

CS ISSN 0036 — 1372

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 7

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1981

6808 / (4)

K

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 7



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1981

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA Bratislava

signatúra: *[Handwritten signature]*
kat. číslo: *[Handwritten number]*
Kčs kúpa: *[Handwritten number]*
Kčs výma: _____
Kčs dar: _____

**Západné
Karpaty**

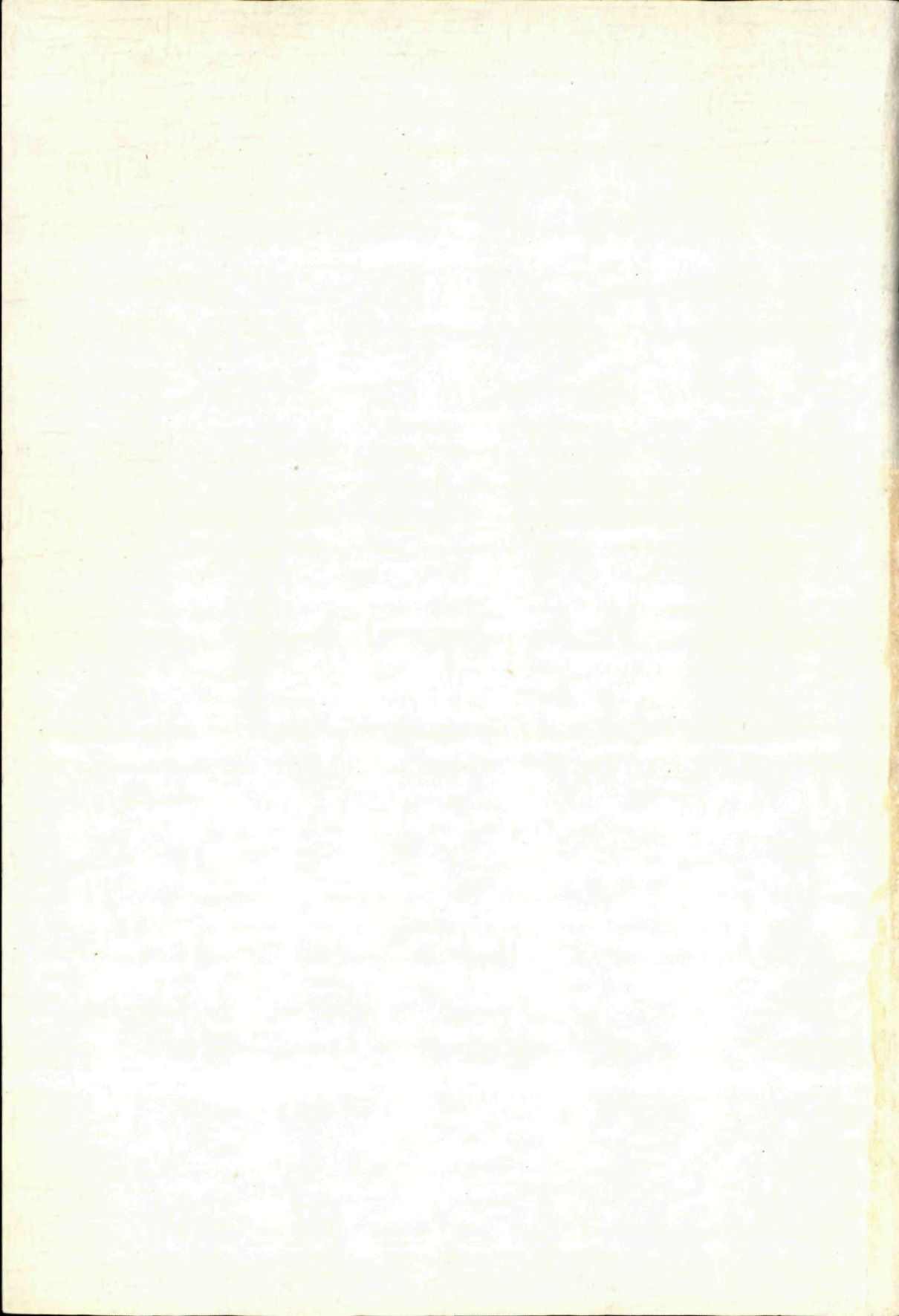
SÉRIA

Geológia 7

VEDECKÝ REDAKTOR
RNDr. Anton Biely, CSc.

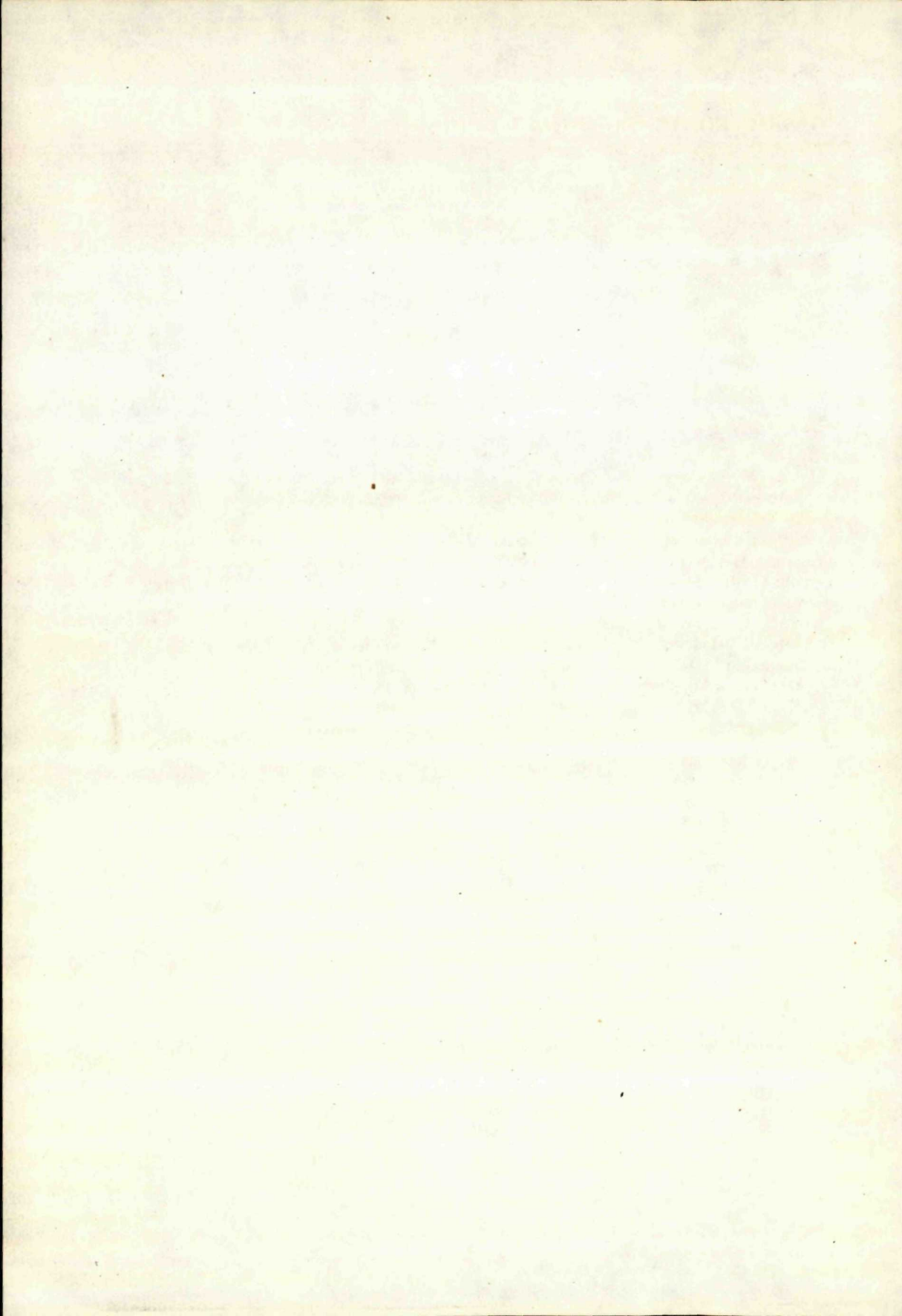
REDAKČNÝ OKRUH
RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc., RNDr. Ján Mello, CSc.,
RNDr. Peter Reichwalder, CSc.





OBSAH—CONTENTS—INHALT

Mišík, M.—Sýkora, M.: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepencov bradlového pásma a manínskej jednotky — Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manín Einheit . . .	7
Kadosa, B.—Mihaliková, A.—Vass, D.: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia — Juho- a stredoslovenské bazalty vo svetle rádiometricky stanovených vekov	113
Koráb, T.—Krs, M.—Krsová, M.—Pagáč, P.: Paleomagnetic Investigations of Albian(?)—Paleocene to Lower Oligocene Sediments from the Dukla Unit, East Slovakian Flysch, Czechoslovakia — Paleomagnetický výskum sedimentov kriedy až eocénu v duklianskej jednotke (východoslovenský flyš)	127



Milan Mišík—Milan Sýkora

Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepcov bradlového pásma a manínskej jednotky

3. obr. v texte, 28 fotogr. tab. (I—XXVIII), nemecké resumé

Abstract. Na základe podrobného mikroskopického štúdia vyše 800 valúnov včetně extrakcií konodontov a ťažkých minerálov z nerozpustných zvyškov boli podrobne rekonštruované vrstevné sledy mezozoika, ktoré vytváralo podstatnú časť povrchu pieninskej kordiléry (tab. 2). Opísané sú najmä početné mikrofácie plytkovodného malmu s mikrofosíliami, zistenými v ZK po prvý raz; zvýšená pozornosť je venovaná diagenetickým procesom vo vápencoch. Pieninská kordiléra sa začala v malej miere dvíhať už v malme, zreteľnejšie v apte; v albe vytvorila rozsiahlu, desiatky km širokú znosovú oblasť — súbor elevácií intermitentne sa vynárajúcich až do mástrichtu. Z komplexného vyhodnotenia sú formulované názory na genézu exotických chrbtov pásmových pohorí a závery o rozmiestnení tektonických jednotiek Západných Karpát v predstrednokriedovom sedimentačnom priestore.

Obsah

Úvod	9
Základné údaje o stratigrafickej a tektonickej príslušnosti zlepcov	10
Stratigrafické horizonty a fácie identifikované z výbrusového štúdia valúnov	16
Paleozoikum	16
Trias	18
Lias (vápenc s <i>Involutina liassica</i>)	18
Stredný lias (domér — vápenc s <i>Amaltheus margaritatus</i>)	18
Lias—doger (vápence krinoidové, kemité, červené hľuznaté, červené oolitické, hydrotermálne silicifikovaný vápenc)	19
Pelagické fácie malmu	20
Doger—spodný malm (vápence spongiovo-rhaxové, rádioláριοvo-vláknové, protoglobigerínové)	20
Oxford — spodný titón (vápence s <i>Cadosina</i>)	21
Kimeridž—spodný titón (kalové vápence so <i>Saccocoma</i>)	22
Spodný a stredný titón (vápence s <i>Chitinoidea</i>)	23
Vrchný titón—berias (kalpionelové vápence)	23
Plytkovodné vápence malmu	24
Oxford—kimeridž (vápence s <i>Cladocoropsis mirabilis</i> , <i>Protopenneroplis striata</i> , <i>Conicospirillina basiliensis</i>)	24
Kimeridž—spodný titón (mikroonkolitové vápence so <i>Saccocoma</i> , <i>Globochaete</i> , <i>Cadosina</i>)	27
Kimeridž—vrchný titón (vápence s <i>Tubiphytes</i> , s ojedinelou <i>Mercierella? dacica</i> a <i>Cras-sicolaria</i> , vápence s <i>Teutloporella obsoleta</i>)	28

Prof. RNDr. M. Mišík, DrSc., RNDr. M. Sýkora, Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava

Titón (vápence s <i>Clypeina jurassica</i> , <i>Campbelliella striata</i>)	29
Malm (korálové vápence)	31
Malm—spodnejší neokóm (vápence s <i>Tubiphytes</i> , <i>Cayeuxia anae</i> atď.)	32
Pelagické fácie spodnej kriedy	34
Neokóm (vápence s <i>Nannoconus</i>)	34
Valangín—hoteriv (vápence s ojedinelými tintinidmi)	34
Vyšší neokóm (pelagický vápenec s vložkou turbiditu)	35
Vrchný hoteriv (vápence s <i>Pseudothurmannia amplicostata</i>)	35
Barém—apt (spongiové vápence s <i>Cadosina</i>)	36
Plytkovodné fácie spodnej kriedy	36
Barém (vápence s <i>Orbitolinopsis flandrini</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i>)	36
Najvyšší barém—apt (urgónske vápence s <i>Palorbitolina lenticularis</i> , rudistami, miliolidmi, korálnymi riasami, korálmi, echinodermovými článkami a lastúrnikmi, <i>Pieninia oblonga</i> , „ <i>Pseudocodium</i> “ <i>convolvens</i>)	36
Malm—apt (vápence oolitové, onkolitové, serpulové, s <i>Bacinella irregularis</i>)	45
Stredná krieda	47
Spodný alb (vápence s <i>Hedbergella</i> , <i>Rotalipora roberti</i> , <i>Colomiella recta</i>)	47
Alb (piesčité vápence s <i>Pythonella ovalis</i> , slienitý vápenec so <i>Stomiosphaera sphaerica</i>)	47
Alb—cenoman (piesčité vápence s orbitolinami)	48
Cenoman (piesčité vápence s <i>Orbitolina concava</i> , <i>Orbitolina conica</i> a <i>Rhapydionina dubia</i> , s ustricami a serpulami)	48
Vrchný cenoman—turón (vápnité pieskovce s „exogýrami“)	49
Stredná krieda — sedimenty z obvodu kordiléry	49
Brakické až sladkovodné vápence a sintry (vápence s characeami, sladkovodnými riasami, vápnitý sinter)	49
Klastické horniny (valúny drobnozrnných zlepcov, vápnitých pieskovcov a dedolomitizovaného dolomitu)	50
Santón—kampán (bloky biohermných vápencov s valúnmi)	53
Medzerná hmota zlepcov a nálezy fosílií	54
Polymiktná medzerná hmota cenomanských zlepcov	54
Polymiktná medzerná hmota senónskych zlepcov	54
Medzerná hmota senónskych zlepcov s charakterom organogénno-detritického vápenca	55
Nálezy makrofosílií vo valúnoch	55
Valúny navrávané litofágmi	56
Povlaky cyanofyceí okolo valúnov	57
Poznámky k veku zlepcov	57
Poznámky k sedimentačnému prostrediu zlepcov	58
Diagenetické zmeny na valúnoch (vzájomné vtláčania valúnov, kalcitové obruby okolo valúnov vzniklé pri kompácii, tlakové postihnutie valúnov)	58
Výskyty valúnov v neflyšových súvrstviach bradlového pásma	59
Faktory skresľujúce skutočné proporcie zastúpenia hornín v znosovej oblasti oproti ich zastúpeniu v zlepcoch	60
Otázka jursko-kriedového vulkanizmu v priestore pieninskej kordiléry	61
Ultrabáziká a vysokotlakové metamorfity interpretované z akcesorických minerálov vápencových valúnov	63
Vývoj pieninskej kordiléry	65
Prínosy k mikrofáciám a stratigrafickému rozpätiu mikrofosílií	71
Prínosy k litológii Západných Karpát	72
Prínosy k tektonike a paleogeografii Západných Karpát	74

Úvod

Pieninské bradlové pásmo predstavuje jedinečný fenomén; má kľúčový význam vo všetkých tektonických syntézach o stavbe Karpát. V paleogeografických rekonštrukciách bradlového pásma zaberá významné miesto pieninská kordiléra — exotický chrbát. Štúdium jeho materiálu má na Slovensku už mnohoročnú tradíciu (D. Andrusov 1938, str. 19 a inde, K. Borza 1962 a inde, O. Samuel—K. Borza—E. Köhler 1972, R. Marschalko 1979 a, b a inde, M. Mišík 1978a, 1979, M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora 1977 a ďalší). Po predložení súčasných výsledkov môžeme považovať pieninskú kordiléru za jeden z najlepšie preštudovaných exotických chrbtov na svete, poznatky z ktorého treba rešpektovať pri vypracovávaní všeobecných teórií o vzniku pásmových pohorí.

V tejto práci predkladáme výsledky sedemročného štúdia valúnov zo zlepcov kriedy západného úseku vlastného bradlového pásma (z kysucko-pieninskej a klapskej jednotky), ako aj z manínskej jednotky, ktorá sa takisto vyznačuje bradlovým fenoménom a ktorej sedimentačný priestor sa nachádzal podľa našich pozorovaní a argumentov (M. Mišík — v tlači) v bezprostrednom susedstve pieninského bradlového pásma a bol ovplyvňovaný materiálom teže pieninskej kordiléry.

Ťažisko predloženej práce spočíva v úplnej inventarizácii karbonátových hornín jury a kriedy z valúnov kordiléry (stratigrafické horizonty, mikrofacie včítane diagenetických dát); triasové karbonátové horniny sme už podrobne opísali v inej práci (M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora 1977). Údaje získané z pokračovania tohoto exotického substrátu do východného úseku bradlového pásma, kde sa však tento vynáral až počas paleocénu (neopieninská kordiléra), sú zahrnuté v práci R. Marschalko—M. Mišík—L. Kamenický (1976). Všeobecnú sedimentologickú charakteristiku zlepcov, ktorých valúnový materiál tu opisujeme, obsahujú práce O. Samuel—K. Borza—E. Köhler (1972), R. Marschalko (1979a, b), R. Marschalko—J. Kysela (1979), R. Marschalko—O. Samuel (1975, 1977). Vulkanické horniny podrobne spracovala M. Šímová (v tlači), predtým z časti M. Šímová—M. Krivý (1976) a z poľskej strany významné údaje priniesol T. Wieser (1958). Valúny hornín kryštalinika neboli súborne spracované; čiastkové výsledky z nich obsahujú práce V. Zoubka (1931), M. Krivého (1969), L. Kamenického (in R. Marschalko et al. 1976), L. Kamenického et al. (1974). Okrem našich výsledkov snažili sme sa použiť pre paleogeografickú rekonštrukciu a pre syntézu vývoja pieninskej kordiléry konkrétne výsledky všetkých spomenutých prác. Naším cieľom bolo ukázať, aké obrovské množstvo informácií poskytuje štúdium exotického materiálu a vypracovať metodický postup komplexného vyhodnotenia dát. Veríme, že jeho aplikácia dá úspešné výsledky aj v pásmových pohoriach iných štátov.

Za pomoc pri určovaní paleontologického materiálu ďakujeme prof. dr. I. Gušičovi zo Záhrebu (litolidy), doc. dr. E. Morycovej z Krakova (koraly), prof. dr. P. De Castrovi z Neapolu (alveolíny), RNDr. E. Köhlerovi, CSc., z GÚ SAV v Bratislave (orbitolíny), RNDr. B. Zárubovi, CSc., z Národného múzea v Prahe (ustrice), RNDr. M. Siblíkovi, CSc., z ČSAV, Praha (brachiopódy), RNDr. J. Michalíkovi, CSc., z GÚ SAV v Bratislave (brachiopódy) a RNDr. J. Pevnému, CSc., z GÚDŠ, Bratislava (amonity).

Základné údaje o stratigrafickej a tektonickej príslušnosti zlepcov

Zlepence bradlového pásma boli sprvu takmer všetky považované za senónske a označované ako upohlavské zlepence D. Andrusovom. Rozlíšenie viacerých stratigrafických úrovní zlepcov priniesli práce A. Began—K. Borza—J. Salaj—O. Samuel (1965), O. Samuel—K. Borza—E. Köhler (1972), R. Marschalko—O. Samuel (1975, 1977) a i.

Usporiadanie jednotiek v sedimentačnom priestore od vonkajšieho okraja k vnútornému bolo: čorštynská, kysucko-pieninská, klapská, manínska (s vynechaním prechodných vývojov). Názory na priradovanie niektorých lokalít zlepcov k spomenutým tektonickým jednotkám sa viackrát menili. V tejto práci sa pridržame nasledovnej koncepcie:

Čorštynská jednotka. V kriede tejto jednotky nie sú známe zlepcové horizonty ani flyšové alebo flyšoidné vložky. Ojedinelé výskyty valúnov sú komentované na str. 59.

Kysucká jednotka. Obsahuje v turóne distálny flyš — snežnické vrstvy, ktoré v koňaku—santóne prechádzajú do zlepcového flyšu 100—400 m hrubého, obsahujúceho aj bloky. Zo žilinsko-terchovského úseku patria sem lokality: Divinka, Považský Chlmec-lom, Považský Chlmec-cesta, Vranie, Zádubnie, Zástranie I—IV, Kotrčina Lúčka, Horný Vadičov. V púchovskom úseku: Maríková, Prosné, Stupné. V myjavskom úseku: Branč, Starý Háj, U Škulcov.

Klapská jednotka. Obsahuje hrubý flyšový súbor albu—spodného cenomanu (hrúbka 600—1000 m podľa R. Marschalku—J. Kyselu 1979). Sem patria lokality v strednom Považí: Nosice I—III, Milochovo, Upohlav, Orlové, Považská Bystrica-zvážnica, Považský hrad, Podvažie I, Beňov.

Vo vrchnom cenomane až turóne nasledovali plytkomorské orlovské pieskovce, ktoré miestami tiež obsahujú vtrúsené valúny až polohy zlepcov; ide o lokality Považská Teplá, Vrtižer-cesta, Považský hrad-lom, Podvažie II.

V senóne sa opäť vyskytujú telesá zlepcov geneticky späté s podmorskými zosunmi, a to Vršatecké Podhradie, Nosice—Hviezda, Považská Teplá—Vrtižer-lom, Rašov.

Klappský vývoj bol novšie vyčlenený aj v terchovsko-oravskom úseku (A. Began—O. Samuel 1975). Santónu patria lokality: Teplička n/V., Ďurčovia, Kubíkovia, Horná Tižiná. Spodnosenónsky vek majú aj lokality Oravský Podzámok II—III, Krivá, Zemianska Dedina, Sedliacka Dubová II, Testená. Cenomanu a azda aj vyššej kriede patria lokality Oravský Podzámok I, Sedliacka Dubová I, Zemiansky Mlyn.

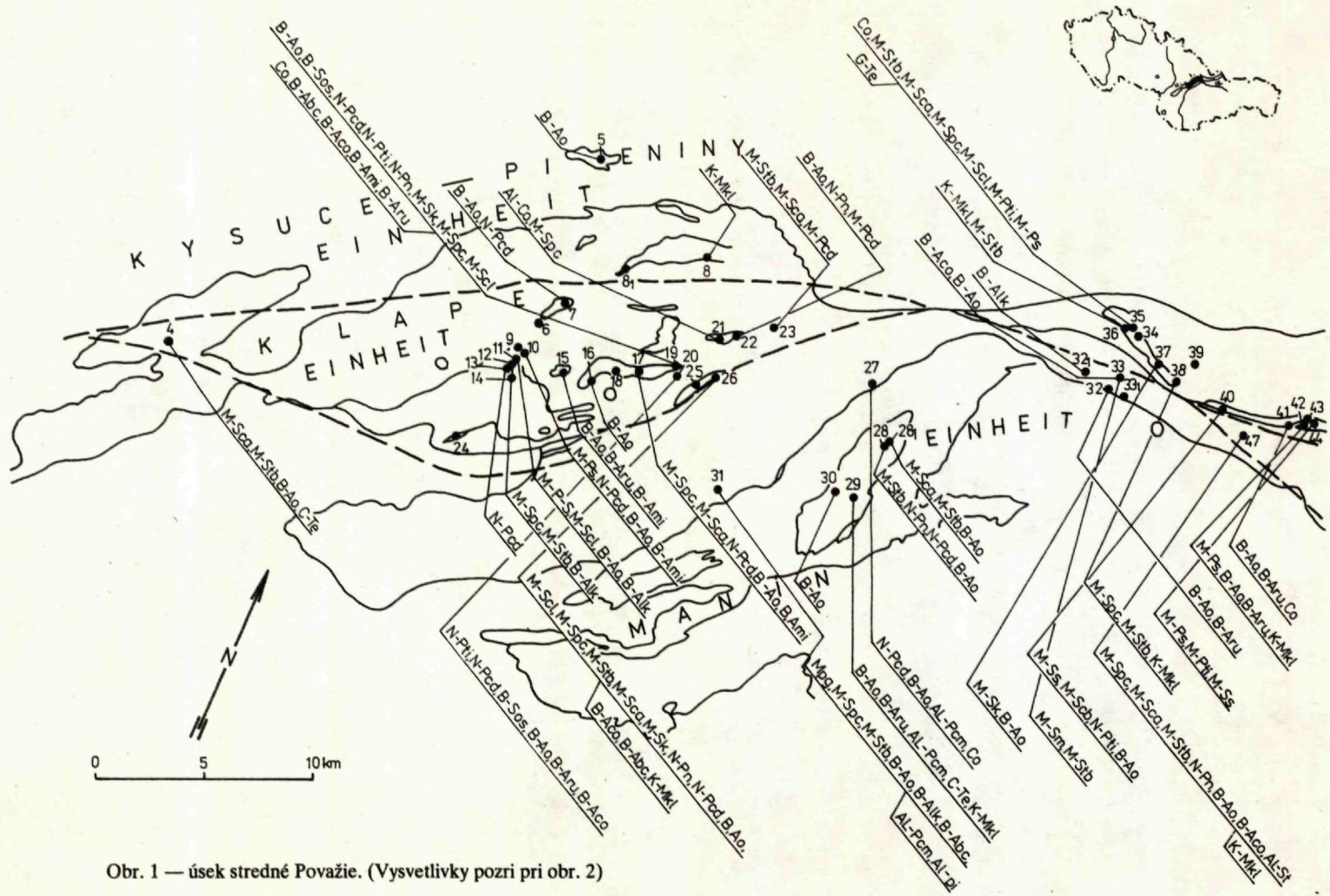
Manínska jednotka. Má na rozdiel od predošlej slienitý, neflyšový alb. V cenomane nastupujú tenkorytmické flyše s polohami parakonglomerátov: Praznov, Jablonové, Súľov, Hradná-JRD, Hradná-Zlatý Diel, Malé Hradisko pri Žiline.

Vo vyššej časti kampánu a v mástrichte sa tu vytvoril flyšový tróg s hrúbkami sedimentov 700—1000 m, s odlišnými transportnými smermi turbiditných prúdov než boli v cenomane (R. Marschalko—J. Kysela 1979). Senónu patria lokality Strážov a Pod Hradiskom.

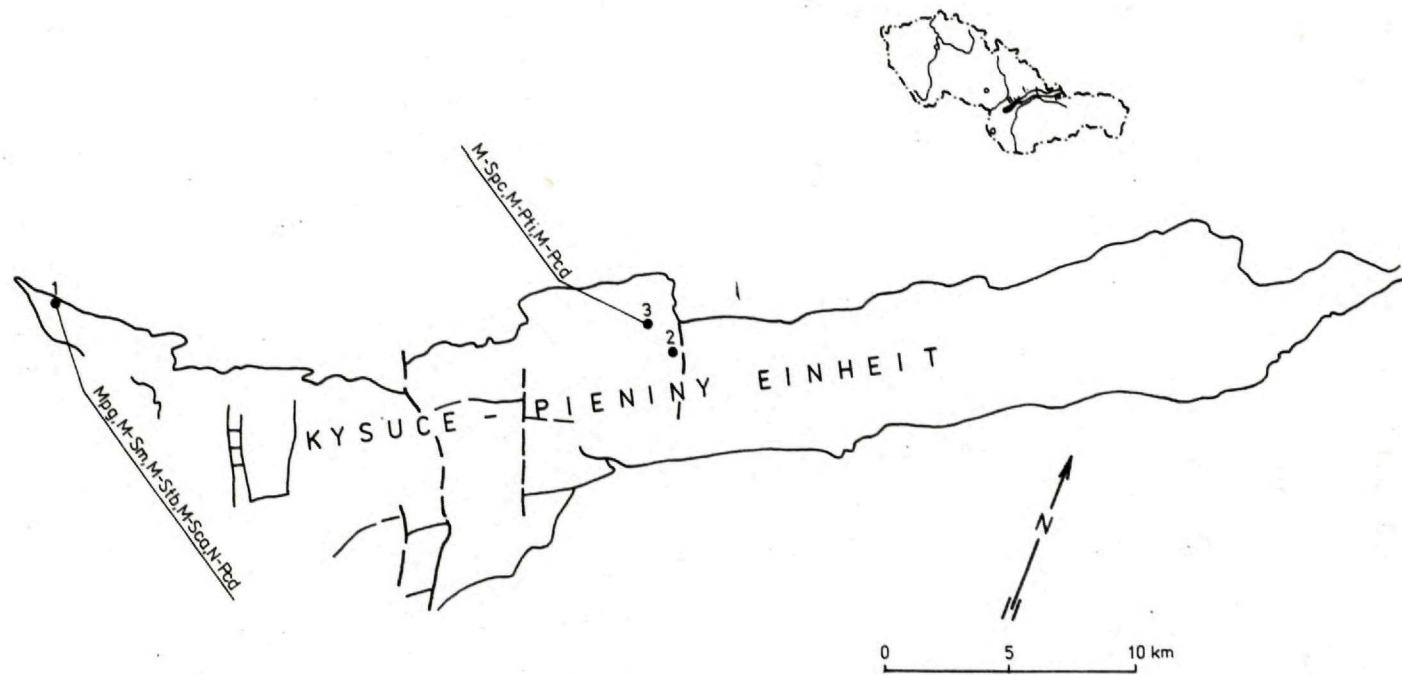
Situačný náčrt lokalít je na obr. 1—3, zoznam lokalít pripojujeme nižšie. Kvôli úspore miesta používame v ďalšom texte pri opise valúnov podľa stratigrafických horizontov a fácií tieto symboly: **KP** — kysucko-pieninská, **KL** — klapská, **M** — manínska jednotka; pre označenie veku zlepcov, z ktorých valún pochádza: **a** — alb, **c** — cenoman, **ct** — cenoman až turón, **s** — senón, **co** — koňak, **sa** — santón. Po čísle lokality nasleduje označenie valúna písmenami alebo rímskymi číslicami.

Zoznam lokalít študovaných kriedových zlepcov

1. Branč, niekoľko desiatok metrov severne od vrchu Starý hrad (545 m), jv. od hradu Branč. Kysucko-pieninská jednotka, senón?
2. Starý Háj, 900 m ssz. od Ostrého vrchu (432 m) pri Moravskom Lieskovom. Kysucko-pieninská jednotka, senón?
3. U Škulcov, pri ceste medzi Cetuňou a lazom U Škulcov v sedle južne od vrchu Lipovec (585 m). Kysucko-pieninská jednotka, senón?
4. Vršatecké Podhradie, niekoľko desiatok metrov pred obcou, zárez cesty z Pruského, Klapská jednotka, senón.
5. Dolná Maríková, skalné odkryvy pri ceste pod Michalovou (601 m) horný koniec obce. Kysucko-pieninská jednotka, santón?
6. Holíž, západné svahy kopca Holíž (533 m) pri Nosíciach. Klapská jednotka, senón.
7. Upohlav, skalné odkryvy v údolí západne od obce (200 m). Klapská jednotka, alb?
8. Stupné, malý opustený kameňolom západne od horného konca obce v doline južne od Bukoviny (637 m). Kysucko-pieninská jednotka, santón?
- 8₁. Prosné, na poľnej ceste 500 m sv. od vrchu Madanec (495 m). Kysucko-pieninská jednotka, santón?
9. Nosice-priehradný múr, skalné odkryvy nad železnicou. Klapská jednotka, alb.
10. Nosice I, odkryv na dne údolia potoka medzi Hradiskom a Dubovým Hájom, 50 m od železničného prístrešia. Klapská jednotka, alb.
11. Nosice II, ako v predošlom, 100 m od železničného prístrešia. Klapská jednotka, alb.
12. Nosice III, ako v predošlom, 150—200 m od železničného prístrešia. Klapská jednotka, alb—cenoman.
13. Nosice IV, ako v predošlom, 300—400 m od železničného prístrešia. Klapská jednotka, cenoman.
14. Nosice-Hviezda, zlepcové bralo 300 severne od vrchu Hradisko (567 m). Klapská jednotka, cenoman?
15. Milochovej, 1 km južne od železničnej stanice v Milochove, zárez poľnej cesty a železnice. Klapská jednotka, alb—cenoman.
16. Považská Bystrica-zvážnica, zárez lesnej cesty 750 m v. od vrchu Stavná (601 m) nad Považskou Bystricou. Klapská jednotka, alb—cenoman.
17. Orlové-lesná cesta, zárez na pravej strane potoka, 1 km ssv. od kaštieľa v Orlovom. Klapská jednotka, alb.
18. Orlové-defilé, zárez štátnej cesty Orlové—Udiča, 1 km za obcou. Klapská jednotka, alb.
19. Považský hrad, zárez lesnej cesty asi 750 m zzs. od zrúcanín hradu. Klapská jednotka, cenoman.
20. Považský hrad-lom, opustený kameňolom 900 m s. od kostola v Považskom Podhradí (prvý od obce). Klapská jednotka, cenoman—turón.
21. Podvažie, I, malý opustený lom na poľnej ceste medzi Šebešťanovou a Podvažím. Klapská jednotka, alb—cenoman.
22. Podvažie II, malý opustený lom na s. okraji obce pod kótou 361 m. Klapská jednotka, cenoman—turón.
23. Beňov, malý opustený lom asi 700 m jz. od obce nad riečištom Váhu. Klapská jednotka, alb?
24. Rašov (pri Beluši), zárezy poľnej cesty na jv. svahu vrchu Rašov (385 m). Klapská jednotka, senón.
25. Vrtižer—zárez cesty, hradská Považská Teplá—Plevník, 200 m za obcou. Klapská jednotka, cenoman—turón.
26. Vrtižer—prirodzený odkryv, 400 m sv. od vrchu Chrasť, sv. od Považskej Teplej. Klapská jednotka, senón.
27. Jablňové, zárez poľnej cesty v malom údolí v. od obce, 400 m od kostola. Manínska jednotka, cenoman.
28. Súľov, zárez poľnej cesty v. od obce, 650 m od školy. Manínska jednotka, stredný cenoman.
- 28₁. Súľov-poľná cesta, 500 m vvj. od školy. Manínska jednotka, stredný cenoman.
29. Hradná-JRD, prirodzený odkryv na pravej strane potoka (okraj obce). Manínska jednotka, vrchný cenoman.
30. Hradná—Zlatý Diel, poľná cesta v. od kóty 647 m nad obcou. Manínska jednotka, cenoman.



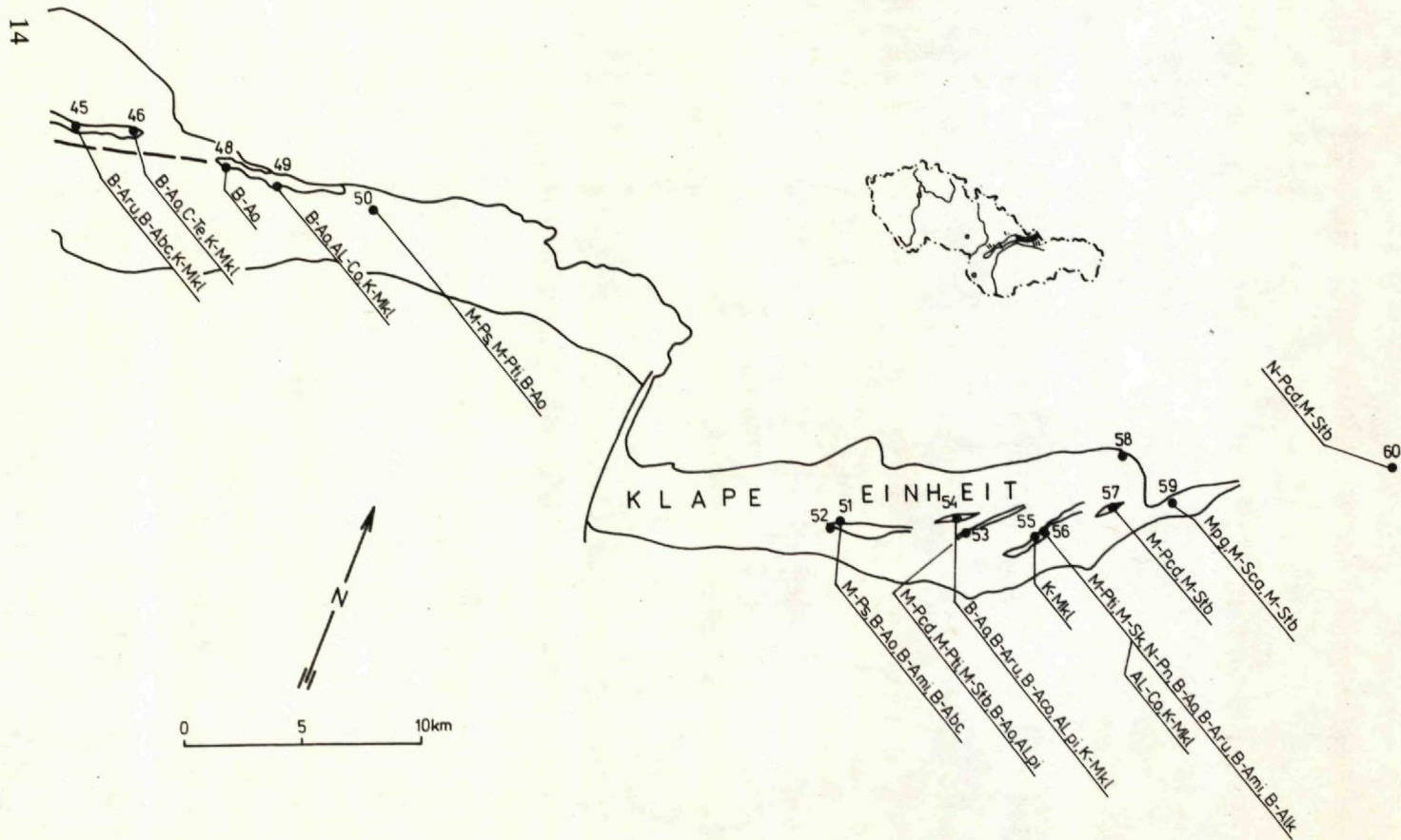
Obr. 1 — úsek stredné Považie. (Vysvetlivky pozri pri obr. 2)



Obr. 2 — úsek Myjava—Pruské.

Obr. 1—3 Distribúcia vápencových valúnov rôznych facií malmu, spodnej a vrchnej kriedy v kriedových zlepenoch pieninského bradlového pásma.

Vysvetlivky: M — malm, N — neokóm, B — barém, A — apt, AL — alb, C — cenoman; S — plytkovodná fácia, P — pelagická fácia; bc — *Bacinella*, ca — *Clypeina jurassica*, cb — *Campbelliella striata*, cd — *Cadosina*, cl — *Cladocoropsis mirabilis*, cm — *Colomiella recta*, co — *Corallinaceae*, e — „*Exogyra columba*“, ch — *Characeae* a sladkovodné riasy, k — koraly, kl — konglomeráty, m — *Mercierella* (?) *dacica*, mi — miliolidy, n — *Nannoconus*, o — orbitoliny, os — *Orbitolinopsis*, pc — *Protopenneroplis striata* a *Conicospirillina basiliensis*, pg — „protoglobigeriny“, pi — *Pithonella ovalis*, ru — rudisty, s — *Saccocoma*, st — *Stomiosphaera sphaerica*, tb — Tubiphytes, ti — tintinidy.



Obr. 3 — úsek Terchová— Orava. (Vysvetlivky pozri pri obr. 2)

31. Praznov, zárez poľnej cesty asi 500 m v. od obce na pravej strane potoka. Manínska jednotka, cenoman.
32. Pod Hradiskom, prirodzený odkryv na dne údolia v. od Hradiska (637). Manínska jednotka, mástricht.
- 32₁. Malé Hradisko-Ovčiarsko, 500 m sv. od Ovčiarska, malý odkryv na hrebeni. Manínska jednotka, cenoman.
33. Žilinská Lehota, 630 m jz. od obce, bloky zlepenca v poli. Manínska jednotka, cenoman.
- 33₁. Strážov (pri Žiline), 640 m jv. od školy, odkryv v záreze štátnej cesty. Manínska jednotka, mástricht.
34. Divinka-báza, skalný odkryv na pravej strane potoka oproti škole. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
35. Divinka-vrchol, drobné odkryvy v záreze cesty, 10 m j. od Hradiska nad Divinkou. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
36. Divinka — zárez cesty idúcej od cintorína na SZ (nad priehradou). Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
37. Považský Chlmec-lom, malý opustený kameňolom na konci údolia s. od plemenárskej stanice. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
38. Považský Chlmec-cesta, zárez cesty Chlmec—Vranie, asi 270 m od mosta cez Kysucu. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
39. Vranie, zárez cesty Chlmec—Vranie, asi 1 km od Vrania. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
40. Zádubnie, zárez poľnej cesty na pravej strane potoka, 100 m s. od obce. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
41. Zástranie-ihrisko, zárez vo svahu pri futbalovom ihrisku. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
42. Zástranie I, malý jamový lom na hrebeni pri poľnej ceste, 1 km sv. od obce. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
43. Zástranie II, 100 m sv. od lokality 42 v záreze cesty. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
44. Zástranie-olistolity, 200 m sv. od lokality 42 nad poľnou cestou. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
45. Kotrčina Lúčka, 300 m sz. od zvonice v obci, ľavá strana údolia. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
46. Stredný Vadičov, zárez poľnej cesty, tesne nad obcou smerom na kopec Diely (655 m). Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
47. Teplička nad Váhom, prirodzený odkryv na sv. okraji obce nad cestou. Klapská jednotka, senón.
48. Ďurčovia, zárez potoka tesne pri laze Ďurčovia, sz. od vrchu Ostré (745 m), s. od obce Belá. Klapská jednotka, santón.
49. Kubíkovia, laz jv. od Lutiše a s. od obce Belá. Klapská jednotka, santón.
50. Horná Tižina, odkryv v potoku medzi lazom Ďuriškovia a Cabadajovia (pri Terchovej). Klapská jednotka, santón.
51. Oravská Podzámok I, severný okraj defilé v záreze železnice medzi Medzibrodím a Oravským Podzámkom. Klapská jednotka, cenoman—turón.
52. Oravský Podzámok III, južný okraj defilé, ostatné ako v predošlom. Klapská jednotka, cenoman—koňak.
53. Sedliacka Dubová I, dolina Dubového potoka, 1 km pred vyústením odkryv v potoku, Klapská jednotka, cenoman.
54. Sedliacka Dubová II, ako lokalita 53, 2 km od vyústenia potoka Klapská jednotka, cenoman.
55. Krivá-báza, južný okraj zárezu železnice, 1 km z. od Krivej. Klapská jednotka, cenoman—turón.
56. Krivá-železnica, ako lokalita 55, stredná časť defilé. Klapská jednotka, cenoman—turón.
57. Podbiel, na pravom brehu Studeného potoka j. od mosta. Klapská jednotka, cenoman?
58. Zemianska Dedina, ľavý svah potoka Hldočín, zárez lesnej cesty 600 m ssv. od vrchu Lučivný (840 m), 2 km z. od obce. Klapská jednotka, senón.
59. Zemiansky Mlyn, prirodzený odkryv na pravej strane vyústenia potoka Hldočín. Klapská jednotka, senón.
60. Trstená, pravý breh Oravice, v. časť mesta. Klapská jednotka, senón?

Stratigrafické horizonty a fácie identifikované z výbrusového štúdia valúnov

Podrobne bolo preštudované vo výbrusoch 806 valúnov, z niektorých bolo zhotovené 2 až 5 výbrusov. Extrakcie konodontov a holotúrií sme sa pokúsili spraviť z 80 valúnov; vzorky nádejné na konodonty boli vytypované z výbrusového štúdia, takže až 60 % extrahovaných vzoriek dalo pozitívne výsledky. Z 12 valúnov boli extrahované ťažké minerály; na takúto bromoformovú separáciu sa vybrali len tie valúny, ktorých výbrusy obsahovali zrná spinelov, prípadne glaukofánu.

Na rozdiel od pozorovania mikrofácií v súvislých vrstevných sledoch, kde relatívny vek jednotlivých vzoriek je známy z ich pozície, musíme rekonštrukciu erodovaných vrstevných sledov z asociácie valúnov skladať ako mozaiku z izolovaných vzoriek. Pri tomto nám boli východiskom valúny s vedúcimi mikrofosíliami, spoločné vystupovania charakteristických mikropaleontologických a litologických prvkov, ako aj analógie s inými jednotkami Západných Karpát. Z celkového počtu 806 valúnov ostala stratigraficky nezaradená zhruba desatina, ostatné boli zaradené so značným stupňom pravdepodobnosti alebo s istotou (obsah vedúcich mikrofosílií ojedinele aj makrofosílií) do útvaru, oddelenia, prípadne až stupňa alebo aj zóny. Stratigrafické rozvrstvenie študovaných vzoriek bolo nasledovné: paleozoikum — 0,6 %, trias — 30,5 %, lias — doger — 7,4 %, malm — 11,5 %, malm—apt — 5,1 %, neokóm — 4,9 %, barém—apt — 23,1 %, stredná—vrchná krieda — 9,0 %, nezaradené — 7,9 %. Treba upozorniť, že tento prehľad neodráža skutočné vzájomné pomery uvedených skupín, keďže napríklad triasové dolomity boli brané na výbrus iba celkom výnimočne, naopak sú nadcenené mikroorganogénno-detritické vápence (hlavne plytkovodný malm a barém—apt urgónskej fácie), ako aj valúny stredno- až vrchnokriedových drobnozrnných karbonátových zlepcov a pieskocov.

Paleozoikum

K pravdepodobnému paleozoiku počítame metadroby, fylity, tmavosivé oligomiktné zlepenie s kremitým tmelom a kryštalické vápence — teda naposol metamorfované horniny. Doteraz jedinou bezpečne datovanou paleozoickou horninou je valún karbónskeho kanelového uhlia, patriaci namúru A (V. Havlena 1958) nájdený v Nosiciach. Mikroskopicky sme skúmali len metamorfované vápence. Našli sa iba na strednom Považí v klapskej a ojedinele aj v manínskej jednotke.

Biely kryštalický vápenec — lok. 15 a (KL-ac). Ide o hrubozrnný (okolo 0,8 mm) vápenec s izometrickými zrnami kalcitu undulózne zhášajúcimi, sprehybanými dvojčatnými lamelami (tab. I, obr. 1), bez akcesórií.

Biely kryštalický vápenec so žltkastými žilkami — 21 i (KL-ac). Je strednozrnný (okolo 0,3 mm). Zrná pretiahnuté v rovine bridličnatosti sú kataklázované, undulózne, so zazubenými okrajmi. Metamorfná bridličnatosť zvierá uhol 40° s pôvodnou vrstevnatosťou, ktorú možno rozoznať podľa fantómov bituminóznych vrstvičiek. Obsahuje ojedinelý autigénny xenomorfný kremeň do 0,12 mm.

Svetlosivý laminovaný vápenec s červenými zrnkami — 32 i (M-s). Nachádzajú sa v ňom zriedkavé echinodermové články impregnované zlúčeninami Fe. Metamorfná laminácia je

zreteľná z pretiahnutia zrníek kalcitového agregátu základnej hmoty v rovine bridličnatosti, „z obtekania“ krinoidových článkov a ich rotácie (tab. I., obr. 2). Časť akcesorického autigénneho kremeňa vznikla ešte pri diagenéze, väčšina až počas metamorfózy; väčšie šupinky hydrosfúd vznikli tiež pri metamorfóze na úkor ílových minerálov pôvodnej horniny.

Sivý laminovaný vápenec s tmavými škvrnkami — 32 a (M-s). Jemnozrný kalcitový agregát, ktorý vznikol metamorfnou rekryštalizáciou základnej mikritovej hmoty, je výrazne usmernený. Obsahuje hojné úlomky bituminózne ílomitej bridlice, pravdepodobne intraklasty (makroskopicky sa javia ako tmavé škvrnky). Sú rozpukané v kolmom smere na rovinu foliácie. Puklinky v nich vyplňuje vláknitý „azbestový“ kalcit (tab. I, obr. 3). Lemuje aj okraje intraklastov, tlakové tiene. Na niektorých intraklastoch pozorovať rotáciu. Hojný autigénny až metamorfný xenomorfný kremeň do 0,25 mm obsahuje inklúzie väčších kalcitových zrníek, čo dokazuje, že sa vytvoril až po rekryštalizácii vápenca. Kremeň je kataklázovaný a nevykazuje usmernenie do roviny kryštalizačnej bridličnatosti, vznikol teda pred posledným tlakovým pôsobením. Ojedinele sú prítomné drobné autigénne plagioklasy.

Sivý slabodolomitický slabopiesčitý kryštalický vápenec — 19 a (KL-c). Tvorí ho strednozrný agregát kalcitových zrn (okolo 0,5 mm) s hustými dvojčatnými lamelami, ktoré sú niekedy až druhotne mikritizované. Často uzatvárajú poikiliticky siltové zrnká kremeňa. Hojná je prímes klastického kremeňa do 0,5 mm, aj agregáty kremenných zrn s muskovitom; časť kremeňa rekryštalizovala v xenomorfné autigénne zrná. Dolomit vytvára nedokonale klence a ich agregáty. Hornina obsahuje početné novotvorené idiomorfné plagioklasy (0,1 mm), zriedkavo aj autigénne turmalíny a dva nejasné reliqvy foraminifer.

Súhrn a interpretácia. Prvoradou je otázka, či pripísať tieto metamorfované vápence mezozoiku alebo paleozoiku, prípadne až predkambriu. V zlepenoch z východného úseku čl. bradlového pásma sa nevyskytol žiadny valún metamorfovaných vápencov (R. Marchalko—M. Mišík—L. Kamenický 1976, str. 28, 48). Pravda, celkové množstvo spracovávaných valúnov bolo tam značne menšie než zo západného tu opisovaného úseku. V zlepenoch šambronskeho pásma centrálnokarpatského paleogénu boli metamorfované vápence dosť hojne zastúpené (l. c., str. 47—49); odvodzovali sme ich z metamorfovaného mezozoika centrálnych Karpát.

Treba pripustiť, že po mikroskopickej stránke sa niektoré z vyššie opisovaných metamorfovaných vápencov podobajú na „dynamometamorfované“ mezozoické vápence vnútorných Karpát, avšak v karbonátových súvrstviach mezozoika samotných bradiel, ani vo valúnoch mezozoických karbonátových hornín pieninskej kordiléry niet nijakých náznakov začínajúcej metamorfózy (až snáď na slienité horniny kampilu: M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora 1977, str. 31—32). Jedine vysokotlaková nízkotepelná metamorfóza, ktorou vznikli glaukofanické horniny (viď str. 64) je pravdepodobne spodnokriedového veku; postihla však súvrstvia hlbších úrovní (ide o glaukofanizované eklogity, paleozoické droby, ale asi aj mezozoické vulkanity).

Už D. Andrusov (1938, str. 56—57) upozorňuje, že napodiv neutrpeli horniny bradlového pásma takmer žiadne rekryštalizačné zmeny spôsobené tlakom, čo vysvetľuje malou tektonickou hĺbkou, v ktorej sa odohrali tektonické pochody, teda pripovrchovou tektonikou. My pripisujeme v tomto rozhodujúcu úlohu včasnému oddeleniu od rigidného podkladu a tlmivému účinku obalu zo slienitých súvrství, ktorý môžeme považovať za „základnú hmotu megabrekcie“ bradlového pásma.

Po konečnom zvážení dôvodov zdá sa nám oprávnenejšie predpokladať pre zistené metamorfované vápence paleozoický vek. Z celkového počtu výbrusove spracovávaných vápencových valúnov tvorili iba 0,7 %, čo je ešte silne nadhodnotených ich prednostným

vyberaním na odkryvoch. Aj voči ostatným metamorfovaným horninám z valúnov tvoria len zlomok percenta, takže možno rátať s tým, že paleozoický metamorfovaný komplex pieninskej kordiléry („crête exotique“ V. Zoubka 1931) bol takisto monotónny, chudobný na karbonáty, ako predmezozoické komplexy tatrika a veporika.

Trias

Podrobné spracovanie triasových valúnov z kriedových zlepenčov bradlového pásma sme už publikovali na inom mieste (M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora 1977). Tu iba zrekapitulujeme prehľad zistených horizontov a facií. Celkove boli nájdené:

Seis — hnedé, ružovkasté a biele kremence a ružovkasté pieskovce. Kampil — slaboslienité jemnopiesčité vápence s *Meandrospira pusilla*. Anis — gutensteinské vápence; steinalmský vápenec s *Meandrospira dinarica*. Ladin—kordevol—wettersteinské vápence s foraminiferami, s *Diplopora annulata*, s *Tubiphytes obscurus*; dolomity s *Diplopora annulata*. Ladin — jul — reiflinské vápence s konodontmi a spikulami holotúrií. Karn — hlavný dolomit s *Poikiloporella duplicata*; tisoľský vápenec s *Poikiloporella duplicata*, hnedasté slabodolomitické vápence s *Involutina gaschei praegaschei*. Karn a norik — sivé hľuznaté často rohovcové vápence s konodontmi a holotúriami. Norik — červený hľuznatý vápenec hallstattský s *Osteocrinus* a s holotúriami; slabodolomitické foraminiferové vápence (ekvivalent dachsteinských vápencov). Rét — lumachelový vápenec s *Rhaetina cf. gregaria* a *Austrirhynchia cornigera*; koralové vápence; slabodolomitické vápence s *Triasina hantkeni*. Rét—hetanž—drobnolumachelové a oolitické vápence, piesčité vápenec so chamositovými oolitmi.

Prekvapením bolo zistenie wettersteinskej faciie (anis, ladinu, karnu), reiflinskej a hallstattskej faciie, ako aj hlavného dolomitu, foraminiferových vápencov karnu a noriku (asi dachsteinských), ako aj panvej faciie karnu a noriku v podobe sivých hľuznatých rohovcových vápencov. Tieto faciie boli doteraz známe len z južnejších jednotiek Západných Karpát, s chočskej, silickej a posledne spomenuté horniny len z rudabánskej jednotky (J. Mello—R. Mock 1978). Keďže na základe doterajších poznatkov o tektonike Západných Karpát a ďalších dôvodov (M. Mišík 1978a), nie je možné pripustiť násun gemerika na priestor bradlového pásma, ktorý by sa mal odohrať ešte pred vrchným albom, treba predpokladať jestvovanie ďalšieho embryonálneho triasového trógu v strednom a vrchnom triase v oblasti neskoršej pieninskej kordiléry bradlového pásma (M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora 1977, str. 63, obr. 3).

Lias

Ružové krinoidové vápence s *Involutina liassica* (Jones) uvádza K. Borza (in O. Samuel et al. 1972, str. 59, 61) z lokality Pod Húštim—Nösice.

Stredný lias (domér)

Ružovkastý slabokrinoidový vápenec s amonitmi a brachiopódmi — 23 b (KL-a). Ide o blok asi 0,5 m priemeru, tvorený biomikritom a krinoidovo-spongiovou mikrofaciou. Mikrofosilie: echinodermové články, kalcifikované silicispongie, *Nodosaria* sp., „*Vidalina*“ *martana* Farinacci, *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., úlomky lastúrníkov a brachiopódov navrtávané vrťavými riasami, zriedkavo machovky, ostne ježoviek a *Globochaete hronica* Borza (tab. II, obr. 1). Táto forma bola doteraz známa len z noriku (K. Borza 1975).

Z bloku boli vypreparované amonity: *Amaltheus margaritatus* (de Montfort) — (tab. II, obr. 2), *Partschiceras cf. monasteri* Breistroffer, 1947, *Harpophylloceras eximium* (Hauer, 1854), *Lytoceras ex gr. sutneri* Geyer, 1893 (amonity určil RNDr. J. Pevný, CSc.) a brachiopódy: *Cuneirhynchia persinuata* (Rau, 1905), *?Prionorhynchia serrata* (Sowerby, 1825), *Spiriferina haueri* Suess, 1854, *Spiriferina cf. tumida* (Buch, 1834), *Zeilleria* sp. (brachiopódy určil RNDr. M. Siblík, CSc.). V oboch skupinách nachádzajú sa druhy bezpečne indikujúce domér. Podobná hornina s amonitmi a brachiopódmí doméru je z bradlového pásma známa iba z kosteleckého vývoja.

Lias—doger

Ružovkasté krinoidové vápence. Vyskytujú sa v zlepenoch koňaku klapskej aj kysuckej jednotky, ojedinele aj v zlepenoch albu klapskej jednotky. Krinoidovo-machovkový biosparit s akcesorickým glaukonitom — 23 1 (KL-a). Krinoidovo-vláknový biomikrosparit s akcesorickým glaukonitom a rekryštalizáciou pod vplyvom koloidov Fe — 37 d (KP-co). Krinoidový intrabiosparit — 54 d (KL-c). Krinoidový biosparit — 39 a (KP-co). Krinoidovo-spongiovo-foraminiferový biomikrit — 13 a (KL-c). Slabopiesčítý krinoidový biosparit postihnutý tlakovými účinkami (zdvojčatenie článkov včetně syntaxiálnych obrúb, ohýbanie dvojčatných lamiel, rozpraskanie zrn kremeňa) — 40 a (KP-co). Krinoidovo-drobnolumachelový piesčítý biosparit — 56 III (KL-c-t). Krinoidový biomikrit s lastúrnikmi a terebratulidnými brachiopódmí — 40 b (KP-co). Drobnolumachelovo-krinoidový natlačený („packed“) biomikrit s akcesorickým glaukonitom, so skalenodrickými hrotmi na syntaxiálnych obrubách krinoidových článkov a s hrotmi dorastania („dog-teeth“) na lastúrnikoch — 42 f (KP-co). Piesčítý krinoidovo-drobnolumachelový vápenc s akcesorickým glaukonitom, s klastickým kremeňom do 0,3 mm, ojedinelým ortoklasom, úlomkami kremencov, žltkastých dolomitov a valúnikmi vápencov do 2 cm priemeru — 42 z (KP-co). Krinoidový intrabiosparit so silicispongiami, slabo silicifikovaný — 43 c (KP-co).

Porovnanie: Ružovkasté krinoidové vápence s terigénnou prímiesou sú časté v sekvenciách s plytkovodnou jurou ako v bradlovom pásme, tak aj v centrálnych Karpatoch.

Sivé kremité spongiové vápence až spongolity — 3 b; 26 i; 47 j, n; 51 b; 56 a; 58 a, b, d, e (Kp-s); KL-c-t, s; M-c, s). Pôvodnou štruktúrou bol biomikrit, ojedinele biopelmikrit. Dominujú silicispongie buď kalcifikované alebo vyplnené chalcedónom (*Monactinellida*, zriedka *Tetractinellida* a *Hexactinellida*), drobnejšie echinodermové články, zriedkavo foraminifery, lastúrniky, ojedinele ostrakódy, punktátne brachiopódy, ostne ježoviek, machovky, spikuly holotúrií. Vo väčšine vzoriek je zreteľná piesčitá prímies klastického kremeňa (SiO_2 nikdy na klastický kremeň nedorastá), muskovitu a v jednom prípade aj častých plagioklasov. Chalcedón je miestami sústredený do drobných rohovcov, prípadne celá vzorka predstavuje už silicit (spongolit, spongiový rohovec — konkrétne). V chalcedónovej mase sú klenčky kalcitu, rohovce na okrajoch mávajú prechodné zóny (bližšie viď M. Mišík 1973a). Ojedinele bola pozorovaná prstencová štruktúra chalcedónu (tab. II, obr. 4) známa nám zatiaľ len z rohovcov v krinoidových vápencoch liasu chočskej jednotky na lokalite Predhorie, Strážovské vrchy. Vzorka 51 b vykazuje makroskopicky typickú štruktúru flekenmerglu.

Sivé jemnozrné vápence. Predstavujú pomerne heterogénnu skupinu s rôznymi podielmi tých istých mikrofaciálnych prvkov, ktoré už boli spomenuté v dvoch predošlých celkoch (krinoidové a spongiové vápence). Krinoidová mikrofácia — 3 j; 17 t; 27 m; 41 f (Kp-s; KL-a; M-c). Krinoidová mikrofácia s piesčitou prímiesou: 21 l (KL-a), 59 g, i (KL-s). Spongiovo-foraminiferovo-ostrakódová mikrofácia — 3 g (KP-s). Spongiovo-krinoidová

mikrofácia s belemnitom — 43 a (KP-co). Krinoidovo-drobnolumachelová mikrofácia — 4 c; 19 h (KP-c; KL-c). Foraminiferová mikrofácia — 19 c (KL-c). Niektoré typy uvedených hornín pripomínajú vložky vápencov z grestenskej fácie.

Červené hľuznaté vápence — 19 v (KL-c): Hľuzy možno považovať za veľké intraklasty, sú z biopelmikritu. Mikrofácia je spongiovo-echinodermová, v menšej miere sú ešte prítomné lastúrniky, ostrakódy, globochéty, uniseriálne machovky, foraminifery (*Nodosaria* sp., *Fron-dicularia* sp.) a osten ježovky. 40 g (KP-co): Hľuzy sú z biomikritu. Hornina obsahuje krinoidové články, úlomky brachiopódov, ostrakódy, foraminifery — sesilné, aglutinované, lagenidové a *Fron-dicularia woodwardi* Howchin, lastúrniky, *Codiaceae*. Mohlo by ísť o adnetské vápence.

Červený oolitický vápenc — 17 IV (KL-a). Oointrasparit s opracovanými a vytriedenými alochémami. Obsahuje aglutinované foraminifery, echinodermové články a lastúrniky. Oolity so stredným priemerom 0,3 mm nemajú dobre zachovanú štruktúru, bývajú rytmicky impregnované Fe-pigmentom. Časté sú iníciaľne oolity, zriedkavé sú stopy klastických deformácií. Nie je vylúčené, že časť týchto teliesok predstavuje mikroonkolity. Mikroonkolitové (cyanofytové) vápence takejto farby sú známe zo sinemúru krížňanskej jednotky Veľkej Fatry a Nízkyh Tatier (M. Mišík 1964).

Sivý hydrotermálne silicifikovaný vápenc — 51 o (KL-c-t). Pôvodná hornina má charakter nedokonale vymytého biosparitu s krinoidovo-machovkovou mikrofáciou. Dost hojné sú aj foraminifery (*Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Textularia* sp.), lastúrniky a ostne ježoviek; zriedkavé sú globochéty a ostrakódy. Obsahuje ojedinelé zrná fosfátu a autigénneho idiomorfného kremeňa. Horninou prenikajú červené žilky a zhluky SiO₂; na ich kontakte došlo k rekryštalizácii kalcitu. Žilky a zhluky obsahujú číre a hnedé koloidy SiO₂ (tab. II, obr. 3) s ihličkami neidentifikovaného minerálu, miestami sú zakalené železitým pigmentom do nepriehľadna. Organické zvyšky sú dokonale zatlačené s SiO₂. Tento spôsob silicifikácie sa zhoduje so štruktúrami hydrotermálne silicifikovaných karbonátových hornín, ktoré sme pre zrovnávacie účely študovali z kontaktov neovulkanitov. Uvedená vzorka vápencu liasu—dogeru bola silicifikovaná na kontakte s efuzívom podľa všetkého v intervale od malmu po strednú kriedu (pred transportovaním vo forme valúnu). Predstavuje zatiaľ jedinú stopu po vrchnojurskom—spodnokriedovom vulkanizme, ktorého prítomnosť predpokladáme na základe rádiometrických stanovení veku vulkanitov z valúnov (A. Rybár—J. Kantor 1978, viď str. 61).

Pelagické fácie malmu

Doger — spodný malm

Vápence so spongiovou (rhaxovou) a rádioláriovou mikrofáciou — 1 p; 3 m; 4 e, g; 19 g; 26 b, XIII; 30 a; 36 c; 39 b; 43 b; 44 z; 57 k, r, u; 58 c, e; 59 f (KP-a, co, s; KL-c, s; M-c).

Biomikrity, zriedkavo biopelmikrity. Najčastejšia je spongiová mikrofácia, niekedy typická rhaxová (tab. III, obr. 1), rádioláriová, ďalej spongiovo-rádioláriová a rádioláriovo-spongiová, ojedinele foraminiferovo-spongiová mikrofácia. Hnedasté, sivé, zelenkastosivé ojedinele červenkasté slaboslienité kremité vápence, niekedy aj s drobnými rohovcami. Frekvencia mikrofaciálnych prvkov z 18 výbrusov:

silicispongie	15/18
rádiolárie	12/18

echinodermové články	6/18
aglutinované foraminifery	6/18
<i>Cadosina</i> sp.	3/18
<i>Patellina carpatica</i> (Mišík)	3/18
„vlákna“ (juvenilné lastúrniky)	2/18
ostrakódy, globochéty, osten' ježovky, machovka, riasa, úlomok brachiopóda a zuhofnatené rastlinné úlomky	1/18

Zreteľná klastická prímes siltového kremeňa — 8/18, muskovitu — 3/18. Z autigénnych minerálov: chalcedón — 14/18, pyrit — 7/18, epigenetický ankerit — 2/18, glaukonit — 2/18, chlorit — 1/18. V diagenetickej histórii horniny došlo k viacnásobnému vzájomnému zatlačaniu kalcitu a SiO₂ (viď napr. reliktu koloidnej štruktúry v kalcite — tab. III, obr. 2).

Analogicky s ostatnými jednotkami Západných Karpát sa dá usudzovať na doger — spodný malm, na čo poukazujú hlavne vzorky s hojnými rhaxami (rhaxové mikrofacie sú napr. typické aj pre malm okrajového prehybu Českého masívu z podložia neogénu čelnej priehlbne) a hojnými rádioláriami, ako aj ojedinelými *Cadosina* sp. a *Patellina carpatica* (Mišík) — pôvodne opísaná pod názvom *Campanulina carpatica* (viď M. Mišík 1973b). Nie je vylúčené, že niektorá zo vzoriek by mohla patriť liasu, kam sme konvencionálne zaradovali len tmavosivé spongiové vápence a slieňovce.

Červené, zelenkavé a sivé rádiolarity a rohovce — 3 p; 21 d; 22 h; 28 a (KP-s; KL-c; c-t; M-c). Mikrofacie: rádiolariovo-vláknová, rádiolariovo-spongiová, spongiovo-krinoidová. Obsahujú rádiolarie, „vlákna“, silicispongie, zriedkavo ostrakódy a echinodermové články, ojedinele osten' ježovky a zuhofnatené rastlinné zvyšky. Kalcit vytvára v chalcedónovej mase korodované zhluky alebo charakteristické klenčeky. Boli pozorované aj syntaxiálne idiomorfne obruby kalcitu okolo reliktov krinoidových článkov (tab. III, obr. 3). Miestami sa vyskytuje aj autigénny idiomorfny apatit a rutilové ihličky (porov. M. Mišík 1973a).

Úlomky pestrosfarbených rádiolaritov sú veľmi hojné v drobnozrnných zlepencoch; v základnej hmote zlepenčov sa dajú sledovať až do psamitickej kategórie. Sú prítomné na najprostej väčšine lokalít a neboli osobitne sledované.

Vápence s protoglobigerínami — 1 a; 31 c; 59 b (KP-s; KL-s; M-c). Biomikrit, biopelmikrit. Mikrofacie: protoglobigerínovo-globochétová, protoglobigerínovo-rádiolariova a vláknová. Hnedastý kalový vápenec z lokality Branč predstavuje blok — olistolit niekoľko m³ veľký. Z makrofosílií boli v ňom zistené belemnity, brachiopódy a amonit *Calliphylloceras* sp. (určil RNDr. J. Pevný, CSc., — tento rod sa vyskytuje v rozpätí celej jury). Vo výbruse dominujú protoglobigeríny a globochéty, ďalej juvenilné amonity, „vlákna“, kalcifikované rádiolarie, drobné gastropódy, lastúrniky, ostrakódy, ojedinele *Saccocoma*, rhyncholity, rybie zúbky. Vápenec z lokality Zemiansky mlyn je pleťovoružový, obsahuje globochéty, protoglobigeríny, rádiolarie, ostrakódy, zriedka echinodermové články, *Spirillina* sp., juvenilné amonity a aptychy, ojedinele intraklasty. V hnedočervenkastom vápenci z lokality Praznov dominujú vlákna (juvenilné lastúrniky), foraminifery (*Lenticulina*, *Tetrataxis*, *Involutina*, protoglobigeríny), prítomné sú juvenilné amonity, gastropódy, globochéty, uniseriálne machovky, články ofiúr, ostne ježoviek, ostrakódy.

Prvé nasadenie protoglobigerínovej mikrofacie sa v mediteránnej oblasti odohralo podľa G. Coloma (1955) v strednom dogeri. Neprítomnosť kadosín dáva tušiť, že v našom prípade je najpravdepodobnejší vek bat — kelovej.

Oxford — spodný titón

Vápence s *Cadosina*. Vyskytli sa v zlepencoch albu až senónu klapskej jednotky, ojedinele v senóne kysuckej jednotky.

Rádioláriovo-spongiová mikrofácia s *Cadosina* — 3 a, d; 22 j; 23 k; 57 g, l; 59 m (KP-s; KL-a, c-t, s). Hnedastosivé ojedinele ružovkasté často kremenité kalové vápence, ojedinele s rohovcom — biomikrity. Obsahujú kalcifikované rádiolárie (dutiny po rádioláriách vyplnené kalcitom), kalcifikované silicispongie (*Monactinellida*, *Tetractinellida*, zriedkavo *Hexactinellida* a rhyxy), časť rádiolárií a hlavne silicispongií býva vyplnená chalcedónom. Zriedkavé sú *Globochaete alpina* Lombard a kadosíny (jednotlivé asociácie sú oddelené bodkočiarkou; *Cadosina fusca* Wanner; *C. sublapidosa* Vogler; *C. malmica* Borza a *C. lapidosa* Vogler; *C. parvula* Nagy a *C. fibrata* Nagy). Ojedinele sú prítomné ostrakódy, aglutinované foraminifery a zuhoňnatené úlomky rastlinných pletív. Klastický kremeň chýba až na ojedinelé siltové zrná. Z autigénnych minerálov sa vyskytoval chalcedón a pyritový pigment. Textúra horniny nesie stopy bioturbácie.

Vláknovo-rádioláriová mikrofácia s *Cadosina* — 23 l; 53 m (KL-a-c). Sivožltkastý slaboslienitý vápenec, v jednom prípade laminovaný; biomikrit a biopelmikrit. Obsahuje „vlákna“ (juvenilné lastúrniky), kalcifikované rádiolárie, kalcifikované silicispongie a niekoľko exemplárov *Cadosina lapidosa* Vogler, v druhej vzorke *C. malmica* Borza, *C. parvula* Nagy a *C. fusca* Wanner. Vzorka s laminovanou textúrou má paralelné usporiadanie vlákien bez stôp bioturbácie a hojné pelety.

Vláknovo-globochéťová mikrofácia s *Cadosina* — 59 l (KL-s). Ružovkastý, pravdepodobne hľuznatý kalový vápenec, biomikrit. Obsahuje „vlákna“ aj hrubšie schránky lastúrnikov, *Globochaete alpina* Lombard, ostrakódy, foraminifery, *Cadosina parvula* Nagy a *C. lapidosa* Vogler; v nerozpustnom zvyšku sú rybie zúbky.

Stratigrafické zaradenie vzoriek, založené na prítomnosti kadosín, pohybuje sa od oxfordu po spodný titón. *C. fibrata* Nagy vystupuje podľa K. Borzu (1969) len v oxforde, *C. malmica* (Borza) len v spodnom titóne. Toto potvrdzuje aj W. Nowak (1968), ktorý uvádza zónu *Parastomiosphaera malmica* (Borza) reprezentujúcu spodný a snáď aj stredný titón. Úplné chýbanie *Saccocoma* nie je sice bezpečným ukazovateľom, ale svedčí skôr pre oxfordský vek značnej časti vzoriek.

Kimeridž — spodný titón

Kalové vápence so *Saccocoma* — 10 l; 11 e; 35 p; 42 y; 44 3; 50 a; 51 e (KP-co; KL-a, c-t, s). Okrem toho K. Borza (1966) a K. Borza in O. Samuel et al. (1972) ich uvádza z lokalít: lom medzi Udičou a Prosným, Vranie, Považský hrad-lom, Považský Chlmec-cesta, Holíč pri Nosiciach, Krivá-zárez cesty.

Súborné vyhodnotenie 7 valúnových vzoriek: Krémové, slaboružové a sivé kalové vápence, ojedinele s rohovcom, biomikrity ojedinele s partiami pelsparitu. Typickou asociáciou je *Globochaete* so *Saccocoma*, niekedy sa významnejšie pripájajú kalcifikované rádiolárie alebo kadosíny, prípadne kalcifikované ihlice silicispongií. Frekvencia mikrofaciálnych prvkov:

<i>Saccocoma</i>	7/7
<i>Globochaete alpina</i>	6/7
kalcifikované rádiolárie	4/7
<i>Cadosina</i>	4/7
„vlákna“ (juvenilné lastúrniky)	4/7
ostrakódy	4/7
juvenilné amonity	4/7
kalcifikované ihlice hubiek	3/7
ostne ježoviek	3/7
aptychy	3/7
ostatné echinodermové články	2/7

foraminifery	2/7
lastúrniky	2/7
<i>Gemeridella minuta</i> Borza et Mišík, spikuly holotúrií, uniseriálna machovka, <i>Characeae</i>	1/7

• Intraklasty — 3/7, pelety — 2/7; chlorit — 2/7, pyrit — 1/7, siltový kremeň — 1/7, chalcedón — 1/7; mikrostylolity — 2/7, dutinky po vylúhovaní schránok — 1/7, bioturbácia — 1/7.

Uvedená asociácia so silnou prevahou planktonických prvkov (planktonické krinoidy, globochéty, rádiolárie, kadosíny, „vlákna“ so zastúpením nektónu (amonity, aptychy) a hlbokovodného bentosu (silicispongie) ukazuje na hlbšie neritikum, menej pravdepodobne až na batyál. S tým sa zhoduje aj štruktúra horniny. Plytkovodný bentos je ojedinelý, podľa všetkého alochtónny (foraminifery, ostne ježoviek, ojedinelá chara — tab. IV, obr. 1). V ojedinelom rohovci články *Saccoma* odolali silicifikácii (tab. IV, obr. 2). Z foraminifer boli zriedkavo prítomné *Lenticulina* sp., *Fronicularia* sp., *Patellina carpatica* (Mišík). Vyoobrazenú *Gemeridella minuta* z tohto materiálu viď v práci K. Borza—M. Mišík (1978, tab. I, obr. 10). Z kadosín sa vo vzorke 35 p vyskytla početnejšia asociácia: *Cadosina malmica* (Borza), *C. parvula* Nagy, *C. lapidosa* Vogler, *C. carpatica* (Borza). Vo vzorke 44-3 sú viaceré *Cadosina fibrata* Nagy; podľa K. Borzu (1969) ukazuje toto na stredný oxford. Na základe doterajších skúseností maximálny rozvoj — mikrofaciu so *Saccocoma* v Západných Karpatoch kladieme do kimeridžu-stredného titónu (M. Mišík 1959, K. Borza 1969). Vzhľadom na prítomnosť *C. fibrata* nie je vylúčené, že táto mikrofacia by mohla mať rozpätie už od stredného oxfordu, ovšem stratigrafický rozsah *C. fibrata* asi nie je ešte dokonale známy. Vzhľadom na vystupovanie bez kalpionel aj bez chitinoidel vek skúmaných vzoriek bude najpravdepodobnejšie kimeridž—spodný titón. Pelagická mikrofacia so *Saccocoma* je známa z početných jednotiek Západných Karpát, nie je prítomná jedine vo veporidno-chočsko-silicikom priestore.

Spodný a stredný titón

Vápence s *Chitinoidea*. K. Borza (in O. Samuel et al. 1972) uvádza valúny vápencov s *Chitinoidea boneti* Doben z lokalít Holíč a pod Húštím pri Nosiciach a vápenec s *Ch. dobeni* Borza z lokality Holíč.

Vrchný titón — berias

Kalpionelové vápence — 3 c; 35 — 1; 44 5; 50 c, f; 53 k; 56 k (KP-co, s; KL-c, c-t, s). Okrem toho K. Borza (1966) a K. Borza (in O. Samuel et al. 1972) uvádza ich z lokalít: lom medzi Udičou a Prosným, Mariková, Považský hrad-lom, Stupné, Milochovo, Rašov, pod Húštím pri Nosiciach, Hlboké n/V. Z lokality Strážov uvádza tintinidy beriasu v asociácii s *Favreina salevensis* (tab. CL).

Svetlosivé kalové drobnobrekciovitú vápence — 50 c, f. Intrabiomikrit s prechodmi do pelmikosparitu. Obsahuje hojné *Crassicolaria intermedia* (Durand Delga) v intraklastoch aj v tmeli, *Globochaete alpina* Lombard, často upevnené na vlákne, kalcifikované rádiolárie, zriedkavo *Calpionella alpina* Lorenz, juvenilné lastúrniky, ojedinele juvenilného amonita, *Cadosina* cf. *sublapidosa* Vogler, *Spirillina* sp., *Patellina carpatica* (Mišík), *Saccocoma* sp., úlomok korala, úlomok machovky. Charakteristické je čiastočné zaoblenie a vytriedenie intraklastov, podradná prímes preplavených plytkovodných prvkov. Stratigraficky ide o spodnú časť vrchného titónu, zóna *Crassicolaria* podľa F. Allemanna et al. (1971).

Krémovosivý kalový vápenec — 44 5. Ide o biomikrit s hojnou *Crassicolaria parvula* Remane, *Calpionella alpina* Lorenz, *Globochaete alpina* Lombard, zriedkavo ostrakódy,

kalcifikované rádiolárie, drobné lastúrniky, foraminifery, osteň ježovky, juvenilný amonit. Stratigrafické začlenenie: vrchná časť zóny *Crassicolaria*.

Krémosivý kalový vápenec so stylolitmi — 35 l. Biomikrit s hojnou *Calpionella alpina* Lorenz, kalcifikovanými rádioláriami, zriedkavou *Tintinnopsella carpatica* (Murgeanu et Filipescu), echinodermovými článkami ofiúr, foraminiferami, globochétami a lastúrnikmi. Obsahuje prímes klastického kremeňa do 0,25 mm. Stratigrafické začlenenie: vrchná časť vrchného titónu, zóna *Calpionella*, podzóna *C. alpina*.

Krémosivý kalový vápenec — 53 k. Obsahuje hojné *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, kalcifikované rádiolárie a ihlice silicispongií (monaxónne, tetraxónne), ojedinele aptych, osteň ježovky, úlomok zuhoľnateného pletiva; ojedinele zrná klastického kremeňa do 0,10 mm, častý globulárny pyrit v rádioláriach. Zaradenie: berias, podzóna *C. elliptica*.

Ružovkastý slaboslienitý vápenec s červenými žilkami — 56 k. Intrabiomikrit s hojnou *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Cadosina* sp., zriedkavo aglutinované foraminifery a uniseriálne machovky. Kalpionely sú prítomné aj v intraklastoch aj v medzernej hmote. Ojedinelý klastický siltový kremeň a autigénny alotriomorfný kremeň, slabá selektívna silifikácia kadosín; pyrit v kockách do 0,15 mm, hematitový pigment v kalcitových žilkách. Zaradenie: ako v predošlom.

Hnedastosivý kalový vápenec — 3 c. Obsahuje hojnú *C. elliptica*, *C. alpina*, zriedka *Tintinnopsella carpatica* (Murgeanu et Filipescu), hojne *Nannoconus* sp., zriedkavo kalcifikované rádiolárie, ojedinele *Cadosina lapidosa* Vogler, *Globochaete alpina* Lombard, *Patellina carpatica* (Mišík). Zaradenie: ako v predošlom.

Zhodnotenie: Uvedené kalpionelové vápence na základe asociácie mikroorganizmov a štruktúr sú považované za hlbokovodný sediment; vystupujú takmer vo všetkých jednotkách Západných Karpát (M. Mišík 1974) včítane bradiel všetkých sérií. Jedine v čorštynskej sérii badať ich plytkovodnejší charakter (M. Mišík 1978b). Pozoruhodné je, že znosová oblasť niekdajšej pieninskej kordiléry obsahovala okrem tohto hlbokovodného vývoja aj plytkovodný vývoj titónu. Prítomnosť kalpionel v plytkovodných faciách titónu je celkom ojedinelá, dáva však cenný kľúč k stratigrafickému začleňovaniu plytkovodných facií (*Crassicolaria* sa vyskytla ojedinele v mikrofácii *Tubiphytes* — 1 b, ako aj v mikrofácii s *Clypeina jurassica* a *Tubiphytes* — 35 h).

Úlomky kalpionelových vápencov vrchného titónu vo valúnoch kriedových hornín (vyskytly na terciárnom mieste) sa spomínajú pri opise kriedových hornín. Vo valúnoch vápencov barému — aptu sa vyskytli na lok. 4 v; 8; 26 XIV; 35 i; 38 a, j, h; 42 n, x; 47 a, m; 51 n; 53 i, j; 56 j; 59 a, i, h; 60 h, 1, n (KP-co, s; KL-c, c-t, s).

Plytkovodné facié malmu

Oxford — kimeridž

Vápence s *Cladocoropsis mirabilis* Felix — 11 a, b; 19 IX; 26 n, X, XV; 35 a (KP-co; KL-a-c, c, s). Sivé, sivobéžové, hnedasté vápence, najčastejšie biointramikrity, biointrasparity, menej biopelmikrity, biointramikrudity. Frekvencia z výbrusov 7 valúnov:

<i>Cladocoropsis mirabilis</i> Felix (tab. IV, obr. 3)	7/7
koralý	7/7
lastúrniky	7/7
echinodermové články	7/7
sesilné foraminifery	5/7
ostatné foraminifery	5/7

Codiaceae	4/7
<i>Tubiphytes obscurus</i> Maslov	3/7
gastropódy	3/7
brachiopódy	3/7
machovky	2/7
ostatné hydrozoj (okrem <i>Cladocoropsis</i>)	2/7
serpulidy	2/7
<i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i> (Raineri)	2/7
globochéty, <i>Bacinnella irregularis</i> Radoičić, ostrakódy, vŕtavé riasy, <i>Dasycladaceae</i>	1/7

Intraklasty — 7/7, pelety — 2/7, oolity (ojedinelé) — 1/7; selektívna silicifikácia — 2/7, siltový klastický kremeň (ojedinelý) — 2/7.

Okrem rodu *Cladocoropsis* vyskytol sa jedenkrát *Actinostromaria* sp. a *Pseudocoenia* cf. *slovenica* Turnšek — podľa určenia doc. E. Morycovej, ktorá v tom istom valúne (26 n) určila aj koral *Stylosmilia* sp., *Calamophylliopsis* sp. a *Pleurophyllia* sp. Z asociácie koralov možno usudzovať na vrchný oxford — spodný kimeridž. Hojné sú sesilné foraminifery *Koskinobullina socialis* Cherchi et Schroeder a drobné nubekularidy. Lituolity sa vyskytli iba raz, *Tubiphytes* je zriedkavý.

Zhodnotenie: *Cladocoropsis mirabilis* Felix patrí medzi *Hydrozoa*. A. Fenninger — H. L. Holzer (1972, str. 60, 123) uvádzajú ho z Východných Álp z hallstattského príkrovu juvavika (Plassenkalk). Vystupuje tu spolu s *Clypeina jurassica*, *Munieria baconica* a *Bacinnella irregularis*. Podľa spomenutých autorov zóna s *Cladocoropsis mirabilis* zodpovedá vyššiemu oxfordu—kimeridžu. A. Fenninger—H. Hötzl (1965, str. 38—39) uvádzajú 17 citácií, všetky z malmu, najčastejšie z kimeridžu. Staršie údaje podrobne komentuje aj P. De Castro (1972, str. 17—19); výskyty sú v oxforde—kimeridži, nikdy nepresahujú hornú hranicu jury. Ďalšie výskyty neuvádzané v spomenutých prácach sú z Juhoslávie — A. Polšák — A. Milan (1965) — masové v malme, avšak zasahujú až do senónu, R. Radoičić (1966) — spodný kimeridž, M. + B. Mirković (1976) — spodný kimeridž, I. Velić (1977) — spodnejší malm. Z Talianska E. Catenacci et al. (1963) uvádzajú *Cladocoropsis mirabilis* z keloveju—kimeridžu. U. Crescenti (1969) uvádza spoločný výskyt s „*Vaginella*“ *striata* a kladie ho do kimeridžu—spodného titónu. Z Izraela B. Derin—Z. Reiss (1966, obr. 83, 183, 258, 259) ho vyobrazujú z údajného vrchného batu a z oxfordu, z malmu Japonska S. Hanzawa (1961, tab. LXXIII, 2; LXXIV, 1, 2), z Iránu M. Sampó (1969, tab. XXIII) z malmu zóny *Clypeina jurassica* — *Kurnubia*. Z Východných Karpát Rumunska ho uvádza O. Dragastan (1975, str. 76) takisto spolu s „*Bankia*“ *striata* ako U. Crescenti (1969), avšak na rozdiel od neho zaraďuje ho takmer ako jediný z autorov do titónu. E. Flügel (1974) uvádza vápence s *C. mirabilis* z Turecka z vrchného oxfordu—kimeridžu a ich tvorbu kladie do plytkého chráneného vnútorného šelfu, do oblasti vzdialenej od pobrežia.

Mikrofácia s *C. mirabilis* nebola doteraz zo Západných Karpát uvádzaná. Naše výskyty poukazujú na plytkovodný sediment zo širšieho areálu biohermy. Vekové zaradenie sa opiera len o ojedinelú asociáciu koralov vrchného oxfordu—spodného kimeridžu. V porovnaní so stratigrafickými údajmi pre vápence s *C. mirabilis* je toto zaradenie všeobecne najpravdepodobnejšie.

Vápence s *Protopenneroplis striata* Weynschenk — 12 g, k; 17 v; 26 XVII; 38 g (KP-co; KL-a, c, s).

Hnedastosivé jemnozrné onkolitové vápence — 12 g, k. Intrasparit a intrabiosparit s časťami úlomkami lastúrnikov, punktátnych brachiopódov, koralov, hydrozoí, echinodermových článkov, cyanofytových onkolitov do 1 cm; zriedkavejšie sú foraminifery *P. striata* Weynschenk (tab. V, obr. 1—3), raz spolu s *Conicospirillina basiliensis* Mohler (tab. V, obr. 5), zriedkavo lituolidné foraminifery (tab. V, obr. 4), ojediniele gastropódy, *Codiaceae*,

ostne ježoviek. Hojné sú intraklasty a ich časté vzájomné vtláčanie a rozpúšťanie, aj oolity so stredným priemerom 0,25 mm; ojedinele zrno klastického kremeňa 0,4 mm.

Biely onkolitový vápenec s charakterom synsedimentárnej brekcie (stopy vysychania a súčasného rozpraskávania) — 17 v. Obsahuje onkolity girvanel, *Codiaceae*, *Bacinella* sp., hydrozoa, ostrakódy *P. striata* a *Conicospirillina* sp.

Žltkastosivý biomikrit — 26 XVII. Obsahuje ihlice silicispongií a rádiolárie sčasti kalcifikované. Hrubšie úlomky organizmov boli sem pravdepodobne splavené; *Tubiphytes obscurus* Maslov, úlomky lastúrníkov, *Pseudocyclammia* sp., *P. striata*, echinodermové články, uniseriálne machovky.

Žltkastý drobnobrekciovitý vápenec — 38 g. Obsahuje *Tubiphytes obscurus* Maslov, lastúrniky sčasti silicifikované, echinodermové články, foraminifery: *Acervulina* sp., *Lenticulina* sp., *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *P. striata* Weynschenk; *Codiaceae*, ojedinele *Dasycladaceae* (tab. V, obr. 7), *Actinostromaria* sp., koraly, ostrakódy, obsahuje úlomky dolomitov triasu, spongiových vápencov pravdepodobne liasových. Ide asi o prvé náznaky vynárania pieninskej kordiléry, zatiaľ iba o denudáciu jury a vyššieho triasu (klastický kremeň chýba).

Valún oolitového vápenca s *Protopenelopis striata* a *Conicospirillina basiliensis* sme našli aj v zlepenkoch na lokalite Bzince (pravdepodobne senónskych s redeponovaným materiálom kriedových zlepenčov bradlového pásma). Spolu s valúnom z lok. 3 (viď nižšie) dokazuje jestvovanie tejto fácie aj v jz. úseku pieninskej kordiléry.

Zhodnotenie: Ide o sedimenty eulitorálu a sublitorálu, až na vzorku 26 XVII, ktorá predstavuje podľa všetkého alodapický vápenec (vápenecový turbidit, preplavenie detritu organizmov do hlbokovodnejšieho prostredia). Vo Východných Alpách A. Fenninger—H. L. Holzer (1972, str. 62, 112, 120, 126) uvádzajú asociáciu s *P. striata* s oolitmi a hydrozoami z tzv. prechodnej fácie („Übergangfazies“) z tirolicka príkrovu Höllengebirgs-Staufen a z príkrovu Göller, ako aj z hallstattského príkrovu juvavika. Predpokladajú zaradenie do oxfordu (výskyty spolu s *Cladocoropsis mirabilis*) až do spodnejšieho titónu (výskyty s *Clypeina jurassica*). Spoločný výskyt s *C. jurassica* uvádza aj H. L. Holzer in B. Plöschinger (1976, str. 311). Ide o barmsteinský a tressensteinský vápenec (viď tiež A. Tollmann 1976, str. 360—362).

Súhrn dát o stratigrafickom a regionálnom rozšírení druhu *P. striata* podáva M. Septfontaine (1974). Je známy z rozpätia álen až titón so zreteľným maximom v keloveji—oxforde. V Dinaridách a Apeninách bola vytýčená zóna s *P. striata* a začlenená do vrchného dogeru—spodného malmu (A. Farinacci—R. Radoičić, 1964).

Výskyt tohto druhu sa doteraz zo Západných Karpát neuvádzal. Okrem týchto opisovaných valúnov z bradlového pásma sme ho medzi časom zistili aj vo valúnoch malmu silickej jednotky (M. Mišík—M. Sýkora 1980). Ako vysvitá z mapky M. Septfontaina (1974, str. 616), leží náš výskyt najsevernejšie z 27 svetových lokalít.

Vápence s *Conicospirillina basiliensis* Mohler — 3 k; 12 g; 17 m, v; 19 f; 21 i; 31 d; 35 o; 47 l (KP-co, s; KL-a, c, s; M-c, s). Vyskytujú sa v zlepenkoch albu až senónu, sú prítomné vo všetkých troch jednotkách; chýbajú v oravskom úseku.

Krémové, svetlosivé, hnedastosivé, niekedy drobnoulomkovité vápence (kalkarenity). Najčastejšie ide o nedokonale vymyté intrabiosparity, menej o oosparity, intrapelmikrity a biopelmikrity. Frekvencia mikrofaciálnych prvkov z výbrusov 10 valúnov:

<i>Conicospirillina basiliensis</i> Mohler (tab. V, obr. 5, 6)	10/10
ostatné foraminifery	10/10
echinodermové články	7/10
lastúrniky	7/10
onkolity (riasové hľuzky)	6/10

ostne ježoviek	5/10
gastropódy	4/10
Codiaceae	4/10
ostrakódy	4/10
Hydrozoa (<i>Actinostromaria</i>)	4/10
machovky	3/10
koralý	3/10
<i>Tubiphytes obscurus</i> Maslov	3/10
punktátne brachiopódy	3/10
<i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i> (Raineri)	3/10
<i>Globochaete</i> sp.	2/10
<i>Girvanella</i> sp.	2/10
<i>Bacinella</i> sp.	2/10
<i>Protopenneroplis striata</i> Weynschenk	2/10
rhaxy, vřtávé riasy, <i>Gemeridella minuta</i> Borza et Mišík, <i>Didemnooides moreti</i> (Durand Delga), článok ofiúry	1/10

Intraklasty — 7/10, pelety — 6/10, oolity — 4/10; silicifikácia — 4/10. Typická je prítomnosť intraklastov až do 5 mm, dokonca aj so sparitovou hmotou. Ojedinele sa vyskytli stopy vysychavania a rozpráskavania sedimentu, v inej vzorke zasa dutinky s kalovou výplňou. Príznačne je úplné chýbanie klastického kremeňa a silicifikácia hlavne lastúrnikov a intraklastov takmer v polovičke vzoriek.

Vyhodnotenie: Sedimentačné prostredie bolo zhruba rovnaké ako pri vápencoch s *Protopenneroplis striata*. Zo Západných Karpát sme opisali značne podobné onkolitové vápence s *C. basiliensis* z malmu silickej jednotky (M. Mišík—M. Sýkora 1980), ako aj z valúnového materiálu zlepcov albu krížňanskej jednotky, tu však tieto vápence majú vždy sivú farbu (M. Mišík—J. Jablonský—R. Mock—M. Sýkora 1981). Okrem toho sme zistili *C. basiliensis* spolu s *Clypeina jurassica* v malmských vápencoch nedzovskej jednotky (ekvivalent najvyšších príkrovov v Malých Karpatoch).

A. Fenninger—H. L. Holzer (1972, str. 112, 123, 126) z Východných Álp uvádzajú *Conicospirillina basiliensis* Mohler z tiroliku (príkrov Höllergebirgs-Staufen) a z juvaviku (hallstattský príkrov), a to aj spoločné výskyt s *Clypeina jurassica* a *Cladocropsis mirabilis*, teda z horizontov, ktoré považujú za oxford a spodný titón. Z Východných Karpát uvádza A. Stilla—O. Dragastan—I. Dumitru (1968) *C. basiliensis* z kimeridžu. O. Dragastan (1975, str. 48) zhŕňa stratigrafické rozpätie tohto druhu v alpínskom areáli na oxford—purbek, pričom však len on sám ho uvádza z vrchného titónu a titónu—beriasu a *C. cf. basiliensis* až z beriasu—spodného valanginu. Viacerí autori spomínajú len hrubší stratigrafický údaj „malm“; presnejší údaj podáva autor druhu W. Mohler (1938), a to vrchný sekván (rozhranie oxfordu—kimeridžu), P. Dufau (1958) — spodný kimeridž, J. Azema et al. (1979, tab. XX—10) — spodný až stredný kimeridž. W. Moryc (1961) uvádza tento druh z platformového predpolia Karpát z Poľska, a to z vrchného oxfordu (astartu). Keďže zo skúmaných valúnov bradlového pásma sme nezaznamenali spoločné vystupovanie s *Clypeina jurassica*, považujeme za najpravdepodobnejšie zaradenie skúmaných vápencov s *C. basiliensis* do spodnejšej časti malmu, do oxfordu—kimeridžu.

Kimeridž — spodný titón

Mikroonkolitové vápence so *Saccocoma*—40 e; 446 (KP-co). Okrem toho K. Borza (1966, str. 17) uvádza túto mikrofáciu z lokality Mariková pod starším názvom „pseudoolitické vápence s lombardiami“ a J. Haško—O. Samuel (1977, str. 56) z bloku od Kotrčinej Lúčky, z ktorého J. Haško—M. Polák (1979, str. 74) uvádzajú dokonca chemickú analýzu.

Ide o krémové kalové vápence, bioonkomikrosparit s prechodmi do bioonkomikritu. Dominujú mikroonkolity 0,1—0,4 mm veľké, niekedy so zreteľnou koncentrickou štruktúrou, prípadne aj s reliktnými vláknami siníc. Hojný sú *Globochaete alpina* Lombard, často na krátkom vlákne (epifytické pripevnenie alebo klíčenie zoospór?) a články planktonického krinoida *Saccocoma*, hlavne *ramuli*. Oboje sa nachádzajú v jadrách mikroonkolitov. V menšom počte sú prítomné ostrakódy, ojedinele aglutinované foraminifery a *Patellina carpatica* (Mišík), „vlákna“, ojedinele *Stomiosphaera* cf. *moluccana* Wanner, článok ofiúry a gastropód. Ďalej obsahujú intraklasty, ako aj drobné pelety vzniklé aglutináciou. Klastický aj autigénny kremeň chýba.

Tento typ mikrofácie je známy aj z valúnového materiálu bradlového pásma východného Slovenska — z neopieninskej kordiléry (M. Mišík in R. Marschalko et al. 1976, str. 70, 71), z vysokotatranskej jednotky z poľskej časti Tatier a Javorinskej Širokej, ako aj z podložia centrálnokarpatského paleogénu z predpokladaného východného pokračovania vysokotatranskej série. Podrobnosti, literárne odkazy viď na uvedenom odkaze.

Ide o plytkovodnú fáciu — sublitorál alebo eulitorál plytčín. Uvedená mikrofácia je charakteristická pre vysokotatranskú jednotku a „exotickú jednotku“ pieninskej a neopieninskej kordiléry. V iných jednotkách Západných Karpát sa nevyskytla. Je možné, že vo východnej polovici územia Slovenska počínajúc od Vysokých Tatier vytváral sedimentačný priestor oboch spomenutých jednotiek v kimeridži—titóne spoločnú podmorskú eleváciu.

Mikroonkolitové vápence s *Globochaete* a *Cadosina* — 44 4 (KP-co). Sivý kalový vápenc, onkobiomikrit. Hojný drobný mikroonkolity v rozmedzí 0,15—0,25 mm s nepravidelnou koncentrickou stavbou, s reliktnými cyanofytovými vláknami, s častou *Globochaete alpina* Lombard aj v jadrách onkolitov, niekedy upevnené na vlákne, zriedkavo drobné echinodermové články, ostrakódy, *Cadosina lapidosa* Vogler, ojedinele gastropód, lastúrník a fosfatický úlomok. Bez stôp terigénnej prímеси.

Podľa údajov J. Hašku—M. Poláka (1979, str. 93) sa vyskytujú až 30 cm valúny tejto horniny aj na lokalite Ďurčovia. Sú teda prítomné v spodnosenoňských zlepencoch kysuckej aj klapskej jednotky.

Prostredie usadzovania a výskyt v rámci Západných Karpát sú totožné s predošlým typom — s mikroonkolitovo-sakokómovou asociáciou; boli nájdené aj na spoločnej lokalite. *Cadosina lapidosa*, ktorá má maximálne rozšírenie v kimeridži — titóne (celkové rozpätie oxford — valangin), indikuje totožné stratigrafické zaradenie ako v predošlom.

Kimeridž — vrchný titón

Vápence s *Tubiphytes* a *Mercierella* (?) *dacica* Dragastan — 1 n; 33 c (KP-s; m-c). Biele vápence biohermného vzhľadu, mierne rekryštalizované biopelmikrity. V oboch vzorkách dominuje *Tubiphytes obscurus* Maslov (mladšie synonymum je *T. morronensis* Crescenti); nasledujú úlomky hydrozoí, echinodermové články, nubekularidné foraminifery, *Mercierella* (?) *dacica* Dragastan (tab. V, obr. 8; tab. VI, obr. 1), *Patellina carpatica* (Mišík), *Codiaceae*, ostrakódy, lastúrniky, ojedinelé gastropódy, machovky, *Aeolisaccus* sp., *Cadosina* cf. *fusca* Wanner, úlomok korala, *Dasycladaceae* (? *Neomeris* sp.). Hojný sú pelety. V jednej vzorke sa nachádzajú aj dutinky s vnútornou sedimentáciou.

Serpulidný červ *Mercierella* (?) *dacica* Dragastan je doteraz známy zo stratigrafického rozpätia kimeridž—berias, a to konkrétne s kimeridžu a titónu Východných Karpát Rumunska a z portlandu—beriasu Juhoslávie (O. Dragastan 1966, 1975, A. Stilla et al. 1968). Zo Západných Karpát ho uvádzame po prvý raz. Sedimentačné prostredie zodpovedalo pravdepodobne rozsiahlej plytčine posiatej drobnými rifmi („patch-reefs“), vytváranými najmä s *Tubiphytes obscurus*.

Vápence s *Tubiphytes obscurus* s ojedinelými *Crassicolaria*, *Cadosina borzai*, prípadne *Protopenneroplis* — 1 b; 26 XVII; 35 h; 38 e (KP-co, s; KL-s). V týchto valúnoch je možné preukázať, že mikrofácia s *Tubiphytes* sa určite vyskytuje aj v malme. Značnú časť valúnov s *Tubiphytes* z iných lokalít pre nedostatok preukazných mikrofosílií je možné označiť len ako malm—spodnejší neokóm. Agregáty *Tubiphytes* sa nevyskytli v preukázanom baréme—apte. Zriedkavejšie sme sa stretli v skúmanom valúnovom materiáli s nimi aj vo wettersteinských vápencoch triasu.

Krémový kalový vápenec — 1 b. Ide o biopelsparit s hojnými *Tubiphytes obscurus* Maslov, mikroonkolitmi cyanofyceí, echinodermovými článkami, kalcifikovanými silici-spongiami, úlomkami machoviek, ostňami ježoviek, ostrakódmi, globochétami a zriedkavými *Crassicolaria brevis Remane*. Ide o krasikoláriovú zónu vrchného titónu.

Hnedastosivý vápenec — 35 h. V tomto biomikrite v asociácii s hojným *Tubiphytes obscurus* Maslov sa vyskytuje zriedkavá *Calpionella alpina* Lorenz (tab. VII, obr. 4), *Crassicolaria brevis Remane*, *Clypeina jurassica* Favre a *Bacinella* sp. Ide o vrchný titón.

Žltkastosivý vápenec s rohovcom — 26 XVII. Obsahuje zmiešané plytkovodné a hlbokovodné prvky: silicispongie včetně rhexov, rádiolárie, riasové hľuzky, *Tubiphytes*, *Pseudocyclamina* sp., *Protopenneroplis* cf. *striata* Weynschenk. Vek: oxford—kimeridž.

Sivý kalový vápenec s laminami zrnitého vápenca — 38 e. Pravdepodobne ide o laminy turbiditu — alodapický vápenec. Základná hornina má charakter biomikritu, obsahuje kalcifikované rádiolárie a silicispongie, aglutinované foraminifery, uniseriálne machovky, *Cadosina borzai* Nagy, *C. fusca* Wanner, *Didemnooides moreti* (Durand Delga) a globochéty. Lamina je tvorená pelsparitom s častým *T. obscurus* Maslov, aglutinovanými foraminiferami, echinodermovými článkami, úlomkami lastúrníkov a ojedinelou *Saccocoma* sp. *Cadosina borzai* má svoje maximum v strednom kimeridži, ojedinele siaha až do titónu.

J. Haško—O. Samuel (1977, str. 56) uvádzajú mikroonkolitový vápenec s *Calpionella alpina* z bloku od Kotrčinej Lúčky; môže ísť o analogickú fáciu.

Vápenec s *Teutloporella obsoleta* a *Neoteutloporella socialis*. Valún tejto horniny tvorenej výhradne dasykladaceami uvádza J. Bystrický—K. Borza (1964) z lokality Stupné. *Dasycladaceae* sme mnohokrát zaznamenali ako súčasť vápencov plytkovodného malmu, avšak nikdy nie ako jedinú alebo najhojnejšiu zložku ako je v tomto prípade. Ide pravdepodobne o lagunárnu fáciu. Všetky známe výskyty týchto druhov sú z kimeridžu—titónu (J. P. Bassoulet et al., 1978, str. 186, 277).

Titón

Vápence s *Clypeina jurassica* — 1 w; 4 l; 17 k; 23 g, j, x; 26 l; 28 f; 35 g, h, s; 47 d; 59 c (KP-co, s; KL-a, s; M-c). Okrem týchto lokalít uvádza ich K. Borza in O. Samuel et al. (1972) z týchto miest: Milochovej, jv. od Nosíc, Holíč, Nimnica, Nosice-železničná stanica, pod Húštím pri Nosiciach.

Súhrnný opis 12 vzoriek: Hnedastosivé, menej svetlosivé, biele a krémové drobnouľomkovité vápence. Najčastejšie ide o biointramikrity, onkomikrity, menej o biosparity a biopelsparity. Frekvencia mikrofaciálnych prvkov:

<i>Clypeina jurassica</i> Favre	12/12
foraminifery	12/12
cyanofytové onkolity (včetně <i>Tubiphytes</i>)	11/12
echinodermové články	11/12
lastúrníky	10/12
ostne ježoviek	9/12
hydrozoj	7/12

Codiaceae	6/12
machovky	6/12
<i>Bacinella</i> sp.	5/12
<i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i> (Raineri)	5/12
koraly	4/12
gastropódy	3/12
<i>Dasycladaceae</i> (okrem <i>Clypeina</i>)	3/12
<i>Cadosina parvula</i> Nagy a C. sp.	3/12
serpulidy	2/12
ostrakódy	2/12
<i>Girvanella</i> sp.	2/12
punktátne brachiopódy	2/12
<i>Crassicolaria</i> , <i>Calpionella</i>	2/12
silicispongie, <i>Lithocodium</i> sp., sklerity holotúrií, globochéty	1/12

Intraklasty — 11/12, pelety — 6/12, oolity — 3/12; silicifikácia (kvarcín) — 7/12, epigenetický pyrit — 1/12, epigenetický chlorit — 1/12, klastický kremeň — 2/12.

Najbežnejšou zložkou sú foraminifery, onkolity spolu s *Tubiphytes*, lastúrniky a echinodermové články. *Clypeina jurassica* sa vyskytuje obvykle len v počte 2—4 prierezy na výbrus. Ojedinele bola prítomná riasa *Lithocodium* sp. Z foraminifer dominujú aglutinované, dosť príznačné sú lituolidy (ojedinele aj *Pseudocyclamina* sp.), sesilné foraminifery a miliolidy. Nehojné úlomky koralov a hydrozoí (ojedinele aj *Cladocoropsis* sp.) indikujú blízkosť útesov. Celkom ojedinelé oolity sú prítomné v štvrtine vzoriek, naproti tomu intraklasty sú veľmi hojné. Terigénna prímes takmer úplne chýba. Z diagenetických premien je príznačná slabá silicifikácia najčastejšie lastúrnikov, zriedka echinodermových článkov, machoviek a koralov. Jej zdroj je zreteľný len v jednom prípade, keď hornina obsahovala hojné rhaxy a monaxónne ihlice kalcifikovaných silicispongií, v ostatných prípadoch je nejasná. Vzorka 35 s obsahuje úlomky starších hornín — spongiových a rádioláriových vápencov. Ide asi o prvé náznaky vynárania pieninskej kordiléry.

Zhodnotenie: Silné zastúpenie bentosu a hojné riasy ukazujú na hĺbky do 10—20 m, pravdepodobne zariťové plytčiny, vzdialené od pobrežia. Svedčí o tom aj častá frekvencia *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), ktorá je podľa M. A. Conrada (1977) typická pre stredný infralitorál. Stratigrafické rozpätie *Clypeina jurassica* Favre podľa množstva citácií, ktoré zhrnul J. Emberger—M. Jaffrezo (1975), je vrchný kimeridž—valangín s významným maximom v titóne (portlande). Zhruba podobné rozpätie majú aj ďalšie druhy rodu *Clypeina* tam uvádzané, čo po stránke stratigrafickej eliminuje chyby zo zaradenia necharakteristických prierezov. Podľa M. A. Conrada (1977, obr. 3) len nepatrne presahuje do beriasu. Priamy dôkaz vrchnotitónskeho veku poskytol valún 35 h so súčasným vystupovaním *Crassicolaria* sp. a *Calpionella alpina*; ojedinelý prierez *C. alpina* je aj vo vzorke 47 d. Valún 35 g obsahuje koral *Thecosmilia* cf. *dichotoma* Koby (určenie doc. E. Morycowa) so stratigrafickým rozpätím vrchný oxford—titón. K. Borza in O. Samuel et al. (1972, str. 51, 53, 59 a i.) uvádza vápence s *C. jurassica* ako urgónske, teda vrchný barém—apt, dokonca spolu s orbitolínami. V našom materiáli *C. jurassica* nikdy nevystupuje spolu s orbitolínami a aj vzhľadom na poznatky ostatných autorov (viď J. Emberger—M. Jaffrezo 1975) je toto nanajvyš nepravdepodobné. Podľa všetkého K. Borza in O. Samuel et al. (1972) podal spoločné vyhodnotenie viacerých valúnov zdanlivo rovnakého, no v skutočnosti rozdielneho veku.

Plytkovodný titón s *C. jurassica* je známy zo Západných Karpát ešte zo šošoviek vápencov flyšového pásma — Inwald (M. Książkiewicz 1971), Tichá-vrt (M. Mišík 1974, str. 491), z oravskej kordiléry — valúny v centrálnokarpatskom paleogéne (M. Mišík et al. 1968) a z gemeríd — silicika z valúnov egeru z lokality Chvalová (M. Mišík 1966, str. 62)

a z valúnov senónu z lokality Dobšinská ľadová jaskyňa (M. Mišík—M. Sýkora 1980). Vo Východných Karpatoch zónu s *C. jurassica* radí O. Dragastan (1975, str. 29) do vrchného titónu. V Dinaridách Juhoslávie a v Apeninách Talianska je táto zóna kladená do vrchného kimeridžu—portlandu (A. Farinacci—R. Radoičić 1964). Z Východných Álp uvádza *C. jurassica* A. Fenninger—H. L. Holzer (1972) z titónu, hlavne zo spodnejšieho, zatiaľ čo jej spoločný výskyt s „*Bankia*“ *striata* kladú autori do vrchného titónu. Náš materiál je príbuzný s typmi Tressensteinkalk a Plassenkalk (mikritická varieta) podľa opisu A. Tollmanna (1976, str. 362—364).

Keďže zo zón susediacich s pieninskou kordilérou, ani zo samotných bradiel mikrofácií s *C. jurassica* nepoznáme, považujeme ju za súčasť „exotickej série“ usadzovanej v priestore neskoršej pieninskej kordiléry.

Vápenec s *Campbelliella striata* (Carozzi) — 40 k (KP-co). Krémový kalový vápenec, pelbiomikrit až mikrosparit obsahuje hojne *Campbelliella striata* (Carozzi) — tab. V, obr. 9; tab. VI, obr. 2, ďalej lituolidy vrátane *Pseudocyclammina* cf. *lituus* Yokoyama (tab. VI, obr. 3) a ďalšie aglutinované foraminifery, sesilné foraminifery nubekularidného typu, lastúrniky čiastočne rozlámané pri kompakcii, ojedinele *Clypeina jurassica* Favre, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), echinodermové články, *Girvanella* sp., *Codiaceae*, gastropódy, ostrakódy, *Aeolisaccus* sp. Pelety a kalové intraklasty nie sú vytriedené podľa veľkosti, kremeň chýba.

Campbelliella striata (Carozzi), pôvodne opísaná ako organizmus „C“ Favre, bola pokladaná za organizmus „incertae sedis“, neskôr za pteropódy (pod názvom *Vaginella*), za aberantné tintinidy (pod názvom *Campbelliella* a ďalšími menami — R. Radoičić 1959), za lastúrniky z čeľade *Teredinidae* (pod názvom *Bankia* — A. Farinacci 1963) a najnovšie za *Dacycladaceae* pod názvom *Campbelliella striata* (Carozzi, 1954) emend Bernier 1974.

A. Fenninger—H. L. Holzer (1972, str. 60) ju uvádzajú z Východných Álp a kladú do vrchného titónu (zóna s *Clypeina jurassica* + *Bankia striata*). O. Dragastan (1975, str. 28, 77) ju uvádza z Východných Karpát Rumunska (údolie Bicaz) ako zónu vrchného titónu. Vrchnotitónska zóna s *Bankia striata* je ešte rozlišovaná v Dinaridách a Apeninskom pohorí (P. De Castro 1962, str. 23—24; A. Farinacci—R. Radoičić 1964, str. 274—275. R. Colacicchi 1967, str. 216—218). U. Crescenti (1969, str. 17) ju dáva ku kimeridžu—spodnému titónu. J. Azema et al. (1979) uvádzajú tento druh zo Španielska z vrchného kimeridžu—portlandu. Ďalej je známy z Francúzska (spodný kimeridž Pyrenej — B. Peybernes 1976, str. 105), Švajčiarska, Portugalska atď. Zo Západných Karpát ho uvádzame po prvý raz. Doteraz známe stratigrafické rozpätie je teda kimeridž—valangin; podľa M. Jaffreza (1980, str. 228) siaha od vrchného kimeridžu po berias. Najčastejšie uvádzané výskyt sú v titóne (J. Emberger—M. Jaffrezo 1975, str. 61—63). Vzhľadom na výskyt v susedných oblastiach a spoluvystupovanie s *Clypeina jurassica* za najpravdepodobnejší vek tu opísovaného valúna považujeme vrchný titón v plytkovodnom vývoji.

Malm

Koralové vápence — 19 IV; 26 v; 37 c; 55 f (KP-c, c-t; KL-c, s). Svetlosivé, hnedasté, červenkasté biohermné vápence — biolity, biopelmikrit, biointrasparit. Dominujú koraly. Vo vzorke 55 f určila doc. E. Morycowa *Thecosmilia* sp., *Complexostrea* sp., *Calamophylloipsis* sp. ukazujúce na malm; doprevádzajú ich zriedkavé *Bacinella* sp. a gastropódy. Vo vzorke 37 c určila *Calamophylloipsis* cf. *stokesi* (Milne Edwards et Haime), príznačný pre vrchný oxford—kimeridž (tab. VII, obr. 1 2). Tieto koraly sú selektívne silicifikované kvarcinom. Ďalej je prítomný *Tubiphytes obscurus* Maslov, lituolidy, sesilné foraminifery a kalcifikované ihlice silicispongií. Vo vzorke 55 i bol koral *Clausostrea* sp. (vrchná

jura—spodná krieda) tiež selektívne silicifikovaný. Vo vzorke 26 vystupujú navyše *Hydrozoa*, vápnité hubky skupiny *Inozoa*, lastúrniky, punktátne brachiopódy a *Koskinobullina socialis* Cherchi et Schröder.

Asociácia koralov ukazuje na malm; jednu zo vzoriek začlenila doc. E. Morycowa so značnou pravdepodobnosťou do vrchného oxfordu—kimeridžu. V tejto súvislosti je nutné poznamenať, že oxfordské koralové vápence sú z čsl. Karpát známe len z čorštynskej série skupiny Vršatca (M. Mišík 1978b). Koralové vápence titónu sú časté ako vložky v štramberských vápencoch sliezskej jednotky flyšového pásma.

Malm — spodnejší neokóm

Vápence s *Tubiphytes* — 4 n; 12 e; 23 a, c, h, m; 26 o, t, VII; 28 b; 28₁ a; 31 z; 35 f; 36 e; 38 b, d; 47 e; 53 p; 57 p; 59 e; 60 f, m (KP-co; KL-a, c, s; M-c).

V niektorých prípadoch spomenutých predtým bola asociácia s *Tubiphytes obscurus* Maslov preukázaná ako malm pomocou spoluvystupujúcich *Clypeina jurassica*, *Crascolaria*, *Mercierella* (?) *dacica*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Protopenieroplis striata*, *Cadosina borzai*. Do širšieho rozpätia malm—spodnejší neokóm zaraďujeme ostatné vzorky, u ktorých sa vzhľadom na sprievodné prvky dal síce triasový vek vylúčiť, ale presnejšie zaradenie nebolo možné. Stojí za zmienku, že aj v strednej časti Apenín U. Crescenti (1969, str. 21) vymedzil cenozónu s *Tubiphytes morronensis* (je mladšie synonymum pre *T. obscurus*) o stratigrafickom rozsahu titón—apt, so zriedkavejšími výskytmi tohto mikroorganizmu v cenozóne s *Protopenieroplis striata* (podľa neho bajok—kimeridž) a v cenozóne *Orbitolina lenticularis* (podľa neho alb, v súčasnom ponímaní apt). Dôkaz o tom, že v oblasti neskoršej pieninskej kordiléry pokračovala plytkovodná sedimentácia s *Tubiphytes*, nám dáva jednak zistená tenká vložka turbiditu vo valúne panvovej fácie vyššieho neokómu (str. 35) a jednak vzorky 23 h, 60 f s drobnými úlomkami vápencov jury a dolomitov triasu. Súdime z toho, že počiatkové výzdvihy v mieste budúcej kordiléry, ktoré začali asi už v malme (viď str. 37), pozvoľne pokračovali v neokóme s obnažením len najvyšších karbonátových súvrství jury a triasu; prítomnosť kordiléry je však zreteľná až od aptu (viď str. 41, 70).

Asociácia mikrofaciálnych prvkov v tejto skupine hornín pripomína vápence vrchného barému—aptu vzhľadom na podobné sedimentačné prostredie, avšak úplné chýbanie *Tubiphytes* v sade 83 vzoriek orbitolínových vápencov je nepriamym dokladom nášho zaradenia do malmu—spodnejšieho neokómu. Medzi úlomkami lastúrnikov sa v asociácii s *Tubiphytes* nevyskytli ešte žiadne rudisty.

Ide o hnedastosivé, žltkasté, sivé, sivoružové a krémové jemnozrné a organodetrické vápence. Po štruktúrnej stránke ide o intrabiosparity včítane intrabiosparruditov a biopelmikrity, často mierne rekryštalizované. Väčšinu z nich možno označiť ako výraznú tubifytovú mikrofáciu; ďalšie čo do hojnosti nasledujú echinodermové články alebo rhaxy, inokedy lastúrniky, koralové či foraminifery. Frekvencia mikrofaciálnych prvkov z výbrusov 23 valúnov:

<i>Tubiphytes obscurus</i> Maslov	23/23	100 %
echinodermové články		91 %
lastúrniky		82 %
foraminifery (okrem sesilných)		78 %
machovky		73 %
ostne ježoviek		60 %
sesilné foraminifery		47 %
koralové		39 %
brachiopódy		39 %
ihlice silicispongií (hlavne rhaxy)		30 %
<i>Hydrozoa</i>		30 %

ostrakódy	30 %
rúrky červov	26 %
vítavé riasy	17 %
<i>Dasycladaceae</i>	17 %
<i>Cadosina</i> sp.	17 %
články ofiúr	17 %
vápnné hubky (úlomky)	17 %
gastropódy	13 %
solenopóry	8,6 %
<i>Didemnooides moreti</i> (Durand Delga)	8,6 %
<i>Aeolisaccus</i> sp.	8,6 %
<i>Marinella lugeoni</i> Pfender	4,3 %
<i>Thaumatoporella</i> sp.	4,3 %
„ <i>Cayeuxia</i> “ <i>anae</i> Dragastan	4,3 %

Biodetrit — 100 %, intraklasty — 86 %, pelety — 52 %, oolity — 30 %; silicifikácia — 47 %, klastický kremeň — 8 %, úlomky starších karbonátových hornín — 8 %.

Charakteristické agregáty cyanofyceí *Tubiphytes obscurus* Maslov (tab. VIII, obr. 1) v pozdĺžnych rezoch majú často typickú zhruba centrálnu dutinku „fľaškovitého“ profilu. Pravdepodobne ide o obrastanie nejakého nefosilizovateľného organizmu. E. Morycowa—W. Moryc (1976, str. 235, tab. VII, obr. 2) považujú tieto útvary za foraminifery *Hormosinidae*, *Lituolidae* alebo *Nubeculariidae*; Y. Bodeur (1979) pokladá ich za obrastanie foraminifery *Nodophtalmidium*. Pri tomto by však ostalo nevysvetlené, prečo sa vo vnútri *Tubiphytes* schránky foraminifer nezachovali, zatiaľ čo v okolnej hornine sú dobre fosilizované. Asi v päťine prípadov *Tubiphytes* bol doprevádzaný onkolitmi koncentrickej stavby. Foraminifery sú obvykle nevýznamnou zložkou: lituolidy, ojedinele miliolidy, *Lenticulina*, *Textularia*, *Patellina*, *Trocholina*, *Glomospira*; zo sesilných sú obvyklé nubekularidné typy, menej aj *Koskinobullina socialis* Cherchi et Schröder. Echinodermové články v sparitoch majú výrazné syntaxiálne obruby; ojedinele boli prítomné aj články planktonických roveakrinidov. Z hydrozoí je prítomná *Actinostromaria* sp. a *Cladocoropsis* sp.

Ojedinele sa zistila „*Cayeuxia*“ *anae* Dragastan (tab. VII, obr. 3) uvádzaná z vrchného titónu a neokómu Rumunska (O. Dragastan 1975, str. 69) ako aj z beriasu a valanginu Švajčiarska (M. A. Conrad 1977, obr. 3), z vrchného beriasu a z valanginu francúzskych Pyrenejí (B. Peybernes 1976, str. 182, 198), z neokómu juž. Francúzska (M. Jaffrezo 1980).

Úlomky vápnných hubiek zo skupiny *Sphinctozoa* (? *Amblysiphonella*) z týchto vzoriek sú vyobrazené v práci K. Borza—M. Mišík (1978, tab. V, obr. 1—4). Pozoruhodná je prítomnosť ihlíc silicispongií, najmä rhaxov, v tretine vzoriek; zrejme ony poskytli zdroj pre obzvlášť hojnú silicifikáciu, ktorou je postihnutá až polovica vzoriek. Ide o selektívne zatlačanie lastúrníkov, niekedy aj echinodermových článkov a koralov, ojedinele aj intraklastov, avšak tubifyty a aglutinované foraminifery nikdy nebývajú zatlačané. Zatiaľ čo výplň silicispongií (pokiaľ nie sú kalcifikované) je z chalcedónu, vápnné kostrové zvyšky sú vždy zatlačané kvarcínom. Z ďalších autigénnych minerálov sa celkom ojedinele vyskytol glaukonit, chlorit a fosfát.

Zvlášť význačná je asociácia tubifytov s intraklastmi. Oolity, takisto ako v iných skupinách hornín plytkovodného malmu, neokómu a aptu, sú skôr ojedinelou prímiesou (najväčšie veľkosti boli 0,4, prípadne 0,7 a 0,9 mm). Pre vápenca s *Tubiphytes* je príznačné takmer úplné chýbanie klastického kremeňa (vyskytol sa iba vo dvoch vzorkách a len v siltovej veľkosti). Z úlomkov starších hornín boli zaregistrované výhradne karbonátové horniny, a to úlomky vápencov s vláknovou mikrofáciou, ojedinele rádioláriového, spongiového vápenca a zda aj vápenca so *Saccocoma*. Úlomky dolomitov boli vo dvoch vzorkách.

Pelagické fácie spodnej kriedy

Neokóm

Sivé slienité vápence s nanokónmi — 20 z; 22 f; 26 c; 28 c; 33₁ d; 47 h; 56 II (KL-c-t, s; M-c, s). Najčastejšie sú reprezentované spongiovo-rádioláriuou, menej „vláknovou“ mikrofaciou. Obsahujú kalcifikované silicispongie a rádiolárie, ostrakódy, zriedkavo globochéty, „vlákna“, foraminifery (*Nodosaria*, *Spirillina*, *Patellina*), *Cadosina heliosphaera* Vogler, C. sp., drobné echinodermové články. Vzorka 28 c sa vyznačuje selektívnou silicifikáciou nanokónov a drobnými autigénnymi živcami, ktoré porušujú aj kalcitové žilky, čo dokazuje ich epigenetický vznik. Tieto valúny neokómskych vápencov obsahujú normálne a aj rekryštalizačné žilky (M. Mišík 1971) dokazujúce predcenomanské rozpukávanie hornín pod účinkom tlakov, keďže tieto valúny so žilkami vystupujú už v cenomanských zlepenkoch. Niektoré valúny neokómu bývajú navŕtané vŕtavými lastúrnikmi; vtlačanie do valúnov spojené s rozpúšťaním sa vyskytuje pri tomto type pomerne často. Rod *Nannoconus* sa objavuje síce už vo vrchnom titóne, avšak v tomto stupni býva vždy doprevádzaný kalpionelami; neprítomnosť kalpionel indikuje neokómsky vek vzoriek. Ide o pelagickú hlbokovodnú fáciu.

Nanokónové vápence neokómu spomína aj K. Borza (in O. Samuel et al. 1972) z lokalít Považský Chlmec-cesta, lom medzi Udičou a Prosným, Hradná-JRD a Hlboké n/V.

Svetlosivé slienité vápence niekedy škvŕnité — 1 h; 4 b; 49 g (KP-s; KL-s). Zaradenie týchto vzoriek k neokómu sa dá iba predpokladať. Ide o biomikrity s kalcifikovanými ihlicami silicispongií, kalcifikovanými rádioláriami, globochétami, ostrakódmi, ojedinele s echinodermovými článkami, lastúrnikmi a foraminiferami. Podobný charakter majú aj liasové flekenmergle, tieto bývajú však tmavosivé.

Valangin — hoteriv

Sivé slaboslienité vápence s ojedinelými tintinidmi — 19 n; 20 t; 40 d (KP-co; KL-c, c-t). Ide o biomikrity. Vzorka 19 n obsahuje hojné globochéty, kalcifikované silicispongie a rádiolárie, ojedinele foraminifery, ostrakódy, echinodermové články, *Stomiosphaera* cf. *sphaerica* Kaufmann, *Calpionellopsis* sp., juvenilný amonit, brachiopód, *Didemnoidea moreti* (Durand Delga), zuhoľnatený rastlinný úlomok; ojedinelý siltový kremeň, veľa drobných autigénnych idiomorfných živcov. Na makrovzorke sú stylolity a žltobiele žilky, charakteristické pre neokóm Západných Karpát. Vzorka 20 t takisto obsahuje hojné kalcifikované rádiolárie a ihlice silicispongií, ďalej *Cadosina fusca fusca* Wanner, *C. fusca cieszynica* Nowak, *Patellina carpatica* (Mišík), *Spirillina* sp. a *Calpionellopsis* sp. Vzorka 40 d obsahuje hojné kalcifikované silicispongie, lastúrniky s tenkými schránkami, zriedkavé ostrakódy, echinodermové články *Tintinnopsella* cf. *carpatica* (Murgeanu et Filipescu), spikuly holotúrií *Theelia* sp., ostne ježoviek, *Ammodiscus* sp.

Svetlosivé slienité niekedy škvŕnité vápence s kadosínami — 1 k; 7 a; 10 b; 13 b; 17 q; 19 r; 20 c, p, v, x; 26 VI; 27 e, g; 28 l; 60 c (KP-s; KL-a, c, c-t, s; M-c). Ide napospol o biomikrity. Vzorky so škvŕnitými textúrami vykazujú zreteľnú bioturbáciu. Zväčša prevládajú kalcifikované rádiolárie nad tenkými ihlicami silicispongií, ďalej sú prítomné globochéty, ostrakódy, úlomky tenších lastúrnikov, ojedinele krátke „vlákna“, sklerity holotúrií, *Didemnoidea moreti* (Durand Delga), foraminifery (*Nodosaria*). Kadosíny sú prítomné vždy v ojedinelých exemplároch, zväčša ide o *Cadosina fusca* Wanner, *C. lapidosa* Vogler, a vzorka 7 má *C. heliosphaera* Vogler a *Stomiosphaera echinata* Nowak (Tab. VIII, obr. 2).

Posledná sa podľa autora druhu (J. Nowak 1968) vyskytuje len v hoterive, podľa K. Borzu (in O. Samuel et al. 1972) má väčšie rozpätie. Vzorky 27 g a 28 l obsahovali *C. heliosphaera* Vogler, *C. fusca cieszynica* Nowak, embryonálne komôrky *Sabaudia* sp., ojedinelé tintinidy a problematickú riasu (tab. VIII, obr. 3). Vzorka 13 b má hojné *C. fusca cieszynica* Nowak, vzorky 1 k, 20 c, v, x majú *C. semiradiata olzae* Nowak. Spomenuté kadosíny uvádza z valúnov bradlového pásma už K. Borza (in O. Samuel et al. 1972, str. 193—196). Vo vzorke 10 b sú hojné drobné autigénne plagioklasy.

Fácia s kadosínami je zreteľne pelagická. Veľmi podobnú pelagickú faciú ďalšej sady vzoriek sme zaradili do barému—aptu na základe prítomnosti spinelových zŕn, ktorých objavenie v sedimentačnom priestore sa podľa celkového vyhodnotenia viaže na tento časový úsek.

Vyšší neokóm

Pelagický vápenec s vložkou turbiditu — 35 n (KP-co). Hnedastý kalový vápenec s vložkou turbiditu (kalkarenitu s gradačným zvrstvením) hrubou nad 3 cm. Na styku turbiditu pri jeho vrchnej hranici s pelagickým sedimentom sa vytvorila počas diagenézy 6 mm hrubá lamina silicitu.

Pelagická zložka je tvorená biomikritom, obsahuje kalcifikované rádiolárie, silicispongie (*Monactinellida*, *Tetractinellida*, rhaxy), *Cadosina fusca* Wanner, *C. heliosphaera* Vogler, zriedkavo *Globochaete alpina* Lombard. Subparalelná textúra poukazuje na sedimentáciu v kľudnom prostredí.

Turbidit tvorí biopelintrasparit s *Tubiphytes obscurus* Maslov, foraminiferami (hlavne aglutinované, ojedinele miliolidy, *Pseudocyclammina* sp., *Koskinobullina socialis* Chérchi et Schröder, echinodermovými článkami so syntaxiálnymi obrubami, úlomkami lastúrnikov aj ustricovitých, zriedkavými machovkami, článkami ofiúr, *Globochaete tatrca* Radwański (tab. VIII, obr. 4), *Didemnoidea cf. moreti* (Durand Delga) a úlomkov koralinnej riasy. Niet terigénnej prímеси kremeňa. Okrem silicifikovanej laminy bývajú selektívnu silicifikáciu postihnuté lastúrniky.

Pre vekové zaradenie možno vychádzať z prítomnosti *C. heliosphaera*, ktorej stratigrafické rozpätie sa udávalo na valangin—hoteriv (K. Borza 1969, str. 54), ovšem novšie ju K. Borza et al. (1979, str. 101) uvádzajú aj z barému—aptu. Nepriamym, menej spoľahlivým indikátorom je chýbanie tintinidov, hedbergel, orbitolín. *Globochaete tatrca* bola pokladaná za vrchnotriasovú formu, avšak aj K. Borza et al. (1979, str. 101) ju už zistili v baréme—apte.

Horninu možno označiť aj ako alodapický vápenec (K. D. Meischner 1964), turbidit z vápencového prostredia. V tomto valúne je dokumentovaný jednorázový splach — pretransportovanie príbrežného detritu do hlbokomorskej panvy. Nepriamym spôsobom máme takto dokumentované jestvovanie plytkovodnej sedimentácie vo vyššom neokóme, prípadne až apte. Je pravdepodobné, že aj niektoré valúny označené ako plytkovodný malm—apt patria tomuto plytkovodnému vývoju neokómu, ale pre nedostatok vedúcich fosílií to nebolo možné dokázať.

Vrchný hoteriv

Blok sivého slienitého vápenca slabo škvrnitého s amonitom *Pseudothurmannia amplicostata* (d'Orb.) — 47 o (KL-s). Amonita určil Dr. J. Pevný. Ide o biomikrit s globochétami, „vláknami“, ostrakódmi, nanokónmi, zriedkavými foraminiferami, *Cadosina fusca* Wanner a sklérítmí holotúrií. Obsahuje aj drobné autigénne živce a framboidálny pyrit.

Spongiové vápence s kadosínami a so zrnami spinelov — 7 g; 12 a; 57 m; 59 o, r (KL-a, c-s). Reprezentujú ich biomikrity a biopelmikrity. Najčastejšia je rhexová mikrofacia s aglutinovanými foraminiferami. Takmer vo všetkých vzorkách je prítomná *Cadosina fusca cieszynica* Nowak, ďalej obsahujú echinodermové články, kalcifikované rádiolárie, tenšie lastúrniky, ostne ježoviek, ojedinele sklérity holotúrie *Theelia* sp., ostrakódy, úlomky koralinnej riasy a machovky; z autigénnych minerálov chalcedón, pyrit, glaukonit. Pravidelne je prítomný klastický siltový kremeň a muskovit. Všetky výbrusy obsahovali zrná spinelov v počte 1—10, čo potvrdzuje zaradenie do barému—aptu; na lokalite 57 r sú prítomné aj úlomky serpentínu v tomto vápenci.

Plytkovodné fácie spodnej kriedy

Barém

Svetlosivý organogénno-detritický vápenc s onkolitmi, *Orbitolinopsis buccifer* a *Ovalveolina cf. reicheli* 19 x (KL-c). Slabovymytý intrasparit s miliolidmi, lituolidmi, *Pseudotextulariella* sp., *Orbitolinopsis buccifer* Arnaud—Vanneau et Thieuloy, *O. kiliani* Silvestri, *O. sp.* — primitívna forma (tab. VIII, obr. 9), *Paracoskinolina sunnilandensis* (Maync) — určenie Dr. E. Köhlera. Ďalej obsahuje *Ovalveolina cf. reicheli* De Castro (tab. XXI, obr. 4), *Pseudocyclammina ex gr. hedbergi*, riasové onkolity, *Bacinella* sp., *Ethelia alba* (Pfender), zriedkavé *Dasycladaceae*, echinodermové články so stopami vŕtavých rias, hruboschránkové lastúrniky, úlomky koralov so sesilnými foraminiferami. Niet terigénnej prímеси. Treba upozorniť na skutočnosť, že v typicky barémskej asociácii vystupuje aj *Ovalveolina cf. reicheli* De Castro (toto určenie láskavo potvrdil P. De Castro listom zo dňa 10. 10. 1980); pretože tento rod nebol doteraz uvádzaný z tak nízkeho stratigrafického horizontu (porov. napr. P. De Castro 1966, 1980).

Hnedastý stylolitický vápenc (kalkarenit) s *Orbitolinopsis flandrini* — 19 III (KL-c). Bioosparit s foraminiferovou mikrofaciou obsahuje hojné miliolidy a aglutinované foraminifery, hlavne *Textularia* sp. a tri prierezy *Orbitolinopsis flandrini* Mollade (určil Dr. E. Köhler); ide o indexový druh barému, pravdepodobne stredný barém. V asociácii sú opracované úlomky lastúrnikov a punktátnych brachiopódov, drobné *Dasycladaceae* (*Salpingoporella* sp.), gastropódy, echinodermové články so syntaxiálnymi lemami, ojedinele osteň ježovky, machovka, úlomky hydrozoí. Zriedkavé oolity do 0,3 mm, klastický kremeň a úlomky pieskovecov do 0,3 mm, ojedinelý autigénny kremeň 0,25 mm dĺžky. Asociácia miliolidov a dasycladaceí ukazuje na zarifové podmienky, avšak štruktúra horniny svedčí o silne agitovanom prostredí.

Vápenc s *Orbitolinopsis kiliani* — 19 n (KL-c-t). Tento krémový biomikrit obsahuje hruboschránkové lastúrniky navŕtavané vŕtavými riasami, rozmanité aglutinované foraminifery, *Palorbitolina*, *Orbitolinopsis kiliani* Silvestri (určil E. Köhler), *Pseudotextulariella* sp., *Carpatoporella* sp., *Salpingoporella* sp., *Aciculella* sp.

Najvyšší barém — apt

Do tejto skupiny patria valúny a bloky urgónskych a im príbuzných vápencov. Spofahlivo sa dali sem začleniť valúny obsahujúce orbitolíny. S veľkou pravdepodobnosťou patria sem

ďalšie skupiny, v ktorých sme vyčlenili asociáciu s prevahou 1. úlomkov rudistov, 2. miliolíd, 3. koralinných rias, 4. koralov, 5. echinodermových článkov s lastúrnikmi, 6. *Pieninia oblonga*, 7. „*Pseudocodium*“ cf. *convolvens*. Niektoré plytkovodné vápence bez kritériových organických zvyškov, sme zaradili do tejto skupiny na základe prítomnosti zrn chrómových a železitých spinelov (M. Mišík et al. 1980). Napriek dôkladnému pátraniu nepodarilo sa nájsť vo vzorkách prevereného plytkovodného malmu žiadne zrná spinelov; na druhej strane v orbitolínových vápencoch sú tieto zrná časté, čo ukazuje, že vstup materiálu ultrabázik do sedimentačného priestoru sa odohral až v baréme—apte (podrobnejšie o výskytoch spinelov, glaukofánu, atď. viď str. 63).

Urgónske vápence s orbitolínami — 4 a, n, u; 5 a; 7 h; 10 g, u; 11 d; 15 b; 16 gk; 17 II; 19 c, k, l, z, y, VII; 20 b, i, k, l; 22 a, c, d, e, k; 26 p, V, XXI; 27 n; 28 f, t; 28₁ c; 29 b, d, e; 30 c, j, k, n, o, r; 31 a, g, f, k, l, p, o, I, IV; 31₁ a, b; 32 a, c, d, f, k; 33₁ c, f; 37 e; 40 i; 41 a, b; 42 a, d, i, j, o, q; 46 a; 47 g; 48 c; 49 b; 50 b; 51 g, l; 53 d, g, h, i; 54 f (KP-co, s; KL-a, c, c-t, s; M-c, s).

Podľa určovania E. Köhlera najväčšia časť týchto vápencov patrí najvyššiemu barému až spodnému aptu (bedulu), charakterizovanému masovým vystupovaním *Palorbitolina lenticularis* Blumenbach (predtým opisovaná ako samostatné druhy *O. lenticularis*, *O. discoidea*, *O. conoidea*, *O. paronai*). Bola určená napr. z lok. 48 c (tab. IX, obr. 1), 46 a, 56 XIII, 19 k. Naprotá väčšina orbitolín z ďalších valúnov patrí do tohto okruhu. Tu možno ešte rozlišovať asociáciu *P. lenticularis* s typovými exemplármi druhu (pôvodne *Orbitolina lenticularis*) patriacu najvyššiemu barému-spodnému aptu (napr. 30 j, o) od asociácie spodného aptu (bedulu) s *P. lenticularis* s exemplármi z okruhu predtým rozlišovaných druhov *O. paronai* Prever a *O. conoidea-discoidea* Gras (napr. 30 r). O tom, že urgónska fácia zasahovala miestami až do vrchného aptu, svedčí vzorka 15 b, obsahujúca *Mesorbitolina* aff. *texana* (Römer) a *Orbitolinopsis kiliani* Silvestri, ako aj vzorka 33₁ f s *Mesorbitolina texana* (Römer) — tab. XVIII, obr. 1. Tri vzorky plytkovodných vápencov, ktoré podľa veľkých foraminifer patria barému, boli prebraté už v predošlom texte.

Daná skupina predstavuje organogénodetritické vápence (kalkarenity až kalcirudity) najčastejšie hnedastosivé, sivé, krémové, biele, ojedinele sa vyskytla aj červená farba (22 c, d; 19 k). Frekvencia mikrofaciálnych prvkov stanovovaná z výbrusov 83 valúnov v orbitolínových vápencov:

orbitolíny	83/83	100	%
lastúrniky		89	%
foraminifery (okrem orbitolín)		82	%
echinodermové články		80	%
ostne ježoviek		52	%
vrtavé riasy		47	%
miliolidy		39	%
gastropódy		39	%
machovky		39	%
koralinné riasy		37	%
<i>Ethelia alba</i> (Pfeuder)		37	%
koraly		29	%
sesilné foraminifery		29	%
<i>Sabaudia</i> , <i>Pseudotextulariella</i> , <i>Coskinolinoides</i>		25	%
ostrakódy		25	%
serpulidy		20	%
<i>Dasycladaceae</i>		15	%
<i>Pieninia oblonga</i> Borza et Mišík		15	%
<i>Boueina</i> sp.		15	%
litulidy		13	%

brachiopódy	13 %
Hydrozoa (hlavne <i>Actinostromaria</i>)	13 %
<i>Bacinella irregularis</i> Radoičič	13 %
ihlice silicispongií (včítane rhaxov)	12 %
Codiaceae	9,7 %
<i>Patellina carpatica</i> (Mišík)	8,4 %
<i>Didemnoides moreti</i> (Durand Delga)	8,4 %
<i>Lithocodium aggregatum</i> Elliott	7,2 %
„ <i>Pseudocodium</i> “ cf. <i>convolvens</i> Praturlon	4,8 %
<i>Acicularia</i> sp.	4,8 %
rybie zúbky	4,8 %
<i>Aeolisaccus</i> sp.	3,6 %
<i>Cadosina fusca cieszynica</i> Nowak	3,6 %
<i>Globochaetes</i> sp.	2,4 %
<i>Marinella lugeoni</i> Pfender	2,4 %
<i>Lithocodium morikawai</i> Endo	2,4 %
<i>Solenopora</i> sp.	2,4 %
úlomky zuhofnateného rastlinného pletiva	2,4 %
<i>Cadosina heliosphaera</i> Vogler	1,2 %
<i>Cadosina semiradiata olzae</i> Nowak	1,2 %
<i>Girvanella</i> sp.	1,2 %
<i>Carpatoporella fontis</i> (Patrullius)	1,2 %
<i>Pseudocyclammina lituus</i> Yokoyama	1,2 %

Biodetrit — 100 %, intraklasty — 51 %, pelety — 13 %, oolity — 11 %; klastický kremeň — 51 %, chrómové a železité spinely — 19 %, drobné úlomky hornín — 24 %; autigénny kremeň — 5 %, silicifikácia organických zvyškov — 12 %, autigénne živce — 1,2 %, glaukonit — 8,4 %, fosfát (ojedinelé zrná) — 8,4 %; vtláčanie alochémov s mikrotylitolitmi — 8,4 %, štruktúry polarity — 2,4 %, škvrnová rekryštalizácia — 4,8 %, rastrované rekryštalizačné žilky — 3,6 %.

a) Organické zvyšky

Najčastejšie dominuje asociácia orbitolín s lastúrníkmi, zvlášť príznačná pre sparitové typy. Ako tretia zložka prístupujú koralinné riasy, inokedy koralý, prípadne echinodermové články. V mikritových typoch je častá asociácia miliolidy — orbitolíny.

Orbitolíny vo väčšine prípadov preukázateľne patria tafrocenóze; bývajú totiž lepené z kremenného siltu a kalcifikovaných ihlic hubiek, ktoré v ostatnej mase horniny chýbajú (napr. 30 k; 42 q). Niekedy sú zreteľne obohatené ťažkými minerálmi z prostredia vznikajúcich rozsyfov (tab. IX, obr. 2), inokedy zasa je kremenný silt oveľa zriedkavejší v schránkach než v okolnej hornine.

Miliolidy (*Trilocolina* sp., *Quinqueloculina* sp. a i.) sú príznačné hlavne pre biomikrity a biopelmikrity; so značnou pravdepodobnosťou reprezentujú lagunárnu fáciu („back-reef“), analogicky ako v paleocénných biohermných vápencoch Slovenska. V súlade s tým je, že sa takmer úplne vylučujú s prítomnosťou koralinných rias. Miliolidy sa však vyskytli aj v silne agitovaných prostrediach, pravdepodobne ako splavený materiál.

Saubadia minuta Hofker, často len v podobe embryonálnych komôrok (tab. IX, obr. 3), je v skúmanom materiálu bežná v spodnom apte, ale bolo preukázané aj jej spoločné vystupovanie s *Orbitolinopsis kiliani* a *Mesorbitolina* aff. *texana* (15 b) vo vrchnom apte až najspodnejšom albe. *Saubadia minuta* celkove dosahuje maximum hojnosti v apte—spodnom albe, avšak jej rozpätie sa predpokladá od hoterivu až do cenomanu (J. Charvet et al. 1976, L. Babič-I. Gušić 1978). Podľa M. Jaffreza (1980, str. 459) sa objavuje už od valanginu

(pravdepodobne vrchného). Prítomné sú aj príbuzné rody *Pseudotextulariella* (tab. IX, obr. 4) a *Coskinolinoides* (tab. IX, obr. 5).

Z lituolidov bola určená len *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama) — tab. XXI, obr. 3 (určenie láskave overil Dr. M. Gušić). Podľa L. Hottingera (1971) má tento druh rozpätie od najvyššieho oxfordu do spodnej kriedy včítane. Z ďalších foraminifer sa vyskytli *Textularia*, *Ophthalmidium*, *Nodosaria*, *Globigerina*, *Lenticulina*, *Trocholina*, *Patellina carpatica* (Mišík) — pôvodne popísaná pod názvom *Campanulina carpatica* (M. Mišík 1973b).

Zo sesilných foraminifer sa vyskytujú nubekularidné typy; k nubekularidom azda patria aj problematické prierezy (tab. XXI, obr. 1, 2) označované O. Samuelom et al. (1972) ako „pseudoostrakódy“. E. Morycowa—W. Moryc (1976, tab. XII, obr. 5) vyobrazujú tie isté objekty ako rúrky červov. Ojedinelá je *Planiinvoluta* sp.

Bentické riasy sa vyskytujú vo väčšej polovici vzoriek. Z koralinných rias sú prítomné najčastejšie *Agardhiellopsis cretacea* Lemoine a *Archaeolithothamnium cf. amphiroaeforme* (Rothpletz) — tab. X, obr. 1 (viď už O. Samuel et al. 1972, tab. CXXXI, CXXXII). Koralinné riasy reprezentujú hlbšiu časť sublitorálu — sú typické pre vzorky z oblasti Hradná, Súľov, Ovčiarske, Malé Hradisko, Strážov. Sčasti aj Podvažie, Orlové, Nosice, Vrtižer.

Z dasykladaceí sa vyskytli hlavne drobnejšie formy *Salpingoporella* sp., *Neomeris* sp. (tab. IX, obr. 6), ojedinele *Acicularia* sp. Sú viazané na plytší sublitorál. V tretine prípadov sa vyskytli spolu s oolitmi, čo pri nízkej frekvencii oboch zložiek svedčí o faciálnej spätosti oolitov a dasykladaceí. V štvrtine prípadov sa vyskytli spolu s detritom koralinných rias, avšak v páse Hradná-Malé Hradisko celkom chýbajú.

Z ďalších rias sú časté *Ethelia alba* (Pfender), *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, *Boueina* sp. (tab. X, obr. 2), *Bacinella irregularis* Radoičić, menej *Lithocodium aggregatum* Elliott (tab. XI, obr. 1), *Lithocodium morikawai* Endo (tab. XI, obr. 2), „*Pseudocodium*“ *convolvens* Pratulon, *Marinella lugeoni* Lemoine, *Solenopora* sp. a *Girvanella* sp.

Ojedinele sa vyskytol druh *Carpatoporella fontis* (Patrulus) pôvodne popísaný pod rodovým menom *Coptocampylodon* (D. Patrulus 1965), potom podrobnejšie charakterizovaný O. Dragastanom (1969) pod názvom *Carpatoporella occidentalis* n. sp. Podľa M. Jaffeza (1974) nemôže patriť dasykladaceám, ako to predpokladal O. Dragastan. Tento druh je známy z vrchnej jury ale predovšetkým zo spodnej kriedy (R. Radoičić 1969). L. Babić—I. Gušić (1978) ho uvádzajú zo súvrstvia hoterivu—albu. Zo západného úseku bradlového pásma bol už vyobrazený z valúna barémsko-aptského vápenca z vrchnokriedových zlepcov. (O. Samuel—K. Borza—E. Köhler 1972, tab. CXVII, obr. 4) a z východného úseku takisto z valúna barémsko-aptského vápenca zlepcov paleogénu (R. Marschalko—M. Mišík—L. Kamenický 1976, tab. XXXII, obr. 5).

Príznačná je úplná neprítomnosť *Tubiphytes* a vôbec riasových hľuziek — onkolitov. Kanáliky po vrtavých riasach typu *Paleachlya* Maslov sú časté (hlavne rozvrtávajú lastúrniky). Občas sa vyskytli väčšie perforácie pravdepodobne od vrtavých červov (*Potamilla*?).

Z lastúrnikov naprosto prevládajú úlomky hrubostenných schránok, asi v päťine prípadov sa dali z výbrusu identifikovať rudisty, asi v desatine prípadov sa dali preukázať úlomky ustríc. Z gastropódov sú časté drobné formy. Pre biohermy typický rod *Nerinea* (tab. IX, obr. 7) sa zistil len ojedinele. Ako brachiopódy sme zaznamenávali len punktátne schránky terabratulidov.

Z koralov určila doc. E. Morycowa len *Mesomorpha excavata* (D'Orb.) vystupujúci od hoterivu do spodného aptu (tab. XI, obr. 3). Z hydrozoí najčastejšie ide o úlomky *Actinostromaria cf. carpatica* Černov (tab. IX, obr. 8) — V. G. Černov (1975).

Echinodermové články patria z najväčšej časti ježovkám, čo dokumentuje časté spoločné vystupovanie ostňov ježoviek. Ostrakódy, machovky, ani serpuly neboli bližšie určené. K rúrkam červov pravdepodobne patria aj zhruba trojuholníkové prierezy (tab. IX, obr. 9).

označované O. Samuelom et al. (1972, tab. CLXXIII—CLXXV) ako rúrky červov cf. *Haliotus*. Názov nepoužívame, pretože rod *Haliotus* patrí ku gastropódom (omyl pravdepodobne vznikol zámenou objektov vyobrazených v práci O. P. Majewského 1969, tab. 14, obr. 1).

Ihlice silicispongií sú nevýznamnou zložkou, takmer vždy ide o kalcifikované monaxónne ihlice, vo vzorke 26 XXI boli kalcifikované rhaxy. Len v päťine prípadov sú ihlice vyplnené chalcedónom. Silicispongie tvorili zrejme východiskovú zložku pre silicifikáciu, ktorá je v súhlase s ich zriedkavým výskytom pre skúmané orbitolínové vápence netypická.

Zriedkavosť kadosín dosvedčuje, že tieto mikroorganizmy sú charakteristické pre hlbokovodnejšie prostredia. Boli zistené *C. fusca cieszynica* Nowak (32₁ f) spolu s *Mesorbitolina texana*, čo dokumentuje zasahovanie tohto druhu až do vrchného aptu. Podfa W. Nowaka (1968) zasahuje iba do barému; K. Borza in O. Samuel et al. (1972) ho uvádza s otáznikom aj z aptu, novšie ho však J. Řehánek (1978) uvádza až z turónu—kampánu, čo vyžaduje overenie. Ďalej boli zistené *C. fusca Wanner*, *C. heliosphaera* Vogler a *C. semiradiata olzae* Nowak. Z problematik sa ojedinele vyskytli *Aeolisaccus* sp., *Didemnooides moreti* (Durand Delga) — pravdepodobné spikuly ascidií (K. Borza—M. Mišík 1978). Ojedinele je prítomná *Globochaete* sp., rybie zúbky a úlomky zuhoľnatých pletív.

b) Štruktúry, diagenetické premeny a autigénne minerály orbitolínových vápencov

Najčastejšie ide o biointrasparity (včítane intrabiosparitov a biosparrudítov); tvoria takmer polovicu vzoriek, ďalej biosparity (včítane biosparrudítov), biomikrity (včítane biomikrudotov), biopelmikrity, ojedinelé sú bioosparity. Oolity sa vyskytli zväčša len ako ojedinelá prímes o maximálnych priemeroch 0,5 mm. Typické je odpráskavanie obrúb oolitov pri diagenéze. Dobré opracovanie alochémov je zriedkavé, vyskytlo sa len u niektorých sparitov.

Pri označovaní štruktúr sú ťažkosti v tom, že sa často vyskytuje nedokonalé vymytie (sparit s reliktnými mikritu) a značná časť biomikritov má aspoň sčasti rekrystalizovanú medzernú hmotu. Niekedy postupuje rekrystalizácia z viacerých centier — škrvnová rekrystalizácia, obvykle sa vytvára hrubozrnný blokový pseudosparit s korodovanými reliktnými mikritu (tab. XVIII, obr. 2). Ojedinelé rastované rekrystalizačné žilky v týchto horninách aptu, vystupujúcich ako valúny v zlepenkoch strednej a vrchnej kriedy, sú dokladom raného vzniku tzv. rastovaných žiliek (M. Mišík 1971). Štruktúry polarity sa vyskytli celkom výnimočne, sú spôsobené prítomnosťou interného sedimentu v pôvodných dutinkách po vylúhovaní schránok (32₁ c).

Silicifikácia je oproti plytkovodným vápencom malmu, ako aj oproti hlbšej facií barému—aptu s echinodermovo-lastúrnikovou asociáciou zriedkavá. Ide o selektívne zatlačanie fosilii agregátom kvarcinu. Najčastejšie bývajú postihnuté lastúrniky; a to výhradne s pôvodnou kalcitovou schránkou. Ukazuje to, že silicifikáciu nemožno klásť do veľmi raného štádia diagenézy; uskutočnila sa až po vylúhovaní aragonitových schránok a ich vyplnení drúzou druhotného kalcitu. Selektívne silicifikované orbitolíny (zatláčané agregátom drobného autigénneho kremeňa) boli vo valúne 5 a.

Autigénny kremeň je tiež zriedkavý, avšak na lok. 37 e, 10 u išlo o výskyt zaujímavé z typomorfného hľadiska — hrubé stĺpiky až do 0,4 mm dĺžky, so zonárne zoradenými uzavreninami (podobné boli zistené aj v iných vápencoch barému—aptu a hrubozrnných karbonátových pieskovochoch strednej kriedy — str. 53). Na lok. 10 sa vyskytli aj autigénne dorastania na jadrá klastického kremeňa, zabudované v orbitolínach, ako aj dorastanie na jadro v oolitoch. Glaukonit, fosfátové zrná a pyrit sú zriedkavé, autigénne živce sa vyskytli celkom ojedinele (51 g).

Vzájomné vtlačania alochémov („pitting process“), najčastejšie orbitolín, ale aj koraliných rias (tab. X, obr. 1) spojené s rozpúšťaním na stykoch, niekedy aj s vytváraním zreteľných mikrotylitolitov, je dosť príznačné pre túto skupinu vzoriek. Tmel v okolí vtlačania býva neporušený, narastal podľa drúzového pravidla, vytvoril sa zrejme až po ukončení vtlačania. Javy vtlačania boli teda vytvárané synsedimentárne vo „vápencovom piesku“ pod tlakmi nadložného sedimentu, ktoré sa prenášali na kontakty alochémov. Po vylúčení tmelu, po spevnení v horninu sa tento proces zastavil. Uvedené fakty sa zhodujú s pozorovaniami A. Radwaňského (1965) aj iných autorov.

Rozpukávanie — drvenie alochémov pod vplyvom váhy nadložného sedimentu sa vyskytlo celkom výnimočne — rozpukávanie koralinných rias (33₁ b); sčasti sem azda možno počítať aj spomínané odpráskávanie obalov oolitov.

c) Terigénna prímes orbitolínových vápencov

Klastický terigénny materiál nám ukazuje na začiatok dvíhania pieninskej kordiléry v apte. Táto aptská kordiléra obsahovala: hojné ultrabáziká, epimetamorfované bridlice (rôzne typy fylitov), bázické vulkanity, kyslé vulkanity, pieskovce, droby, kremence, dolomity triasu, spongiové vápence a spongolity liasu, rádiolarity dogeru—malmu, kalpionelové vápence titónu a iste aj ďalšie horniny, ktoré nebolo možné zatiaľ preukázať.

Klastický kremeň je prítomný v polovičke výbrusových vzoriek, z toho zhruba v štvrtine dosahuje len siltovú veľkosť (do 0,10 mm), v ostatných je stredný priemer indexu klasticity kremeňa (priemer najväčšieho zrna vo výbruse) 0,3 mm, maximálny bol 3 mm. Z valúnikov hornín sa ojedinele vyskytli úlomky nad 1 cm.

Zrná spinelov sa našli približne v päťine výbrusových vzoriek (tab. XIII, obr. 3), z niektorých takýchto vzoriek bola vyseparovaná ťažká frakcia z nerozpustného zvyšku (viď str. 63). Vo vzorkách 10 u, 19 y, 30 c, 41 a boli vo výbruse súčasne prítomné úlomky serpentínov (tab. XII, obr. 2; tab. XIII, obr. 1, 2). Svedčí to o prítomnosti značného množstva ultrabázik v odnosovej oblasti kordiléry. Výskyty valúnov so spinelmi sú vyobrazené v práci M. Mišík (1979a).

O prítomnosti epizonálne metamorfovaných hornín svedčí chloritoid (30 c), chlority a degradované sludy s mikrolitmi rutilu z ťažkých frakcií, ako aj drobné úlomky chloritických a serciticých fylitov (30 j, o; 51 l; 10 u; 19 y).

Úlomky bázických vulkanitov boli dokumentované na lok. 30 c, j (tu aj úlomok bázického vulkanitu už v úlomku pieskovca), 50 b; 10 u. Úlomky felzitov (kyslých vulkanitov) na lok. 37 e; 53 i.

Zo sedimentárnych hornín niekdajšej vynorenej kordiléry sú často prítomné úlomky silicítov najmä rádiolaritov (zrejme doger—spodný malm), zriedkavo vápenec s rhaxami — 28 f (jura), spongiové kremité vápence a spongolity — 53 i (lias), úlomok kalpionelového vápenca — 53 i (titón) a dedolomitizovaných úlomkov dolomitov (trias). Z klastických hornín sa vyskytujú úlomky pieskocov, drôb a kremencov. Z týchto hornín rozvetrávajúcich v znosovej oblasti pochádzajú aj asociácie zirkón-rutil-turmalín, tieto minerály sú popri spineli a nepriesvitných mineráloch najčastejšími zložkami ťažkej frakcie.

Vápence s rudistami (bez orbitolín) — 15 c; 18 f; 19 VIII; 20 q; 25 a; 29 e; 32₁i; 41 i, 42 r; 45 f; 54 k, l; 56 I (KP-co; KL-a, c, c-t; M-c). Najčastejšie ide o biosparity a biosparrudity. Frekvencia mikrofaciálnych prvkov:

rudisty (hipurity, rádiolity)	13/13
echinodermové články	9/13
foraminifery (bez sesilných)	9/13
sesilné foraminifery	7/13

koraly	7/13
rúrky červov	6/13
korálné riasy (<i>Archaeolithothamnium</i> sp., <i>Agardhiellopsis</i> sp.)	6/13
ostne ježoviek	6/13
machovky	5/13
hydrozoy	5/13
<i>Pieninia oblonga</i> Borza et Mišík	5/13
<i>Cadosina fusca</i> Wanner a C. sp.	4/13
vítavé riasy	4/13
gastropódy	4/13
<i>Ethelia alba</i> (Pfeuder)	4/13
ostrakódy	3/13
ihlici silicispongií (hlavne rhaxy)	3/13
<i>Dasycladaceae</i> (<i>Cylindroporella sugdeni</i> a i.)	2/13
<i>Girvanella</i> sp.	2/13
<i>Munieria grambasti</i> Bystrický, <i>Boueina</i> sp., <i>Pseudocodium</i> sp., články ofiúr	1/13

Intraklasty — 3/13, oolity — 1/13; autigénny kremeň — 2/13, silifikácia (kvarcín) — 3/13; klastický kremeň — 9/13, klastické živce — 9/13, spinely — 7/13, glaukofán — 1/13, úlomky hornín — 6/13; vzájomné vtlačania do alochémov — 2/13, štruktúry polarity — 2/13.

Z organických zvyškov je závažná prítomnosť *Munieria grambasti* Bystrický (tab. XIII, obr. 5—7) počítanej k characeám, a to z lok. 45 f. V asociácii sú rôzne typy rias včetně dasykladaceí *Cylindroporella sugdeni* Elliott (tab. XIII, obr. 8, 9), časté oolity, pozoruhodné autigénne kremeňa so zonárne zoradenými uzavreninami, zrná spinelov, úlomky serpentínu, bázických vulkanitov a silicitov. Zvláštnosťou sú ešte povlaky cyanofýceí vyvinuté okolo tohto valúna v pôvodnom sedimentačnom prostredí.

Munieria grambasti bola popísaná z valúna urgónskeho vápence s orbitolínami z lok. Vrtížer (J. Bystrický 1976). Podľa J. Bystrického (1978) je totožná s riasou, ktorá sa hromadne vyskytuje v sladkovodných vápencoch kriedy Stratenskej hornatiny a ktorú sme zistili v tejto oblasti aj v sekundárnom uložení — vo valúnoch senónskych zlepcov od Dobšinskej ľadovej jaskyne (M. Mišík—M. Sýkora 1980). *Cylindroporella sugdeni* má podľa J. P. Bassoulleta et al. (1978, str. 75) rozpätie oxford—apt. V sv. Španielsku J. Canérot (1978, str. 516) vyčlenil biozónu *C. sugdeni*—*C. benizarensis* pre stredný a vrchný barém.

Z úlomkov hornín prezrádzajúcich materiál barémko—aptskej kordiléry sa zistili úlomky serpentínov, silicitov, a to rádiolaritov a spongolitov, fylitov, bázických vulkanitov, kremenčov a ojedinele felzitu. Maximálna veľkosť kremenných zrn v štyroch vzorkách presahuje 1 mm. Obraz dokresľujú hojné výskyty spinelov, zriedkavejšie glaukofánu (tab. XIII, obr. 4) a chloritoidu, sfúd s mikrolitmi rutilu z epimetamorfovaných bridlic (rozbory ťažkých frakcií z lok. 32₁ b, 42 r).

Vápence s miliolidovou mikrofáciou (bez orbitolín) — 10 u; 15 d; 17 r; 19 v, I; 51 d, f, i; 56 h (KL-a, c, c-t). Sivé kalové alebo organogénno-kalové vápence, biomikrity a nedokonale vymyté intrasparity, ojedinele oobiosparit a biopelmikrit. Obvykle úplne prevládajú miliolidy a menšie foraminifery, niekedy vo väčšom množstve prístupujú *Dasycladaceae*, gastropódy alebo lastúrniky. Frekvencia mikrofaciálnych prvkov:

miliolidy	9/9
gastropódy	6/9
lastúrniky	6/9
vítavé riasy	6/9
echinodermové články	6/9
<i>Cadosina fusca cieszynica</i> Nowak a C. sp.	4/9

<i>Dasycladaceae (Salpingoporella, Neomeris)</i>	3/9
<i>Sabaudia minuta</i> Hofker a S. sp.	3/9
lituolidy	3/9
sesilné foraminifery	3/9
ostrakódy	2/9
machovky	2/9
<i>Acicularia</i> sp.	2/9
<i>Bacinella, Girvanella, Boueina, Codiaceae</i> , riasové onkolity, články ofiúr, serpuly, <i>Hydrozoa</i> , koralý, <i>Coskinolinooides, Trocholina, Marinella, Pseudocodium, Didemnooides</i>	1/9

Biodetrit — 9,9, intraklasty — 4/9, oolity — 1/9, pelety — 1/9; klastický kremeň — 2/9, štruktúry polarity — 2/9.

Podľa analógie aspoň sčasti je ich možno považovať za zarifovú fáciu („back-reef“).

Vápence s prevládáním koralinných rias (bez orbitolín) — 19 f; 20 y; 26 XVI; 331 a; 47 b, i; 53 r (KL-c, c-t, s; M-c). Sú obvykle slabo piesčité. Z koralinných rias boli určené *Archaeolithothamnium amphiroaeforme* (Rothpletz), doprevádza ich *Ethelia alba* (Pfender), *Pieninia oblonga* Borza et Mišík (*Dasycladaceae* sa v tejto asociácii nevyskytujú) a iné bežné súčasti organického detritu. Vo vzorke 47 b boli aj úlomky fylitov, kremencov a bázických vulkanitov; vo vzorke 53 r úlomky bázických vulkanitov, 20 y úlomky dolomitov, vláknových, rádioláriových a kalpionelových vápencov.

Koralové vápence (bez orbitolín) — 11 f; 12 c, i; 31 e; 321 g, j; 56 q (KL-a, c, c-t; M-c). Doc. E. Morycowa určila koralu *Microsolena distefanoi* (Prever) — lok. 56 q; tento druh má stratigrafické rozpätie barém—cenoman. Z lok. 12 f určila *Microsolena* sp. Ojedinele bola pozorovaná silicifikácia koralov. Najčastejšie sú doprevádzané koralinnými riasami a *Ethelia alba* (Pfender), ďalej hydrozoami, sesilnými foraminiferami — „pseudoostrakódové“ typy a *Koskinobullina socialis* Cherchi et Schroeder (tab. XIV, obr. 1) a ďalšími bežnými zložkami urgónskych vápencov, v jednom prípade aj *Pseudolithocodium carpaticum* Mišík (M. Mišík 1979 b). Klastická prímes býva nepatrná.

Koskinobullina socialis uvádzal z tohto valúnového materiálu už O. Samuel et al. (1972, tab. CIX) pod názvom *Acervulina* sp. Tento mikroorganizmus vyobrazil a popísal J. Cuvillier—R. Deloffre (1964) z urgónskych vápencov Francúzska ako „sections multicellulaires“ incertae sedis, pričom uvažovali o prípadných vzťahoch k *Ethelia alba* (Pfender). Pod týmto menom ich uvádza A. Pratulon (1966, obr. 8) zo spodnej kriedy Apenín a upozorňuje na ich stratigrafickú hodnotu (v Apeninách vystupujú len v neokóme a veľmi hojne v baréme—apte). V našom materiáli sme ju tiež nezistili nižšie ako v kriede. E. Morycowa—W. Moryc (1976, tab. XVII, obr. 1b) ju vyobrazujú z vrchného oxfordu Poľska. A. Cherchi—R. Schröder (1979) opisali tento organizmus pod menom *Koskinobullina socialis* (incertae sedis). Pochybujú o tom, že ide o foraminiferu, skôr sú náchylní považovať ju za riasu. Celkové stratigrafické rozpätie je podľa nich bat—cenoman.

Vápence s echinodermovo-lastúrnikovou asociáciou (bez orbitolín) — 1 v; 4 q; 10 j; 11 c; 15 f; 20 a, h; 21 f; 22 i; 25 d; 26 VIII, IX, XI, XXII; 28 s, w, x; 281 g; 30 h, g; 31 r, V; 321 h; 35 g, r; 38 h; 42 k; 45 c; 48 h, k; 49 c; 53 b, e; 54 g; 55 b; 60 g, h, k, l (KP-co, s; KL-a, c, c-t, s; M-c). Ide o nie celkom homogénnu skupinu s prevahou echinodermových článkov, lastúrnikov (bez preukázateľných rudistov) a foraminifer (bez orbitolín a bez miliolidov). Prostredie je energeticky bohaté, ale nebiohermovej povahy, o niečo hlbšie. Častá prítomnosť koralinných rias, gastropódov, machoviek, lentikulín, intraklastov, glaukonitu, ojedinelosť *Dasycladaceae* (obvykle iba acikulárie) a iných na svetlo náročných rias poskytuje dobré porovnanie s charakteristikou vrchného cirkalitorálu tohto obdobia podľa M. A. Conrada (1969).

Prevládajú intrabiosparity, menej intrabiomikrity, biopelmikrity, ojedinele oobiosparit. Viaceré možno označiť ako piesčité vápence s glaukonitom, ojedinele až drobnozrnný zlepenec (42 k). Frekvencia mikrofaciálnych prvkov z výbrusov 30 valúnov:

echinodermové články	38/30	91 %
lastúrniky		91 %
foraminifery		90 %
ostne ježoviek		73 %
koralinné riasy		46 %
machovky		43 %
brachiopódy (terebratulidy)		30 %
ostrakódy		26 %
gastropódy		26 %
vrtavé riasy		23 %
<i>Ethelia alba</i> (P f e n d e r)		23 %
riasové onkolity		16 %
sesilné foraminifery		16 %
<i>Cadosina</i> ssp.		13 %
<i>Dasycladaceae</i>		13 %
články ofiúr		10 %
úlomky koralov		10 %
<i>Globochaete</i> sp.		6 %
<i>Boueina</i> , <i>Aeolisaccus</i> , <i>Girvanella</i> , <i>rhaxy</i> , <i>Tubiphytes</i> , hydrozoj (<i>Actinostromaria</i>), <i>Pieninia</i> <i>oblonga</i> Borza et Mišík		3 %

Biodetrit — 100 %, intraklasty — 70 %, oolity — 16 %, pelety — 13 %; klastický kremeň — 76 %, úlomky starších hornín — 43 %; glaukonit — 30 %, autigénny kremeň — 23 %; silicifikácia — 43 %, vtláčanie alochémov — 7 %.

Z kadosín boli prítomné *C. fusca* Wanner, *C. fusca cieszynica* Nowak a *C. semiradiata olzae* Nowak (1 v); táto podľa K. Borzu in O. Samuel et al. (1972) má stratigrafické rozpätie berias—barém (apt?). Vo valúne 10 j bol prítomný *Coskinolinoides* sp. ukazujúci na barém. Vo štvrtine vzoriek je prítomná *Ethelia alba* (P f e n d e r), ktorá je dobrým rozlišovacím kritériom od vápencov plytkovodného malmu, nakoľko má rozpätie vrchný barém—océn (M. Massieux—M. Denizot 1964).

Oolity nie sú charakteristickou súčasťou, vyskytli sa v šiestine vzoriek (maximálne veľkosti 0,25; 0,3; 0,3; 0,4; 1 mm), vykazujú aj charakteristické odlupovanie obalov. Hojná silicifikácia v podobe agregátov kvarcínu postihuje hlavne lastúrniky. Na lok. 30 h v kvarcine sú ihličky pravdepodobne novotvoreného rutilu. Zdroj kyseliny kremičitej nie je jasný.

Autigénny kremeň hrubostlpcovitého habitu s charakteristickými zonárnymi uzavreninami sa vyskytol vo vzorkách 45 e, 26 VIII, 38 h, 55 p.

Maximálna veľkosť zrna (index klasticity) klastického kremeňa z týchto vzoriek má v priemere 0,3 mm; v dvoch prípadoch bol nájdený aj β -kremeň z efuzív. Okrem najbežnejšej akcesórie — spinelu sa ojedinele vyskytol glaukofán (32₁ h) chlorit, muskovit, biotit, plagioklas, mikroklin, zirkón, rutil, turmalín. Medzi úločkami hornín boli najčastejšie identifikované silicity včetně rádiolaritov (6/30), bázické vulkanity (4/30), kalpionelové vápence (4/28), spongiové vápence (3/30), dolomity (3/30), kremence a pieskovce (3/30), fylity (2/30), serpentín (1/30). Pozoruhodné sú vzorky 60 k, l, v ktorých sa vyskytujú len úlomky kalpionelových vápencov a jurských silicítov, vzorka 42 m, ktorá obsahuje len úlomky dolomitov triasu a vápencov včítane vrchného titónu s *Calpionella alpina* a beriasu s *Tintinnopsella carpathica*, ako aj vzorka 26 XXII len s úločkami triasových a liasovodgerských hornín, tu dokonca aj bez klastického kremeňa. Ukazuje to na samotný počiatok vynárania pieninskej kordiléry v baréme—apte, v daných prípadoch len s eróziou najvyšších súvrství, teda jury a vyššieho triasu.

Vápence s *Pieninia oblonga* (bez orbitolín) — 10 d; 31 II; 36 d; 48 d; 59 k. Riasa *Pieninia oblonga* Borza et Mišík má zatiaľ doložené stratigrafické rozpätie barém—paleocén (K. Borza—M. Mišík 1976). Nebola nikde zistená vo vápencoch preukázaného malmu. Z tohto dôvodu sme ju použili ako kritérium v tých prípadoch, kde nebolo inak možné odlíšiť plytkovodný malm od barému—aptu. Hojne zastúpená bola v sivom drobnolumachelovom vápenci — 43 d, biointrasparite s lastúrnikmi, koralinnými riasami a ostňami ježoviek. Ojedinele bola prítomná v intrasparite — 10 d s lastúrnikmi, foraminiferami a echinodermovými článkami, a v pelmikrite — 59 k s hojnými onkolitmi cyanofyceí. Vo vzorke — 36 d potvrdzuje uvedené zaradenie aj prítomnosť *Sabaudia minuta* (Hofker).

Oolitické vápence s „*Pseudocodium*“ *convolvens* — 12 h; 42 n (KP-co; KI-c). Sivobéžový slabopiesčítý kalkarenit, bioosparit. Dominuje „*Pseudocodium*“ *convolvens* Praturlon (Tab. XIV, obr. 2), foraminifery (hojne miliolidy a lituolidy), lastúrniky, brachiopódy, echinodermové články, menej ostne ježoviek, väčšie gastropódy, rhaxy z chalcedónu, *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, články ofiúr, serpulvy machovky. Časté oolity do 0,6 mm, klastický angulárny kremeň do 0,8 mm, úlomky červených silicítov, bazických vulkanitov, spongolitu, chloritického fylitu, zrná spinelov.

Vzorka 42 n predstavuje slabopiesčítý oosparit s hojnými dasykladaceami *Salpingoporella* sp. (tab. XIV, obr. 3), úlomkami lastúrnikov, zriedkavými foraminiferami, machovkami, „*Pseudocodium*“ *convolvens*, gastropódmí, koralmi, *Boueina* sp. a vápnitou hubkou. Ďalej sú prítomné oolity do 0,5 mm, klastický kremeň do 0,3 mm, intraklasty so zrnami spinelov (tab. XII, obr. 1, v extrahovanej ťažkej frakcii sú po nepriesvitných mineráloch najhojnejšími minerálmi), úlomky serpentinizovaných bázik.

O „*Pseudocodium*“ *convolvens* Praturlon autor druhu uvádza v ďalšej práci (A. Praturlon 1966, str. 174), že rodové meno nemôže byť platné, keďže zistil, že bolo už použité dávnejšie pre iné riasy. Súčasne vyjadruje mienku, že „*P.*“ *convolvens* nepatrí k riasam a je „*incertae sedis*“. Stratigrafické rozpätie podľa jeho tab. na str. 189 je vyšší doger—spodnejší malm. Uvedená terigénna prímes v našom materiáli, vystupovanie zrn spinelov a *Pieninia oblonga* indikujú príslušnosť týchto hornín k barému—aptu.

Malm — apt

Z početnej skupiny valúnov, ktoré nebolo možné presnejšie začleniť, vyberáme len niektoré nápadnejšie typy.

Oolitické vápence — 28 g (M-c). Ružovkastý oointrabiosparit s echinodermovými článkami, foraminiferami, s úlomkami brachiopódov aj hydrozoí (*Actinostromaria* sp.). Silicifikácia postihuje najmä oolity. 26 h (KL-s). Hnedastý intraoosparit s glaukonitom obsahuje echinodermové články, úlomky brachiopódov, lastúrnikov, machoviek, zriedka aglutinované foraminifery a koralinné riasy. Silicifikácia v podobe kvarcínu postihuje len lastúrniky. Poznámka: K. Birkenmajer (1958, I, str. 76) uvádza valún ružového oolitického vápence s *Globochaete alpina*, ktorý kladie k malmu.

Vápence s riasovými onkolitmi. Mávajú svetlosivú a sivobéžovú farbu. 10 i (KL-a) intraoosparit s onkolitmi, foraminiferami a lastúrnikmi. 10 k (KL-a) intrabiosparit s onkolitmi, foraminiferami včítane lituolidov a trocholín, dasykladaceami (*Triploporella* sp. — tab. XV, obr. 1) a so zriedkavými oolitmi (vzájomné vtlačanie spojené s rozpúšťaním pred tvorbou tmelu). 12 b (KL-c) oointrasparit s girvanelami (onkolity až 2 cm) a hojnými oolitmi, v jadre ktorých sú echinodermové články, úlomky lastúrnikov, ostne ježoviek atď. 44 j (KL-s)

biointrasparit s girvanelovými hľuzkami a intraklastmi, s foraminiferami, úlomkami brachiopódov, atď.

Vápenc se serpulovou mikrofáciou — 17 e (KL-a). Krémový biomikrit, v ktorom sú serpuly silne rozvítané vrtavými riasami, menej je ostrakódov, echinodermových článkov, lastúnnikov atď.

Vápence s *Bacinnella irregularis* Radoičić — 18 e; 19 VI; 26 u; 31 b, n; 42 h; 45 f; 51 c (KP-co; KL-a, c, c-t, s; M-c) — sivé, krémové a hnedé vápence, často onkolitové, zriedka oolitické; intrabiomikrity, intraomikrity, biolity. Frekvencia z 9 valúnov:

<i>Bacinnella irregularis</i> Radoičić	9/9
aglutinované foraminifery	8/9
miliolidy	8/9
lastúniky	7/9
echinodermové články	6/9
riasové onkolity	5/9
vrtavé riasy	4/9
sesilné foraminifery (včítane „pseudoostrakódov“)	4/9
gastropódy	3/9
ostne ježoviek	3/9
ostrakódy	3/9
<i>Cadosina radiata</i> Vogler a C.sp.	3/9
Codiaceae	2/9
Dasycladaceae	2/9
<i>Ethelia alba</i> (Pfinder)	2/9
globochéty, brachiopódy, články ofiúr, girvanely	1/9

Intraklasty — 8/9, oolity — 2/9; dutinky so štruktúrami polarity — 3/9, ojedinelá klastická prímes — 3/9, epigenetický ankerit — 1/9.

Ide o lagunárnu faciú („back-reef“) často s typickou asociáciou miliolidy — *Bacinnella irregularis* Radoičić (tab. XV, obr. 2, 3) — riasové onkolity. *Bacinnella* je ojedinele prítomná aj vo viacerých vzorkách z okruhu urgónskych vápencov, avšak jej výskyt v asociácii s dasykladaceami, orbitolínami alebo tubifytmi je netypický. Valúny 26 u, 45 f, 31 b obsahujú súvislé bacinelové porasty a dali by sa označiť ako biolity.

Bacinnella irregularis býva považovaná za povlakotvornú riasu, len ojedinele sa uvažovalo o jej príslušnosti k hydrozoám, k stromatopóram. G. Segonzac—Ph. Marin (1972) zhrňujú o nej údaje 15 autorov. Podľa nich vyskytuje sa v stratigrafickom rozpätí doger—cenoman, pričom krajné členy sa uvádzali iba raz a maximum údajov zreteľne spadá do titónu—aptu (dnes je známa i z triasu, viď nižšie). Môžeme doplniť tam neuvádzané ďalšie údaje: I. Rangheard—G. Colom (1965) z titónu—valangínu. A. Fenninger—H. L. Holzer (1972, str. 123, 124, 127), ktorí uvádzajú vápence preplnené *Bacinnella irregularis* s ojedinelou *Clypeina jurassica* z vrchného kimeridžu—spodného titónu berchtesgadenského príkrovu hochjuvavika a z hallstattského príkrovu juvavika, kde bola spolu s *C. jurassica*, *Munieria baconica*, *Cladocoropsis mirabilis*, resp. s *Lithocodium morikawai*. Z Východných Karpát uvádza ju O. Dragastan (1975) z vrchného titónu, barému a spodného aptu. Z exotických valúnov barému—aptu Západných Karpát ju signalizuje O. Samuel et al. (1972, tab. CXXIX, obr. 1). V poslednej dobe sa objavujú zmienky o výskyte tohto druhu aj z triasu (E. Flügel 1972, J. Jablonský 1973, K. Borza 1975). Zdá sa teda, že ide o stratigraficky nevýznamnú mikrofosíliu, avšak zatiaľ nebolo dôkladne skúmané, či pri exemplároch z triasu ide skutočne o totožný druh. G. Segonzac—Ph. Marin (1972) sa

domnievajú, že *B. irregularis* Radoičić je staršie rastové štádium (štádium mladosti) riasy *Lithocodium aggregatum* Elliott. Mnohí autori si povšimli časté spoločné vystupovanie oboch druhov, avšak považovali to za vzájomné obrastanie.

V našom materiáli obvykle nemáme možnosť oprieť sa o nejakú vedúcu mikrofosíliu, až na *Cadosina radiata* Vogler (45 f), pre ktorú je známe rozpätie kimeridž-titón a *Ethelia alba* (2 vzorky), ktorá začína vo vrchnom baréme-apte. pre ostatné predpokladáme, že ide o lagunárny vývoj v širšom rozpätí titón—apt. Terigénna prímes — drobný valúnik droby (56 d), zrno spinelu (31 b, 51 c) svedčí pre barémsko-aptský vek väčšiny vzoriek, pre materiál z počiatočného vynárania pieninskej kordiléry.

Stredná krieda

Spodný alb

Sivé slaboslienité vápence s hedbergelami, *Rotalipora roberti* a *Colomiella recta*—pelagický vývoj — 27 r; 29 a, c; 31 XI (M-c).

29 a — obsahuje drobné echinodermové články, hedbergely, prizmy zo schránok lastúrníkov, ostrakódy, aglutinované foraminifery, *Colomiella recta* Bonet (tab. VIII, obr. 5), *Cadosina fusca cieszynica* Nowak, *Conicospirillina* cf. *trochoidea* Cushman, glaukonit, fosfatické zrná, pyritový pigment. 29 c — kalcifikované silicispongie, hedbergely, drobné echinodermové články, zriedkavo aglutinované foraminifery, ostne ježoviek, silicifikovaná *Cadosina* sp., ojedinele tintinid, glaukonit, siltový kremeň a chalcedón v lamine silicitu. 27 r — kalcifikované silicispongie, hedbergely, *Rotalipora roberti* (Gandolfi) — tab. VIII, obr. 6), *Colomiella recta* Bonet (tab. VIII, obr. 7, 8), ojedinele *Textularia* sp., *Spirillina* sp., *Conicospirillina* cf. *trochoidea* Cushman, embryonálne komôrky *Sabaudia* sp., *Didemnoides moreti* (Durand Delga), zuhoľnatené rastlinné úlomky, glaukonit, ojedinelý siltový kremeň, framboidálny pyrit. 31 XI — drobné hedbergely, drobné echinodermové články *C. recta* Bonet, prizmy zo schránok lastúrníkov, *Cadosina fusca cieszynica* Nowak, *Patellina* sp., aglutinované foraminifery; zriedkavý siltový kremeň, muskovit, hojný glaukonit, fosfatické šupiny, hojný pyritový pigment.

Zasahovanie tintinidov do albu dobre dokumentoval M. Trejo (1976). Podľa neho *Colomiella recta* vystupuje v spodnom albe. J. Azema et al. (1979, tab. XXIX-3) uvádzajú ju z vrchného albu. Zo vzorky 27 r dokumentujeme albský vek spoločným vystupovaním s *Rotalipora roberti* (Gandolfi). Analogický valún spodného albu s *C. recta* a hedbergelami uvádza už K. Borza (1978, str. 341) od Hradnej. Ide pravdepodobne o výskyt, ktorý predtým určoval ako *Calpionellopsis oblonga* v asociácii s hedbergelami (O. Samuel et al. 1972, str. 47.) Valúny s *C. recta* a hedbergelami sme zistili aj v zlepenoch albu pri Bošáci; túto lokalitu kladieme ku krížňanskej jednotke centrálnych Karpát (M. Mišík et al. 1981).

Rozmery našich exemplárov *Colomiella recta* sú blízke hodnotám 85 μ dĺžka a 50 μ šírka. Prítomnosť glaukonitu a hojnejší detrit echinodermátov ukazuje na trochu menšie hĺbky než pelagické fácie, ktoré sme zaradili do barému—aptu (str. 36).

Alb

Piesčité vápence s *Pithonella ovalis* 54 e (KL-c) — sivý jemnopiesčítý vápenec s hojnými hedbergelami, *Pithonella ovalis* (Kauffmann), *Cadosina fusca fusca* Wanner; ojedinele sú prítomné koralinné riasy, ostrakódy, úlomky zuhoľnatených rastlinných pletív, osteň ježovky, úlomok koralu; zriedkavé úlomky dolomitu, felzitického vulkanitu, kalpionelového vápenca a zrná spinelov. 31 XIV — sivý vápenec so siltovou prímесou, obsahuje viacero *Pieninia*

oblonga Borza et Mišík, *Pithonella ovalis* (Kaufmann), úlomky koralinných rias včítane *Lithophyllum* sp., sesilné nubekularidné foraminifery, zriedkavo echinodermové články, ostrakódy, úlomky lastúrníkov a hojný pyritový pigment.

Rozpätie *Pithonella ovalis* je vrchný alb—mástricht; v prvom prípade asociácia s hedbergelami ukazuje na vrchný alb, v druhom prípade sprievodná *Pieninia oblonga* má rozpätie barém—tanet; ide však o väčšie formy, charakteristické pre spodnejšiu kriedu.

Valúny vápenca s *P. ovalis* uvádza z kriedových zlepenčov K. Borza (1962) z lokality U Černých a K. Borza (in O. Samuel et al. 1972) z lokality Vrtižer a Nosice-pod Húštím. V základnej hmote zlepenca (53) sme zistili úlomok vápenca s *Pithonella ovalis* (Kaufmann) a *P. trejoi* Borza. K. Borza (l. c.) uvádza valún s *P. trejoi* z paleogénnych zlepenčov lok. Jabloňové. Rozpätie tejto formy je vrchný alb—cenoman.

Slienitý vápenec so *Stomiosphaera sphaerica* — 47 f (KP-s) — sivý slaboškvrnitý kalový vápenec, biomikrit s kalcifikovanými ihlicami silicispongií a kalcifikovanými rádioláriami, s viacerými *Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann), s prierezom neurčiteľného tintinida. Okrem prímеси siltového kremeňa obsahuje hojný framboidálny pyrit.

Stratigrafické rozpätie *S. sphaerica* je alb—turón (F. Bonet 1956), výskyt s poslednými tintinidmi v našom prípade indikuje alb. Analogické valúny so *S. sphaerica* uvádza K. Borza (1969) ešte z lokalít U Škulcov, Široká a Krivá.

Alb — cenoman

Piesčité vápence s orbitolínami — 21 k; 49 c; 56 IX (K-a, c, c-t) — sivé silnopiesčité vápence až jemnozrnné vápnité pieskovce obsahujú veľké orbitolíny, úlomky lastúrníkov, ojedinele serpuly, gastropódy, drobné foraminifery. Vo všetkých je okrem bežných klastických minerálov prítomný spinel a vo vzorke 21 k aj glaukofán.

Poznámka: Valún urgónskeho vápenca s *Mesorbitolina texana* (Römer) — 32₁, ktorý možno datovať do najvyššieho aptu až do bázy albu, bol už prebratý s orbitolínovými vápencami aptu.

Cenoman

Piesčité vápence s *Orbitolina concava* — 19 XIII; 27 c; 41 c (KP-co; KL-c; M-c) — ide o silnopiesčité vápence až jemnozrnné vápnité pieskovce, z ktorých Dr. E. Köhler potvrdil *Orbitolina concava* (Lamarck) — tab. XVII, obr. 4; tab. XIX, obr. 1, teda cenomanský vek. Vo vzorke 19 XIII zistil formu *O. concava concava* (Lamarck), typickú pre spodný cenoman, — tento valún predstavuje horninu len o málo staršiu než je vek zlepenca na uvedenej lokalite, ktorý bol stanovený podľa mikropaleontologického rozboru nadložných slieňov ako cenomanský.

Z ďalších zložiek sú zastúpené úlomky ustríc s bunečnatou štruktúrou schránky (exogyry? lok. 27 c), serpuly, ojedinele malé aglutinované foraminifery, echinodermové články, machovky, prípadne silicispongie z chalcedónu. Okrem hojného klastického kremeňa siltovej veľkosti obsahujú muskovit, chlorit, plagioklas, akcesorický zirkón, chromové a železité spinely, rutil, epidot.

Vápenec s *Orbitolina conica* a *Rhapydionina dubia* — 35 q (KP-co) — hnedastý mikroorganogénny vápenec (biopelmikrit) s hojnými miliolidmi (tab. XX, obr. 2), *Orbitolina conica* (d'Archiac), *Rhapydionina dubia* De Castro — určil Dr. E. Köhler, *Pseudotextulariella* sp., *Patellina* sp., s opracovanými lastúrníkmi, kalcifikovanými ihlicami hubiek,

ojedinelým gastropódom, *Cadosina* sp. a *Aeolisaccus* cf. *kotori* Radoičič. Z terigénnej prímеси obsahuje zriedkavé zrná kremeňa do 0,15 mm a ojedinelý mikroklín.

R. dubia sa podľa autora druhu vyskytuje len v strednom a vrchnom cenomane. Asociácia miliolidov ukazuje na lagunárne prostredie s takmer nezmenenou salinitou. Je to prvý výskyt cenomanu v Západných Karpatoch vo fácií takmer čistých vápencov.

Piesčité vápence s ušticami a serpulidmi — 1 t, III (KP-s) — hnedasté silno piesčité vápence. Obe vzorky obsahujú úlomky uštic s typickou bunečnatou štruktúrou (tab. XIX, obr. 2) aká bola spomenutá už vyššie (27 c); s veľkou pravdepodobnosťou sú tiež cenomanského veku. V prvej vzorke ich doprevádzajú orbitolíny, brachiopódy, serpuly, rhaxy z chalcedónu a veľký gastropód. V druhej sú úlomky uštic v asociáciách so serpulami, gastropódmi, koralmi, ojedinelými machovkami, echinodermovými článkami, drobnými aglutinovanými foraminiferami a chalcedónovými rhaxami.

Vrchný cenoman — turón

Vápnité pieskovce s „exogýrami“ — 4 v; 46 d (KP-co; KL-a). Valúny sivých jemnozrnných pieskocov obsahujú okrem exogýr (tab. XVII, obr. 5) aj úlomky iných lastúrníkov, zriedkavé foraminifery, chalcedónové rhaxy a echinodermové články. Okrem kremeňa bol zistený (46 d) muskovit, ortoklas, pertit, spinel, chloritoid, zirkón, rutil, turmalín; ďalej (4 v) úlomky kalpionelových vápencov, fylitov a bázických vulkanitov. Úlomky o priemernej veľkosti 0,12 mm sú dobre vytriedené až na uštrice (veľké úlomky aj celé schránky), ktoré zrejme patrili k biotopu. Valún 4 v je asi len o málo starší než samotný zlepenec, ktorého vek sa uvádza ako cenoman.

Valúny s „exogýrami“ sme našli ešte na lok. 35, 29; D. Andrusov (1938) ich zistil na lok. Stupné a Stráže pri Žiline — nepublikované — a K. Borza (1966) na lok. Považský Chlmec. Podľa určenia Dr. B. Zárubu ide všade o *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck), ktorý bol predtým určovaný ako *Exogyra columba silicea* Lamarck a charakterizuje vrchný cenoman, pričom sú jeho výskyty známe aj z turónu.

Stredná krieda — sedimenty z obvodu kordiléry

Brakické až sladkovodné vápence a sintry

Ide o sedimenty, ktoré sa usadzovali na pieninskej kordilére alebo bezprostredne pri jej okrajoch, kde boli podmienené vysladzovaním pod vplyvom vôd tečúcich z kordiléry.

Vápence s characeami — 17 s (KL-a) — valún obsahuje výhradne niekoľko druhov characeí včetně *Clavator* sp. (tab. XVI, obr. 1, 2; tab. XVII, obr. 1, 2) a drobnej drviny z nich; zriedkavé sú tenkoschránkové lastúrníky jedného druhu, ojedinele ostrakódy a gastropódy. Vápence neobsahujú žiadnu klastickú prímесь.

K. Borza (in O. Samuel et al. 1972, tab. CXLVIII) uvádza podobný valún s characeami taktiež z albských zlepenecov lok. Nimnica (Nosice). Kládí ho s otáznikom k vrchnej jure. V purbeku platformovej Európy sú vápence s charami skutočne typickým horizontom, avšak v oblasti Západných Karpát nemáme z malmu stopy vysladenia, azda až na ojedinelú charu v asociácii s morskou mikrofaunou, viď str. 23. Pieninská kordiléra sa v malme iba začala vyzdvihovať, bola ešte celkom rudimentárna a sotva mohla predstavovať zdroj sladkých vôd, ktoré by podmienili tvorbu brakických fácií. V apte máme už zreteľné stopy jej jestvovania, v albe sa vyvinula v rozsiahlu eleváciu. Mladší vek ako alb môžeme pre daný prípad vylúčiť,

keďže oba výskyty sa nachádzajú v zlepenoch preukázaných ako albské (R. Marschalco—O. Samuel 1975). Usadzovanie spomenutých vápencov prebiehalo teda najpravdepodobnejšie vo vrchnom apte—spodnom albe.

Pre porovnanie spomenieme, že z Dinaríd zaznamenáva R. Radoičić (1966, tab. XLIX-2, LII, CVI-2) charové vápence z kimeridžu až portlandu. Zo Švajčiarskej Jury uvádza M. A. Conrad (1969, str. 49) brakické a sladkovodné charové vápence z barému—aptu. Z rumunských Karpát sa uvádzajú brakické charové vápence jednak z hoterivu Severných Apusénov (O. Dragastan et al. 1966) a zo spodného aptu Východných Karpát (O. Dragastan 1975, str. 38); sú známe aj zo senónu Severných Apusénov (M. a D. Lupu 1960).

Za príznak brakických a sladkovodných facií sú považované *Characeae* vtedy, keď vystupujú (obvykle masovo) bez typických morských organizmov. Ojedinelé chary sa však môžu vyskytnúť aj v morských biotopoch s normálnou salinitou, napr. ojedinelý prierez v mikrofácií so *Saccocoma* v kimeridži — 10 l (tab. IV, obr. 1) a niekoľko prierezov druhu *Munieria grambasti* Bystrický vo vzorke barémsko-aptského vápenca s úlomkami hipuritov, oolitmi a zrnami spinelov — 45 f (tab. XIII, obr. 5—7). Posledne spomenutú formu uvádza aj K. Borza (in O. Samuel et al. 1972, tab. CXV) z valúna orbitolínového vápenca barému—aptu z lok. Vrtižer sub *Munieria baconica* Deecke. J. Bystrický (1976) preurčil tento nález ako *M. grambasti* n. sp. Tento druh našiel J. Bystrický (1978) aj vo vápencoch Stratenskej hornatiny, ktoré na tomto základe považuje za spodnokriedové. Tento druh sme našli na sekundárnom mieste vo valúnoch sladkovodných vápencov zo zlepenov spodného senónu pri Dobšinskej ľadovej jaskyni (M. Mišík—M. Sýkora 1980). Na rozdiel od J. Bystrického (l. c.) považujeme výskyty v Stratenskej hornatine za sladkovodnú strednú až vrchnú kriedu, nakoľko aj podľa autora druhu je rozpätie tohto druhu barém, až senón, prípadne paleocén s otáznikom.

Vrchnú vekovú hranicu týchto vápencov s characeami (17 s) ukazuje skutočnosť, že sa nachádzajú už ako valúny v zlepenoch albu. Vzhľadom na začiatok vynárania kordiléry vek týchto sedimentov je podľa všetkého vrchný apt—spodný alb.

Vápence so sladkovodnými riasami — 19 j, n, q (KL-c). Tieto tri valúny predstavujú sladkovodné vápence hnedastej a sivej farby. Po štruktúrnej stránke tvoria biodismikrit, intrapeldismikrit a intramikrit (endostratickú brekciu). Obsahujú nie príliš hojné drobné agregáty sladkovodných rias, ostrakódy, ojedinele gastropódy a fosfátové zvyšky. Charakteristické sú pre ne trhliny a póry vysychania, známe z extrémne plytkovodných, občas sa vynárajúcich sedimentov (napr. zo stromatolitov-loferitov triasu), ďalej pelety, v jednom prípade dutinky s čiastočnou vnútornou sedimentáciou (štruktúry polarity). Zriedkavý siltový kremeň bol prítomný iba v jednej vzorke.

41 m (KP-co) — hnedastosivý kalový slabopiesčitý vápenec s hojnými agregátmi a kôrkami sladkovodných rias (tab. XVII, obr. 3), a ojedinelým ostrakódom. Klastický kremeň pieskovej kategórie dosahuje až 1,8 mm, akcesoricky sa vyskytol granát.

Vápnitý sinter — speleotéma — 52 a (KL-c-t). Predstavuje hnedastý sinter, vytvorený v prostredí súše, azda jaskynného pôvodu. Išlo o kôru nad 3 cm hrubú (tab. XX, obr. 1) s typickou štruktúrou speleotémov, a dlhými palisádovitými kryštalmi (R. L. Folk—R. Assereto 1976). Je jediným dokladom skrasovatenia na pieninskej kordilére.

Klastické horniny

Valúny drobnozrnných zlepenov — 8 b; 26 m; 29 h; 36 a; 38 j; 42 x; 43 d; 45 a, b; 47 a; 49 e; 51 m, n; 55 a; 56 j (KP-co, s; KL-c-t, s; M-c). Sivé žltkasté, zriedkavo pestrofarebné úlomky rôznych farieb. Valúniky obvykle nepresahujú 5 mm; prevažujú v nich karbonátové

horniny (tab. XXVII, obr. 1). Asi tretina vzoriek má výhradne mezozoický materiál (môže ich označiť ako oligomiktne), ostatné sú zreteľne polymiktne. Vzorky 56 j, 36 a majú skôr charakter drobnozrnných karbonátových polymiktých brekcií. Frekvencia mikrofaciálnych a litologických prvkov (uvádzané organické zvyšky pochádzajú zo základnej hmoty):

úlomky hruboschránkových lastúrníkov	5/17
orbitolíny (redeponované, poškodené)	4/17
silicispongie (hlavne rhaxy z chalcedónu)	2/17
echinodermové články	2/17
brachiopódy	2/17
machovky	1/17
serpuly	1/17

Valúniky a pieskovcové zrná: silicity (celkove) — 11/17; dedolomitizované valúniky — 9/17, dolomity (nedotknuté dedolomitizáciou) — 9/17, spoločný výskyt oboch predošlých — 6/17; kyslé vulkanity — 7/17, bázičné vulkanity — 5/17; rádiolárové vápence a rádiolarity — 7/17, spongiové vápence a spongolity — 6/17, karpionelové vápence (titón) — 6/17, „vláknové“ vápence — 6/17; piesčité vápence — 3/17, krinoidové vápence — 2/17, urgónske vápence s orbitolínami (apt) — 1/17, vápenec s koralmi a *Actinostromaria* (malm-apt) — 1/17, oolitické vápence — 1/17, vápenec so chamositovými oolitmi (rét) — 1/17, vápenec s *Cladocoropsis mirabilis* a *Bacinella* (malm) — 1/17, vápenec so *Stomiosphaera sphaerica* a *Hedbergella* (alb) — 1/17, vápenec s *Halicoryne* sp. (vrchný trias) — 1/17, vápenec s *Involutina gaschei* (vrchný trias) — 1/17; kremence — 3/17, pieskovce — 3/17, fylity — 2/17, žilný kremeň — 2/17, serpentín — 1/17; klastický kremeň — 15/17, spinel — 5/17, biotit — 2/17, chlorit — 2/17, klastické živce — 2/17; glaukonit — 3/17, autigénny kremeň — 2/17; valúny s povlakmi cyanofyceí — 2/17, vtlačanie valúnov — 1/17.

Medzernú hmotu tvorí obvykle matrix s jemnozrnným kalcitom (bimodálna zrnitosť), zriedkavejšie len sparit. Autigénny kremeň na lok. 49 e tvorí dorastania na klastické kremenné zrná; na lok. 47 m sú hrubostĺpkovité kremene so zonárne zoradenými uzavreninami, ktoré boli typické pre časť hornín barému—aptu (ide o preplavenie?). Silicifikácia postihuje aj medzernú hmotu zlepenca, zistila sa len na lok. 36 a.

Dedolomitizácia valúnikov dolomitu je veľmi častá (tab. XXII, obr. 1, 2; tab. XXIII, obr. 1), pričom výsledné dedolomitizované horniny (sekundárne vápence) majú rôzne štruktúry; ich bližší popis viď na str. 73.

Úlomky karpionelových vápencov boli zistené vo valúnoch drobnozrnných zlepenčov na lok. 38 j, 51 m, 8 b, 47 a, 42 x, 56 j.

Ojedinele boli pozorované čiastočné kalcitové obruby okolo valúnikov (tab. XXIV, obr. 3). Vznikli pravdepodobne pri kompácii sedimentu odlupovaním valúnikov od spevnenej medzernej hmoty; do takto vzniklých medzier sa vylúčil kalcitový tmel (podobný prípad sme už opísali u zlepenčov paleogénu východného Slovenska — M. Mišík in R. Marschalko et al. 1976, str. 84).

Skúmané zlepence vznikli v strednej kriede ako litorálne sedimenty lemujúce pieninskú kordiléru; svedčia o tom, že mala už vtedy pestré zloženie (viď vysvetlenie tohto javu na str. 70). Na litorálne prostredie sa dá usudzovať aj z prítomnosti cyanofytových povlakov okolo valúnikov (počiatočné onkolity) — 45 a, 43 d (tab. XXVI, obr. 2). Drobnozrnnosť zlepenčov takmer na všetkých lokalitách ukazuje, že kordiléra nemala v prvých štádiách veľké reliéfne kontrasty, že bola postupne erodovaná súčasne so zdvíhaním — ide asi o abrázne zlepence uložené na plytčinách. Pri ďalšom dvíhaní kordiléry ako celku boli vyzdvihnuté aj tieto okrajové sedimenty a znovu erodované do mladších zlepenčov.

Pozoruhodne rýchly sled dejov dokumentujú viacnásobné redepozity, napr. na lok. 29 h, kde valún zlepenca uložený v cenomanských zlepencoch obsahuje úlomok s asociáciou

hedbergel a *Stomiosphaera sphaerica* svedčiacu o albe. Sled udalostí bol takýto: sedimentácia piesčitého vápence albu — litifikácia — vyzdvihnutie — erózia a uloženie v podobe valúnika do litorálnych štrkov vrchného albu, resp. spodného cenomanu — litifikácia — vyzdvihnutie — erózia vrchnoalbských, resp. spodnocenomanských zlepenčov a uloženie v podobe valúna do vrchnocenomanských zlepenčov.

Dôkazom toho, že tieto drobnozrné strednokriedové zlepence boli vyzdvihnuté a značnú dobu vystavené subaerickým podmienkam, je častá dedolomitizácia valúnikov v nich (pod vplyvom spodných vôd obohatených síranmi, alebo pod vplyvom morskej vody erodujúcej pobrežný zrub). Je pozoruhodné, že s dedolomitizáciou sa stretávame len v redepozitoch (valúny zlepenca v zlepenici), ktoré podľa našej interpretácie pochádzajú z litorálneho pásma. V kriedových zlepencoch vystupujúcich priamo na odkryvoch ako súčasť flyšového súboru sa dedolomitizácia nevykazuje.

Kriedové zlepence bradlového pásma považujeme z veľkej časti za hlbokovodnejšie uloženy z úpätia kontinentálneho svahu, transportované fluxoturbiditnými sklzmi (R. Marschalko—O. Samuel 1975). Výnimkou sú cenomanské zlepence s exogyrami, ktoré sa vytvárali v plytkovodnom prostredí a práve spomínané drobnozrné zlepence litorálu, známe iba na druhotnom mieste v podobe valúnov.

Vápnité pieskovce až silne piesčité vápence — 8₁ a; 25 c; 26 z; 29 f, g, j; 33 a; 35 i, k; 45 d; 47 c; 59 a, h, j, q; 60 b, n, (KP-co, s; KL-c-t, s; m-c). Sivé, hnedasté a žltkasté polymiktné pieskovce, najčastejšie strednozrné, nevytriedené, s kalcitovým tmelom, sčasti s vápencovou mikritovou základnou hmotou — prechody do vápencov. Nerozpustný zvyšok zo vzorky 29 f bol 51%. Arkózovité pieskovce so živcami z rozplaveného vulkanického materiálu predstavujú vzorky 45 d, 60 b. Ojedinelé sú valúniky nad 2 mm. Litologické a mikrofaciálne prvky (organické zvyšky sú súčasťou základnej hmoty):

lastúrniky	13/19
foraminifery	10/19
echinodermové články	9/19
koralinné riasy	9/19
silicispongie (rhaxy) z chalcedónu	5/19
ostne ježoviek	3/19
<i>Ethelia alba</i> (Pfeuder)	2/19
ostrakódy	2/19
machovky	2/19
brachiopódy	2/19
serpuly	1/19

Silicity (celkove) — 14/19, rádiolarity — 4/19, spongolity 2/19, rohovec z krinoidových vápencov — 1/19; bázické vulkanity — 11/19, kyslé vulkanity — 8/19; dolomity — 7/19, dedolomitizované úlomky — 4/19; kalové vápence — 15/19, kalpionelové vápence (titón) — 6/19, vápence, vláknové, spongiové rádioláriové, s *Cadosina*, s *Hedbergella* — 1/19; kremence — 5/19, fylity — 4/19, pieskovce — 3/19, metakvarcity — 2/19; klastický kremeň — 18/19, beta-kremeň — 4/19, plagioklasy — 6/19, muskovit — 4/19, biotit — 3/19; glaukonit — 6/19, chlorit — 3/19; zirkón — 7/19, spinel — 6/19, rutil — 5/19, turmalín — 2/19, chloritoid — 2/19, glaukofán — 1/19; silicifikácia — 6/19, autigénny zonárny kremeň — 1/19, autigénne dorastanie dolomitu na klastické jadrá — 2/19, vzájomné vtlačania — 3/19.

Vek týchto hornín sa nedá priamo stanoviť, pretože chýbajú vedúce organizmy. Aj v tých dvoch prípadoch, keď sa vyskytli ojedinelé orbitolíny, boli tieto poškodené a pravdepodobne preplavené.

Arkózovité pieskovce s hojnými neopracovanými živcami z efuzív, ako aj výskyt zrn tvaru

beta-kremeňa v štvrtine vzoriek umožňujú predpokladať strednokriedovú vulkanickú činnosť — rozplavovanie nespevnených tufov a tufitov (avšak v tomto priestore jestvovali aj staršie vulkanity, o čom svedčia ich úlomky zaregistrované vo vápencoch spodnej kriedy a azda aj malmu). Spomínané živce sú sčasti kalcifikované, podobne bývajú kalcifikované aj úlomky bázických vulkanitov (napr. 26 XIII).

Dedolomitizácia je zriedkavejšia než v drobnozrnných zlepencoch, ktoré sú pravdepodobne rovnakého veku; výrazná je len vo vzorkách 8₁ a, 59 g. Dedolomitizované úlomky sa nenachádzajú pospolu v jednej vzorke s nepostihnutými úlomkami dolomitu. Naopak, vo vzorkách 35 k, 26 XIV sa vyskytuje autigénne dorastanie dolomitu na klastické jadrá (teda na jadro z úlomku triasového dolomitu syntaxiálne dorástla strednokriedová dolomitová obruba — tab. XVII, obr. 7; tab. XXII, obr. 2). Jediný analogický prípad zo Západných Karpát poznáme zatiaľ len z paleogénnych dolomitových „pieskovcov“ (dololitov) od Badína. Znamená to teda, že aj v strednej kriede boli lokálne podmienky pre vznik ranodiagenetického dolomitu.

V študovaných pieskovcoch sa zistili aj drobné úlomky kalpionelových vápencov — 60 n, 35 i, 59 a, i, h. Zrná chloritoidu boli na lok. 29 f, g, glaukofánu na lok. 47 c, spinel je v tretine výbrusových vzoriek.

Silifikácia postihuje takmer tretinu vzoriek; ako obvykle ide hlavne o zatlačanie lastúrníkov kvarcínom. Ihlice silicispongií bývajú však vyplňané vždy chalcedónom. Vo vzorke 26 XIV sa vyskytol charakteristický autigénny kremeň so zonárne zoradenými uzavreninami; podobne aj 25 c — tu azda preplavený.

Dolomitový pieskovec (dololitit) čiastočne dedolomitizovaný — 31 i. Valún hrubozrnného monomiktneho pieskovca výhradne s úlomkami dolomitov sivej a bielej farby. Dedolomitizácia úlomkov postupuje po intergranulárnych stykoch; zrná sú hnedo lemované podobne ako aj štiepne trhlinky väčších kryštálov (uvoľňovanie železa pri tvorbe kalcitu z dolomitu).

Santón — kampán

Bloky biohermných vápencov s valúnni — 26 g, II, III (KL-s). Ide o blok — olistolit oligomiktneho zlepenca až krémového biohermného vápenca s vtrúsenými valúnni. Základnou horninou je biomikrit, ktorý obsahuje koralý, lastúrniky včítane ustríc, *Pithonella ovalis* (Kaufmann) — tab. XX, obr. 1, *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, machovky, vrtavé riasy, sesilné foraminifery, *Patellina* sp., *Globigerina* sp., echinodermové a ofiúrové články, *Archaeolithothamnium* sp., *Ethelia alba* (Pfender), gastropódy, ostrakódy. Valúny až do 5 cm patria bázickým vulkanitom, čiastočne kalcifikovaným, felzitom, silicitom, kremitému spongióvemu vápencu a iným typom vápencov; časté sú dedolomitizované valúny pôvodných dolomitov.

V miestach hojnejšieho nahromadenia valúnov bývajú medzerné priestory sprvu vystlané iniciálnym tmelom; do zvyškov dutín bol napravený vápnitý kal, čo vytvára štruktúry polarít. V krajných prípadoch tvorba tmelu — sparitu bola až trikrát prerušovaná naplavaním kalu.

Dedolomitizácia valúnov je miestami úplná, obrisy pôvodných valúnov, ktoré nová kalcitová mozaika pokračujúca z tmelu nerešpektuje, sú viditeľné len vďaka hnedému pigmentu ako fantómy. Časť dedolomitových valúnov je tvorená lúčovite zoradenými pretiahlymi zrnami kalcitu; vyznačujú sa vždy hnedým pigmentom, asi od hydroxidov Fe (analogický prípad je na tab. XXII, obr. 2). Časť dedolomitizovaných valúnov je tvorená čírym agregátom kalcitu, rasteným podľa drúzového pravidla od obvodu valúna do jeho stredu — tieto valúny boli napred vylúhované. Niektoré dutiny po vylúhovaných valúnoch dolomitu boli sčasti vystlané iniciálnym tmelom a zaplnené vápnitým kalom (tab. XXIII, obr.

2). K vylúhovaniu teda došlo v spevnenej hornine, ale ešte pred ukončením sedimentácie. Miestami nebolo spevnenie ešte dostatočné, o čom svedčia zriedkavé kolapsy do dutiniek, vzniklých vylúhovaním valúnov.

K stratigrafickému zaradeniu môže byť vodidlom výskyt *Pithonella ovalis*, ktorá je známa z rozpätia vrchný alb-mástricht. Z albu, cenomanu a turónu nie sú biohermné vápence zo Západných Karpát známe. Uvedený blok bol už predtým priradený santónu—kampánu (K. Borza—M. Mišík 1976, str. 42; K. Borza in O. Samuel et al. 1972, str. 104, 107).

Krémový biohermný vápenc — 24 a (KL-s). Biopelmikrit s úlomkami i celými schránkami rudistov, korálmi, koralinými riasami; zriedkavé sú rhaxy z chalcedónu, *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, sesilné foraminifery nubekuláriového typu a serpulidy. Zrná klastického kremeňa, úlomky silicítov a felzitov sú nerovnomerne rozptýlené v hornine. Určenia koralov a rudistov z tejto lokality podáva O. Kühn—D. Andrusov (1942, str. 456).

K. Borza in O. Samuel et al. (1972) uvádza podobné biohermné vápence tohto veku ešte z lokalít pod Húštím (Nosice) a Hlboké, ako aj z blokov paleogénnych zlepcov, ktorými sme sa nezaoberali.

Medzerná hmota zlepcov a nálezy fosílií

Polymiktná medzerná hmota (matrix) cenomanských zlepcov — 27 b; 28 m; 30 d; 32₁ e, 1; 33 a (M-c). Polovica výbrusov je úplne bez organických zvyškov v základnej hmote. V ostatných sa vyskytli orbitolíny a koralinné riasy — 3x, úlomky rudistov, machovky, serpuly — 2x, *Ethelia alba*, koraly, echinodermové články — 1x. Drobné valúniky a úlomky hornín arenitovej kategórie rôznych vulkanitov, klastických a karbonátových hornín; dedolomitizácia sa nevyskytuje. Vo vzorke 28 m sú okolo dolomitových úlomkov tenké hnedé lemy; dolomitové valúniky sú častejšie rozpukané než valúniky iných hornín.

Polymiktná medzerná hmota (matrix) senónskych zlepcov

Z lok. 4 z pieskovcov doprevádzajúcich zlepenca K. Borza (1962, str. 249) spomína machovky, miliolidy, *Solenopora* sp., koraly a ojedinele údajnú *Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann). Dopĺňujeme o *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, *Ethelia alba* (P fender), úlomky lastúrníkov a chalcedónové rhaxy. V hrubozrnných pieskovcoch možno pozorovať vzájomné vtláčanie spojené s rozpúšťaním, a to rádiolarit vtláčaný do dolomitu, dolomit vtláčaný do vápencov. Lok. 26 I (KL) obsahuje úlomky lastúrníkov, koralinné riasy a dvojkýlovú globotrunkánu (tab. XVII, obr. 8), ihlice silicispongií z chalcedónu, serpuly (tab. XXV, obr. 2), ostrakódy, *Stomiosphaera* sp.; 33 d (M) úlomok rudista; 38 (KP) úlomok lastúrnika; 52 (KL) úlomky rudistov a globotrunkánu; 53 (KL) machovky, koralinné riasy, úlomky rudistov, prizmy inocerámov, serpuly, *Textularia* sp.; 54 (KL) úlomky rudistov, ojedinelé rostrum belemnita (Tab. XXV, obr. 1) a koralinnú riasu.

V žiadnom prípade nebola zistená dedolomitizácia valúníkov dolomitu, čo je podstatný rozdiel oproti redepozitám (valúnom kriedových zlepcov v mladšom kriedovom zlepeni). Hnedé lemy okolo drobných valúníkov dolomitu boli vytvorené len na lok. 40, 52.

Na niektorých lokalitách sme porovnali petrografické zloženie valúnov zlepenca (v kategórii nad 30 mm) so zložením jemnozrnného zlepenca — zlepenecovej základnej hmoty v kategórii 2—10 mm (viď tab. 1, na str. 61). V jemnozrnnom zlepeni sú zhruba trojnásobne viac zastúpené dolomity, silicity a fylity — teda horniny, ktoré sa ľahko

mechanicky rozpadávajú; naproti tomu táto jemnozrnná frakcia obsahuje zhruba polovičné množstvo vápencov a kremencov oproti súčasne ukladanej zrnitostnej kategórii nad 30 mm.

Medzerná hmota senónskych zlepenčov majúca charakter organogénno-detritického vápenca

Vo vzorkách 58 f, g (KL-s) je miestami bohatá na úlomky organizmov, tvorí prechody do organogénno-detritického vápenca s vtrúsenými valúnmí. Obsahuje úlomky rádiolitov a iných lastúrníkov, aj ich izolované prizmy z prizmatickej vrstvy, *Archaeolithothamnium* sp., *Ethelia alba* (Pfender), sesilné foraminifery a rhaxy. Určenie rudistov z tejto lokality podáva O. Kühn—D. Andrusov (1942, str. 456). Hojný je klastický kremeň, ojedinelý spinel, valúniky pieskocov, silicitov, felzitu, dolomitu. Bolo pozorované vtláčanie („pressure-solution“) zrn kremeňa do kalcitových schránok a valúnika felzitu do agregátu kremeňa. Napriek prítomnosti chalcedónu v rhaxoch nedošlo počas diagenézy k silicifikácii lastúrníkov. Uvedený zlepenec treba považovať za plytkovodný.

2 a, b, c, d, e (KP-s). Medzerná hmota zlepenca je miestami tvorená organogénnym vápencom. Zlepenec obsahuje aj bloky rifového vápenca toho istého zloženia, avšak s korodovanými okrajmi. Bývajú v nich vtrúsené valúny tých istých hornín so silnou prevahou kremenného porfýru. Nie je vylúčené, že niektoré menšie rify („patch-reefs“) sú prakticky rasteň na mieste. Tieto zlepence sú zrejme plytkovodné. Bloky biohermných vápencov (biolitit, biointrasparit a biomikrit) obsahujú hojné úlomky rudistov, často porasteň s *Ethelia alba* (Pfender) a inými organizmami, ako sú sesilné foraminifery, vápnité hubky (?) *Archeolithothamnium* sp., ďalej sú prítomné *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, *Pithonella ovalis* (Kauffmann), *Pseudocodium* sp., *Solenopora* sp., korály, ostrakódy, echinodermové články, gastropódy, machovky, kalcifikované ihlice silicispongií, *Cadosina* sp.; valúniky vulkanitov, kremencov, triasových vápencov. V medzernej hmote zlepenca sa vyskytujú tiež úlomky rudistov, machoviek, koralinných rias, kremeň, živce, drobné úlomky kyslých a bázičkových vulkanitov, spongiové vápence (lias ?), dolomity.

Nálezy makrofosílií vo valúnoch

Stratigrafické zaraďovanie karbonátových hornín sme robili z obsahu mikrofosílií a zrovnávaním litologických prvkov s vekove známymi typmi hornín. Nálezy makrofosílií vo valúnoch boli zriedkavé, avšak v niektorých prípadoch poskytli cenné stratigrafické údaje.

Brachiopódy a lastúrníky. Rét. Sivý lumachelový vápenec 26 XX/KL-s). Vypreparované brachiopódy (v zátvorke počet exemplárov): *Austrirhynchia cornigera* (Schafth.) (6), *Zeilleria* cf. *norica* (Süss) (9), *Rhaetina* cf. *gregaria* (Süss) (3), *R.* cf. *pyriformis* (Süss) (2), *Euxinella* cf. *fissicostata* (Süss) (2), *Zeilleria* sp. (1). Lastúrníky: *Lopha* sp. (3), *Modiolus* sp. (3), *Chlamys* sp. (1). Určil Dr. J. Michalík, CSc.

Amonity (a brachiopódy). Domér (stredný lias). Blok ružovkastého a slabokrinooidového vápenca — 23 b (KL-a). Vypreparované amonity: *Amaltheus margaritatus* (de Montfort) — tab. II, obr. 2, *Partschiceras* cf. *monestieri* Breisthoffer, *Harpophylloceras eximium* (Hauer), *Lytoceras* ex. gr. *sutneri* Geyer — určil Dr. J. Pevný, CSc.; brachiopódy: *Spiriferina haueri* Süss — určil Dr. J. Pevný, *Cuneirhynchia persinuata* (Rau), ?*Prionorhynchia serrata* (Sowerby), *Spiriferina* cf. *tumida* (Buch), *Zeilleria* sp. — určil Dr. M. Siblík, CSc. Podobná fácia je známa z kosteleckého bradla.

Bat—oxford. Blok svetlohnedého kalového vápenca s protoglobigerínovou mikrofáciou —

lok. 1. Amonita *Calliphyloceras* sp. určil Dr. J. Pevný. Široké rozpätie tohto rodu (hetang—stredný alb) neprispelo k spresneniu veku vytypovaného pomocou mikrofauny.

Vrchný hoteriv (neokóm). Svetlosivý slienitý vápenec — 47 o (KL-s). Vypreparovaného amonita *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb. určil Dr. J. Pevný.

Exogyry. Valúny piesčitých vápencov až pieskovcov s *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck) — (synonymum je *Exogyra columba*) — vrchný cenoman, prípadne až turón. Našli sme ich na lokalitách 4, 29, 35, 36, 46. Z lok. 36 ich uvádza aj K. Borza (1966). Ďalej sú známe z lok. Stupné (D. Andrusov 1938, str. 51), Stráža pri Varíne (nepublikovaný nález zo zbierky D. Andrusova). Nálezy valúnov s „exogyrami“ sú analogické výskytom ustricových — „exogyrových“ lavíc v orlovských pieskovcoch vrchného cenomanu — turónu pri Považskom Podhradí, v záreze cesty pri Vrtižeri (Považská Teplá) a pri Podvaží (klapská jednotka). Sú tiež jedným z dôvodov situovania pieninskej kordiléry do klapského priestoru alebo do jeho bezprostrednej blízkosti. Podľa určenia hojného materiálu z odkryvou aj valúnov stanovil RNDr. B. Záruba, CSc., že presnejšie ide o druh *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck) s rozpätím vrchný cenoman—turón. Značná variabilita tohto druhu viedla v minulosti viacerých autorov k vyčleňovaniu poddruhov, čo však podľa mienky Dr. Zárubu nie je vhodné (napr. v práci E. V. Kotetišvili et al. 1978, str. 207, 211 sa spomínajú *Exogyra columba maior* Jourdy v orlovských vrstvách a *E. columba minor* Jourdy v praznovských).

Rudisty. Treba spomenúť starší údaj z určeníami rudistov z blokov urgónskeho vápenca (barém—apt) od Hrabového (O. Kühn—D. Andrusov 1942) *Agriopleura blumenbachi* (Studer) Kühn, *Toucasia carinata* (Matheron) Mun.—Chalm. Rudisty a koraly opísané zo senónskych zlepcov, napr. lok. 24, 58, tu nespomíname, lebo ide o synsedimentárne bloky, materiál medzernej hmoty a organogénne lavice — vložky.

Nerinea. Nepublikovaný nález z bloku urgónskeho vápenca od Vrtižera zaznamenal D. Andrusov.

Actaeonella. Vo valúne piesčitého vápenca 20 d (KL-c) sme našli *Actaeonella* sp.

Koraly. *Calamophylloipsis* cf. *stokesi* (Milne Edwards et Haime) — tab. VI, obr. 4 bol vo valúne vápenca s *Tubiphytes* — 37 c. Spomenutý druh korala je známy z vrchného oxfordu—kimeridžu.

Styliosmilia sp., *Calamophylloipsis* sp., *Pleurophyllia* sp. (blízka *P. minuscula* Kon.) sa vyskytli vo valúne vápenca s *Cladocoropsis mirabilis* — 26 n. Asociácia korálov ukazuje na spodný oxford—kimeridž.

Thecosmilia cf. *dichotoma* Koby bola vo vápenci s *Clypeina jurassica* — 35 g. Rozpätie tohto druhu korala je vrchný oxford—titón.

Mesomorpha excavata (d'Orb.) — (tab. X, obr. 3) pochádza z valúna orbitolínového vápenca — 42 a. Rozpätie tohto druhu je hoteriv až spodný apt.

Microsolena distefanoi (Prever) z biohermného urgónskeho vápenca — 56 q má stratigrafické rozpätie barém—cenoman. Všetky koraly určovala Doc. Dr. E. Morycowa, Krakov.

Ojedinele na lokalitách 22, 31 sa našli kriedové koraly upevnené na valúne vrchnojurského a neokómskeho vápenca — počiatočná forma vytvárania malých rifov („patch-reef“) v prostredí litorálnych štrkopieskov.

Valúny navftavané litofágmi

Výskyt valúnov so stopami vrtavých organizmov možno v danom materiáli označiť za

zriedkavý. Hojnejšie sa našli len na lok. 3 (senón), 29 (cenoman), 22 (tab. XXVI, obr. 1). Ojedinele navrtané valúny sa zistili ešte na lok. 15, 19, 9, 20, 27, 18, 28. Najčastejšie boli navrtávané kalové vápence neokómu, plytkovodného titónu, gutensteinské, ale aj organogénno-detritické vápence barému-aptu (urgón) a piesčité krinoidový vápenc liasu. Navrtávanie dolomitov v podobe valúnov aj blokov sa zistilo len na lok. 3. Perforácie patria vrťavým lastúrnikom ponášajúcim sa na *Lithodomus*; zriedka sa vyskytli aj stopy vrťavých červov *Potamilla*.

Stopy týchto vrťavých organizmov ukazujú na morské prostredie, prípadne dosvedčujú, že valúny sa nachádzali určitý čas v litorálnom prostredí, kým neboli splavené fluxoturbiditným režimom do hlbších partií dna. Treba vziať do úvahy, že všeobecne hojnosť perforovaných valúnov závisí nielen od tektonického režimu (priaznivým je stabilný šelf), ale aj od toho, či v danej dobe boli litofágne lastúrniky rozšírené.

Povlaky cyanofyceí okolo valúnov

Zistili sa ojedinelé prípady povlakov cyanofyceí, ktoré môžeme interpretovať ako počiatočnú tvorbu riasových onkolitov. Vyskytli sa však výhradne v redepozitoch — vo valúnoch drobnozrnných karbonátových zlepcov strednej kriedy v polymiktných zlepenoch senónu, napr. 45 a, 43 a (KP-co) — tab. XXVI, obr. 2. Povlaky cyanofyceí okolo valúnov vyobrazuje aj G. Colom—Y. Rangherd (1973, str. 129), ovšem z materiálu v lakustrickom prostredí.

Povlaky cyanofyceí indikujú ukladanie štrkového materiálu v litorálnom prostredí bez ohľadu na salinitu. Potvrdzujú náš predpoklad, že redepozity drobnozrnných karbonátových zlepcov pochádzajú z lemov vyzdvihujúcej sa kordiléry, z litorálneho prostredia, na rozdiel od zlepcových súborov, ktoré sme študovali na odkryvoch (zlepence z flyšových sekvencií), pre ktoré predpokladáme uloženie fluxoturbiditným režimom v hlbších podmienkach; v týchto zlepenoch sme cyanofytové povlaky nezaregistrovali ani raz.

Poznámky k veku zlepcov

V zriedkavých prípadoch sa rozborom valúnového materiálu dal posunúť vek zlepenca „nahor“, a to podľa najmladších zistených valúnov hornín. Lokalita Udiča-Šefranice pôvodne považovaná za kriedové zlepence, obsahovala valún paleocénných biohermných vápencov s *Distichoplax biserialis* (Dietrich), *Planorbulina cretae* (Marsson) atď.; ide teda o paleogénne zlepence. Podobne boli identifikované paleogénne zlepence v záreze hradskej pri osade Dúbrava (oblasť Stará Turá) na základe viacerých valúnov paleocénných biohermných vápencov krémovej farby, obsahujúcich *Elianella elegans* (Pfender—Basse) — synonymum *Parachaetetes asvapatii* Pia, *Planorbulina cretae* (Marsson), *Miniacina multimerata* (Scheibner), *Haddonella heissigi* Hagn, *Peyssonelia antiqua* Johnson.

Prv predpokladaný albský vek niektorých zlepcov dal sa vylúčiť na základe prítomnosti valúnov cenomanu; napr. na lok. 19 sa našiel valún piesčitého vápenca s *Orbitolina concava* (Lamarck) patriaceho spodnému cenomanu. Podobne to platí pre lokality s valúnni ustríc *Rhynchostreon suborbiculatum* (pozri str. 56).

Výbrusové štúdium základnej hmoty poskytlo len hrubé údaje o vekovom zaradení, napr. na rozlíšenie kriedových zlepcov od paleogénnych. V základnej hmotě zlepcov sme totiž pomerne často nachádzali úlomky rudistov dokazujúce kriedový vek zlepcov, ojedinele aj prierezy orbitolín a *Orbitoides*.

Poznámky k sedimentačnému prostrediu zlepcov

Najväčšia časť opisovaných zlepcov má znaky fluxoturbiditného transportu, ukazujúceho na usadenie v značných hĺbkach na úpätí kontinentálneho svahu (R. Marschalko—O. Samuel 1975). V staršej literatúre boli všetky tieto zlepence považované za plytkomorské (napr. O. Samuel et al. 1972, str. 131).

Podľa nášho názoru jedine vložky zlepcov a vtrúsené valúny v orlovských pieskovochoch vrchného cenomanu—turónu zreteľne reprezentujú plytkomorské prostredie, čo dokazujú vložky ustricových lavíc s „*Exogyra columba*“ (*Rhynchostreon suborbiculatum*), hojné *Ophiomorpha* (valčekovité vyliatky po norách krabov) priemeru až 15 mm, najmä na svahu nad Považským Podhradím medzi benzínovou pumpou a hradom; časté sú aj serpulidné červy, hrubá rastlinná sečka a rastlinné semená.

Ukážky z rozrušených plytkovodných zlepcov predstavujú aj valúny drobnozrnných prevažne karbonatických zlepcov redeponované do mladších zlepcových súvrství (viď str. 50—53). Valúny fluxoturbiditných telies mohli však určitý čas pred transportom do hlbších oblastí zotrvať v litorálnej zóne, o čom svedčia prípady navrtavania valúnov litofágmí (str. 56) a ojedinelé nasadenie kriedových koralov na valúny starších hornín (str. 56).

Diagenetické zmeny na valúnoch

Vzájomné vtláčanie valúnov. Vtláčania do valúnov spojené s rozpúšťaním sú vyvinuté len v menšej miere. Nápadné jamky po vtláčaní na povrchu valúnov („pitted pebbles“) boli napr. na lok. 4, 45 (tab. XXVII, obr. 1), 51, 53, V drobnozrnných zlepcoch prípadne v základnej hmote zlepcov študovanej vo výbrusoch možno sa stretnúť častejšie so vzájomným vtláčaním, pričom sa pasívne chová (je rozpúšťaná) menej odolná zložka: rádiolarity bývajú vtláčané do dolomitov, dolomity do vápencov, hrubozrnné vápence do kalových atď.

Do tejto kategórie javov patria aj pozorovania v samotných valúnoch vápencov rôzneho veku, kde kremenné zrná bývajú vtláčané do vápnných schránok oolitov a pod. Boli pozorované aj vzájomné vtláčania oolitov, orbitolín, koralinných rias (tab. X, obr. 1), pričom drúzový kalcitový tmel — ortosparit je neporušený. Svedčí to o tom, že k rozpúšťaniu a súčasnému vtláčaniu — zaklesávaniu — objektov do seba dochádzalo tesne po sedimentácii pred vytvorením tmelu (viď tiež A. Radwański 1965; M. Mišík in R. Marschalko et al. 1976, str. 85).

Kalcitové obruby okolo valúnov vzniklé pri kompaktii. Boli ojedinele zistené v redepozite — vo valúne drobnozrnného zlepenca v mladších zlepcoch (tab. XXIV, obr. 3). Obruby vznikli pri kompaktii sedimentu odlupovaním valúnov od čiastočne spevnenej medzernej hmoty (viď tiež M. Mišík in R. Marschalko et al. 1976, str. 84).

Tlakové postihnutie valúnov. Súbory opisovaných kriedových zlepcov prekonali silné tektonické účinky pri vyvrásňovaní a extrémnom stlačení bradlového pásma; pravda za podmienok voľnej tektoniky bez dynamometamorfózy. Už predtým sme upozornili, že ani v karbonátových horninách mezozoika obsiahnutých v zlepcoch nepozorovať stopy alpinskej dynamometamorfózy. Slabé dynamické postihnutie bolo pozorované úplne ojedinele na jednom valúne slieňitého vápenca kampilu (vytváranie obrúb vláknitého kalcitu okolo zrn kremeňa) a v jednom valúne slabopiesčitého krinoidového vápenca liasu—dogeru — 40 a,

ktorého krinoidové články vykazovali tlakové dvojčatenie so sprehybanými lamelami. Valúny však často obsahujú žilky kalcitu ojedinele až 5 mm hrubé, ktoré poukazujú na rozpukanie horninového komplexu pred jeho eróziou a usadením v podobe zlepenca. Tieto staršie „predzlepencové“ žilky vo valúnoch nemajú žiaden smerový vzťah k rozpukávaniu lavíc zlepenca, k mladším žilkám, ktoré prechádzajú nielen cez valúny ale aj cez základnú hmotu. Niekedy aj farba kalcitu ich výplne je zreteľne odlišná. „Predzlepencové žilky“ boli pozorované aj vo valúnoch z pevne tmeleného zlepenca, aj vo valúnoch obklopených mäkkou slienitou medzernou hmotou — napr. lok. 40.

Okrem normálnych žiliek, ktoré reprezentujú výplň malých puklín, nachádzali sme bežne aj rekryštalizačné žilky, najmä „rastované“ žilky vzniklé z paralelných vlasových žiliek (M. Mišík 1971). Častý výskyt „rojov“ paralelných vlasových žiliek vo valúnoch slaboslienitých vápencov azda odzrkadľuje vznik prešmykov a šupín, predpokladaných pri vytváraní pieninskej kordiléry. Treba počítať aj s tým, že zo silne klivázaných hornín sa valúny nemôžu utvoriť.

Rozpraskávanie horninových komplexov, odzrkadľujúce sa vo vytvorení „predzlepencových žiliek“, dávame teda do súvisu so zošupinovatením a hrastovitým vytláčaním pieninskej kordiléry v strednej kriede za austrijskej fázy (viď str. 70).

Na valúnoch môžeme rozlíšiť aj „pozlepencové“ deformácie hornín, ktoré vytvárajú valúny. V telesách zlepenecov vystavených silným tlakom pri vzniku bradlového pásma, pri vytváraní bradlovej štruktúry (Iaramská a sávska fáza), možno pozorovať známy jav silnejšieho rozpraskávania valúnov rigidných hornín (napr. valúnov dolomitov a rádiolaritov) oproti valúnom „plastickejších“ vápencov (napr. M. Mišík 1972, str. 458). V niektorých rozpukaných valúnoch dolomitu bolo možné pozorovať, že určité úlomky prekonal autonómny rotačný pohyb, pričom vznikli prázdne priestory, ktoré boli vyhojené kalcitom. Niektoré exempláre majú tvar drvených valúnov („shattered pebbles“ — napr. tab. XXVII, obr. 3), opisovaných W. F. Tannerom (1976).

Výskyty valúnov v neflyšových súvrstviach bradlového pásma

V krinoidových vápencoch dogeru čorštynskej série je bežná prímes drobnoklastického materiálu. Ojedinele sme zistili valúny žilného kremeňa až 2 cm veľkosti (lok. Krivoklát), dedolomitizované žltkasté úlomky dolomitov až 1 cm veľké a úlomky fylitov do 1 cm.

Ojedinelý výskyt exotických valúnov v červených hľuznatých vápencoch batu niedzickej série (lok. Czajakowa Skala) popísali K. Birkenmajer—M. Gąsiorowski—J. Wieser (1960). V tomto pelagickom sedimente našli 32 valúnov kremenných porfýrov rôznych variet (domnelý perm), tufov, granitoidov, rúl a riasového vápenca s predpokladaným strednotriasovým vekom. Z tvaru valúnov vyvodzujú riečne opracovanie. Predpokladajú transport týchto valúnov v koreňoch vodou a vetrom odnášaných kmeňov stromov alebo v tzv. plávajúcich ostrovoch z hustých riasových porastov. Vyslovujú sa za transport z vonkajších Karpát, z komplexov dnes skrytých pod flyšovými súbormi. V článku sa spomínajú aj lokality s celkom ojedinelými valúnni kremeňa v rádiolaritoch a úlomok kryštalickej bridlice v neokóme pri Ujaku.

V červených slieňovcoch pelagickej fácie (globotrunkánové sliene predtým súborne označované ako púchovské sliene) sa na viacerých lokalitách nachádzajú zriedkavé valúny obvykle len žilného kremeňa. Napr. sv. od obce Jarabina (lok. J. Nemčoka) v záreze potoka v červených slieňovcoch kampánu je dvojmetrová poloha, v ktorej sú riedko rozptýlené

dokonale zaoblené valúny kremeňa do 2 cm, ojedinele aj vápencov. Silné prevládanie žilného kremeňa na týchto výskytoch ukazuje, že zdrojom nebola pieninská kordiléra, v zlepencoch ktorej je žilný kremeň celkom podradne zastúpený. Aj v týchto prípadoch treba predpokladať transport z vonkajšej strany karpatského oblúka pravdepodobne unášanými kmeňmi stromov.

Faktory skresľujúce skutočné proporcie zastúpenia hornín v znosovej oblasti oproti ich zastúpeniu v zlepencoch

Petrografické zloženie hornín z valúnových rozborov zlepenčov neodráža verne vzájomné proporcie — plochy obnažených hornín v znosovej oblasti (viď napr. S. Dzuffyński et al. 1974). Rozdiely spôsobuje nerovnaké chovanie hornín pri procesoch zvetrávania a transportu. Veľmi intenzívne zvetrávanie a dlhý, prípadne opakovaný transport, vedú k monotónnym asociáciám najodolnejších hornín. Kriedové zlepence bradlového pásma však svojou výraznou polymiktnosťou dokazujú, že treba počítať iba s odbúraním mäkkých, málo spevnených hornín — ílovitých a slienitých bridlíc. O tom, že takéto horniny boli v kordilére zastúpené, hovoria občas sa vyskytujúce útržky slieňov — „intraklastov“, pri väčších rozmeroch označovaných ako olistolity; viackrát bola v nich zistená mikrofauna strednej alebo vrchnej kriedy (napr. R. Marschalko—O. Samuel 1977). Pri súvislých vrstevných sledoch (tab. 2), ktoré sa nám podarilo z valúnového materiálu rekonštruovať, ostáva málo pravdepodobné, že v rozmedzí stredný trias až apt jestvoval v danom priestore nejaký výraznejší litostratigrafický člen, zložený výhradne z ílovitých alebo slienitých bridlíc. Iste sa však dá podľa skúsenosti z iných jednotiek Západných Karpát usudzovať, že napr. nami zistené rétske vápence tvorili iba vložky v komplexe bridlíc, že vo valúnovom materiáli nájdené škvornité vápence liasu sa rytmicky striedali so škvornitými slieňovcami (fleckenmergel) a pod. Nepriamo poukazujú na jestvovanie ílových súvrství v určitých stratigrafických horizontoch preplavené mikroorganizmy, napr. redeponované cenomanské globotrunkány v senóne. Pre nami študované rozmedzie je zaujímavé zistenie redeponovaných sporomorf triasu, jury a hlavne aptu (O. Čorná 1973), zrejme tiež z rozplavených ílovito-slienitých bridlíc.

Je otázkou, aké skreslenie predstáv o vzájomných proporciách hornín, ktoré vytvárali pieninskú kordiléru v určitých časových obdobiach (napr. cenoman, koňak) môže zapríčiniť redeponovanie valúnov zo starších zlepenčov. Z výskytov valúnov drobnozrnných kriedových zlepenčov v mladších kriedových zlepencoch je zrejmé, že s preplavovaním treba počítať; avšak nízke percento týchto valúnov, ktoré by mohli predstavovať základnú hmotu starších zlepenčov, dáva tušiť, že celkové percento redeponovaných valúnov nemôže byť veľké. O. Samuel et al. (1972, str. 131) uvažujú o preplavovaní valúnov zo starších kriedových zlepenčov len do zlepenčov mástrichtu a paleogénu.

Pri porovnávaní valúnového zloženia zlepenčov hrubších frakcií (nad 3 cm), ktoré sme používali pre petrografické analýzy so základnou hmotou týchto zlepenčov, prípadne s vložkami jemnozrnných zlepenčov (frakcia 2—10 mm), sme si povšimli značné rozdiely v zastúpení hornín, ktoré sa ľahko štiepia a rozpadávajú na drobné úlomky. Z tohto dôvodu sme spravili štyri paralelné zrovnávacie analýzy z rovnakých lokalít, pričom zloženie jemnozrnej frakcie (2—10 mm) bolo vyhodnocované zo 4—6 výbrusov z tejže vrstvy (napr. tab. XXVIII) sčítaním valúnikov. Ich počet pre jednotlivé lokality kolísal od 186 do 287. Veľkosť valúnikov bola overovaná mikrometrickým okulárom; pre rozdielnosť skutočných prierezov od maximálnych priemerov brali sa veľkostné rozhrania zvolenej frakcie zmenšené o štvrtinu. Výsledky ukazujú (tab. 1), že jemnozrnné zlepence sú oproti hrubším frakciám zlepenčov až trojnásobne obohatené dolomitmi, silicitmi (hlavne rádiolaritmi) a fylitmi, teda horninami, ktoré sa ľahko mechanicky rozpraskávajú. Pri vyhodnocovaní spomenutej

jemnozrnnej frakcie zlepcov nám automaticky vypadávajú hrubozrnne horniny, ktoré v tak malých úlohkách strácajú svoj charakter. Nedajú sa tu teda identifikovať valúny zlepenca v zlepci, väčšina granitoidov, najmä pegmatity, ortoruly; identifikácia žilného kremeňa je problematická.

Záverom môžeme zhrnúť, že priemerné zloženie spracovávaných kriedových zlepcov bradlového pásma vzhľadom na dôkladné „premiešanie“ valúnov procesmi, o ktorých budeme hovoriť ďalej, možno považovať za dosť verný obraz skutočného zloženia pieninskej kordiléry, s malou opravou na ílové horniny, na ochudobňovanie frakcií o mechanicky ľahko rozpadavé dolomity a silicity a s prihliadnutím na malý podiel valúnov pretransportovaných zo starších zlepcov.

Tab. 1. Porovnanie percentuálneho petrografického zloženia valúnov frakcie nad 30 mm s frakciou 2—10 mm v kriedových zlepcoch bradlového pásma

	Pov. Chl- mec-lom		Oravský Podzámok-I		Oravský Podzámok-III		Sedliacka Dubová-I.	
	2—10 mm	>30 mm	2—10 mm	>30 mm	2—10 mm	>30 mm	2—10 mm	>30 mm
dolomity	35,6	12,7	63,0	27,5	60,7	37,7	28,5	23,4
vápence	24,5	33,3	12,5	24,0	10,2	36,8	22,3	28,7
kyslé vulkanity	13,8	16,8	3,7	3,1	5,4	1,7	13,2	23,8
bázické vulkanity	8,0	16,5	4,6	5,0	7,5	2,6	7,0	7,2
droby, pieskovce	6,9	10,3	3,2	6,6	7,0	3,0	11,2	9,4
fylity	4,3	—	—	—	—	—	9,1	—
silicity	4,3	—	6,5	1,2	2,7	1,3	2,1	—
kremence	2,1	2,7	4,6	23,7	5,4	13,4	6,6	4,9
granitoidy	0,5	5,0	1,9	2,3	1,1	1,3	—	0,9
zlepence	—	1,9	—	0,8	—	2,2	—	1,3
žilný kremeň	—	0,8	—	3,1	—	—	—	0,4
ortoruly, migmatity	—	—	—	2,7	—	—	—	—

Otázka jursko-kriedového vulkanizmu a plutonizmu v priestore pieninskej kordiléry

V študovaných kriedových zlepcoch sú pomerne vysoko zastúpené vulkanické horniny kyslé aj bázické (priemer 18,3 % z 24 lokalít, na niektorých lokalitách tvoria až tretinu valúnov). Tieto boli najčastejšie pokladané za permské (D. Andrusov 1974, str. 156), analógiou s južnejšími jednotkami Západných Karpát. Podľa T. Wiesera (1958) patria vulkanickému cyklu začínajúcemu v strednej kriede. L. Kamenický (in R. Marschalko et al. 1976) ich tiež považuje za mezozoické. Všetky valúny vulkanitov, ktoré analyzoval A. Rybár—J. Kantor (1978) ukázali jursko-kriedový vek: päť vzoriek paleoryolitov 115,6—138,5 milión rokov, tri vzorky ignimbritov 121, 2—134,0 milión rokov, sedem vzoriek bázických vulkanitov bolo v rozmedzí 124,5—178,9 miliónov rokov. V. G. Černov (1973) uvádza z neopieninskej kordiléry valún albitofýru s rádiometricky stanoveným kriedovým vekom, takisto uvádza valúny kriedových žúl. Dve geochronologické analýzy valúnov žúl,

kalcitu, ukazujúce na zmenšovanie objemu úlomku pri dehydratácii koloidov, prípadne ich kalcit úplne zatláča až na malý relikt v strede. Pozorovaní je zatiaľ málo na to, aby sa dalo usudzovať o injekciách prehriatych ultrabázik do plytkovodného prostredia.

Na rozdiel od klasických ofiolitov geosynklinál nevyznačuje sa však náš materiál asociáciou s rádiolaritmi a gabrami. Je pozoruhodné, že v materiáli kriedových zlepcov sa serpentínové valúny nenašli, že „ofiolitový detrit“ poznáme len z redepozitov (teda ide o výskyty na treťom mieste — terciárne). Značí to asi, že telesá serpentínov boli silne tektonizované počas „intrúzie v pevnom stave“, rozdrvené až na drobné fragmenty.

Otázku, či ide o relikt oceánskej kôry z obdukcie pri uzavieraní malého pieninského oceánu (M. Mišík 1976) alebo o ultrabáziká, vyvlečené pozdĺž lineamentu, ponechávame zatiaľ otvorenú. Na každý pád bude však treba vyznačiť na paleogeografických rekonštrukciách zónu s ultrabázikami („ofiolitmi“) v oblasti pieninského bradlového pásma v úseku stredného Považia a Oravy, pravdepodobne aj v šarišskom úseku, kde M. Starobová (1962) z ojedinelej vzorky paleogénu bradlového pásma uvádza chromit tvoriaci až tretinu ťažkej frakcie. Podľa všetkého pieskovce centrálnokarpatského paleogénu susediaceho s bradlovým pásmom majú hojné zastúpenie chróm-spinelidov aj na našom území, keďže na území ZSSR uvádza S. S. Kruglov (1974, str. 208) mimoriadne hojný spinel z ťažkých frakcií eocénnych súvrství, ba aj množstvo drobných serpentínových úlomkov v hrubozrnných pieskovcoch. Materiál by mal pochádzať z ultrabázik, vnesených na styku bradlového pásma a transkarpatskej depresie.

Možno upozorniť na určitú časovú zhadu s komplexom marmarošského ofiolitového šva, kde sa ultrabáziká vytlačené z hĺbky objavili v sfére erózie v strednej kriede (M. G. Lomize 1976, str. 1411). Pravdepodobne z nich pochádzajú chromity, ktoré vyobrazujú zo šlichov alúvia rieky Terebly M. G. Djadčenko—A. G. Kudykin (in E. K. Lazarenko et al. 1963, str. 236, 237).

Podrobné zrovnanie so sedimentárnymi súbormi rôznych tektonických jednotiek Álp ukázalo, že ako v Alpách, tak aj v Západných Karpatoch spinely chýbajú vo vonkajších zónach a sú hojné vo vnútorných zónach počnúc od aptu (M. Mišík et al. 1980). Chemické zloženie spinelov z kriedových sedimentov pieninského bradlového pásma, ako aj z albu—cenomanu tatrika a fatrika sa odlišuje od spinelov z odkryvov ultrabázických hornín vo veporiku a gemeriku, čo vylučuje transport detritických spinelov od juhu z týchto oblastí (l. c.).

Glaukofán. Prvú zmienku o výskytoch valúnov glaukofanitov v bradlovom pásme podal L. Kamenický (1973, str. 284) bez udania lokality. Valúny glaukofanických hornín sme celkove zistili na týchto lokalitách: Nosice-I, II, Považská Bystrica-zvážnica, Podvažie. Boli teda nájdené už v zlepcoch albu. Zrná glaukofánu terigénneho pôvodu (tab. XIII, obr. 4) sa nám podarilo zistiť už vo valúnoch vápencov barému—aptu. V takomto terciárnom uložení sú na lokalitách: Malé Hradisko pri Žiline, Hradná-Zlatý diel, Považský hrad-lom, Teplička n/V. Podiel glaukofánu v ťažkej frakcii sa pohyboval do 8,8 %. Pyrit ako autigénny minerál môže značne skresľovať zastúpenie terigénnych zložiek, napr. glaukofán vo vzorke Malé Hradisko 6,0 % pri odčítaní nepriesvitných minerálov by stúpol na 47,0 %. Podrobnejšie údaje o zložení ťažkej frakcie sú v práci M. Mišík et al. (1980).

Podľa výsledkov A. Rybára—J. Kantora (1978) sú tieto glaukofanické horniny mezozoického, presnejšie malmského veku — 138 a 140 miliónov rokov.

M. Šimová—E. Šamajová (1981) opisujú gabrodiabázový porfyrit zprvu progresívne metamorfovaný do eklogitu (granáticko-pyroxenickej horniny) a v ďalšom glaukofanizovaný, s novotvoreným glaukofánom a lawsonitom. Eklogitizácia sa odohrala pri tlakoch, ktoré zodpovedajú litostatickému tlaku v hĺbkach 40—45 km. M. Šimová (v tlači) uvádza celý rad ďalších glaukofanizovaných hornín: metadiabázy, metapyroxenity-serpentinizované web-

sterity s útržkami zlepenca, metaryolity a ich tufy ako aj glaukofanizované droby.

Asociácia glaukofán-lawsonit je typická pre vysokotlakovú nízko-teplotnú metamorfózu, ktorá charakterizuje zostupujúcu platňu v subdukčnej zóne. Keďže v bradlovom pásme sa ani v bradlách, ani vo valúnoch nestretávame s metamorfovanými mezozoickými sedimentmi, predpokladáme, že glaukofanizáciou boli postihnuté hlbšie úrovně kôry, staršie súbory. Glaukofanizácia mohla postihnúť hlbinné a žilné erupčívna aj mezozoického veku, avšak glaukofanizované efuzíva patria podľa našej mienky niektorému staršiemu magmatickému cyklu.

Výskyty glaukofanických hornín na Slovensku v Západných Karpatoch sú registrované v práci M. Mišík (1978a, obr. 1); sú známe z pieninskej a neopieninskej kordiléry, ako aj z meliatskej série gemerika. Najbližšie susedné výskyty glaukofanických hornín sa nachádzajú pozdĺž marmaroškého nasunutia v ZSSR (G. M. Dolenko—L. Danilovič 1976, str. 5).

Chloritoid. Považujeme za zaujímavé upozorniť na výskyty akcesorického chloritoidu vo valúnoch vápencov barému—aptu (M. Mišík 1978a), celkove zistené na šiestich lokalitách (20, 30, 31, 32, 46, 47). Indikujú jestvovanie chloritoidových bridlíc v pieninskej kordilére, ktoré zatiaľ neboli v podobe valúnov nájdené.

Vývoj pieninskej kordiléry

Zlepence flyšových sekvencií kriedy bradlového pásma sú všetkými autormi, ktorí sa s nimi doteraz zaoberali, odvodzované z vnútropannového zdroja, najčastejšie nazývaného pieninská kordiléra. Maximálne koncentrácia zlepenca a maximálne veľkosti valúnov sa vyskytujú v klapskej jednotke (v albe, cenomane a senóne); prítomné sú aj v kysucko-pieninskej jednotke v senóne (najmä koňaku) a v manínskej jednotke v cenomane (resp. v albe—cenomane), zriedkavo v senóne. Keďže v susedných zónach chýbajú (v čorštynskej úplne, v tatridnej sú výskyty zlepenca ojedinelé a ďaleko menšieho zrna), poukazujú tieto skutočnosti na pôvod výhradne zo spomenutého vnútropannového zdroja, z pieninskej kordiléry. To isté potvrdzuje aj značný počet hornín — mikrofácií, ktoré nikde v Západných Karpatoch nie sú z odkryvov známe, a sú teda exotické. V záverečnej kapitole rozoberáme dôvody, ktoré svedčia proti tomu, žeby materiál mohol pochádzať z južnejších zón, a to buď transportom v podobe gemeridného príkrovu až na priestor bradlového pásma, alebo bol naplavovaný v podobe nejakej veľkej delty v senóne.

Produkty pieninskej kordiléry Západných Karpát sú v súčasnosti preskúmané do takých podrobností, ako málokterá exotická kordiléra na svete. Umožňujú spraviť „anatómiu“ kordiléry, rekonštrukciu jej vývoja a zloženia v čase.

Pre kriedové zlepence bradlového pásma je typické pestré zloženie materiálu a jeho dôkladné „premiešanie“ po celej dĺžke kordiléry. Na všetkých lokalitách sa vyskytujú takmer všetky hlavné typy hornín. Túto pestrosť a premiešanie možno sčasti vysvetliť šupinovitou stavbou kordiléry (M. Mišík 1978a) a jej značnou šírkou; hlavný podiel totiž majú denudačné fluviatilné štrky z rozsiahlych zberných oblastí a len v menšej miere ide o štrky z priamej abrázie pobrežia. J. Lőcsei (1974, str. 47) pripisuje podobnú dôkladnú „homogenizáciu“ materiálu v strednokriedových zlepencoch Východných Álp činnosti pozdĺžnych prúdov. V takomto prípade malo by byť viditeľné na jeho grafoch úbudanie veľkosti valúnov v smere V-Z alebo Z-V, čomu tak nie je. Ani v najväčších veľkostiach valúnov v bradlovom pásme sa nedá homogenizačný účinok pozdĺžnych prúdov dokázať.

Iba v albe—cenomane sme zaregistrovali niektoré rozdiely medzi pásom zlepenca manínskej a klapskej jednotky; tieto rozdiely možno vysvetliť buď existenciou dvoch paralelných kordilér alebo rozdielmi v zložení dvoch strán kordiléry (sz. okraja a jv. okraja).

V senóne okrem súvislej kordiléry od stredného Považia po severnú Oravu až Pieniny jestvovala ďalšia pomerne izolovaná elevácia v oblasti Myjavskej pahorkatiny a nevýznamná embryonálna elevácia v oblasti bradlového pásma východného Slovenska (R. Marschal-ko—M. Mišík—L. Kamenický 1976, str. 94). V paleocéne vznikla výrazná neopieninská kordiléra vo východoslovenskom úseku bradlového pásma (l. c.), ako aj v oblasti stredného Považia (Súfov—Žilina, O. Samuel et al. 1972) a v oblasti Myjavskej pahorkatiny. Pri vnútornom okraji bradlového pásma vytvorila sa v eocéne v úseku severnej Oravy ešte ďalšia — oravská kordiléra (D. Andrusov 1965; M. Mišík—O. Fejdiová—E. Köhler 1968). V tejto práci sa zaoberáme len kriedovými kordilérami bradlového pásma pod súborným označením pieninská kordiléra.

Celková dĺžka pieninskej kordiléry v senóne bola medzi 200—300 km. Jej pokračovanie pod neogénom viedenskej panvy nie je možné sledovať; na území Rakúska sa v pieninskom bradlovom pásme kriedové zlepenca už nenachádzajú (S. Prey 1975, str. 64).

Za pokračovanie pieninskej kordiléry býva počítaný „Ultrapienidische Rücken“ (ultrapieninský val, napr. A. Tollmann 1972, obr. 1, ktorý ho umiestňuje severne od briansonskej zóny; R. Oberhauser (1968) ho umiestňuje v južnej časti briansonskej zóny pennid). Rakúski autori pri štúdiu kriedových zlepcov však odvodzujú z ultrapienidného chrbta len valúny kremenných porfýrov a detritický chromit, avšak spoluvystupujúce valúny karbonátových hornín odvodzujú z kalkapinu. Tieto karbonátové horniny ešte neboli dôkladnejšie spracované. J. Löcsei (1974) považuje za exotické len vulkanity, metamorfity a žuly. Pritom uvádza, že nielen valúny „exotík“ ale aj karbonátových hornín ukazujú ubúdanie veľkosti od severu k juhu (str. 44). Mezozický obal podľa neho na ultrapienidnom chrbte primárne alebo sekundárne chýbal, alebo bol tak podobný „kalkvoralpínemu“, že nie je rozlíšiteľný. Upozorňuje, že tieto karbonátové valúny by mali pochádzať z južných jednotiek a že ich transport od severu sa dá azda vysvetliť tým, že čelné masy Severných Vápencových Álp sa nasunuli až na kryštalinický ultrapienidný chrbát, takže boli z neho transportované karbonátové valúny spolu s valúnmi kryštalinika. Ide zrejme o násilné vysvetľovanie — príkrov by sa sunul cez depresiu s morskou sedimentáciou na eleváciu, oproti zmyslu gravitácie. Podobne aj E. Erkan (1973, tab. I) uvádza všetky transportné smery pre severnejšie ležiace výskyty gosauských zlepcov od severu, pričom považuje len kremenné porfýry, kremence a žilné kremene za prinesené z ultrapienidného valu. Tieto protirečenia sú možno zapríčinené tým, že spomenutí autori sa neodvážujú pripustiť analogickú možnosť, akú predpokladáme pre pieninskú kordiléru. V priestore budúceho ultrapienidného valu mohla totiž jestvovať zóna, v ktorej okrem iného sedimentovali reiflinské a wettersteinské vápence triasu a vápence plytkovodného malmu, teda fácie, ktoré boli doteraz známe z Východných Álp len z južnej ich zón.

Z celkového rozmiestnenia zlepcov vyplýva, že zdrojovú oblasť — pieninsku kordiléru možno situovať do priestoru klapskej jednotky, ktorý musel byť oveľa širší a zahrňoval aj tzv. exotickú sériu. V klapskej jednotke sú totiž zlepcové polohy najhrubšie, maximálne veľkosti valúnov najväčšie, pričom zlepenca sa vyskytujú v najväčšom počte stratigrafických horizontov. Z faciálnych vzťahov sa pri chýbaní bradiel s vyššou jurou a spodnou kriedou v klapskej jednotke možno oprieť o hojný výskyt valúnov s *Rhynchostreon suborbiculatum* (predtým *Exogyra columba*), keďže „exogyrové“ lavice sú typické práve pre klapskú jednotku. Na príbuznosť viacerých hornín, najmä urgónskych vápencov manínskej série upozornil už K. Borza (1966). Navyše sme zistili ešte blok slabokrinooidového vápenca s makrofosíliami doméru (str. 18), ktorý ukazuje úzke vzťahy ku kosteleckej jednotke.

Zhruba podobné názory na umiestnenie pieninskej kordiléry vyjadril už D. Andrusov (1931), ktorý ju pôvodne umiestňoval medzi pieninikum a tatrikum, neskôr presnejšie medzi klapský a manínsky sedimentačný priestor (D. Andrusov 1968, str. 61), alebo priamo do kosteleckého a manínskeho priestoru; J. Salaj—A. Began (1963) ju umiestňovali medzi

manínsky a kysucký sedimentačný priestor; E. Scheibner (1962) ju kládol pôvodne medzi pieninskú a manínsku jednotku, neskôr do klapskej sedimentačnej oblasti (E. Scheibner 1967, str. 43); K. Borza (1966) ju umiestňoval do manínskej jednotky. O. Samuel et al. (1972) medzi bradlové pásmo a manínsku jednotku.

Z novších autorov jedine M. MaheI (1978b) a M. Eliáš (1979, str. 62) umiestňujú pieninskú kordiléru na okraj magurského pásma. M. MaheI (l. c., str. 132) píše, že zdroj valúnov bázik a kyslých vulkanitov vrchnojurského—spodnokriedového veku ležal na rozhraní magurského a bradlového pásma, teda externe od čorštynskej jednotky. Šupiny s hlbokovodnou jurou pri styku magurskej jednotky s bradlovým pásmom považuje totiž za „skrytú“ ofiolitovú sériu. Takýto transport valúnového materiálu od severu, ktorý by sa bol uskutočnil cez čorštynský sedimentačný priestor, nepovažujeme za možný. V čorštynskej jednotke niet totiž žiadnych stôp po hrubších klastikách, stredná a vrchná krieda je tu iba v pelagických faciách.

V albe—enomane sa kordiléra nachádzala viac pri okraji susediacom s manínskou zónou. V senóne bol valúnový materiál transportovaný až do kysucko-pieninskej zóny a takmer mizne z manínskej zóny. Zdalo by sa nasvedčovať, že kordiléra sa vtedy vynárala o niečo externejšie, bližšie k okraju susediacemu s kysucko-pieninským priestorom.

Šírka pieninskej kordiléry musela byť značná — až niekoľko desiatok km, najmä pri predpoklade, že zlepence predstavujú denudačný materiál, že „premiešanie“ a stupeň zaoblenia valúnov sú dielom fluviatilného režimu, a že v priestore kordiléry boli vyzdvihnuté súveké plytkovodné aj hlbokovodné facié triasu, malmu, aptu (tab. 2).

Priamym dokladom o jestvovaní kordiléry sú valúny brakických a sladkovodných vápencov (str. 49), ojedinele aj jaskynného sintru (str. 50). Zo susedných sedimentačných zón nie sú žiadne takéto horniny známe, počas strednej kriedy panoval tam morský režim o normálnej salinite. Ukazovateľom pokračujúcich výzdvihov kordiléry sú hojné redepozity drobnozrnných zlepenčov (rozrušovanie o niečo starších, vyzdvihnutých litorálnych sedimentov — „kanibalizmus“ panvy). Tieto valúny kriedových zlepenčov v mladších kriedových zlepencoch vykazujú dedolomitizáciu dolomitových klastov, ktorá vznikla pravdepodobne účinkom morskej vody na pobrežný zrub (W. S. Al—Hashimi 1976), čo bolo kombinované s pôsobením spodných vôd suše, obohatených síranmi.

Kordiléra sa vyznačovala silnými kontrastmi reliéfu, o čom svedčí hrubozrnnosť zlepenčov (viď graf maximálnych veľkostí valúnov — R. Marschalko 1979b). Bola v značnej miere pokrytá vegetáciou, ktorú dokazuje hojná rastlinná sečka v pieskovcoch flyšových sekvencií. V orlovských pieskovcoch boli zistené úlomky paprade a semená rastlín. Asociácia sporomorŕ, opisovaná O. Čornou (1968, 1973) z bridlic albu od Stupného a Považskej Bystrice poskytuje obraz o rozmanitosti tejto vegetácie, i keď treba počítať, že časť peľových zrn a spór mohla byť naviata vetrom z iných, vzdialenejších pevnín.

Najstaršie horizonty zlepenčov patria albu (O. Čorná 1973; R. Marschalko—O. Samuel 1975), čo dokumentuje, že v tomto období kordiléra tvorila už významný paleogeografický fenomén. Vznik kordiléry, jej embryonálne štádium, možno klásť už do stredného a vrchného malmu, kedy došlo v časti priestoru budúcej pieninskej kordiléry k silnému splytčeniu, usadzovaniu plytkovodných mikrofacií inde v Západných Karpatoch neznámych (napr. s *Campbelliella striata*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Mercierella? dacica*), prípadne známych len z extrémne vzdialených zón — sliezskej a silickej (mikrofacie s *Clypeina jurassica*, *Protopenoplis striata*, *Conicospirillina basiliensis*, *Tubiphytes obscurus* a *Bacinel-la irregularis* s malmskou mikrofaunou). Vo valúnoch týchto hornín malmu sa už zriedkavo vyskytli úlomky triasových a liasových sedimentov (Považský Chlmec—cesta-g a inde viď str. 26). Chýbanie klastického kremeňa ukazuje, že erózia týchto prvých malých vyzdvihnutých celkov sa obmedzovala len na vrchné partie — na mezozoikum. Vo vápencoch barému a hlavne spodného aptu (urgónska fácia, najmä orbitolínové vápence) sa už nachádza hojná

Tab. 2. Rekonštrukcia zloženia pieninskej kordiléry z valúnov — súbory jury a kriedy
(poznámka: tabuľku súborov triasu pozri v práci M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora 1977)

Plytkovodné fácie		Pelagické fácie	
cenoman	váp. s <i>Orbitolina conica</i> , <i>Rhapydionina dubia</i> a miliolidmi piesčitý váp. s <i>Orbitolina concava concava</i>	drobnozrné zlepené a karbonatické pieskovce pieskovce s <i>Rhynchostreon suborbiculatum</i> brakické a sladkovodné vápence s characeami; váp. sintry	útržky slieňov s <i>Rotalipora</i>
alb	piesčitý váp. s <i>Pithonella ovalis</i>		slienitý váp. so <i>Stomiosphaera sphaerica</i> slienité váp. s <i>Colomiella recta</i> a <i>Rotalipora ticiensis</i>
vrchný apt	váp. s <i>Mesorbitolina texana</i> a <i>Orbitolinopsis kiliani</i>		
spodný apt	urgónske váp. s <i>Palorbitolina lenticularis</i> , rudistami, koralmi, miliolidmi, <i>Pieninia oblonga</i> , <i>Sabaudia minuta</i> , „ <i>Pseudocodium</i> “ <i>convolvens</i> , korálnymi riasami, <i>Cylindroporella sugdeni</i> atď.		
barém	hnedastý váp. s <i>Orbitolinopsis flandrini</i> , <i>O. buccifer</i> , <i>Paracoskinolina sunnilandensis</i>		spongiové vápence s kadosinami a zrnami spinelov

Plytkovodné fácie			Pelagické fácie	
vrchný hoteriv	?		spongiovo-rádiolariový váp. s turbiditnou vložkou s <i>Tubiphytes</i> slienitý váp. s <i>Pseudothurmannia angulicostata</i>	
spodný hoteriv	váp. s <i>Tubiphytes</i> a ojed. „ <i>Cayeuxia</i> “ <i>anae</i>	oolitické a onkolitické váp., váp. s <i>Bacinella irregularis</i>	sivé váp. s <i>Nannoconus</i> váp. s <i>Tintinnopsella carpatica</i> a <i>Cadosina heliosphaera</i>	
valangin berias	váp. s <i>Campbelliella striata</i>		váp. s <i>Calpionella elliptica</i>	
vrchný titón	váp. s <i>Tubiphytes</i> a ojed. <i>Crassicolaria</i>		váp. s <i>Calpionella alpina</i> váp. s <i>Crassicolaria</i>	
spodný titón	váp. s <i>Clypeina jurassica</i>		váp. s <i>Chitinoidea</i>	
kimeridž	mikroonkolitové váp. so <i>Saccocoma</i> váp. s <i>Cladocoropsis mirabilis</i>	koralové váp. s <i>Calamophylliopsis</i> cf. <i>stokesi</i> váp. s <i>Teutloporella obsoleta</i> a <i>Neoteutloporella socialis</i>	váp. (biomikrit) so <i>Saccocoma</i>	váp. s <i>Cadosina</i> , s rádiolariovou, spongiovou, vláknovou, globochéto- vou mikrofáciou
oxford	váp. s <i>Protopeneroplis striata</i> , <i>Conicospirillina basiliensis</i> , <i>Tubiphytes obscurus</i>			
doger	ružovkasté krinoidové a drobnolumachelové, slabopiesčité váp. ; červený oolitický váp.		váp. s protoglobigerínovou mikrofáciou hnedasté váp. s rhaxovo-rádiolariovou mikrofáciou	
domér	ružový slabokrinoidový váp. s <i>Amaltheus margaritatus</i>		sivé kremité spongiové váp. (ojed. typický fleken- mergel); spongolity, váp. s čiernymi rohovcami	
lias	ružový váp. s <i>Involutina liassica</i>		sivý hydrotermálne zmenený vápenec (?), červené hľuznaté váp. (adnetské)	

terigénna prímes: fylity, zrná chloritoidu z chloritoidových bridlíc, glaukofán z glaukofanických hornín, pieskovce, kremence, mikrokín zo žúl, kyslé a bázické vulkanity, dolomity triasu, spongiové vápence a spongolity liasu, rádioláriuové, vláknové a sakokómové vápence malmu, kalpionelové vápence titónu. Zvlášť pozoruhodný je hromadný vstup ultrabázik do sedimentačného priestoru — hojné zrná spinelov, aj drobné úlomky serpentínu. V apte teda začalo zreteľné zdvíhanie kordiléry. Hoci časť urgónskych vápencov z valúnov svedčí ešte len o lokálnej erózii mezozoika (obsahujú len úlomky jury a vyššieho triasu), väčšina materiálu zreteľne ukazuje, že erózia niektorých vyzdvihnutých celkov vnikla už aj do podložného kryštalinika. Kordiléra v spodnom apte predstavovala iba úzku ostrovnú girlandu. Sedimenty z lemu tejto úzkej embryonálnej kordiléry padli všetky za obeť denudácii počas strednej kriedy, keď bol vyzdvihnutý ďaleko širší priestor.

V albe skončilo „embryonálne štádium“ a začalo „štádium zrelosti“ pieninskej kordiléry. Opakujeme, že zlepenec aptu nie sú známe z odkrytov v bradlovom pásme, klastiká z tohto obdobia poznáme len ako prímes vo valúnoch vápencov barémsko-aptského veku, nachádzajúcich sa v stredno- a vrchnokriedových zlepencoch. Od albu do senónu trvá štádium zrelosti kordiléry. Turón, najmä spodný, nie je spoľahlivo odlišný, hoci súvislé trvanie kordiléry je pravdepodobné. Senón značil maximálne plošné rozšírenie kordiléry s jej nasledovným zánikom. Pravda, v niektorých úsekoch sa v paleogéne obnovilo dvíhanie pri vnútornom okraji bradlového pásma (neopieninská kordiléra s trocha odchylným substrátom a lokalizáciou).

Mechanizmus vzniku kordiléry sme sa pokúsili riešiť dvoma alternatívnymi modelmi (M. Mišík 1978a). Model kordiléry musí v prvom rade vysvetľovať prekvapujúci fakt, že spracovávané kriedové zlepenec sú výrazne polymiktné, dôkladne premiešané, takže vykazujú len minimálne variácie horizontálne aj vertikálne. Keby kordiléra vznikla len ako jednoduché hrasťové vyzdvihnutie, museli by najstaršie horizonty zlepenecov mať monotónne zloženie z valúnov malmu a spodnej kriedy, v stratigraficky vyšších horizontoch by dominovali horniny triasu a ešte vo vyšších by sa postupne začali objavovať valúny eróziou obnaženého kryštalinika. Takýto model zrejme treba zavrhnúť.

Pestré zloženie obvykle vykazujú denudačné štrky, dopravené do mora riekou z rozsiahlejšej zbernej oblasti; naproti tomu abrázne štrky, vznikajúce iba rozrušovaním pobrežia, mávajú ďaleko monotónnejšie zloženie. Zaoblenie valúnov zdá sa takisto nasvedčovať na dlhý riečny transport (O. Samuel et al. 1972, str. 31); podľa toho by kordiléra musela predstavovať rozsiahlu súš. Ako sme upozornili už predtým (M. Mišík 1979a, str. 94) pestrosť materiálu zlepenecov prevyšuje pestrosť zloženia recentných štrkov rieky Váh, drénujúcej územie Západných Karpát po silnom alpínskom zvrásnení a hlbokéj erózii. Pieninskú kordiléru nemôžeme teda považovať za vyzdvihnutý nezvrásnený komplex, musela to byť oblasť, ktorá prekonala výrazný tektonický proces zhruba zhodný s austrijskou fázou. Vyzdvihovanie — vytlačanie kordiléry bolo doprevádzané vznikom hojných prešmykov a zošupinovatením (l. c., obr. 3A).

Keďže zloženie paleogénnych zlepenecov je už podstatne odlišné, treba určitým spôsobom vysvetliť zánik pieninskej kordiléry na konci kriedy. Podľa D. Andrusova (1968, str. 63) pieninská kordiléra zanikla presunutím manínskeho príkrovu, ktorý ju prekryl. Takéto vysvetlenie nemôžeme prijať, lebo v prípade prekrytia by sme dnes nachádzali v bradlovom pásme aj bradlá „exotickej série“, napr. s plytkovodným malmom, s hojnými efuzivami, dokonca aj s kryštalinikom, takisto ako nachádzame bradlá klapskej či kysuckej série, na ktoré bol manínsky príkrov tiež presúvaný. Pieninská kordiléra musela byť alebo úplne likvidovaná eróziou, alebo hlboko pohltená. Úplné likvidovanie eróziou by sme si vedeli predstaviť vtedy, keby pieninská kordiléra predstavovala vlastne rozsiahly strižný príkrov na strednokriedovom podloží. V takomto prípade by sme však čakali v najmladších horizontoch zlepenecov pribúdajúce redepozity klastických kriedových hornín. Menej pravdepodobné je,

že pri pokračujúcom stláčaní bola šupinovitá zóna, reprezentujúca kordiléru, v hĺbke úplne preštiknutá (budinázovaná) a jej vrchná, oddelená časť do konca kriedy úplne erodovaná.

Pre zánik kordiléry pohltením hovorí takmer úplné chýbanie proximálnych sedimentov, zachovanie len distálnych členov flyšového režimu. V takomto prípade kordiléra by bola pohltená pri laramskej subdukcii a v mieste bývalej kordiléry by vznikol šev prvého radu. V susedných zónach bradlového pásma došlo v tejto laramskej fáze k odtrhnutiu komplexov jury—spodnej kriedy v podobe bradiel od podložného komplexu kryštalinika—mladšieho paleozoika—triasu, ktoré boli takisto pohltené. Ťažko je potom vysvetliť, prečo sa zo šupinovitej kordilérovej zóny nezachovali žiadne šošovky, žiadne bradlá „exotickej série“ s plytkovodným malmom a pod.

Druhý, alternatívny model vzniku kordilér (M. Mišík 1978a, obr. 3B, 1979) vychádza z koncepcie globálnej tektoniky. Pestrosť zloženia zlepencov sa vysvetľuje tým, že ide o preplavený materiál subdukčnej melanže. Na jestvovanie subdukčnej zóny môže poukazovať vysokotlaková nízkoteplotná metamorfóza doložená glaukofánovo-lawsonitovými horninami (viď str. 64). Komplex ultrabázik (viď str. 63) by z hľadiska globálnej tektoniky mohol predstavovať relikť oceánskej kôry a najvyššieho plášťa, presunutý spolu s melanžou na okraj kontinentálnej kôry. K tomuto presunu — obdukciu mohlo dôjsť pri uzatváraní malého dogersko-malmského oceánu širokého iba okolo 200 km (l. c.). Hojné vulkanity, ako aj kriedové granity môžu sa spájať s parciálnym tavením okraja zostupujúcej platne. Všetky tieto procesy však treba v zmysle našej analýzy zhustiť do veľmi krátkeho časového rozmedzia, čo robí tento druhý model značne hypotetickým.

Prínosy k mikrofáciám Západných Karpát a stratigrafickému rozpätiu mikrofosílií

Početné dáta k mikrofáciám opisovaných exotických valúnov sú už v prácach O. Samuel—K. Borza—E. Köhler (1972) a M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora (1977-trias).

Po prvýkrát sme zistili v Západných Karpatoch mikrofácie plytkovodného malmu, a to s foraminiferami *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, s hydrozoami *Cladocoropsis mirabilis* Felix, s problematikami *Campbelliella striata* (Carozzi), *Mercierella* (?) *dacica* Dragastan, *Tubiphytes obscurus* Maslov (mikrofácia s *Tubiphytes* bola doteraz zo ZK uvádzaná len z triasu M. Mišík 1972, str. 32). Plytkovodný malm s *P. striata*, *C. basiliensis*, *T. obscurus* atď. sme neskoršie identifikovali aj vo valúnoch pochádzajúcich zo silickej jednotky (M. Mišík—M. Sýkora 1980). Po prvýkrát v Západných Karpatoch sú uvádzané riasy *Lithocodium aggregatum* Elliott, *L. morikawai* Endo (viď str. 39), „*Cayeuxia*“ *anae* Dragastan (str. 33), „*Pseudocodium*“ *convolens* Praturlon (str. 45), *Cylindroporella sugdeni* Elliott (str. 42) napospol z vápencov barému-aptu.

Bolo doložené jestvovanie aj plytkovodného spodnejšieho neokómu analogického urgónskej fácií, a to z prítomnosti alodapickej vložky v pelagických vápencoch s *Cadosina heliosphaera* (v „turbiditovej“ lamine je drvína plytkovodných organizmov — *Tubiphytes obscurus*, *Koskinobullina socialis* atď). Urgónska fácia v exotickej jednotke začínala už v spodnejšom baréme organogénno-detritickými vápencami s *Orbitolinopsis buccifer* Arnaud—Vanneau et Thiéloy, *O. kiliani* Silvestri, *O. frandrini* Moullade, *Paracoskinolina sunnilandensis* (Maync), *Ovalveolina* cf. *reicheli* De Castro; maximálne rozšírenie nadobúda v najvyššom baréme—spodnom apte s *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) a v menšom rozsahu pokračuje vo vrchnom apte s *Mezorbitolina texana* (Römer). Prvýkrát

boli zistené takmer čisté vápence cenomanu s *Rhapydionina dubia* De Castro a *Orbitolina concava* (d'Archiac) (všetky orbitolidné foraminifery určoval E. Köhler).

V širšom okruhu urgónskych vápencov sme vyčlenili viacero populácií od miliolidnej mikrofácie lagún („back-reef“ cez fáciu jadra rifu s koralmi, *Bacinella*, *Lithocodium* atď.; lemy plytkých elevácií — hlavne orbitolíny, rudisty; vrchný cirkalitorál s prevahou echinodermových článkov, lastúrníkov a koralinných rias; až po panvovú fáciu s kalcifikovanými ihlicami silicispongií a kadosínami.

Pre *Cadosina fusca cieszynica* Nowak dokazujeme jej zasahovanie do vrchného aptu v spoločnom výskyte s *Mesorbitolina texana*. *Globochaete hronica* Borza, uvádzanú doteraz iba z noriku, sme našli v strednom liase (doméri) v asociácii s *Amaltheus margaritatus*.

Boli zistené brakické fácie s characeami a ostrakódmi, ktoré zaraďujeme do vrchného aptu—spodného albu a sladkovodné vápence, pravdepodobne tiež tohto veku.

Prínosy k litológii Západných Karpát

Oolity. Okrem vápencov rétu—hetanžu opísaných predtým (M. Mišík et al. 1977) vyskytujú sa oolity len v rozmedzí malm—apt. Tvoria zriedkavú prímes vo vápencoch s *Protopeneroptis striata*, *Conicospirillina basiliensis*, *Clypeina jurassica* a menej v orbitolínových a im príbuzných vápencoch barému—aptu. Viackrát bolo zaregistrované odlupovanie vonkajších obalov. Hojné oolity vytvárajúce oolitické vápence poskytl iba vzorky Súfov-q, Vrtižer-h, ktoré sa však dajú len hrubo zaradiť do malmu—aptu.

Onkolity. Sú časté v plytkovodnom malme v asociácii s *P. striata*, *C. basiliensis*, *C. jurassica*, zriedkavo v plytkovodných fáciách barému—aptu. Vápence s hojnými riasovými onkolitmi a s *Bacinella irregularis*, prípadne aj s dasykladaceami sa dali zaradiť len ako malm—apt. Bol zaznamenaný zaujímavý výskyt povlakov cyanofyceí okolo valúníkov vo valúne redeponovaného zlepenca strednokriedového veku.

Silicifikácia. Je významná vo vápencoch plytkovodného malmu, kde zasahuje viac ako polovicu vzoriek mikrofácií s *C. basiliensis*, *C. jurassica*, *T. obscurus*. V plytkovodných vápencoch barému—aptu je menej hojná. Napr. v orbitolínových vápencoch postihuje len desatinu vzoriek; jedine v trochu hlbšej fácií echinodermovo-lastúrníkových vápencov dosahuje 43 %.

Najčastejšie, ba takmer vždy, sú postihované lastúrniky, naproti tomu riasy nebývajú postihnuté takmer nikdy. Zo sledovaných 34 vzoriek s čiastočnou silicifikáciou bol zostavený tento rad náchylnosti k silicifikácii (v čitateli je uvedený počet kladných prípadov, v menovateli počet záporných prípadov — teda nepostihnutie v asociácii s inými silicifikovanými organickými zvyškami): lastúrniky — 28/0, brachiopódy — 3/2, koral — 4/4, echinodermové články — 13/16, machovky — 3/5, orbitolíny — 1/5, malé foraminifery — 3/18, *Tubiphytes* — 0/6, koralinné riasy — 0/8. Silicifikáciu organických zvyškov spôsobuje takmer vždy kvarcín; odohráva sa vždy už v litifikovanej hornine (epigenéza, neskorá diagenéza). Jedine ihlice silicispongií bývajú vždy tvorené vláknitým chalcedónom. Podľa R. L. Folka—A. Siedleckej (1974) chalcedón je dôkazom hypersalinného prostredia, čo by azda v danom prípade poukazovalo na zvýšenú salinitu pórových vôd v najranejšej diagenéze.

Vo výbrusoch rohovcov bola ojedinele nájdená prstencová štruktúra (rohovec liasu—do geru s reliktnými krinoidových článkov — tab. II, obr. 3). Doteraz nezaznamenaným javom sú syntaxiálne idiomorfne obruby kalcitu okolo krinoidových článkov, vytvárané až v rohovci (tab. III, obr. 3).

Autigénny idiomorfny kremeň. Okrem zriedkavých výskytov drobných zrníkov v rôznych stratigrafických horizontoch, je nápadným litologickým znakom prítomnosť pomerne veľkých (0,4—0,5 mm) hrubých stĺpikov autigénneho idiomorfneho kremeňa so zonárne zoradenými uzavreninami vo viacerých vápencoch barému—aptu (celkove 8 vzoriek) a valúnoch karbonátových strednokriedových pieskovcov, redeponovaných z okraja kordiléry (2 vzorky). Nie je isté, či v poslednom prípade ide o preplavenie z nerozpustného zvyšku — elúviá barémsko-aptských vápencov, alebo či vznikli až v karbonátových pieskovcoch, pričom ich vznik sa mohol odohrať v oboch horninách súčasne pri ich diagenéze v strednej kriede.

Frekvencia autigénneho kremeňa vo valúnoch barémsko-aptských vápencov zo zlepcov bradlového pásma v porovnaní s valúnmí vápencov tohože veku zo zlepcov albu obalových jednotiek (tatrikum) je podstatne nižšia. Je pravdepodobné, že podstatná časť autigénnych kremeňov v albských zlepcoch obalu Malých Karpát sa vytvorila nie v materskej hornine — vápenci, ale až vo valúnoch počas alpskej metamorfozy obalových jednotiek centrálnych Karpát; toto dosvedčuje aj metamorfne postihnutie konodontov z valúnov albských vápencov len obalových jednotiek (M. Mišík et al. 1981).

Autigénne plagioklasy. Ich výskyt je prekvapujúco zriedkavý. Boli zaznamenané len v dvoch valúnoch neokómskych vápencov panvovej fácie a ojedinele v jednej vzorke urgónskych vápencov. Je to pozoruhodne nízka frekvencia oproti výskytom autigénnych živcov vo vápencoch mezozoika centrálnych Karpát (M. Mišík 1963, str. 298). Výskyt a množstvo autigénnych živcov vo vápencoch sa obvykle kladú do priameho vzťahu s intenzitou diagenézy až počiatočnej metamorfozy — anchimetamorfozy (novšie napr. W. M. Bausch—K. G. Poli 1976). V zhode so spomenutým chýbaním metamorfovaného mezozoika ukazuje to znovu na pomerne malé tlakové postihnutie komplexov vyzdvihujúcej sa pieninskej kordiléry (austrijská fáza) v porovnaní s tektonickými procesmi mediteránnej fázy centrálnych Karpát.

Dedolomitizácia. Zo zlepcov nebola doteraz dedolomitizácia opisovaná. Zaujímavé prípady dedolomitizácie — kalcitizácie dolomitových valúníkov sme zistili len v redepozitoch, vo valúnoch zlepenca v zlepeni. Vo valúnoch drobnozrnných zlepcov a hrubozrnných karbonátových pieskovcov bola dedolomitizácia prítomná v prvom prípade takmer v polovici vzoriek, v druhom takmer vo štvrtine vzoriek. V súvrstviach kriedových zlepcov, vo vzorkách odobratých na odkryvoch, však dedolomitizácia zistená nebola. Ukazuje to na rozdielne podmienky zvetrávania na kordilére od recentných podmienok zvetrávania, odohrávajúcich sa v miernom klimatickom pásme a na odlišné chemické zloženie spodných vôd.

Dedolomitizácia dolomitových valúnov bola preverovaná farbením s alizarínsulfonómom sodným aj na mikrosonde. Prejavuje sa vznikom viacerých typov štruktúr, závislých na zrnitosti pôvodného dolomitu a na spôsobe zatlačovania. Kalcitové zrná tmelu obvykle pokračujú bez prerušenia do dedolomitizovaného valúna (syntaxiálne narastanie) — tab. XXII, obr. 1. Kontúry valúna sú potom viditeľné len vďaka pigmentácii — valún je zachovaný v podobe fantómu. Často sa vyskytujú relikty dolomitu, niekedy pri periférii, inokedy v strede valúna. Zriedkavo postupuje dedolomitizácia len po kontúrach zrn — „špongiová“ dedolomitizácia.

Sekundárne vápence vznikali z dolomitu dvoma spôsobmi. Okrem zatlačovania — metasomatózy pevného dolomitového substrátu často sa vyskytujú štruktúry svedčiace o vyplňovaní prázdnych priestorov. V poslednom prípade došlo teda najprv k vylúhovaniu — rozpusteniu dolomitových valúníkov a k vyplneniu negatív valúna druhotnou kalcitovou mozaikou. Agregát je zreteľne rastený podľa drúzového pravidla, stáva sa hrubozrnnjším od periférie ku stredu bývalého valúna. Kalcit je číry, bez hnedej pigmentácie príznačnej pre

dedolomity vzniknuté zatláčaním substrátu. Ojedinele sa vyskytol prípad vylúhovania valúnov, pravdepodobne dolomitových, kde takto vzniklé dutiny boli sprvu vystlané iniciálnym kalcitovým tmelom a do zvyšku dutiny bol dodatočne naplavený sediment — základná hmota (tab. XXIII, obr. 2).

Zvlášť pozoruhodné sú prípady, keď dedolomitizovaný valún je tvorený zhruba sférolitickým agregátom kalcitu (tab. XXII, obr. 2). Tento typ sa vyznačuje výraznou hnedou pigmentáciou, spôsobenou uvoľňovaním izomorfnej prímеси železa pri kalcitizácii dolomitu. Spomenutú pigmentáciu azda možno považovať za kritérium, že tento typ dedolomitizácie vznikal postupným zatláčaním dolomitového substrátu, a nie vyplnením dutiny po vylúhovaní.

Niektoré štruktúry ukazujú na to, že obidva procesy sa mohli uplatniť aj na tom istom valúne, teda v prvej fáze prebiehalo zatlačovanie valúnu na jeho periférii a v druhej fáze vylúhovanie strednej časti valúna a vyplnenie tohto prázdneho priestoru. Extrémnou ukážkou dedolomitizácie je prípad, kde z bývalých valúnikov sú viditeľné len určité úseky ich kontúr vďaka tomu, že boli na nich vytvorené mikritické lemy (tab. XXIII, obr. 1).

S úplnou dedolomitizáciou sme sa stretávali zriedkavejšie; častejšie sa vyskytovali pospolu valúniky „dedolomitov“ s valúnikami dolomitov nedotknutých kalcitizáciou. Rôzna vnímavosť k dedolomitizácii bola azda spôsobená rozdielmi v zrnitosti a pórovitosti.

Dedolomitizácia dolomitových klastov viazaná na resedimenty z kordiléry bola zaznamenaná aj z neopieninskej kordiléry východného Slovenska (M. Mišík in R. Marschalko et al. 1976, str. 82—83, tab. XXXVIII, obr. 3), a to vo valúne pieskovca paleogénneho alebo kriedového veku. V spomenutom prípade nie je vylúčené, že dedolomitizácia prebiehala súčasne s cementáciou horniny, súčasne s vylučovaním kalcitového tmelu do pórov pôvodného piesku. Vyššie opísané prípady výplne dutín po vylúhovaných valúnoch však ukazujú, že v takýchto prípadoch dolomitizácia prebiehala až po stmelení horniny.

Ak odhliadneme od dedolomitizácie sporej s hydrotermálnymi procesmi, s metamorfózou a diagenézou sedimentov hypersalinných facií, tak takmer všetky ostatné prípady dedolomitizácie sú pripisované pôsobeniu spodných vôd s obsahom síranov, najčastejšie z platformového režimu. Jedine W. S. Al-Hashimi (1976) opisuje recentný prípad dedolomitizácie karbónskych dolomitových komplexov tvoriacich pobrežie Anglicka, a to pod účinkom morskej vody. Aj tu však znížený obsah Sr v dedolomitoch ukazuje, že muselo dochádzať k rozsiahlemu spolupôsobeniu kontinentálnych vôd.

Záverom môžeme zopakovať, že pri pobreží strednokriedovej pieninskej kordiléry dochádzalo k usadzovaniu litorálnych zlepcov, zložených prevažne z úlomkov karbonátových hornín. Pokračujúce výzdvihy, ktoré zachvacovali stále širšiu oblasť, viedli k výzdvihu týchto zlepcov. Tieto boli v prostredí súše vystavené účinkom spodných vôd s obsahom síranov, pričom boli čiastočne postihnuté dedolomitizáciou. Pri ďalšom výzdvihu a erózii boli úlomky z nich transportované ako resedimenty do kriedových zlepcov.

Dolomitizácia. Dolomitizácia (dolomity, dolomitické vápence, vápence s roztrúsenými klenčekmi dolomitu) bola pozorovaná výhradne na horninách triasu. V karbonátových pieskovcoch strednej kriedy (redeponovaných v podobe valúnov) sa výnimočne vyskytlo syntaxiálne dorastanie dolomitu na klastické jadrá, na úlomky triasového dolomitu (tab. XVII, obr. 7; tab. XX, obr. 2).

Prínosy k tektonike a paleogeografii Západných Karpát

Otázka austrijskej fázy. Austrijská (predvrakónska) tektonická fáza sa výrazne uplatnila vo Východných Alpách aj vo Východných Karpatoch. V ich spojovacom segmente — v Zá-

padných Karpatoch — sa ako ekvivalent k nej uvádzala iba slabá manínska fáza (D. Andrusov 1959), reprezentovaná hiátom medzi aptom a albom v manínskej jednotke; podobný hiát bol zistený aj v čorštynskej jednotke. Z pestrosti zloženia valúnového materiálu už albských zlepcov dokazujeme, že priestor pieninskej kordiléry bol vystavený silným účinkom austrijskej fázy (kompresia, vytlačovanie kordiléry, vytváranie prešmykov a šupín v nej). Je odôvodnené podozrenie, že v čorštynskej a manínskej sérii došlo tiež k tektonickým pohybom, a nielen iba k prerušeniu sedimentácie (napr. transgresia albu na vztýčený komplex bradla Vršateckého hradu).

Vzťah medzi materiálom zlepcov bradlového pásma a materiálom kriedových zlepcov tatrika a fatrika. V poslednej dobe sme spracovali zlepence albu obalových jednotiek jadrových pohorí a krížňanskeho príkrovu (M. Mišík—J. Jablonský—R. Mock—M. Sýkora 1981). Tieto zlepence takisto obsahujú valúny exotických hornín s početnými zhodami s exotickým materiálom zlepcov bradlového pásma: pelagický stredný a vrchný trias s konodontmi, wettersteinské vápence, plytkovodný malm s *Protopenneroplis striata*, kyslé a bázičné vulkanity najskôr vrchnojurského-spodnokriedového veku, totožné detritické spinely. Je pravdepodobné, že tieto zlepence predstavujú sedimenty výplne kanálov na submarinných náplavových kužeľoch spodnej časti kontinentálneho svahu, že predstavujú najdistálnejšie znosy z pieninskej kordiléry. Na toto poukazuje aj zmenšovanie maximálnych veľkostí a silné ubúdanie celkového objemu zlepcov.

Zlepence albu tatrika a fatrika majú však aj niektoré rozdiely oproti „upohlavským“ zlepencom bradlového pásma. Chýbajú v nich červené, ružové, krémové vápence (adnetské a pod.) pestrofarebné rádiolarity, niet krinoidových biosparitov (hierlatzská fácia), valúny všetkých stratigrafických obzorov sú sivých až tmavosivých farieb, vápence barému—aptu nie je možné makroskopicky oddeľovať, niet valúnov tmavých paleozoických kremitych zlepcov, niet mladých greizenizovaných žúl, niet mandľovcov, premiešanie materiálu nie je zďaleka také dokonalé ako na lokalitách bradlového pásma. Tieto rozdiely možno vysvetliť odlišným zložením vnútorného okraja pieninskej kordiléry, alebo pripustením existencie ďalšej — ultratridnej kordiléry, na čo by poukazovali nehojné paleoprúdové merania (l. c.).

Podobne aj vo Východných Alpách predpokladá J. Lőcsei (1974) transport valúnov kremenných porfýrov z ultrapienidného valu až do cenomanských zlepcov frankenfelského príkrovu, teda rozsiahly transport od severu k juhu. Ďalšie analógie s Východnými Alpami, týkajúce sa transportu detritických spinelov, sme opísali na inom mieste (M. Mišík et al. 1980).

Sedimentačný priestor manínskej jednotky. M. Mahef (1978b) umiestňuje manínsky sedimentačný priestor vnútornejšie, južnejšie od tatrika. Podľa neho bol takýto sled sedimentačných zón od severu k juhu: tatrindá, manínska, beliansko-krížňanská. Dôvody proti tomuto variantu sú rozobrané v inej práci (M. Mišík, v tlači). K tomu môžeme doplniť, že valúnový materiál strednej kriedy tatrika má oveľa väčšie zhody s valúnovým materiálom krížňanskej jednotky než s valúmi manínskej jednotky, ktoré sú naopak oveľa príbuznejšie asociáciám klapskej jednotky. Pozoruhodné je tiež, že klastický glaukofán sa vyskytol len v klapskej a manínskej jednotke, zatiaľ čo v kriedových klastikách tatrika a fatrika nebol tento ľahko poznateľný minerál zistený, takisto ani chloritoid, napriek spracovaniu rozsiahleho materiálu (M. Mišík—J. Jablonský—P. Fejdi—M. Sýkora 1980). Prídžame sa teda staršieho názoru na takýto sled sedimentačných zón: klapská — manínska — tatrikom — fatrikom (beliansko-krížňanská).

Vzťah bradlového pásma a gemerika—silicika. Už v predošlej práci (M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora 1977) sme upozornili na určité zhody medzi „exotickou“ jednotkou pieninskej kordiléry a najjužnejšími zónami — chočskou, silickou a gemerikom: spoločný

výskyt vápencov wettersteinského typu, reiflinských, hallstattských, sivých konodontových vápencov karnu a noriku, plytkovodného malmu s *Conicospirillina* a *Clypeina*, prítomnosť glaukofanitov, chloritoidových bridlic, kriedových granitov, väčších telies ultrabázik. Pre niektorých autorov sa to stalo popudom, aby riešili tieto zhody buď

a) presunom gemerika a silicika na bradlové pásmo ešte pred tvorbou zlepcov, alebo
b) transportom valúnov silicika a gemerika od juhu až do kriedových zlepcov bradlového pásma, alebo

c) bezprostredným susedstvom bradlového pásma a veporika — gemerika — silicika (predpoklad presunu tatrika vrátane granitových jadier a fatrika na veporikum — gemerikum od juhu).

Zastávame názor, že spomenuté rovnaké horniny sa vytvárali síce v rovnakom čase, ale v zónach, ktoré spolu nesusedili, a teda všetky tri alternatívy pokladáme za nesprávne, čo rozoberieme v ďalšom :

a) Dôvody proti presunu „gemeridného“ príkrovu až do oblasti bradlového pásma sme už podrobne rozobrali inom mieste (M. Mišík 1978a), zrekapitulujeme iba hlavné z nich. Presuny príkrovov v centrálnych Karpatoch v priestore susediacom s bradlovým pásmom sa odohrali vo vrchnom turóne, zatiaľ čo exotické valúny sú už v zlepcoch albu. V albe—cenomane tatrika a fatrika niet žiadnych olistostrómových telies ulamovaných z čela nejakých sunúcich sa príkrovov. V prípade násunutia silicika na pieninikum by bolo vytvorené opakovanie sledu trias—jura—krieda—trias—jura—krieda; v takom prípade dokonalé odlúčenie triasu spolu s kryštalinikom od jursko-spodnokriedových bradiel by sa nedalo vysvetliť. Vrchnojurské—spodnokriedové vulkanity nemôžu pochádzať zo silicika, ani veľmi hojné valúny urgónu a neokómu, pretože silicikum už bolo v spodnej kriede vynorené (M. Mišík—M. Sýkora 1980). Niektoré konodontové fácie a stratigrafické horizonty nájdené v exotických valúnoch nie sú zo silicika vôbec známe; koncentrácia konodontov v horninách valúnov je oveľa vyššia než v odkryvoch v siliciku. Nasunutie gemerika (vrátane strážovského príkrovu), a hlavne nasunutie chočského príkrovu ukazujú výrazné bazálne utátie (D. Andrusov 1968). Z tohto dôvodu nie je možné počítať s prítomnosťou spodnejších komplexov v čelných častiach, teda s presunom chloritoidových bridlic, glaukofanitov, kriedových granitov, ani kyslých a bázických vulkanitov, pokiaľ by sme ich pokladali za permské. Kriedové granity bradlového pásma vykazujú viaceré geochemické odlišnosti oproti gemeridným granitom (L. Kamenický et al. 1974). Detritické spinely najú chemické zloženie odlišné od spinelov veporika a gemerika (P. Fejdi in M. Mišík et al. 1980).

S. Prey (1975, str. 65) na základe hornín uvádzaných už O. Samuelom et al. (1972) usudzuje, že súbory obsahujúce „upohlavské“ zlepenca patria ešte centrálnym Karpatom a len tektonicky boli vkladné do pieninského bradlového pásma. Inak je vecou konvencie, či rozhranie medzi bradlovým pásmom a centrálnymi Karpatmi položíme až externe od „exotickej“ jednotky; pripomíname, že niekedy aj kostelecká a klapská jednotka boli počítané za centrálnokarpatské elementy. Podobný hlbokovodný vývoj jury v kysucko-pieninskej jednotke, aký má aj krížňansko-zliechovská jednotka a zlepcové polohy s exotikami pieninskej kordiléry vo vyššej kriede kysucko-pieninskej jednotky, by nás nútili posunúť toto rozhranie ešte ďalej, takže takto by ostala „pravým pieninikom“ z hľadiska facií iba čorštynská jednotka.

b) Dôvody proti transportu v podobe valúnov od juhu. V rozpore s týmto predpokladom sú maximálne veľkosti valúnov, hrúbky zlepcových telies a nedostatok zdrojov viacerých hornín, na ktoré sme poukázali vyššie. J. Bystrický (1978, str. 21) odvodzuje transport valúnov do kriedových zlepcov z úplne oderodovanej časti strážovského príkrovu. Toto opiera o nález riasy *Munieria grambasti* v gemeriku (resp. siliciku) a aj vo valúnoch bradlového pásma. Treba však pripomenúť, že po faciálnej i stratigrafickej stránke sa obidva výskyt úplne líšia: zatiaľ čo v prvom prípade ide o sladkovodné vápence senónu (vek

doložený palinologicky P. Snopkovou in M. Mišík—M. Sýkora 1980), v druhom prípade ide o plytkovodný barém—apt s orbitolínami a rudistami.

Skutočnosť, že počas celého mezozoika karpatská geosynklinála prejavuje výraznú zonárnosť facií, že teda depresie a elevácie dna boli orientované zhodne s priebehom karpatského oblúka, robí dlhý transport valúnov v smere transversálnom na karpatský oblúk zo silicika—gemerika až do pieninského priestoru ťažko predstaviteľným.

Pôvod kremenných zŕn v pieskovecoch albu—cenomanu a početných druhov hornín nie je možné odvodzovať od juhu z presúvajúcich sa čiel príkrovov hronika—silicika (bližšie je táto problematika rozvedená v práci M. Mišík et al. 1981). Túto ťažkosť nemožno obísť ani tým, žeby sme predpokladali transport časti materiálu od severu a iných typov hornín od juhu. Najpravdepodobnejší spôsob sedimentácie skúmaných šošovkovitých telies zlepcov v bradlovom pásme, v tatriku aj fatriku sú výplne kanálov na submarinných vejároch kontinentálneho svahu. V takomto prípade súčasný prínos materiálu z dvoch protifahľých strán pre jeden konkrétny odkryv zlepcov je nemožný.

c) Bezprostredné susedstvo sedimentačných priestorov pieninika (bradlového pásma) a veporika—gemerika bolo najnovšie postulované v práci B. Lešku—I. Vargu (1970), ktorí tieto tri spomenuté jednotky považujú za ekvivalent juhopenninského pásma Álp. Všetky jednotky budujúce pásmo jadrových pohorí centrálnych Karpát (tatrikom vrátane kryštalických jadier, fatrikum, hronikum, silicikum) označujú ako austroalpinikum, presunuté cez juhopenninské jednotky. Podľa týchto autorov sa vysokotlakové metamorfity a vápenato-alkalické magmatity vrchnojurskej-spodnokriedovej etapy dostali ako valúny do zlepcov bradlového pásma z čiel postupujúcich juhopenninských príkrovov (l. c., str. 129, teda násun veporika na pieninikum). Z množstva faktov, ktoré tomu protirečia, spomenieme len niektoré.

Kryštalinikum exotickéj refazy (pieninskej kordiléry) a veporika nemá spoločné črty, ktoré by ukazovali na ich susedstvo. V „upohlavských“ zlepcoch sa nenašiel ani jeden valún amfibolitov takých hojných práve v severnej časti veporika (krakľovská podzóna). Žiaden valún kyslých vulkanitov neukázal permský vek analogický veporidným kremenným porfýrom. Konodontové horizonty triasu z valúnov majú skôr analógie so silicikom, ktorého sedimentačný priestor je však autormi dávaný najďalšie od pieninika ako najvyšší austroalpinský príkrov, a nie k príkrovu Bôrky (= meliatska séria, gemerikum), kde sa vyskytujú konodonty inej — dinárskej provincie. To isté platí pre plytkovodný vrchnej í malm, prítomný len v pieniniku a siliciku. Susedstvo pieninskej kordiléry, manínskej zóny a tatrika dokazuje typická urgónska fácia spodnej kriedy, ktorá vo veporiku—gemeriku nejestvovala. Mikroonkolitové vápence so *Saccocoma* sú z celých Západných Karpát známe len z dvoch susediacich pásiem — pieninskej kordiléry a vysokotatranskej jednotky. Susedstvo pieninika, manínskej jednotky, tatrika a fatrika ukazuje klastické súvrstvie albu—cenomanu s totožnými spinelmi, odlišujúcimi sa od spinelov ultrabázik veporika a gemerika, a exotickými valúnni, ktoré najskôr pochádzajú z jedného spoločného zdroja — pieninskej kordiléry. O takomto „klasickom“ usporiadaní sedimentačných priestorov svedčí polarita karpatskej geosynklinály (postupné nasadzovanie flyšu — vrchnej detritickej formácie, vlnovité šírenie tektonickej činnosti atď.).

Teoretickým umiestňovaním tatrika vnútornejšie od gemerika (napr. B. Leško et al. 1977) dostávajú sa k sebe dva úplne cudzorodé elementy. Najväčšiu ťažkosť spomenutej koncepcie predstavuje časové zaradenie presunu „austroalpinika“ (tatrikum, fatrikum atď.) na „juhopenninské“ jednotky (veporikum, gemerikum), k čomu sa autori jasne nevysslovujú. Túto závalu obsahujú aj schémy I. Vargu (1978, obr. 11—13), na ktorých sa objavuje sedimentačný priestor pieninského mezozoika v jure južne od krížnanskej jednotky (fatrikum), v apte už severne od nej. Podľa toho by sa presun musel odohrať v neokóme, ktorý je však v oboch jednotkách v pokojnej pelagickkej sedimentácii nanokónových vápencov.

Je možné, že upadanie bradlového pásma sa s hĺbkou zmiernuje až do subhorizontálnej polohy. V takomto prípade by kryštalinikum jadrových pohorí takisto tvorilo rozsiahly príkrov a bolo podstielané mezozoickými, prípadne aj paleogénnymi súbormi, ako to naznačujú niektoré geofyzikálne výsledky, a nie je teda nutné pristupovať ku krkolomným, nepravdepodobným paleogeografickým predpokladom.

Palinspastické rekonštrukcie. Za najpravdepodobnejšie považujeme takéto usporiadanie tektonických jednotiek v predstrednokriedovom sedimentačnom priestore Západných Karpát: platformové mezozoikum z východov a vrtoch okraja Českého masívu — ždánicko-podsliezska — sliezska — magurská — kysucká — klapská + pieninská kordiléra — (lokálne kostelecká) — manínska — tatrikum — fatrikum — hronikum — silicikum — gemerikum vrátane meliatskej série — rudabánska — Bükk.

Členitosť karpatskej geosynklinály v mezozoiku bola väčšia, než naznačovali doterajšie paleogeografické rekonštrukcie. V paleogeografickom obraze Západných Karpát treba počítať s týmito novými skutočnosťami: V priestore neskoršej pieninskej kordiléry sedimentovala v strednom a vrchnom triase okrem monotónneho vývoja aj wettersteinská fácia a bol tu vytvorený aj embryonálny tróg (podobný ako v chočsko-silicko-gemeridnej oblasti) s pelagickými konodontovými faciami (M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora 1977). V malme a sčasti v neokóme jestvoval v tomto priestore takisto aj pelagický aj plytkovodný vývoj, pričom tento posledný sa vyznačuje špeciálnymi mikrofaciami. Spomenuté plytkovodné fácie sú analogické plassenkým a tressensteinským vápencom z oberostalpinu Východných Álp (porovnaj A. Fenninger—H. L. Holzer 1972), majú však určité spoločné črty aj s ernstbrunnskými, klentnickými a štramberskými vápencami. Z elevácie plytkovodného vývoja v malme—neokóme uskutočňovali sa občas do prífahlej panvy turbiditné slachy (tenké vložky — laminy plytkovodného detritu — alodapické vápence). Sú analogické barmsteinským vápencom z oberostalpinu, avšak vložky alodapických vápencov sú známe aj z titónu bradiel flyšového pásma magurskej a sliezskej jednotky (M. Mišík 1974, str. 495). Pravda, vo valúnovom materiáli alodapické vápence, pochádzajúce z vložiek o hrúbke väčšej než rozmery valúnov, obvykle nie je možné identifikovať.

Naše výsledky svedčia o rozsiahlom pohltení na hlavných lineamentoch Álp a Karpát. Znamená to, že v doterajších schémach nám môžu chýbať celé faciálne zóny a zistiť o nich nejaké zlomkové informácie môžeme len vtedy, ak načas vyčnievali v podobe kordilér. Nerobíme si nároky na definitívnu platnosť našich záverov. Chceme podnietiť polemiku a zamerať pozornosť na ďalšie dôkladné skúmanie nejasných otázok.

Do tlače odporučil K. Borza.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Část I.: Úvod, část II.: Stratigrafie (trias a lias). Rozpravy St. geol. úst. ČSR, sv. VI, Praha, 1—167.
- ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Část III. Tektonika. Rozpravy St. geol. Úst. ČSR, 9, Praha, 1—135.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, 3, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—375.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát, 3, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—392.
- ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1974: The Pieniny Klippen Belt (in M. Mahef, edit.: Tectonics of the Carpathian—Balkan regions). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—158.
- AZEMA, J.—FOUCOULT, A.—FOURCADE, E.—GARCIA-HERNANDEZ, M.—GONZALES-

- DONOSO, J. M.—LINARES, A.—LINARES, D.—LOPEZ-GARRIDO, A. C.—RIVAS, P.—VERA, J. A. 1979: Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las Cordilleras Béticas. Universidad de Granada, 1—83.
- BABIĆ, L.—GUŠIĆ, I. 1978: Review of fossils from the clastic complex with „ophiolites“ of Mt. Ivanšćica and their stratigraphic importance. Geol. Vjesnik, 30, 1, Zagreb, 1—19.
- BASSOLLET, J. P.—BERNIER, P.—CONRAD, M. A.—DELOFFRE, R.—JAFFREZO, M. 1978: Les algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé, Geobios, mém. spec., 2, Lyon, 1—330.
- BAUSCH, W. M.—POLI, K. G. 1976: Nichtkarbonatische Rückstände von Malmkalken der Ostalpen. Geol. Rundschau, 62, 2, Stuttgart, 579—592.
- BEGAN, A.—BORZA, K.—SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1965: On the age of Upohlava Conglomerates. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—138.
- BEGAN, A.—SAMUEL, O. 1975: K interpretácii strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma Oravy. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215—219.
- BERNIER, P. 1974: Campbelliella striata (Carozzi) algues dasycladacées? Une nouvelle interprétation de l'organisme „C“ Favre et Richard, 1927. Geobios, 7, 2, Lyon, 155—175.
- BIRKENMAJER, K. 1958: Przewodnik geologiczny po Pieninskim pasie skałkowym. I. Wydawnictwa geologiczne, Warszawa, 1—135.
- BIRKENMAJER, K. 1960: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Geol. Bundesanst., 103, Wien, 1—36.
- BIRKENMAJER, K. 1962: Remarks on the geology of the Pieninische Klippenzone near Vienna (Austria). Bull. Acad. Polon. Sci., ser. sci. géol. géogr. 10, 1, Warszawa, 19—25.
- BIRKENMAJER, K.—GAŚSIOROWSKI, M.—WIESER, T. 1960: Egzotyki w osadach pelagicznych batonu serii Niedzickiej pasa skałkowego Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol., 30, Kraków, 29—57.
- BIRKENMAJER, K.—LEFELD, J. 1969: Exotic Urganian limestones from the Pieniny Klippen Belt of Poland. Bull. Acad. Polon. Sci., sér. sci. géol. géogr. 17, 1, Warszawa, 13—15.
- BODEUR, Y. 1979: Les associations d'algues des calcaires portlandiens au sud des Cévennes (France). Leur relations avec les environnements de dépôts en ensembles fauniques. II^e Symposium international sur les algues fossiles, Paris. Résumés.
- BONET, F. 1956: Zonificación microfaunística de las calizas Crétácicas del este de México. XX. Congr. Geol. Int. Mexico, 1—102.
- BORZA, K. 1962: Petrografický výskum valúnov sedimentárnych hornín kriedových a paleogénnych zlepcov Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 13, 2, Bratislava, 241—256.
- BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografický výskum zlepcov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. Nauka o Zemi, II, Geologica, 2, Bratislava, 1—68.
- BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—301.
- BORZA, K. 1975: Mikroproblematika aus der Oberen Trias der Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 26, 2, Bratislava, 199—236.
- BORZA, K. 1978: Vorkommen der Gattung Colomiella Bonet (Oberes Apt-Unteres Alb) in der Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 29, 2, Bratislava, 337—344.
- BORZA, K.—KÖHLER, E.—SAMUEL, O. 1979: Nové stratigrafické a tektonické poznatky o bradle Skalica. Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—112.
- BORZA, K.—MIŠÍK, M. 1976: Pieninia oblonga n. gen. n. sp. aus kretazischen und paläogenen Kalken der Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 27, 1, Bratislava, 65—77.
- BORZA, K.—MIŠÍK, M. 1978: Gemeridella, Didemnoidea, Didemnum und Körperchen ähnlicher Gestalt aus dem Mesozoikum der Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 29, 2, Bratislava, 307—326.
- BYSTRICKÝ, J. 1976: Munieria grambasti sp. nov. in Kalk-Geröllen der „Upohlav-Konglomerate“ des mittleren Váh-Gebietes (Klippenzone, Westkarpaten). Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 27, 1, Bratislava, 45—64.
- BYSTRICKÝ, J. 1978: Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Stratsenskej hornatine v Západných Karpatoch. Mineralia slov. 10, 1, Bratislava, 17—22.
- BYSTRICKÝ, J.—BORZA, K. 1964: Die Algenkalke des Jura in den „Upohlaver“ Konglomeraten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 15, 2, Bratislava, 197—202.

- CANÉROT, J. 1979: Les algues et leur environnement dans le Malm et le Crétacé inférieur des chaînes Iberique et Catalane (Espagne). 2^{ème} Symposium int. sur les algues fossiles, Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 3, 2, Pau, 505—518.
- CATALANO, R.—D'ARGENIO, B.—De CASTRO, P. 1974: Rapporti tra le facies di piattaforma carbonatica del Giurassico e del Cretacico delle Madonie orientali (Sicilia). Boll. Soc. Nat. Napoli, 82, Napoli, 1—37.
- CATENACCI, E.—De CASTRO, O.—SGROSSO, I. 1963: Complesso-guida de Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del massiccio del Matese. Mem. Soc. Geol. Italiana, 4, Bologna, 1—10.
- CHARVET, J.—DECROUEZ, D.—POLŠAK, A. 1976: Le Crétacé du Foniakos (Argolide, Grèce): examen paléontologique, répercussion stratigraphique, paléogéographique et tectonique. Arch. Sci. Genève, 247—258.
- CHERCHI, A.—SCHRÖDER, R. 1979: Koskinobullina n. gen., microorganism en colonie incertae sedis (Algues ?) du Jurassique — Crétacé de la région Méditerranéenne. II^{ème} Symposium international sur les algues fossiles. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 3, 2, Pau, 519—523.
- COLACICCHI, R. 1967: Geologia della Marsica Orientale. Geol. Romana, 6, Roma, 189—316.
- COLOM, G. 1955: Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and Atlantic area. Micropaleontology, 1, 2, New York.
- COLOM, G.—RANGHEARD, Y. 1973: Données nouvelles sur l'extension de niveaux lacustres dans les formations du Miocène inférieur de la Sierra Norte de Majorque (Baléares). Annales scientifiques de l'Université de Besançon, 3^e sér. Géologie, 18, Besançon, 115—129.
- CONRAD, M. A. 1969: Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. Eclogae Geol. Helv. 62, 1, Basel, 1—79.
- CONRAD, M. A. 1977: The Lower Cretaceous calcareous Algae in the area surrounding Geneva (Switzerland): Biostratigraphy and depositional environments. (in E. Flügel, edit.: Fossil Algae), Springer-Verlag, Heidelberg-New York, 295—300.
- CRESCENTI, U. 1969: Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni. Geol. Romana, 8, Roma, 15—40.
- CUVILLIER, J.—DELOFFRE, R. 1964: organismes peu connues ou „incertae sedis“ dans le Crétacé inférieur du Sud-Ouest de l'Aquitaine. Rev. Micropal., 7, 1, Paris, 3—13.
- ČERNOV, V. G. 1973: Konglomeraty paleogena Pieninskoj zony Sovjetskich Karpat i ich paleogeografičeskije značenije. Sovjetskaja Geologia, 5, Moskva, 144—152.
- ČERNOV, V. G. 1975: Actinostromaria (Stromatoporoidea) iz urgonskich izvestňakov barrem-aptian Sovjetskich Karpat. Bjull. Mosk. obšč. isp. priro., otd. geol., 50, 6, Moskva, 105—110.
- ČORNÁ, O. 1968: Some spores and pollen from Aptian-Albian of West Carpathians. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 19, 1, Bratislava, 225—254.
- ČORNÁ, O. 1973: Palinomorfy i voзраст konglomeratov zony utesov u g. Považská Bystrica Zapadnyje Karpaty. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 21, 2, Bratislava, 385—391.
- De CASTRO, P. 1962: II Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro. Bull. Soc. Nat. Napoli, 71, Napoli, 1—34.
- De CASTRO, P. 1963: Sulla presenza del Giura (Dogger e Malm) nei Monti Aurunci. Bull. Soc. Nat. Napoli, 72, Napoli, 16—19.
- De CASTRO, P. 1965: Su alcune Soritidae (Foraminifera) del Cretacico della Campania. Note stratigrafiche sul gruppo montuoso del Tifata. Boll. Soc. Nat. Napoli, 74, Napoli, 317—372.
- De CASTRO, P. 1966: Contributo alla conoscenza delle alveoline albiano-cenomaniane della Campania. Boll. Soc. Nat. Napoli, 75, Napoli, 3—59.
- De CASTRO, P. 1980: Le alveoline Aptiano-Cenomaniane del Mediterraneo centrale e orientale: sintesi e problemi. Avvenimenti del Cretacico Medio (Convegno dall'Unesco e dall'IUGS), Napoli.
- DERIN, B.—REISS, Z. 1966: Jurassic microfacies of Israel. Israel Inst. of Petrol., spec. publ. Tel-Aviv, 1—43.
- DOLENKO, G. N.—DANILOVIČ, L. G. 1976: Novoje učenje o geosinklinafach i jego primenenie k Ukrajskim Karpatam. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 27, 1, Bratislava, 1—9.
- DRAGASTAN, O. 1966: A new serpulid species in the Upper Jurassic of Rumania. Paläont. Zeitschrift, 40, 1/2, Stuttgart, 147—150.
- DRAGASTAN, O. 1975: Upper Jurassic and Lower Cretaceous microfacies from the Bicaz valley basin (East Carpathians). Mémoires, Inst. Géol. Géoph., 21, Bucuresti, 1—87.

- DRAGASTAN, O.—ISTOCESCU, D.—DIACONU, M. 1966: Étude du niveau à Charophytes d'âge Crétacé Inferieur des Monts Padurea Craiului (Roumanie). *Revue de Micropaléont.*, 9, 1, Paris, 23—38.
- DUFAURE, P. 1958: Contribution a l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Yurassic et du Néocomien de l'Aquitaine a la Provence. *Rev. Micropal.*, 1, 2, Paris, 87—115.
- DZUŁYŃSKI, S.—RUTKOWSKI, J.—SHIDELER, G. L. 1974: An evaluation of flysch-derived fluvial gravels as provenance indicators. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44, 2—3, Kraków, 171—180.
- ELIÁŠ, M. 1979: Model flyšové sedimentace ve vnějších Karpatech. Seminář k 60. výročí založení Ústředního ústavu geologického (red. J. Svoboda), ÚÚG, Praha, 59—64 (xerox).
- EMBERGER, J.—JAFFREZO, M. 1975: Compléments à un essai d'inventaire des Algues Dasycladacées du Jurassique et du Crétacé inférieur. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 18, Talence.
- ERKAN, E. 1973: Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der Nordöstlichen Kalkalpen. *Mitt. Geol. Ges.*, Wien 65 (1972), Wien, 33—107.
- FARINACCI, A. 1963: L'Organismo „C“ Favre 1927 appartieni alle Teredinidae? *Geol. Romana*, 2, Roma, 151—178.
- FARINACCI, A.—RADOIČIĆ, R. 1964: Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. *La ricerca scientifica*, 34, ser. 2, pt. II-A, 7, 2, Roma, 269—300.
- FENNINGER, A.—HOLZER, H. L. 1972: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. *Mitt. Geol. Ges.*, Wien, 63(1970), Wien, 52—141.
- FENNINGER, A.—HÖTZL, H. 1965: Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein und Plassenkalke (Ober-Jura). *Mitt. Mus. Bergbau, Geol. Technik, Landesmuseum „Joanneum“*, 27, Graz, 1—61.
- FENNINGER, A.—HÖTZL, H. 1967: Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressensteinkalkes des Typuslokalitäten (Nordliche Kalkalpen). *N. Jb. Geol. Paläont.*, 128, 1, Stuttgart, 1—37.
- FLÜGEL, E. 1972: Mikroproblematika in Dünnschliffen von Trias-Kalken. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, Innsbruck, 957—988.
- FLÜGEL, E. 1974: Fazies-Interpretation der Cladocoropsis-Kalke (Malm) auf Karaburun, W-Anatolien. *Arch. für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Sonderband 2*, Leoben, 49—94.
- FOLK, R. L.—ASSERETO, R. 1976: Comparative fabrics of length-fast calcite and calcitized aragonite in Holocene speleothem, Carlsbad caverns, New Mexico. *Journ. Sedim. Petrology*, 46, 3, Tulsa, 486—496.
- FOLK, R. L.—SIEDLECKA, A. 1974: The „schizohaline“ environment; its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by Late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard. *Sedimentary Geology*, 11, Amsterdam, 1—15.
- HANZAWA, S. 1961: Facies and microorganisms of the Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic sediments of Japan and her adjacent Islands. *J. Brill, Leiden*.
- Al-HASHIMI, W. S. 1976: Significance of strontium distribution in some carbonate rocks in the Carboniferous of Northumberland, England. *Journ. Sedim. Petrology*, 46, 2, Tulsa, 369—376.
- HAŠKO, J.—POLÁK, M. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry. 1: 50 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1—145.
- HAŠKO, J.—SAMUEL, O. 1977: Stratigrafia kriedy varínskeho úseku bradlového pásma. *Geol. Práce, Správy* 68, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 49—67.
- CHAIN, V. E.—BEJER, M. A.—BYZOVA, S. L.—LOMIZE, M. G.—RUDAKOV, S. G. 1977: Osnovnyje čerty tektoničeskoj istorii Karpat (v svete novych idej v učenii o geosinklinalach). *Vestnik Mosk. inst. ser. geol.*, 3, Moskva, 3—20.
- JABLONSKÝ, E. 1973: Mikroproblematika aus der Trias der Westkarpaten. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 24, 2, Bratislava, 415—429.
- JAFFREZO, M. 1974: Les algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Corbières. 2^e partie. *Rev. Micropaléont.* 17, Paris, 23—32.
- JAFFREZO, M. 1980: Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien: Micropaléontologie stratigraphique, biozotation, paléocéologie, extension des résultats à la Mésogée. *Thèse doct. d'état, Univ. P. + M. Curie, Paris*, 1—615.
- KAMENICKÝ, L.—KÁTLOVSKÝ, V.—MARSCHALKO, R.—MEDVEĎ, J. 1974: Príspevok k charakteristike kyslych magmatitov exotických hornín bradlového pásma a iných tektonických jednotiek Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 6, 4, Košice, 311—322.
- KOTETIŠVILI, E. V.—BEGAN, A.—BORZA, K.—SAMUEL, O. 1978: Stratigrafija i facii nižnego

- mela Kavkaza i Zapadnych Karpat. Geol. Práce, Správy, 69, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—226.
- KRIVÝ, M. 1969: Exotické valúny magmatických hornín západnej časti bradlového pásma. Acta geol. et geogr. Univ. Com. Geologica, 18, Bratislava, 165—197.
- KRUGLOV, S. S. 1974: The Pieniny Klippen Zone; Soviet Carpathians (in M. Mahef, edit.: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 205—208.
- KŚIAZKIEWICZ, M. 1971: On the origin of the Inwald limestone (Outer Carpathian Klippes). Bull. Acad. Polon. Sci. Terre, 19, 2, Warszawa, 91—99.
- KÜHN, O.—ANDRUSOV, D. 1942: Stratigraphie und Paläogeographie der Rudisten. III. Rudistenfauna und Kreideentwicklung in den Westkarpathen. Neues Jb. Min. Geol. Pal., 86, B, Stuttgart, 450—480.
- LAZARENKO, E. K.—LAZARENKO, E. A.—BARYŠNIKOV, E. K.—MALYGINA O. A. 1963: Mineralogija Zakarpatia. Izd. Lvov. Univ., Lvov, 1—164.
- LEŠKO, B.—KULLMANOVÁ, A.—MOŘKOVSKÝ, M. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku? Mineralia slov., 9, 3, Bratislava, 221—233.
- LEŠKO, B.—VARGA, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. Mineralia slov., 12, 2, Bratislava, 97—130.
- LOMIZE, M. G. 1976: K voprosu o karpatskich ofiolitach. Doklady AN SSSR, T. 230, 6, Moskva, 1410—1413.
- LÖCSEI, J. 1974: Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. Geol. Bundesanstalt, 117, Wien, 17—54.
- LUPU, M.—LUPU, D. 1960: Contributiuni la studial faunei de rudisti din Senonianul Muntilor Apuseni. Acad. RPR, Stud. si cercet., 4, 4, Bucuresti, 672—647.
- MAJEWSKE, O. P. 1969: Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections. Int. Sedim. Petr. Series, vol. XIII, E. J. Brill, Leiden, 1—101.
- MAHEL, M. 1978a: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. Západné Karpaty, sér. geol. 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—173.
- MAHEL, M. 1978b: Manin tectonic unit; relations of the Klippen Belt and Central West Carpathians, Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 29, 2, Bratislava, 197—213.
- MAHEL, M. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západní Karpaty, Sv. 1. Ústř. Úst. geol. — Academia, Praha, 7—469.
- MARSCHALCO, R. 1979a: Consideration about pienide flysch basins and their Cretaceous and Paleogene — West Carpathians, (in M. Mahef—P. Reichwalder, edit.: Czechoslovak geology and global tectonics), Veda, Bratislava, 103—113.
- MARSCHALCO, R. 1979b: Die geologische Geschichte der Kruste in Raum der Kreideflyschtröge der Pieniden (Westslowakische Anteil der pienidischen Klippenzone). Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 30, 3, Bratislava, 295—307.
- MARSCHALCO, R.—KYESELA, J. 1979: Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou (in M. Mahef, edit.: Tektonické profily Západných Karpát), Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 41—57.
- MARSCHALCO, R.—M. MIŠÍK, M.—KAMENICKÝ, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). Západné Karpaty, sér. geol., 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—124.
- MARSCHALCO, R.—SAMUEL, O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosič (Priehrada Mládeže). Geol. Práce, Správy, 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105—114.
- MARSCHALCO, R.—SAMUEL, O. 1977: Olistostromové fácie kriedového flyšu bradlového pásma pri Širokej a Krivej na Orave. Geol. Práce, Správy, 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53—71.
- MEISCHNER, K. D. 1964: Allodapische Kalke, Turbidite in Riffnahen Sedimentations-Becken. (in A. Bouma—A. Brower, edit.: Developments in Sedimentology 3—Turbidites), Amsterdam—London—New York.
- MELLO, J.—MOCK, R. 1978: Nové poznatky o československej časti Rudabanského pohoria. Geol. Práce, Správy, 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MIRKOVIĆ, M.—MIRKOVIĆ, B. 1976: Litostratigrfski prilog jure Pirska planina. Geol. Glasnik, 8, Titograd, 43—49.

- MIŠÍK, M. 1959: „Lombardiová“ mikrofácia — vedúci horizont v malme Západných Karpát. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 10, 1, Bratislava, 171—182.
- MIŠÍK, M. 1963: Authigenic quartz and authigenic feldspars in the Mesozoic limestones of West Carpathians. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 14, 2, Bratislava, 295—300.
- MIŠÍK, M. 1964: Lithofazielle Studien im Lias der Grossen Fatra und im westlichen Teil der Niederen Tatra. Západné Karpaty, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—91.
- MIŠÍK, M. 1966: Mikrofacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—269.
- MIŠÍK, M. 1971: Observations concerning calcite veinlets in carbonate rocks. Journ. Sedim. Petrology, 41, 2, Tulsa, 450—460.
- MIŠÍK, M. 1972: Lithologische und fazielle Analyse der Mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten. Acta geol. geogr. Univ. Comenianae, Geologica, 22, Bratislava, 5—150.
- MIŠÍK, M. 1973a: Structures of the chert concretions from the limestones of the Tithonian and Neocomian, West Carpathian Mts. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 24, 1, Bratislava, 141—162.
- MIŠÍK, M. 1973b: *Campanulina carpatica* n. gen. n. sp. — ein Mikroproblematikum aus Oberjura und Unterkreide der Karpaten. Acta geol. geogr. Univ. Comenianae, Geologica, 26, Bratislava, 203—209.
- MIŠÍK, M. 1974: Paleogeographic outline of the Tithonian in the Czechoslovakian Carpathians. Acta geol. polonica, 24, 3, Warszawa, 485—503.
- MIŠÍK, M. 1976: Bradlové pásma a globálna tektonika. Zborník referátov z vedeckej konferencie „Československá geológia a globálna tektonika“, Smolenice, 28—36.
- MIŠÍK, M. 1978a: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma (in J. Vozár, edit.: Paleogeografický vývoj Západných Karpát), Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 147—174.
- MIŠÍK, M. 1978b: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). Západné Karpaty, sér. geológia, 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—56.
- MIŠÍK, M. 1979a: Pieniny Klippen Belt and the global tectonics model (in M. Mahef—P. Reichwalder, edit.: Czechoslovak geology and global tectonics). Veda, Bratislava, 89—101.
- MIŠÍK, M. 1979b: Jurassic and Cretaceous algae (Dasycladales excepted) from the West Carpathians. 2^{eme} Symposium international sur les algues fossiles, Bull. Cent. Rech. Explor.—Prod. Elf-Aquitaine, 3, 2, Pau, 705—712.
- MIŠÍK, M. (v tlači): Evidences of strong Albian tectonic phase and new interpretation of the Pieniny cordillera in the Carpathian Klippen Belt. XI. Kongress Karpato-balkanskej geologičeskoj asociácii, Kijev, 1977.
- MIŠÍK, M. (v tlači): Súčasný problémy bradlového pásma. Zborník „Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa“. Zborník z celoštátnej geol. konferencie v roku 1979, Smolenice.
- MIŠÍK, M.—FEJDIOVÁ, O.—KÖHLER, E. 1968: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství podhalského paleogénu Oravy. Geol. Práce, Správy, 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161—171.
- MIŠÍK, M.—JABLONSKÝ, J.—FEJDI, P.—SÝKORA, M. 1980: Chromian and ferroan spinels from Cretaceous sediments of West Carpathians. Mineralia slov., 12, 3, Bratislava, 209—227.
- MIŠÍK, M.—JABLONSKÝ, J.—MOCK, R.—SÝKORA, M. 1981: Albkonglomeraten mit exotischen Material von Zentral Westkarpaten. Acta geol. geogr. Univ. Comenianae, 37, Bratislava.
- MIŠÍK, M.—MOCK, R.—SÝKORA, M. 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 28, 1, Bratislava, 27—70.
- MIŠÍK, M.—SÝKORA, M. 1980: Jura der Silica-Einheit rekonstruiert von Geröllmaterial und Süßwasserkalke der Oberen Kreide im Gemerikum. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 31, 3, Bratislava.
- MOHLER, W. 1938: Mikropaläontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation. Schweiz. Paläont. Gesellschaft, Abhandlungen, 60, Basel.
- MORYC, W. 1961: Budova geologiczna rejonu Lubaczowa. Roczn. Pol. tow. Geol., 31, 1, Kraków, 47—76.
- MORYCOWA W.—MORYC, W. 1976: Rozwój utworów jurajskich na przedgórzu Karpat w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej-Szczucina. Roczn. Pol. Tow. Geol., 46, 1—2, Kraków, 231—288.
- NOWAK, W. 1968: Stomiosferidy warstw cieszyńskich (kimeryd—hoteryw) Polskiego Śląska Cieszyńskiego i ich znaczenie stratygraficzne. Roczn. Pol. Tow. Geol., 38, 2—3, Kraków, 275—327.

- OBERHAUSER, R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. Geol. Bundesanst. 111, Wien, 115—145.
- PATRULIUS, D. 1965: *Coptocampylodon fontis* n. sp. microfossil problematic al calcareol urgoniene din Muntii Perșani. Dări de Seamă ale Sedintelor, 52, 1 (1964—65) București, 391—394.
- PEYBERNES, B. 1976: Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées Franco-Espagnoles entre Granonne et la Méditerranée. Thèse doc. es sci. nat., Univ. P. Sabatier, Toulouse, 1—459.
- PLÖCHINGER, B. 1976: Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 151, 3, Stuttgart, 304—324.
- PRATURLON, A. 1966: Algal assemblages from Lias to Paleocene in Southern Latium-Abruzzi: a Review. Boll. Soc. Geol. Ital., 85, Roma, 167—194.
- PREY, S. 1975: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich) (in M. Mahef, edit.: Tectonic problems of the Alpine system), Veda, Bratislava, 57—68.
- RADOIČIĆ, R. 1959: Krupne tintinine „Campbelliella“ n. gen. i „Daturelina“ n. gen. Vesn. Zab. geol. geof. istraž., ser. A, 17, Beograd, 79—86.
- RADOIČIĆ, R. 1966: Microfacies du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. Geologija, Rozprave in Pokročila, 9, Ljubljana, 1—377.
- RADOIČIĆ, R. 1969: Koptokampilodoni u nekim jurskim i krednim sedimentima Jugoslavije. Vesn. Zav. geol. geof. istraž., ser. A, 27, Beograd, 191—200.
- RADWAŃSKI, A. 1965: Procesy wiskowe v osadach klastycznych i oolitowych. Rocznik Pol. Tow. Geol., 35, 2, Kraków, 179—210.
- RANGHEARD, Y.—COLOM, G. 1965: Sobre la edad de las calizas „urgoniana“ de Ibiza (Balears) comprendidas entre el Titónico y el Valangense. Notas y Comunicaciones, Inst. Géol. Min. Espana, 77, Madrid, 165—174.
- ŘEHÁNEK, J. 1978: Mikrofacie a mikrofauna (incertae sedis) písčito-glaukonitové série svrchní křídý z podloží karpatské předhlubně a vnějšího flyšového pásma na jižní Moravě. Zemný plyn a nafta, 23, 4, Bratislava, 327—346.
- RYBÁR, A.—KANTOR, J. 1978: Rádiometrické datovanie vybraných formácií Západných Karpát ⁴⁰A/⁴⁰K vek eruptív upohlavských zlepenecov bradlového pásma. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J.—BEGAN, A. 1963: Zur faziellen und mikrobiostratigraphischen Entwicklung der Oberkreide in der Klippenzone. Geol. Práce, Správy, 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—120.
- SAMUEL, O.—BORZA, K.—KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh valley (West Carpathians). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—246.
- SAMPÓ, M. 1969: Microfacies and microfossils of the Zagros area, Southwestern Iran. Int. Sedim. Ser. Vol. XII, F. Brill, Leiden.
- SEGONZAC, G.—MARIN, P. 1972: Lithocodium aggregatum Elliott et Bacinella irregularis Radoičić de l'Aptien de Teruel (Espagne): deux stades de croissance d'un seul et même organisme incertae sedis. Bull. Soc. Géol. France, 7^e sér., 14, 1—5, Paris, 331—335.
- SEPTFONTAINE, M. 1974: Présence de *Protopenneroplis trochangulata* sp. nov. (Foraminifère) dans le Crétacé inférieur du Jura méridional et révision de *Protopenneroplis Weynschenk*, 1950. Eclogae geol. Helv., 67, 3, Basel, 605—628.
- ŠIKORA, W. 1974: The Pieniny Klippen Belt — Polish Carpathians, (in M. Mahef, edit.: Tectonic of the Carpathian Balkan Regions), Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 177—179.
- STAROBOVÁ, M. 1962: Těžké minerály východoslovenského magurského flyše a vnitřního bradlového pásma. Geol. Práce, Zošit 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47—52.
- STILLA, A.—DRAGASTAN, O.—DUMITRU, I. 1968: Sedimentological study of the Upper Jurassic sequence of limestones in the Pui zone (Rumania). Sedim. Geol., 2, Amsterdam, 291—304.
- SCHEIBNER, E. 1962: Einige neue Kenntnisse über die Klippenzone der Slowakei. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 233—238.
- SCHEIBNER, E., 1967: Karpatské pásmo bradlové (in T. Buday et al., edit.: Regionální geologie ČSSR, II — Západní Karpaty, 2), Ústřed. Úst. geol.—Academia, Praha, 7—105.
- ŠÍMOVÁ, M.—KRIVÝ, M. 1976: Ignimbrite in Geröllen aus Konglomeraten der Uphlav-Schichten. Acta geol. geogr. Univ. Comenianae, Geologica, 28, Bratislava, 79—104.

- ŠÍMOVÁ, M.—ŠAMAJOVÁ, E. 1981: Typomorfny granát v eklogitovej hornine v exotických zlepencoch bradlového pásma. Acta geol. geogr. Univ. Comeniana, 37, Bratislava.
- TANNER, W. F. 1976: Tectonically significant pebble types: sheared, pocked and second-cycle examples. Sedim. Geol., 16, Amsterdam, 69—83.
- TOLLMANN, A. 1972: Der karpatische Einfluss am Ostrand der Alpen. Mitt. Geol. Gesellschaft, 64, Wien (1971), 173—208.
- TOLLMANN, A. 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. F. Deuticke, Wien, 1—580.
- TREJO, M. 1976: Tintinidos mesozoicos de Mexico (Taxonomía y datos paleobiológicos). Bol. Assoc. Mexicana Geol. Petrol., 27, 10—12 (1975) Mexico, 330—449.
- VARGA, I. 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. Mineralia slov., 10, 5, Bratislava, 385—441.
- VELIČ, I. 1977: Jurassic and Lower Cretaceous assemblage-zones in Mt. Velika Kapela, Central Croatia. Prir. istraž., 42, Zagreb, 15—37.
- WIESER, T. 1958: Magmowe i metamorficzne skały egzotyczne z kredy i paleogenu pieninskiego pasa skalkowego. Z badań geologicznych w Karpatach, 3, Inst. Geol., Bjuł., 135, Warszawa, 97—136.
- WEYNSCHENK, R. 1956: Some rare Jurassic index foraminifera. Micropaleontology, 2, 3, New York, 283—286.
- ZOUBEK, V. 1931: Caractéristique de quelques roches cristallophyllien et éruptives des galets exotiques des conglomérats sénéniens et paléogènes des Carpathes Occidentales. Knihovna St. geol. Úst., 13A, „Guide des excursions...“ Praha.

Vysvetlivky k tabuľkám I—XXVIII

Tabuľka I

Obr. 1. Kryštalický vápenec so stylolitickými kontúrami zrn; lamely silného tlakového dvojčatenia sú často prehýbané. Paleozoikum. Valún zo zlepencov albu—cenomanu klapskej jednotky bradlového pásma. Lok. Milochov-a. Zväčš. 12,5×.

Obr. 2. Metamorfovaný vápenec so zriedkavými článkami krinoidov, ktorú sú „obtekané“ metamorfnou lamináciou. Pravdepodobne paleozoikum. Valún zo zlepencov albu klapskej jednotky. Lok. Hradisko pri Žiline-i. Č. výbr. 8949. Zväčš. 20×.

Obr. 3. Metamorfovaný vápenec s intraklastmi slienitej bridlice, ktoré boli rozlámané a roztláčané v smere kolmom na pôsobenie tlaku. Metamorfná laminácia bola vytvorená rekryštalizačným usmernením kalcitového agregátu. Pravdepodobne paleozoikum. Valún zo zlepencov albu klapskej jednotky. Lok. Hradisko pri Žiline. Č. v. 7396. Zväčš. 27×.

Tabuľka II

Obr. 1. *Globochaete hronica* Borza v ružovom slabokrinooidovom vápenci liasu (domér podľa asociácie amonitov). Blok v zlepencoch albu klapskej jednotky. Lok. Beňov-b. Č. v. 8320. Zväčš. 55×.

Obr. 2. *Amaltheus margaritatus* (de Montfort). Ako v predošlom. Zväčš. 2×.

Obr. 3. Hydrotermálna silicifikácia v krinoidovo-machovkovom vápenci pravdepodobne liasovo-dogerského veku. Silicifikácia je viazaná na postvulkanickú činnosť vrchnojurskú až spodnokriedovú. Koloidná štruktúra zo zonálnych globúl je v štádiu rekryštalizácie. Valún zo zlepencov cenomanu až koňaku klapskej jednotky. Lok. Oravský Podzámok-I-c. Č. v. 8945. Zväčš. 136×.

Obr. 4. Prstencová metakoloidná štruktúra v červenej rohovcovej konkrécii (relikty krinoidových článkov mimo obrázku). Lias-dogér. Valún zo zlepencov cenomanu—turónu klapskej jednotky. Lok. Krivá-a. Č. v. 94. Zväčš. 136×.

Tabuľka III

Obr. 1. Rhaxová mikrofácia v kremitom vápenci (rhaxy — bezosé ihlice hubiek sú na obrázku biele, vyplňujú ich chalcedón). Pravdepodobný doger-malm. Valún zo zlepencov kriedy klapskej jednotky. Lok. Podbiel. Č. v. 7857. Zväčš. 43×.

Obr. 2 Kalcitová žilka vzniklá zatlačením koloidného SiO₂, čo dokazuje fantóm prstencovitej koloidnej štruktúry v strede obrázku. Kremitý rádioláriový vápenec dogeru—malmu. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie I-II-b. Č. v. 8575. Zväčš. 136×.

Obr. 3 Syntaxiálne obruby kalcitu s kryštálovým obmedzením vytvorené na krinoidových článkoch v procese silicifikácie horniny. Silicit (pravdepodobne rohovcová konkrécia) jury. Valún zo zlepcov senónu bradlového pásma. Lok. U Škulcov-1. Č. v. 9055. Zväčš. 26×.

Tabuľka IV

Obr. 1 Chara v asociácii s článkami *Saccocoma* v biomikrite kimeridžu. Valún zo zlepcov albu—cenomanu klapskej jednotky. Lok. Nosice-I-1. Č. v. 6903. Zväčš. 43×.

Obr. 2 Rohovec tvorený jemnozrnnou chalcedónovou masou s fantómami rádiolárií a s hojnými kalcitovými prierezmi sekundibrachiálií planktonického krinoida *Saccocoma*. Subparalelná textúra pôvodnej horniny. Kimeridž. Valún zo zlepcov albu—cenomanu klapskej jednotky. Lok. Nosice-II-e. Č. v. 6673. Zväčš. 17×.

Obr. 3 *Cladocoropsis mirabilis* Felix vo vápenci oxfordu—kimeridžu plytkovodnej fácie. Valún zo zlepcov senónu klapskej jednotky. Lok. Vrtižer-n. Č. v. 6336. Zväčš. 11×.

Tabuľka V

Obr. 1 *Protopeneroplis striata* Weinschenk vo vápenci oxfordu—kimeridžu plytkovodnej fácie. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Považský Chlmec-zárez cesty-g. Č. v. 10167. Zväčš. 95×.

Obr. 2 *Protopeneroplis striata* Weinschenk (axiálny rez) v intraosparite. Oxford—kimeridž. Valún zo zlepcov albu—cenomanu klapskej jednotky. Lok. Nosice-III-g. Č. v. 6665. Zväčš. 47×.

Obr. 3 To isté (subekvatoriálny rez). Zväčš. 43×.

Obr. 4 Lituolidná foraminifera (ostatné údaje ako pri obr. 1). Č. v. 10393. Zväčš. 48×.

Obr. 5 *Conicospirillina basiliensis* Mohler (ostatné údaje ako pri obr. 2). Č. v. 6977. Zväčš. 55×.

Obr. 6 *Dasycladaceae* (ostatné údaje ako pri obr. 1). Č. v. 10519. Zväčš. 16×.

Obr. 7 *Conicospirillina basiliensis* Mohler v plytkovodnom vápenci oxfordu—kimeridžu. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Divinka-vrchol-o. Č. v. 7475. Zväčš. 43×.

Obr. 8 *Mercierella* (?) *dacica* Dragastan v plytkovodnom vápenci s *Tubiphytes obscurus* (mimo obrázku). Kimeridž—titón. Valún zo zlepcov senónu kysuckej série. Lok. Branč-n. Č. v. 8704. Zväčš. 43×.

Obr. 9 *Campbelliella striata* (Carozzi) v plytkovodnom vápenci titónu. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zádubnie-k. Č. v. 9548. Zväčš. 14,5×.

Tabuľka VI

Obr. 1 *Mercierella* (?) *dacica* Dragastan v plytkovodnom vápenci s *Tubiphytes obscurus* (mimo obrázku). Titón. Valún zo zlepcov koňaku—santónu kysuckej jednotky. Lok. Žilinská Lehota-c. Č. v. 7685. Zväčš. 136×.

Obr. 2 *Campbelliella striata* (Carozzi) a *Pseudocyclammina* sp. v plytkovodnom vápenci vrchného titónu. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zádubnie-k. Č. v. 9548. Zväčš. 14,5×.

Obr. 3 *Pseudocyclammina cf. lituus* (Yokoyama). Ostatné ako v predošlom. Zväčš. 30×.

Tabuľka VII

Obr. 1 Selektívne silicifikované koraly *Callamophyliopsis cf. stokesi* (Milne Edwards et Haime) v rifovom vápenci malmu (pravdepodobne oxford—kimeridž — určenie E. Morycowa). Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Považský Chlmec-lom-c. Č. v. 6981. Zväčš. 5×.

Obr. 2 To isté, pozdĺžny prierez.

Obr. 3 „*Cayeuxia*“ *anae* Dragastan vo vápenci s *Tubiphytes obscurus* (mimo obrázku). Malm—spodnejší neokóm. Valún zo zlepcov albu klapskej jednotky. Lok. Beňov-m. Č. v. 10189. Zväčš. 39×.

Obr. 4 *Tubiphytes obscurus* Maslov (synonymum *T. morronensis* Crescenti) v asociácii s *Calpionella alpina* Lorenz (vľavo dole). Vrchný titón. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Divinka-vrchol-h. Č. v. 7604. Zväčš. 43×.

Tabuľka VIII

Obr. 1 *Tubiphytes obscurus* Maslov v obrastanej riasou neznámej príslušnosti. Vápenec malmu—spodnej-

šieho neokómu. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Divinka-cesta-c. Č. v. 7952. Zväčš. 43×.

Obr. 2 *Stomiospaera echinata* Nowak v pelagickom vápenci valanginu—hoterivu. Valún zo zlepcov albu klapskej jednotky. Lok. Upohlav-a. Č. v. 10229. Zväčš. 185×.

Obr. 3 Problematická riasa v slaboslienitom vápenci valanginu—hoterivu. Valún zo zlepcov cenomanu manínskej jednotky. Lok. Súfov-1. Č. v. 8311. Zväčš. 150×.

Obr. 4 *Globochaete tetrica* Radwański v alodapickej (turbiditovej) vložke plytkovodného detritu v pelagickom vápenci neokómu. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Divinka-vrchol-n. Č. v. 10228. Zväčš. 48×.

Obr. 5 *Colomiella recta* Bonet v asociácii s hedbergelami (mimo obrázku). Spodný alb. Valún zo zlepcov cenomanu manínskej jednotky. Lok. Hradná-JRD-a. Č. v. 10225. Zväčš. 95×.

Obr. 6 *Rotalipora roberti* (Gandolfi) v asociácii s *Colomiella recta* (viď ďalší obr.) vo vápenci s kalcifikovanými silicispongiami a glaukonitom. Vrchný hoteriv. Valún zo zlepcov cenomanu manínskej jednotky. Lok. Jablonové-r. Č. v. 10230. Zväčš. 95×.

Obr. 7 *Colomiella recta* Bonet. Ostatné ako v predošlom. Č. v. 9157. Zväčš. 136×.

Obr. 8 To isté.

Obr. 9 *Orbitolinopsis* sp. (pomernie primitívna vývojová forma — určenie E. Köhler) vo foraminiferovom intrabiosparite. Barém. Valún zo zlepcov cenomanu klapskej jednotky. Lok. Považský hrad-x. Č. v. 8986. Zväčš. 55×.

Tabuľka IX

Obr. 1 *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) v biosparite — určenie E. Köhler. Spodný apt. Valún zo zlepcov santónu klapskej jednotky. Lok. Ďurčovia-c. Č. v. 9070. Zväčš. 20×.

Obr. 2 Silne zvýšený podiel ťažkých minerálov v schránkach orbitolín oproti zastúpeniu kremeňa a ťažkých minerálov v okolnej hmote ukazuje na alochtonitu schránok; tieto orbitolíny žili v litorálnom prostredí gravitačného obohacovania — vytvárania rýžoviska. Piesčitý vápenec albu—cenomanu. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie-ihrisko-c. Č. v. 7774. Zväčš. 26×.

Obr. 3 Embryonálny aparát foraminifery *Sabaudia minuta* (Hofker) v orbitolínovom vápenci. Barém—spodný apt. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie-ihrisko-b. Č. v. 7773. Zväčš. 210×.

Obr. 4 *Pseudotextulariella* sp. v orbitolínovom vápenci. Barém-apt. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Koňhora-a. Č. v. 3772. Zväčš. 136×.

Obr. 5 *Coskinoloides* sp. v piesčitom biosparite. Barém—apt. Valún zo zlepcov albu—cenomanu klapskej jednotky. Lok. Nosice-I-j. Č. v. 6652. Zväčš. 43×.

Obr. 6 *Neomeris* sp. v orbitolínovom vápenci. Urgónska fácia, vrchný barém-apt. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie-ihrisko-a. Č. v. 7771. Zväčš. 43×.

Obr. 7 Prierez gastropóda *Nerinea* sp. v orbitolínovom vápenci s koralmi (mimo obrázku). Urgónska fácia, barém—apt. Valún zo zlepcov santónu klapskej jednotky. Lok. Horná Tižiná-b. Č. v. 8671. Zväčš. 25×.

Obr. 8 Úlomok hydrozoí *Actinostromaria* cf. *carpatica* Černov, vo vápenci barému—aptu. Valún zo zlepcov cenomanu—turónu klapskej jednotky. Lok. Krivá-železnica-h. Č. v. 9066. Zväčš. 43×.

Obr. 9 Rúrka červa (?) v orbitolínovom vápenci. Urgónska fácia, vrchný barém—apt. Blok zo zlepcov cenomanu manínskej jednotky. Lok. záp. od Malého Hradiska pri Žiline. Č. v. 6149. Zväčš. 43×.

Tabuľka X

Obr. 1 Vzájomné vtlačanie koralinných rias *Archaeolithothamnium* cf. *amphiroaeforme* (Rothpletz), spojené s rozpúšťaním na ich stykoch. Tento proces sa odohral ešte v nespevnenom sedimente, o čom svedčí neporušený kalcitový tmel (ortosparit) v okolných póroch. Vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov kriedy klapskej jednotky. Lok. Podvázie-II-e. Č. v. 6355. Zväčš. 43×.

Obr. 2 *Boueina* sp. v orbitolínovom vápenci — biosparite. Urgónska fácia, vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov cenomanu—koňaku klapskej jednotky. Lok. Oravský Podzámok-I-1. Č. v. 6975. Zväčš. 12,5×.

Tabuľka XI

Obr. 1 *Lithocodium aggregatum* Elliott v orbitolínovom vápenci. Vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie-I-d. Č. v. 7743. Zväčš. 43×.

Obr. 2 *Lithocodium morikawai* Endo v orbitolínovom vápenci. Urgónska fácia, vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov santónu klapskej jednotky. Lok. Teplička n/V-g. Č. v. 8556. Zväčš. 43×.

Obr. 3 *Mesomorpha excavata* (D'Orb.) v orbitolínovom vápenci (určenie E. Morycowa). Urgónska fácia, vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie-I-a. Zväčš. 10×.

Tabuľka XII

Obr. 1 Zrná spinelov v intraklaste v slabopiesčitom oolitickom vápenci. Barém—apt. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie-I-n. Č. v. 7753. Zväčš. 43×.

Obr. 2 Útržok serpentínu so slučkovou štruktúrou plasticly deformovaný (?) okolnými pseudooolitmi v orbitolínovom vápenci. Urgónska fácia. Vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie-ihisko-a. Č. v. 7771. Zväčš. 55×.

Tabuľka XIII

Obr. 1 Ako v predošlom.

Obr. 2 Úlomok serpentínu so slučkovou štruktúrou v piesčitom orbitolínovom vápenci. Vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov albu—cenomanu klapskej jednotky. Lok. Nosice-I-u. Č. v. 8932. Zväčš. 43×.

Obr. 3 Zhuk spinelových zrn v slabopiesčitom orbitolínovom vápenci. Urgónska fácia, vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie-ihisko-a. Č. v. 7771. Zväčš. 136×.

Obr. 4 Glaukofán (štyri stĺpkovité zrná) vyseparovaný z koralovo-rudistového vápenca (ťažká frakcia jemnopiesčitého podielu nerozpustného zvyšku). Vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov albu—cenomanu. Lok. Malé Hradisko pri Žiline-b, 191-K. Č. preparátu 7982. Zväčš. 55×.

Obr. 5 *Munieria grambasti* Bystričický vo vápenci vrchného barému—aptu. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Kotrčina Lúčka-f. Č. v. 10015. Zväčš. 60×.

Obr. 6 Ako v predošlom.

Obr. 7 To isté.

Obr. 8 *Cylindroporella sugdeni* Elliott vo vápenci vrchného barému—aptu. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Kotrčina Lúčka-f. Č. v. 10015. Zväčš. 30×.

Obr. 9 Ako v predošlom.

Tabuľka XIV

Obr. 1 *Koskinobullina socialis* Cherchi—Schroeder—sesilná foraminifera, prípadne riasa v biomikrite. Vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov albu—cenomanu klapskej jednotky. Lok. Nosice-II-f. Č. v. 6908. Zväčš. 43×.

Obr. 2 Mikrofácia s „*Pseudocodium*“ *convolens* Praturlon vo vápenci vrchného barému—aptu. Valún zo zlepcov albu—cenomanu klapskej jednotky. Lok. Nosice-III-h. Č. v. 6650. Zväčš. 43×.

Obr. 3 *Dasycladaceae* vo vápenci lagunárnej fácie neokómu—aptu. Valún zo zlepcov cenomanu klapskej jednotky. Lok. Považský hrad-V. Č. v. 9544. Zväčš. 20×.

Tabuľka XV

Obr. 1 *Triploporella* sp. v biointrasparite urgónskej fácie. Vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov albu—cenomanu klapskej jednotky. Lok. Nosice-I-k. Č. v. 6672. Zväčš. 14×.

Obr. 2 *Bacinella irregularis* Radoičić s enklávami intraklastov a foraminifer, čiastočne vyplnená kalom, v plytkovodnom vápenci malmu—aptu. Valún zo zlepcov cenomanu—koňaku klapskej jednotky. Lok. Oravský Podzámok-I-c. Č. v. 6842. Zväčš. 17×.

Obr. 3 Biolitit s *Bacinella irregularis* Radoičić. Malm—apt. Valún zo zlepcov senónu klapskej jednotky. Lok. Vrtižer-u. Č. v. 7066. Zväčš. 16×.

Tabuľka XVI

Obr. 1 Vápenec (biomikrit) brakickej fácie s characeami; sediment pieninskej kordiléry zo začiatkov jej vynárania. Vrchný apt—spodný alb. Valún zo zlepcov albu klapskej jednotky. Lok. Orlová-cesta-s. Č. v. 9007. Zväčš. 43×.

Obr. 2 To isté.

Tabuľka XVII

Obr. 1 Ako v predošlom.

Obr. 2 To isté.

Obr. 3 Sladkovodné riasy vo vápenci strednej kriedy, uloženom na pieninskej kordilére. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie-ihriško-m. Č. v. 8344. Zväčš. 20×.

Obr. 4 *Orbitolina concava* (Lamarck) v jemnopiesčitom vápenci cenomanu (určil E. Köhler). Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie-ihriško-c. Č. v. 7774. Zväčš. 26×.

Obr. 5 Prierez schránkou „exogyry“ azda *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck) v piesčitom vápenci cenomanu. Valún zo zlepcov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Horný Vadičov-d. Č. v. 9566. Zväčš. 60×.

Obr. 6 Odlupovanie obalov z oolitu a superfaciálneho oolitu — tenkého povlaku okolo echinodermového článku. Urgónska fácia s orbitolínami, vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov santónu klapskej jednotky. Lok. Horná Tižina-b. Č. v. 8671. Zväčš. 43×.

Obr. 7 Dorastanie dolomitového klenca na klastické jadro v žltkastom karbonátovom až polymiktnom pieskovi. Stredná krieda. Valún zo zlepcov senónu klapskej jednotky. Lok. Vrtižer-XIV. Č. v. 8222. Zväčš. 210×.

Obr. 8 *Globotruncana* aff. *coronata* Bolli (koňak—santón) v základnej hmote zlepenca senónu klapskej jednotky. Lok. Vrtižer-I. Č. v. 7075. Zväčš. 210×.

Obr. 9 *Orbitoides* sp. v základnej hmote zlepenca mástrichtu manínskej jednotky. Lok. Hradisko pri Žiline-c. Č. v. 7398. Zväčš. 55×.

Tabuľka XVIII

Obr. 1 *Mesorbitolina texana* (Roemer) v biomikrite (určil E. Köhler). Spodný alb. Blok v zlepcoch cenomanu. Lok. Malé Hradisko-Ovčiarske-f, 229-K. Č. v. 6149. Zväčš. 12,5×.

Obr. 2 Pseudosparit s korodovanými reliktmi mikritu; rekrystalizácia orbitolínového vápenca urgónskej fácie. Vrchný barém—apt. Valún zo zlepcov cenomanu—turónu. Lok. Krivá-železnica-XIII. Zväčš. 30×.

Tabuľka XIX

Obr. 1 *Orbitolina concava* (Lamarck) v jemnopiesčitom vápenci cenomanu (určil E. Köhler). Valún v zlepcoch koňaku kysuckej série. Lok. Zástranie-ihriško-c. Č. v. 7774. Zväčš. 14×.

Obr. 2 Ustrice s bunečnatou štruktúrou schránky v jemnopiesčitom vápenci s orbitolínami a serpulidmi. Pravdepodobne cenoman. Valún zo zlepcov senónu kysuckej jednotky. Lok. Branč-t. Č. v. 9185. Zväčš. 11×.

Tabuľka XX

Obr. 1 *Pithonella ovalis* (Kaufmann) v bloku biohermného vápenca santónsko-kampánskeho veku. Vrchnosenónske zlepenca klapskej jednotky. Lok. Vrtižer-III. Č. v. 7173. Zväčš. 136×.

Obr. 2 Miliolidná mikrofácia vo vápenci cenomanu s *Rhapydionina dubia* a *Orbitolina conica* (mimo obrázku). Valún zo zlepenca senónu kysuckej jednotky. Lok. Divinka-vrchol-q. Č. v. 7477. Zväčš. 30×.

Obr. 3 Rúrky serpulidných červov prisadnuté na orbitolíne v pieskovi albu. Valún zo zlepcov cenomanu manínskej jednotky. Lok. Praznov-IV. Č. v. 10441. Zväčš. 48×.

Tabuľka XXI

Obr. 1 Sesilné foraminifery (zrovňaj O. Samuel et al. 1972, tab. CXI sub „pseudoostrakódy“) vo vápenci s *Palorbitolina lenticularis*, spodný apt. Valún zlepenca senónu klapskej jednotky. Lok. Ďurčovia-c. Č. v. 9070. Zväčš. 43×.

Obr. 2 To isté. Lok. Považský hrad-c. Č. v. 9005. Zväčš. 43×.

Obr. 3 *Pseudocyclammia lituus* Yokoyama vo vápenci barému—aptu. Valún zo zlepcov cenomanu klapskej jednotky. Lok. Považská Bystrica-zvážnica-g. Č. v. 10028. Zväčš. 30×.

Obr. 4 *Ovalveolina* cf. *reicheli* De Castro s *Orbitolinopsis silvestri* a *O. buccifer*, barém. Valún zo zlepcov cenomanu klapskej jednotky. Lok. Považský hrad-x. Č. v. 9416. Zväčš. 43×.

Tabuľka XXII

Obr. 1 Úplná kalcifikácia (dedolomitizácia) dolomitového valúnika. Jeho obrisy je vidieť len vďaka bituminóznej pigmentácii; rozhranie sa nachádza uprostred zrn kalcitu. Valún zlepenca strednej kriedy v zlepcoch koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zádubnie. Zväčš. 43×.

Obr. 2 Dedolomitizovaný valúnik, v ktorom bol dolomit nahradený radiálnym agregátom kalcitu. Valún

zlepence strednej kriedy v zlepencoch koňaku kysuckej jednotky. Lok. Horný Vadičov-a. Č. v. 10016. Zväčš. 48×.

Tabuľka XXIII

Obr. 1 Zvyšky mikritických kontúr úplne dedolomitizovaných (kalcitizovaných) valúnikov dolomitu. Valún drobnozrného zlepence strednej kriedy zo zlepencov santónu klapskej jednotky. Lok. Teplička n/V-a. Č. v. 8550. Zväčš. 43×.

Obr. 2 Dutina po vylúhovanom valúne (pravdepodobne dolomitovom) vystlaná iniciálnym kalcitovým tmelom a potom vyplnená sedimentom — základnou hmotou. Valún zlepence strednej kriedy zo zlepencov senónu manínskej jednotky. Č. v. 7071. Zväčš. 13×.

Tabuľka XXIV

Obr. 1 Valún jaskynného sintru, vytvoreného na vynorenej pieninskej kordilére, začiatkom strednej kriedy. Valún zo zlepencov cenomanu—koňaku klapskej jednotky. Oravský Podzámok-III, Č. v. 8711. Zväčš. 20×.

Obr. 2 Autigénne dorastanie dolomitu na klastické dolomitové zrná (na jadro z triasového dolomitu syntaxiálne dorástla dolomitová obruba v strednej kriede). Karbonátový pieskovec strednej kriedy. Valún zo zlepencov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Divinka-vrchol-k. Č. v. 7471. Zväčš. 136×.

Obr. 3 Obruby na dvoch valúnikoch dolomitu. Tieto kalcitové kôrky sa utvorili ešte pred konečným uložením valúnov. Ich kontúry sú miestami viditeľné len vďaka prachovým inklúziám na niekdajšom povrchu, keďže zrná z kôrky rástli ďalej pri vytváraní tmelu. Valún zlepence albu—sp. cenomanu zo zlepencov cenomanu—turónu. Lok. Krivá-báza-a. Č. v. 8577. Zväčš. 43×.

Tabuľka XXV

Obr. 1 Úlomok rostra belemnita navŕtavaný litofágmi a úlomky hruboschránkových lastúrníkov v medzernej hmote (matrix) zlepence cenomanu klapskej jednotky. Sedliacka Dubová-II-c. Č. v. 8289. Zväčš. 14×.

Obr. 2 Rúrka serpulidného červa v medzernej hmote (matrix) zlepence senónu klapskej jednotky. Lok. Vrtižer-I. Č. v. 7075. Zväčš. 23×.

Obr. 3 Rudistovo-koralový vápenec s vtrúsenými valúnni (môže sa považovať za matrix zlepence). Senón klapskej jednotky. Lok. Zemianska Dedina-g. Č. v. 9596. Zväčš. 4×.

Tabuľka XXVI

Obr. 1 Valún navŕtavaný vŕtavými lastúrníkmi v litorálnom morskom prostredí (ide o valún kalového plytkovodného titónskeho vápenca s *Clypeina jurassica*) zo zlepencov kriedy klapskej jednotky. Lok. Podvázie-II-g. Nábrus, prirodzená veľkosť.

Obr. 2 Valún navŕtavaný lastúrníkmi zo zlepencov albu—cenomanu klapskej jednotky. Lok. Nosice-III-k. Prirodzená veľkosť.

Obr. 3 Okolo valúníkov karbonátového zlepence vidno cyanofytové povlaky (iniciálne onkolity), dokazujúce vznik zlepence v plytkovodnom prostredí. Stredná krieda. Valún zo zlepencov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie-II-II-d. Nábrus, prirodzená veľkosť.

Tabuľka XXVII

Obr. 1 Valún strednokriedového zlepence zo zlepencov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Zástranie-I-w. Prirodzená veľkosť.

Obr. 2 Stopy vtláčania susedných valúnov vytvárajúce jamky na povrchu valúna („pitted pebble“). Vtláčanie bolo spojené s rozpúšťaním. Valún zo zlepencov koňaku kysuckej jednotky. Lok. Kotrčina Lúčka. Prirodzená veľkosť.

Obr. 3 Tlaková deformácia valúna („shattered pebble“). Valún zo zlepencov kriedy klapskej jednotky. Lok. Podvázie-I-j. Prirodzená veľkosť.

Tabuľka XXVIII

Drobnozrný zlepenec koňaku klapskej jednotky. Lok. Považský Chlmec-lom. Vysvetlivky: D — dolomit, V — vápenec, DV — dolomitický vápenec, KV — kremitý vápenec, KP — kremenný porfýr, BE — bázičné efuzívum, Fz — felzit, G — granitoid, Dr — droba, Ps — pieskovec, ChF — chloritický fylit, pz — paleozoikum, t — trias, j — jura, k₁ — spodná krieda. Č. v. 2848/72. Zväčš. 9×.

Tab. I—XXVIII foto L. Osvald

Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manín—Einheit

3 Abb. im Text, 108 Photographien (Taf. I—XXVIII)

Die Pieniny-Klippenzone besitzt eine Schlüsselstellung bei tektonischen Synthesen über den Bau der Karpaten. Bei paläogeographischen Rekonstruktionen der Klippenzone spielt die Pieniny-Kordillere — ein exotischer Rücken, eine bedeutende Rolle. Sein Material bildete bereits das Studienobjekt zahlreicher Autoren (siehe slowakischen Text) und gegenwärtig kann er als einer der am besten erforschten exotischen Rücken überhaupt angesehen werden.

Konglomerate mit exotischem Material treten inmitten der Flysch-Komplexe des Albs bis Maastrichts in der Kysuca-, Klape- und Manín-Einheit auf. Wir studierten sie im ganzen von 60 Lokalitäten, (siehe Verzeichnis, S. 11, Abb. 1—3). Sedimentologische und stratigraphische Angaben über diese Konglomerate befinden sich hauptsächlich in den Arbeiten O. Samuel—K. Borza—E. Köhler (1972), R. Marschalko (1979), R. Marschalko—O. Samuel (1975, 1977).

In Dünnschliffen haben wir über 800 Gerölle untersucht (Strukturen, Frequenz mikrofazieller Elemente, diagenetische Umbildungen); aus 80, bei dem Dünnschliffstudium ausgewählten Proben, haben wir versucht Conodonten und Holothurien-Sklerite zu extrahieren (60% davon ergaben positive Resultate); aus 12 Geröllen unterkretazischer Kalke, die in den Dünnschliffen Körner von Spinellen, Glaukophan und Chloritoiden enthielten, extrahierten und bewerteten wir Schwermineral-Assoziationen. Für die Hilfe bei der Auswertung des paläontologischen Materials danken wir Prof. Dr. I. Gušić (Zagreb), Doz. Dr. E. Morycowa (Krakow), Prof. Dr. P. De Castro (Napoli), RNDr. M. Siblík, CSc. und RNDr. B. Záruba, CSc. (Praha), RNDr. E. Köhler, CSc., RNDr. J. Michalík, CSc. und RNDr. J. Pevný, CSc. (Bratislava).

Identifizierte stratigraphische Horizonte und Fazies

Paläozoikum — weisse und graue kristallische Kalke manchmal mit metamorpher Lamination (Taf. I, Fig. 1—3); Gerölle dieser Gesteine treten sehr selten auf. Wegen des völligen Fehlens von Spuren einer Metamorphose in mesozoischen Kalken in den Klippen sowie dem Geröllmaterial, reihen wir sie zu dem Paläozoikum, in ähnlicher Weise auch Metagrauwacken, Phyllite, dunkle oligomikte Konglomerate mit kieseligem Zement und ein stratigraphisch als Namur A erwiesenes (V. Havlena 1958) Kohle-Geröll.

Trias. Seis — Quarzite und blassrosa Sandsteine. Campil — schwachmergelige Kalke mit *Meandrospira pusilla* (Ho), Anis — Gutensteiner und Steinalkalke mit *Meandrospira dinarica* Kochanski—Dévidé et Pantić. Ladin—Cordevol — Wettersteinkalke mit Foraminiferen und *Diplopora annulata* (Schafth.). Ladin—Jul — Reiflinger Kalke mit Conodonten und Holothurien-Spicula. Karn — Hauptdolomit mit *Poikiloporella duplicata* (Pia), bräunliche schwachdolomitische Kalke mit *Involutina gaschei praegaschei* Koehn-Zaninetti et Brönnimann. Karn und Nor — graue Knollen-, oft Hornsteinkalke mit Conodonten und Holothurien, Nor — roter Hallstätter Knollenkalk mit *Osteocrinus* und Holothurien, schwachdolomitische, Dachsteinkalken äquivalente Foraminiferenkalke. Rät — Lumachellenkalk mit *Rhaetina cf. gregaria* (Süss) und *Austrirhynchia cornigera* (Schafth), Korallenkalke, schwachdolomitische Kalke mit *Triasina hantkeni* Majzon. Rät—Hettang — kleinlumachellige und oolithische Kalke, sandiger Kalk mit Chamosit-Ooiden. Detailliertere Resultate und Conodontenassoziationen befinden sich in der Arbeit M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora (1977).

Lias. Rosa Crinoidenkalke mit *Involutina liassica* (Jones), rosa schwach crinoidenhaltiger Kalk mit *Amaltheus margaritatus* (de Montfort) — Taf. II, Fig. 2, *Cuneirhynchia persinuata* (Rau), *Globochaete hronica* Borza (Taf. II, Fig. 1) usw.

Lias—Doger. Rosa Crinoidenkalk, graue kieselige Kalk und Spongiolithe, Fleckenmergel, rote Knollenkalk, grauer hydrothermal silifizierter Kalk (Taf. II, Fig. 3).

Pelagische Fazies des Dogger—Malm. Kalke mit Rhaxen- und Radiolarien-Mikrofazies (Taf. III, Fig. 1), bunte Radiolarite und Hornsteine, Kalke mit „Protoglobigerinen“. Oxford—unteres Tithon — Kalke mit *Cadosina parvula* Nagy, *C. fibrata* Nagy, *C. malmica* (Borza) mit Fasern-Radiolarien-Globochaeten-Mikrofazies. Kimmeridge—unteres Tithon — Schlammkalk mit *Saccocoma* (Taf. IV, Fig. 1—2). Unteres—mittleres Tithon — Kalke mit *Chitinoidella*. Oberes Tithon—Berrias — Kalke mit *Crassicolaria intermedia* (Durand Delga), *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpatica* (Murgeanu et Filipescu).

Flachseefazies des Malm. Oxford—Kimmeridge — Kalke mit *Cladocoropsis mirabilis* Felix (Taf. IV, Fig. 3 — Frequenz der mikrofaziellen Elemente und vergleichende stratigraphische Werte siehe im slowakischen Text), Kalke mit *Protopenneropsis striata* Weynschenk (Taf. V, Fig. 1—3), *Conicospirillina basiliensis* Mohler (Taf. V, Fig. 5, 7), Korallenkalk mit *Calamophylliopsis cf. stokesi* (Milne Edwards et Haime) (Taf. VII, Fig. 1, 2). Kimmeridge—Tithon — mikroonkolithischer Kalk mit *Saccocoma*, *Globochaete*, *Cadosina*, Kalk mit *Tubiphytes obscurus* Maslov (Taf. VII, Fig. 4) und *Mercierella (?) dacica* Dragastan (Taf. V, Fig. 8; Taf. VI, Fig. 1) mit vereinzelt *Crassicolaria* und *Cadosina parvula* Nagy, Kalke mit *Teutloporella obsoleta* Carozzi und *Neoteutloporella socialis* (Praturlon). Tithon — Kalke mit *Clypeina jurassica* Favre, *Campbelliella striata* (Carozzi) (Taf. V, Fig. 9). Malm—tieferes Neokom — Kalke mit *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Marinella lugeoni* Pfender, „*Cayeuxia*“ *anae* Dragastan (Taf. VII, Fig. 3) usw.

Pelagische Fazies der unteren Kreide. Neokom — graue mergelige Kalke mit *Nannoconus*, Valendis—Hauterive-Kalke mit *Calpionellopsis* sp. und *Cadosina* ssp. Höheres Neokom — pelagischer Kalk mit Einschaltungen von Turbiditen mit *Tubiphytes*, *Globochaete tatica* Radwański (Taf. VIII, Fig. 4), *Cadosina heliosphaera* Vogler. Oberes Hauterive — grauer mergeliger Kalk mit *Pseudothurmannia amplicostata* (d'Orb.). Barrême—Apt — Schwammkalk mit *Cadosina* und Körnern von Spinellen.

Flachseefazies der unteren Kreide. Barrême — hellgrauer organogendetritischer Kalk mit Onkoiden, *Orbitolinopsis buccifer* Arnaud-Vanneau et Thieuloy, *O. sp.* (Taf. VIII, Fig. 9), *Paracoskinolina sunnilandensis* (Maync) und *Ovalveolina cf. reicheli* De Castro (Taf. XXI, Fig. 4), Kalk mit *Orbitolinopsis flandrini* Moullade, *O. kiliani* Silvestri.

Oberstes Barrême—Apt. Sehr häufige Gerölle von Kalken zumeist des Urgon-Typs. Ausgegliedert wurde eine Assoziation mit Orbitolinen, bei einem Fehlen von Orbitolinen Assoziationen mit Rudisten, Milioliden, korallinen Algen — hauptsächlich *Archaeolithothamnium amphiroaeforme* (Rothpletz) (Taf. X, Fig. 1), Korallen *Microsolena distefanoi* (Prever), Echinodermengliedern und Muscheln, mit *Pieninia oblonga* Borza et Mišik, mit „*Pseudocodium*“ *convolvens* Praturlon (Taf. XIV, Fig. 2). In den Orbitolinenkalken (siehe Frequenz der mikrofaziellen Elemente aus 83 Geröllen im slowakischen Text) ist die häufigste *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) (Taf. IX, fig. 1), selten *Mesorbitolina texana* (Roemer), weiter *Sabaudia minuta* (Hofker) (Taf. IX, Fig. 3), *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama) (Taf. XXI, Fig. 3), *Lithocodium aggregatum* Elliott (Taf. XI, Fig. 1), *L. morikawai* Endo (Taf. XI, Fig. 2), *Koskinobullina socialis* Cherchi et Schroeder (Taf. XIV, Fig. 1), *Cylindroporella sugdeni* Elliott (Taf. XIII, Fig. 8, 9), *Munieria grabasti* Bystrický (Taf. XIII, fig. 5—7), *Cadosina fusca cieszynica* Nowak, *C. semiradiata olzae* Nowak, *Ethelia alba* (Pfender) usw. Vertreten sind folgende Sedimentationsräume: Milioliden-Mikrofazies der Lagunen („back-reef“), Fazies des Riffkerns mit Korallen, *Bacinella*, *Lithocodium* usw., Säume flacher Elevationen (hauptsächlich Orbitolinen und Rudisten), oberes Zirkalitoral mit dominierenden Echinodermengliedern, Muscheln und korallinen Algen und die bereits erwähnte Beckenfazies mit Nadeln von Kieselchwämmen und *Cadosina*. Von dem terrigenen Gemengteil sind Körner von Spinellen auffallend häufig, weniger Glaukophan und Chloritoid, winzige Bruchstücke (bis 3 mm) von Serpentin, sauren und basischen Vulkaniten, Calpionellenkalken, Dolomiten, Spongiolithen, woraus auf die Anfänge der Hebung der pieninischen Kordillere geschlossen werden kann.

Malm—Apt. In diese breitere Spanne haben wir seltene oolithische Kalke mit *Actinostromaria*, Onkoiden, Serpulen und Biolithite mit *Bacinella irregularis* Radoičić (Taf. XV, Fig. 2, 3) gereiht.

In den Flachseekalken des Malm und auch der unteren Kreide ist in bedeutendem Ausmass eine Verkieselung vertreten. Eine partielle Silifikation betrifft bis eine Hälfte der Proben malmischer Kalke, ein Zehntel der Orbitolinenkalke, jedoch ganze 43 % der Proben der etwas tiefer gelegenen Echinodermen-Muscheln-Assoziation. Aus 34 untersuchten Proben wurde folgende Sukzession der Neigung zu einer Verkieselung zusammengestellt (in dem Zähler steht die Anzahl der positiven Fälle, im Nenner die Anzahl der negativen Fälle — also das Nicht-Erfassen in der Assoziation mit anderen organischen Resten): Muscheln — 28/0, Brachiopoden — 3/2, Korallen — 4/4, Echinodermenglieder — 13/16, Bryozoen — 3/5, Orbitolinen — 1/5, kleine Foraminiferen — 3/18, *Tubiphytes* — 0/6, koralline Algen — 0/8. Die Silifikation der organischen Reste wird immer durch Quarzin bewirkt; sie vollzog sich sichtlich erst nach der Lithifikation des Gesteins. Lediglich Nadeln von Kieselschwämmen werden von faserigem Chalzedon gebildet, dies weist wahrscheinlich auf eine Hypersalinität der Porenwässer während der frühesten Diagenese (R. Folk—A. Siedlecka 1974).

In den Kalken des Barrême—Apt und in mittelkretazischen sandigen Kalken sind authigene idiomorphe, 0,4—0,5 mm grosse, dicke säulige Quarze mit zonal angeordneten Einschlüssen häufig. Im ganzen ist die Frequenz von authigenen Quarzen und authigenen Plagioklasen in den untersuchten Geröllen der Klippenzone bedeutend geringer als in analogen Gesteinen aus Aufschlüssen und aus Geröllen albscher Konglomerate der zentralen Karpaten (M. Mišić 1963; M. Mišić et al. 1980). Dies, gemeinsam mit der metamorphen Betroffenheit der Conodonten aus Geröllen albscher Konglomerate der Hülleneinheiten (R. Mock in M. Mišić et al. 1980) zeugt erneut auf eine alpidische Anchimetamorphose in den zentralen Karpaten und für ihr Fehlen in der Pieninischen Klippenzone.

Mittlere Kreide. Unteres Alb — pelagische Kalke mit *Hedbergella*, *Rotalipora roberti* (Gandolfi) (Taf. VIII, Fig. 6) und *Colomiella recta* Bonet (Taf. VIII, Fig. 7, 8). Alb — sandige Kalke mit *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Hedbergella* und *Pieninia oblonga* Borza et Mišić, mergeliger Kalk mit *Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann). Cenoman — sandige Kalke mit *Orbitolina concava concava* (Lamarck), Kalke mit *O. conica* (d'Archiac) und *Rhapydionina dubia* De Castro, sandige Kalke mit Austern und Serpulen. Oberes Cenoman—Turon — kalkige Sandsteine mit „Exogyren“ *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck).

Sedimente aus dem Saum der Kordillere (exotischen Rückens)

Die Randsedimente der Kordillere (marginale Fazies) wurden gemeinsam mit der Kordillere selbst während der weiteren Entwicklung destruiert, bzw. verschluckt — bis auf eine, in kleinen Aufschlüssen auftretende Ausnahme — Orlové-Sandsteine des oberen Cenoman—Turon mit Bänken von *Rhynchostreon suborbiculatum* (Synonym *Exogyra columba*) und Wohnröhren von Krabben — *Ophiomorpha*. Proben der Randsedimente der Kordillere sichtlich mittelkretazischen, seltener auch oberkretazischen Alters finden wir jedoch als Redeposite — Gerölle feinkörniger Konglomerate in den untersuchten Tiefseekonglomeraten der Flysch-Sequenzen, die wir als Sedimente des Kontinentalhanges ansehen.

Hierher gehören Gerölle brackischer Kalke mit *Characeae*, inbegriffen *Clavator* sp. (Taf. XVI, Fig. 1, 2; Taf. XVII, Fig. 1, 2) und Kalke mit Süswasseralgeln. Ein vereinzelt Geröll von Kalksinter — Speläothemen (Taf. XXIV, Fig. 1), über 3 cm gross, ist der einzige Beleg einer Karstbildung auf der Pieniny-Kordillere. Die Gerölle feinkörniger, zumeist oligomikter Konglomerate werden vorwiegend von Karbonatgesteinen des Mesozoikums gebildet; sie enthalten Bruchstücke von Orbitolinen und Rudisten. Analog sind kalkige Sande mit Bruchstücken von Orbitolinen, Muscheln, *Ethelia alba*, Rhaxen usw. Das Flachwasser-Milieu der Entstehung dieser Konglomerat-Resedimente beweisen auch Blaualgen-Säume an einigen Geröllchen (Taf. XXVI, Fig. 3). Es wurden kleine Gerölle der mittleren Trias, des Rät, Malm, Tithon, Barrême—Apt und des Alb identifiziert. Nichtabgerollte Feldspäte aus Effusiva und Körner mit der Gestalt von β -Quarz weisen auf eine wahrscheinliche Zerschwemmung mittelkretazischer Pyroklastite hin. Eine interessante Erscheinung ist die Dedolomitisierung von Dolomit-Klasten unter dem Einfluss des Meereswassers auf die Küstenterrasse (W. S. Al-Hashimi 1976) und unter dem Einfluss von Sulfat-Grundwässern der aufgetauchten Kordillere. Ausser einer Verdrängung des Dolomitsubstrats durch Kalzit kam es auch zu einer Auslaugung und Ausfüllung von Hohlräumen nach Geröllen durch ein sekundäres Kalzitmosaik (Taf. XXII—XXIII). Vereinzelt kam

Tabelle 2. Rekonstruktion der Zusammensetzung der Pieniny-Kordillere aus Geröllen — Komplexe des Juras und der Kreide
(Anmerkung: Tabelle der Komplexe der Trias siehe in der Arbeit M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora 1977)

	Flachseefazies		Pelagische Fazies
	Kalk mit <i>Orbitolina conica</i> , <i>Rhapydionina dubia</i> und Milioliden	kleinkörnige Konglomerate und karbonatische Sandsteine, Sandsteine mit <i>Rhynchostreon suborbiculatum</i>	
Cenoman	sandiger Kalk mit <i>Orbitolina concava concava</i>		Bruchstücke von Mergeln mit <i>Rotalipora cushmani</i>
Alb	sandiger Kalk mit <i>Pithonella ovalis</i>	brackische und Süßwasserkalke mit Characeen; Kalksinter	mergeliger Kalk mit <i>Stomiosphaera sphaerica</i> mergelige Kalke mit <i>Colomiella recta</i> und <i>Rotalipora ticinensis</i>
oberes Apt	Kalk mit <i>Mesorbitolina texana</i> und <i>Orbitolinopsis kiliani</i>		
unteres Apt	Urgonkalke mit <i>Palorbitolina lenticularis</i> , Rudisten, Korallen, Milioliden, <i>Pieninia oblonga</i> , <i>Sabaudia minuta</i> , „ <i>Pseudocodium</i> “ convolvens, korallinen Algen, <i>Cylindroporella sugdeni</i> usw.		
Barrême	bräunliche Kalke mit <i>Orbitolinopsis flandrini</i> , <i>O. buccifer</i> , <i>Paracoskinolina sunnilandensis</i>		Schwammkalke mit Cadosinen und Spinellkörnern

Tab. 2 — Fortsetzung

Flachseefazies			pelagische Fazies	
oberes Hauterive	?		Schwamm-Radiolarien-Kalk mit turbiditer Einlage mit <i>Tubiphytes</i> mergeliger Kalk mit <i>Pseudothurmannia angulicostata</i>	
unteres Hauterive		oolithische und onkolithische Kalke, Kalke mit <i>Bacinella irregularis</i>	graue Kalke mit <i>Nannoconus</i> Kalke mit <i>Tintinnopsella carpatica</i> und <i>Cadosina heliosphaera</i> Kalke mit <i>Calpionella elliptica</i>	
Valendis Berrias	Kalke mit <i>Tubiphytes</i> und vereinzelt <i>Crassicolaria</i>			
	Kalke mit <i>Campbelliella striata</i>		Kalke mit <i>Calpionella alpina</i>	
oberes Tithon	Kalk mit <i>Tubiphytes</i> und vereinzelt „ <i>Cayeuxia</i> “ <i>anae</i>		Kalke mit <i>Crassicolaria</i>	
unteres Tithon	Kalke mit <i>Clypeina jurassica</i>			
Kimmeridge	mikroonkolithische Kalke mit <i>Saccocoma</i>	Korallenkalke mit <i>Calamophylloipsis</i> cf. <i>stokesi</i>	Kalke mit <i>Chitinoidella</i>	Kalke mit <i>Cadosina</i> , mit Radiolarien-Schwamm-Fasern-Globochaeten-Mikrofazies
	Kalke mit <i>Cladocoropsis mirabilis</i>	Kalke mit <i>Teutloporella obsoleta</i> und <i>Neoteutloporella socialis</i>	Kalk (Biomikrit) mit <i>Saccocoma</i>	
Oxford	Kalke mit <i>Protopeneroplis striata</i> , <i>Conicospirillina basilienensis</i> , <i>Tubiphytes obscurus</i>		Kalk mit Protoglobigerinen-Mikrofazies bräunliche Kalke mit Rhaxen-Radiolarien-Mikrofazies	
Dogger	schwachrosa Crinoidenkalke und kleinlumachellige, schwach-sandige Kalke; roter oolithischer Kalk		graue kieselige Schwammkalke (vereinzelt typischer Fleckenmergel); Spongiolithe, Kalke mit schwarzen Hornsteinen	
Domer	rosa schwach-crinoidenhaltiger Kalk mit <i>Amaltheus margaritatus</i>		grauer hydrothermal umgebildeter Kalk (?), rote Knollenkalke (Adnetkalke)	
Lias	rosa Kalk mit <i>Involutina liassica</i>			

auch eine entgegengesetzte Tendenz vor — mittelkretazisches syntaxiales Anwachsen von Dolomit auf einen klastischen Kern von triassischem Dolomit (Taf. XVII, Fig. 7; Taf. XXIV, Fig. 2). An den Ufern der Kordillere bildeten sich im Santon—Campan auch Korallen-Rudisten-Biohermenkalke mit eingelagerten Geröllen, die wir in der Form von Blöcken — Olistolithen in den untersuchten Tiefseekonglomeraten vorfinden. Vor dem fluxoturbiditen Transport konnten sich die Gerölle der Flysch-Konglomerate eine Zeitlang in dem Litoralbereich befinden, dies bezeugen im ganzen seltene Spuren ihrer Anbohrung durch Lithophagen (Taf. XXVI, Fig. 1).

Diagenetische Veränderungen an den Geröllen

Das gegenseitige Eindrücken von Geröllen ineinander („pitted pebbles“) kommt in geringerem Masse vor (Taf. XXVII, Fig. 1); sie entstanden kurz nach der Ablagerung, vor der Bildung des Kalzit-Zements. Tektonische Einwirkungen äussern sich durch das häufige Zerbersten von Geröllen, vor allem rigiderer Gesteine (Dolomite, Radiolarite); vereinzelt kamen auch von W. F. Tanner (1976) beschriebene sog. „shattered pebbles“ (Taf. XXVII, Fig. 3) vor. Das Zerbersten wird durch die Bildung von „postkonglomeratischen Adern“ in den Kalkgeröllen begleitet, die von den noch in dem Mutterkomplex der Kalke entstandenen „präkonglomeratischen Adern“ unterschieden werden können.

Faktoren, von denen die tatsächlichen Proportionen der Vertretung der Gesteine in dem Abtragungsgebiet verzeichnet werden

Die Polymiktheit der untersuchten Konglomerate weist darauf hin, dass nur mit einem Verlust der weichen, schwach verfestigten Gesteine — toniger und mergeliger, gerechnet werden muss. Ausser seltenen Bruchstücken von Mergeln mit pelagischen Foraminiferen der Kreide können sie aus der Verschwemmung von cenomanischen Globotruncanen in das Senon, aus redeponierten Sporomorphen der Trias, des Jura und Apt (O. Čorná 1973) deduziert werden. Die Redeposition von Geröllen aus älteren Konglomeraten in jüngere war von verhältnismässig geringem Ausmass, worauf indirekt aus dem geringen Prozentsatz von Konglomeraten und Sandsteinen von dem Rand der Kordillere geschlossen werden kann. Bei einem Vergleich der Zusammensetzung der Fraktion 2—10 mm (Taf. XXVIII), mit der Fraktion über 30 mm (Tabelle 1 auf S. 61) zeigte es sich, dass die Mikrokonglomerate bis zu dreifach durch Dolomite, Silizite und Phyllite, also Gesteine die mechanisch leicht zerbröckeln, angereichert sind.

Frage des jurassisch-kretazischen Vulkanismus und Plutonismus in dem Raum der Pieniny-Kordillere

Vulkanische Gesteine sind in den studierten Konglomeraten stark vertreten, vereinzelt bilden sie bis ein Drittel der Gerölle. Zum Unterschied von älteren Ansichten über ihr permisches Alter zeigten alle radiometrischen Analysen von A. Rybár—J. Kantor (1978) ihr oberjurassisch-unterkretazisches Alter: fünf Proben von Paläorhyolithen ergaben 115,6—138,5 Mill. Jahre, drei Proben von Ignimbriten 121,2—130,0 Mill. Jahre, sieben Proben basischer Vulkanite lagen in einer Spanne von 124,5—178,9 Mill. Jahren. Ebenso ergaben vier Proben von Granitoiden 116,9—136,6 Mill. Jahre in Übereinstimmung mit einzelnen Analysen von V. G. Černov (1973) und L. Kamenický et al. (1973). M. Šimová (in Druck) führt im ganzen greisenisierte Granite, Granit- und Quarzporphyre, oft turmalinisiert wohl durch die Kontakte des Granits ähnlich wie turmalinisierte Pelite, Sandsteine und Konglomerat-Gerölle, Andalusit-Quarz-Hornsteine, weiter Rhyolithe, Rhyodazite, Ignimbrite, Melaphyre mit Hyaloklastiten und Tuffiten, Diabase, vereinzelt Andesite, Dazite, Trachyte und Teschenit-ähnliche Gesteine an.

Im Widerspruch zu dem vorausgesetzten jurassisch-kretazischen Vulkanismus der Pieniny-Kordillere steht das Fehlen von mesozoischen Vulkaniten in den Sequenzen der Klippenzone (in dem tschechoslowakischen Abschnitt sind nur ganz geringe Durchdringungsschlote von stark basischen Effusivgesteinen kretazischen Alters bekannt), aber auch das Fehlen einer pyroklastischen Komponente in den Kalkgeröllen des Jura und der unteren Kreide. An einem einzigen Geröll des Lias—Dogger haben wir eine wahrscheinlich durch den Kontakt mit einem malmisch-kretazischen Effusivgestein entstandene

hydrothermale Silifikation festgestellt und einige Gesteinsproben des Barrême—Apt enthielten womöglich aus zerschwemmten Pyroklastiten stammende Körner von Feldspäten und β -Quarz. In den Redepositen der mittelkretazischen Sandsteine ist der Gemengeteil von Material aus zerschwemmten Tuffen bereits deutlich sichtbar.

Der oberjurassisch-kretazische Vulkanismus könnte womöglich einen Vulkanismus des kontinentalen Randes darstellen, der durch das Schmelzen einer subduzierten Mikroplatte mit ozeanischer Kruste entstanden ist. Er kann jedoch nicht zu den Vulkaniten von Inselbögen gerechnet werden, da in solchen keine Ignimbrite und Vulkanite mit Biotit vorkommen.

Ultrasbite und Hochdruck-Metamorphite interpretiert aus akzessorischen Mineralen von Kalkgeröllen

Akzessorischen Chromit aus cenomanischen Sandsteinen registrierte bereits R. Oberhauser (1968) und nahm das Eindringen von Ultrasbiten in den Raum der Pieniny-Kordillere im Cenoman an. Aus einem eingehenden Studium (M. Mišík—J. Jablonský—P. Fejdi—M. Sýkora 1980) resultierte, dass es sich um Chromspinelle und eisenhaltige Spinelle handelt. Spinelle führende Ultrasbite gelangten bereits im Apt in die Erosionssphäre; in einigen Geröllen von Orbitolinenkalken bilden Spinelle bis eine Hälfte der schweren Fraktion (Taf. XII, Fig. 1; Taf. XIII, Fig. 3). Begleitet werden sie von winzigen Serpentin-Bruchstücken (Taf. XIII, Fig. 2), die manchmal plastisch deformiert sind (Taf. XII, Fig. 2; Taf. XIII, Fig. 1). Ein Vergleich mit sedimentären Komplexen verschiedener tektonischer Einheiten der Alpen zeigte, dass so wie in den Alpen auch in den Westkarpaten Spinelle in den äusseren Zonen fehlen und in den inneren Zonen, beginnend vom Apt, häufig sind (M. Mišík et al. 1980).

Ausser Geröllen von Glaukophaniten, die bereits in Konglomeraten des Alb bekannt waren, haben wir klastischen Glaukophan in mehreren Geröllen des Barrême—Apt festgestellt (Taf. XIII, Fig. 4). Nach A. Rybár—J. Kantor (1978) zeigten die Glaukophanite 138 und 140 Mill. Jahre, also ein oberjurassisches Alter. M. Šimová—E. Šamajová (1981) beschreiben eklogitisierten und später glaukophanisiereten Gabbrodiorit-Porphyr mit einer Glaukophan-Lawsonit-Assoziation. Da wir in der Klippenzone keine metamorphisierten mesozoischen Sedimente antreffen, nehmen wir an, dass von der Glaukophanisierung tiefere Horizonte der Kruste, also ältere Komplexe erfasst wurden. Durch die Glaukophanisierung konnten auch Tiefen- und Gangeruptiva mesozoischen Alters betroffen werden, doch gehören die glaukophanisierten Ergussgesteine unserer Meinung nach zu irgendeinem älteren magmatischen Zyklus.

Erwähnenswert ist auch das Vorhandensein von akzessorischem Chloritoid in Kalkgeröllen des Barrême—Apt (M. Mišík 1978a), da in den Konglomeraten der Klippenzone bisher keine Gerölle von Chloritoid-Schiefeln gefunden worden sind.

Entwicklung der Pieniny-Kordillere

Die maximale Konzentration von Konglomeraten und die maximalen Grössen der Gerölle kommen in der Klape-Einheit vor (im Alb, Cenoman und Senon); Konglomerate sind auch in der Kysuca-Pieniny-Einheit im Senon (vor allem im Coniac) und in der Manín-Einheit im Alb—Cenoman, selten im Senon, zugegen. Da sie in den benachbarten Zonen fehlen (in der Czorsztyń-Zone völlig, in der Tatriden sind Vorkommen von Konglomeraten vereinzelt und viel kleinkörniger), weisen diese Tatsachen auf eine Herkunft ausschliesslich aus dem Inneren eines Beckens, aus der Pieniny-Kordillere. Dasselbe bestätigt auch eine bedeutende Anzahl von Gesteinen-Mikrofazies, die nirgends in den Westkarpaten aus Aufschlüssen bekannt, und daher exotisch sind.

Für die kretazischen Konglomerate der Klippenzone ist eine bunte Zusammensetzung des Materials und seine gründliche „Durchmischung“ in der ganzen Länge der Kordillere typisch. An allen Lokalitäten kommen fast alle Haupt-Gesteinstypen vor. Diese Buntheit und Durchmischung kann zum Teil durch den Schuppenbau der Kordillere (M. Mišík 1978a) und ihre bedeutende Breite erklärt werden; den Hauptanteil bilden nämlich fluviatile Denudationsschotter aus ausgedehnten Sammelgebieten und nur in geringerem Masse handelt es sich um Schotter aus der direkten Abrasion der Küste. J. Lőcsei (1974, S. 47) schreibt eine ähnliche „Homogenisation“ des Materials in mittelkretazischen Konglomeraten der Ostalpen der Tätigkeit von longitudinalen Strömungen zu, dies ist jedoch nicht beweisbar.

Lediglich im Alb—Cenoman haben wir einige Unterschiede zwischen den Konglomeratzonen der Manín- und der Klape-Einheit registriert; diese Unterschiede können entweder mit der Existenz zweier paralleler Kordilleren oder durch Unterschiede in der Zusammensetzung der beiden Seiten der Kordillere (des NW- und des SO-Randes) erklärt werden.

In dem Senon existierte ausser einer zusammenhängenden Kordillere des mittleren Váh-Gebietes bis in das nördliche Orava-Gebiet bis zu dem Pieniny-Gebirge eine weitere, verhältnismässig isolierte Elevation in dem Gebiet des Hügellandes Myjavská pahorkatina und eine unbedeutende embryonale Elevation in dem Bereich der Klippenzone der Ostslowakei (R. Marschalko—M. Mišík—L. Kamenický 1976, S. 94). Im Paläozän entstand eine markante neopieninische Kordillere in dem ostslowakischen Abschnitt der Klippenzone (l. c.), sowie in dem Bereich des mittleren Váh-Gebietes (Súfov—Žilina, O. Samuel et al. 1972) und in dem Bereich des Hügellandes Myjavská pahorkatina. An dem inneren Rand der Klippenzone bildete sich im Eozän in dem nördlichen Abschnitt des Orava-Gebietes noch eine weitere — Orava-Kordillere (D. Andrusov 1965; M. Mišík—O. Fejdiová—E. Köhler 1968). In dieser Arbeit befassen wir uns nur mit kretazischen Kordilleren der Klippenzone unter dem Sammelbegriff Pieniny-Kordillere.

Die Gesamtlänge der Pieniny-Kordillere betrug im Senon 200—300 km. Ihre Fortsetzung unter dem Neogen des Wiener Beckens kann nicht verfolgt werden; auf österreichischem Territorium sind in der Pieniny-Klippenzone kretazische Konglomerate nicht mehr vorhanden (S. Prey 1975, S. 64).

Als Fortsetzung der Pieniny-Kordillere pflegt der „Ultrapienidische Rücken“ angesehen zu werden (z. B. A. Tollmann 1972, der ihn nördlich der Briançon-Zone lokalisiert; R. Oberhauser 1968, plaziert ihn in den südlichen Teil der Briançon-Zone der Penniden). Die österreichischen Autoren leiten jedoch bei dem Studium der kretazischen Konglomerate aus dem Ultrapienidischen Rücken lediglich die Gerölle von Quarzporphyren und detritischen Chromit ab, die mit diesen gemeinsam auftretenden Gerölle karbonatischer Gesteine aber von dem Kalkalpin. Diese Karbonatgesteine sind noch nicht eingehender bearbeitet worden. J. Lócsei (1974) betrachtet als exotisch nur Vulkanite, Metamorphite und Granite. Dabei führt er an, dass nicht nur die Gerölle von „Exotika“, sondern auch die Gerölle von karbonatischen Gesteinen eine Verringerung der Grösse von Nord nach Süd zeigen (S. 44). Eine mesozoische Hülle fehlte seiner Meinung nach auf dem Ultrapienidischen Rücken primär oder sekundär, oder sie war der kalkvoralpinen so ähnlich, dass sie nicht zu unterscheiden ist. Er weist darauf hin, dass diese karbonatischen Gerölle aus südlichen Einheiten stammen sollten und, dass ihr Transport von Norden womöglich dadurch erklärt werden kann, dass sich die Stirnmassen der Nördlichen Kalkalpen bis auf den kristallinen Ultrapienidischen Rücken aufschoben, so dass von ihm aus karbonatische Gerölle gemeinsam mit Geröllen des Kristallins transportiert wurden. Es handelt sich dabei sichtlich um eine gewaltsame Erklärung, bei der sich eine Decke über eine Depression mit mariner Sedimentation entgegen des Gravitationsinnes auf eine Elevation schieben würde. Ähnlicherweise führt auch E. Erkan (1973, Tab. I) alle Transportrichtungen für nördlicher gelegene Vorkommen von Gosau-Konglomeraten aus dem Norden an, wobei er nur Quarzporphyre, Quarzite und Gangquarz als von dem Ultrapienidischen Rücken stammend ansieht. Es ist möglich, dass diese Widersprüchlichkeiten dadurch hervorgerufen sind, dass es die erwähnten Autoren nicht wagen eine, der von uns für die Pieniny-Kordillere angenommenen analoge Möglichkeit zuzulassen. In dem Raum des zukünftigen Ultrapienidischen Rückens konnte nämlich eine Zone existieren, in der ausser anderen Reiflinger und Wettersteinkalke der Trias und Kalke des Flachseemalms sedimentieren konnten, also Fazies, die bisher in den Ostalpen nur aus südlicheren Zonen bekannt waren.

Aus der gesamten Anordnung der Konglomerate resultiert, dass das Ursprungsgebiet — die Pieniny-Kordillere, in den Raum der Klape-Einheit der viel breiter gewesen sein, und auch die sog. exotische Serie umfassen musste, situiert werden kann. In der Klape-Einheit sind nämlich die Konglomerat-Lagen am mächtigsten, die maximalen Abmessungen der Gerölle am grössten, wobei Konglomerate in der grössten Zahl von stratigraphischen Horizonten auftreten. An faziellen Beziehungen können wir uns bei einem Fehlen von Klippen mit höherem Jura und unterer Kreide in der Klape-Einheit an das reichhaltige Vorkommen von Geröllen mit *Rhynchostreon suborbiculatum* (früher *Exogyra columba*) lehnen, da „Exogyren“ — Bänke gerade für die Klape-Einheit typisch sind. Auf die Verwandtheit mehrerer Gesteine, vor allem der Urgonkalke der Manín-Serie wies bereits K. Borza (1966) hin. Obendrein haben wir noch einen Block von schwach-crinoidenhaltigem Kalk mit Makrofossilien des Domers 19 festgestellt, der Beziehungen zu der Kostelec-Einheit aufweist.

Annähernd ähnliche Ansichten über die Lage der Pieniny-Kordillere äusserte D. Andrusov (1931),

der sie ursprünglich zwischen das Pieninikum und Tatrikum, später genauer zwischen den Klape- und Manín-Sedimentationsraum (D. Andrusov 1968, S. 61), oder direkt in den Raum von Kostelec und Manín lokalisierte; J. Salaj—A. Began (1963) legten sie zwischen den Manín- und den Kysuca-Sedimentationsraum; von E. Scheibner (1962) wurde sie ursprünglich zwischen der Pieniny- und der Manín-Einheit angenommen, später in dem Klape-Sedimentationsbereich (E. Scheibner 1967, S. 43); K. Borza (1966) situiert sie in die Manín-Einheit, O. Samuel et al. (1972) zwischen die Klippenzone und die Manín-Einheit.

Von den neueren Autoren wird die Pieniny-Kordillere einzig von M. Maheľ (1978) und M. Eliáš (1979, S. 62) an dem Rand der Magura-Zone situiert. M. Maheľ (l. c., S. 132) führt an, dass die Quelle der Gerölle von basischen Gesteinen und sauren Vulkaniten oberjurassischen—unterkretazischen Alters an der Grenze zwischen der Magura-Zone und der Klippenzone, also extern von der Czorsztyn-Einheit gelegen war. Schuppen mit Tiefseejura an dem Kontakt der Magura-Einheit mit der Klippenzone sieht er als „verdeckte“ Ophiolith-Serie an. Einen solchen Transport des Geröllmaterials von Norden, der sich über den Czorsztyn-Sedimentationsraum hinweg vollzogen hätte, halten wir nicht für möglich. In der Czorsztyn-Einheit gibt es nämlich überhaupt keine Spuren von größeren klastischen Gesteinen, die mittlere und obere Kreide ist hier nur in pelagischen Fazies vorhanden.

Im Alb—Cenoman befand sich die Kordillere näher zu dem an die Manín-Zone grenzenden Rand. Im Senon wurde das Geröllmaterial bis in die Kysuca—Pieniny-Zone transportiert und schwindet in der Manín-Zone fast ganz. Dies könnte andeuten, dass die Kordillere damals etwas externer, näher zu dem an den Kysuca-Pieniny-Raum grenzenden Rand auftauchte.

Die Breite der Pieniny-Kordillere musste bedeutend sein — bis zu einigen Zehn km, besonders bei der Annahme, dass die Konglomerate Denudationsmaterial darstellen, dass die „Durchmischung“ und die Abrollung der Gerölle das Werk eines fluviatilen Regimes ist und, dass in dem Raum der Kordillere gleichalterige Flach- und Tiefseefazies von Trias, Malm und Apt emporgehoben wurden (Tab. 2).

Einem direkten Beweis der Existenz der Kordillere bilden Gerölle von brackischen und Süßwasserkalken, vereinzelt auch von Höhlensinter. Aus den angrenzenden Sedimentationszonen sind keine derartige Gesteine bekannt, während der mittleren Kreide herrschte dort ein marines Regime mit normalem Salzgehalt. Anzeiger fortdauernder Hebungen der Kordillere sind häufige Redeposite feinkörniger Konglomerate (Desintegration etwas älterer, emporgehobener litoraler Sedimente — ein „Kanibalismus“ des Beckens). Diese Gerölle kretazischer Konglomerate in jüngeren kretazischen Konglomeraten weisen eine Dedolomitisierung von Dolomit-Klasten auf, die wahrscheinlich durch die Einwirkung des Meereswassers auf die Brandungslinie hervorgerufen wurde, kombiniert durch die Einwirkung von Grundwässern des Festlandes, die durch Sulfate angereichert waren.

Die Kordillere war durch starke Kontraste des Reliefs gekennzeichnet, dies bezeugt die Grobkörnigkeit der Konglomerate (siehe graphische Darstellung der Maximalgrößen der Gerölle — R. Marschalko 1979b). Sie war in bedeutendem Masse von Vegetation bedeckt, wie aus dem reichlichen Pflanzenhäcksel in den Sandsteinen der Flyschsequenzen zu urteilen ist. In Orlová-Sandsteinen wurden Bruchstücke von Farnen und Pflanzensamen festgestellt. Die von O. Čorná (1968, 1973) aus albischen Schiefen beschriebene Sporomorphenassoziation bietet eine Vorstellung über die Verschiedenartigkeit dieser Vegetation, wenn auch damit gerechnet werden muss, dass ein Teil der Pollenkörner und Sporen durch den Wind von entfernteren Festländern angeweht werden konnte.

Die ältesten Konglomerat-Horizonte gehören dem Alb (O. Čorná 1973: R. Marschalko—O. Samuel 1975), die maximale Grösse der Klaste beträgt bis über 1 m was beweist, dass die Kordillere zu dieser Zeit bereits ein bedeutendes paläogeographisches Phänomen darstellte. Die Entstehung der Kordillere, ihr embryonales Stadium, kann bereits in das mittlere und obere Malm gelegt werden, als es in einem Teil des Raumes der zukünftigen Pieniny-Kordillere zu einer starken Verflachung kam, zu einem Absatz von Flachsee-Mikrofazies, die sonst in den Westkarpaten unbekannt sind (z. B. mit *Campbelliella striata*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Mercierella ? dacica*), gegebenenfalls bekannt nur aus extrem entfernten Zonen — der silesischen und der Silica-Zone (Mikrofazies mit *Clypeina jurassica*, *Protopenoplis striata*, *Conicospirillina basiliensis*, *Tubiphytes obscurus* und *Bacinella irregularis* mit einer malmischen Mikrofauna). In den Geröllen dieser malmischen Gesteine sind selten schon Bruchstücke triassischer und liassischer Sedimente vorgekommen. Ein Fehlen von klastischem Quarz zeigt, dass die Erosion dieser ersten kleinen emporgehobenen Komplexe sich nur auf die oberen Partien — auf das Mesozoikum beschränkte. In den Kalken des Barrême und hauptsächlich des unteren Apt (Urgon-Fazies, vor allem Orbitolinenkalke) befindet sich schon ein reichhaltiger terrigener Gemengteil, auch wenn nur in

mm-grossen Klasten: Phyllite, Chloritoidkörner aus Chloritoid-Schiefern, Glaukophan aus glaukophanischen Gesteinen, Sandsteine, Quarzite, Mikroklin aus Graniten, saure und basische Vulkanite, triassische Dolomite, Schwammkalke und Spongiolithe des Lias, malmische Radiolarien-, Fasern- und Saccocomenkalke, tithonische Calpionellenkalke. Besonders bemerkenswert ist der massenhafte Eintritt von Ultrabasiten in den Sedimentationsraum — häufige Körner von Spinellen sowie kleine Bruchstücke von Serpentin. Im Apt begann also eine deutliche Hebung der Kordillere. Auch wenn ein Teil der Urgonkalke aus den Geröllen erst auf eine lokale Erosion des Mesozoikums hinweist (sie enthalten nur Bruchstücke von Jura und höherer Trias), zeigt der überwiegende Teil des Materials deutlich, dass die Erosion einiger emporgehobener Komplexe auch schon in das Kristallin im Untergrund vorgedrungen ist. Die Kordillere stellte im unteren Apt nur eine schmale Insel-Girlande dar. Die Sedimente des Randes dieser schmalen embryonalen Kordillere fielen alle der Denudation während der mittleren Kreide zum Opfer, als ein viel breiterer Raum emporgehoben wurde.

In dem Alb endete das „Embryonalstadium“ und begann das „Reifestadium“ der Pieniny-Kordillere. Wir wiederholen, dass Konglomerate des Apts aus Aufschlüssen in der Klippenzone nicht bekannt sind, Klastite dieses Alters kennen wir nur als Gemengteil in Geröllen von Kalken mit einem Alter von Barrême—Apt, die sich in mittel- bis oberkretazischen Konglomeraten befinden. Von dem Alb bis zu dem Senon dauert das Stadium der Reife der Kordillere. Das Turon, vor allem das untere, ist nicht zuverlässig unterschieden, obwohl das ununterbrochene Bestehen der Kordillere wahrscheinlich ist. Das Senon bedeutete die maximale flächenmässige Ausdehnung der Kordillere mit ihrem darauffolgendem Untergang. In einigen Abschnitten erneute sich zwar im Paläogen die Hebung an dem inneren Rand der Klippenzone (neopieninische Kordillere mit etwas abweichendem Substrat und Lokalisation).

Den Mechanismus der Entstehung der Kordillere haben wir mit zwei Alternativmodellen zu lösen versucht (M. Mišik 1978a). Das Modell der Kordillere muss in erster Linie die überraschende Tatsache erklären, dass die bearbeiteten kretazischen Konglomerate deutlich polymikt, gründlich durchgemischt sind, so dass sie horizontal wie vertikal nur minimale Variationen aufzeigen. Falls die Kordillere nur als einfache Horst-Hebung entstanden wäre, müssten die ältesten Konglomerat-Horizonte eine monotone Zusammensetzung aus Geröllen des Malm und der unteren Kreide aufweisen, in stratigraphisch höheren Horizonten würden triassische Gesteine vorherrschen und noch höher würden allmählich Gerölle des durch die Erosion entblößten Kristallins in Erscheinung treten. Ein derartiges Modell ist also sichtlich zu verwerfen.

Eine bunte Zusammensetzung pflegen in der Regel Denudationsschotter aufzuweisen, die von einem Fluss aus einem ausgedehnteren Sammelgebiet in das Meer transportiert wurden; demgegenüber besitzen Abrasionsschotter, die durch die Desintegration nur der Küste entstehen, eine weitaus monotonere Zusammensetzung. Die Abrollung der Gerölle scheint ebenfalls auf einen langen fluvialen Transport hinzuweisen (O. Samuel et al. 1972, S. 31); demnach müsste die Kordillere ein ausgedehnteres Festland darstellen. Wie wir schon früher aufgezeigt haben (M. Mišik 1979, S. 94) übertrifft die Buntheit des Materials der Konglomerate die Buntheit der Zusammensetzung der rezenten Schotter des Váh-Flusses, welcher das Gebiet der Westkarpaten nach einer starken alpidischen Verfaltung und einer tiefen Erosion drainiert. Wir können also die Pieniny-Kordillere nicht als einen emporgehobenen nichtverfalteten Komplex ansehen, es musste ein Gebiet sein, das einen markanten, annähernd mit der austrischen Phase identischen tektonischen Prozess durchgemacht haben musste. Die Emporhebung — Emporpressung der Kordillere wurde von der Entstehung zahlreicher Überschiebungen und Schuppenbildungen begleitet (l. c., Abb. 3A).

Da die Zusammensetzung der paläogenen Konglomerate bereits grundlegend verschieden ist, muss auf irgendeine Weise der Untergang der Pieniny-Kordillere am Ende der Kreide erläutert werden. Nach D. Andrusov (1968, S. 63) hörte die Existenz der Pieniny-Kordillere durch die Überschiebung der Manín-Decke, von der sie verdeckt wurde, auf. Eine derartige Erklärung können wir nicht akzeptieren, denn in einem solchen Fall müssten wir heute in der Klippenzone auch Klippen der „exotischen Serie“ z. B. mit Flachseemalm, mit häufigen Effusivgesteinen, sogar mit Kristallin vorfinden, ebenso wie wir Klippen der Klappe- oder der Kysuca-Serie vorfinden, auf welche die Manín-Decke ebenfalls überschoben wurde. Die Pieniny-Kordillere musste entweder völlig durch Erosion liquidiert, oder tief verschluckt worden sein. Eine völlige Liquidation durch Erosion könnten wir uns dann vorstellen, wenn die Pieniny-Kordillere eine ausgedehnte Abscherungsdecke auf mittelkretazischem Untergrund darstellen würde. In einem solchen Fall würden wir jedoch in den jüngsten Konglomerat-Horizonten zunehmende Redeposite klastischer kretazischer Gesteine erwarten. Es ist auch möglich, dass bei der fortsetzenden

Pressung die schuppenartige, die Kordillere repräsentierende Zone in der Tiefe völlig abgezwickt (boudiniert) worden ist und ihr oberer, abgesonderter Teil bis zu dem Ende der Kreide völlig erodiert wurde.

Für einen Untergang der Kordillere durch Verschluckung spricht das fast völlige Fehlen proximaler Sedimente, die Erhaltung nur distaler Glieder des Flysch-Regimes. In diesem Fall wäre die Kordillere während der laramischen Subduktion verschluckt worden und an ihrer Stelle wäre eine Naht erster Ordnung entstanden. In den angrenzenden Zonen der Klippenzone kam es in dieser laramischen Phase zu einem Abreißen von jurassischen-unterkretazischen Komplexen in der Form von Klippen von dem liegenden Komplex Kristallin — Jungpaläozoikum — Trias, die ebenfalls verschluckt worden sind.

Das zweite alternative Modell der Entstehung der Kordillere (M. Mišík 1978a, Abb. 3B, 1979) fusst auf der Konzeption der Globaltektonik. Die Buntheit der Zusammensetzung der Konglomerate wird damit erklärt, dass es sich um verschwämmtes Material einer Subduktions-Melange handelt. Auf die Existenz einer Subduktionszone kann die, durch Glaukophan — Lawsonit — Gesteine belegte Hochdruck-niedrigtemperierte Metamorphose hinweisen. Der Komplex der Ultrabasite könnte von globaltektonischer Sicht aus ein Relikt der ozeanischen Kruste und des obersten Mantels darstellen, die gemeinsam mit der Melange auf den Rand der Kontinentalkruste aufgeschoben wurden. Zu dieser Überschiebung — Obduktion konnte es bei der Schliessung eines kleinen, dogger-malmischen, nur annähernd 200 km breiten Ozeans (l. c.) gekommen sein. Die häufigen Vulkanite sowie kretazischen Granite könnten mit dem partiellen Schmelzen der subduzierenden Platte verbunden werden. Alle diese Prozesse müssen jedoch im Sinne unserer Anal₃ se in einen sehr kurzen Zeitabschnitt verdichtet werden, wodurch dieses zweite Modell ziemlich hypothetisch wird.

Folgen für die Tektonik und Paläogeographie der Westkarpaten

Frage der austrischen Phase. Die austrische (vorvraconische) tektonische Phase ist in den Ostalpen sowie in den Ostkarpaten ausgeprägt zur Geltung gekommen. In ihrem Verbindungssegment — den Westkarpaten — wird als ihr Äquivalent die nur schwache Manín-Phase (D. Andrusov 1959) angeführt, die durch einen Hiatus zwischen Apt und Alb in der Manín-Einheit repräsentiert wird; ein ähnlicher Hiatus ist auch in der Czorsztyn-Einheit festgestellt worden. Aus der Buntheit der Zusammensetzung des Geröllmaterials bereits der albischen Konglomerate beweisen wir, dass der Raum der Pieniny-Kordillere starken Auswirkungen der austrischen Phase ausgesetzt war (Kompression, Emporpressung der Kordillere, Bildung von Überschiebungen und Schuppenbau in ihr). Es besteht ein begründeter Verdacht, dass es in der Czorsztyn- und der Manín-Zone ebenfalls zu tektonischen Bewegungen und nicht nur zu einer Unterbrechung der Sedimentation gekommen war (z. B. Transgression des Albs auf den aufgerichteten Komplex der Klippe der Burg Vršatec).

Beziehungen zwischen dem Material der Konglomerate der Klippenzone und dem Material der kretazischen Konglomerate des Tatrikums und Fatrikums. In letzter Zeit haben wir albische Konglomerate der Hülleneinheiten der Kerngebirge und der Křížna-Decke untersucht (M. Mišík—J. Jablonský—R. Mock—M. Sýkora 1981). Diese Konglomerate enthalten ebenso Gerölle exotischer Gesteine mit zahlreichen Übereinstimmungen mit dem exotischen Material der Konglomerate der Klippenzone: pelagische mittlere und obere Trias mit Conodonten, Wettersteinkalke, Flachseemalm mit *Protopenoplis striata*, saure und basische Vulkanite wohl oberjurassisch-unterkretazischen Alters, identische detritische Spinelle. Es ist wahrscheinlich, dass diese Konglomerate Sedimente der Ausfüllung von Kanälen an submarinen Schwemmkegeln des unteren Teiles des Kontinentalhanges darstellen, dass sie die distalsten Abtragungen von der Pieniny-Kordillere repräsentieren. Hierauf weist auch die Verringerung der maximalen Grössen und das starke Absinken des Gesamtvolumens der Konglomerate hin.

Die albischen Konglomerate des Tatrikums und Fatrikums zeigen jedoch auch einige Unterschiede gegenüber den „Upohlav“-Konglomeraten der Klippenzone. Es fehlen in ihnen rote, rosa, cremefarbige Kalke (Adnetkalke u. ä.) und buntgefärbte Radiolarite, es fehlen Crinoiden-Biosparite (Hierlatzfazies), die Gerölle aller stratigraphischen Horizonte sind grauer bis dunkelgrauer Färbung, Kalke des Barrême—Apt können makroskopisch nicht unterschieden werden, es fehlen Gerölle dunkler paläozoischer kieseliger Konglomerate, es gibt keine greisenisierte Granite, keine Mandelsteine, die Durchmischung des Materials ist weitaus nicht so vollkommen wie an den Lokalitäten der Klippenzone. Diese Unterschiede können durch die unterschiedliche Zusammensetzung des inneren Randes der Pieniny-

Kordillere erklärt werden, oder durch die Annahme der Existenz einer weiteren — ultratriden Kordillere, worauf einzelne Messungen von Paläoströmungen hinweisen würden (l. c.).

Ähnlich nimmt auch J. Lőcsei (1974) in den Ostalpen den Transport von Quarzporphyr-Geröllen aus dem ultrapienidischen Wall bis in die cenomanischen Konglomerate der Frankenfels-Decke, also einen ausgedehnten Transport von Nord nach Süd an. Weitere Analogien zu den Ostalpen in Bezug auf den Transport von detritischen Spinellen haben wir an anderer Stelle behandelt (M. Mišík et al. 1980).

Sedimentationsraum der Manín-Einheit. M. Mahel (1978b) lokalisiert den Manín-Sedimentationsraum weiter nach innen, südlicher von dem Tatrikum. Nach ihm ist die Folge der Sedimentationszonen von N nach S: ttride Zone, Manín- und Belá-Křížna-Zone. Die Gründe gegen diese Variante behandeln wir in einer anderen Arbeit (M. Mišík in Druck). Wir können hinzufügen, dass das Geröllmaterial der mittleren Kreide des Tatrikums viel mehr mit dem Geröllmaterial der Křížna-Einheit übereinstimmt als mit den Geröllen der Manín-Einheit, die wiederum den Assoziationen der Klape-Einheit viel näher stehen. Bemerkenswert ist auch, dass klastischer Glaukophan nur in der Klape- und Manín-Einheit vorgekommen ist, während dieses leicht erkennbare Mineral in den kretazischen Klastiten des Tatrikums und Fatrikums nicht festgestellt wurde, ebenso wie Chloritoid, obwohl ein reichhaltiges Material bearbeitet worden ist (M. Mišík—J. Jablonský—P. Fejdi—M. Sýkora 1980). Wir halten also an der älteren Ansicht über nachstehende Folge der Sedimentationszonen fest: Klape — Manín — Tatrikum — Fatrikum (Belá-Křížna).

Beziehung der Klippenzone zu dem Gemerikum-Silicikum. Bereits in einer vorangegangenen Arbeit (M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora 1977) haben wir auf gewisse Übereinstimmungen zwischen der „exotischen“ Einheit der Pieniny-Kordillere und den südlichsten Zonen — Choč, Silica und Gemerikum, das gemeinsame Vorkommen von Kalken des Wetterstein-Typs, Reiflinger, Hallstätter, grauer Conodontenkalke des Karns und Nors, von Flachseemalm mit *Conicospirillina* und *Clypeina*, das Vorhandensein von Glaukophaniten, Chloritoid-Schiefern, kretazischen Graniten und grösseren Körpern von Ultrabasiten, hingewiesen. Einige Autoren wurden hierdurch veranlasst, diese Übereinstimmungen auf folgende Weise zu interpretieren 1. als Überschiebung des Gemerikums und Silicikums auf die Klippenzone noch vor der Bildung der Konglomerate, oder 2. durch einen Transport von Geröllen des Silicikums und Gemerikums von Süden bis in die kretazischen Konglomerate der Klippenzone, oder 3. durch direkte Nachbarschaft der Klippenzone mit dem Veporikum — Gemerikum — Silicikum (Voraussetzung einer Überschiebung des Tatrikums mit seinen granitoiden Kernen und des Fatrikums auf das Veporikum und Gemerikum von Süden).

Wir vertreten die Ansicht, dass die erwähnten gleichen Gesteine zwar gleichzeitig entstanden sind, jedoch in Zonen, die nicht miteinander benachbart waren, und sehen daher alle drei Alternativen als unrichtig an, worauf wir im weiteren eingehen.

Ad 1. Die Gründe gegen eine Überschiebung einer „gemeriden“ Decke bis in den Bereich der Klippenzone haben wir bereits an anderer Stelle detailliert behandelt (M. Mišík 1978a), wir rekapitulieren nur das Wesentlichste von ihnen. Deckenverschiebungen in den Zentralen Karpaten in dem mit der Klippenzone benachbarten Raum vollzogen sich im oberen Turon, während sich exotische Gerölle bereits in den Konglomeraten des Albs befinden. In dem Alb—Cenoman des Tatrikums und Fatrikums existieren keine Olistostrom-Körper, die von der Stirn irgendwelcher sich verschiebender Decken abgebrochen wären. Im Falle einer Aufschiebung des Silicikums auf das Pieninikum wäre eine Wiederholung der Folge Trias — Jura — Kreide — Trias — Jura — Kreide entstanden; in einem solchen Fall wäre es nicht möglich, die vollkommene Abtrennung der Trias zusammen mit dem Kristallin von den jurassisch-unterkretazischen Klippen, zu erklären. Die oberjurassisch-unterkretazischen Vulkanite können nicht aus dem Silicikum stammen, ebensowenig die sehr häufigen Gerölle von Urgon und Neokom, da das Silicikum während der unteren Kreide bereits aufgetaucht war (M. Mišík—M. Sýkora 1980). Einige Conodontenfazies und stratigraphische Horizonte die in den exotischen Geröllen gefunden wurden, sind aus dem Silicikum überhaupt nicht bekannt; die Konzentration der Conodonten in den Gesteinen der Gerölle ist weit höher als an Aufschlüssen in dem Silicikum. Die Aufschiebung des Gemerikums (inbegriffen der Strážov-Decke) und hauptsächlich die Aufschiebung der Choč-Decke zeigen eine markante Basalامتputation (truncature basale) (D. Andrusov 1968). Aus diesem Grunde kann nicht mit der Anwesenheit von tieferen Komplexen in den Stirnpartien gerechnet werden, also weder mit der Überschiebung von Chloritoid-Schiefern, Glaukophaniten, kretazischen Graniten, noch sauren und basischen Vulkaniten, soweit wir sie als permisch ansehen würden. Die kretazischen Granite

der Klippenzone weisen gegenüber den gemeriden Graniten mehrere geochemische Unterschiede auf (L. Kamenický et al. 1974). Die detritischen Spinelle zeigen einen von den Spinellen des Veporikums und Gemerikums abweichenden Chemismus (P. Fejdi in M. Mišík et al. 1980).

S. Prey (1975, S. 65) ist an Hand der bereits von O. Samuel et al. (1972) angeführten Gesteine der Ansicht, dass die „Upohlav“-Konglomerate enthaltenden Komplexe noch zu den zentralen Karpaten gehören und nur tektonisch in die Pieniny-Klippenzone eingekittet worden sind. Ansonsten ist es Sache der Konvention ob wir die Grenze zwischen Klippenzone und zentralen Karpaten extern von der „exotischen“ Einheit situieren; wir weisen darauf hin, dass in der Vergangenheit auch die Kostelec- und die Kłape-Einheit als zentral-karpatische Elemente angesehen wurden. Eine ähnliche Tiefsee-Entwicklung des Juras in der Kysuca — Pieniny — Einheit wie sie auch die Krížna — Zliechov — Einheit aufweist, sowie auch Konglomeratlagen mit Exotika der Pieniny-Kordillere in der höheren Kreide der Kysuca — Pieniny — Einheit würden uns dann zwingen, diese Grenze noch weiter zu verschieben, so dass dann vom faziellen Gesichtspunkt aus nur mehr die Czorsztyn-Einheit „echtes Pieninikum“ bliebe.

Ad 2. Argumente gegen einen Transport in der Form von Geröllen aus dem Süden. Im Widerspruch zu dieser Annahme stehen die maximalen Grössen der Gerölle, die Mächtigkeiten der Konglomeratkörper und ein Mangel an Quellen für mehrere Gesteine, auf die wir weiter oben hingewiesen haben. J. Bystrický (1978, S. 21) leitet den Transport von Geröllen in die kretazischen Konglomerate aus dem völlig aberodierten Teil der Strážov-Decke ab. Er stützt sich dabei auf den Fund der Alge *Munieria grambasti* im Gemerikum (bzw. Silicikum) sowie auch in Geröllen der Klippenzone. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass sich die beiden Vorkommen sowohl von fazieller wie auch stratigraphischer Seite völlig unterscheiden; während es sich im ersten Fall um senonische Süßwasserkalke handelt (Alter palinologisch belegt von P. Snopková in M. Mišík—M. Sýkora 1980), ist es in dem zweiten Fall Flachsee-Barrême—Apt mit Orbitolinen und Rudisten.

Die Tatsache, dass die Karpaten-Geosynklinale während des ganzen Mesozoikums eine markante Zonalität der Fazies aufweist, dass also die Depressionen und Elevationen des Meeresbodens identisch mit dem Verlauf des Karpatenbogens orientiert waren, lässt einen Transport der Gerölle in einer auf den Karpatenbogen transversalen Richtung aus dem Silicikum-Gemerikum bis in den pieninischen Raum schwer vorstellbar erscheinen.

Der Ursprung von Quarzkörnern in den albisch-cenomanischen Sandsteinen und einer Anzahl von Gesteinen kann nicht aus dem Süden, aus sich überschneidenden Deckenstirnen des Hronikum—Silicikum, die von Karbonatgesteinen gebildet sind, abgeleitet werden (eingehender wird dies in der Arbeit M. Mišík et al. 1981 behandelt). Diese Schwierigkeit könnte auch dadurch nicht umgangen werden, wenn wir den Transport eines Teils des Materials von Norden und anderer Gesteinstypen von Süden annehmen würden. Der wahrscheinlichste Sedimentationsvorgang der untersuchten linsenförmigen Konglomeratkörper in der Klippenzone, dem Tatrikum und Fatrikum ist die Ausfüllung von Kanälen an submarinen Schuttfächern des Kontinentalhanges. In einem solchen Fall ist die gleichzeitige Zufuhr von zwei gegenüberliegenden Seiten für einen konkreten Aufschluss von Konglomeraten unmöglich.

Ad 3. Die direkte Nachbarschaft der Sedimentationsräume des Pieninikums (Klippenzone) und des Veporikum-Gemerikums wurde zuletzt in der Arbeit B. Leško—I. Varga (1980) postuliert, von denen diese drei erwähnten Einheiten als Äquivalent der südpenninischen Zone der Alpen dargestellt werden. Alle Einheiten, von denen die Zone der Kerngebirge der Zentralen Karpaten aufgebaut wird (Tatrikum imbegriffen der kristallinen Kerne, Fatrikum, Hronikum, Silicikum) bezeichnen sie als über die südpenninischen Einheiten geschobenes Austroalpinikum. Diesen Autoren nach, gelangten die Hochdruckmetamorphite und kalk-alkalischen Magmatite der oberjurassisch-unterkretazischen Etappe aus den Stirnen der fortschreitenden südpenninischen Decken als Gerölle in die Konglomerate der Klippenzone (l. c. S. 129, also Aufschubung des Veporikums auf das Pieninikum). Aus der Menge der dieser Auffassung widersprechenden Tatsachen führen wir nur einige an.

Das Kristallin der exotischen Kette (Pieniny-Kordillere) und des Veporikums hat keine gemeinsamen Risse die auf ihre Nachbarschaft hinweisen würden. In den „Upohlav“-Konglomeraten wurde kein einziges Geröll von Amphiboliten gefunden, die gerade in dem nördlichen Teil des Veporikums (Kraklova — Subzone) so häufig sind. Keines der Gerölle saurer Vulkanite zeigte, analog den veporiden Quarzporphyren, ein permisches Alter. Die Conodontenhorizonte der Trias aus Geröllen zeigen eher Analogien zu dem Silicikum, dessen Sedimentationsraum von den Autoren jedoch am distalsten von dem Pieninikum als höchste austroalpine Decke lokalisiert wird, und nicht zu der Bôrka-Decke (= Meliata-Serie, Gemerikum), wo Conodonten einer anderen — dinarischen Provinz, vorkommen. Das selbe gilt für

das höhere Flachseemalm, das nur in dem Pieninikum und dem Silicikum vorhanden ist. Die Nachbarschaft der Pieniny-Kordillere, der Manín-Zone und des Tatrikums beweist die typische Urgon-Fazies der unteren Kreide, die in dem Veporikum-Gemerikum nicht existierte. Mikroonkoidenkalke mit Saccocoma sind aus den ganzen Westkarpaten nur von zwei benachbarten Zonen — der Pieniny-Kordillere und der Hohe Tatra-Einheit bekannt. Die Nachbarschaft des Pieninikums, der Manín-Einheit, des Tatrikums und Fatrikums zeigt die klastische Schichtenfolge von Alb—Cenoman mit identischen Spinellen, die sich von den Spinellen der Ultrabasite des Veporikums und Gemerikums unterscheiden, und mit exotischen Geröllen, die am ehesten aus einer gemeinsamen Quelle — der Pieniny-Kordillere, stammen. Eine derartig „klassische“ Anordnung der Sedimentationsräume beweist die Polarität der Karpaten-Geosynklinale (allmähliches Ansetzen des Flyschs — der oberen detritischen Formation, wellenartige Verbreitung der tektonischen Tätigkeit usw.).

Bei einer theoretischen Lokalisation des Tatrikums weiter nach innen als das Gemerikum (z. B. B. Leško et al. 1977) kommen zwei völlig fremdartige Elemente zueinander. Die grösste Schwierigkeit der erwähnten Konzeption bildet die zeitliche Eingliederung der Überschiebung des „Austroalpinikums“ (Tatrikum, Fatrikum usw.) auf die „südpenninischen“ Einheiten (Veporikum, Gemerikum), wozu sich die Autoren nicht deutlich äussern. Diesen Mangel weisen auch die Schemen von I. Varga (1978, Abb. 11—13) auf, in denen der Sedimentationsraum des Pieniny-Mesozoikums im Jura südlich der Křížna-Einheit (Fatrikum), im Apt bereits nördlich von ihr erscheint. Demnach müsste sich die Überschiebung im Neokom vollzogen haben, das jedoch in beiden Einheiten in einer ruhigen pelagischen Sedimentation von Nannoconenkalcken verlief.

Es ist möglich, dass sich das Einfallen der Klippenzone mit zunehmender Tiefe bis zu einer subhorizontalen Lage mässigt. In einem solchen Fall würde das Kristallin der Kerngebirge ebenso eine ausgedehnte Decke bilden und wäre von mesozoischen, gegebenenfalls auch paläogenen Komplexen unterlagert, wie dies durch einige geophysikalische Resultate angedeutet wird, und dann muss zu keinen halbbrücherischen, unwahrscheinlichen paläogeographischen Voraussetzungen gegriffen werden.

Palinspastische Rekonstruktionen. Als wahrscheinlichste sehen wir folgende Anordnung der tektonischen Einheiten in dem vormittelkretazischen Sedimentationsraum der Westkarpaten an: Plattform-Mesozoikum aus Aufschlüssen und Bohrungen am Rand der Böhmisches Masse — Ždánice-subsilesische Einheit — silesische — Magura — Kysuca — Klape + Pieniny-Kordillere — (örtlich Kostelec-Einheit) — Manin — Tatrikum — Fatrikum — Hronikum — Silicikum — Gemerikum inbegriffen der Meliata-Serie — Rudabánya — Bükk-Einheit.

Die Zergliederung der Karpatensynklinale im Mesozoikum war stärker, als aus bisherigen paläogeographischen Rekonstruktionen anzunehmen war. In dem paläogeographischen Abbild der Westkarpaten muss mit folgenden neuen Tatsachen gerechnet werden: In dem Raum der späteren Pieniny-Kordillere sedimentierte in der mittleren und oberen Trias ausser einer monotonen Entwicklung auch Wettersteinfazies, und es hatte sich hier ein embryonaler Trog (ähnlich wie die Gebiete Choč — Silica — Gemeriden) mit pelagischen Conodonten-Fazies gebildet (M. Mišík—R. Mock—M. Sýkora 1977). In dem Malm und teilweise auch im Neokom existierte in diesem Raum ebenso auch eine pelagische und auch eine Flachsee-Entwicklung, wobei letztere durch spezielle Mikrofazies gekennzeichnet ist. Die erwähnten Flachseefazies sind den Plassenkalcken und Tressensteinkalcken aus dem Oberostalpin der Ostalpen analog (vergl. A. Fenninger—H. L. Holzer 1972), besitzen jedoch auch mit den Ernstbrunner, Klentnitzer und Stramberger Kalcken gewisse gemeinsame Risse. Aus der Elevation der Flachsee-Entwicklung im Malm-Neokom vollzogen sich in das anliegende Becken von Zeit zu Zeit turbidite Abspülungen (dünne Einlagen — Feinschichten von Flachseedetritus — allodapische Kalke). Sie sind den Barmsteinkalcken aus dem Oberostalpin analog, doch Einlagen allodapischer Kalke sind auch aus dem Tithon der Klippen der Flysch-Zone der Magura- und der schlesischen Einheit bekannt (M. Mišík 1974, S. 495). Natürlich können in dem Geröllmaterial allodapische Kalke, die aus Einlagen stammen deren Mächtigkeit grösser war als die Abmessungen der Gerölle, in der Regel nicht identifiziert werden.

Unsere Resultate bezeugen eine ausgedehnte Verschluckung an den Hauptlineamenten der Alpen und Karpaten. Dies bedeutet, dass uns in den bisherigen Schemen ganze fazielle Zonen fehlen können, und irgendwelche fragmentarische Informationen über sie können wir nur dann feststellen, wenn sie auf eine gewisse Zeit in der Form von Kordilleren aufgetaucht waren. Wir erheben kein Anrecht auf die

definitive Gültigkeit unserer Folgerungen. Wir wollen die Polemik anregen und die Aufmerksamkeit auf die weitere gründliche Erforschung unklarer Fragen richten.

Zum Druck empfohlen von K. Borza.

Übersetzt von L. Osvald

Erläuterungen zu den Abbildungen 1—3 im Text

Abb. 1—3. Distribution von Kalkgeröllen verschiedener Fazies von Malm, unterer und oberer Kreide in kretazischen Konglomeraten der pieninischen Klippenzone. Abb. 1 — Abschnitt des mittleren Váh-Laufes, Abb. 2 — Abschnitt Myjava — Pruské, Abb. 3 — Abschnitt Terchová — Orava.

Erläuterungen: M — Malm, N — Neokom, B — Barrême, A — Apt, AL — Alb, C — Cenoman; S — Flachseefazies, P — pelagische Fazies; bc — *Bacinella*, ca — *Clypeina jurassica*, cb — *Campbelliella striata*, cd — *Cadosina*, cl — *Cladocoropsis mirabilis*, cm — *Colomiella recta*, co — *Corallinaceae*, e — „*Exogyra columba*“, ch — *Characeae* und Süßwasseralgeln, k — Korallen, kl — Konglomerate, m — *Mercierella* (?) *dacica*, mi — Milioliden, n — *Nannoconus*, o — Orbitolinen, os — *Orbitolinopsis*, pc — *Protopenneropsis striata* und *Coccospirillina basiliensis*, pg — „*Protoglobigerinen*“, pi — *Pithonella ovalis*, ru — Rudisten, S — *Saccocoma*, st — *Stomiosphaera sphaerica*, tb — *Tubiphytes*, ti — *Tintinniden*.

Erläuterungen zu den Tafeln I—XXVIII

Taf. I

Fig. 1. Kristallischer Kalk mit stylolithischen Korn-Umrissen; Lamellen starker Druckverzwillingung sind oft verkrümmt. Paläozoikum. Geröll aus Konglomeraten des Alb-Cenoman der Klape-Einheit der Klippenzone. Lok. Miločov-a. Vergr. 12,6×.

Fig. 2. Metamorphisierter Kalk mit seltenen Crinoidengliedern, die von einer metamorphen Lamination „umflossen“ sind. Wahrscheinlich Paläozoikum. Geröll aus Konglomeraten des Alb der Klape-Einheit. Lok. Hradisko pri Žiline-i. Dünnschl. Nr. 8949. Vergr. 27×.

Fig. 3. Metamorphisierter Kalk mit Interklasten von mergeligem Schiefer, zerbrochen und senkrecht zu der Druckrichtung zerschoben. Die metamorphe Lamination wurde durch eine Rekristallisationsausrichtung des Kalzitaggregates gebildet. Wahrscheinlich Paläozoikum. Geröll aus Konglomeraten des Alb der Klape-Einheit. Lok. Hradisko pri Žiline. Dünnschl. Nr. 7396. Vergr. 27×.

Taf. II

Fig. 1. *Globochaeta hronica* Borza in rosa, schwach-crinoidenhaltigem Kalk des Lias (der Klape-Einheit. Lok. Beňov-b. Dünnschl. Nr. 8320. Vergr. 55×.

Fig. 2. *Amaltheus margaritatus* (de Montfort). Wie bei Fig. 1. Vergr. 2×.

Fig. 3. Hydrothermale Silifikation in Crinoiden-Bryozoen-Kalk wahrscheinlich liassisch-doggerischen Alters. Die Silifikation ist an eine oberjurassische bis unterkretazische postvulkanische Aktivität gebunden. Die aus zonalen Globuli bestehende Kolloidstruktur ist im Stadium der Rekristallisierung. Geröll aus Konglomeraten des Cenoman bis Coniac der Klape-Einheit. Lok. Oravský Podzámok-I-c. Dünnschl. Nr. 8945. Vergr. 136×.

Fig. 4. Ringförmige Metakolloidstruktur in einer roten Hornsteinkonkretion (Relikte von Crinoidengliedern ausserhalb der Bildfläche). Lias-Dogger. Geröll aus Konglomeraten des Cenoman-Turon der Klape-Einheit. Lok. Krivá-a. Dünnschl. Nr. 94. Vergr. 136×.

Taf. III

Fig. 1. Rhaxen-Mikrofazies in kieseligem Kalk (Rhaxen — achsenlose Schwammnadeln sind auf der Abbildung weiss, sie werden von Chalzedon ausgefüllt). Wahrscheinlich Dogger-Malm. Geröll aus kretazischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Podbiel. Dünnschl. Nr. 7857. Vergr. 43×.

Fig. 2. Durch Verdrängung von kolloidalem SiO₂ entstandene Kalzitader, dies beweist das ringförmige Phantom einer Kolloidstruktur in der Mitte der Abbildung. Kieseliger Radiolarienkalk, Dogger-Malm. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie I—II-b. Dünnschl. Nr. 8575. Vergr. 136×.

Fig. 3. Syntaxiale Säume von Kalzit mit Kristallabgrenzungen, die während des Prozesses der Silifikation des Gesteins auf Crinoidengliedern entstanden sind. Kieselgestein (wahrscheinlich Hornsteinkonkretion)

des Jura. Geröll aus senonischen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. U Škulcov-1. Dünnschl. Nr. 9055. Vergr. 26×.

Taf. IV

Fig. 1. *Chara*, assoziiert mit Gliedern von *Saccocoma* in Biomikrit des Kimmeridge. Geröll aus Konglomeraten des Alb—Cenoman der Klape-Einheit. Lok. Nosice-I-l. Dünnschl. Nr. 6903. Vergr. 43×.

Fig. 2. Hornstein, gebildet aus Chalzedon-Masse mit Phantomen von Radiolarien mit häufigen Kalzit-Schnitten von Sekundibrachialien des planktonischen Crinoiden *Saccocoma*. Subparalleles Gefüge des ursprünglichen Gesteins. Kimmeridge. Geröll aus Konglomeraten des Alb—Cenoman der Klape-Einheit. Lok. Nosice-II-e. Dünnschl. Nr. 6673. Vergr. 17×.

Fig. 3. *Cladocoropsis mirabilis* Felix in Kalk des Oxford—Kimmeridge der Flachseefazies. Geröll aus senonischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Vrtižer-n. Dünnschl. Nr. 6336. Vergr. 11×.

Taf. V

Fig. 1. *Protopenelopis striata* Weynschenk in Kalk des Oxford—Kimmeridge der Flachseefazies. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Považský Chlmec—Strasseneinschnitt-g. Dünnschl. Nr. 10167. Vergr. 95×.

Fig. 2. *Protopenelopis striata* Weynschenk (Axialschnitt) in Intraoosparit. Oxford—Kimmeridge. Geröll aus Konglomeraten des Alb—Cenoman der Klape-Einheit. Lok. Nosice-III-g. Dünnschl. Nr. 6665. Vergr. 47×.

Fig. 3. Dasselbe (subäquatorialer Schnitt). Vergr. 43×.

Fig. 4. Lituolide Foraminifere (sonstige Angaben wie bei Fig. 1). Dünnschl. Nr. 10393. Vergr. 48×.

Fig. 5. *Conicospirillina basiliensis* Mohler (sonstige Angaben wie bei Fig. 2). Dünnschl. Nr. 6977. Vergr. 55×.

Fig. 6. *Dasycladaceae* (sonstige Angaben wie bei Fig. 1). Dünnschl. Nr. 10519. Vergr. 16×.

Fig. 7. *Conicospirillina basiliensis* Mohler in Flachseekalk des Oxford—Kimmeridge. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Divinka-Gipfel-o. Dünnschl. Nr. 7475. Vergr. 43×.

Fig. 8. *Mercierella* (?) *dacica* Dragastan in Flachseekalk mit *Tubiphytes obscurus* (ausserhalb der Bildfläche). Kimmeridge-Tithon. Geröll aus senonischen Konglomeraten der Kysuca-Serie. Lok. Branč-n. Dünnschl. Nr. 8704. Vergr. 43×.

Fig. 9. *Campbelliella striata* (Carozzi) in Flachseekalk des Tithons. Geröll aus Konglomeraten des Coniac. Lok. Zádubnie-k. Dünnschl. Nr. 9548. Vergr. 14,5×.

Taf. VI

Fig. 1. *Mercierella* (?) *dacica* Dragastan in Flachseekalk mit *Tubiphytes obscurus* (ausserhalb der Bildfläche). Tithon. Geröll aus Konglomeraten des Coniac—Santon der Kysuca-Einheit. Lok. Žilinská Lehota-c. Dünnschl. Nr. 7685. Vergr. 136×.

Fig. 2. *Campbelliella striata* (Carozzi) und *Pseudocyclammina* sp. in Flachseekalk des oberen Tithons. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zádubnie-k. Dünnschl. Nr. 9548. Vergr. 14,5×.

Fig. 3. *Pseudocyclammina* cf. *lituus* (Yokoyama). Sonstige Angaben wie bei Fig. 2. Vergr. 30×.

Taf. VII

Fig. 1. Selektiv silifizierte Korallen *Calamophylliopsis* cf. *stokesi* (Milne Edwards et Haime) in Riffkalk des Malm (wahrscheinlich Oxford—Kimmeridge-Bestimmung E. Morycowa). Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Považský Chlmec-Steinbruch-c. Dünnschl. Nr. 6981. Vergr. 5×.

Fig. 2. Dasselbe, Längsschnitt.

Fig. 3. „*Cayeuxia*“ *anae* Dragastan in Kalk mit *Tubiphytes obscurus* (ausserhalb der Bildfläche). Malm-tieferes Neokom. Geröll aus Konglomeraten des Alb der Klape-Einheit. Lok. Beňov-m. Dünnschl. Nr. 10189. Vergr. 39×.

Fig. 4. *Tubiphytes obscurus* Maslov (Synonym *T. morronensis* Crescenti) assoziiert mit *Calpionella alpina* Lorenz (links unten). Oberes Tithon. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Divinka-Gipfel-h. Dünnschl. Nr. 7604. Vergr. 43×.

Taf. VIII

Fig. 1. *Tubiphytes obscurus* Maslov von einer Alge unbekannter Zugehörigkeit umwachsen. Kalk des Malm—tieferen Neokom. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Divinka-Strasse-c. Dünnschl. Nr. 7952. Vergr. 43×.

Fig. 2. *Stomiosphaera echinata* Nowak in pelagischem Kalk des Valendis—Hauterive. Geröll aus Konglomeraten des Alb der Klape-Einheit. Lok. Uphlav-a. Dünnschl. Nr. 10229. Vergr. 185×.

Fig. 3. Problematische Alge in schwach-mergeligem Kalk des Valendis-Hauterive. Geröll aus Konglomeraten des Cenoman der Manín-Einheit. Lok. Súfov-l. Dünnschl. Nr. 8311. Vergr. 150×.

Fig. 4. *Globochaete tatica* Radwański in einer allodapischen (turbiditen) Einlage von Flachseedetritus in pelagischem Kalk des Neokoms. Geröll aus Konglomeraten des Coniacs der Kysuca-Einheit. Lok. Divinka-Gipfel-n. Dünnschl. Nr. 10228. Vergr. 48×.

Fig. 5. *Colomiella recta* Bonet assoziiert mit Hedbergellen (ausserhalb der Bildfläche). Unteres Alb. Geröll aus Konglomeraten des Cenoman der Manín-Einheit. Lok. Hradná-JRD-a. Dünnschl. Nr. 10225. Vergr. 95×.

Fig. 6. *Rotalipora roberti* (Gandolfi) assoziiert mit *Colomiella recta* (siehe weitere Abbildung) in Kalk mit kalzifizierten Kiesel Schwämmen und Glaukonit. Oberes Hauterive. Geröll aus Konglomeraten des Cenoman der Manín-Einheit. Lok. Jabloňové-r. Dünnschl. Nr. 10230. Vergr. 95×.

Fig. 7. *Colomiella recta* Bonet. Sonstige Angaben wie Fig. 6. Dünnschl. Nr. 9157. Vergr. 136×.

Fig. 8. Dasselbe.

Fig. 9. *Orbitolinopsis* sp. (verhältnismässig primitive Entwicklungsform — Bestimmung E. Köhler) in Foraminiferen-Intrabiosparit. Barrême. Geröll aus Konglomeraten des Cenoman der Klape-Einheit. Lok. Považský hrad-x. Dünnschl. Nr. 8986. Vergr. 55×.

Taf. IX

Fig. 1. *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) in Biosparit — Bestimmung E. Köhler. Unteres Apt. Geröll aus Konglomeraten des Santon der Klape-Einheit. Lok. Ďurčovia-c. Dünnschl. Nr. 9070. Vergr. 20×.

Fig. 2. Der stark erhöhte Gemengteil von Schwermineralen in den Gehäusen von Orbitolinen gegenüber der Vertretung von Quarz und Schwermineralen in der umgebenden Masse weist auf die Allochthonität der Gehäuse; diese Orbitolinen lebten in einem litoralen Milieu der Gravitations-Anreicherung — Seifenbildung. Sandiger Kalk des Alb-Cenoman. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie-Sportplatz-c. Dünnschl. Nr. 7774. Vergr. 26×.

Fig. 3. Embryonalapparat der Foraminifere *Sabaudia minuta* (Hofker) in Orbitolinenkalk. Barrême—unteres Apt. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie-Sportplatz-b. Dünnschl. Nr. 7773. Vergr. 210×.

Fig. 4. *Pseudotextulariella* sp. in Orbitolinenkalk. Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Koňhora-a. Dünnschl. Nr. 3772. Vergr. 136×.

Fig. 5. *Coskinoloides* sp. in sandigem Biosparit. Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Alb—Cenoman der Klape-Einheit. Lok. Nosice-I-j. Dünnschl. Nr. 6652. Vergr. 43×.

Fig. 6. *Neomeris* sp. in Orbitolinenkalk. Urgon-Fazies, oberes Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie-Sportplatz-a. Dünnschl. Nr. 7771. Vergr. 43×.

Fig. 7. Schnitt durch einen Gastropoden *Nerinea* sp. in Orbitolinenkalk mit Korallen (ausserhalb des Bildfeldes). Urgon-Fazies, Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Santon der Klape-Einheit. Lok. Horná Tižiná-b. Dünnschl. Nr. 8671. Vergr. 25×.

Fig. 8. Bruchstück von Hydrozoa *Actinostromaria* cf. *carpatica* Černov, in Kalk des Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Cenoman—Turon der Klape-Einheit. Lok. Krivá-Eisenbahn-h. Dünnschl. Nr. 9066. Vergr. 43×.

Fig. 9. Wurmröhrchen (?) in Orbitolinenkalk. Urgon-Fazies, oberes Barrême—Apt. Block aus Konglomeraten des Cenoman der Manín-Einheit. Lok. w. von Malé Hradisko pri Žiline. Dünnschl. Nr. 6149. Vergr. 43×.

Taf. X

Fig. 1. Gegenseitiges Eindringen von korallinen Algen *Archaeolithothamnium* cf. *amphiroaeforme* (Rothpletz), verbunden mit Lösungserscheinungen an den Kontakten. Dieser Prozess vollzog sich in dem noch unversfestigten Sediment, dies bezeugt der unbeschädigte Kalzit-Zement (Orthosparit) in den

umliegenden Poren. Oberes Barrême—Apt. Geröll aus kretazischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Podvázie-II-e. Dünnschl. Nr. 6355. Vergr. 43×.

Fig. 2. *Boueina* sp. in Orbitolinenkalk — Biosparit. Urgon-Fazies, oberes Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Cenoman—Coniac der Klape-Einheit. Lok. Oravský Podzámok-I-I. Dünnschl. Nr. 6975. Vergr. 12,5×.

Taf. XI

Fig. 1. *Lithocodium aggregatum* Elliott in Orbitolinenkalk. Oberes Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie-I-d. Dünnschl. Nr. 7743. Vergr. 43×.

Fig. 2. *Lithocodium morikawai* Endo in Orbitolinenkalk. Urgon-Fazies, oberes Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Santon der Klape-Einheit. Lok. Teplička n/V-g. Dünnschl. Nr. 8556. Vergr. 43×.

Fig. 3. *Mesomorpha excavata* (d'Orb.) in Orbitolinenkalk (Bestimmung E. Morycowa). Urgon-Fazies, oberes Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie-I-a. Vergr. 10×.

Taf. XII

Fig. 1. Körner von Spinellen in Interklast in schwachsandigem oolithischem Kalk. Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie-I-n. Dünnschl. Nr. 7753. Vergr. 43×.

Fig. 2. Serpentin-Bruchstück mit Schlingenstruktur plastisch deformiert (?) durch die umgebenden Pseudooide in Orbitolinenkalk. Urgon-Fazies, oberes Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie-Sportplatz-A. Dünnschl. Nr. 7771. Vergr. 55×.

Taf. XIII

Fig. 1. Wie in vorangegangenen.

Fig. 2. Serpentin-Bruchstück mit Schlingenstruktur in sandigem Orbitolinenkalk. Oberes Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Alb—Cenoman der Klape-Einheit. Lok. Nosice-I-u. Dünnschl. Nr. 8982. Vergr. 43×.

Fig. 3. Anhäufung von Spinell-Körnern in schwachsandigem Orbitolinenkalk. Urgon-Fazies, oberes Barrême Apt. Geröll aus Konglomeraten des Coniacs der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie-Sportplatz-a. Dünnschl. Nr. 7771. Vergr. 136×.

Fig. 4. Glaukophan (vier säulenartige Körner) separiert aus Korallen-Rudisten-Kalk (schwere Fraktion des feinsandigen Gemengteils des unlöslichen Rückstandes). Oberes Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Alb—Cenoman. Lok. Malé Hradisko pri Žiline-b, 191-K. Präparat Nr. 7982. Vergr. 55×.

Fig. 5. *Munieria grambasti* Bystrický in Kalk des oberen Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Kotrčína Lúčka-f. Dünnschl. Nr. 10015. Vergr. 60×.

Fig. 6. Wie in vorangegangenen.

Fig. 7. Dasselbe.

Fig. 8. *Cylindroporella sugdeni* Elliott in Kalk des oberen Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Kotrčína Lúčka-f. Dünnschl. Nr. 10015. Vergr. 30×.

Fig. 9. Wie in vorangegangenen.

Taf. XIV

Fig. 1. *Koskinobullina socialis* Cherchi—Schroeder — sessile Foraminifere, gegebenenfalls Alge in Biomikrit. Oberes Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Alb—Cenoman der Klape-Einheit. Lok. Nosice-II-f. Dünnschl. Nr. 6908. Vergr. 43×.

Fig. 2. Mikrofazies mit „*Pseudocodium*“ *convolens* Praturlon in Kalk des oberen Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Alb—Cenoman der Klape-Einheit. Lok. Nosice-III-h. Dünnschl. Nr. 6650. Vergr. 43×.

Fig. 3. *Dasycladaceae* in Kalk der lagunären Fazies des Neokom—Apt. Geröll aus cenomanischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Považský hrad-V. Dünnschl. Nr. 9544. Vergr. 20×.

Taf. XV

Fig. 1. *Triploporella* sp. in Biointrasparit der Urgon-Fazies, oberes Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Alb—Cenoman der Klape-Einheit. Lok. Nosice-I-k. Dünnschl. Nr. 6672. Vergr. 14×.

Fig. 2. *Bacinnella irregularis* Radoičić mit Enklaven von Interklasten und Foraminiferen, zum Teil von Schlamm gefüllt, in Flachseekalk des Malm—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Cenoman—Coniac der

Klape-Einheit. Lok. Oravský Podzámok-I-c. Dünnschl. Nr. 6842. Vergr. 17×.

Fig. 3. Biolithit mit *Bacinella irregularis* Rad o i č i ć. Malm—Apt. Geröll aus senonischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Vrtižer-u. Dünnschl. Nr. 7066. Vergr. 16×.

Taf. XVI

Fig. 1. Kalk (Biomikrit) brackischer Fazies mit Characeen; ein Sediment der Pieniny-Kordillere aus den Anfängen ihres Auftauchens. Oberes Apt—unteres Alb. Geröll aus albischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Orlová-Waldweg-s. Dünnschl. Nr. 9007. Vergr. 43×.

Fig. 2. Dasselbe.

Taf. XVII

Fig. 1. Wie in vorangegangenem.

Fig. 2. Dasselbe.

Fig. 3. Süßwasseralgen in mittelkretazischem, auf der Pieniny-Kordillere abgelagertem Kalk. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie-Sportplatz-m. Dünnschl. Nr. 8344. Vergr. 20×.

Fig. 4. *Orbitolina concava* (Lamarck) in feinsandigem Kalk des Cenoman (bestimmt von E. Köhler). Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie-Sportplatz-c. Dünnschl. Nr. 7774. Vergr. 26×.

Fig. 5. Schnitt durch das Gehäuse einer „Exogyre“, wohl *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck) in sandigem Kalk des Cenoman. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Horný Vadičov-d. Dünnschl. Nr. 9566. Vergr. 60×.

Fig. 6. Ablösung der Schalen eines Ooids und eines superfiziellen Ooids — dünnen Kruste um ein Echinodermglied. Urgon-Fazies mit Orbitolinen, oberes Barrême—Apt. Geröll aus santonischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Horná Tižina-b. Dünnschl. Nr. 8671. Vergr. 43×.

Fig. 7. Anwachsen eines Dolomit-Rhomboeders auf einem klastischen Kern in gelblichem karbonatischem bis polymiktem Sandstein. Mittlere Kreide. Geröll aus senonischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Vrtižer-XIV. Dünnschl. Nr. 8222. Vergr. 210×.

Fig. 8. *Globotruncana aff. coronata* Bolli (Coniac-Santon) in der Matrix von senonischem Konglomerat der Klape-Einheit. Lok. Vrtižer-I. Dünnschl. Nr. 7075. Vergr. 210×.

Fig. 9. *Orbitoides* sp. in der Matrix von Konglomerat des Maastricht der Manín-Einheit. Lok. Hradisko pri Žiline-c. Dünnschl. Nr. 7398. Vergr. 55×.

Taf. XVIII

Fig. 1. *Mesorbitolina texana* (Römer) in Biomikrit (bestimmt von E. Köhler). Unterer Alb. Block in cenomanischen Konglomeraten. Lok. Malé Hradisko-Ovčarske-f, 229-K. Dünnschl. Nr. 6149. Vergr. 12,5×.

Fig. 2. Pseudosparit mit korrodierten Mikrit-Relikten; Rekristallisierung von Orbitolinenkalk der Urgon-Fazies. Oberes Barrême—Apt. Geröll aus Konglomeraten des Cenoman—Turon. Lok. Krivá-Eisenbahn-XIII. Vergr. 30×.

Taf. XIX

Fig. 1. *Orbitolina concava* (Lamarck) in feinsandigem Kalk des Cenoman (bestimmt von E. Köhler). Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Serie. Lok. Zástranie-Sportplatz-c. Dünnschl. Nr. 7774. Vergr. 14×.

Fig. 2. Austern mit Zellenstruktur des Gehäuses in feinsandigem Kalk mit Orbitolinen und Serpuliden. Wahrscheinlich Cenoman. Geröll aus senonischen Konglomeraten der Kysuca-Einheit. Lok. Branč-t. Dünnschl. Nr. 9185. Vergr. 11×.

Taf. XX

Fig. 1. *Pithonella ovalis* (Kaufmann) in einem Block von Biohermenkalk santon-kampanischen Alters. Obersenonische Konglomerate der Klape-Einheit. Lok. Vrtižer-III. Dünnschl. Nr. 7173. Vergr. 136×.

Fig. 2. Miliolide Mikrofazies in cenomanischem Kalk mit *Rhapydionina dubia* und *Orbitolina conica* (ausserhalb der Bildfläche). Geröll aus senonischem Konglomerat der Kysuca-Einheit. Lok. Divinka-Gipfel-q. Dünnschl. Nr. 7477. Vergr. 30×.

Fig. 3. Röhrcchen serpulider Würmer an einer Orbitoline anhaftend in Sandstein des Alb. Geröll aus cenomanischen Konglomeraten der Manín-Einheit. Lok. Praznov-IV. Dünnschl. Nr. 10441. Vergr. 48×.

Taf. XXI

Fig. 1. Sessile Foraminiferen (vergl. O. Samuel et al. 1972, Taf. CXI sub „Pseudostracoden“) in Kalk mit *Palorbitolina lenticularis*, unteres Apt. Geröll aus senonischem Konglomerat der Klape-Einheit. Lok. Ďurčovia-c. Dünnschl. Nr. 9070. Vergr. 43×.

Fig. 2. Dasselbe. Lok. Považský hrad-c. Dünnschl. Nr. 9005. Vergr. 43×.

Fig. 3. *Pseudocyclammmina lituus* Yokoyama in Kalk des Barrême—Apt. Geröll aus cenomanischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Považská Bystrica-Holzfuhrweg-g. Dünnschl. Nr. 10028. Vergr. 30×.

Fig. 4. *Ovalveolina* cf. *reicheli* De Castro in Kalk mit *Orbitolinopsis silvestri* und *O. buccifer*, Barrême. Geröll aus cenomanischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Považský hrad-x. Dünnschl. Nr. 9416. Vergr. 43×.

Taf. XXII

Fig. 1. Völlige Kalzifizierung (Dedolomitisierung) eines kleinen Dolomit-Gerölls. Seine Umrisse sind nur dank der bituminösen Pigmentation sichtbar; die Grenze befindet sich inmitten der Kalzitkörner. Geröll eines mittelkretazischen Konglomerats in Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zádubnie. Vergr. 43×.

Fig. 2. Dedolomitisiertes Geröllchen, in welchem Dolomit durch ein radial-strahliges Kalzit-Aggregat ersetzt wurde. Geröll eines mittelkretazischen Konglomerats in Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Horný Vadičov-a. Dünnschl. Nr. 10016. Vergr. 48×.

Taf. XXIII

Fig. 1. Reste mikritischer Konturen völlig dedolomitisierter (kalzitisierter) kleiner Dolomit-Gerölle. Geröll eines mittelkretazischen Mikrokonglomerats aus santonischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Teplička n/V-a. Dünnschl. Nr. 8550. Vergr. 43×.

Fig. 2. Hohlraum nach ausgelaugtem (wahrscheinlich Dolomit) Geröll, von initialem Kalzit ausgekleidet und dann von Sediment-Matrix ausgefüllt. Geröll eines mittelkretazischen Konglomerats aus senonischen Konglomeraten der Manín-Einheit. Dünnschl. Nr. 7071. Vergr. 13×.

Taf. XXIV

Fig. 1. Geröll von Höhlensinter, gebildet auf der aufgetauchten Pieniny-Kordillere zu Beginn der Mittleren Kreide. Geröll aus Konglomeraten des Cenoman—Coniac der Klape-Einheit. Lok. Oravský Podzámok-III. Dünnschl. Nr. 8711. Vergr. 20×.

Fig. 2. Authigenes Anwachsen von Dolomit auf klastische Dolomitskörner (auf einen Kern aus triassischem Dolomit wuchs in der mittleren Kreide syntaxial ein Dolomitsaum auf). Karbonatischer Sandstein der mittleren Kreide. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Divinka-Gipfel-k. Dünnschl. Nr. 7471. Vergr. 136×.

Fig. 3. Säume an zwei Dolomit-Geröllchen. Diese Kalzittrinden haben sich noch vor der definitiven Einlagerung der Gerölle gebildet. Ihre Konturen sind stellenweise nur dank Staub-Inklusen an der ursprünglichen Oberfläche zu sehen, da die Körner aus der Rinde bei der Bildung des Zements weiterwuchsen. Geröll eines Konglomerats des Alb—unteren Cenoman aus Konglomeraten des Cenoman-Turon. Lok. Krivá-Basis-a. Dünnschl. Nr. 8577. Vergr. 43×.

Taf. XXV

Fig. 1. Bruchstück eines Belemniten-Rostrums, von Lithophagen angebohrt, und Bruchstücke dickschaliger Muscheln in der Interstitialmasse (Matrix) von cenomanischem Konglomerat der Klape-Einheit. Lok. Sedliacka Dubová-II-c. Dünnschl. Nr. 8289. Vergr. 14×.

Fig. 2. Röhrcchen eines serpuliden Wurmes in der Interstitialmasse (Matrix) von senonischem Konglomerat der Klape-Einheit. Lok. Vrtžer-I. Dünnschl. Nr. 7075. Vergr. 23×.

Fig. 3. Rudisten-Korallen-Kalk mit eingesprengten Geröllchen (kann als Matrix des Konglomerats angesehen werden). Senon der Klape-Einheit. Lok. Zemianska Dedinka-g. Dünnschl. Nr. 9596. Vergr. 4×.

Taf. XXVI

Fig. 1. Von Bohrmuscheln in litoralem marinem Milieu angebohrtes Geröll (es handelt sich um ein Geröll von tithonischem Flachsee-Schlammkalk mit *Clypeina jurassica*) aus kretazischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Podvážie-II-g. Anschliff. Nat. Gr.

Fig. 2. Von Muscheln angebohrtes Geröll aus Konglomeraten des Alb—Cenoman der Klape-Einheit. Lok. Nosice-III-k. Nat. Gr.

Fig. 3. An Geröllchen eines karbonatischen Konglomerats sind Cyanophyceen-Beläge sichtbar (initiale Onkoide), wodurch die Entstehung des Konglomerats in Flachsee-Milieu bewiesen wird. Mittlere Kreide. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie-I—II-d. Anschliff. Nat. Gr.

Taf. XXVII

Fig. 1. Geröll eines mitteltretazischen Konglomerats aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Zástranie-I-w. Nat. Gr.

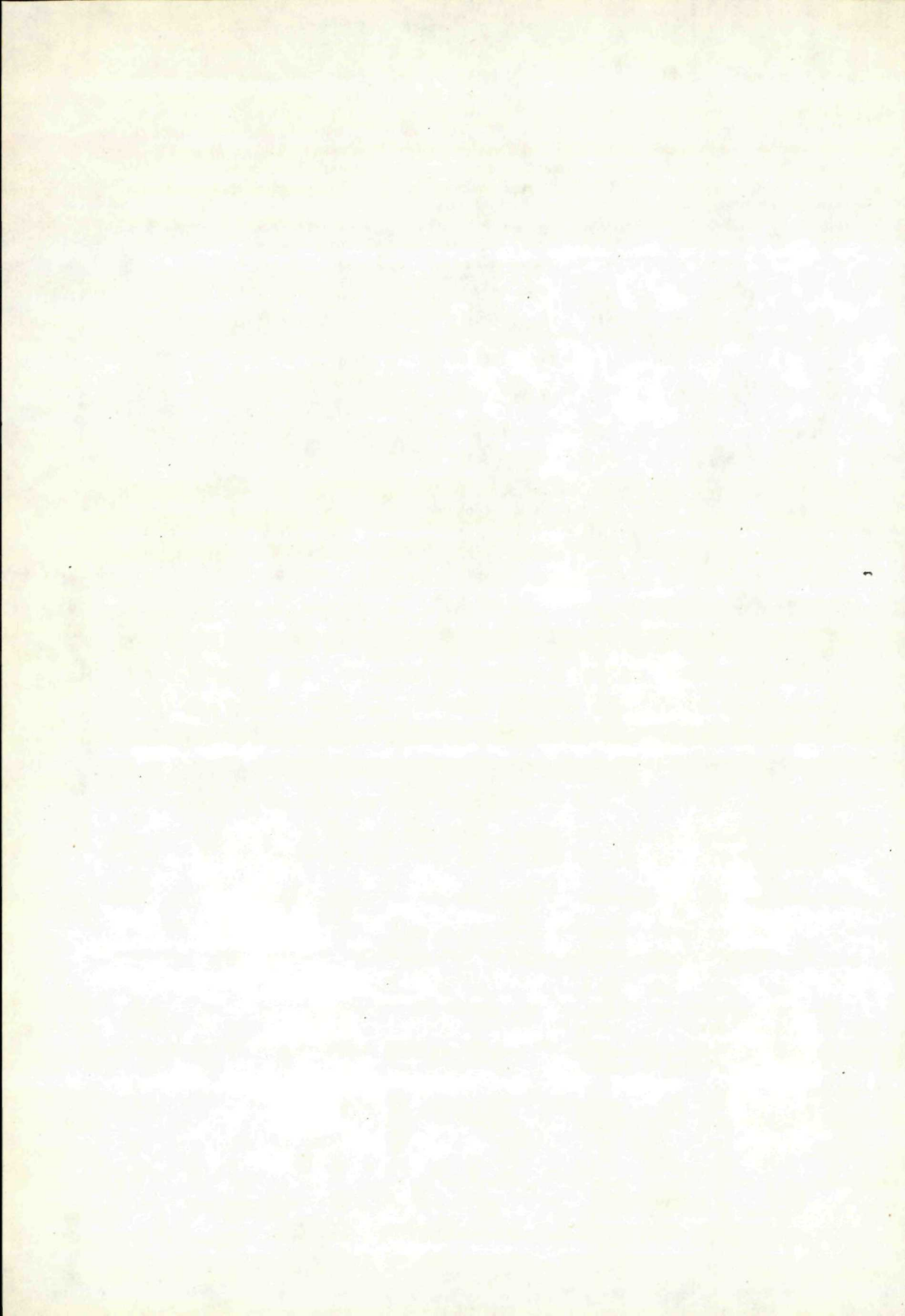
Fig. 2. Spuren des Eindrückens benachbarter Gerölle, die Grübchen an der Oberfläche des Gerölls bilden („pitted pebble“). Das Einpressen war mit Lösung verbunden. Geröll aus Konglomeraten des Coniac der Kysuca-Einheit. Lok. Kotrčina Lúčka. Nat. Gr.

Fig. 3. Druckbedingte Deformation eines Gerölls („shattered pebble“). Geröll aus kretazischen Konglomeraten der Klape-Einheit. Lok. Podvážie-I-j. Nat. Gr.

Taf. XXVIII

Kleinkörniges Konglomerat des Coniac der Klape-Einheit. Lok. Považský Chlmec-Steinbruch. Erläuterungen: D — Dolomit, V — Kalk, DV — dolomitischer Kalk, KV — kieseliger Kalk, KP — Quarzporphyr, BE — basisches Effusivum, Fz — Felsit, G — Granitoid, Dr — Grauwacke, Ps — Sandstein, ChF — chloritischer Phyllit, pz — Paläozoikum, t — Trias, j — Jura, k₁ — untere Kreide. Dünnschl. Nr. 2848/72. Vergr. 9×.

Taf. I—XXVII foto L. Osvald



Kadosa Balogh — Anna Mihaliková — Dionýz Vass

Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia

2 text-fig., Slovak summary

Abstract. Radiometric-analytic and isochron K/Ar ages of alcalic basalts from Central and Southern Slovakia are not uniform. Radiometric ages vary from 6—7 m.y. to 1,35 m.y. e.i from Pontian to Pleistocene.

Alcalic basalts are the youngest products of volcanic activity in the area of the Carpathians and Pannonian basin. They extend generally along the inner margin of the Carpathian arc. In Slovakia alcalic basalts are present mainly in its southern part — in the Cerová Vrchovina hills and Lučenská Kotlina basin. Several occurrences are known also in the area of Neogene andesite volcanics in Central Slovakia.

Remnants of the late Tertiary to Quarternary alkaline basalt volcanism in Slovakia are represented dominantly by lava flows (e. g. Bulhary, Fiľakovo, Podrečany, Mášková), less by cinder cones (e. g. Ragáč), necks (Kysihybel, Banská Štiavnica — Kalvária), necks of the diatreme type (e. g. Hajnáčka, Šurica), and maars (Hodejov), (V. Konečný—J. Lexa oral communication).

Considering modern classifications of basalts, the basalts of Slovakia belong to the alcalic suite. In the $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram according to H. Kuno (1968) they project into the field of alkalic rocks. Using the classification of G. A. Macdonald—T. Katsura (1964), we distinguish:

1. alcalic basalts,
2. alcalic olivine basalts,
3. basanites.

Petrography of dated basalts

Samples from 10 localities have been taken for radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia (Fig. 1).

Basalts of Central Slovakia (four samples from three localities)

Kysihybel (Sample No. 520 — Štiavnické vrchy highland — in the railroad cut 0.7 km north of the station Banský Studenec). In the railroad cut there is exposed a neck of the oval form

RNDr. K. Balogh, Institute of Nuclear Research Hung. Acad. of Sciences, Bém tér 18/c H 4001 Debrecén, P. F. 51, Hungary

RNDr. A. Mihaliková—RNDr. D. Vass, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava, Czechoslovakia

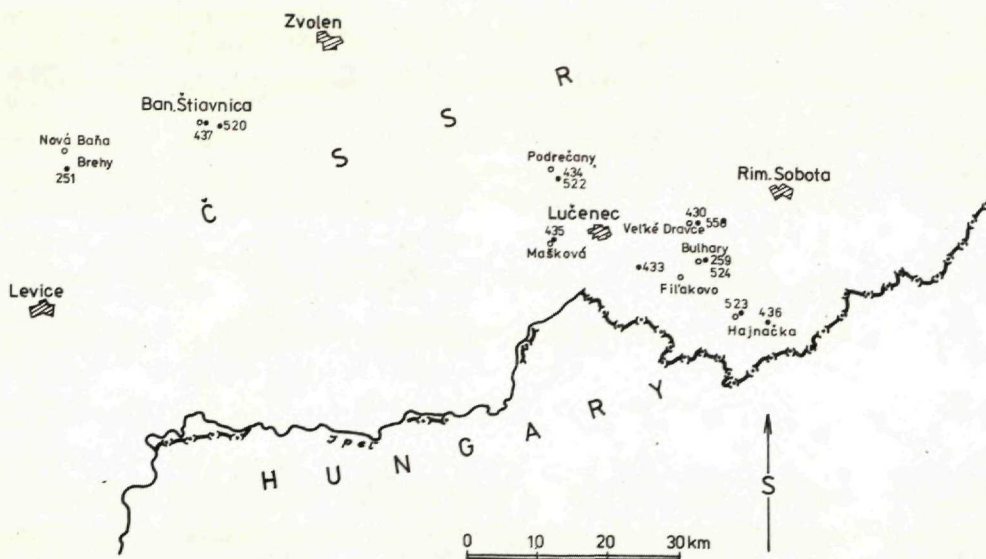


Fig. 1 Sample situation map

piercing through biotite-hornblende andesite of the late Badenian or early Sarmatian age. The neck is formed of massive basanite and subordinate explosive breccia. Columnar jointing is developed along margins of basanite, perpendicularly to the contact with andesite. In the southern part of the neck there is a smaller basanite body separated from the former one by a zone of explosive breccia mentioned above. The breccia is composed of angular and rounded fragments of biotite-hornblende andesite and porous to foamy spherical fragment of basanite in fine-grained tuffaceous matrix. The internal structure of the neck indicates that the explosive activity (an origin of the explosive breccia) was followed by the injection of massive basanite (V. Konečný—J. Lexa oral communication).

Dated nepheline basanite at the locality Kysihybel (described by M. Šímová 1965) is of the holocrystalline-porphyritic texture with phenocrysts of olivine, titaniferous augite (sometimes with aegirine-augite cores), plagioclase, and nepheline, rarely also hornblende and biotite. Olivine is replaced by mixture of chlorite and boulingite; plagioclase is corroded and in places replaced by alkali feldspar. Groundmass of the doleritic texture is composed of olivine, pyroxene, plagioclase, nepheline, and accessory apatite and magnetite. Vesicles are filled by zeolites, calcite, aragonite, and chlorite.

Banská Štiavnica — kalvária (samples No. 521 and 437 — natural outcrop north of the church). The conspicuous hill northeast of the city represents a neck piercing through biotite-hornblende andesite of the late Badenian or early Sarmatian age. The neck is formed of massive alkali-olivine basalt (M. Šímová 1965 has described the rock as olivine basanite). The rock is of the holocrystalline-porphyritic texture, with phenocrysts of olivine, titaniferous augite, and plagioclase. Olivine is replaced by biotite along margins and fractures. Plagioclase An₇₄₋₈₄ is generally homogeneous or slightly zonal. Groundmass of the doleritic (in places trachytic) texture is composed of olivine, titaniferous augite, plagioclase, nepheline, and accessory magnetite and apatite. Scarcely there are present small grains of analcime, phillipsite, and/or natrolite.

Brehy (sample No. 351 — quarry at the western margin of the village, 2 km southward from

the city Nová Baňa). The quarry is open at the head of the lowermost of three lava flows. The flows are about 2 km long and came from the vent in the central part of the cinder cone near the village Tekovská Breznica. Nepheline basanite of the lowermost flow (described by M. Šímová 1965) is of the holocrystalline-porphyrific texture, with phenocrysts of titaniferous augite and olivine. All the phenocrysts are fresh, olivine is some-times slightly corroded. Groundmass of the intersertal texture is composed of titaniferous augite, olivine, plagioclase, opaques, and abundant nepheline. Opaques are represented by magnetite, titaniferous magnetite, and ilmenite. In places basanite passes into limburgite with groundmass rich in nepheline with subordinate glass.

Basalts of the Lučenská Kotlina basin (three samples from two localities)

Podrečany (samples No. 434 and 522 — a quarry 2.1 km southwest of the village, south of the B. M. 297 m). The quarry is open in a lava flow of alkalic-olivine basalt (A. Mihaliková 1966 has described the rock as plagioclase basanitoid). The rock is of the holocrystalline-porphyrific texture, with phenocrysts of olivine, augite, and plagioclase. Olivine is replaced by iddingsite. Augites are opaques and often in glomeroporphyritic clusters. Groundmass of the doleritic texture is composed of olivine, augite, magnetite, plagioclase, nepheline, palagonite, and accessory apatite. Vesicles are filled by palagonite. The rock contains numerous partially resorbed grains (xenocrysts) of quartz from underlying Egerian marly sandstones.

Mášková (sample No. 435 — a quarry northeast of the village, underneath the B. M. 268 m Skalica). The quarry is open in a lava flow of alkalic basalt. The basalt is darkgray or black, fine-grained, containing numerous megacrysts of hornblende (up to 5 cm), olivine and spinel peridotite nodules (D. Hovorka 1978), and partially resorbed grains (xenocrysts) of quartz from underlying Egerian marly sandstones. The rock is of the holocrystalline-porphyrific texture, with phenocrysts of olivine, augite, plagioclase, and hornblende. Olivine is replaced along margins by carbonate, hornblende is partially opaques. Groundmass of the trachytic texture is composed of olivine, pyroxene, plagioclase, nepheline, cryptocrystalline mesostasis (also rich in nepheline), and accessory magnetite, titanomagnetite, and ilmenite.

Basalts of the Cerová Vrchovina hills (13 samples from 5 localities)

Hajnáčka (samples No. 523/1 and 523/2 — natural cliff on the western side of the castle hill). The rocky cliffs of the castle hill in the village Hajnáčka represent a neck (diatrema) piercing through the Egerian marly sandstones (V. Konečný—J. Lexa, oral communication). The neck is formed by chaotic pipe breccia composed of spherical fragments of glassy vesicular basanite in fine-grained greenish matrix, that in turn is composed of plagioclase, olivine, augite, and pelagonite fragments; a significant proportion of matrix represents fine-grained material from desintegrated Egerian sediments (mostly quartz). Pores and vesicles are filled by carbonate and zeolites. The pipe breccia is cut by several dykes of massive basanite, often with small xenoliths of quartz and crystalline rocks of the basement. Dated samples come from one of these dykes.

Nepheline basanites of dykes is of the hemicrystalline-porphyrific texture, with phenocrysts of olivine, augite (aegirine-augite in cores), and basaltic hornblende. Groundmass of the hyalopilitic texture is composed of olivine, pyroxene, plagioclase, pargasite, glass, palagonite, and accessory magnetite and ilmenite. Aragonite, palagonite, zeolites, and sometimes rhönite fill vesicles. Often there are present resorbed quartz grains (xenocrysts).

Table 1. Petrographical and Petrochemical composition of dated basalts

Locality			Central Slovakia			Lučenská kotlina basin		Cerová vrchovina hills				
			Kysihybel 520	Kalvária 521,437	Brehy 351	Podrečany 434, 522	Mašková 435	Hajnáčka 523	Bulhary 524, 259	Filakovo 433	Vef. Dravce 430, 558	Ragáč 436
Genetic type			neck	neck	lava flow	lava flow	lava flow	neck	lava flow	lava flow	lava flow	lava flow
Name of rocks			Nephelin. basanite	Alkal. Ol. basalt	Nephelin. basanite	Alkalic. Ol. basalt	Alkalic basalt	Nephelin. basanite	Nephelin. basanite	Nephelin. basanite	Nephelin. basanite	Alkalic Ol. basalt
Modal composition	phenocryst	olivine	20,50	17,5	3,60	2,30	1,80	13,20	17,50	6,80	16,30	2,90
		augite	9,40	9,10	6,40	0,10	1,00	12,50	21,90	20,80	21,10	8,90
amphibole						2,40		0,70				
rhönite								6,10	0,60	0,30		2,20
nepheline		1,90								2,10		0,40
Modal composition	groundmass	plagioclase	19,20	3,90		22,90	1,10		1,50			1,20
		magnetite				0,10	0,70		3,40	4,70	0,90	
		olivine	11,50	11,60	18,50	6,10	11,00	5,40	9,40	7,60	11,00	2,30
		pyroxene	15,50	19,70	48,60	6,70	6,10	15,10	13,80	5,50	10,50	24,90
		pargasite						2,90	1,10	2,00		0,50
		nepheline	5,30	3,50	7,40	0,80	3,50		16,60	32,00		21,20
		plagioclase	9,00	27,00	10,30	37,10	19,20	10,60	9,10	11,30		19,10
		palagonite				2,10		0,20				
		glass?				6,40	29,30	22,00				
		xenolithic quartz						0,60				
Normative composition		magnetite	8,50	7,50	5,10	15,40	14,20	10,70	5,10	6,90	8,80	12,60
		carbonate					9,70					
		or	6,67	7,08	7,03	10,01	7,78	15,01	10,56	7,78		15,01
		ab	3,24	28,82	15,02	27,25	31,96	9,43	15,20	14,67		32,75
		an	21,96	31,14	19,06	27,52	19,18	19,18	10,01	25,30		8,05
		di	15,99	9,04	23,04	10,65	3,73	22,24	34,94	22,53		24,07
		hy	23,28	7,38	—	8,38	12,34	—	—	—		—
		ol	11,02	7,08	24,16	1,72	1,62	9,46	5,60	6,97		1,60
		ne	8,70	—	5,01	—	—	9,91	5,14	6,53		0,35
		mt	6,03	6,13	3,04	6,73	10,21	5,80	9,74	7,19		10,67
		il	0,50	3,21	3,05	4,41	4,86	3,65	5,17	5,17		4,26
		ap	0,90	0,9	1,14	0,34	1,34	0,34	—	—		1,01
cc				0,50	6,10	2,50	0,70	0,20		0,90		

Bulhary (samples No. 259, 524/1, 524/2, and 524/3 — a quarry 1.1 km east of the village). The quarry is open in a thick lava flow of the intracanyon type. Along its margins there are remnants of tuff, cinder, reworked tuff and epiclastic volcanic sandstones and gravels deposited in a former valley. The quarry exposes mainly the central part of the flow with characteristic concentric and columnar jointing.

Nepheline basanite at this locality (A. Mihalíková 1966) is of the holocrystalline-glomeroporphyritic texture, with phenocrysts of olivine, augite (aegirine-augite cores), and plagioclase. Olivine is replaced by iddingsite. Groundmass of the microdoleritic-phonolitic texture is composed of olivine, pyroxene, plagioclase, rhönite, pargasite, nepheline, magnetite, and accessory titanomagnetite and ilmenite.

Fifakovo (sample No. 433 — a quarry 6 km northwest of the city, 2.5 km southwest of the village Fifakovské Kováče, at the southeastern side of the ridge between the villages Terbefovce and Biskupice). The quarry is open in a lava flow of nepheline basanite. Basanite is of the holocrystalline-porphyritic texture, with phenocrysts of olivine, augite (subordinate titaniferous augite and aegirine-augite), and nepheline. Olivine is replaced along margins and fractures by serpentinite and chlorite, sometimes by iddingsite. Augite is partially opaqued and replaced by rhönite. Groundmass of the phonolitic-microdoleritic texture is composed of olivine, pyroxene, plagioclase, nepheline, rhönite, pargasite, magnetite, and accessory titanomagnetite, ilmenite, and apatite.

Veľké Dravce (samples No. 430, 558/1, 558/2, and 558/3 — a quarry 1.3 km east of the village). The quarry is open in a remnant of nepheline basanite lava flow. Basanite is of the porphyritic texture, with phenocrysts of olivine and augite. Microdoleritic groundmass consists of olivine, augite, plagioclase, nepheline, magnetite, and accessory apatite.

Ragáč (samples No. 436/1 and 436/2 — natural cliffs 2.2 km southeast of Hajnáčka, 250 m northeast of the B. M. 427 m Borkut). In natural cliffs there is exposed a lava flow of alkalic olivine basalt with characteristic platy jointing. The basalt (described by A. Mihalíková 1966 as nepheline basanite) is of the holocrystalline-glomeroporphyritic texture, with phenocrysts of olivine, augite (aegirine-augite in cores), plagioclase, and nepheline. Microdoleritic groundmass consists of augite, plagioclase, nepheline, magnetite, and minor olivine and pargasite.

Review of petrographical and petrochemical composition of basalts is in Tab. 1.

Experimental methods

Dating was carried on in the Institute of Nuclear Research (ATOMKI) in Debrecen, Hungary. Unweathered whole rock samples were selected for the investigations. Potassium content was determined by flame photometry, using Li as internal standard. Samples were degassed by high frequency induction heating, the ^{38}Ar spike was introduced into the argon extraction line from a gas-pipette. The isotopic composition of the argon was measured by a statically operated 150 cm deflecting radius magnetic mass spectrometer. The Soviet standard „Asia 1/65“ was used for calibration, its radiogenic argon content was taken to be $4.441 \cdot 10^{-5}$ ccSTP/g. Details of the instruments and experimental methods are described elsewhere by K. Balogh, Gy. Móri (1978, 1979).

The given errors are based on the reproducibility of the potassium concentration and the argon isotopic composition determinations measured on international standards and atmospheric argon. The error of the radiogenic argon and radiometric ages were calculated with the

equations given by A. Cox and G. B. Dalrymple (1967). The analytical error can be reduced by repeating the measurement, but geologic errors — arising when the sample was not a closed system or contains excess argon — can not be discovered this way. Therefore, instead of repeating the measurements, we preferred dating more samples from the same formation.

Evaluation of the radiometric data

The measured data are summarized in the table 2. Ages were calculated using the following constants: $\lambda_K = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ y}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ y}^{-1}$; $^{40}\text{L}/\text{K} = 1,19 \cdot 10^{-4} \text{ mol/mol}$; analytical errors are given as one standard deviation (1). These ages were calculated assuming that the isotopic composition of incorporated argon was atmospheric.

The nepheline basanite from Brehy is the youngest, its radiometric age being $0,53 \pm 0,16 \text{ m. y.}$ The rock is completely unaltered, therefore radiogenic argon loss can be excluded. On the contrary, incorporation of radiogenic argon is a more likely possibility.

Analytical ages of samples from the surroundings of Fiľakovo (Fiľakovo, Veľ. Dravce, Bulhary, Hajnačka, Ragáč) are in the 1.39—2.58 m.y. interval. This phase of volcanism is studied in details. More samples have been dated from a number of localities, enabling us to calculate isochron ages as well. The oldest ages show the samples from Podrečany and the area of Banská Štiavnica (6,44—7,29 m.y.). These are definitely older than the previous ones. The sample from Mášková is slightly younger ($4,90 \pm 0,24 \text{ m.y.}$).

Isochron methods of K/Ar dating have been evaluated in detail by M. Shafiqullah and P. E. Damon (1974). We have adopted the way followed by them for analysing our data.

If the basic conditions of the K/Ar age equation are not fulfilled, the analytical age differs from the age of the geologic event. In spite of this, the real time of geologic event can be deduced from the analytical ages in the following two special cases.

1. All of the samples incorporated equal quantity of radiogenic argon. In this case the measured radiogenic argon content is plotted against the potassium content. The points fit in a straight line, the slope of which is proportional to the isochron age and the intercept with the $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ axis gives the initially incorporated radiogenic argon. This method is also applicable when all of the samples have lost the same quantity of radiogenic argon.

2. The initially incorporated argon has equal $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio in all of the samples. In this case the measured $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio is plotted against the $\text{K}/^{36}\text{Ar}$ ratio. Again the points fit in a straight line, the slope of which is proportional to the isochron age, and the intercept with the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ axis gives the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of the incorporated argon.

If either of this two conditions are not fulfilled, the points are usually randomly distributed in the chosen coordinate system, indicating, that there are no reliable isochron ages. It is more serious however, that in certain cases the points define a straight line, but this is not isochron. E. g. if the argon isotopic composition is constant from sample to sample, but the K content is different, the „isochron age“ in the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -K/ ^{36}Ar diagram will be zero. If the samples contain constant amount of radiogenic argon and potassium, but the incorporated atmospheric argon is different, the points will fit a straight line (mixing line) in the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -K/ ^{36}Ar diagram, but the defined „age“ is older than the age of volcanic activity. Therefore the evaluation of isochron data requires very careful considerations, including the study of geologic situation and petrographic character of the samples. In spite of these uncertainties the isochron is very useful for discovering the unreliability of conventional analytical ages.

We have tried to evaluate our data by the $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ -K and $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -K/ ^{36}Ar methods as well, but due to the small range of potassium content of samples from the same locality the $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ -K method turned to be unapplicable.

Slopes and intercepts of the isochrons was computed by the method elaborated by D. York (1966), using two ways to calculate variances:

1. Only the errors of related $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ and $\text{K}/^{36}\text{Ar}$ values were considered, their deviation from the fitted regression line was disregarded. (In a case of two samples this is the only possibility).

2. The deviation of points from the fitted regression line was considered. In this case — contrary to York — We have calculated the variance of slope and original $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio, and not the variance of average slope and average intercept. These values depend only on the distribution and not on the number of points.

The greater of variances obtained by the two methods was accepted as the variance of age.

The isochron age of all samples from the surroundings of Fiľakovo is 1.74 ± 0.35 m.y. (tab. 3, fig. 2). This time interval can be accepted as the age of dominant volcanic activity, since there is little difference between the analytical ages and the isochron age. The intercept (302.5 ± 17.7) is only slightly higher than the atmospheric ratio, this means that greater relative quantity of excess radiogenic argon is not present in all of the samples. The value of the intercept is influenced first of all by samples of low $\text{K}/^{36}\text{Ar}$ ratio (high atmospheric argon content), thus these samples are almost fully degassed, while the presence of greater relative excess argon can not be excluded in samples of high $\text{K}/^{36}\text{Ar}$ ratio.

The age of the samples from Ragáč is doubtlessly reliable, since the isochron and analytical ages are almost equal. Excess argon has been found in samples from the Bulhary quarry. Regarding the high value of intercept, the defined straight line can not be mixing line, therefore the isochron age ($1.47 \pm 0,31$ m.y.) is considered as the age of volcanism. The presence of excess argon in the samples from Veľké Dravce is not so convincing, but due to the similarity of this rock with the one of Bulhary we accept again the isochron age (1.62 ± 0.32 m.y.) as the age of rock formation.

The basanit from Hajnáčka is older, regarding either its analytical or isochron age. The intercept is slightly lower than the atmospheric value, therefore it is possible, that only one of the samples (No. 523/1.) contains some radiogenic excess argon, and the conditions for applying the isochron method are not fulfilled. Even in this case, the basanit from Hajnáčka is the oldest in the group of Fiľakovo surroundings, since the relative excess argon in the sample No. 523/2. must be very low, and a greater relative excess argon content in the sample No. 523/1. should result in an intercept below 290. The isochron age and the average analytical age can be accepted as the age of volcanism, noting, that the real time is likely to be in the younger part of the given interval.

The time interval determined by the isochron method for samples from Banská Štiavnica and Podrečany is 7.14 ± 1.06 m.y. The intercept ($290,4 \pm 21.8$) is lower than the atmospheric ratio, in spite of its great error, this points to the possible invalidity of the isochron age. This is unquestionable for the data from the Banská Štiavnica area, where the intercept (278.3 ± 10.7) is definitely lower than the atmospheric ratio. An initial ratio below the atmospheric value is not completely impossible, but it is far less likely, than the presence of excess radiogenic argon only in some of the samples (No. 437.). Omitting sample No. 437. the isochron age is 6.19 ± 0.43 m.y. with a very realistic intercept of 303.4 ± 7.9 . The isochron age of the two samples from Podrečany is very close to this value ($6.17 \pm 0,47$ m.y.), thus no time difference exists among basalts of the Banská Štiavnica area and Podrečany.

Table 2. Results of K/Ar radiometric dating

No.	Locality	Rock	K %	⁴⁰ Ar _{rad}	⁴⁰ Ar _{rad} 10 ⁻⁷ ccSTP/g	
				⁴⁰ Ar _{tot}		
351.	Brehy	nephelin. basanite	1.39	0.074 0.046	0.315 ± 0.116 0.246 ± 0.126	0.291 ± 0.087
433.	Fíľakovo	„	1.12	0.055 0.065	1.162 ± 0.508 1.003 ± 0.212	1.027 ± 0.201
523/1. 523/2.	Hajnačka Hajnačka	„	2.17 2.22	0.16 0.034	2.251 ± 0.189 1.851 ± 0.758	
259. 524/1. 524/2. 524/3.	Bulhary Bulhary Bulhary Bulhary	„	2.05 1.83 1.92 1.76	0.33 0.34 0.25 0.27 0.32	1.327 ± 0.256 1.615 ± 0.174 1.733 ± 0.093 1.655 ± 0.083 1.487 ± 0.064	1.546 ± 0.146
436/1. 436/2.	Ragáč Ragáč	alcalic olivine basalt	2.52 2.58	0.26 0.18	1.398 ± 0.198 1.423 ± 0.106	
430 558/1. 558/3. 558/3.	Veľké Dravce Veľké Dravce Veľké Dravce Veľké Dravce	nephelin. basanite	2.00 2.06 1.63 2.11	0.30 0.40 0.38 0.24	1.335 ± 0.136 1.450 ± 0.051 1.203 ± 0.044 1.731 ± 0.097	
434. 522.	Podrečany Podrečany	alcalic. olivine basalt	1.63 1.57	0.51 0.24	4.102 ± 0.192 4.158 ± 0.233	
520. 521. 437.	Kysihybel B. Štiavnica- kalvária B. Štiavnica- kalvária	nephelin. basanite alcalic olivine basalt	1.17 1.88 0.98	0.21 0.29 0.52	3.160 ± 0.202 5.174 ± 0.242 3.023 ± 0.183	
435.	Mášková	alcalic basalt	1.12	0.41 0.30	2.156 ± 0.101 2.256 ± 0.145	2.191 ± 0.083

Radiometric ages of basalts and their interpretation

Considering results of radiometric dating, petrography, and petrochemistry of basalts from the Cerová Vrchovina hills and Lučenská Kotlina basin, we distinguish among them three groups:

The first group includes alkaline-olivine basalts of the Lučenská Kotlina, that are the oldest among the basalts of southern Slovakia. Radiometric age and the isochron age of the lava flow

$^{40}\text{Ar}_{\text{tot}}$	$\frac{\text{K}/^{36}\text{Ar}_{\text{tot}}}{[\%/(cc\text{STP/g})]} \times 10^{-9}$	Age	mean
$^{36}\text{Ar}_{\text{tot}}$		mill. year	
314.4	0.901	0.53 ± 0.16	
314.4	0.206	2.30 ± 0.47	
351.8 305.9	0.543 0.124	2.60 ± 0.23 2.09 ± 0.86	} 2.58 ± 0.22
444.4	1.971	1.89 ± 0.19	
394.0 404.8 434.6	1.40 1.272 1.643	2.38 ± 0.15 2.16 ± 0.15 2.12 ± 0.15	} 2.19 ± 0.16
399.3 360.4	1.867 1.143	1.38 ± 0.20 1.39 ± 0.15	
422.1 492.5 476.6 388.8	1.905 2.784 2.470 1.141	1.70 ± 0.18 1.85 ± 0.15 1.85 ± 0.15 2.06 ± 0.15	
603.1 388.8	1.222 0.352	6.30 ± 0.35 6.63 ± 0.42	} 6.44 ± 0.27
374.1 416.2 615.6	0.291 0.439 1.038	6.77 ± 0.48 6.89 ± 0.38 7.70 ± 0.52	
458.1	0.832	4.90 ± 0.24	

southeast of Podrečany is 6.44 ± 0.27 m.y. (average of two datings), and 6.17 ± 0.47 m.y. respectively, age of the lava flow northeast of Mášková is 4.90 ± 0.24 m.y. (one dating). These ages correspond to the Pontian (Podrečany) and early Pliocene (Mášková), respectively (using the radiometric time-scales of D. Vass—G. P. Bagdasarjan 1978, W. B. F. Ryan et al. 1974, D. Vass 1978, V. N. Semenenko 1979). However, one can not exclude completely a possible contamination of analyzed samples by older rocks, as basalts contain often xenocrysts of quartz (see above). On the other hand, similar ages of samples from one locality (Podrečany) and isochron ages exclude large scale contamination by older rocks.

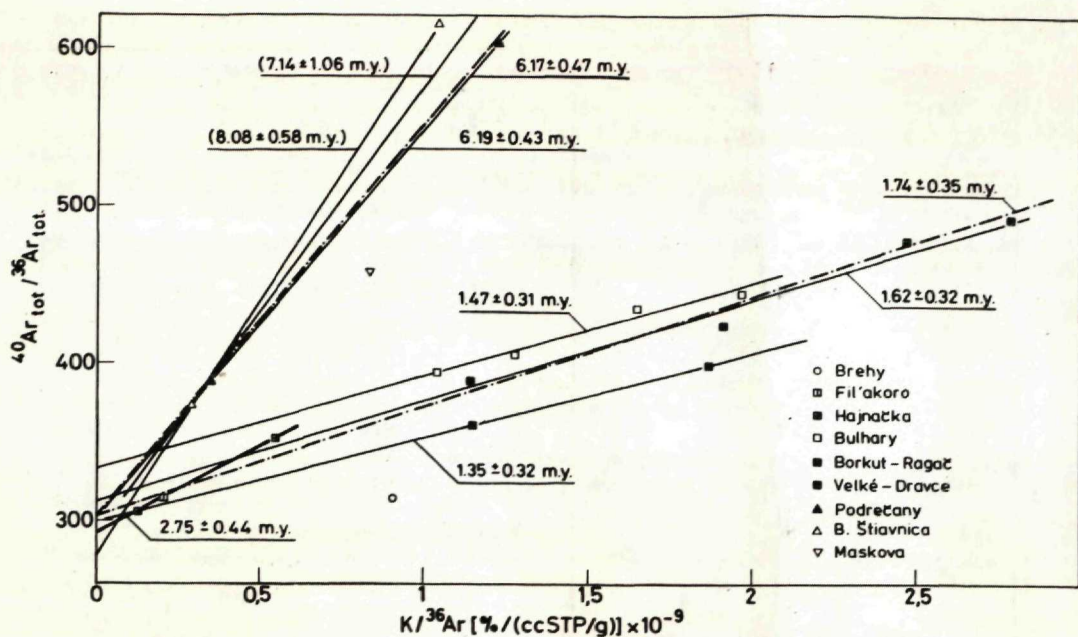


Fig. 2 Isochron ages of basalts dates

The second group includes nepheline basanite lava flows in surroundings of Fil'akovo. The analytical radiometric age of lava flow from Bulhary is $2,19 \pm 0,16$ m.y.. But because of presence of excess argon the isochron age — $1,47 \pm 0,31$ m.y. — is considered as the age close to the real age of the lava flow. The same is perhaps valid for the basanite from Velké Dravce; the analytical age is $1,90 \pm 0,13$ m.y., the isochrone age considered as close to the real one is $1,62 \pm 0,32$ m.y. Both isochron ages correspond to Pleistocene (compare W. A. Berggren, J. Van Couvering 1974, Fig. 11).

Nepheline basanite dyke at Hajnáčka shows the radiometric age $2,58 \pm 0,22$ m.y. (average of two datings). The isochron age is $2,75 \pm 0,44$ m.y.

Older age in comparison with nepheline basanite lava flows may be a result of contamination (the rock contains often xenocrysts of quartz and remnants of partially melted crystalline rocks of the basement), or it rather indicates, that the explosive activity and origin of diatremes preceded the effusive activity. The age of the dyke corresponds to the lower part of the Upper Pliocene (compare W. B. F. Ryan et al. 1974).

The lava flow of alkalic-olivine basalt at the Ragač shows the radiometric and isochron age $1,39 \pm 0,21$ m.y. (average of two datings), and $1,35 \pm 0,32$ m.y. respectively corresponding to the Pleistocene*.

Necks of alkalic-olivine basalt (Kalvária) and nepheline basanite (Kysihybel) nearby Banská Štiavnica have been considered as the youngest products of volcanic activity in this

* Recently was dated another lava flow from the surroundings of Fil'akovo. Dated sample comes from the bore hole EHZ-1 (15,5—15,8 m) situated 4 km W of the village Nová Bašta. The analytical age is $1,82 \pm 0,1$ m.y.

region. A more exact stratigraphic assignment is not possible because of a lack of relationship to any biostratigraphically dated horizon. Radiometric ages of the mentioned rocks are the following: nepheline basanite at Kysihybel — $6,77 \pm 0,48$ m.y. (one dating); alkalic-olivine basalt at the Kalvária — $7,29 \pm 0,41$ m.y. (average of two datings).

The mean value of Kysihybel and Kalvária basalts is $7,1 \pm 0,42$ m.y. and their isochrone age is $8,08 \pm 0,58$ m.y. but after omitting the sample 437 which is suspected of excess radiogenic argon the isochron age is $6,19 \pm 0,43$ m.y.. The real age of Banská Štiavnica basalts is in a geochronometric interval 7,1—6,19 m.y. perhaps closer to younger value and basalts of Banská Štiavnica may be products of the same volcanic activity as basalts from Podrečany.

Nepheline basanite lava flows nearby Brehy are of the Quarternary age. In the valley of the river Hron they lie over the younger Riss terrace (R. Halouzka — oral communication). The radiometric age $0.53 \pm 0,16$ m.y. confirms the very young Quarternary age of the flows, however, it may not be real, as the datum 0.53 m.y. is at the lower limit of capability of the K/Ar method (0,5 m.y.). The younger Riss corresponds to the interval 0.13—0.22 m.y. (R. Halouzka—D. Minaříková 1977, plate 3); so, if the assignment of the terrace to the younger Riss is correct, the age of flows should be around 0.13 m.y.

Table 3. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -K/ ^{36}Ar isochron ages

Samples	Isochron age ($\pm 1\sigma$) mill. year	Initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio (intercept)
All samples from surrounding of Fiľakovo	1.74 ± 0.35	302.5 ± 17.7
Hajnačka 523/1, 523/2	2.75 ± 0.44	292.3 ± 6.2
Ragáč 436/1, 436/2	1.35 ± 0.32	299.0 ± 19.0
Bulhary 259, 524/1, 524/2, 524/3	1.47 ± 0.31	332.9 ± 18.1
Veľké Dravce 430, 558/1, 558/2, 558/3	1.62 ± 0.32	311.3 ± 24.7
All samples from Banská Štiavnica and Podrečany	7.14 ± 1.06	290.4 ± 21.8
Podrečany 434, 522	6.17 ± 0.47	302.1 ± 11.2
Area of Banská Štiavnica 520, 521, 437	8.08 ± 0.58	278.3 ± 10.7
All sample from Banská Štiavnica and Podrečany except the sample No 437	6.19 ± 0.43	303.4 ± 7.9

The determined initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio for the samples surrounding Fiľakovo is 302,5, and for the accepted samples from Banská Štiavnica and Podrečany is 303,4. Thus, in average 2,5 % excess radiogenic argon is present in the samples. The radiogenic argon content of the nepheline basanite from Brehy is 6 %. Correcting for the possible excess argon, the radiometric age is reduced to $0,31 \pm 0,16$ m.y. In view of this the difference between the stratigraphic and radiometric age is not surprising. Unfortunately, the uniformity of potassium content of this formation made the applicability of the isochron method impossible.

Radiometric age of basalts and mammal fauna at Hajnáčka

Mammal bones in surroundings of Hajnáčka come from sandstones, tuffaceous sandstones, and basaltic lapilli tuffs (O. Fejfar 1964, p. 12—20, Fig. 5—11). The fauna consists of mammalian macro- and microfauna. It is homogeneous in respect of its age significance; from the paleobiological point of view it represents an uniform natural association. O. Fejfar (1964, p. 102—104, 23—24) has described 36 genera and species, among them the following species important for biostratigraphy: *Desmana nehringi*, *Petényia hungarica*, *Miomomys pliocenicus minor*, *M. kretzoi*, *Trogotherium minus*, *Prospalax priscus*, *Parailurus hungaricus*, *Mastodon borsoni*, *M. arvernensis*, *Tapirus arvernensis*, *Dicerorhinus megarhinus*, and others. Formerly the fauna was assigned to the Lower Pleistocene or to the Lower Villafranchian, respectively (O. Fejfar l. c., p. 106—107); now, it is assigned to the youngest Neogene mammalian zone MN 16 (P. Mein 1975).

Volcanic rocks in surroundings of Hajnáčka that contain the above mentioned mammal bones have not been dated directly. Their relationship to the dated rocks (Ragáč, Hajnáčka) is obscured by extensive erosion and landslides. However, as the fauna has been found also in basaltic tuffs, it has to be considered contemporaneous with volcanic activity, whose age in the surroundings of Hajnáčka varies between 2,75 (2,58) and 1,35 (1,39) m.y.

Conclusions

Results of radiometric dating by K/Ar method of basalts in southern and Central Slovakia show the following:

Necks of alkalic-olivine basalt and nepheline basanite nearby Banská Štiavnica (Central Slovakia) are the oldest, they belong to the Pontian.

Alkalic basalt lava flow from Podrečany in the western part of the Lučenská Kotlina basin is of the same age, the basalt from Mášková is younger, belonging to the early Pliocene.

Nepheline basanites of the Cerová vrchovina hills originated during the Upper Pliocene, and the Lower Pleistocene.

The real age of the nepheline basanite lava flow nearby Brehy (Central Slovakia) is probably younger than the determined radiometric age 0.53 m.y., as it lies over the younger Riss terrace of the river Hron.

Review: J. Lexa.

References

- BALOGH, K.—MÓRIK, GY. 1978: Magnetic mass spectrometer for K-Ar dating (In Hungarian) *Atomki Közl.* 20, Debrecén, 215—228.

- BALOGH, K.—MÓRIK, GY. 1979: High capacity argon extraction and purification system. (In Hungarian) *Atomki Közl.*, 21, Debrecén, 363—375.
- BERGGREN, W. A.—VAN COUVERING, J. 1974: The late Neogene. *Paleogeogr.-climat.-ecology*, 16/1—2, Amsterdam, 1—216.
- COX, A.—DALRYMPLE, G. B. 1967: Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating: *Jour. Geophys. Research*, V. 72, Richmond, 2603—2614.
- FEJFAR, O. 1964: The Lower — Villafranchian Vertebrates from Hajnačka near Fíľakovo in Southern Slovakia. *Rozpravy Ústř. Úst. geol.*, 30, Praha, 1—116.
- HALOUZKA, R.—MINAŘIKOVÁ, D. 1977: Stratigraphic correlation of Pleistocene deposits of the river Danube in the Vienna and Komárno Basins. *Zborn. geol. Věd, (Ř. A.)*, 11, Ústř. Úst. geol., Praha, 7—55.
- HOVORKA, D. 1978: Uzavreniny spinelových peridotitov v bazanite pri Maškovej rezídium vrchného plášľa (?). *Mineralia slov.*, 10, 2, Bratislava, 97—111.
- KUNO, H. 1968: Differentiation of basal—alcalic magmas in basalts. In: H. H. Hass and A. Poldervaart, *The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition 2*, New York, 623—688.
- MACDONALD, G. A.—KATSURA, T. 1964: Chemical composition of Hawaiian lavas. *Jour. Petrology* 5, Oxford, 82—133.
- MACDONALD, G. A. 1972: *Volcanoes Prentice Hall INC Englewood cliffs. New Jersey*, 370—409.
- MEIN, P. 1975: Biozonation du Neogene mediterraneen à partir des mammieres. *Proceedings of the VI.th Congress*, 2, (Tab. 1c in appendix) Bratislava.
- MIHALIKOVÁ, A. 1966: Petrografická a petrochemická charakteristika bazaltov juhovýchodného Slovenska. *Zborn. Západné Karpaty*, 5, Bratislava, 151—190.
- RYAN, W. B. F.—CITA, M. B.—DREYFUS RAWSON, M.—BURCKLE, L. H.—SAITO, T. 1974: A paleomagnetic Assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans... *Riv. Ital. Paleont.*, 80/4, Milano, 631—688.
- SEMENENKO, V. N. 1979: Correlation of Mio-Pliocene of the Eastern Paratethys and Tethys. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, Tome hors série, fasc. 3. Athens, 1101—1111.
- SHAFIQUZZAH, M.—DAMON, P. E. 1974: Evaluation of K-Ar isochron methods, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, London, 1341—1358.
- ŠÍMOVÁ, M. 1965: Petrografia a petrochemia produktov finálneho vulkanizmu Slovenského stredohoria. *Acta Geologica of Geographia UC Geológia*, 9, Bratislava, 9—89.
- VASS, D.—BAGDASARJAN, G. P. 1978: A radiometric time-scale for Neogene in the Paratethys region. *Studies in Geology*, 6, Am., Ass., Petrol. Geol., Tulsa, 179—203.
- VASS, D. 1978: World Neogene radiometric time scale (state to the begining of 1976. *Geol. Práce, Správy* 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 197—236.
- YORK, D. 1966: Least-squares fitting of a straight line, *Canadian Journal of Physics*, 44, Ottawa, 1079—1086.

Kadosa Balogh, Anna Mihaliková, Dionýz Vass

Juho- a stredoslovenské bazalty vo svetle rádiometrických vekov

Resumé anglického textu

Alkalické bazalty sú najmladším produktom vulkanickej aktivity v oblasti Karpát a panónskeho bazénu. Vyvinuté sú súvisle pri vnútornom okraji karpatského oblúka, na území Slovenska vystupujú ojedinele v oblasti stredoslovenských neovulkanitov (Banská Štiavnica), rozsiahlejšie reliktly sú v Cerovej vrchovine a na sz. okraji Lučenskej kotliny.

Relikty mladoneogénneho kvartérneho vulkanizmu alkalických bazaltov na Slovensku reprezentujú prevažne lávové prúdy.

Bazalty Slovenska patria podľa moderných klasifikácií do alkalickéj série. V diagrame SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ podľa H. Kuna (1968) sa premietajú do série alkalických bazaltov. V zmysle klasifikácie podľa G. A. Macdonalda—T. Katsura (1964) v rámci alkalickéj série vyčleňujeme:

- alkalické bazalty
- alkalicko-olivínické bazalty
- bazanity.

Petrograficko-petrochemické zloženie bazaltov z jednotlivých lokalít udáva tabuľka 1. Stredoslovenské a juhoslovenské bazalty boli rádiometricky datované. Pre tento účel boli odobraté vzorky z 10 lokalít (obr. 1.)

Rádiometrické datovanie metódou K/Ar bolo urobené v Ústave jadrového výskumu (ATOMKI) v Debrecíne (MLR). Metodika datovania je opísaná v prácach K. Balogh a Gy. Móri (1978, 1979). Výsledky datovania sú zhrnuté v tab. 2. Konštanty použité pre výpočet veku sú v anglickom texte. Výsledky izotopického výskumu boli použité aj na výpočet izochrónneho veku (tab. 3) podľa metódy M. Shafiqullaha a P. E. Damona (1974).

Alkalické bazalty z Lučenskej kotliny sú staršie než nefelinické bazanity z okolia Fíľakova. Analytický vek bazaltu z Podrečian je $6,44 \pm 0,27$ m. r., izochrónny vek je $6,17 \pm 0,47$ m. r., čo zodpovedá pontu. Vek bazaltu zo sv. okolia obce Maškova je $4,90 \pm 0,24$ m. r., čo zodpovedá spodnému pliocénu.

Nefelinické bazanity z Cerovej vrchoviny (okolie Fíľakova) sú relatívne mladšie:

	analytický vek	izochrónny vek
Bulhary	$2,19 \pm 0,16$ m. r.	$1,47 \pm 0,31$ m. r.
Veľ. Dravec	$1,90 \pm 0,13$ m. r.	$1,62 \pm 0,32$ m. r.
Hajnačka	$2,58 \pm 0,22$ m. r.	$2,75 \pm 0,44$ m. r.
Ragáč	$1,39 \pm 0,12$ m. r.	$1,35 \pm 0,32$ m. r.

Izochrónne veku bazanitov z prvých dvoch lokalít sú, zdá sa, bližšie k reálnemu veku, lebo analýza preukázala prítomnosť prebytočného argónu, ktorý zvyšuje rádiometrický vek získaný analytickou metódou.

Veku bazanitovej žily z Hajnačky sú si blízke a sú staršie než ostatné veku bazanitov. Príčinou môže byť kontaminácia fragmentmi starších hornín, ale nemožno vylúčiť, že explozívna aktivita, ktorá dala vznik diatréme hradného kopca v Hajnačke, predchádzala efuzívnu aktivitu, ktorej dielom sú datované lávové prúdy bazanitu.

Rádiometrické izochrónne veku z Bulhar a Veľkých Draviec zodpovedajú pleistocénu; pleistocénny, ale mladší je tiež bazanitový prúd Ragač. Diatréma v Hajnačke je vrchnopliocénneho veku.

Fauna cicavcov, ktorú z Hajnačky naposledy opísal O. Fejfar (1964) a ktorá je radená do zony MN 16 (najvrchnejší pliocén) je súveká s bazaltovým vulkanizmom, lebo kosti sa našli aj v bazaltových tufoch. Tuffy s kosťami však neboli priamo rádiometricky datované a datovania bazanitov v okolí určujú pomerne široký časový interval, keď akumulácia skeletov a kostí vznikla — medzné hodnoty časového intervalu sú 2,75 a 1,35 m. r.

Veku alkalicko-olivínického bazaltu (Banská Štiavnica — kalvária) a nefelinického bazanitu (Banská Štiavnica — Kysihybel) majú izochrónny vek, blízky veku bazaltu z Podrečian: $6,19 \pm 0,43$ m. r., zatiaľ čo analytické veku sú $7,29$ a $6,77 \pm 0,48$ m. r. Izochrónny vek je asi bližšie k reálnemu veku a potom neky vznikli v ponte.

Rádiometrický vek nefelinického bazanitu z Brehov je relatívne najmladší: $0,53 \pm 0,16$ m. r. Reálny vek bazanitu je pravdepodobne ešte mladší, lebo lávový prúd leží na riskej terase (R. Halouzka, ústne oznámenie) a numerický vek risu je $0,13 \pm 0,22$ m. r. (porovnaj R. Halouzka—D. Minaříková 1977, príloha 3).

Tomáš Koráb, Miroslav Krs, Marta Krsová, Pavol Pagáč

Palaeomagnetic Investigations of Albian(?) — Paleocene to Lower Oligocene Sediments from the Dukla Unit, East Slovakian Flysch, Czechoslovakia

18 text-figs., Slovak summary

Abstract. The study of palaeomagnetic properties of rocks from the Dukla unit resulted in derivation of palaeomagnetic pole position, $\alpha_p = 58,76^\circ\text{S}$, $\lambda_p = 62,46^\circ\text{E}$, $\delta_m = 4,30^\circ$, $\delta_p = 2,59^\circ$, and paleomagnetic directions $D = 158,67^\circ$, $I = -40,10^\circ$, $\alpha_{95} = 3,57^\circ$ ($N=165$), for red pelitic sediments (Submenilite Beds) of Lower to Middle Eocene age. The values obtained are near to those which e. g. were derived for the Southern Alps. To great extent, this study is of methodological nature; it describes laboratory procedures of investigation of palaeomagnetic stability of rocks by introducing studies of stability or changes of mineral phases during thermal treatments.

Introduction

The aim of this paper is to infer additional palaeomagnetic data on flysch formations in the West Carpathians of Czechoslovakia for quantitative palaeogeographical and palaeotectonic interpretations of this complicated fold system. The Dukla unit lying in Poland, U. S. S. R. and Czechoslovakia was chosen for paleomagnetic study on the basis of detailed lithologic, stratigraphical and tectonic data. Dynamic sedimentologic analytical results were used for a palaeogeographical reconstruction (A. Šlaczka 1971; V. V. Danyš 1973; T. Koráb—T. Ďurkovič 1978). The data thus obtained from the north-eastern part of Slovakia are complementary to those pertaining to the remaining areas of the West Carpathians of Czechoslovakia as were summarized in a review paper (M. Krs et al. 1979).

Orientated samples were collected from numerous sections over a large area because of the complicated tectonic structure and variability in lithologic types. Considerable attention was paid to the study of problems associated with palaeomagnetic stability. Laboratory stability tests using alternating field (A. F.) and thermal procedures were extended by a newly introduced laboratory test of changes or stability of mineral phases (— carriers of remanent magnetic polarization) during thermal treatments. The test, briefly referred to as the study of mineral phase changes in further text, was found useful for selecting rocks suitable for palaeomagnetic analysis. Thus, the submitted paper is partly of geological-applicatory, partly of geophysical-methodological nature.

RNDr. T. Koráb, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava
Ing. M. Krs, CSc. — Prom. fys. M. Krsová, Ústav užité geofyziky, Podbělohorská silnice 47, 150 00 Praha 5
Ing. P. Pagáč, CSc., Geofyzikálny ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta, 899 30 Bratislava

Brief outline of geology and lithology

The Dukla unit forms a structural zone of the eastern part of the Flysch Carpathians. It extends from the Żmigród area in Poland south-eastward across the north-eastern part of Czechoslovakia into the Soviet Union (Fig. 1a). This unit is bounded on the north by a thrust plane moved northward over the Silesian unit. Its southern border likewise is of tectonic nature and it represents a plane along which the Magura group of nappes was thrust upwards.

Tectonically, the Dukla unit consists of a group of folds and anticlinal slices trending NW—SE. It can be divided into the east and west parts by a flexure-like bending of strata observed north of Stakčín, and generally thought to have resulted from a deep-seated fault effect. Distinction can be drawn between both parts on the basis of their tectonic style; brachyantyclinal and brachysynclinal structures typically occur in the east part whereas folds with a large

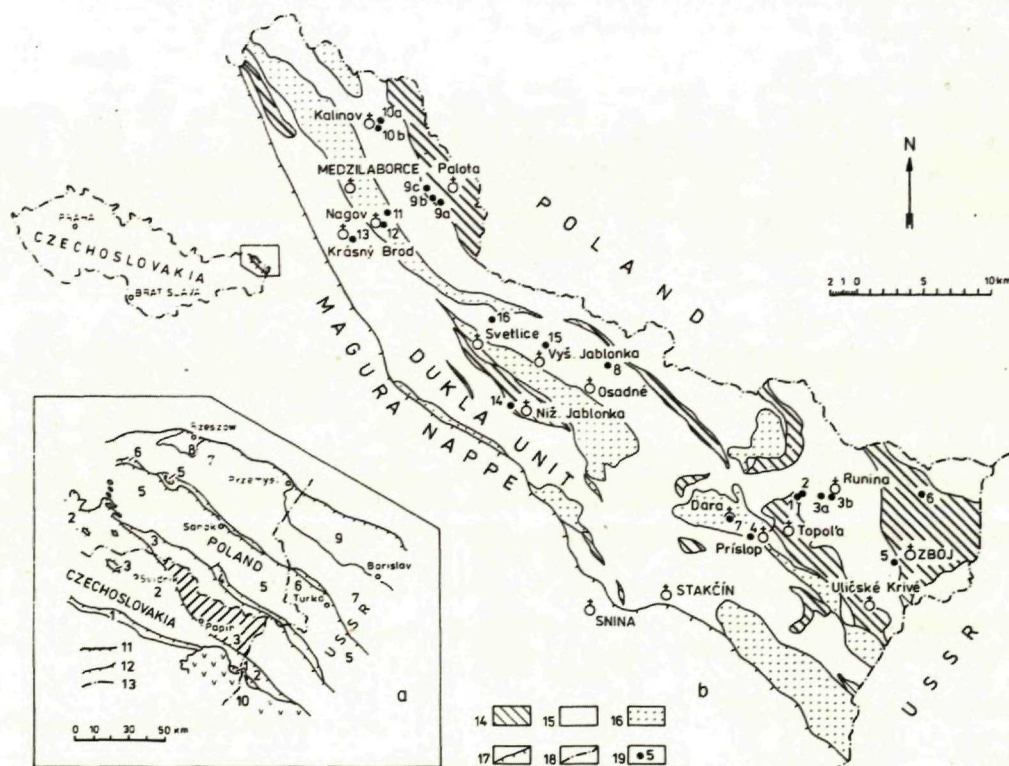


Fig. 1

Fig. 1. The area investigated palaeomagnetically. a — Tectonic sketch of the eastern part of the Flysch Carpathians (according to the Tectonic map of the Carpathian-Balkan system, sheet Łódź: edit. M. Maheł 1973). 1 — Klippen Belt; 2 — Magura nappe; 3 — Dukla unit; 4 — Fore-Dukla unit; 5 — Silesian unit; 6 — Subsilesian unit; 7 — Skole unit; 8 — Outer zone of the Foredeep; 9 — Inner zone of the foredeep; 10 — Neovolcanics; 11 — Northern Boundary of the Carpathians; 12 — Thrust planes of the 1st order; 13 — State frontiers; 14 — Strata studied, localization of the sections. 14 — Lupkov beds; 15 — Cisna, Submenilite and Papín beds; 16 — Menilite and Cergowa beds; 17 — Magura thrust plane; 18 — State frontiers; 19 — Localities of sampling.

radius can be observed in the northern sector and an anticlinal slice zone at the southern border of the west part.

Most recently, lithologic, stratigraphical, palaeogeographical and tectonic problems of the Dukla unit have been studied in detail by T. Koráb and T. Ďurkovič (1978); the reader is referred to their paper. The lithologic section of the unit shows a flysch sequence in an uninterrupted stratigraphic succession from the Albian(?)—Paleocene to the Lower Oligocene (Fig. 2).

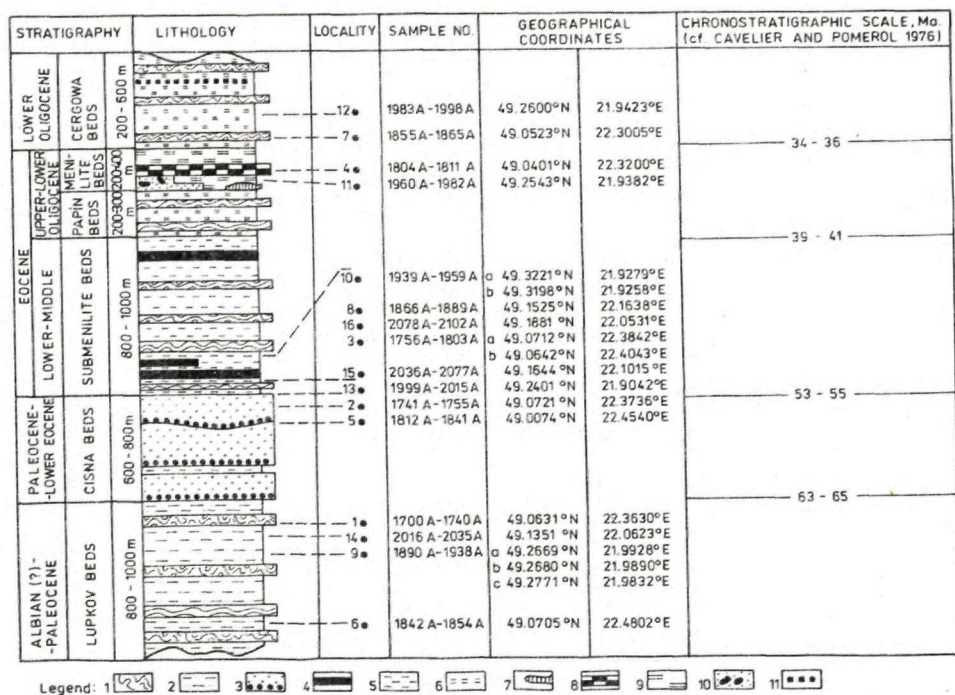


Fig. 2. Chronostratigraphic review of collecting of oriented samples from different strata of the Dukla unit: 1 — Convolute-laminated finegrained sandstones and siltstones; 2 — grey and black calcareous shales; 3 — graded-bedded sandstones; 4 — variegated shales; 5 — grey and green shales; 6 — calcareous grey shales; 7 — pelocarbonates; 8 — cherts; 9 — black and brown shales; 10 — Mszanka sandstones; 11 — Tylawa limestones.

The *Lupkov Beds* are the oldest and form a flysch succession dominated by black and grey shales alternating with beds 5—60 cm thick of convolutely bedded siltstones and finegrained sandstones. The sequence attains a thickness of as much as 1000 m. The average mineralogical composition of claystones, average percentage of sandstones and their granulometric composition are shown for all beds of the Dukla unit in Tables 1, 2 and 3.

The *Cisna Beds* have been found in an uninterrupted stratigraphical succession above the *Lupkov Beds* (Fig. 2). These beds are sandstone flysch consisting of subgraywackes with sporadically intercalated grey sandy shales and microconglomerates. The beds are Paleocene to Lower Eocene in age and as much as 600—800 m thick.

The *Submenilite Beds* form a thick (max. 1000 m) complex of microrhythmical flysch. Shales are grey, green and red in colour and alternate with sandstones plus siltstones (5—50 cm) of various petrographical types (Tab. 2). Variegated shales are red and they are

Table 1. Approximate estimation of the mineralogical composition of claystones of the Dukla unit based on the intensity of the diffracton lines

Beds	M	I-M	I	K	Q	C	D
Cergowa	2 %	6 %	21 %	17 %	24 %	7 %	13 %
Menilite	—	15 %	14 %	3 %	37 %	19 %	12 %
Submenilite	3 %	12 %	34 %	40 %	9 %	1 %	1 %
Lupkov	9 %	23 %	34 %	18 %	9 %	8 %	—

M — montmorillonite; I-M — mixed structures of illite-montmorillonite; I — illite; K — kaolinite; Q — quartz; C — calcite; D — dolomite

Table 2. Representation of sandstones in the Dukla unit

Sandstones	Beds			
	Lupkov	Submenilite and Cisna	Menilite	Cergowa
Subgraywackes	70 %	73 %	40 %	57 %
Graywackes	16 %	2 %	17 %	43 %
Quartzose sandstones	12 %	22 %	41 %	—
Arkose sandstones	2 %	—	—	—
Arkoses	—	2 %	—	—

Table 3. Granulometric composition of clastic sediments of the Dukla unit

Beds	Siltstones 0.01—0.05 mm	Finegrained 0.05—0.25 mm	Mediumgrained 0.25—0.50 mm	Coarsegrained 0.50—2.00 mm
Sandstones				
Cergowa	95 %	5 %	—	—
Menilite	25 %	67 %	8 %	—
Submenilite and Cisna	21 %	49 %	16 %	14 %
Lupkov	12 %	77 %	11 %	—

alternately concentrated in the bottom part of the beds or, more frequently they form two horizons (one in the lower, the other in the upper parts of the Submenilite beds).

Lower to Middle Eocene age of the Submenilite beds is proved by association of agglutinated foraminifers.

The *Papin Beds* are of Upper Eocene age. It is again fine-rhythmical flysch. Grey, ochre and brown calcareous shales alternate with calcareous siltstones, fine-grained sandstones and organodetrital limestones. The sequence ranges up to 300 m thickness.

The *Menilite Beds* lie above the Papin Beds. Their lower part is composed of black calcareous shales or sandstones (on the northwest). Black chert and black noncalcareous shales can be seen in the middle part of the section; a group of black calcareous shales with sporadic intercalations of calcareous fine-grained sandstones can be observed in the top most part. The beds are Upper Eocene to Lower Oligocene in age and 200 to 400 m thick.

The *Cergowa Beds* are the youngest rocks in the Dukla unit and represent calcareous fine-rhythmical flysch. Grey and ochreous calcareous shales accompanied by intercalated brown calcareous shales alternate with calcareous fine-grained sandstones (5–40 cm). The beds are Lower Oligocene in age and attain a thickness of as much as 600 m.

Palaeogeographical analysis (cf. T. Koráb—T. Ďurkovič 1978) resulted in the differentiation of three developmental stages of the Dukla unit within the following time spans: Cretaceous — Paleocene; Paleocene — Middle Eocene; Upper Eocene — Lower Oligocene. Each stage is characterized by a separate sedimentary type and palaeoflow regime. Consequently, sampling was concentrated especially on the rocks differentiated into the three stages mentioned above and the individual rock types were verified as to their suitability for palaeomagnetic studies.

It should be noted that the samples were collected especially from structures following the principal Carpathian direction (NW — SE). The Stakčín sigmoidal area, showing strong tectonic effects with fold axes much disturbed and dipping at various angles, was intentionally omitted from sampling.

Paleomagnetic stability tests and magnetic cleaning procedures

The rocks representative of the Albian(?) — Paleocene to Lower Oligocene sediments of the Dukla unit were subjected to laboratory stability tests using an A. F. treatment up to a maximum intensity of $1400 \cdot 10^3/4\pi$ [$\text{Å} \cdot \text{m}^{-1}$] and thermal field up to the Curie temperature of haematite. The specimens were processed either on a high-sensitivity astatic magnetometer equipped with digital voltmeter or on high-sensitivity spinner magnetometer JR-4 (M. Krs 1969; V. Jelínek 1966). A non-magnetic oven was used for thermal demagnetization. Under A. F. demagnetization the specimens were rotated around two axes at an angular velocities ratio of 5:4. Each specimen having been inserted into the A. F. demagnetizer in two positions, perpendicular to one another, in order to guarantee gradual and uniform demagnetization of the specimens. In both demagnetizers the magnetic field was compensated and was checked by a flux-gate magnetometer.

Figs. 3 and 4 show graphs of the A. F. demagnetization and sections of the stereographic projection of directions of NRMP or RMP of the specimens in the course of A. F. demagnetizing*). M_H represents the remanent magnetic moment of the specimen demagnetized by the A. F. (in units of $10^3/4\pi$ [$\text{Å} \cdot \text{m}^{-1}$]) which numerically correspond to the Oersted

* In this paper natural remanent magnetic polarization and remanent magnetic polarization are abbreviated as NRMP and RMP, respectively. In the next text, the symbol IRMP means isothermal remanent magnetic polarization developed in a direct magnetic field produced by an electromagnet (model „Elektromagnet nach Prof. P. Weiss“) permitting to reach maximum field of $14\,000 \cdot 10^3/4\pi$ [$\text{Å}/\text{m}$]. The symbol TRMP abbreviates the thermoremanent magnetic polarization developed in the geomagnetic field after heating of the specimen to the Curie point of haematite and cooled to the room temperature.

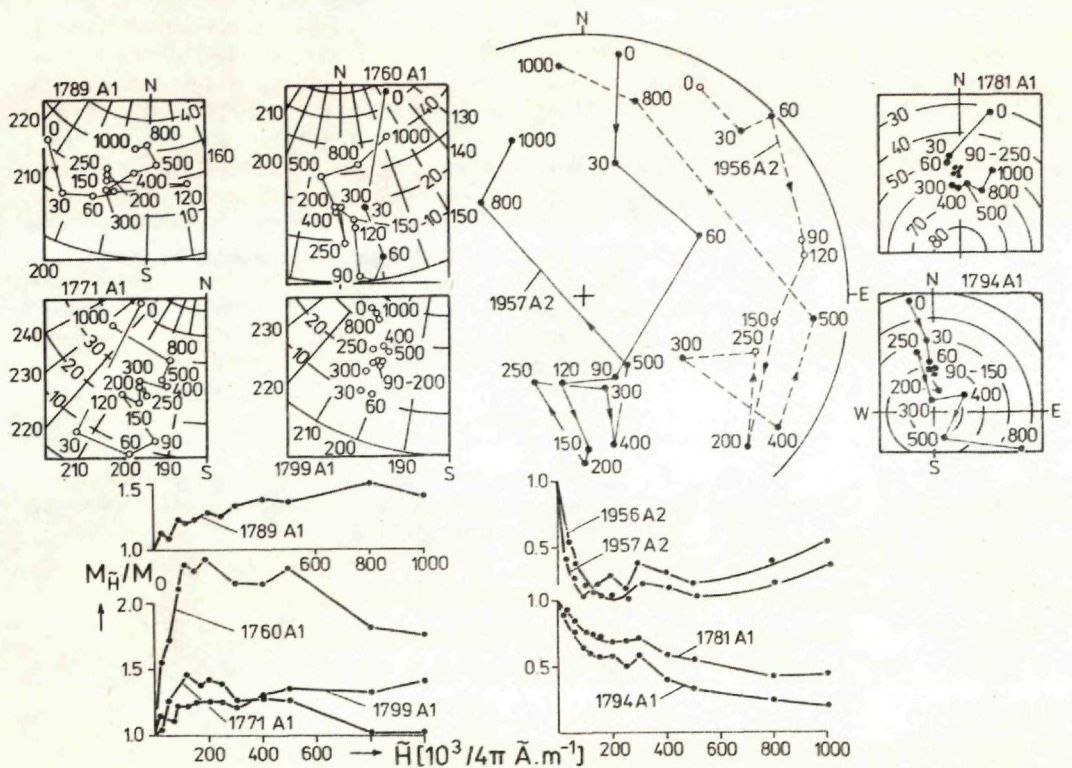


Fig. 3. A. F. demagnetization of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds).

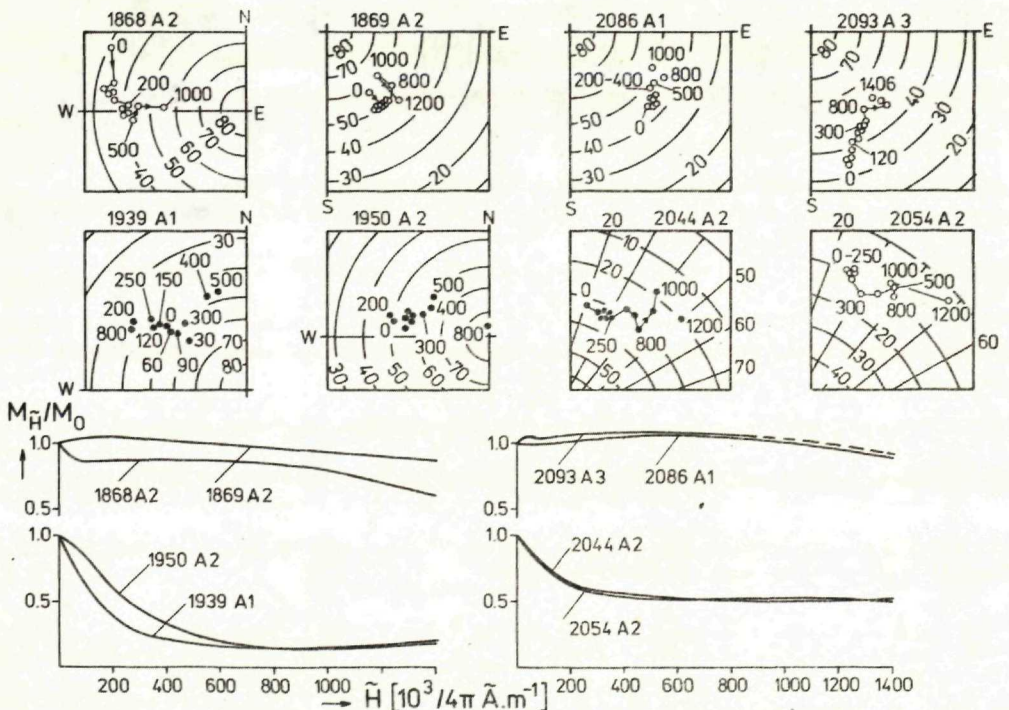


Fig. 4. A. F. demagnetization of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds).

units used earlier). M_0 is the magnitude of the natural remanent magnetic moment. Fig. 5 shows graphs of thermal demagnetizing and sections of the stereographic projection of the directions of NRMP or RMP in the course of thermal demagnetization. In these figures, and also in others of this paper, we have exclusively used stereographic projection, the projection onto the lower (upper) hemisphere being marked with full (open) circle.

The samples of red sediments collected from the Submenilite Beds either with reverse NRMP or with scattered directions of NRMP were found suitable for palaeomagnetic analyses after application of A. F. or thermal demagnetizations. Tables 4 and 5 show that both types of

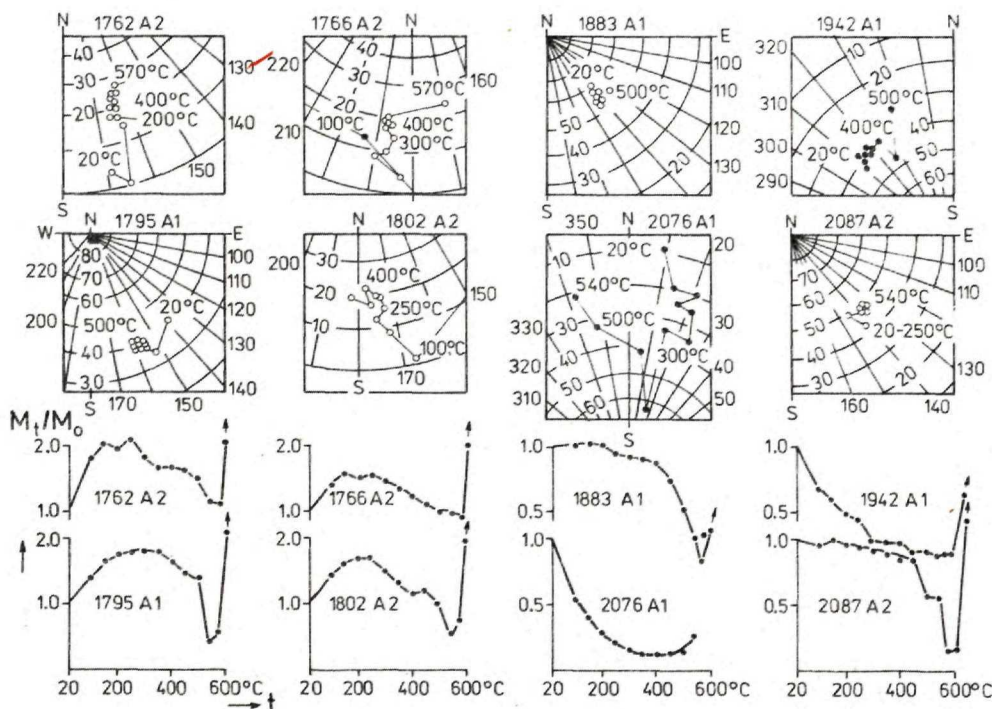


Fig. 5. Thermal demagnetization of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds).

cleanings are applicable, while the thermal cleaning at 350° is most effective. Samples showing tendency to desintegration during thermal treatment were subjected to A. F. cleaning (Table 6); optimum cleaning was found for the field of $10^6/4\pi [\text{A} \cdot \text{m}^{-1}]$. Figs. 6—10 show results of thermal or A. F. cleaning for the Lower-Middle Eocene red pelitic sediments, whose directions of NRMP were either reverse or scattered. Tables 7 and 8 summarize statistical parameters for five sections of Lower-Middle Eocene sediments found suitable for palaeomagnetic analyses.

Two sections of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments yielded samples with normal NRMP (1939A—1955A; 2037A—2077A). As it is demonstrated by Figs. 11 and 12, cleaning at 350 and 450 °C was not sufficient in these cases so that both the populations of samples had to be rejected from palaeomagnetic analyses.

All other samples were represented by grey sediments, especially by finegrained sandstones and siltstones, grey and blackish shales, cf. Fig. 2. Representative samples showed

Table 4. A. F. cleaning of Lower-Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds), sample Nos. : 1760A2, 1771A1, 1781A1, 1789A1, 1794A1, 1799A1, 1868A2, 1869A2, 1939A1, 1950A4, 2086A1, 2093A3.

Alternating field $10^3/4 \pi$ [$\text{\AA} \cdot \text{m}^{-1}$]	Mean directions of remanent magnetic polarization		α_{95}	k	N
	Declination	Inclination			
0	176.9°	-47.8°	29.0°	3.20	12
30	176.2°	-41.8°	25.7°	3.82	12
60	174.0°	-41.5°	23.7°	4.33	12
90	173.7°	-45.8°	22.2°	4.77	12
120	172.0°	-48.0°	21.2°	5.18	12
150	173.7°	-48.0°	21.0°	5.25	12
200	172.1°	-50.0°	21.3°	5.13	12
250	173.1°	-47.8°	20.5°	5.43	12
300	175.9°	-51.0°	20.5°	5.44	12
400	176.8°	-51.3°	18.5°	6.46	12
500	175.8°	-53.1°	18.7°	6.34	12
800	179.9°	-60.5°	21.2°	5.17	12
1000	212.5°	-57.3°	26.2°	3.71	12

Table 5. Thermal cleaning of Lower-Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds), sample Nos. : 1762A2, 1766A2, 1795A1, 1802A2, 1883A1, 1942A1, 2087A2.

Temperature	Mean directions of remanent magnetic polarization		α_{95}	k	N
	Declination	Inclination			
Natural state	155.8°	-26.8°	35.3°	3.87	7
100 °C	158.9°	-24.7°	25.7°	6.47	7
150 °C	159.1°	-31.2°	20.4°	9.71	7
200 °C	160.6°	-32.9°	19.5°	10.53	7
250 °C	160.0°	-33.3°	18.3°	11.86	7
300 °C	160.4°	-35.3°	17.2°	13.21	7
350 °C	160.2°	-36.1°	16.3°	14.61	7
400 °C	160.0°	-37.8°	17.6°	12.79	7
450 °C	161.4°	-36.9°	17.4°	13.06	7
500 °C	161.6°	-35.4°	16.3°	14.72	7
540 °C	165.8°	-67.3°	61.5°	1.92	7

Table 6. A. F. cleaning of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds) from the locality S. of Runina, sample Nos. : 1789A—1803A.

Alternating field $10^3/4 \pi$ [$\text{A} \cdot \text{m}^{-1}$]	Mean directions of remanent magnetic polarization		α_{95}	k	N
	Declination	Inclination			
0	161.0°	-62.6°	28.2°	1.85	30
60	181.2°	4.3°	16.2°	3.81	28
120	177.6°	-6.2°	16.8°	3.61	28
250	179.0°	-13.0°	15.2°	4.19	28
500	177.3°	-15.7°	14.3°	4.60	28
1000	169.8°	-29.8°	10.7°	7.48	28
1400	168.1°	-44.5°	15.2°	4.22	28

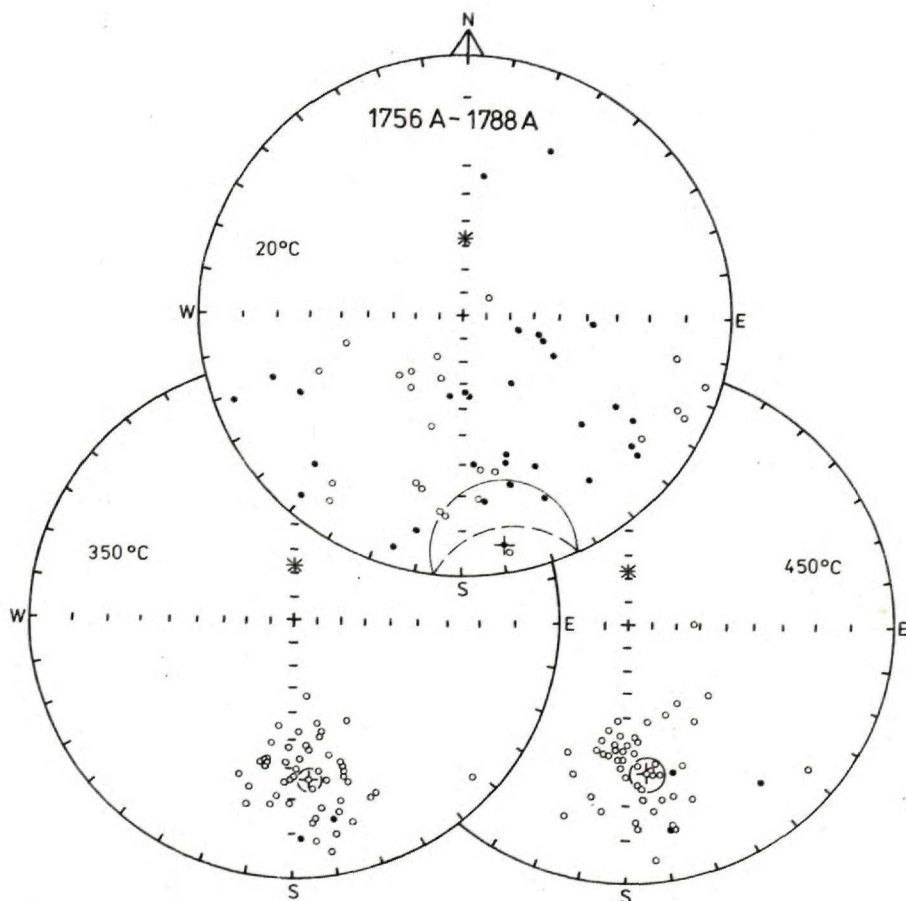


Fig. 6. Thermal cleaning of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds). Optimum cleaning at 350 °C, cf. Table 7.

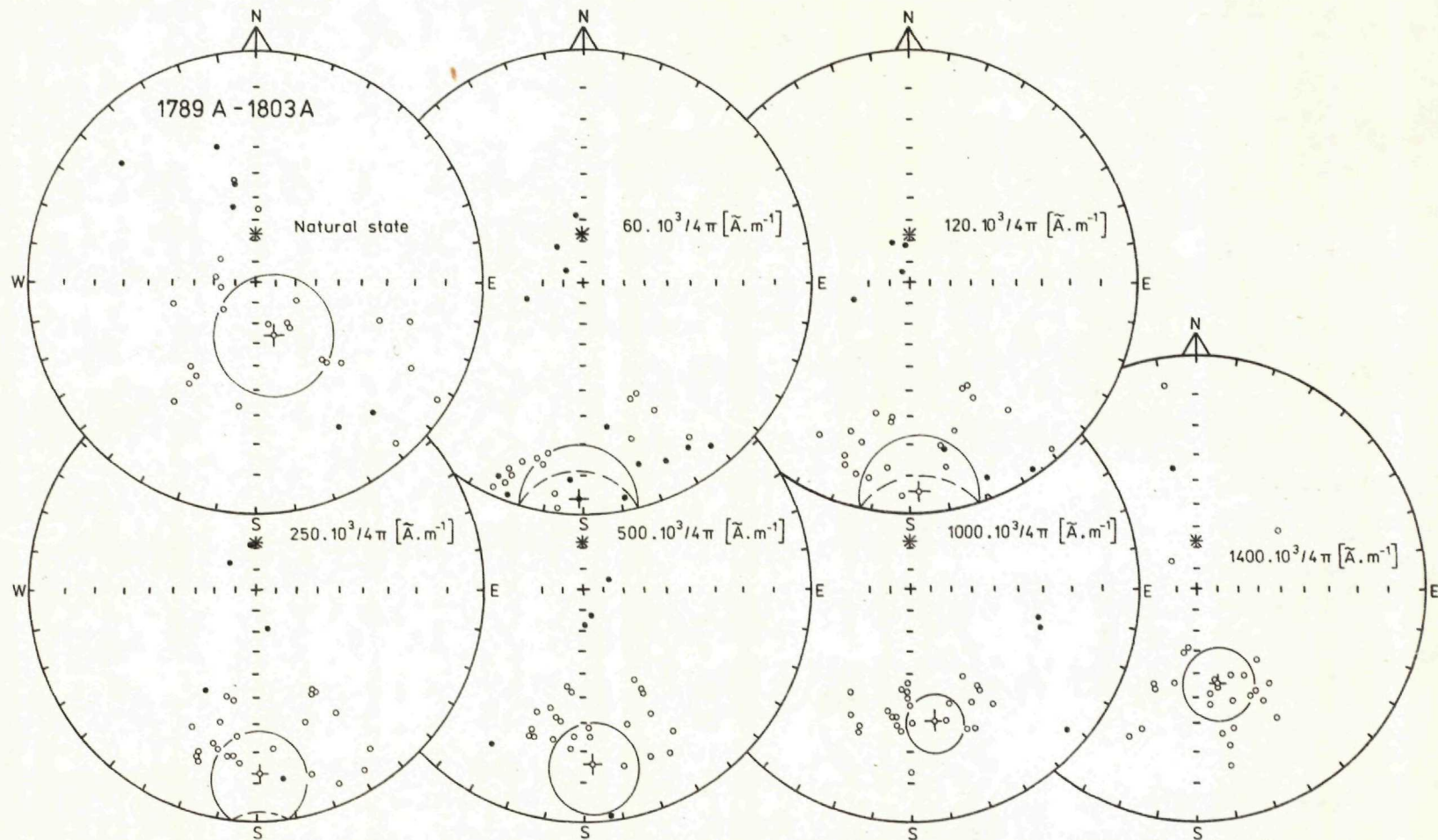


Fig. 7. A. F. cleaning of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds). Optimum cleaning at $1000 \cdot 10^3 / 4 \pi [\text{Å} \cdot \text{m}^{-1}]$, cf. Table 8.

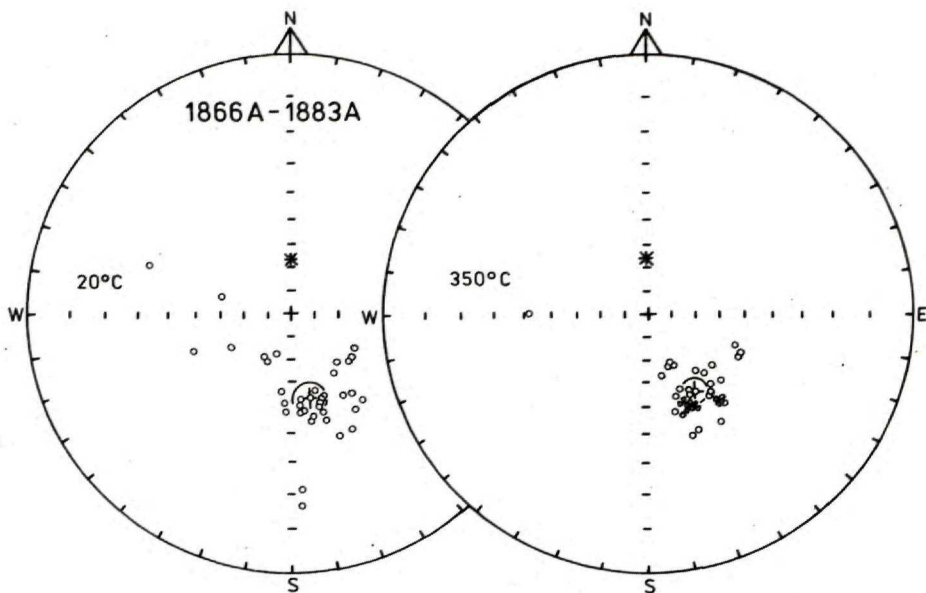


Fig. 8. Thermal cleaning of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds). Optimum cleaning at 350 °C.

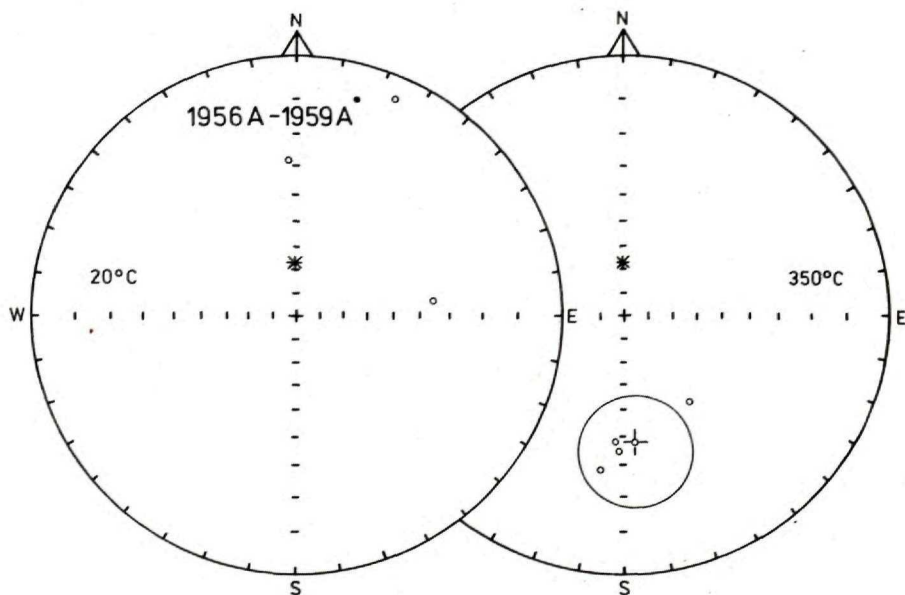


Fig. 9. Thermal cleaning of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds). Optimum cleaning at 350 °C.

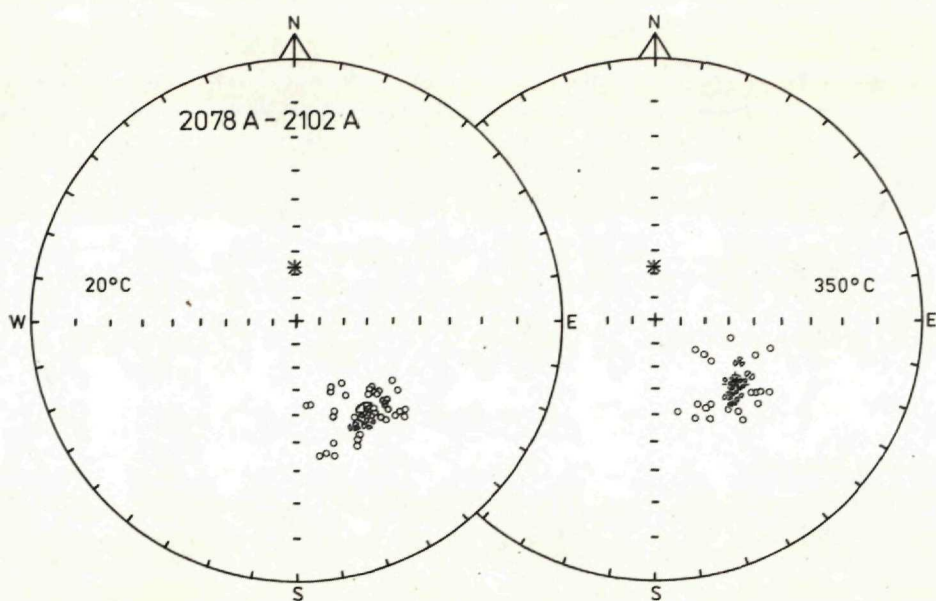


Fig. 10. Thermal cleaning of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds). Optimum cleaning at 350 °C.

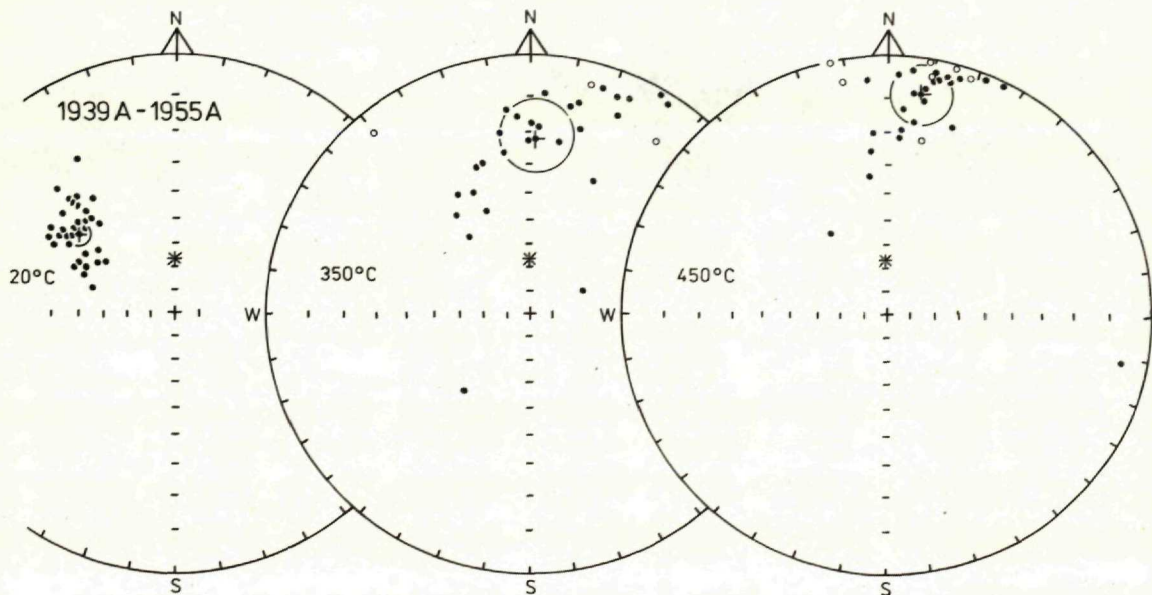


Fig. 11. Thermal cleaning of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds).

Table 7. Mean directions of remanent magnetic polarization of natural and thermally treated Lower-Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds): Dukla unit, cf. Fig. 2

Sample Nos.	Thermal field	Mean directions		α_{95}	k	N
		Declination	Inclination			
1756A—1788A	20 °C	169.6°	6.4°	17.7°	2.16	55
	350 °C	174.7°	-25.7°	4.4°	21.49	51
	450 °C	173.5°	-30.0°	5.8°	12.92	51
1866A—1889A	20 °C	167.5°	-53.0°	6.6°	14.12	36
	350 °C	149.5°	-51.7°	5.0°	24.04	36
2078A—2102A	20 °C	144.4°	-42.6°	2.7°	54.32	51
	350 °C	131.9°	-47.6°	2.8°	59.34	46
1956A—1959A	20 °C	26.7°	-17.4°	49.5°	4.42	4
	350 °C	176.4°	-37.9°	19.8°	22.49	4

Table 8. Mean directions of remanent magnetic polarization of natural and A. F. treated Lower—Middle Eocene red sediments (Submenilite Beds): Dukla unit, cf. Fig. 2.

Sample Nos.	A. F. treatment $10^3/4 \pi [A \cdot m^{-1}]$	Mean directions		α_{95}	k	N
		Declination	Inclination			
1789A—1803A	0	161.0°	-62.6°	28.2°	1.85	30
	60	181.2°	4.3°	16.2°	3.81	28
	120	177.6°	-6.2°	16.8°	3.61	28
	250	179.0°	-13.0°	15.2°	4.19	28
	500	177.3°	-15.7°	14.3°	4.60	28
	1000	169.8°	-29.9°	10.7°	7.48	28
	1400	168.1°	-44.5°	15.2°	4.22	28

Table 9. Thermal treatment of unstable Albian(?)—Paleocene to Lower Oligocene grey sediments, sample Nos.: 1815A2, 1822A2, 1846A3, 1861A1, 1900A2, 1915A2, 1925A1.

Temperature	Mean directions of remanent magnetic polarization		α_{95}	k	N
	Declination	Inclination			
Natural state	291.2°	58.5°	52.7°	2.27	7
100 °C	282.3°	56.4°	61.7°	1.91	7
150 °C	282.3°	57.2°	68.0°	1.74	7
200 °C	287.8°	53.7°	59.8°	1.94	7
250 °C	343.0°	36.6°	44.0°	2.83	7
300 °C	312.9°	62.0°	40.4°	3.19	7
350 °C	343.1°	59.8°	26.3°	6.24	7
400 °C	27.7°	79.3°	37.0°	3.62	7

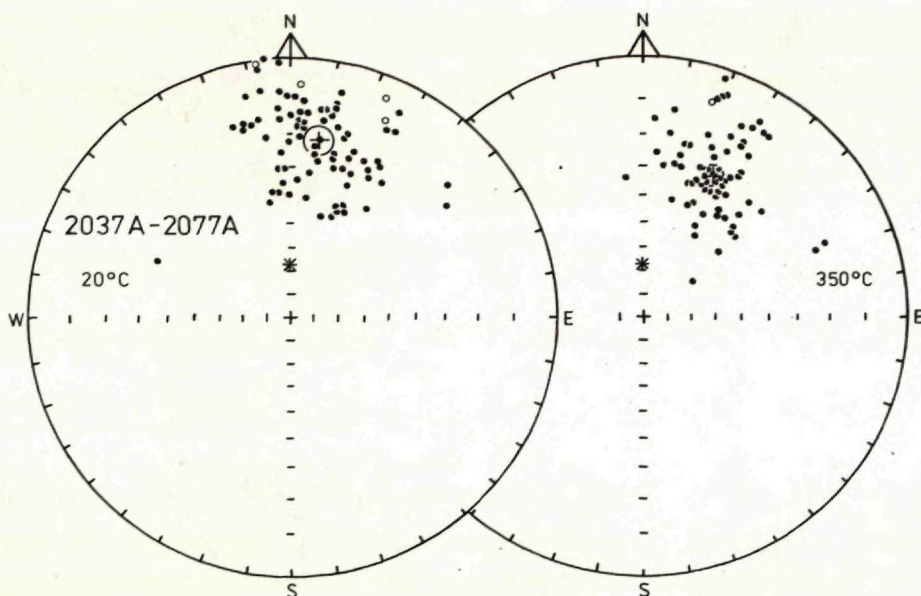


Fig. 12. Thermal cleaning of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds).

instability during A. F. and thermal treatments. Big scatter of directions of RMP was observed during thermal treatment of representative samples of grey sediments (Table 9) as well as of respective groups of samples from respective sections (Table 10).

The instability of all grey sediments and of some Lower—Middle Eocene pelitic sediments (with normal NRMP) required explanation, for which laboratory investigations were extended by introducing the studies of mineral phase changes during laboratory thermal treatments.

Study of mineral phase changes during laboratory thermal treatments

With regard to the lithological variability of the Dukla unit, and taking into account the aforementioned problems connected with palaeomagnetic stability tests and magnetic cleaning, the laboratory investigation was extended by a study of mineral phase changes, carriers of RMP. Representative samples of grey sediments and black Lower to Middle Eocene pelites were subjected to the effect of D. C. magnetic field (\vec{H}) increasing the intensity to a value of up to $11\,000 \cdot 10^3/4\pi [\text{A/m}]$. The development of isothermal remanent magnetic polarization (IRMP) was related to the field \vec{H} ; the magnetic hardness of the minerals carrying RMP could be inferred from the relationships thus established. The magnitude of the modulus of remanent magnetic moment developed due to D. C. magnetic field (\vec{H}) is indicated by $M_{\vec{H}}$; the magnitude of the modulus of natural remanent magnetic moment is denoted as M_0 . These two values are shown in Figs. 13 to 15. From the graphs in the figures it is apparent that the samples of grey sediments (1898A1, 1848A1, 1743A2; see Fig. 13) are characterized by saturated IRMP in lower \vec{H} fields than most samples of red Lower to Middle Eocene pelites (Submenilite Beds).

Table 10. Thermal treatment of unstable grey sediments, Dukla unit; cf. Fig. 2.

Sample Nos.	Temperature (centigrades)	Direction of RMP		α_{95} (degrees)	k	N
		Declination (degrees)	Inclination (degrees)			
1700A—1740A	20	345.9	47.4	11.1	6.82	29
	200	12.8	46.6	19.6	2.91	28
	250	13.3	21.8	22.3	2.48	28
	300	5.4	7.9	19.3	2.98	28
1741A—1755A	20	279.9	71.6	55.5	1.32	20
	200	152.8	34.5	56.7	1.33	19
	250	64.8	26.8	68.7	1.22	19
	300	46.5	22.5	74.7	1.18	19
1812A—1841A	20	319.7	64.5	20.0	2.15	44
	200	337.7	60.0	35.3	1.40	40
	250	352.5	31.7	28.9	1.60	40
	300	357.0	18.3	22.6	1.99	40
1845A—1854A	20	326.8	65.5	11.2	7.09	27
	200	342.9	72.8	15.1	4.67	25
	250	0.1	50.9	17.6	3.68	25
	300	7.5	26.4	17.7	3.66	25
1855A—1865A	20	313.6	59.8	7.2	20.43	21
	200	10.9	44.0	10.4	11.96	18
	250	21.5	27.2	11.5	10.00	18
	300	21.0	23.4	11.2	10.57	18
1890A—1912A	20	308.0	54.6	10.6	9.14	23
	200	351.7	38.2	15.9	5.43	19
	250	5.1	19.4	19.3	4.00	19
1913A—1923A	20	6.7	57.1	15.9	7.26	14
	200	32.4	8.0	27.8	3.19	13
	250	22.0	8.5	16.7	7.12	13
	300	20.7	2.2	11.8	13.27	13
1924A—1938A	20	292.6	70.8	16.6	5.93	16
	200	35.8	-6.6	28.5	2.77	15
	250	30.0	-2.1	13.2	9.31	15

Figs. 16—18 show dependence of M_t/M_0 on the temperature t for samples cooled in a nonmagnetic oven to room temperature. For the samples indicated by TRMP (thermoremanent magnetic polarization), M_t denotes the magnitude of the modulus of thermoremanent magnetic moment for a sample subjected to geomagnetic field effects after being heated to a temperature of 675 °C, cooled to a room temperature and subsequently thermally demagnetized at temperature t ; M_0 indicates the magnitude of the modulus of thermoremanent magnetic moment for a sample not exposed to thermal demagnetization. The graphs κ_t/κ_0 demonstrate the dependence of volume magnetic susceptibility of TRMP samples on

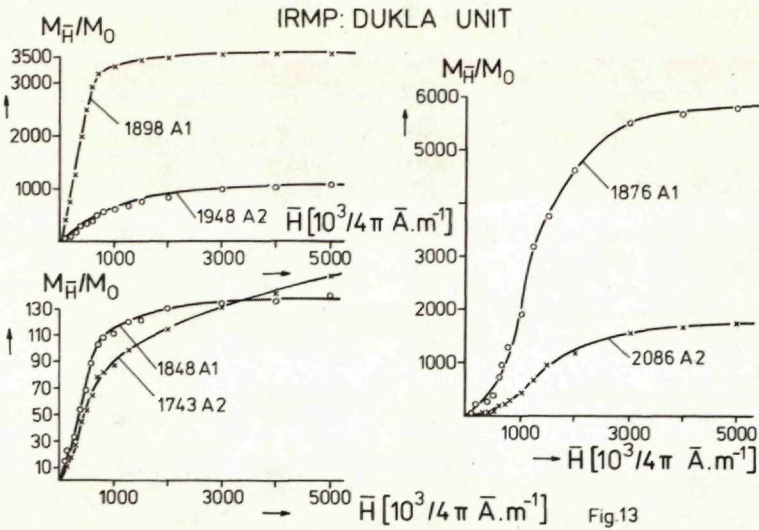


Fig. 13. Development of isothermal remanent magnetic polarization (IRMP) due to a steady laboratory magnetic field (\bar{H}) in grey sediments (1898A1, 1848A1, 1743A2) and in Lower-Middle Eocene red pelitic sediments (1948A2, 1876A1, 2086A2).

temperature t , while κ_t is the volume magnetic susceptibility of TRMP sample heated at temperature t and cooled to room temperature in magnetically compensated environment; κ_0 is the volume magnetic susceptibility of TRMP sample at room temperature, before first cleaning procedure.

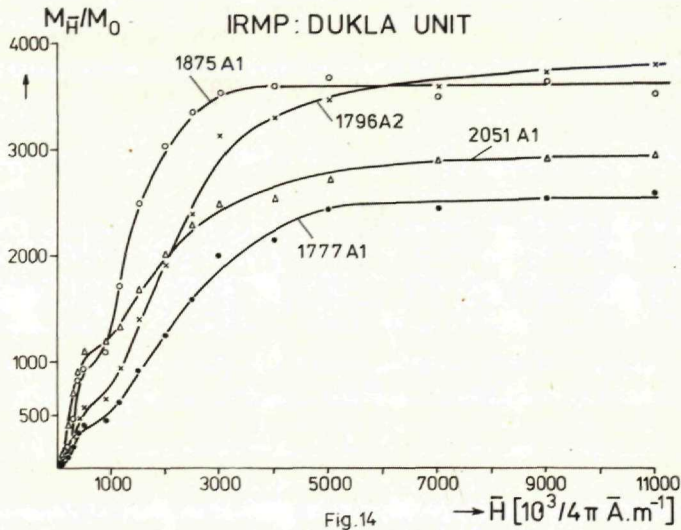


Fig. 14. Development of isothermal remanent magnetic polarization (IRMP) due to a steady magnetic field (\bar{H}) in Lower—Middle Eocene red pelitic sediments.

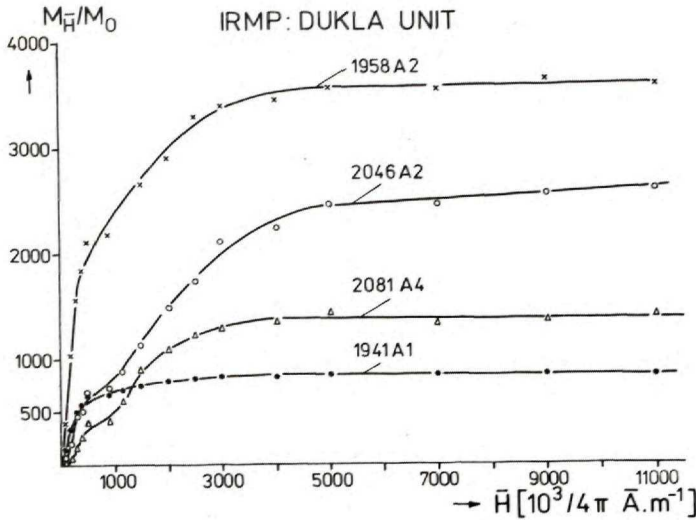


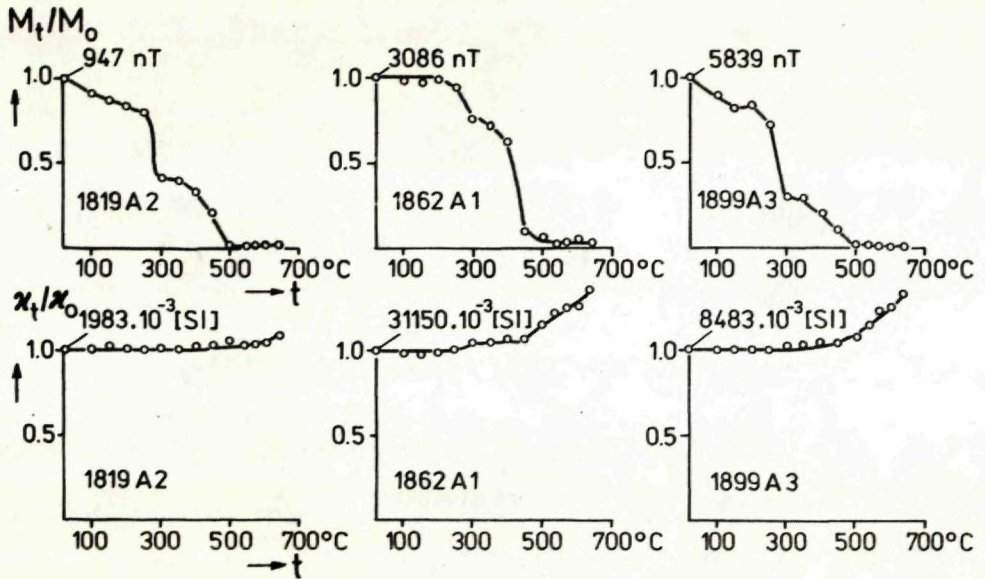
Fig. 15. Development of isothermal remanent magnetic polarization (IRMP) due to a steady laboratory magnetic field (H) in Lower—Middle Eocene red pelitic sediments.

ITRM (isothermal remanent magnetic polarization) samples are denoted by the following symbols: M_t is the magnitude of the modulus of isothermal remanent magnetic moment at room temperature due to the D. C. magnetic field attaining a maximum intensity of $11\,000 \cdot 10^3/4\pi [\text{A}/\text{m}]$ and subsequently thermally demagnetized at temperature t ; M_0 is the magnitude of the modulus of isothermal remanent magnetic moment for a sample not exposed to thermal demagnetization. The same relationships, as mentioned above, are demonstrated by the graphs of κ_t/κ_0 , but in these cases for samples with IRMP.

By comparing the graphs on Fig. 16 it is becoming evident that the thermal demagnetization of samples of grey sediments from the Dukla unit is ineffective because remarkable phase changes took place in the minerals carrying RMP at temperatures much below the Curie points. New magnetic phases occur at a temperature of and above 350°C . As far as the red pelites of Lower to Middle Eocene age from the Submenilite Beds are concerned (Figs. 17, 18), such changes do not occur at all or weakly magnetic phases can be observed within the temperature interval close to the Curie point of minerals-carriers of RMP.

Groups of samples showing reverse and scattered NRMP directions can be recognized among the red sediments of Lower to Middle Eocene age; after magnetic cleaning, palaeomagnetic directions were determined for these samples. Another two groups were identified as showing normal directions of NRMP (cf. Figs. 11 and 12), but the magnetic cleaning was not sufficient enough for derivation of their palaeomagnetic directions. An analysis of the magnetic characteristics given graphically on Figs. 17 and 18 has indicated that the first group (showing reverse directions of NRMP) and regarded useful for palaeomagnetic analyses displays the so-called rectangular type of demagnetization; see samples of Nos. 2081A4, 1875A1 on Fig. 18 and samples of Nos. 2088A3, 1879A2 on Fig. 17. Samples of Nos. 1941A1, 2046A2, 2051A1 (Fig. 18), of Nos. 1951A3, 2069A3 and 2074A2 (Fig. 17) show normal directions of NRMP and these could not be cleaned magnetically. Samples of Nos. 1941A1 (Fig. 18) and 1951A3 (Fig. 17) particularly display very soft magnetic properties. The remaining samples are rocks with scattered directions of NRMP and they were

Grey sediments with TRMP



Grey sediments with IRMP

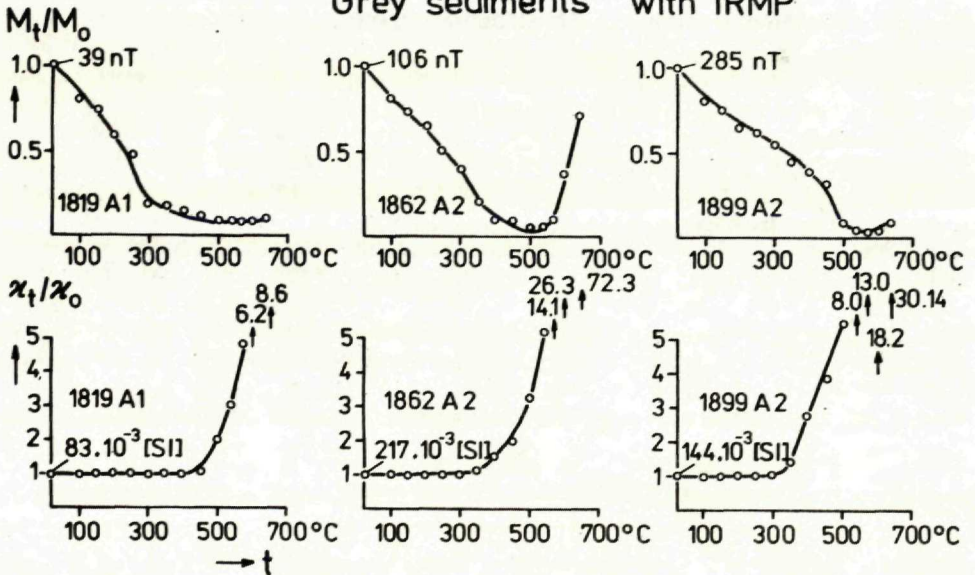


Fig. 16. Thermal treatment of Paleocene — Lower Eocene grey sandstone (Cisna Beds, 1819A), Lower Oligocene grey shales (Cergowa Beds, 1862A) and of Albian(?)—paleocene grey shales (Lupkov Beds, 1899A).

Eocene red pelitic sediments with TRMP

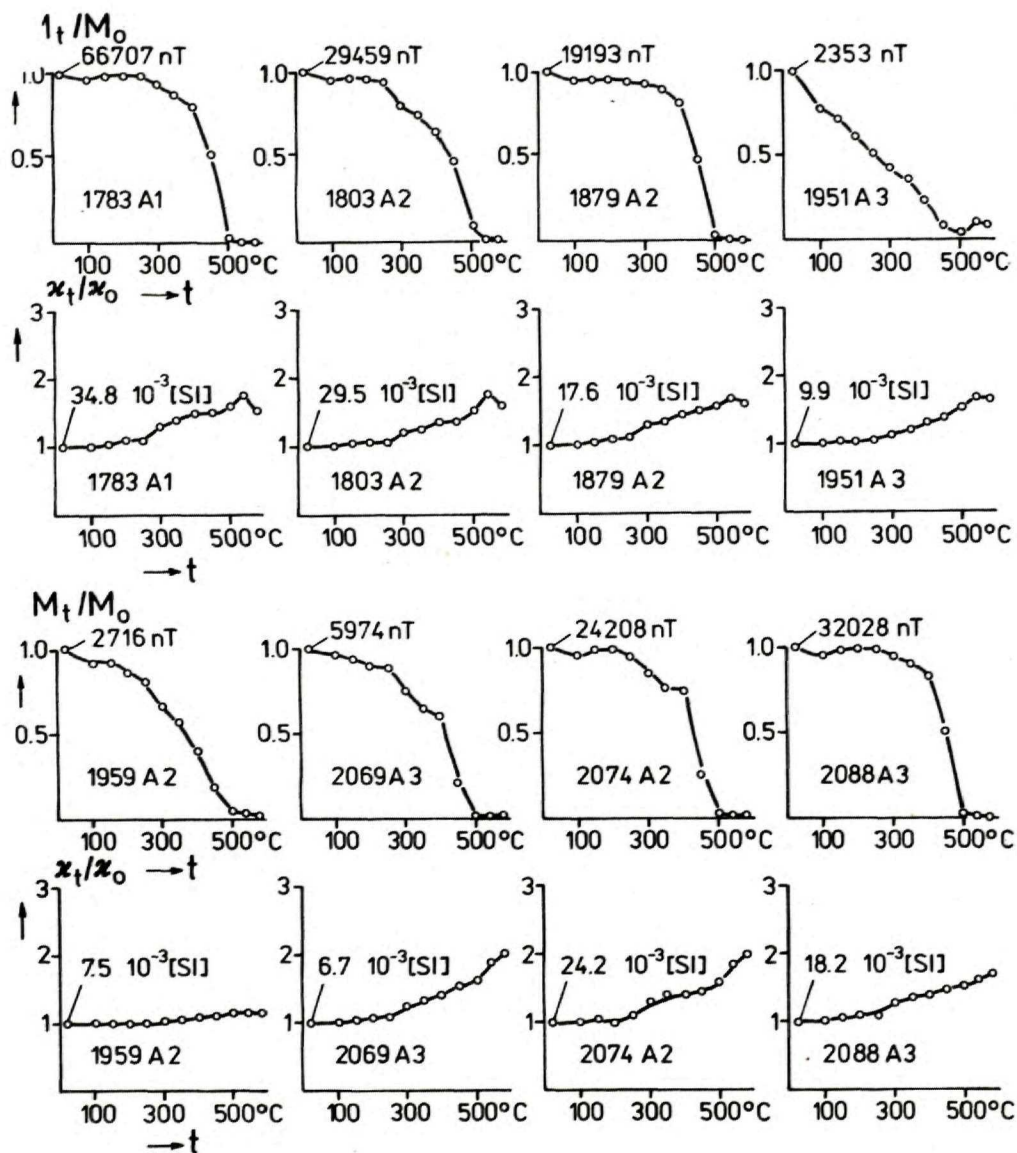


Fig. 17. Thermal treatment of Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds), which were subjected to laboratory development of TRMP in the geomagnetic field after heating to a temperature of 675°C.

Eocene red pelitic sediments with IRMP

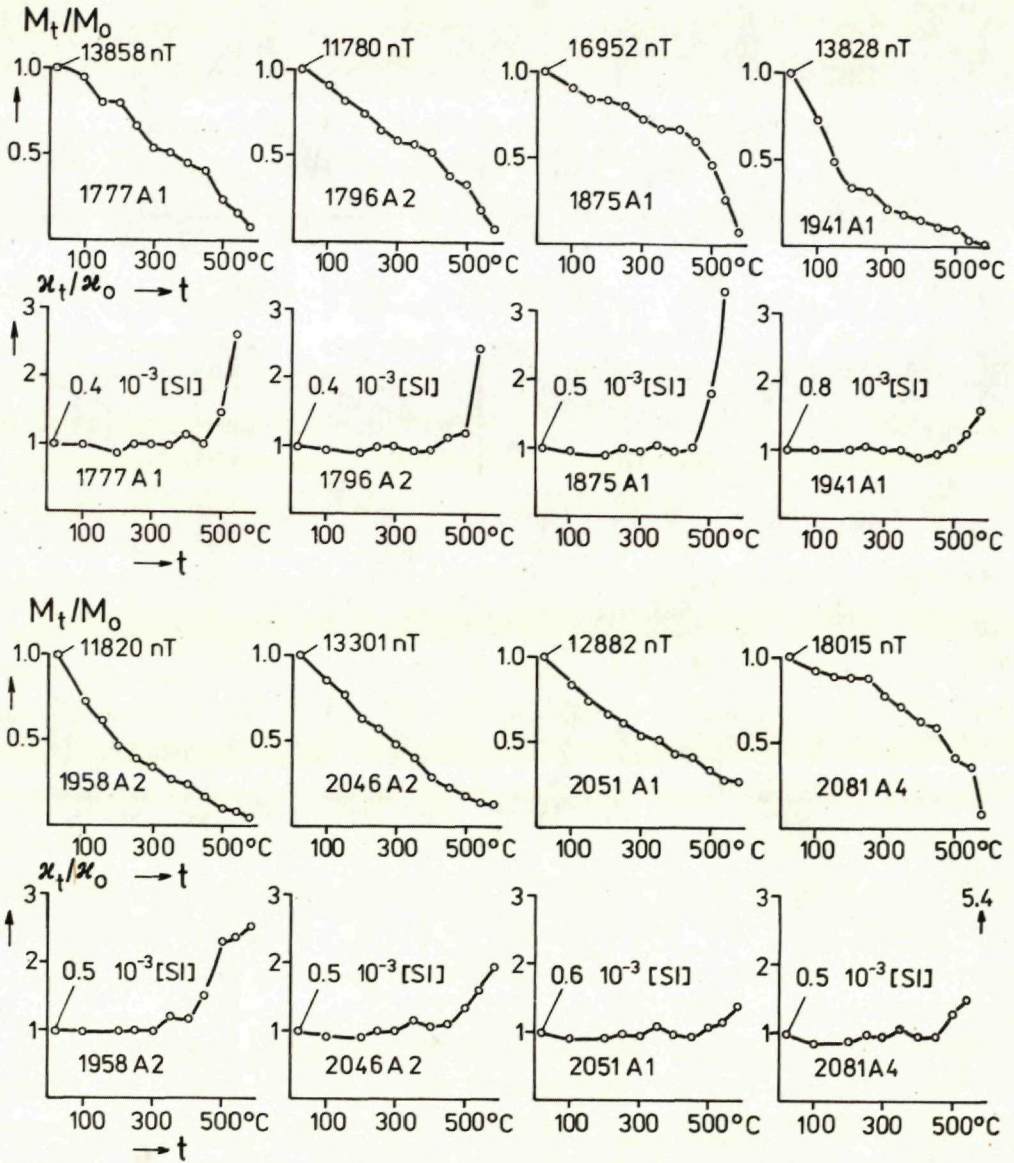


Fig. 18. Thermal treatment of Lower-Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds), which were subjected to laboratory development of IRMP in the steady strong magnetic field of an intensity of $11\,000 \cdot 10^3/4 \pi [\text{Å} \cdot \text{m}^{-1}]$.

magnetically cleaned either by thermal or A. F. treatments. This analysis of IRMP and of TRMP curves shows clearly that the investigated samples of grey sediments are not suitable for palaeomagnetic analysis because of the phase changes occurring at relatively low temperatures. Conversely, the samples of Lower to Middle Eocene red sediments (Submenilite Beds) are mostly useful for palaeomagnetic analysis, although they exhibit various portions of viscous magnetization. These sediments show tendency to produce different portions of viscous magnetization as can be inferred from the IRMP and TRMP curves shown in Figs. 17 and 18. Incomplete magnetic cleaning, if observed in these rocks (Figs. 11 and 12), was due to low magnetic hardness.

Discussion of palaeomagnetic results

Palaeomagnetic directions and palaeo-coordinates of pole positions calculated for five sections of the Lower to Middle Eocene red sediments (Submenilite Beds, Figs. 6—10) are summarized in Table 11. That the palaeomagnetic directions determined under laboratory conditions were induced prior to folding is also supported by the fold test: the semi-vertical angle of the cone of confidence $\alpha_{95} = 3.57^\circ$ and the precision parameter $k = 10.43$ for rocks after correction for dip; whereas $\alpha_{95} = 4.41^\circ$ and $k = 7.31$ for rocks in situ. In both cases preference was given to the directions of RMP after optimum cleaning, as was mentioned in the preceding chapter.

Table 11. Palaeomagnetic direction and pole position for Lower—Middle Eocene red pelitic sediments (Submenilite Beds, Dukla unit, Czechoslovakia) determined in this study, cf. Tables 7 and 8

Mean geographical co-ordinates		Mean palaeomagnetic direction		α_{95}	k	N
Latitude φ	Longitude λ	Declination	Inclination			
49 . 1592° N	22 . 1862° E	158 . 67°	-40 . 10°	3.57°	10 . 43	165

Table 11 — continuation

Paleomagnetic pole position		δ_m	δ_p	Notes, stability tests
Palaeolatititude φ_p	Palaeolongitude λ_p			
58 . 76°S	62 . 46°E	4.30°	2.59°	Cleaning thermally at 350 °C and A. F. at $10^6/4\pi [\text{Å} \cdot \text{m}^{-1}]$

The paleomagnetic directions suggest a counterclockwise rotation and the values thus obtained were found in agreement e.g. with the rotation given for the Southern Alps by Van den Berg (1979). Similar counterclockwise directions were noted for the rocks of the teschenite suite of Hauterivian-Barremian age and for the red as well as grey sediments of Cenomanian to Lower Turonian and Coniacian (Lower Senonian) age in the north-western parts of the West Carpathians on Czechoslovak territory (cf. M. Krs et al. 1979). It seems desirable to extend palaeomagnetic investigation so as to cover also other rocks in both the Dukla unit and in the Matura group of nappes. Palaeotectonic reconstructions would be carried out in the subsequent research period as more palaeomagnetic data become available.

Translated by V. Marek and M. Krs.

Reviewed by J. Plančár.

References

- Danyš, V. V. 1973: Geologia zachidnoj častini pivdenneho schilu Ukrajinskich Karpat. Naukova dumka, Kijev, 1—106.
- Jelínek, V. 1966: A High Sensitivity Spinner Magnetometer. *Studia geoph. geod.*, 10, Praha, 58—78.
- Koráb, T.—Đurkovič, T. 1978: Geológia dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1—144.
- Krs, M. 1969: Paleomagnetismus. *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 40, Praha, 1—202.
- Krs., M.—Muška, P.—Orlický, O.—Pagáč, P. 1979: Paleomagnetic Investigations in the West Carpathians. *Geodynamic Investigations, Czechoslovakia, Veda, Bratislava*, 207—214.
- Ślaczka, A. 1971: Geologia jednostki dukielskiej. *Prace Pol. Inst. geol.* 53, Warszawa, 1—76.
- Van den Berg, J. 1979: A Dutch Contribution to the Paleomagnetic Research in Italy. In „Paleomagnetism and the Changing Configuration of the Western Mediterranean Area in the Mesozoic and Early Cenozoic Eras“. *Geologica Ultraiectina*, 20, Utrecht, 117—124.

T. Koráb—M. Krs—M. Krsová—P. Pagáč

Paleomagnetický výskum sedimentov kriedy až spodného oligocénu v duklianskej jednotke (východoslovenský flyš)

Resumé anglického textu

Predložená práca si kládne za cieľ odvodiť paleomagnetické údaje pre východoslovenský flyš duklianskej jednotky a získať tak ďalšie údaje pre paleogeografické a paleotektonické rekonštrukcie v zložitej sústave československých Karpát. Tieto údaje zo severovýchodnej časti Slovenska dopĺňujú výsledky z ostatných území československých Západných Karpát a nadväzujú tak na paleomagnetické štúdiá v alpínskom tektonickom pásme na území ďalších štátov.

Duklianska jednotka je štruktúrnou zónou východnej časti flyšových Karpát. Z okolia Žmigródu v Poľsku pokračuje juhovýchodným smerom cez severovýchodnú časť Slovenska na územie ZSSR (obr. 1). Severnou hranicou duklianskej jednotky je príkrovová plocha, ktorou sa v severnom smere nasúva na sliezsku jednotku. Južné obmedzenie je tiež tektonické a tvorí ho plocha nasunutia magurského príkrovu.

Litologicko-stratigrafický profil duklianskej jednotky je neprerušenou postupnosťou vrstiev od albu (?) do spodného oligocénu (obr. 2). Tvorí ho tieto vrstvy: lupkovské vrstvy (alb (?)) — paleocén;

cisnianske vrstvy (paleocén); podmenilitové vrstvy s horizontmi červených ílovcov (spodný — stredný eocén); papínske vrstvy (vrchný eocén); menilitové vrstvy (vrchný eocén — spodný oligocén); cergovské vrstvy (spodný oligocén).

Z tektonického hľadiska jednotka je komplexom vrás a antiklinálnych šupín. Flexúrovitý ohyb vrstiev severne od Stakčína, všeobecne považovaný za povrchový prejav hlbinného zlomu, delí jednotku na dve časti. Východnú časť charakterizujú brachyantiklinálne a brachysynklinálne štruktúry, západnú zase vrásy veľkého polomeru a pásy antiklinálnych šupín (T. Koráb—T. Ďurkovič 1978).

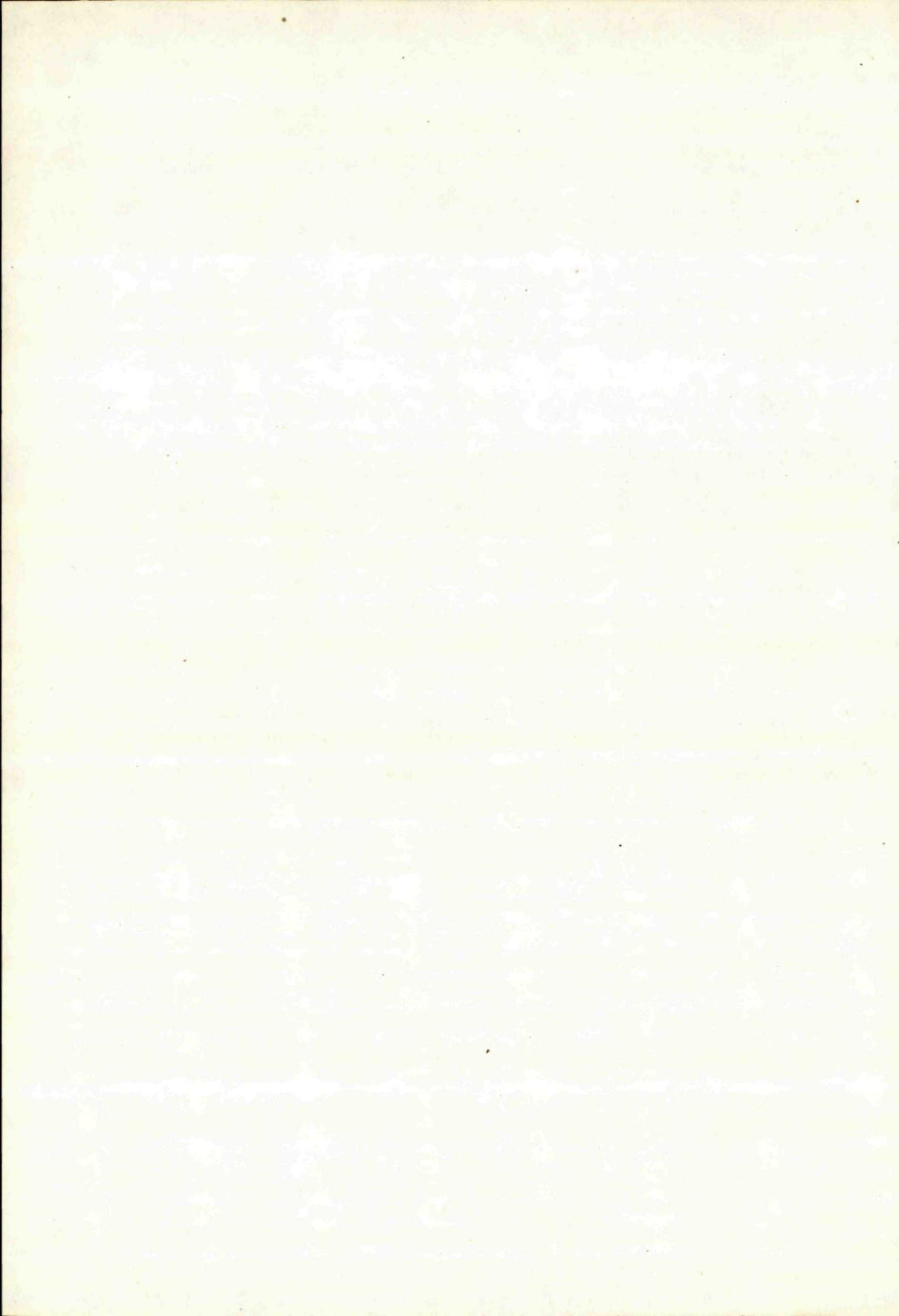
Vzorky pre paleomagnetické spracovanie sme odobrali z takých štruktúr jednotky, kde osi vrás sú orientované v hlavnom (SV — JV) karpatskom smere. Vynechali sme tektonicky porušenú oblasť stakčinskej flexúry, kde osi vrás sú porušené.

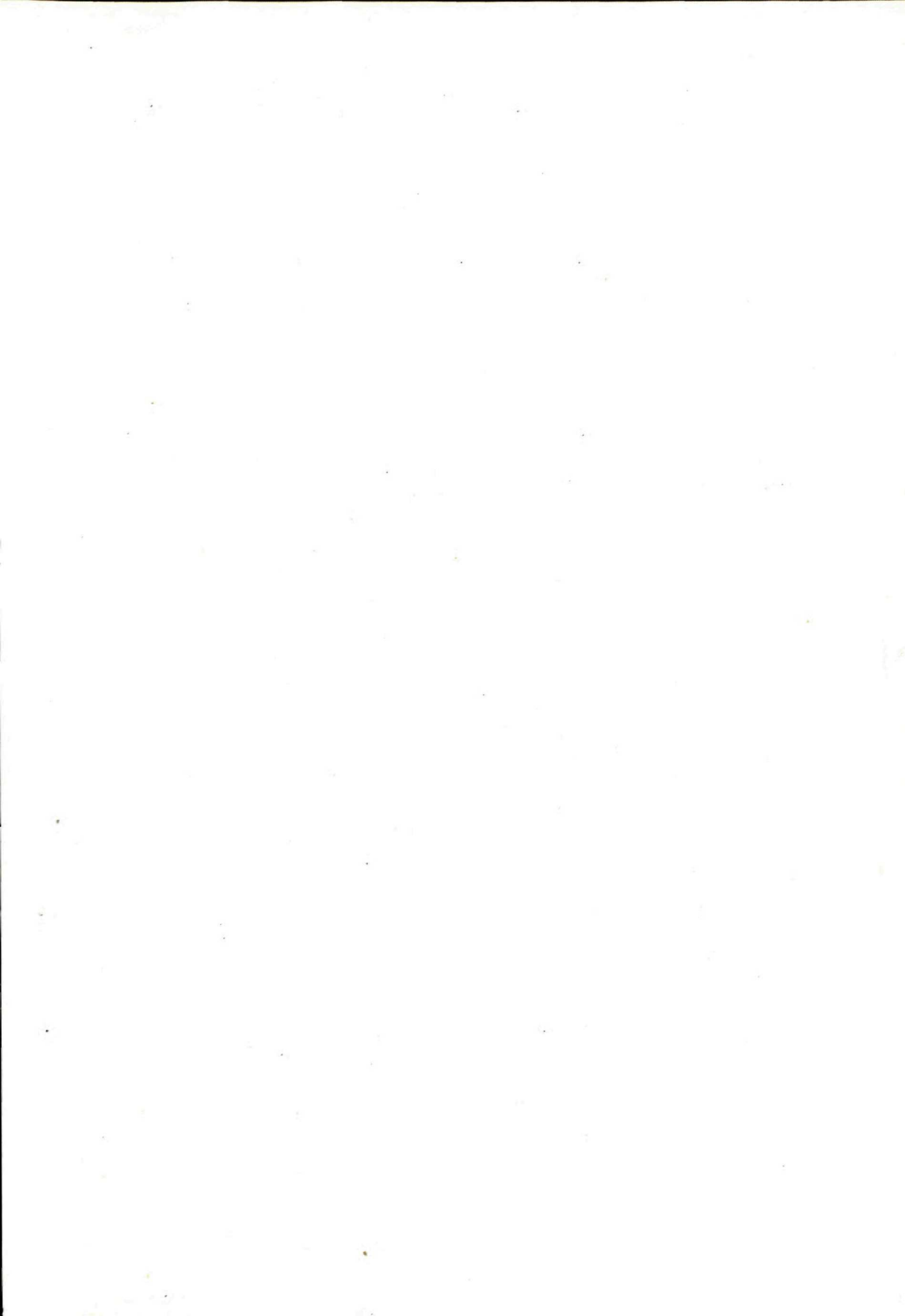
Značná pozornosť bola venovaná laboratórnej metodike vyšetrovania paleomagnetického stability odobraných hornín. Laboratórne skúšky stability a magnetické čistenie striedavým magnetickým a tepelným poľom boli doplnené novozavedeným postupom, ktorý možno charakterizovať ako štúdium zmien minerálnych fáz — nositeľov remanentnej magnetickej polarizácie (RMP) v priebehu tepelných skúšok. Tento postup sa ukázal rozhodujúcim pre vytypovanie hornín vhodných k paleomagnetickému štúdiu s použitím magnetického čistenia a pre vylúčenie hornín, ktoré následkom fázových zmien minerálov boli v geologickej minulosti premagnetované nereprodukovateľným spôsobom. Predložená práca má takto geologicko-aplikačný i geofyzikálno-metodický charakter.

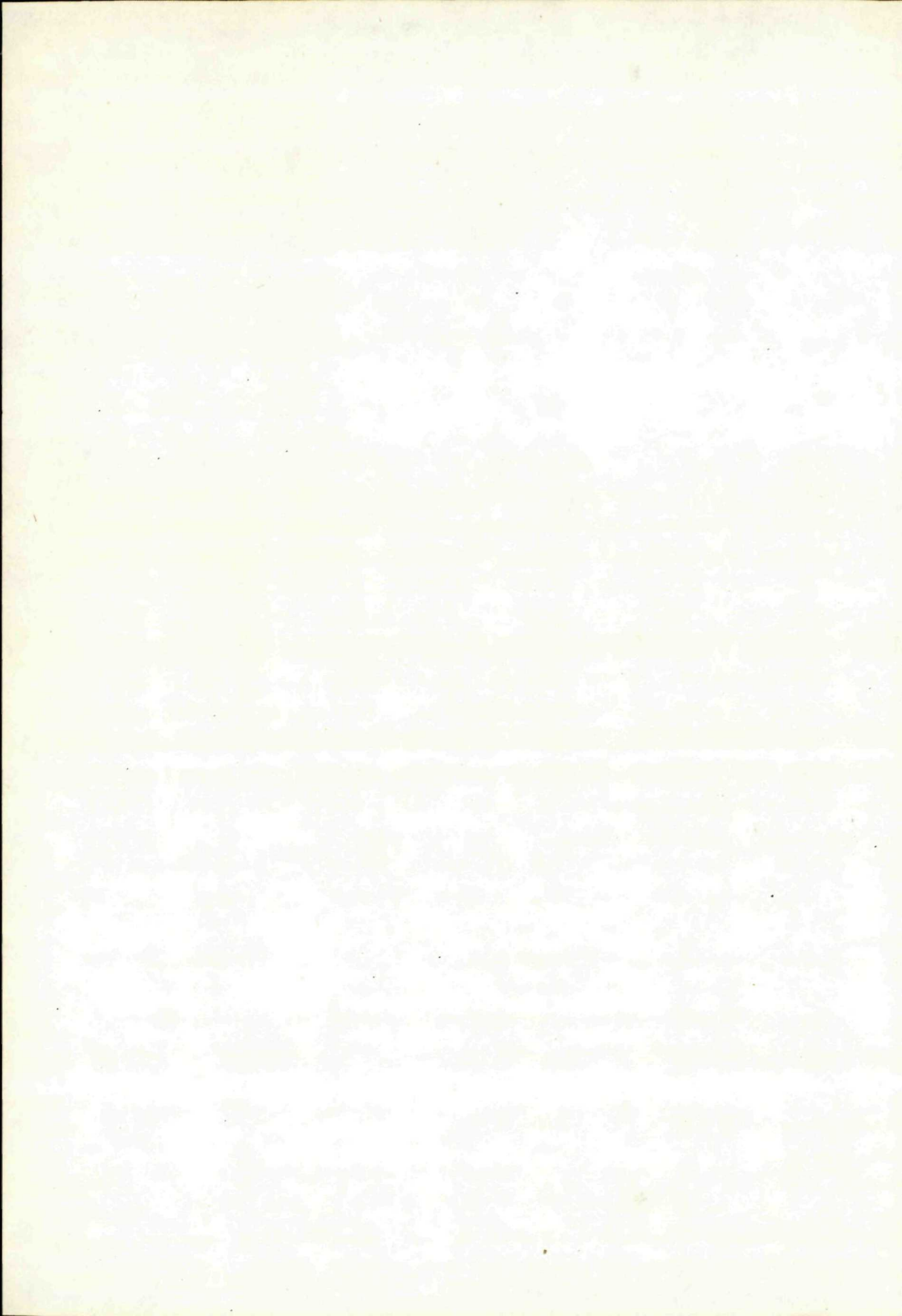
Po laboratórnych skúškach stability a magnetickom čistení všetkých skúmaných hornín a použití vrásových testov stability sa ukázalo, že vzorky šedých sedimentov duklianskej jednotky (obr. 2) majú nereprodukovateľné paleomagnetické smery. Vzorky hornín červených vrstiev spodného až stredného eocénu (podmenilitové vrstvy) po použití striedavého magnetického alebo tepelného poľa poskytlí plauzibilné paleomagnetické smery (obr. 6—10). Iba na dvoch profiloch podmenilitových vrstiev boli zistené horniny, ktoré vykázali normálne smery prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (NRMP) a ktoré nebolo možné dostatočne magneticky vyčistiť (obr. 11, 12).

Štúdiom vzniku izotermálnej remanentnej magnetickej polarizácie (IRMP, obr. 13—15), tepelnou demagnetizáciou vzoriek s IRMP a vzoriek s termoremanentnou magneticou polarizáciou (TRMP) a konečne meraním závislosti zmien objemovej magnetickej susceptibility v priebehu tepelných skúšok bolo možné na reprezentatívnych vzorkách odvodiť nasledovné závery (obr. 16—18): a) Vzorky šedých sedimentov vykázali výrazné fázové zmeny minerálov — nositeľov RMP — pri pomerne nízkych teplotách, pričom novovzniknuté fázy zodpovedajú silne magnetickým ferimagnetickým spinelom. Takéto horniny aj v geologickej minulosti boli náchylné k premagnetovaniu takým spôsobom, ktorý neumožňuje vyčleniť zložky primárnej RMP. b) Vzorky červených sedimentov z podmenilitových vrstiev vykázali inverznú, intermediarne (rozptýlenú) i normálne smery NRMP. Vzorky s inverznými smermi boli už v prirodzenom stave vhodné na určenie paleomagnetického smeru, čo sa potvrdzuje tzv. pravouhlým typom demagnetizačných kriviek vzoriek s IRMP a TRMP (vzorky 2081A4, 1875A1 na obr. 18 a vzorky 2088A3, 1879A2 na obr. 17). Vzorky s rozptýlenými smermi NRMP bolo možné magneticky očistiť, viď obr. 6, 7, 9. Vzorky s normálnymi smermi NRMP (obr. 11, 12) boli natoľko magneticky mäkké, že laboratórny spôsob čistenia nebolo možné doviesť do konca. Túto nízku magnetickú stabilitu možno dobre pozorovať na termodemagnetizačných krivkách pre vzorky s IRMP a TRMP, zvlášť zreteľne na vzorkách 1951A3 a 1941A1 (obr. 17 a 18). Vzorky červených sedimentov spodného až stredného eocénu neboli náchylné k fázovým zmenám a sekundárna magnetizácia bola viskózneho typu. Preto vzorky týchto hornín bolo možné magneticky očistiť, pokiaľ viskózna RMP netvorila podstatnú časť NRMP. Uvedený laboratórny postup, ktorý bol overený na litologicky pestrých profiloch duklianskej jednotky, má širšiu platnosť a môže značne rozšíriť možnosti paleomagnetického štúdia predovšetkým sedimentárnych formácií.

V tab. 11 sú uvedené odvodené paleomagnetické smery a vypočítané súradnice paleomagnetického pólu pre podmenilitové vrstvy duklianskej jednotky. Paleomagnetické smery ukazujú na rotáciu tektonického pôvodu proti pohybu hodinových ručičiek a získané hodnoty sú blízke hodnotám, ktoré uvádza napr. Van den Berg (1976) pre Južné Alpy. Obdobné rotácie toho istého smeru boli zistené na horninách tešinitovej asociácie (hoteriv—barém) a na červených i šedých sedimentoch cenomanu až spodného turónu a tiež na horninách spodného senónu v severozápadných častiach československých Západných Karpát (M. Krs et al. 1979). Pre získanie podrobnejších údajov o dynamike týchto paleotektonických pohybov autori odporúčajú podstatne rozšíriť paleomagnetický výskum na ďalšie odkryvy v duklianskej jednotke i na horniny magurského príkrova.

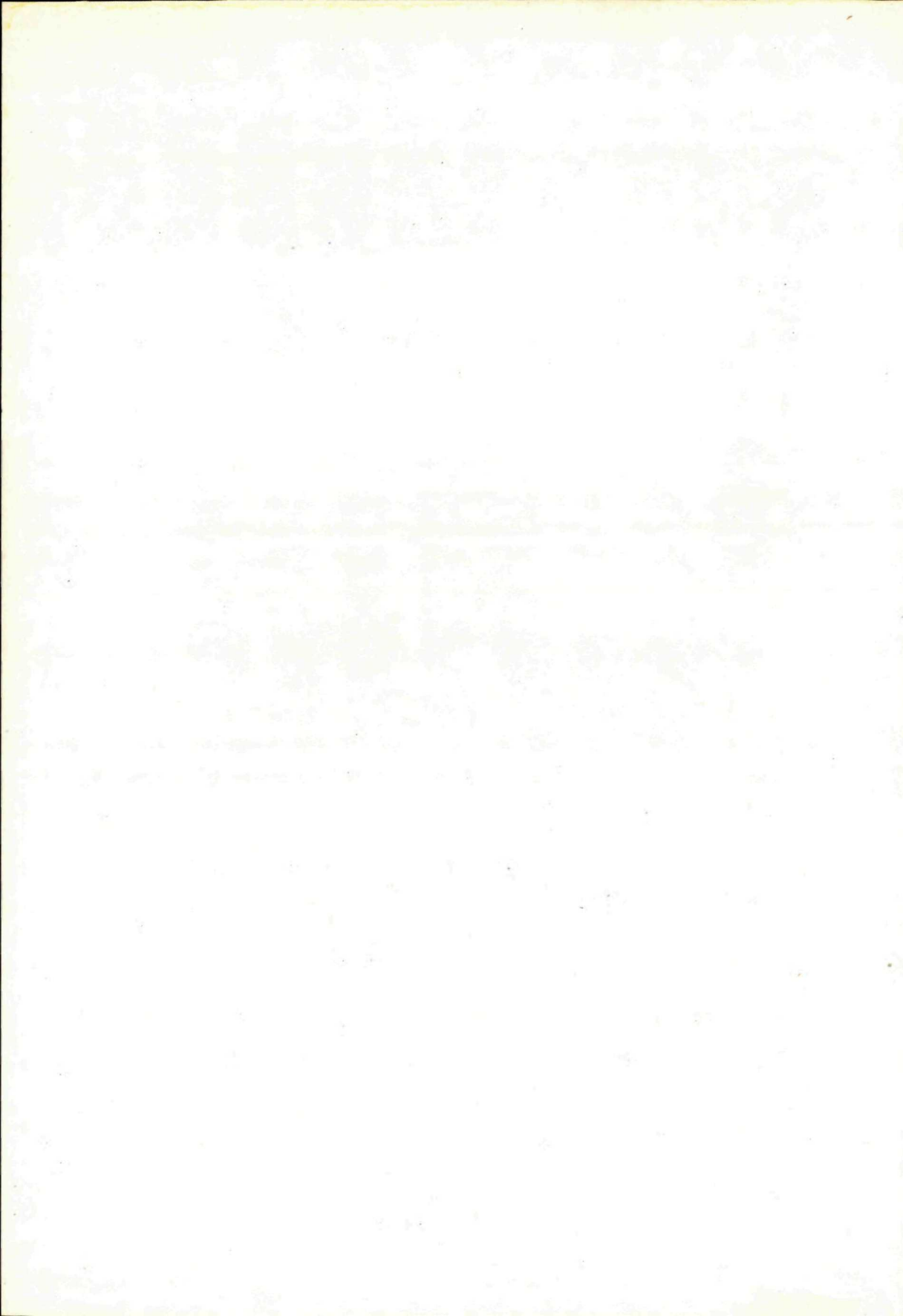


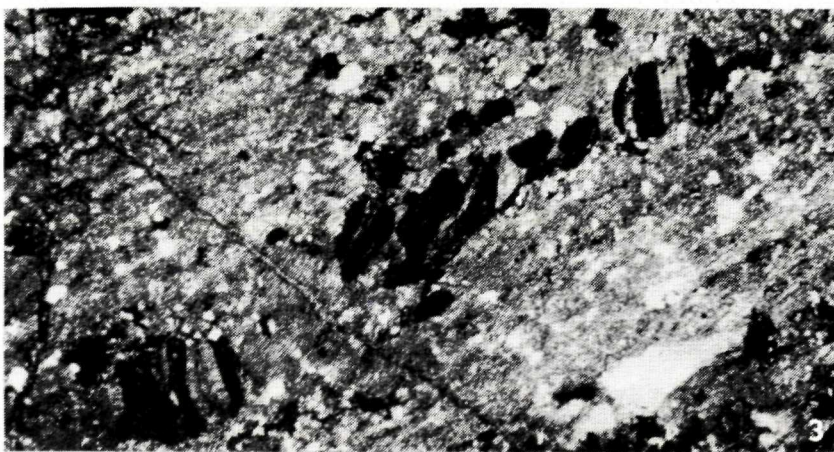
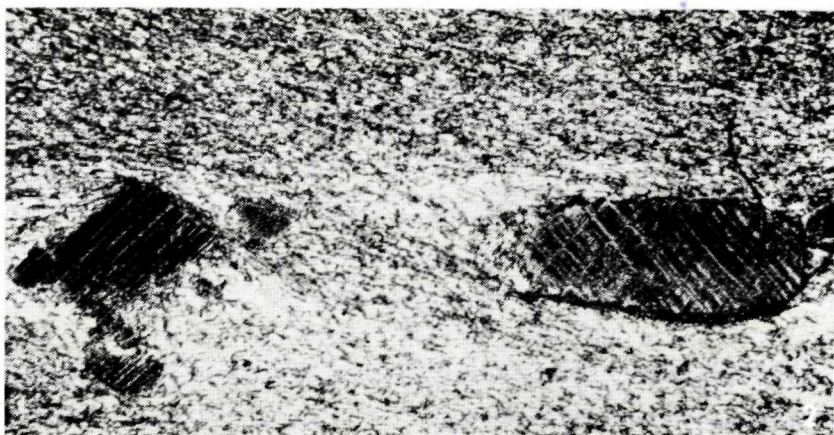
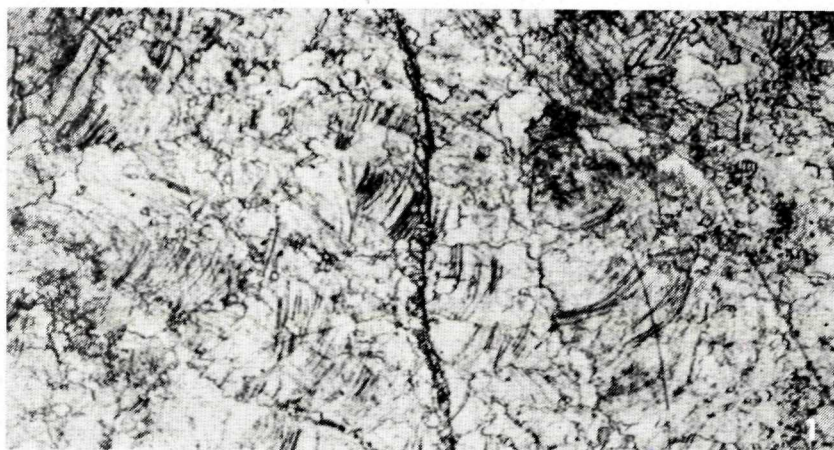


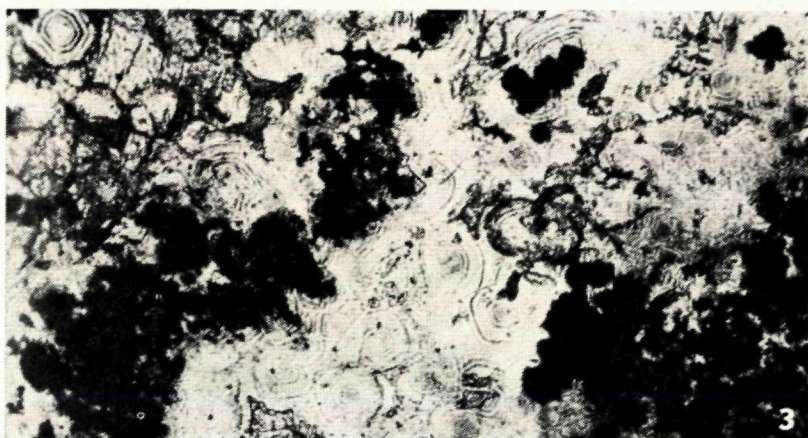
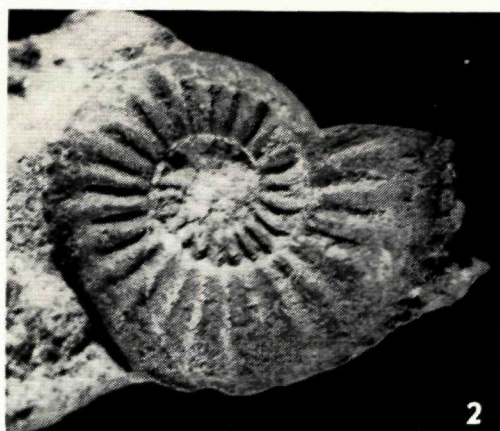


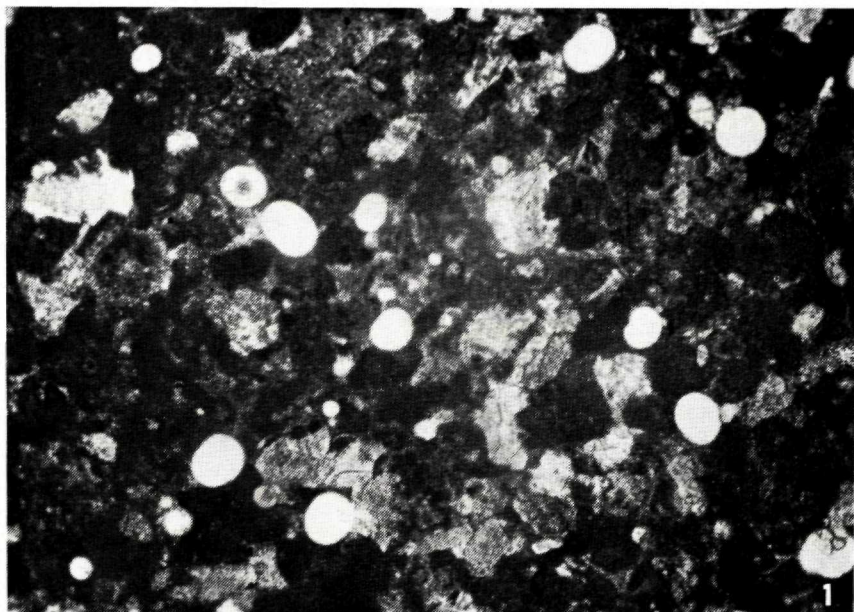
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA

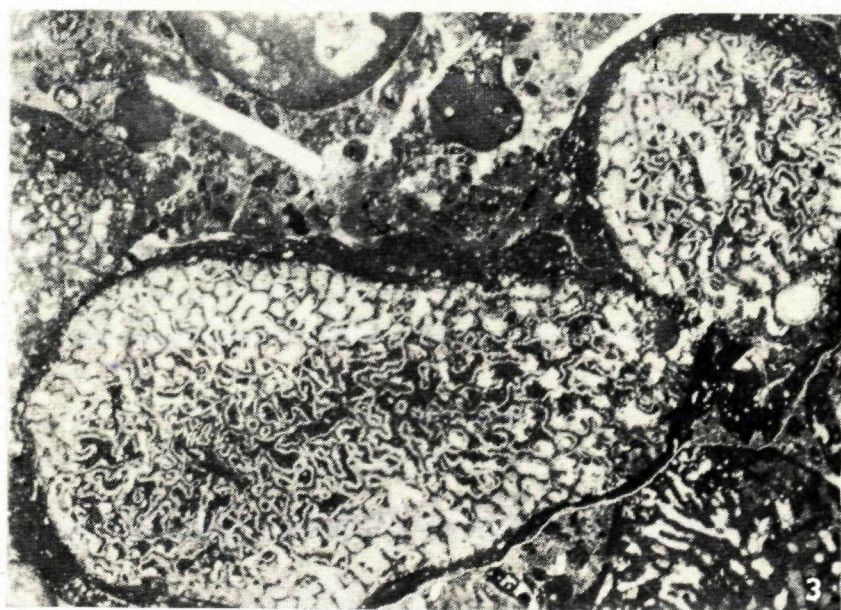
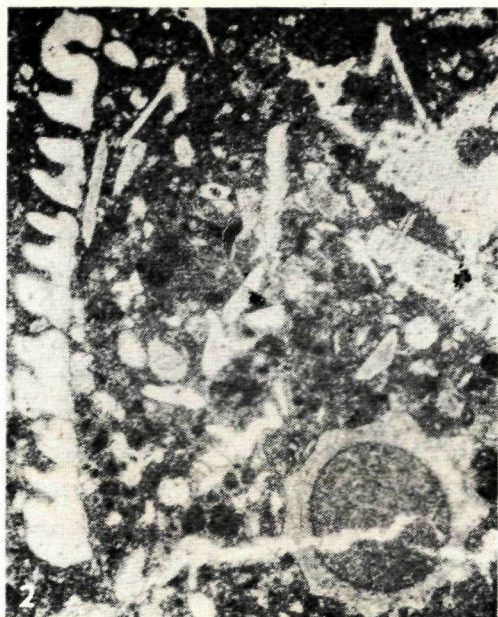
I—XXVIII

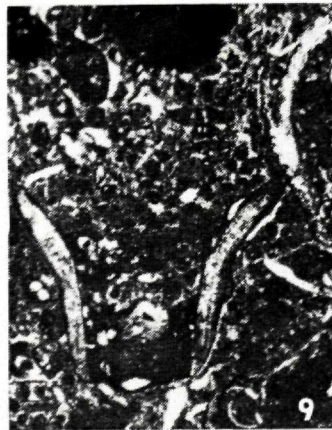
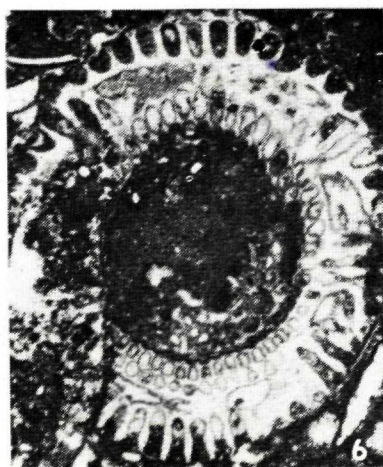


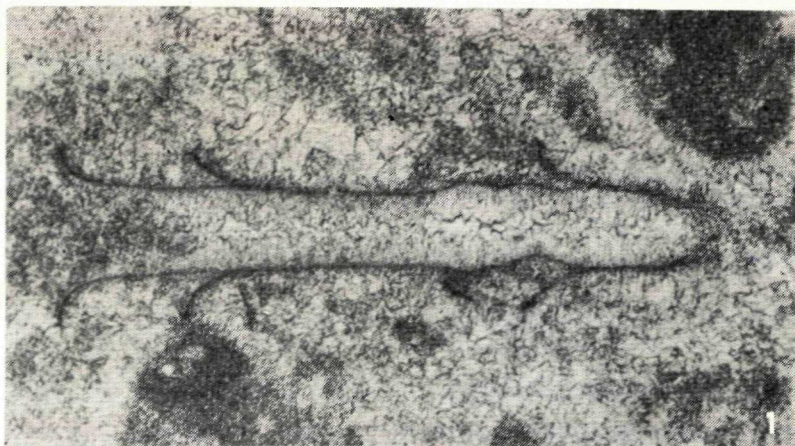


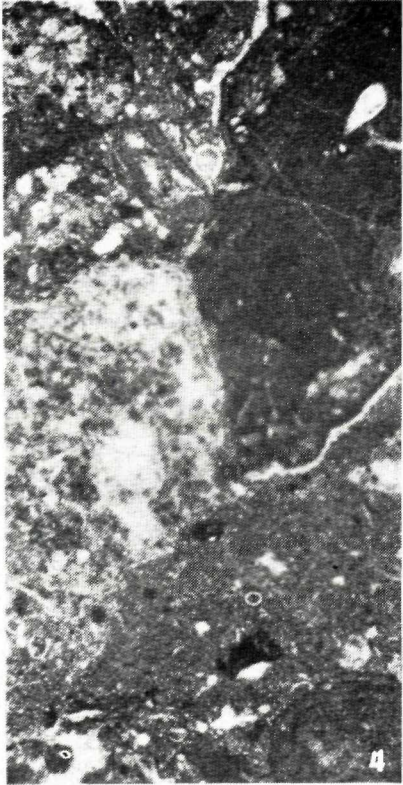
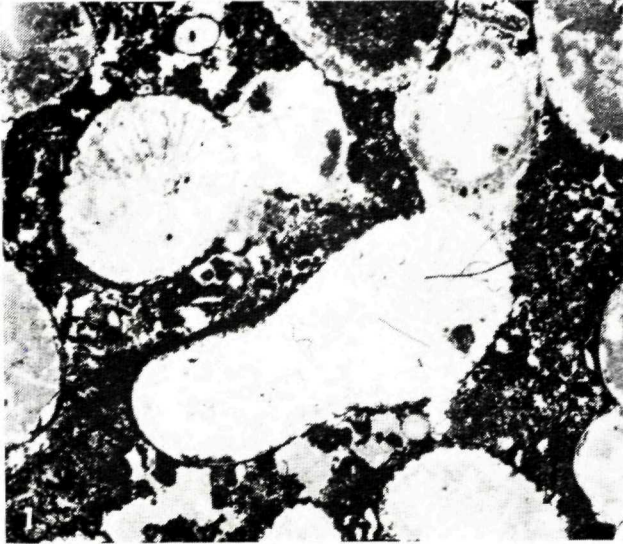


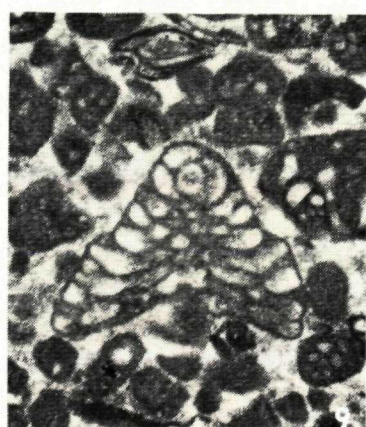
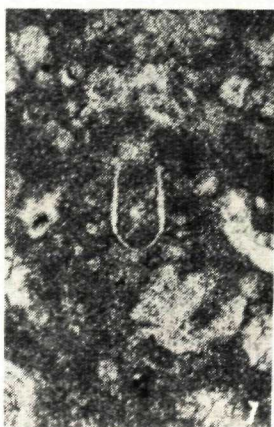
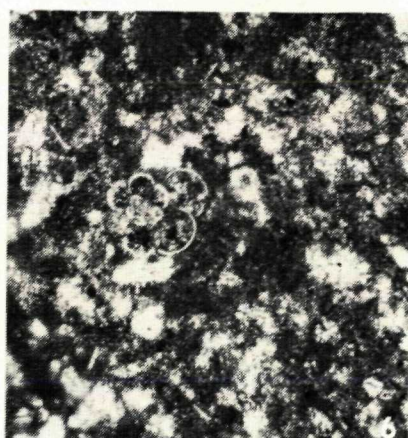
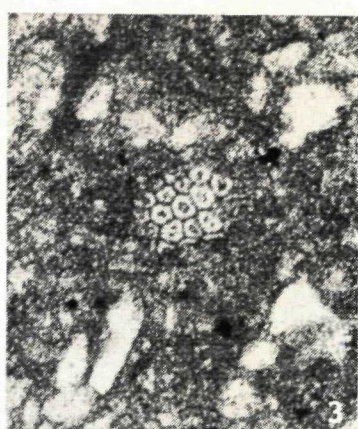
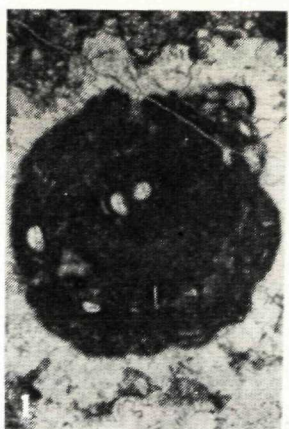


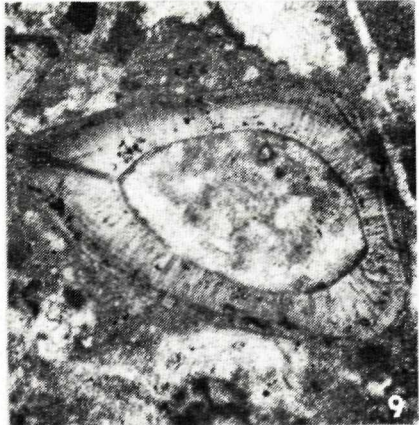
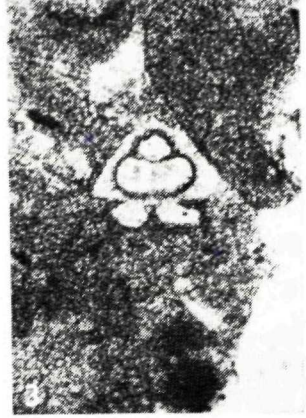
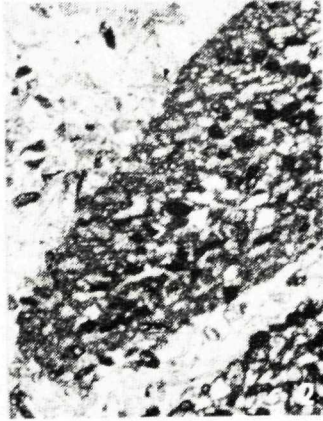


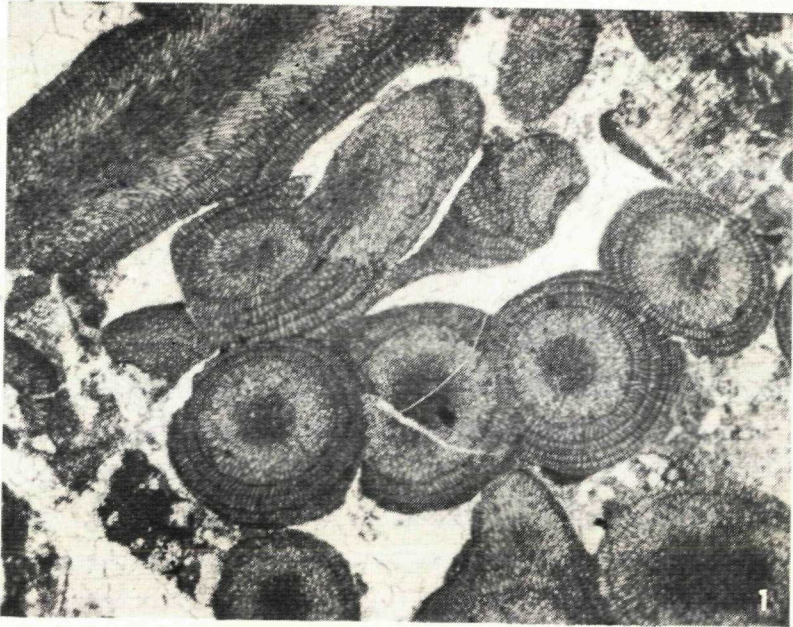


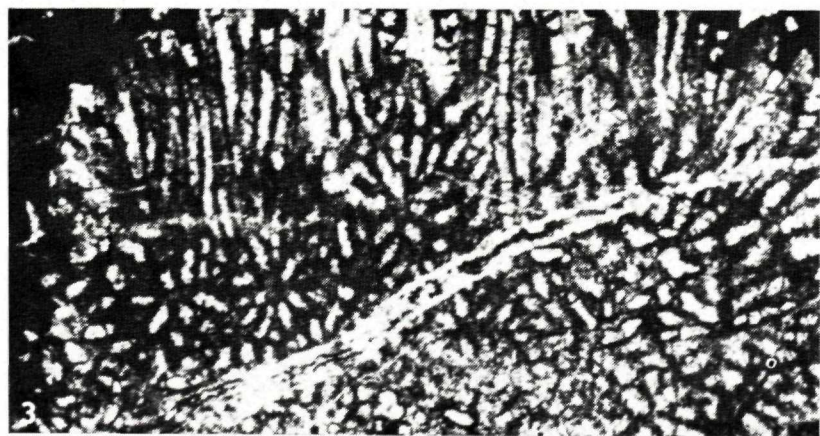


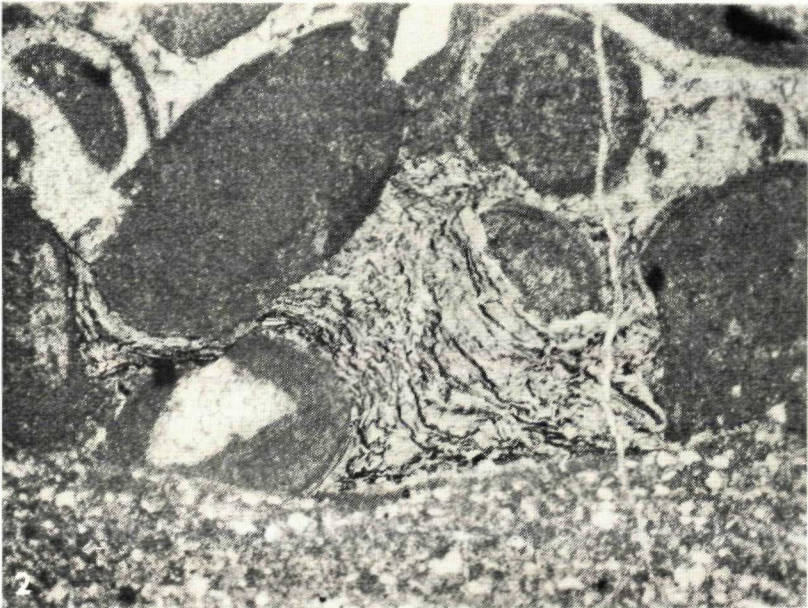


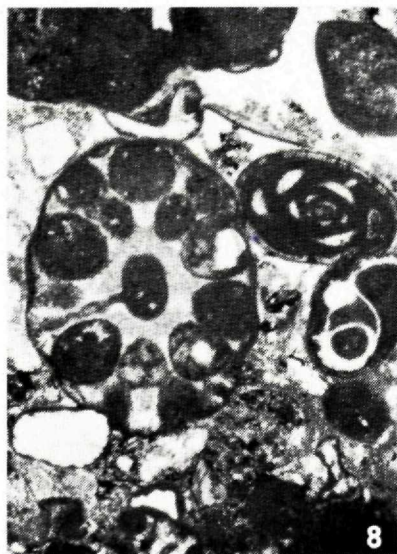
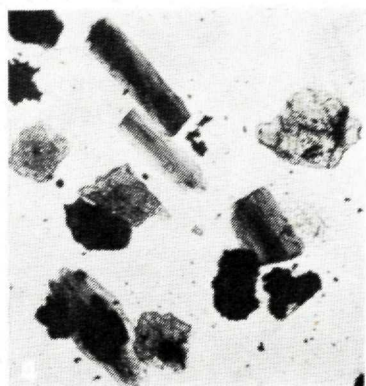
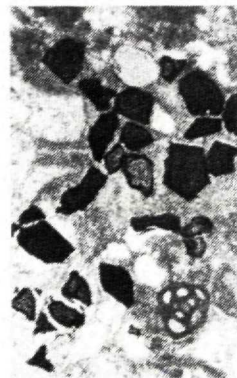
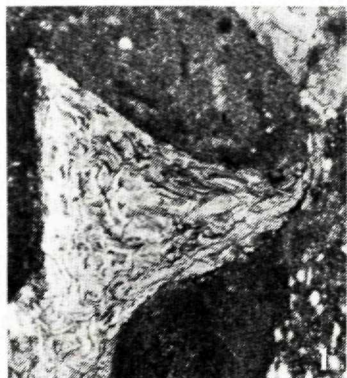


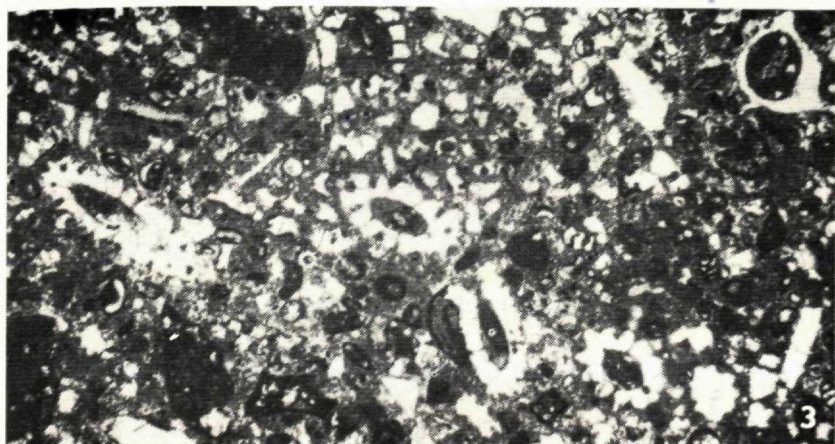
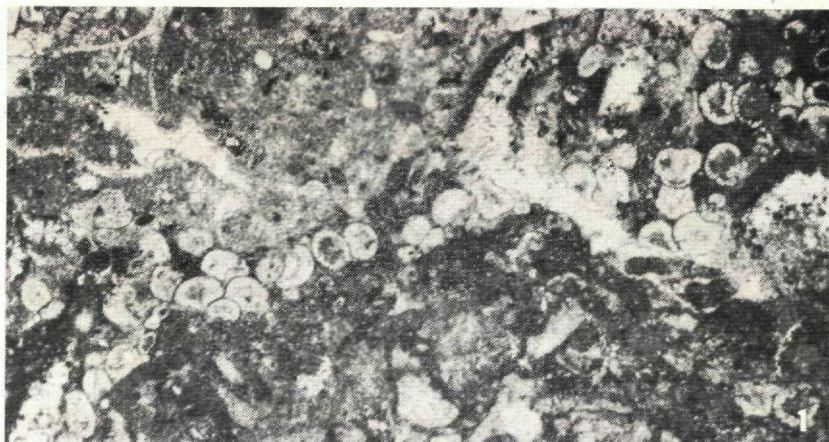


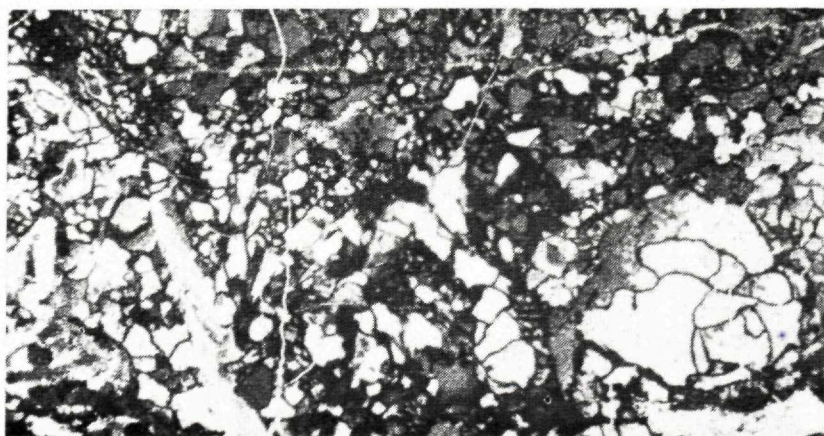
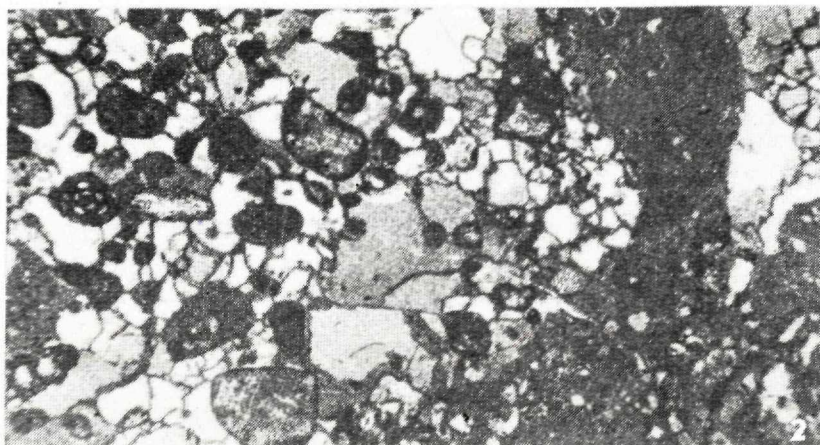


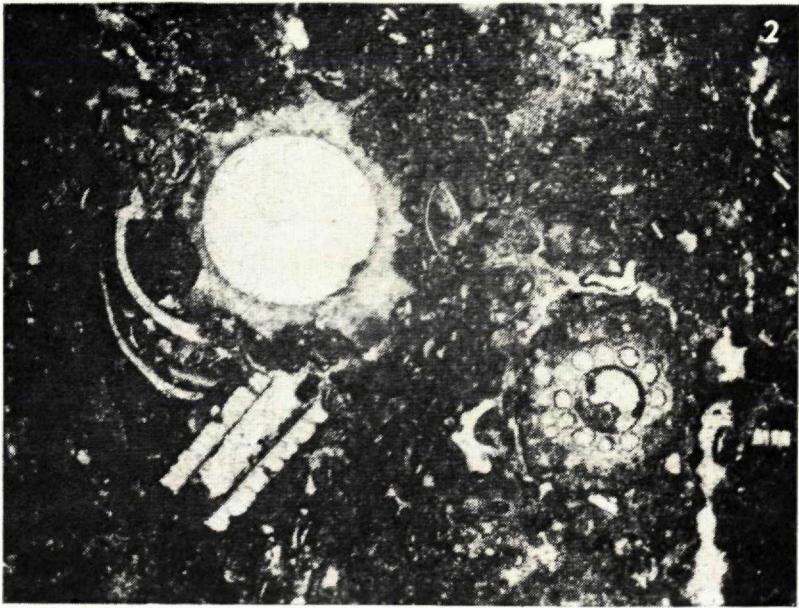


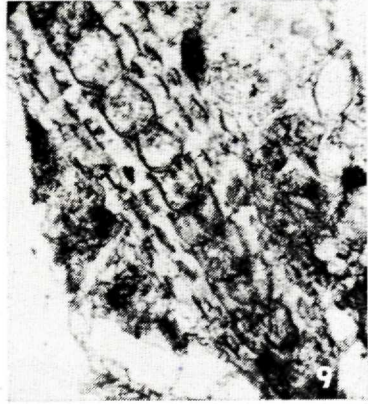
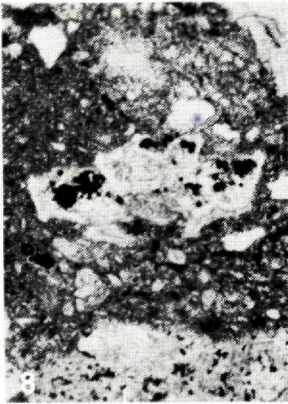
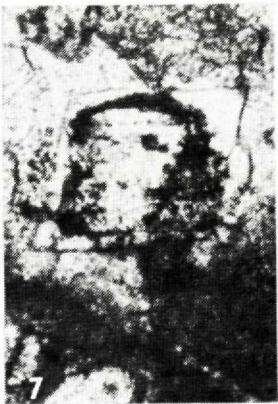
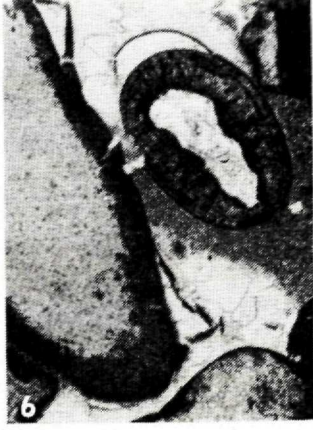
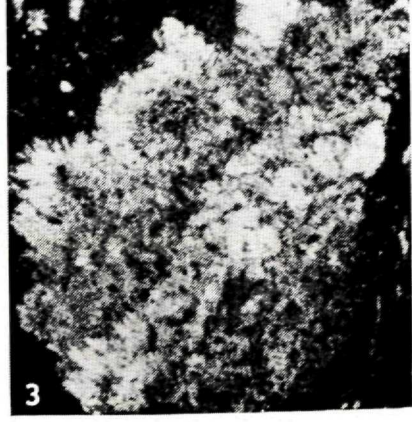


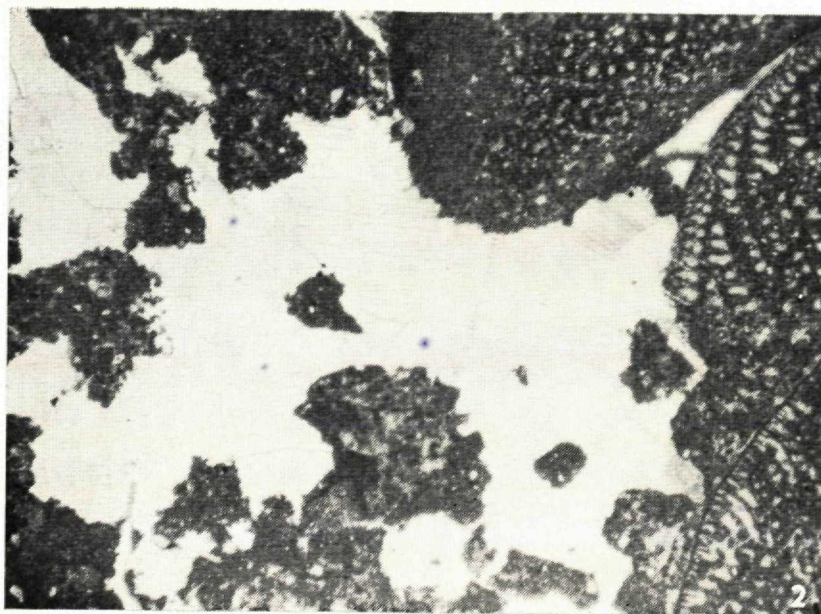
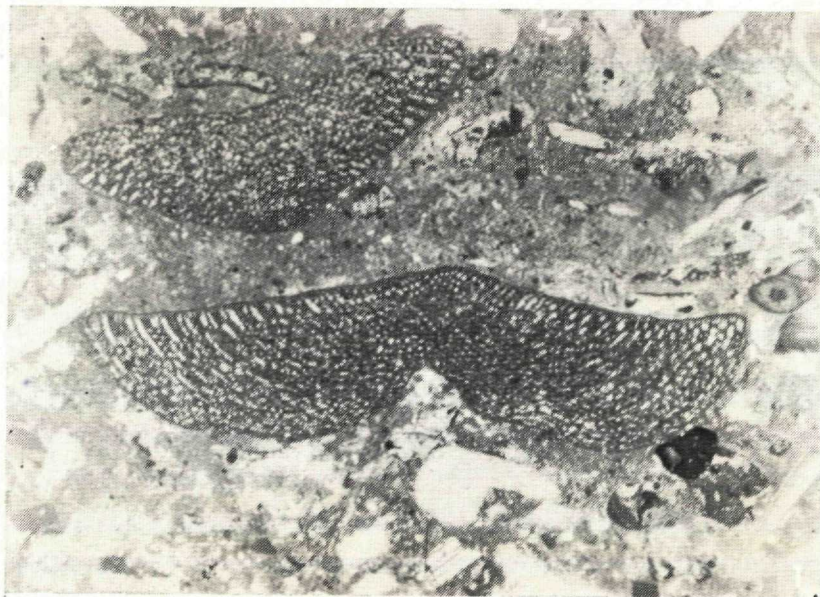


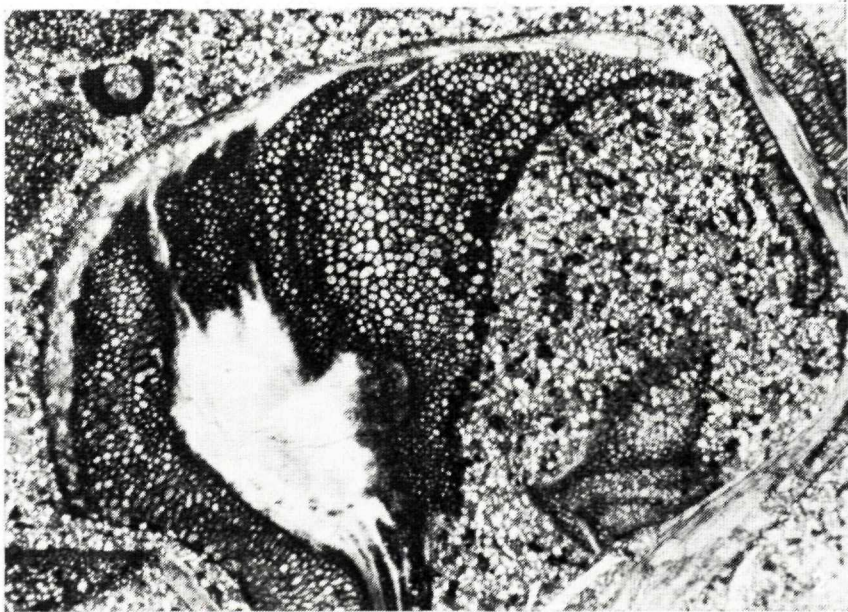


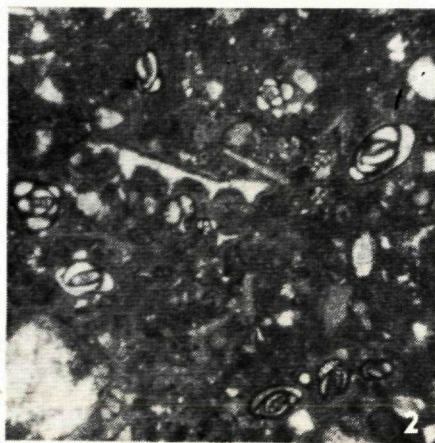
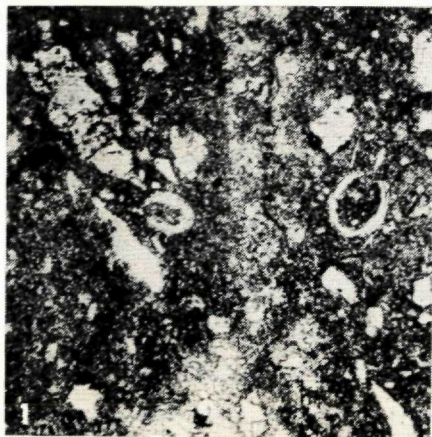


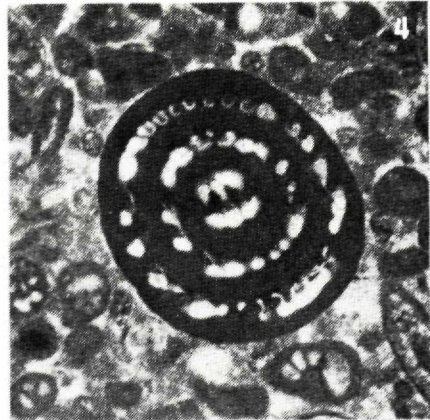
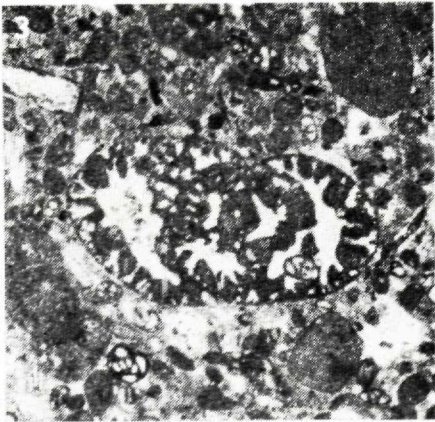
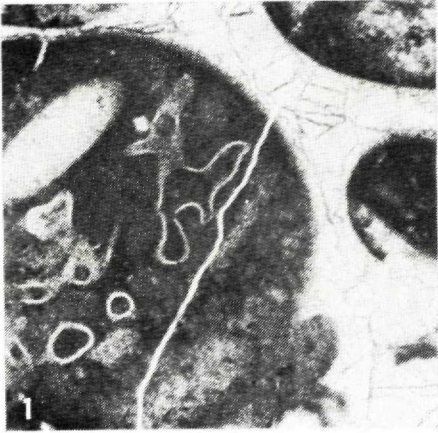


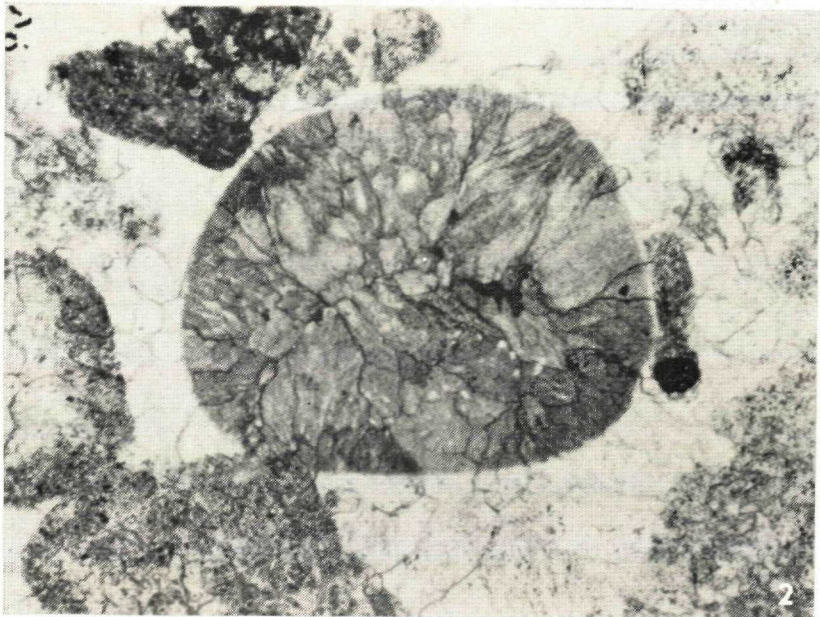
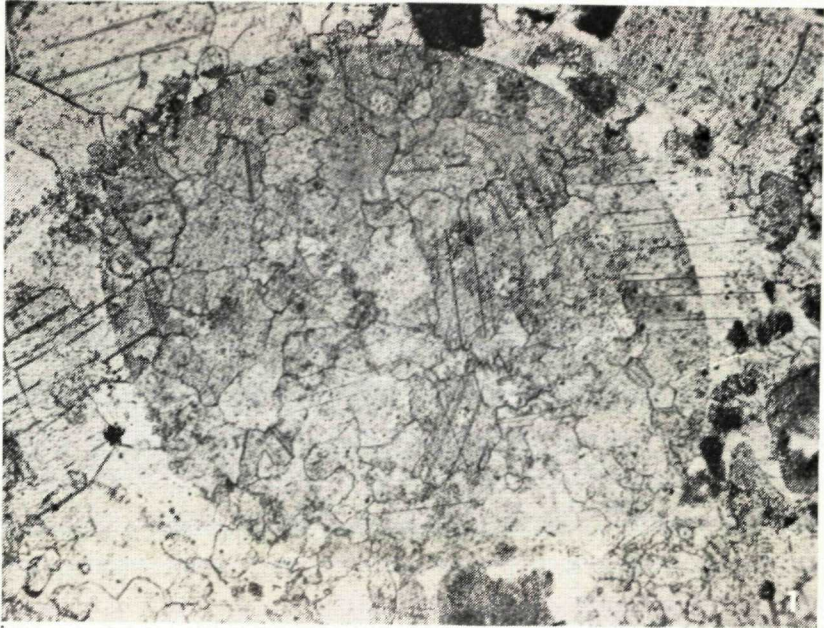


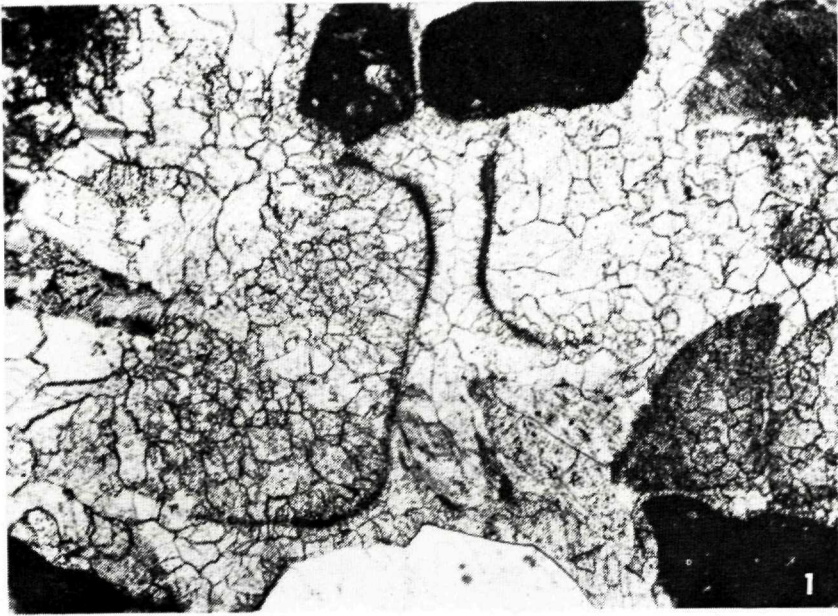


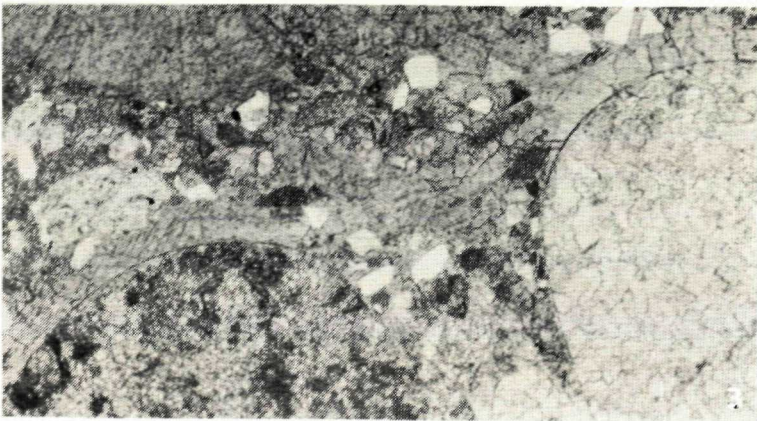
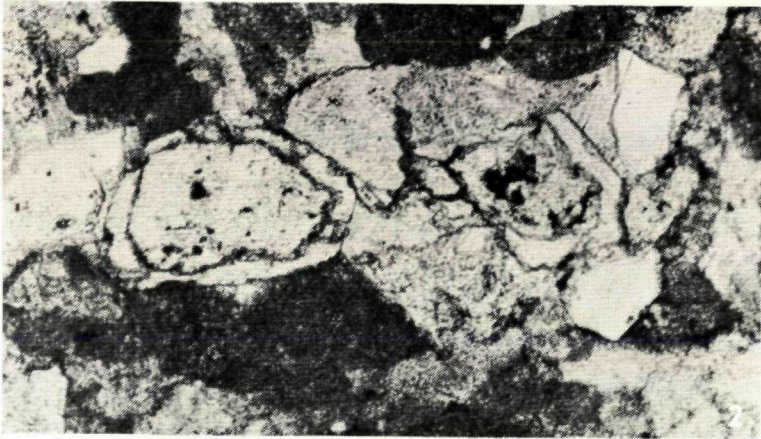
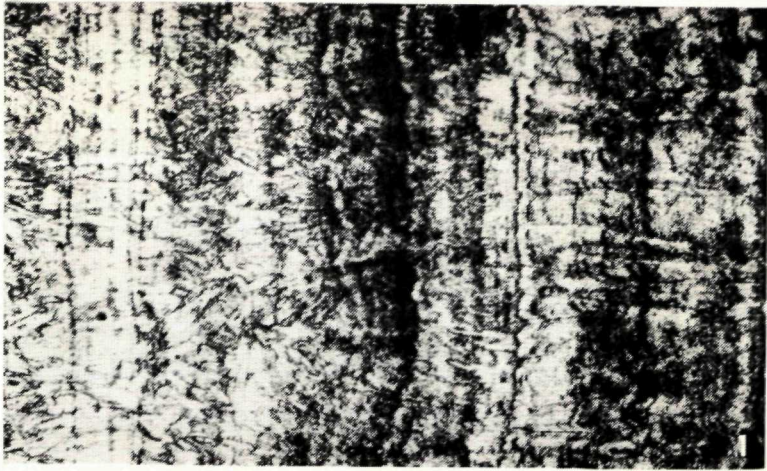


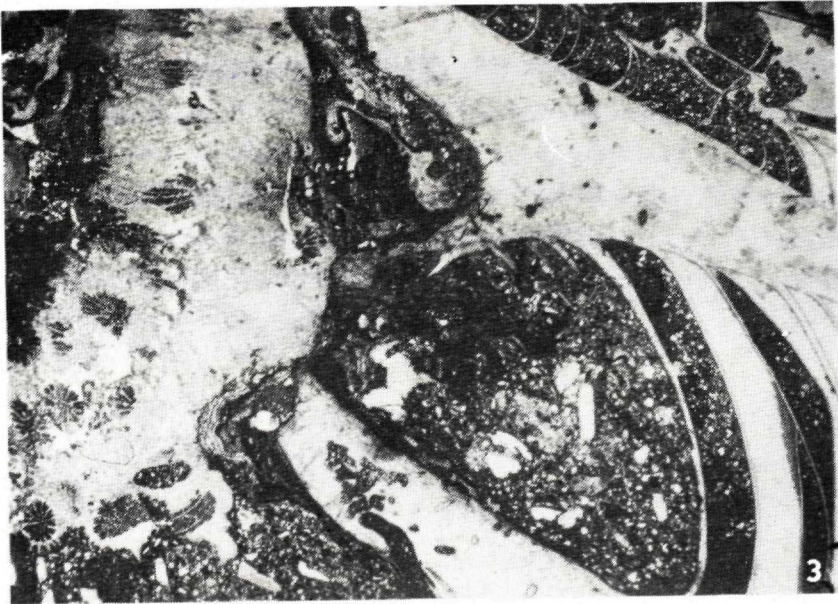


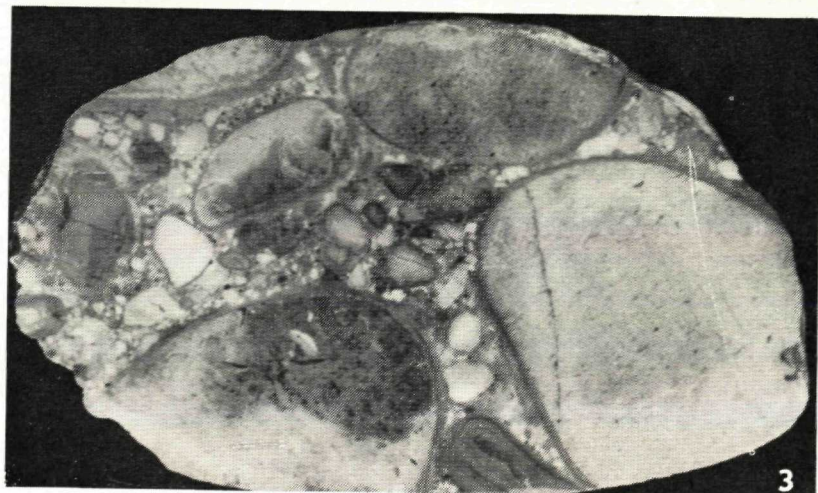
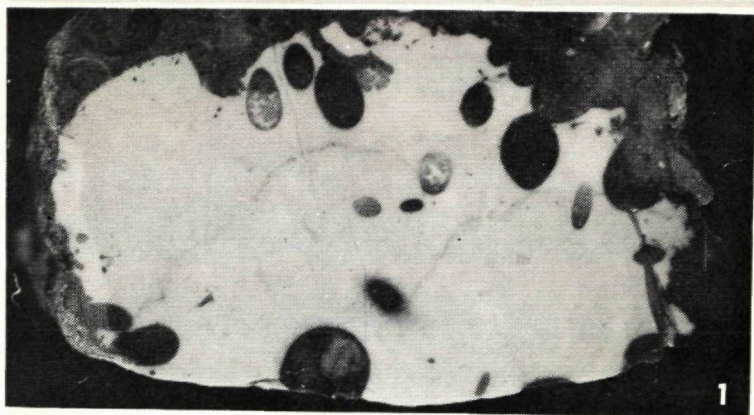


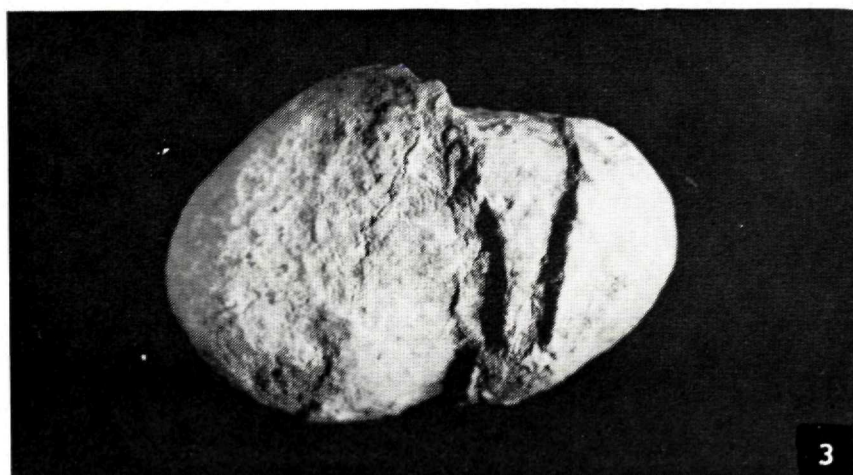
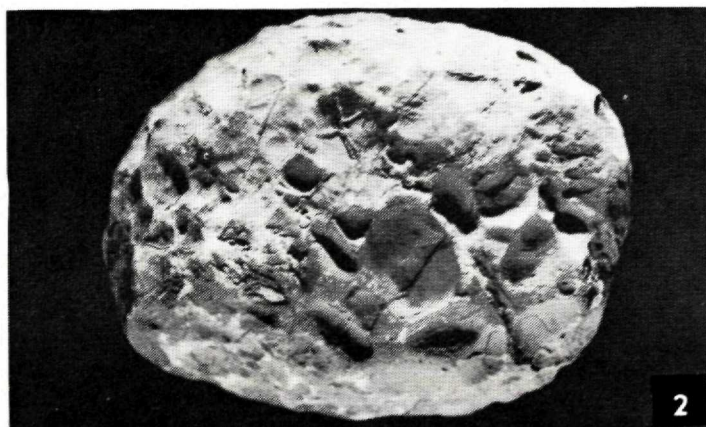
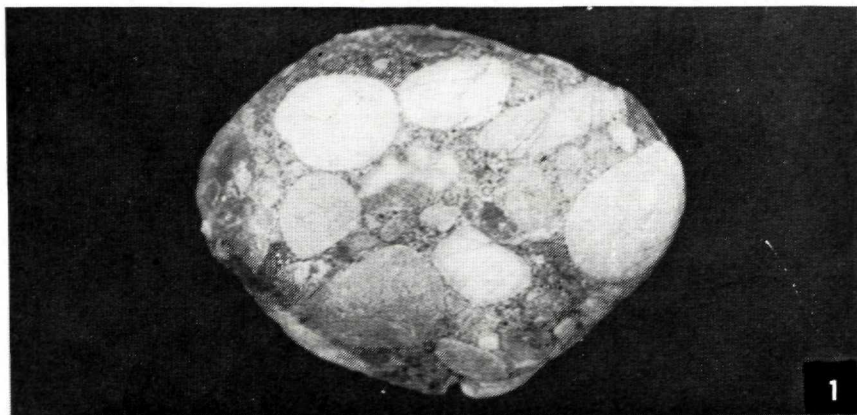


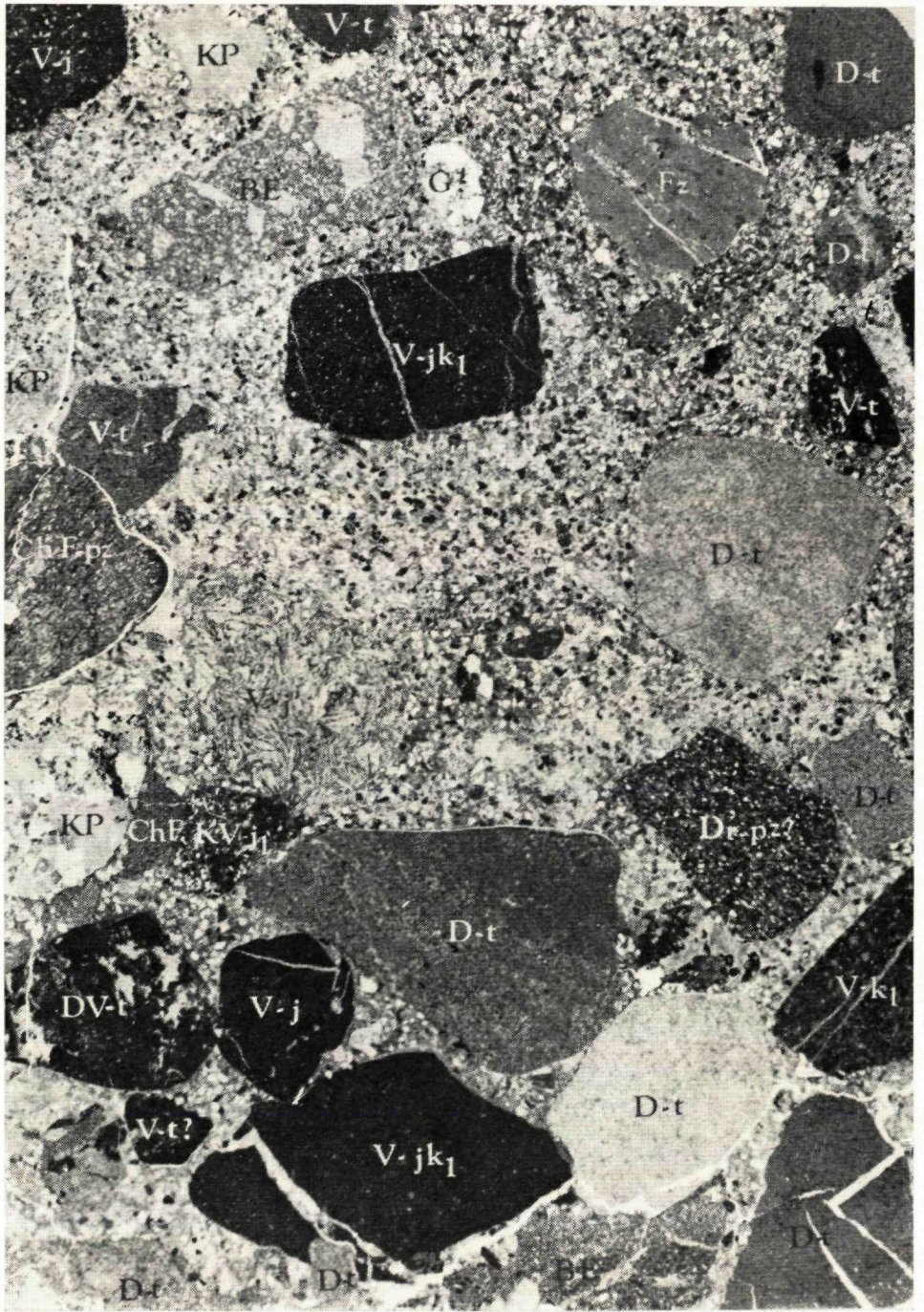














ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 7

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1981.

Vedecký redaktor: RNDr. Anton Biely, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Jazyková redaktorka: Slavena Smolíková

Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť ofsetom. Fotografickú prílohu vytlačila Pravda, tlačový kombinát KSS, Tlačiarenské závody Pravda, závod 01, Bratislava, Štúrova 4, kníhtlačou. 1. vyd., náklad 700 kusov, tem. skup. 93/9. Povol. SÚKK 1971/I—1980. Rozsah AH 16,36, VH 16,63. Cena Kčs 27,—.



