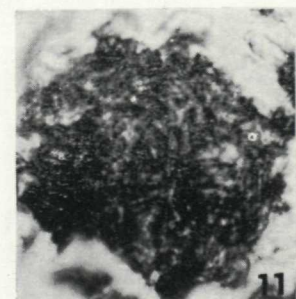
8



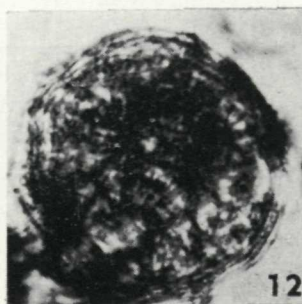
9



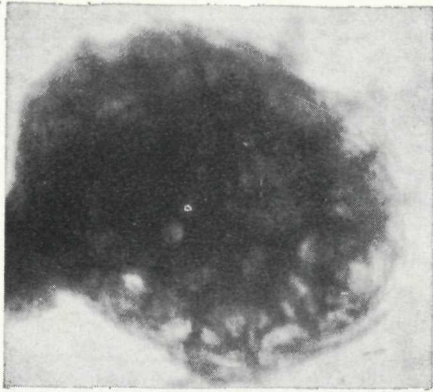
10



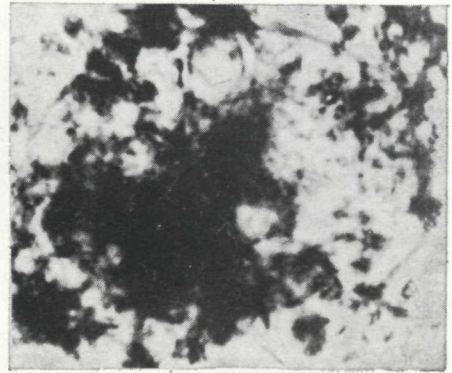
11



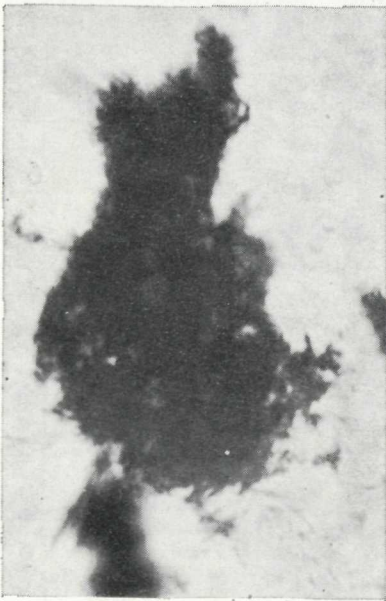
12



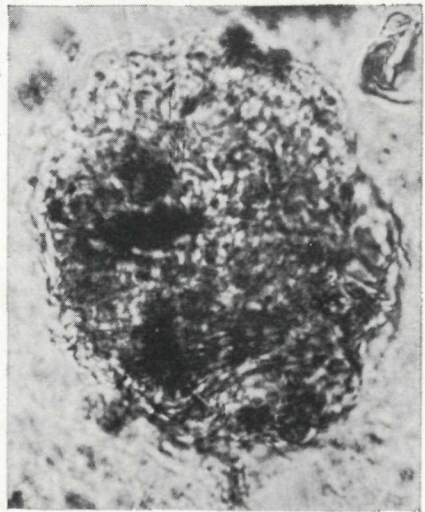
1



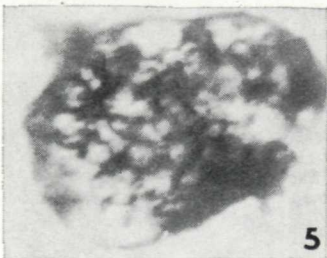
2



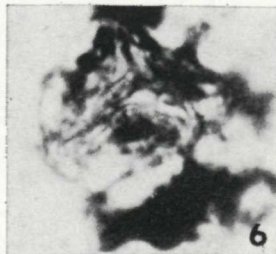
3



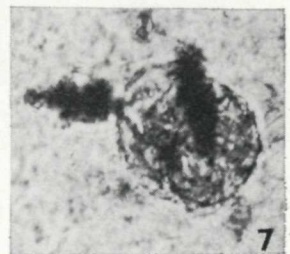
4



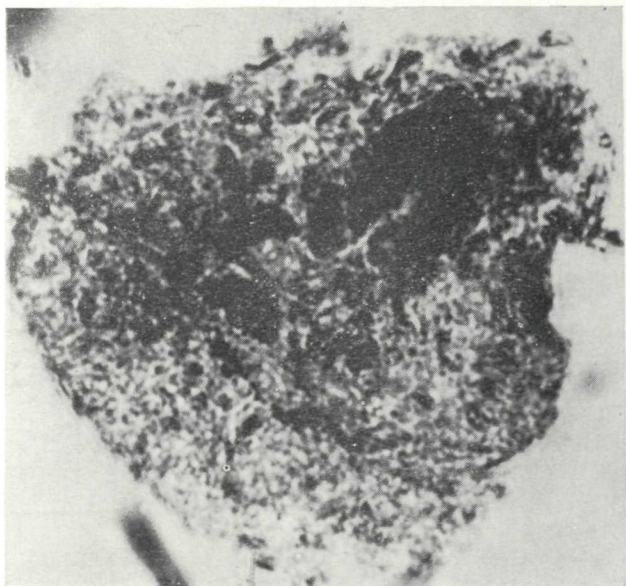
5



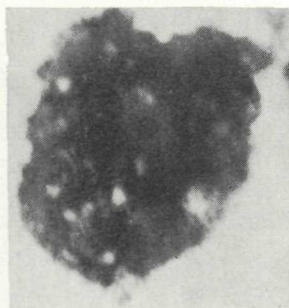
6



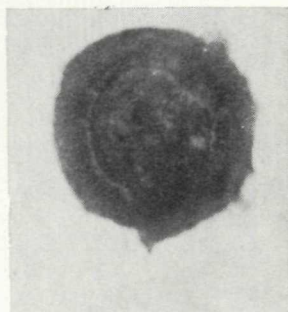
7



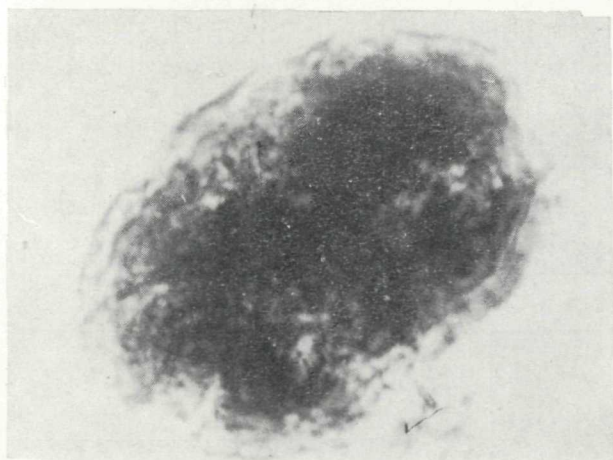
1



2



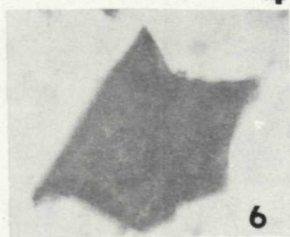
3



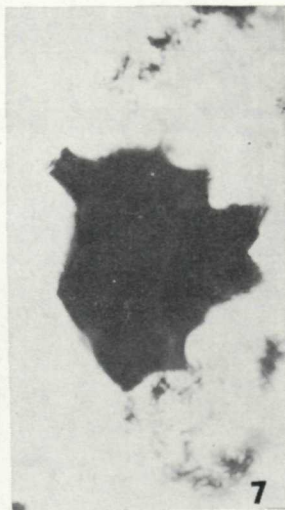
4



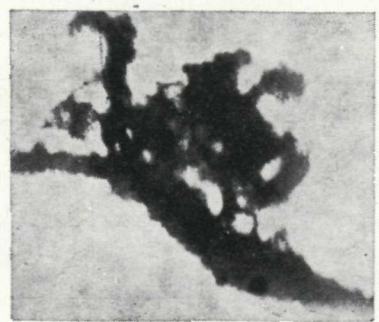
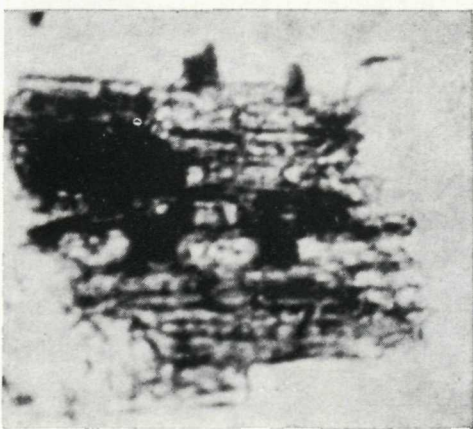
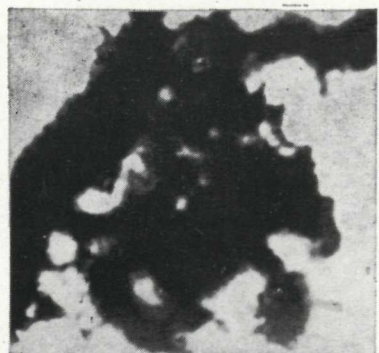
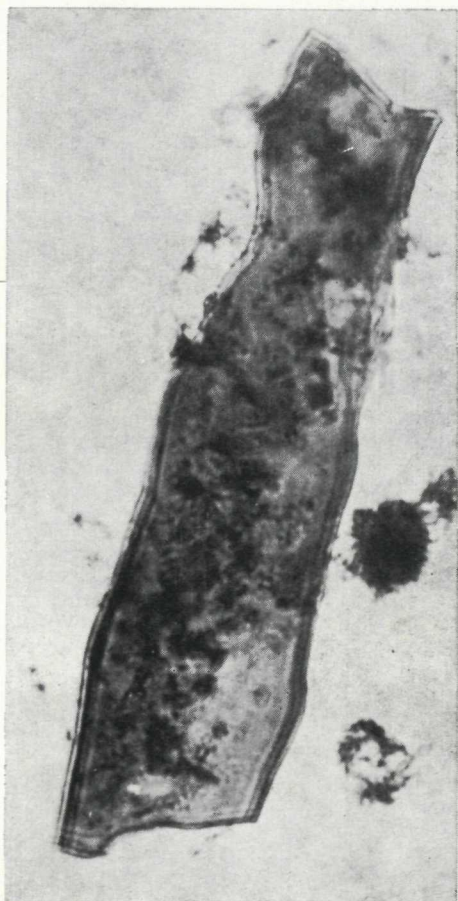
5

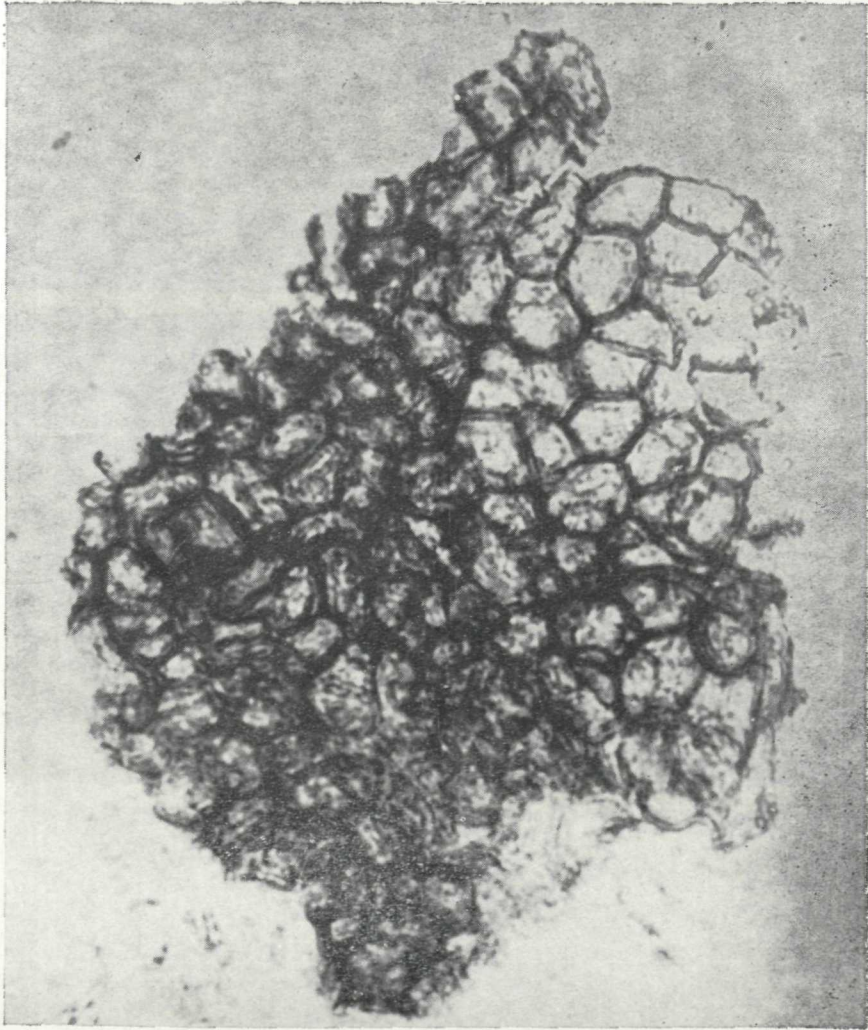


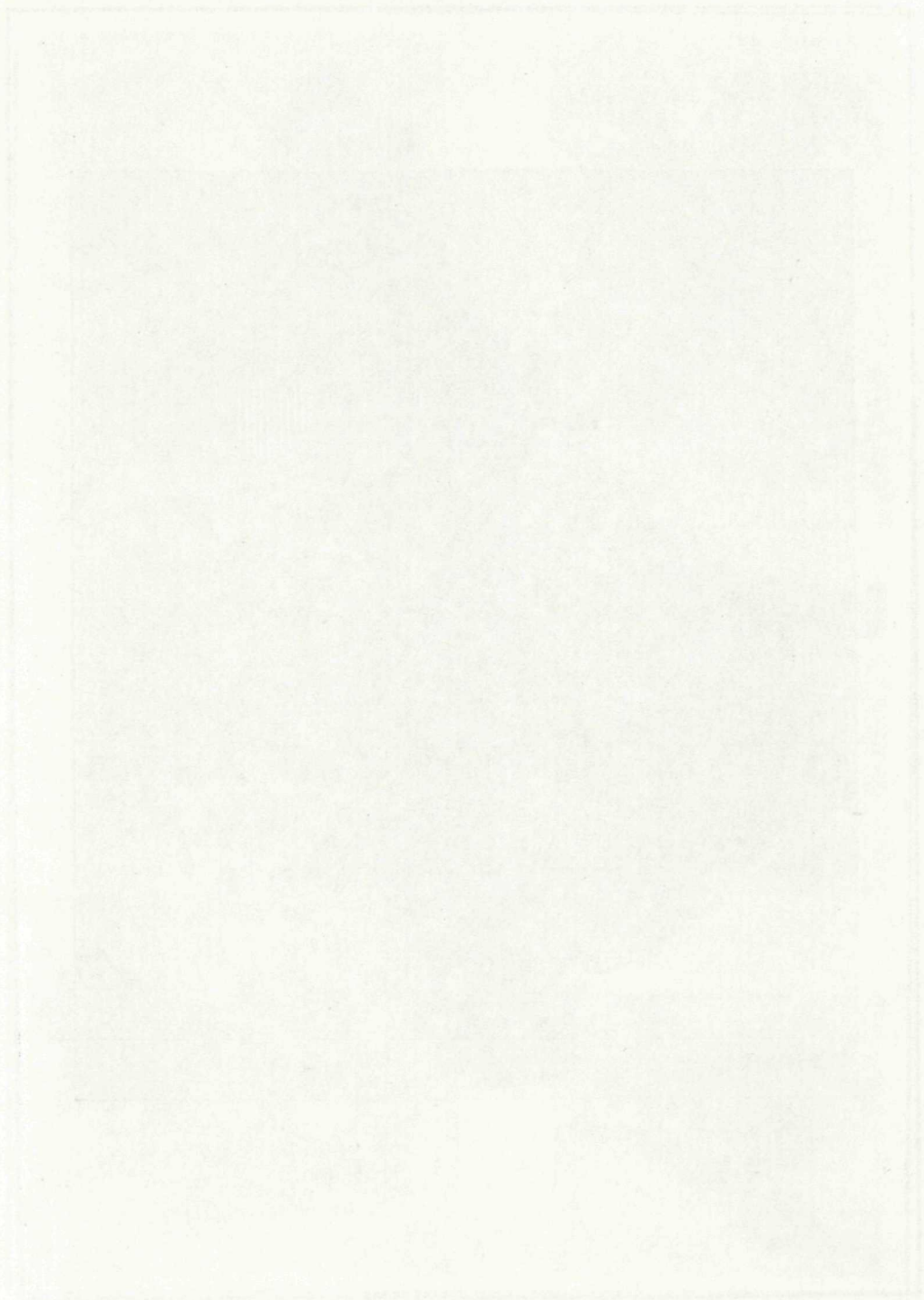
6

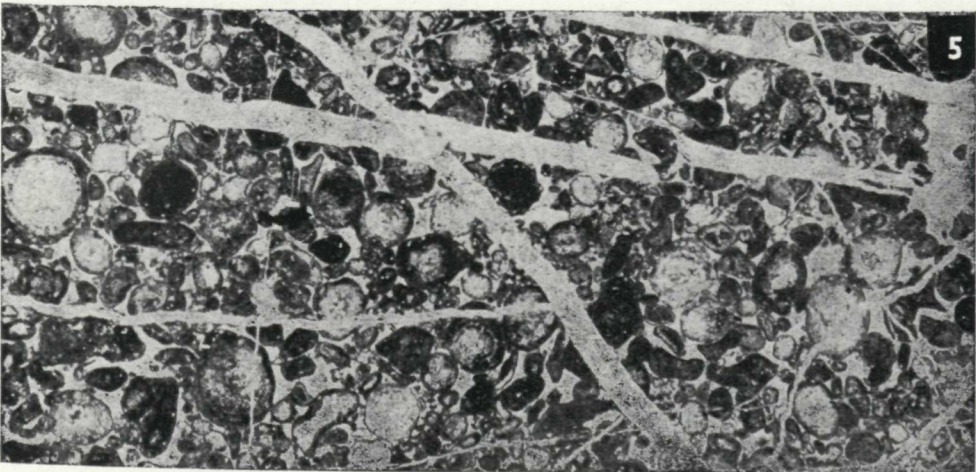
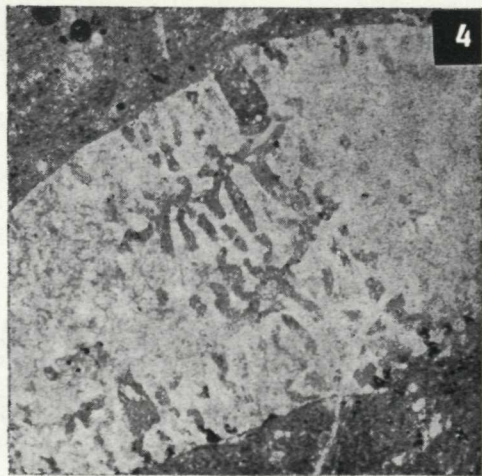
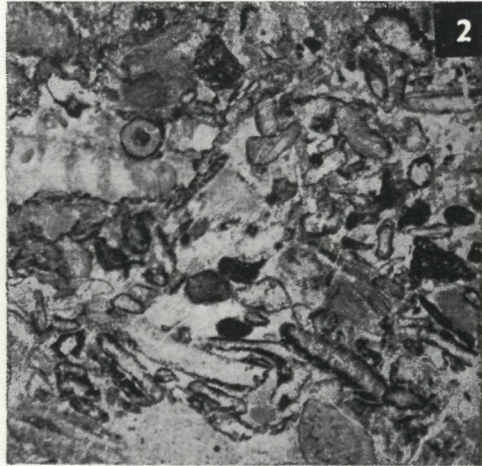
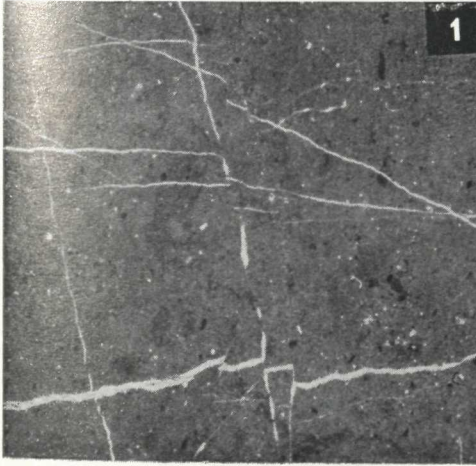


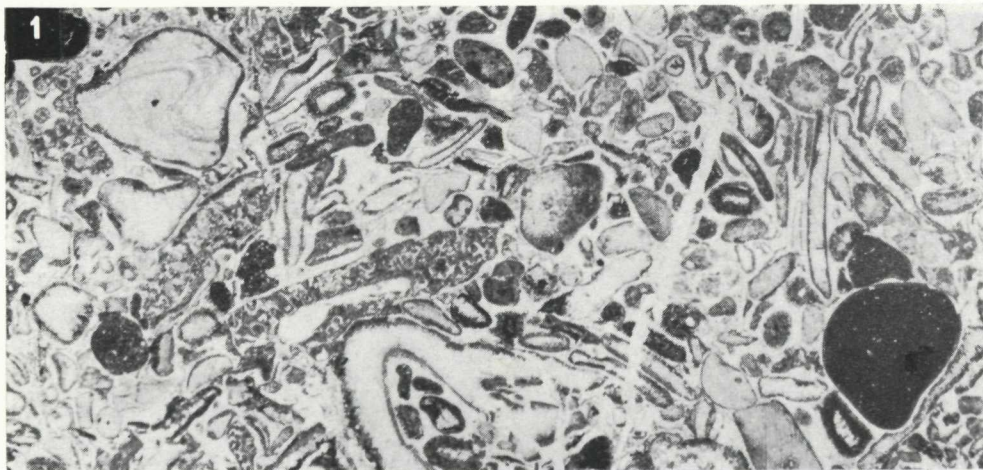
7

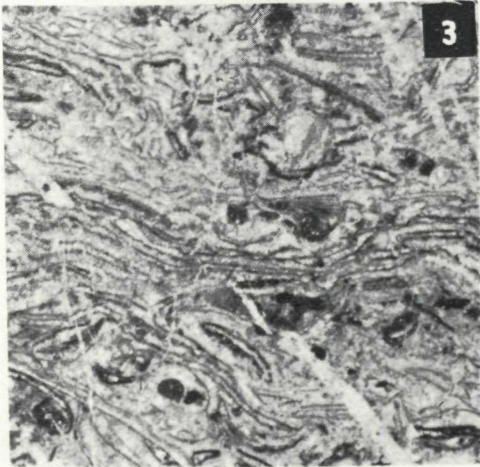
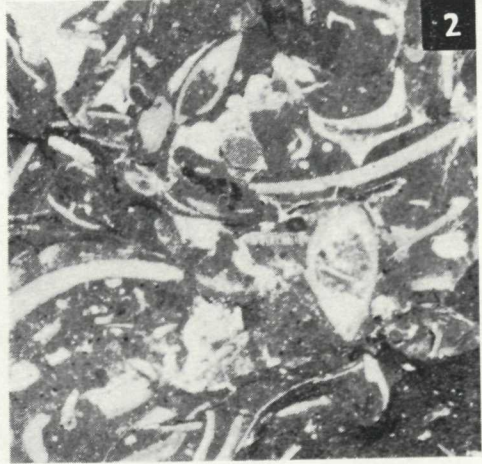
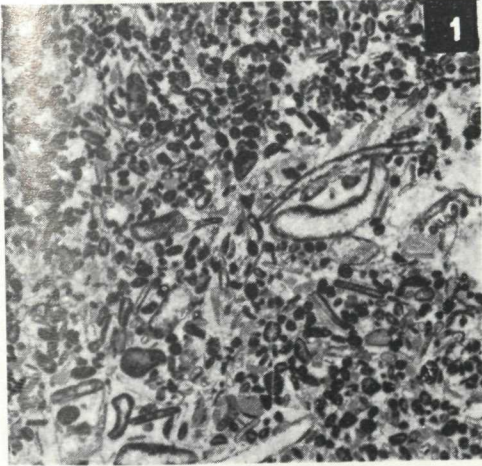


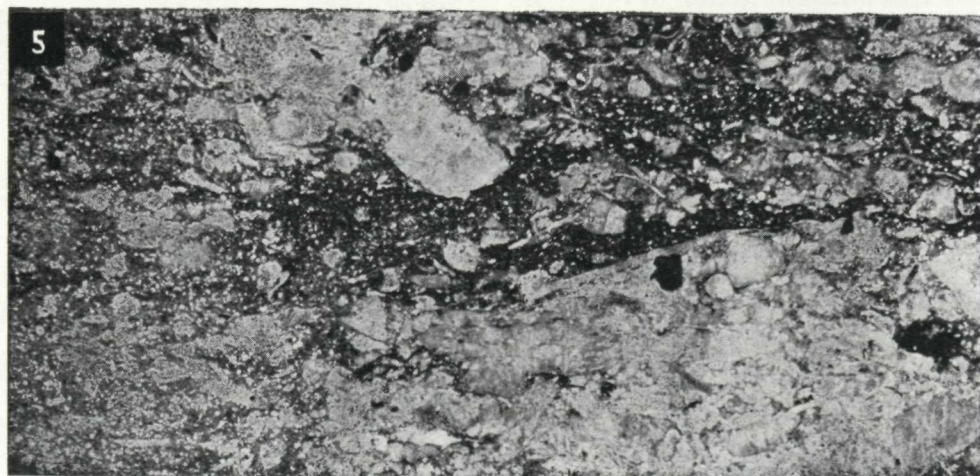
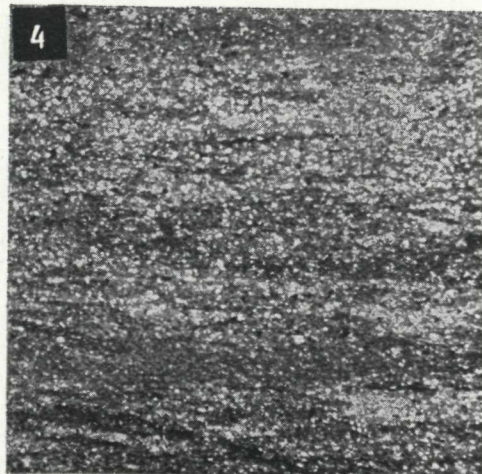
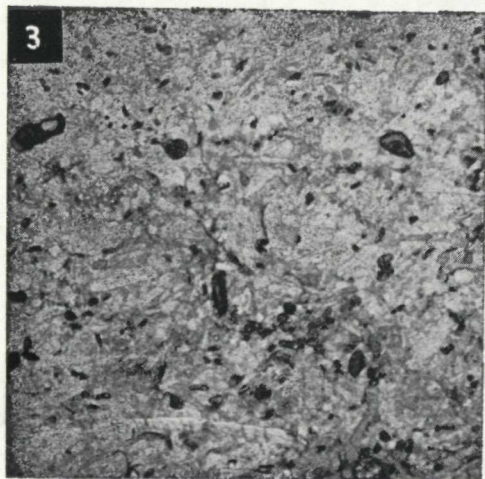
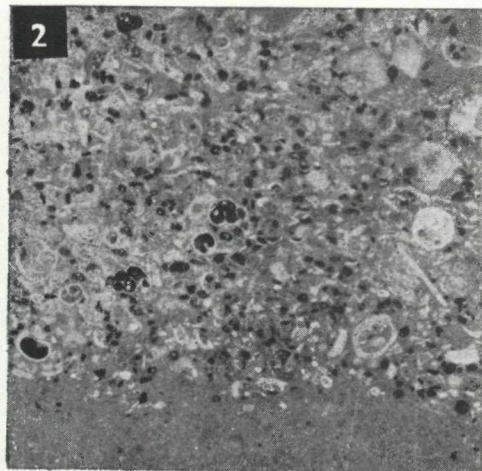
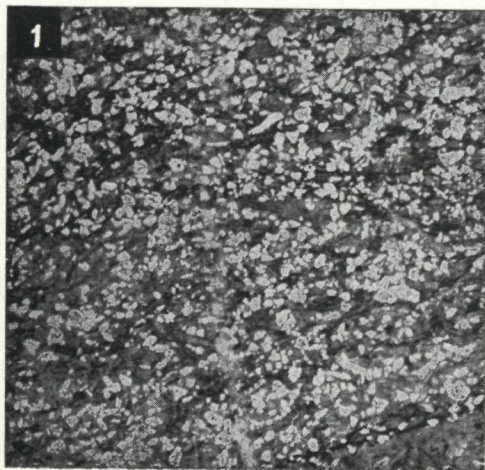


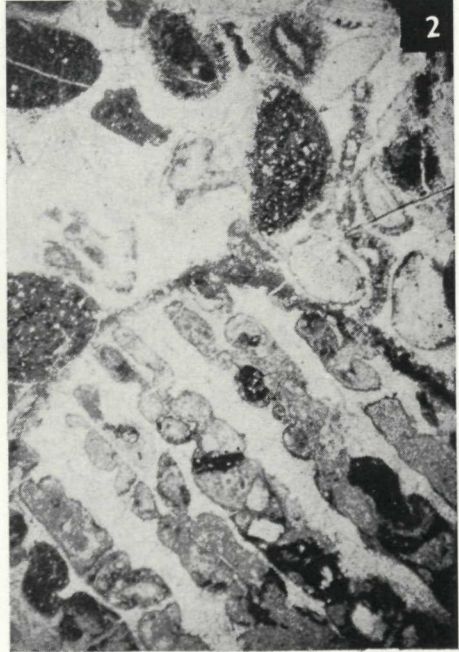
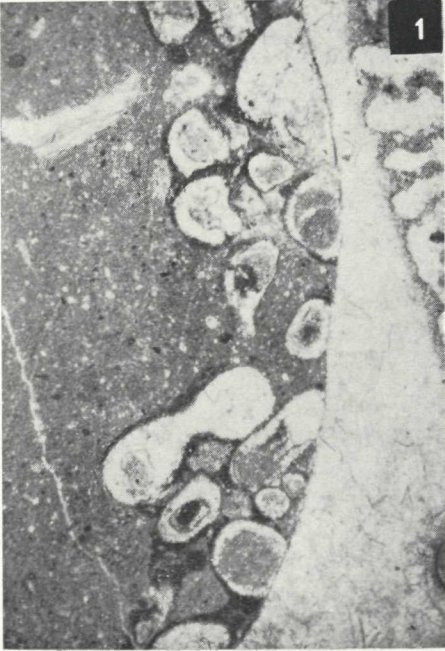


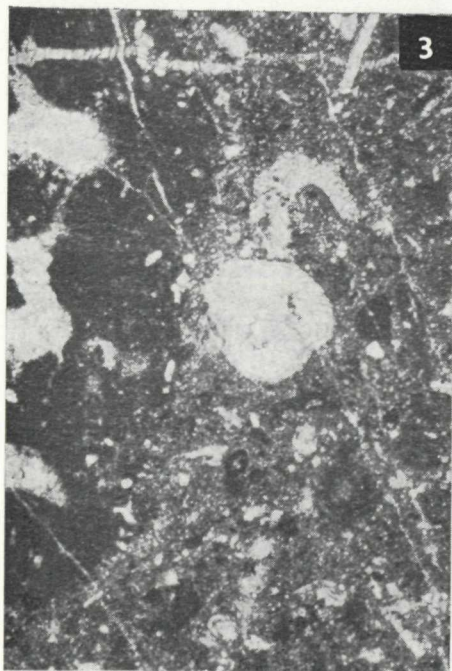
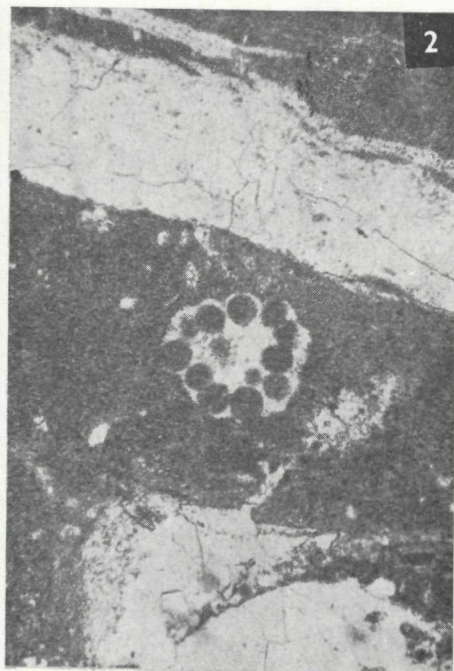
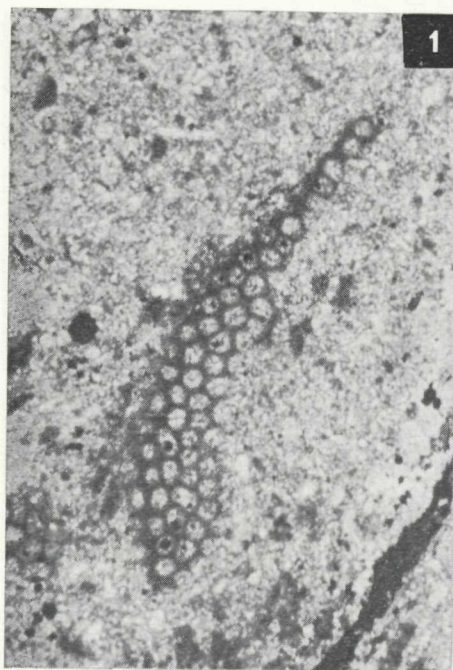


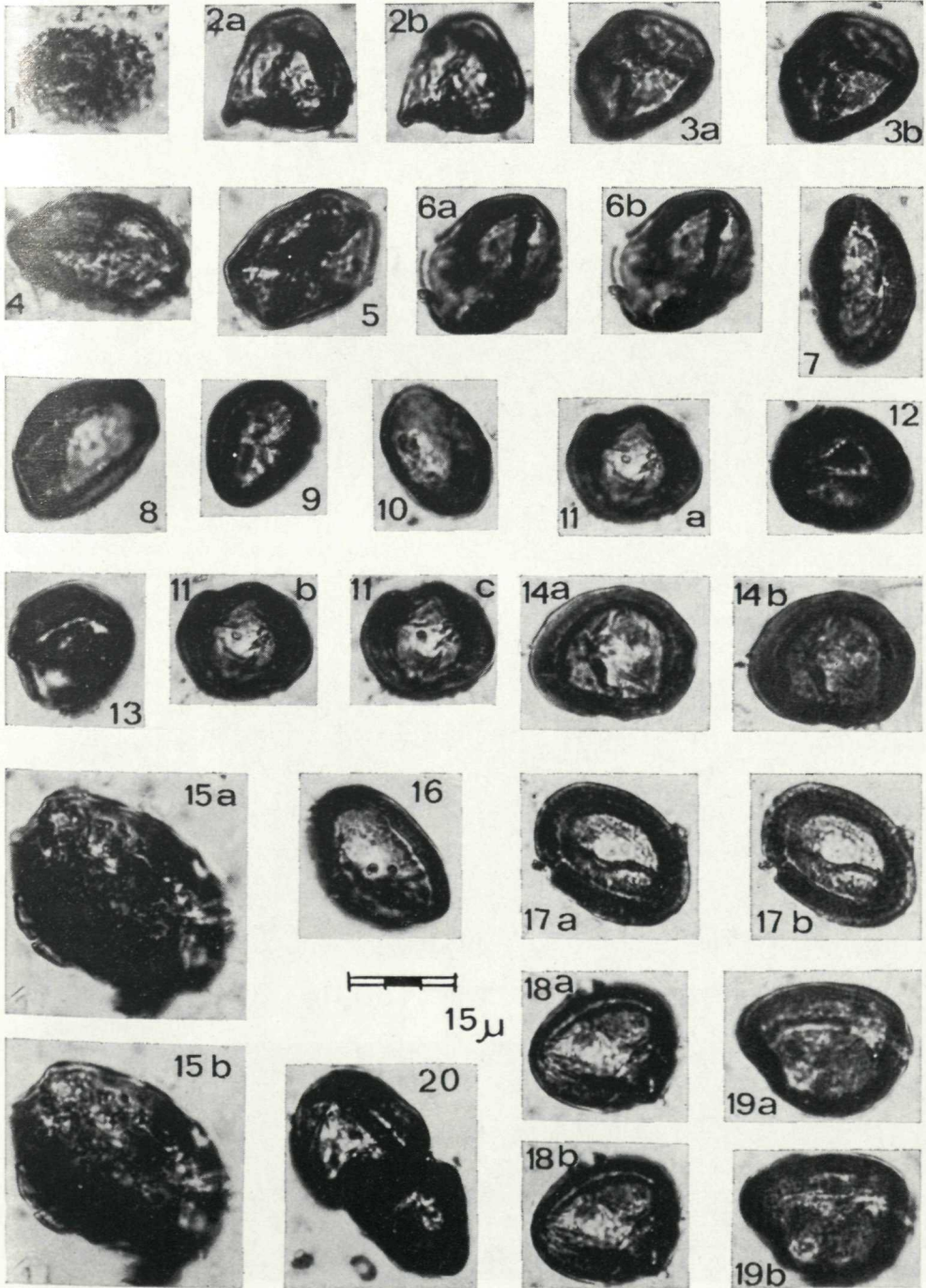


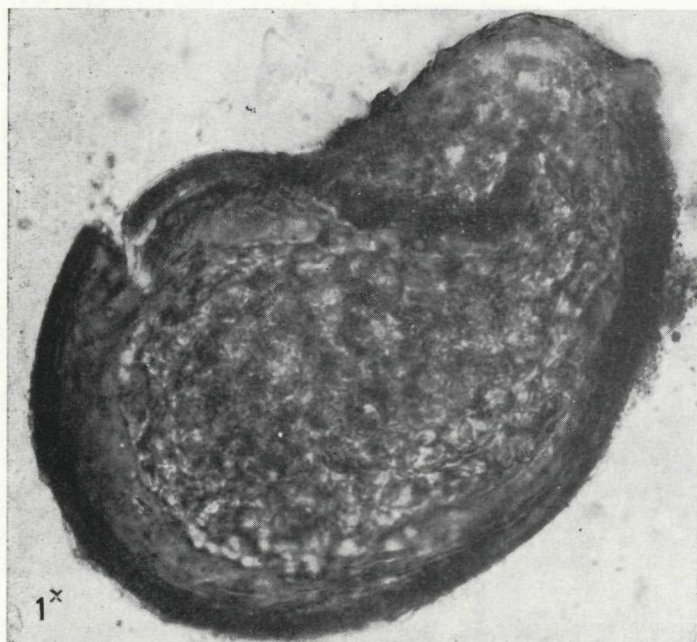






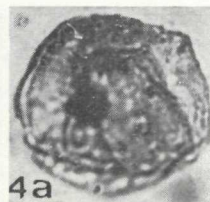




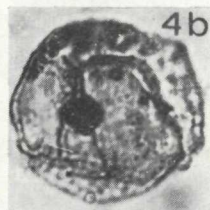


1^x

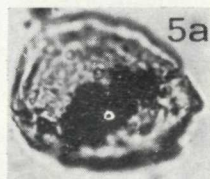
50 μ^x



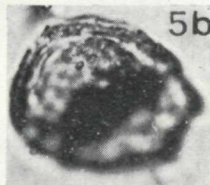
4a



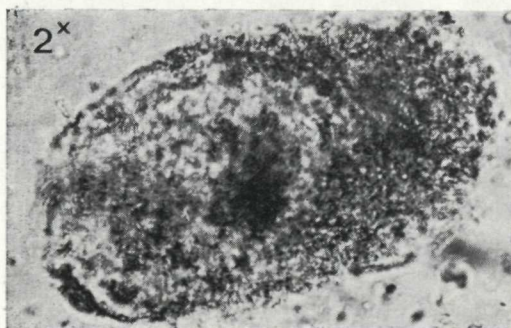
4b



5a



5b

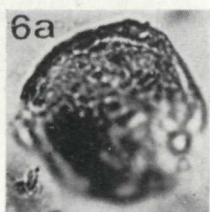


2^x

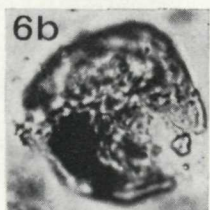
50 μ



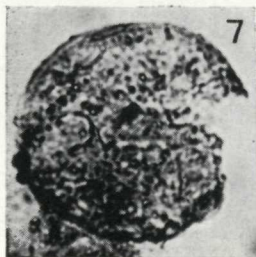
3



6a



6b



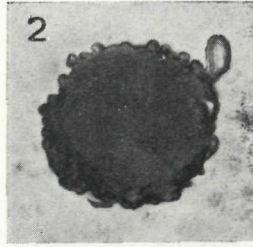
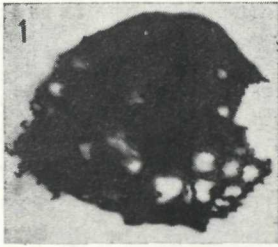
7



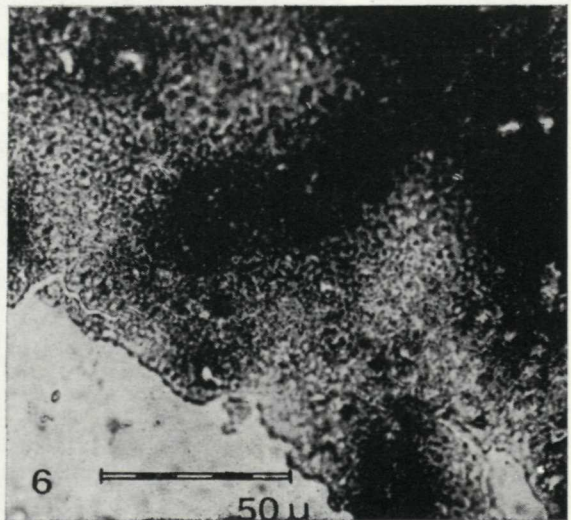
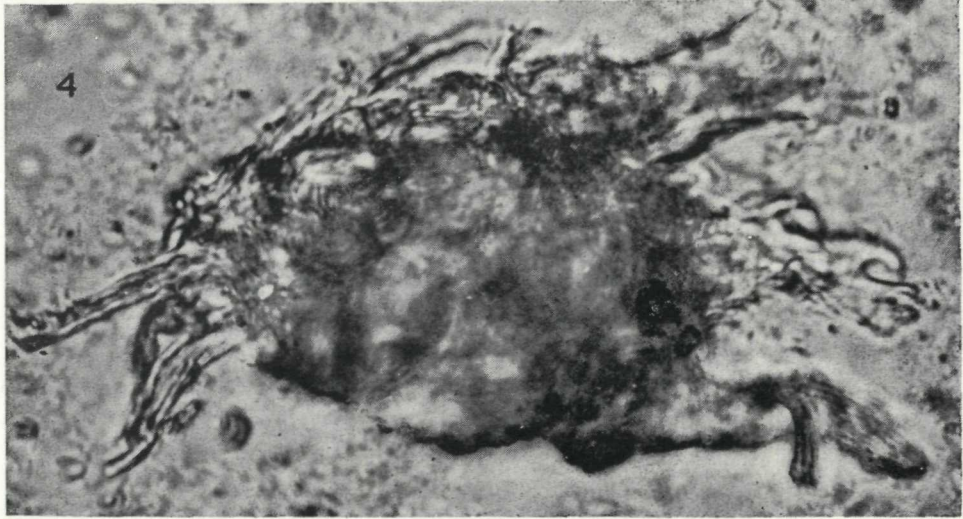
8a



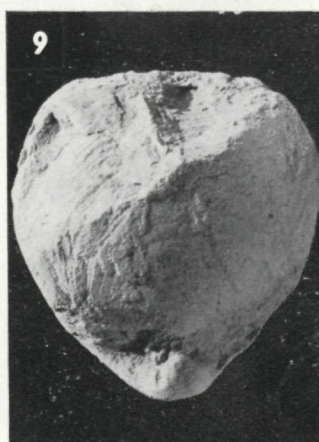
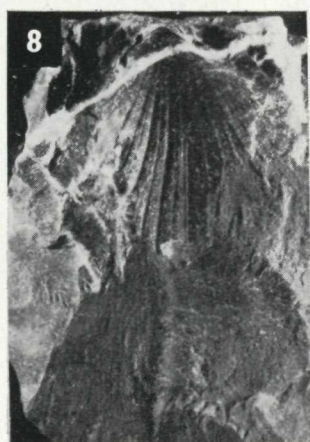
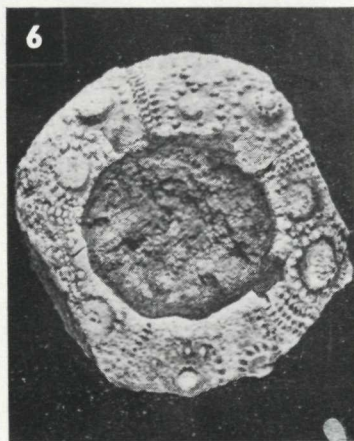
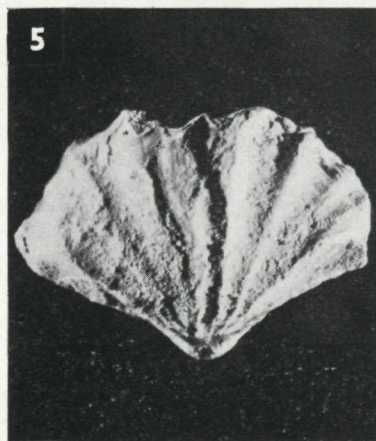
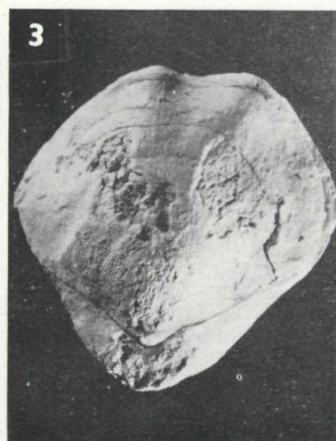
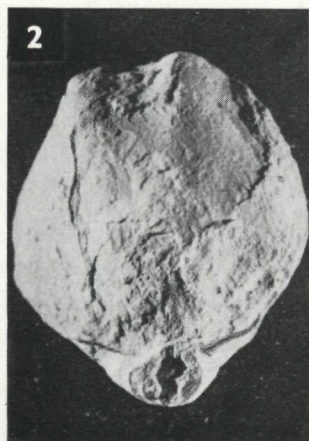
8b



50 μ



50 μ



ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 5

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1979.

Vedecký redaktor: RNDr. Anton Biely, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Technický redaktor: Jozef Bielik

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť roku 1979. 1. vyd., náklad 700 kusov, tem. skup. 03/9.
Povol. SÚKK 1971/I—1978. Rozsah AH 12,70, VH 12,93. Cena Kčs 21,—