1 B 19c

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 60

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 1973

REDAKČNÁ RADA

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

VEDECKÝ REDAKTOR
RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

© Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1973

OBSAH — CONTENTS — INHALT

Prof. dr. Karel Zapletal (18. 5. 1903—29.12. 1972) 5
Akademik dr. Vladimír Zoubek, DrSc. 70-ročný 7
Doc. dr. Alois Matějka, DrSc. 75-ročný 9
1. Maheľ M.: Flyš, jeho geotektonický a štruktúrnotektonický význam v alpidách — The Flysch, its geotectonical and structural importance for the Alpides . 11
2. Němec F.: Poznatky o geologické stavbě autochtonního podloží východoslovenského flyše a jeho okolí — Information on the geological structure of the autochthonous basement of the East Slovakian flysch and its enviroments 25
3. Samuel O.: Paleografický náčrt a prejavy orogenetických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a v priľahlej časti Maďarského stredohoria — Paleogeographical outline and manifestations of orogenetic phases in the Paleogene of the West Carpathians in Slovakia and in the adjacent part of the Hungarian Midmountains 55
4. Koráb T. — Ďurkovič T.: Sedimentológia a paleografia podmenilitových vrstiev duklianskej jednotky — Sedimentology and Paleogeography of Submenilite Beds of Dukla Unit 85
5. Klinec A.: Je vo veporskom kryštaliniku zastúpené palezoikum? — Is in the Vepor crystalline Paleozoic present? 121
6. Ďurovič V.: Petrografia keuperu krížňanskej jednotky v Strážovskej hornatine — The Petrography of the Keuper of the Strážovská hornatina Krížna tectonic Unit 127
7. Planderová E.: Palynological research in the melaphyre series of the Choč unit in the NE part of Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce — Palynologický výskum melafýrovej série Chočskej jednotky v sv. časti Nízkych Tatier medzi Spišským Štiavnikom a Vikartovcami 143
8. Bujnovský A. — Kochanová M.: Útesy hlavného dolomitu Revúckej doliny a ich megalodontová fauna — Organogene Riffe des Hauptdolomites im Revúca-Tal. Die Bivalvien und Gastropoden von Liptovská Osada 169
9. Michalík J.: Nové poznatky o charaktere rétu lokality Hybe — New information on the character of the Rhaetian at the locality of Hybe (northern slope of the Nízke Tatry Mts., Slovakia) 197
10. Mock R. — Škarba M.: Nález schreyeralmských vápencov v chočskom príkrove (Západné Karpaty) — Über den ersten Fund von Schreyeralmkalken in der Choč-decke (Westkarpaten) 213

11. Mock R.: Nález zlambašských vrstiev v Slovenskom krase — Über einen Fund von Zlambach-Schichten (Nor) im Slowakischen Karst 221
12. Rudinec R. — Slávik J.: Fázy vrásnenia a paleogeografický vývoj neogénu východného Slovenska — (On the phases and paleogeographical development in the Neogene of the eastern Slovakia) 225
13. Květ R. — Špička V.: O genezi zlomů ve vztahu k vývoji sítě a systému puklinových zón a poruch v širší oblasti vídeňské pánve — Über die Genese von Brüchen in Verbindung mit der Entwicklung eines Netzes und Systeme von Kluftzonen im breiteren Gebiet des Wiener Beckens 237
14. Gašparík J.: Príspevok k tektonike a litologickej výplni kotlín stredného Slovenska — To contribution and lithological infilling of basins in central Slovakia . 259
15. Vaškovský I. — Bedrna Z.: Minerálna sila pôdnych substrátov medzi Komárnom, Nesvadami a Radvaňou nad Dunajom (juhovýchodná časť Podunajskej nížiny) — Mineral force of soil substrata between Komárno, Nesvady and Radvaň on the Danube (southeastern part of the Danube Lowland) 267
16. Kaličiak M.: Chemizmus vulkanitov sv. časti Slanského pohoria v oblasti Zamutova — [Chemical composition of volcanics in the NE part of the Slanské pohorie Mts. in the area of Zamutov] 291

Diskusia — recenzie, kritika

17. Ciesarik M.: Antimonit v limnokvarcitoch pri St. Kremničke 301
18. Andrusov D.: Kritik und Diskussionen 303
19. D. Hovorka: Recenzia práce E. Raguina: Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. 305
20. D. Hovorka: Ako písať? — Niektoré aktuálne problémy slovenskej petrografickej terminológie. 307
21. A. Began: Recenzia práce O. Samuel — K. Borza — E. Köhler: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian) 311

Prof. dr. Karel Zapletal
18. 5. 1903 — 29. 12. 1972

S hlbokým zármutkom prijala slovenská geologická verejnosť správu o úmrtí dr. Karola Zapletala, univerzitného profesora geológie na Prírodovedeckej fakulte Univerzity J. E. Purkyně v Brne.

Profesor dr. Karel Zapletal sa narodil 18. mája 1903 vo Veľkej Býteši. Veľký záujem o geológiu prejavil už počas stredoškolských štúdií. Po ich skončení roku 1921 sa zapísal na prírodovedeckú fakultu brnenskej univerzity, ktorú s úspechom absolvoval roku 1925. Toho istého roku získal doktorát prírodných vied na Karlovej univerzite v Prahe a nastúpil ako asistent na mineralogicko-geologické oddelenie Moravského zemského múzea. Tu pôsobil, okrem rokov 1927—1929, až do roku 1948. V roku 1929 sa habilitoval z geológie a petrografie na Českej vysokej škole technickej v Brne, kde prednášal ako docent. Neskoršie prednášal aj na univerzite v Brne. V roku 1936 bol vymenovaný za mimoriadneho profesora geológie a petrografie na Českej vysokej škole technickej v Brne. Od roku 1948 pôsobil ako riadny profesor geológie na Prírodovedeckej fakulte Univerzity J. E. Purkyně v Brne, kde bol až do roku 1970, kedy odišiel do dôchodku.

Záujmy profesora dr. Karla Zapletala boli veľmi bohaté. Práve preto, že celý život pôsobil v Brne, ktoré leží na rozhraní Českého masívu a Západných Karpát, jeho práce sa dotýkajú obidvoch týchto sústav. V Českom masíve sa zaoberal najmä problémami kryštalinika, paleozoika a niektorými otázkami rudných i nerudných ložísk. Osobitnú pozornosť venoval geológii a petrografii Moravy a Sliezska. V mnohých prácach rieši problémy flyšových Západných Karpát a čelnej predhlbne. V neskorších rokoch sa venoval štúdiu a riešeniu zložitých otázok tektogenézy Zeme s osobitným zreteľom na Západné Karpaty a Český masív.

Okrem bohatej vedeckej práce priamo v geológii venoval sa aj hydrogeológii, balneológii, urbanistike, geomorfológii a speleológii. Veľkú zásluhu má tiež na budovaní moravského múzejníctva, pričom sa všestranne staral o popularizáciu geologických vied.

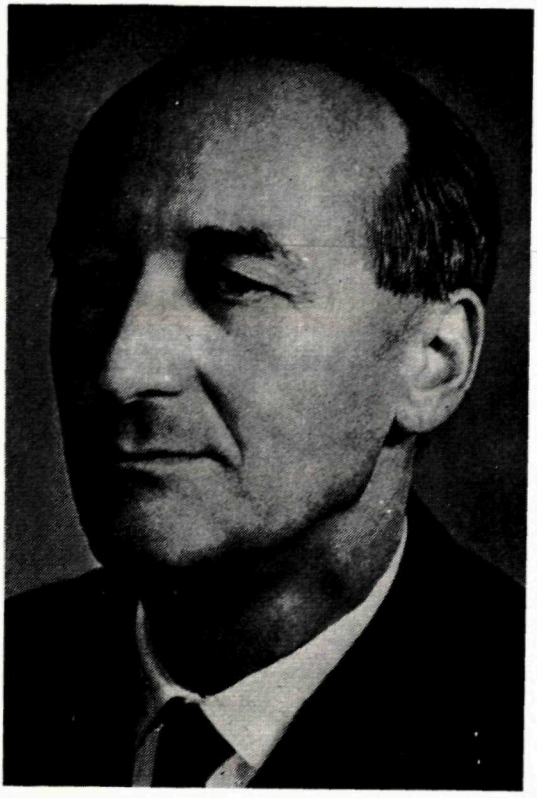
S rovnakou láskou a zápalom sa venoval výchove geologických kádrov na Morave. Jeho rozsiahlu odbornú a pedagogickú činnosť si ocenila široká domáca i zahraničná odborná verejnosť. Bol členom mnohých vedeckých ustanovizní a aktívne sa zúčastňoval na mnohých domácich a zahraničných podujatiach. Prednášal na viacerých univerzitách, vysokých školách a v geologických spoločnostiach v Sovietskom zväze, Poľsku, Mongolsku, Číne, Nemecku, Albánsku a Rakúsku.

Svoje bohaté výskumné výsledky publikoval vo vyše 350 prácach.

Profesor dr. Karel Zapletal bol človekom, ktorý celý svoj život zasvätil pedagogickej a vedecko-výskumnej činnosti v geológii. Má veľkú zásluhu na rozvoji geologických vied a pracovísk na Morave, pričom svoje záujmy vždy podriaďoval vyšším cieľom aj na svoj úkor. Pre svoj pracovný elán a vlastenectvo si zaslúži uznanie celej geologickej verejnosti.

Česť jeho pamiatke a vykonanej práci.

O. Fusán — O. Samuel



Akademik dr. Vladimír Zoubek, DrSc. 70-ročný

Celá československá geologická spoločnosť si dňa 21. septembra 1973 pripomína 70-ročné jubileum jedného z najvýznamnejších geológov, akademika Vladimíra Zoubka.

Po maturite študoval prírodné vedy na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe. Vysokoškolské štúdium ukončil doktorátom prírodných vied z geológie a petrografie v roku 1927. Po skončení štúdia bol tri roky asistentom v Geologickom ústave Karlovej univerzity. V roku 1931 prišiel pracovať do Štátneho geologického ústavu ČSR (dnešný Ústredný ústav geologický), kde pôsobil až do roku 1961. Podstatná časť jeho činnosti je spätá s týmto ústavom, v ktorom bol v rokoch 1954—1956 riaditeľom. V roku 1961 prešiel na Geologický ústav ČSAV, ktorý od základov vybudoval a je dodnes jeho riaditeľom. Akademik Vladimír Zoubek patrí medzi vedeckých pracovníkov s veľmi širokým rozhľadom a dobrými organizačnými schopnosťami, ktoré dal do služieb geológie. Vždy bol v popredí geologického diania nielen v Československu, ale i vo svete. Za svoju činnosť bol vyznamenaný viacerými štátnymi vyznamenaniami a poctený členstvom v rôznych vedeckých a akademických ustanovizniach doma i v zahraničí.

Jedným z najvýznamnejších diel, ktoré postavilo československú geológiu medzi popredné štáty sveta, sú generálne mapy celého územia ČSSR 1:200 000. Akademik Vladimír Zoubek bol nielen ich iniciátorom, ale sa pričinil aj o ich realizáciu. Slovenská geologická verejnosť si aj pri tejto príležitosti s uznaním a vďakou pripomína toto jubileum, pretože prevažnú časť vedeckej geologickej

činnosti akademik Vladimír Zoubek venoval výskumu kryštalinika Malých Karpát, Nízkych Tatier a Slovenskému rudohoriu. Podal základnú petrografickú a genetickú charakteristiku kryštalických bridlíc, granitoidov a metamorfizmu. Výsledky jeho výskumov sú stálym základom poznania kryštalinika Západných Karpát. Zvlášť významné sú jeho práce o tektonike, ktorými sa zaradil medzi hlavných tvorcov syntézy o stavbe Západných Karpát.

Akademik Vladimír Zoubek v minulosti významne zasahoval do československej i svetovej geológie a i dnes hrá dôležitú rolu v medzinárodnom geologickom dianí. Jeho pričinením bola naša geológia zapojená do rôznych medzinárodných organizácií a podujatí. V posledných rokoch sa jeho zásluhou ČSSR vo veľkej miere podieľa na výskumoch medzinárodného korelačného programu.

Slovenskí geológovia sa tešia z plného zdravia, pracovného elánu a optimizmu akademika Vladimíra Zoubka, ktorý sústavne pracuje v prospech rozvoja geológie Československa.

Dovoľujeme si nášmu jubilantovi v mene celej slovenskej geologickej verejnosti a osobitne v mene pracovníkov a redakcie Geologického ústavu Dionýza Štúra srdečne blahoželať a popriať mu veľa zdravia, osobného šťastia a ďalších úspechov v jeho vedeckej a organizátorskej práci, ktorá veríme, bude i naďalej obohacovať československú geológiu.

O. Fusán — O. Samuel

Doc. dr. Alois Matějka, DrSc. 75-ročný

Celá naša geologická verejnosť si 30. októbra 1973 pripomína životné jubileum jedného z najvýznamnejších československých geológov, doc. dr. Aloisa Matějku.

Po skončení stredoškolského štúdia sa zapísal na vysokú školu, ktorú ukončil na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe roku 1922 doktorátom prírodných vied. Už ako študent bol pomocným asistentom u prof. R. Kettnera. Ešte pred ukončením štúdií nastúpil do služieb Štátneho geologického ústavu v Prahe (terajší Ústredný ústav geologický), kde pôsobí dodnes aj po odchode do dôchodku a je jeho najstarším zamestnancom. Svoju lásku k Ústrednému ústavu geologickému a k práci potvrdzuje najlepšie to, že aj po odchode do dôchodku venuje ústavu všetky svoje sily, životné i odborné skúsenosti.

Slovenskí geológovia z príležitosti tohto jubilea doc. dr. Aloisa Matčjku s osobitnou úctou a vďakou oceňujú jeho životné dielo, ktoré v prevažnej miere zameral na geologický výskum Slovenska. Svoju výskumnú činnosť v Západných Karpatoch začal štúdiom paleogénneho flyšu v Bielych Karpatoch už roku 1923. V nasledujúcich rokoch bolo ťažisko jeho výskumnej činnosti v centrálnych Karpatoch, najmä vo Veľkej a Malej Fatre, Nízkych Tatrách, kde spolu so svojím rovesníkom prof. D. Andrusovom postavili moderné základy geologickej stavby Západných Karpát. K III. zjazdu Karpatskej geologickej asociácie D. Andrusov spolu s A. Matějkom publikovali syntézu o stavbe Západných Karpát, ktorá v základných rysoch platí aj dnes. Okrem toho A. Matějka pracoval v rokoch 1931—1938

vo východnej časti čs. Karpát. Po druhej svetovej vojne opäť zostáva verný karpatskej problematike. Od tohto obdobia až dodnes sa venuje výskumu flyšového pásma, pričom značnú časť tohto zložitého pásma sám pripravil pre generálne mapy 1:200 000. Jeho vynikajúce syntetizujúce schopnosti sa opierajú o jeho vlastné výsledky, ako aj o výsledky iných autorov, odzrkadlili sa aj v jeho odborných publikáciách a v plnom rozsahu ich použil pri syntéze flyšu čsl. Karpát.

Celá vedecká činnosť doc. dr. Aloisa Matějku svedčí o jeho veľkom rozhľade, o vedcovi s veľkou erudíciou a o organizátorovi, ktorý dal celé svoje srdce a schopnosti do služieb geológie.

Sme veľmi radi, že toto jubileum zastihuje nášho jubilanta v plnom zdraví, životnom optimizme a pracovnom eláne.

V mene celej slovenskej geologickej verejnosti, osobitne v mene pracovníkov Geologického ústavu Dionýza Štúra a redakcie Geologických prác prajeme doc. dr. Aloisovi Matějkovi do jeho ďalších rokov mnoho zdravia, osobného šťastia, pokoja a ďalšie úspechy v jeho vedeckej práci.

O. Fusán — O. Samuel

Geologické práce, Správy 60 | str. 11 — 23 | Bratislava | 1973

MICHAL MAHEĽ*

FLYŠ, JEHO GEOTEKTONICKÝ A ŠTRUKTÚRNOTEKTONICKÝ VÝZNAM V ALPIDÁCH

(anglické resumé)

Abstract. The article is dealing with division of the flysch, from paleo-tectonic-structural and geotectonic standpoint. According to the material character of the flysch and its part in the structural plan we distinguish 9 paleotectonic types of flysch, according to relation to folding processes 6 geotectonic types.

In the Alpides a considerable extent falls to the flysch complexes, among which of particular significance are those folded out from troughs and/or separate geosynclines. Characteristic of them is: frequent linking with foregoing leptogeosynclinal sediments (with deepening); association with basic volcanics in the basal part; accordance in time of foundation of flysch trough with commencement of the first foldings in the Alpides on the Tithonian and of later foldings in the Albian—Cenomanian, i. e. with the period of most intense deformations of the inner zones. These circumstances extended by inter-block distribution of flysch troughs, the absence of roots in nappes folded out from them, offer the idea to link them genetically with weakened zones of the crust, formed by intense basification. These vieus result also from comparison with old Pre-Carboniferous complexes, which are mostly of flysch and aspide type.

Úvod

Osobitosti flyšu vyjadrené základnými sedimentologickými črtami (gradačné zvrstvenie, rytmičnosť s mnohonásobným zákonitým striedaním horninových 2—3 komponentov v profile, štruktúrno-textúrne znaky) rozvinutými v takej miere ako v žiadnom inom sedimentárnom komplexe, svedčia o významnej úlohe tektoniky pri jeho vzniku. Viacero skutočností poukazuje na jeho genetické vzťahy k aktivite tektonických procesov: a) flyš je typicky geosynklinálna formácia; b) mocné flyšové komplexy sú vlastné hlavne pre segmenty so zložitou tektonikou; c) značná časť flyšových komplexov vzniká pri nástupe vrásnenia a završuje sedimentačný cyklus pred vyvrásnením. Pri štadiálnom

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

členení vývojových cyklov sa flyš poníma ako orogénna formácia a pri štadiálnom členení sa doba jeho vzniku vyčleňuje ako osobitné vývinové štádium; d) z radu pásmových pohorí je známe postupné časové omladzovanie flyšu od vnútorných k vonkajším pásmam v genetickej väzbe so sťahovaním vrásnivých procesov s orogenetickou polaritou (J. Aubouin 1964); e) vznik flyšu sa spája s často úzkymi a krátkodobými prehybmi, ktoré majú obvykle iba regionálny význam; f) základné sedimentologické znaky flyšu sú typické pre prevažnú časť predpaleozoických a staropaleozoických formácií alpínskeho systému, teda pre formácie, ktoré vznikli v tektonicky labilnejších obdobiach (hojnosť syngenetického vulkanizmu), v obdobiach, pre ktoré sa predpokladá dokonca oceanický typ kôry.

Napriek známym vzťahom flyšu k tektonike zostáva zahmlený celý rad otázok jeho genézy. Fakty k bližšiemu objasneniu poskytuje i regionálna tektonika širších areálov. Pri zostavovaní tektonickej mapy 1:1 000 000 tektonicky rôznorodého areálu Východných Álp, Karpát, Balkánu, Dinarského pohoria a Maďarského medzihoria venovali sme osobitnú pozornosť dvom problémom flyšových komplexov: prejavom flyšu v štruktúrnom pláne jednotlivých cyklov; časovým i priestorovým vzťahom mocnejších flyšových súvrství k vrásnivým procesom.

Pri posudzovaní flyšu zo štruktúrneho hľadiska podobne ako vo väčšine iných formácií pripadajú do úvahy v prvom rade jeho mocnejšie komplexy. Vytvárajú nosnú konštrukciu tektonických jednotiek alebo ich časti.

Typy flyšu

Vďaka vrstevnatosti a podielu plastických zložiek je flyš v svojej podstatnej časti dobre vrásniteľný. Z hľadiska tektonického štýlu sú však predsa medzi jednotlivými typmi flyšu značné rozdiely.

Na tektonickej mape V. Álp — Karpát — Balkánu a Dinárskeho pohoria sme rozlišovali 9 typov flyšu; flyš s. s., pieskovcový flyš, wildflyš, aleuritický flyš či kryptoflyš, vápencový flyš, flyš s konglomerátmi a vápencom, Krasta flyš, flyš s vápencami — dalmatínsky typ a heterogénny flyš. Každý vytvára iné materiálové podmienky pre tektonický štýl a má i iné schopnosti vrásnenia. Každý je však odlišný aj v paleotektonickom zmysle. A keďže každý z uvedených typov je charakteristický pre určitú tektonickú jednotku, prípadne jej význačnú časť, poskytuje svojskú materiálnu bázu pre utváranie tektonického štýlu.

1. Flyš s. s. alebo drobnorytmický flyš je dobre vrásniteľný vrásami menších rozmerov; spestruje stavbu príkrovov v Západných Karpatoch i vo Východných Karpatoch. Vytvára základ flyšových príkrovov Východných Álp. Bohato

sa vyskytuje i vo vardarskej zóne, jónskej zóne a na Predbalkáne. Tento najvýraznejší flyš je veľmi pozoruhodný. Vytvára i základnú výplň pozdnotektonických centrálno-karpatských bazénov, kde je len slabo zasiahnutý vrásnením.

2. Pieskovcový flyš — hrubý flyš s mocnými lavicami až masami pieskovcov — vytvára podklad pre vrásy veľkého polomeru zakrivenia; vytvára jadrovú časť príkrovov Západných a Východných Karpát. V spodnej časti čela príkrovov sa nachádza šošovkovitý a šupinovitý štýl, ktorý vznikol zhrnutím plastickejších členov a ich tektonickou redukciou (Z. Roth 1972). Zvlášť výrazný pieskovcový flyš je v magurskom príkrove Západných Karpát, ale aj v čiastkovom godulskom príkrove v sliezskej jednotke, v časti duklianskej a čiernogorskej jednotky a v skolskom príkrove. Zvlášť mocný je i v jednotke Tarkau, kde pieskovce dosahujú mocnosť až 2000 m. Bohato sa vyskytuje i vo Visokom Krši v durmitorskom príkrove. Hrubý flyš je často v intraorogénnej pozícii (vrchnokriedový flyš Mehedinti a flyš d'Aržana s konglomerátmi) v danubiku. Za hrubý flyš považujeme i paleogénny flyš s konglomerátmi s prechodom do molasoidu v Luda Kamčija a na Predbalkáne, ktorý niektorí autori (J. R. Načev 1970) považujú už za molasu. V albanohelenidách je hrubý flyš s polohami konglomerátov a olistolitmi vápencov hlavne v jednotke Kruja—Gavrovo.

3. Pelagické vrstvy s flyšovou fáciou alebo aleuritický flyš až kryptoflyš s prevahou ílovcov, s vložkami piesčitých vápencov, vápencov, siltov i pieskovcov s polohami slieňov má štýl jemných šupín. Kompaktnejšie polohy vápencov, prípadne pieskovcov, vytvárajú vztýčené bradlá. Typickým reprezentantom je subsileský príkrov Karpát, ale i „čierny flyš" príkrovu Audia a Mackla Zagon vo Východných Karpatoch, je však i v čiastkových štruktúrach sliezskej, predmagurskej, čiernogorskej, ba i magurskej jednotke. V okrajových jednotkách Západných Karpát, v ždánickej a pouzdranskej jednotke prechádza do šlíru fácie, ktorá spája flyš s molasou. K tomuto typu sme zaradili i kryptoflyš z buntenserie helvetika a pestré mocné fácie scalia rossa v Južných Alpách.

4. Vápencový flyš so svojím najtypickejším predstaviteľom, sinajskými vrstvami (slieňovcovo-ílovcové súvrstvie s vložkami pieskovcov, slienitých vápencov), má obyčajne štýl vztýčených vrás, ale i pretrhaných prešmykmi a často jemne prevrásnených. Buduje čiastkový tešínsky príkrov sliezskej jednotky, podstatnú časť Ceahlau, Severín, časti podsliezskej jednotky. Nachádza sa i v Julských Alpách, vo Visokom Krši a v dalmatínskej zóne. Zvlášť mocný je vrchnokriedový flyš v zóne Luda Kamčija.

5. Krasta flyš — flyšoid — je heterogénny typ flyšu, vystupujúci v jednotke Zukali — Pindos. Typická je preň značná premenlivosť fácií. V spodnej časti (maastricht-dan) je prevažne karbonatický. Sčasti pestré slieňovce sa tu

striedajú s vápencami. Vyššie uprostred pieskovcovo-argilitového flyšu sa bohato vyskytujú organodetritické a numulitové vápence, zlepence a vápencové olistolity — hojné sú fácie wildflyšu. Najvyššie časti (priabon) tvorí prevažne piesčitý flyš s tenšími polohami argilitov. Materiálová heterogénnosť sa prejavuje i v zložitej šupinovitej stavbe, udávajúcej tektonickú zložitosť jednotky Zukali—Krasta.

6. Vápencový flyš s konglomerátmi je flyš s mocnými polohami vápencov a vápencových konglomerátov v okrajovej jednotke flyšového pásma Východných Karpát v unite marginale — Boryslav Pokuty vrásy. Pre prítomnosť vápencov a zlepencov sme k tomuto typu zaradili i vrchnokriedový flyš Metohija v Dinaridách.

7. Flyš sa vo väčšine dinaridných jednotiek, hlavne v dalmatínskych vrásach a jónskej jednotke, vyznačuje mocnými polohami organogénnych vápencov, ktoré vytvárajú jeho kompetentnejšiu výstuhu. Podmieňujú nielen jeho genetickú, ale i štruktúrnu zviazanosť s podložnými vápencovými komplexmi. Vyčlenili sme ho ako osobitný typ a nazvali dalmatínskym vývojom.

8. Heterogénny flyš sa vyznačuje zmenami typu flyšu. Výrazne to vidieť v zóne Metaliferes (Mureš), vo vonkajších Apusinách so zmenami typov flyšu nielen vo vertikálnom smere, ale i v laterálnom smere. V západnej čiastkovej jednotke je sled členov nasledovný: aptychové vrstvy s ofiolitmi a jaspismi — titón; vápencový flyš — neokom; piesčitý flyš — barém až spodný alb; flyš s vulkanitmi — senon. Východnejšie je však sled: piesčitý flyš — barém; vápencový flyš s aglomerátmi — apt; diskordantne ležiaci aleuritický flyš — vrchný alb; wildflyš — cenoman; flyš s. s. — senon. K zvláštnostiam okrem zmien typov flyšu patrí značný podiel wildflyšu a vulkanických hornín. Obsahová heterogénnosť sa prejavuje v tektonickej členitosti v rad šupín, každá s iným typom flyšu, oddelených od seba prešmykmi sledujúcimi plochy materiálovej diskontinuity.

Ako heterogénne sme označili i flyše bradlového pásma pre ich faciálnu pestrosť a laterálne i vertikálne prechody.

9. Wildflyš ako fácia často sprevádza pieskovcový flyš a vytvára súčasť flyšového komplexu zaradeného ako heterogénny flyš. Samostatné štruktúry vytvára tam, kde vystupuje v hrubých masách. Mocné wildflyše sú v pribradlovej oblasti a v manínskej jednotke (cenoman-senon), v marmarošskej zóne (sojmul formácia alb-cenomanského veku), v transkarpatskej oblasti a vo vardarskej zóne.

Geotektonické typy flyšu

Paleotektonicky je flyš geneticky viazaný na tektonicky aktívne zóny, mocnejšie flyšové komplexy na obdobie zvýšenej tektonickej aktivity. Osobitný význam v štruktúrnom zaradení flyšových komplexov má ich vzťah k vrásnivým procesom, a ten je prinajmenej šestoraký. Iný význam majú: a) flyšové fácie — medzičleny uprostred vápencových formácií (predflyšových); b) flyšové fácie bezprostredne predchádzajúce vrásnenie; c) intraorogénny typ flyšu; d) flyšové komplexy — jednotky vyvrásnené z osobitných žľabov; e) flyšové pásmo vyvrásnené z osobitnej geosynklinály; f) neskorotektonický flyš viazaný na včasné depresie.

I keď je flyš v podstate dobre vrásniteľný, podmienky pre uplatnenie sa v štruktúrnom pláne v každom z uvedených typov boli odlišné, závislé od intenzity postihu vrásnivými procesmi a od priestorovej pozície. Každý sa však svojsky uplatňuje v štruktúrnom pláne.

1. Hoci nie početne, vyskytujú sa hlavne v triase a jure alpíd flyšové fácie — medzičleny vápencových formácií. Sú zvrásnené spolu s nadložnými i podložnými vápencami. Príkladom je aniský flyš v jednotke Budva v dinaridách, lunzské vrstvy v chočskom príkrove Západných Karpát, vrchnotriasový flyš v jednotke Kotel na Balkáne, spodnodogerský flyš v bradlovom pásme Západných Karpát, atď. Také flyše sú viazané na tektonicky aktívne zóny. V týchto i iných prípadoch flyš nie je „podradnou" fáciou, ale do značnej miery naznačuje charakter patričnej jednotky. Z hľadiska kompetentnosti predstavujú flyše medzičleny, cudzie vložky uprostred vápencových komplexov, a pri vrásnení sa uplatňujú ako rozpojidlá a rozčleňujú jednotku na časti a šupiny.

2. Flyš-predchodca vrásnenia — je najvrchnejší člen vápencových sekvencií, z ktorých sa pozvoľna vyvíja. Sám je však bezprostredne predtektonický. Takýto flyš sa bohato vyskytuje v Dinaridách, v Západných Apusinách, v krížňanskom príkrove a v tatridných jednotkách Západných Karpát, vo frankenfelskom príkrove Východných Álp, v bukovinskom príkrove Východných Karpát atď.

Štruktúrne sa prejavuje ako vrchná časť tektonických jednotiek. Vďaka dobrej vrásniteľnosti zvyšuje štruktúrnu pestrosť vrchných častí, v príkrovových jednotkách hlavne v ich čelných častiach. V doprovode podložných vápencov kordilierového typu prejavuje tendenciu vytvárať výplň a „tektonický tmel" šupín a bradiel. V prípadoch, kde dosahuje flyš-predchodca väčšiu mocnosť, napr. v jednotke Visoki Krš v Dinaridách, javí tendenciu uplatniť sa štruktúrne samostatne.

Osobitné mocné flyše, predchodcovia vrásnenia, tvoria vrchné štruktúrne etáže vyvrásnených tektonických jednotiek. Predstavujú žľaby zdedené

zo skôr založených žľabov. Typický je v tom smere flyš v jednotke Zukali—Krasta a v jónskej jednotke albanohelenid. V jednotke Zukali flyš začína v maastrichte a siaha do vrchného eocénu, miestami (na gréckom území — jednotka Pindos) snáď až do spodného oligocénu. V severnej časti je známy ako Krasta a je až 1000 m mocný. V spodnej časti je terigénno-karbonatický, kde sa pieskovce a ílovce striedajú s numulitovými vápencami, blízko kordilier sú hojné zlepence. Časté sú však i pestré a ružové sliene. V strednej časti je hojný wildflyš, organodetritické vápence i zlepence, vápencové olistolity (lutét) a vo vrchnej časti pieskovcový hrubý flyš, kde argility tvoria len tenké vložky (priabon). Zmeny v type flyšu sú však nielen vo vertikálnom smere, ale i v pozdĺžnom smere jednotky. V najsevernejšej časti Albánska je známy tzv. xani flyš s prevahou aleuritov, ílovcov a slieňov, teda flyš aleuritický až slieňovcovo-vápencový maastrichtsko-eocénneho veku.

V jónskej zóne pomerne mocný flyš začína vo vrchnom eocéne a siaha až do najspodnejšieho miocénu, nadväzuje cez spodnohelvétsky šlír na naloženú čelnú predhlbeň — predchodcu vrásnenia po spodnom helvéte. Ide v podstatnej časti o jemnorytmický dvojkomponentný flyš v oligocéne s pribúdaním hrubších pieskovcov. Pri vonkajšom okraji v susedstve najvonkajšej jednotky pravého typu bez flyšu — jednotky Sazan, vo flyši prevládajú silene a slienité vápence. Ide o flyš dalmatínskeho typu.

3. Intraorogénny flyš. Paleotektonicky osobitným typom je flyš stvárnený medzi dvoma vrásneniami, vyplňujúci depresie na štruktúrach vytvorených starším vrásnením. Také typy sú zvlášť bežné v Južných Karpatoch, a to vo vonkajších jednotkách (Danubicum — Poreč — Miroč); ide o hrubý vrchnokriedový flyš, ktorý často prechádza do flyšoidu. Postupne sa v ňom vytrácajú stratonomické znaky flyšu (turón-senónsky flyš mehenity), prípadne so značným podielom zlepencov — flyš d'Arjana. Vzhľadom na slabšie prejavy kriedového vrásnenia tento flyš vytvára vyššiu štruktúrnu etáž jednotiek sformovaných hlavne staropaleogénnym vrásnením.

Pri vnútorných jednotkách dinaríd a albanohelenid maastricht-danský flyš (miestami až spodnoeocénny) znamená spestrenie medziorogénneho sedimentačného cyklu medzi kriedovým a staropaleogénnym vrásnením. Tu sa vyvíja cez polohu globotrunkánových slieňovcov a slienitých vápencov (200—300 m) a organogénnych a organodetritických vápencov vrchnej kriedy. Keďže kriedové vrásnenie i tu bolo slabšie a tektonické jednotky sú sformované hlavne staropaleogénnym vrásnením, predstavuje tento flyš sčasti typ flyšu s. s., v iných priestoroch typ hrubého flyšu, vrchnú etáž tektonických jednotiek.

Intraorogénny flyš predstavuje častejšie iba fácie uprostred pestrých medziorogénnych formácií (vytvorených medzi kriedovou a staropaleogénnou vrásnivou periódou) vo vnútornejších pásmach. Vystupuje nielen spolu

s fáciami kryptoflyšu (couche rouge), ale i s detriticko-molasovými, plytkovodne karbonatickými a detriticko-vulkanogénnymi fáciami. Detritické komplexy s prevahou zlepencov sprevádzaných pieskovcami, ílovcami i vápencami typu gosavskej kriedy s premenlivosťou detritických vápencových fácií sa často nachádzajú v Severných vápencových Alpách. Flyš v doprovode fácie couche rouge obyčajne završuje sedimentačný cyklus. V Západných Karpatoch takýto typ predstavuje vrchná krieda v brezovskej depresii. Geotektonicky ide o naložené pozdĺžne grabeny.

V sedimentárne vulkanogénnej formácii typickej pre naložené synklinály Ruska Montana, Sopot, timocký graben v Južných Karpatoch a synklinály v stredohorskej zóne Balkánu flyš sprevádza pestrý komplex paleotektonicky odlišných fácií: karbonátový (batyálne neritické sliene; plytkovodné detritické a organogénne vápence, brakicko-lagunárne sedimenty so slojmi uhlia, bituminózne ílovce zle vetraného prostredia, vulkanické horniny, andezity, aglomeráty a tufy). Zvlášť hojný je v tejto formácii kryptoflyš (couche rouge), ale (hlavne v Stredohorí) i flyš, a to nielen vo vrchných polohách (maastricht-dan), ale miestami v spodnejších častiach formácie (turón).

4. Flyš pozdĺžnych žľabov: Mocné a faciálne najpestrejšie flyše sa vytvorili v pozdĺžnych žľaboch. Majú spravidla širšie stratigrafické rozpätie než predorogénny flyš v susedných jednotkách, od ktorého sa líšia i väčšou mocnosťou a pestrosťou. Najviac takýchto žľabov sa utvorilo už v titóne, resp. beriase (zóna Ceahlau-Krajina, Niž-trojanský žľab na Balkáne, vardarská zóna, zóna Bosňačka). Pritom tektonické jednotky boli vo väčšine sformované až počas staropaleogénneho vrásnenia, ba vo flyšovom pásme Karpát až počas staroneogénneho vrásnenia.

Iné žľaby sa vytvárali až v strednej kriede: Luda Kamčija, synklinóriá Stredohoria. V niektorých žľaboch po začiatočnej intenzívnej sedimentácii (Niž-trojanský žľab) sa postupne zmenšuje dynamika; flyš je vystriedaný detritickými vápencami.

Vo väčšine žľabov flyš začína pelitickejšími, hlavne slieňovcovo-karbonátovými sedimentmi; slieňovcovo-karbonátový flyš, prípadne aleuritický flyš; vo vyšších horizontoch pribúda viac a viac hrubších detritík.

Geotektonické postavenie žľabov v geosynklinálnom systéme je rozmanité vždy na význačných rozhraniach blokov; zrejme sú viazané s hlbinnými švami. Najčastejšie sú žľaby na hranici vonkajších a vnútorných zón (bosniacky, Luda Kamčija, Ceahlau—Severín); osobitným typom je vnútorná okrajová synklinála — vardarská zóna. Jej severným pokračovaním je azda murešská brázda, rozložená diagonálne k susednému pásmovému pohoriu Západných Apusín (Andelkovič — Lupu 1967). Od ostatných sa líši podstatne vyšším podielom bázických vulkanitov.

Vyvrásnením flyšových žľabov sa vytvorili samostatné tektonické jednotky s pestrou paletou flyšových fácií. Zväčša sú to bezkoreňové príkrovy.

Vo Východných Karpatoch je mohutná flyšová brázda na rozhraní vnútorných a vonkajších Karpát a flyšovej geosynklinály. Je domovskou oblasťou jednotky Ceahlau a Baroolt. V apte a albe pribúda detritický materiál. Svedectvom hlbokého založenia brázdy je prítomnosť bázik. Flyšový komplex je dvojcyklový; mohutnejší spodný cyklus s mocným flyšom veku titón až alb, hlavne slieňovcovo-karbonátovým flyšom sinajských vrstiev. Druhý medziorogénny (cenoman-senon) má menší podiel flyšových fácií. Sprevádza ho kryptoflyš a wildflyš.

Uvedený žľab pokračuje na rozhraní getika (vnútorných pásiem) a danubica (vonkajších pásiem) do Južných Karpát a tvorí (z neho vyvrásnenú) jednotku Severín—Kraina s výplňou od titónu až do lutétu na území Bulharska.

Mohutný (podľa Načeva až 500 m dlhý a 130 km široký) tzv. Niž-trojanský žľab na Balkáne predstavuje geotektonickú zónu, z ktorej pochádza flyš jednotky Lužnička v Južných Karpatoch a v Krajštidách a flyš vystupujúci na povrch hlavne v strednom bloku Predbalkánu a balkánskej zóny. Mocnosť flyšu dosahuje až 3000 m a podieľajú sa na nej okrem prevažne drobnorytmického flyšu i subflyš, hrubý flyš ba aj wildflyš. Pozoruhodnosťou je krátke trvanie (titón až berias) a i postavenie flyšu v stratigrafickom slede. Flyš sa vyvíja náhle z karbonátov kelloway—kimeridžského komplexu. Miestami je však vývoj pozvoľný. Vyvíja sa z leprogeosynklinálnych členov, včítane radiolaritov pri existencii tenkej polohy preflyšu (ústne zdelenie Načeva). Karbonátovo-terigénne formácie striedajú flyš v jeho nadloží. Rozložené sú hlavne v severných častiach flyšového trogu a na južných okrajoch priliehajúcej severnejšie rozloženej mizijskej platformy.

Ďalší flyšový žľab Balkánu predstavuje jednotka Luda Kamčija (eminský prehyb J. R. Načeva 1969). Začína konglomerátmi cenomanu, jeho podstatnú časť tvorí tisícky metrov mocný, prevažne slieňovcovo-karbonatický flyš (turón-paleocén). Vyšší komplex s prevahou pieskovcov (ypres-lutét) so zlepencami typu wildflyšu niektorí považujú za vrchný horizont flyšovej geosynklinály (E. Bončev 1966), iní už za spodnú molasu, súčasť rozsiahleho predhorného prehybu zasahujúceho i do Predbalkánu (J. R. Načev 1969). Táto pozdnoflyšová, resp. flyšoidná formácia predchádza pyrenejské vrásnenie, ktoré znamená zvrat vo vývoji Balkánu, nástup vzniku často priečne orientovaných vnútorných hornín s typickou molasou. Z paleotektonického hľadiska Luda Kamčija tvorí žľab, založený v období kriedového vrásnenia a ukončený pozdnoilýrskym, prípadne pyrenejským vrásnením. Prerušenia sedimentácie medzi turónom a senonom a po paleocéne sú iba prejavmi jednotlivých aktov kriedového vrásnenia a starších prejavov staropaleogénneho vrásnenia.

Medzi vnútornejšími a vonkajšími jednotkami dinaríd v širokom pásme

durmitorského flyšu bol v posledných rokoch objavený spodnokriedový flyšový komplex, nasunutý na vrchnokriedový flyš za staropaleogénneho vrásnenia. Vyvrásnený je z úzkeho žľabu rozloženého na rozhraní vnútorných a vonkajších dinaridných jednotiek, opísaný ako tzv. bosňacká jednotka. Svojimi južnými výbežkami zasahuje až do albanohelenid (Blanchet—Cadet—Charlet—Rampnoux 1969). Začína titónom, prípadne beriasom a siaha až do aptu, miestami azda až do cenomanu (J. P. Cadet 1968). V podstate ide i o peliticko-pieskovcový flyš s polohami jemnozrnných vápencov a rohovcov. Vo vyšších polohách pribúdajú pieskovce a mikrobrekciovité vápence. Analogicky flyš leží transgresívne na ofiolitovej zóne Mirdita (Dodoma—Mello 1967). Podložie titónskeho flyšu bosňackej jednotky vytvára diabasovo-rohovcová formácia jury. Pozícia flyšu je miestami transgresívna.

Rozsiahly flyšový žľab osobitného typu, členený na niekoľko subparalelných zón s odlišným vývinom, je vardarská zóna pri východnom okraji dinarid. Flyš vytvára dva cykly: titón — spodnokriedový a vrchnokriedový, oddelené diskordanciou sprevádzanou často prerušením, prípadne molasoidnými, hrubodetritickými i vápencovými fáciami. Vrchný cenomansko-senónsky flyš miestami dosahuje mocnosť až 1000 m. Titónsko-spodnokriedový flyš má miestami charakter aleuritického flyšu. V spodnom i vo vrchnom cykle sú častejšie i prejavy vulkanizmu. V sz. časti na rozhraní vnútrodinaridnej a vardarskej zóny je vyvinutý mocný flyš známy ako flyš Majevica. Začína spodným eocénom a prechádza do nadložia, v spodnom oligocéne do včasnej molasy.

Osobitným typom žľabu je zóna Mureš alebo zóna Metaliféres v Apusinách s priebehom smeru SV—JZ diagonálne k vnútorným Apusinám, zato paralelne s ohybom Južných Karpát. Jej výplň je špecifická. Obsahuje množstvo vulkanitov označených ako heterogénny typ (bližšie pozri na str. 8).

Zaujímavým typom žľabu je v Maďarskom stredohorí senoneocénsky (spodný oligocén ?) solnocký flyšový žľab postihnutý pyrenejským (ústne zdelenie Weina) alebo sávskym ? vrásnením (Balogh—Kóróssy 1968). Svojou pozíciou medzi Apusinami a Maďarským stredohorím nastoľuje rad dohadov. Zaujímavé je, že iný typ flyšu v Maďarskom stredohorí nie je.

5. Flyšová geosynklinála. Osobitným paleotektonickým typom je flyšové pásmo Východných Álp — Západných Karpát a Východných Karpát založené s nástupom prvých paroxyzmov kriedového vrásnenia (titón-berias). Vrásnivé procesy preformovali členitú flyšovú geosynklinálu v rad tektonických jednotiek (príkrovov) vyšších i nižších radov. Pri formovaní tektonických jednotiek sa uplatnila členitosť sedimentačného priestoru geosynklinály, ale i materiálové typy flyšu. Zvlášť významnú úlohu zohrali pri dotváraní tektonického druhotného štýlu.

V západnej časti Východných Álp je najmladším členom paleocén, vo východnej časti Wienerwaldu stredný eocén. Obsahová pestrosť je pomerne,

malá. Začína síce slieňovcovo-vápencovým flyšom (titón-sp. neokom), prevláda však flyš s. s. s mocnejšími pieskovcami v cenomane, v maastrichte a vo vrchnom paleocéne; pieskovce sa však výraznejšie štruktúrne neprejavujú. Pestré fácie kryptoflyšu sú hlavne v tzv. butenserie (vrchná krieda — paleocén) grestenského bradlového pásma. Počas vrchnej kriedy a paleocénu možno zaznamenať sťahovanie osi flyšového trógu na sever (S. Pray 1968).

V Západných Karpatoch je pre flyšovú geosynklinálu príznačné (na rozdiel od Východných Álp) okrem veľkej šírky a mocnosti flyšových komplexov až 5000 m veľkého stratigrafického rozsahu (titón-oligocén) výrazné postupné prekladanie osi žľabu k vonkajšku alebo sedimentologická polarita a značná faciálna pestrosť flyšových komplexov. V spodnej kriede prevláda typ karbonátového flyšu a čierneho aleuritického kryptoflyšu. Vo vrchnej kriede je však členitosť omnoho väčšia. Vedľa flyšu s. s. pristupujú mocné komplexy hrubého flyšu a pestrého kryptoflyšu; výrazne sa uplatňuje v členitosti flyšovej geosynklinály kordiliery. I v paleogéne sú fácie naďalej rôznorodé, ide však o členitosť v malom, s menšími faciálnymi rozdielmi a rýchlymi zmenami pri všeobecnej faciálnej podobnosti. Zvrat nastáva v priabone, takže oligocén sa vyznačuje pomerne značnou rovnorodosťou fácií sprvu s flyšom s. s., neskôr hrubým flyšom s prechodom do flyšoidu až molasy. Náväznosť flyšových fácií na molasové je aj vo vertikálnom smere priestorová, náväznosť flyšovej geosynklinály na čelnú predhlbeň je bezprostredná.

Niekoľko osobitostí má i flyšové pásmo Východných Karpát s výraznou orogenetickou polaritou a s vertikálnou i laterálnou náväznosťou na molasu. K zvláštnostiam treba počítať mocný vývin spodnokriedového flyšu, a to vo fácii aleuritického flyšu, čierneho flyšu v jednotke Audia a Macla Zagon a flyšu s. s. s euxinskými fáciami v jednotke Curbicortale; mohutný vývoj hrubého flyšu, hlavne paleogénneho (pieskovce tarcau až 2000 m mocné), je v príkrove Tarcau. Najsevernejšia jednotka Unite—Marginale je pozoruhodná zastúpením vápencov a zlepencov uprostred flyšových sekvencií (eocén-oligocén) (J. Dumitrescu et al. 1962).

6. Neskorotektonický flyš — paraflyš v zmysle Contescu (1964) je vytvorený vo vnútorných včasných depresiách na podklade pozdĺžnych synklinál sformovaných kriedovým vrásnením. Ide prevažne o flyš s. s. (lutét-priabon) sprevádzaný v podloží a pri okrajoch komplexmi karbonatickej molasy (R. Marschalko 1968). Neskoršie vrásnenia postihli tento flyš len v menšej miere. Jeho prototypom je centrálno-karpatský flyš. Ide o mierne ploché vrásy, ktoré dokonca v južnejších zónach, kde sa vytráca flyšový charakter, sú len zriedkavé. Stlačovacie pohyby sa prejavujú hlavne spätnými, juvergentnými prešmykmi. Smerom k vonkajším flyšovým Karpatom, ktorými posttektonické flyšové bazény vytvárajú zázemie, zvyšuje sa prevrásnenosť flyšu i jeho stratigrafický rozsah (vrchná krieda — oligocén). Analogicky má pestrejší

obsah a väčší stratigrafický rozsah i transkarpatský flyš vo Východných Karpatoch. Tektonické postihnutie opísaného typu flyšu sa smerom dovnútra zmenšuje, teda od flyšového pásma vonkajších Karpát, na ktoré nadväzuje nielen paleogeograficky, ale i tektonicky. Je to flyš prívesný k flyšovému pásmu vonkajších Karpát viac-menej len s odrazom vrásnenia.

Záver

Najpozoruhodnejším poznatkom je, že založenie väčšiny flyšových trogov a geosynklinál v alpidách (východoalpskokarpatský geosynklinálny pás; žľaby Ceahlau—Severín, niž-trojanský, bosniacky) sa odohralo vo vrchnej jure a v spodnej kriede v tomto prelomovom období vývinu alpíd, keď v ich najjužnejších oblastiach nastupujú vrásnivé procesy. Vtedy došlo k najvýraznejšiemu prehĺbeniu jestvujúcich trogov a k početným prejavom vulkanizmu s mafickými lávami. Samotné flyšové žľaby sú rozložené mimo oblasti včasne alpínskych vrásnivých procesov. Začínajú obyčajne preflyšom, resp. karbonatickým flyšom sinajského typu a často sú doprevádzané bázikami. Niektoré flyšové žľaby predchádza výrazné prehĺbenie sedimentačných podmienok; iné sa rozvíjajú z predchádzajúcich jurských trogov (napr. valaiský v Západných Alpách, vardarský v Dinaridách a Zukali v Albanohelenidách) s hlbokomorskými radiolaritmi, bázikami a ultrabázikami.

Svojím geotektonickým typom sa mocné flyšové komplexy žľabov a geosynklinál podobajú na predkarbónske formácie alpíd. I keď vykazujú menší podiel vulkanického materiálu ako tieto, ich diastrofický charakter je následok vzniku na nestabilnej, citlivo na pulz pohybov reagujúcej kôry; pripomína skôr oblasti stenčenia kôry, teda eugeosynklinály ako oblasti hrubšej sialickej kôry — miogeosynklinály. To pravda nemožno povedať o všetkých flyšoch. Nesporne podiel flyšových fácií, hlavne hrubého flyšu a flyšu s. s. v alpidách sa rozrastá s nástupom vrásnivých procesov a flyš je často bezprostredný predchodca vrásnenia. Z toho sa dosť všeobecne a schematicky vyvodzuje genetická väzba flyšových sedimentačných zón s obdobím skracovania, a teda i hrubnutia a sializácie zemskej kôry v dôsledku vrásnenia (Auboin 1964, Peive 1970, Chain 1971). Geotektonický význam flyšových bazénov je však rôznorodejší. Veď flyš niektorých trogov, resp. geosynklinál, napr. karpatský flyš prežíva dokonca dve periódy vrásnenia — paleoalpínsku a mezoalpínsku bez toho, aby bola zasiahnutá vrásnením. Náväznosť na vrásnenie sa u nich prejavuje len vo zväčšenom prínose detritického materiálu napr. v cenomane, resp. v zmenách paleogeografického obrazu (alb-cenoman; paleocén).

Regionálne pozdĺžne trogy na rozhraní blokov (západokarpatský, Ceahlau — Severín, Niž-trojanovský, bosniacky — Vermos, začínajúce preflyšom s pre-

javmi bázického až ultrabázického vulkanizmu, napovedajú, že ich možno považovať za prejavy stenčenia a roztiahnutia kôry. Častá bezkorennosť týchto más spôsobená neskorším stlačením je pochopiteľná práve pre tenkosť kôry.

Do tlače odporučil O. Fusán

LITERATÚRA

[1] Auboin, J. 1964: Geosynklines, Amsterdam. — [2] Auboin, J. — Ndojaj, J. 1964: Regard sur la géologie de l'Albanie et sa place dans la géologie des Dinarides. Bull. Soc. géol. de France (7) VI. Paris. — [3] Balogh, K. — Körössy, L. 1968: Tektonische Karte Ungarn Masstab 1:1 000 000. Acta Geol. Hung. 12, 1—4. Budapest. — [4] Blanchet, R. — Cadet, J. P — Charvet, J. — Rampnoux, J. P. 1969: Sur l'existence de l'important domaine de flysch tithonique-cretacé inférieur en Jougoslavie l'unité de flysch bosniaque. Bull. Soc. geol. de France (7) XI. Paris. — [5] Bončev, E. 1966: Revue génerale de la structure géologique de la Bulgarie. Bull. of the "Straš. Dimitrov" institute of geology. Vol. XV. Sofia. — [6] Codarcea, Al. — Raileanu, G. et all. 1961: Aperçu sur la structure géologique des Carpates méridionales entre le Danube et l'Olt. Asociation géol. Carpato-Balquanique — V. Congres. Quide des excursions C-Carpates méridionales. Bukurest. — [7] Čirič, B. 1963: Fliševi i molase alpskog ciklusa u Dinaridima. Sedimentologija 2/3. Zov. za geol. i geof. istr. Beograd. — [8] Dumitrescu, J. et al. 1962: Mémoire à la carte tectonique de la Roumaine. Anuarul comitetului geologic institutul geologic. vol. XXXII. Bukuresti. — [9] Maheľ, M. 1971: Vrásnivé procesy v alpidách. Folding processes in the Alpides. Geol. práce, Správy 57. Bratislava. — [10] Mercier, J. 1960: Zone pélagonienne et zone der Vardar en Macédonie grecque. Compte rendu somm. et Bull. Soc. géol. de la France. Paris. — [11] Načev, I. R. 1969: Geologičeskoje razvitie balkanskoj oblasti v mezozoje i kenozoje. Bjul. M-obšč. isp. prír. otd. geologii T XLIV (4). Moskva. — [12] Patrulius, D. — Stefanescu, M. — Papa, E. — Popescu, I. 1968: Geology of the Inner zonnes of the Carpathian bend. Quide to excursion 50 AC. Praha. — [13] Pray, S. 1968: Probleme im Flysch der Ostalpen. Jahrb. geol. Bundesanstalt. Bd. 111, Wien. — [14] Roth, Z. 1971: Des tektonische Stil in der Godula-Teildecke der Mäkrisch- schlesischen Beskiden — Tektonicky styl v godulském dílčím příkrovu Moravsko-slezských Beskyd. Geol. práce, Správy 57. Bratislava. — [15] Sandulescu, M. 1971: Sur le heterogenisme des Phases tectogéniques alpines dans les zones internes der Karpates roumaines (Simpozijum o orogenim fazama u prostoru alpske Europa. Beograd). — [16] Sikošek, B. — Medwenitz, W. 1965: Die neuen Daten zur Facies und Tektonik der Dinariden. Zeitschrift deutsch. geol. Gess. Jahrg. 1964. Wien—Hannover.

MICHAL MAHEĽ

THE FLYSCH, ITS GEOTECTONICAL AND STRUCTURAL IMPORTANCE FOR THE ALPIDES

(Summary of the Slovak text)

Following manifestations of flysch and its position in the structural plan of tectonic units and its tectonic style in compilation of the Tectonic Map of Carpathian — Balkan countries 1:1 000 000 we have distinguished: 1. Flysch s. s.; 2. Sandy flysch or coarse

flysch; 3. Aleuritic flysch, cryptoflysch; 4. Calcareous flysch or pre-flysch; 5. Krasta Flysch; 6. Calcareous flysch with conglomerates; 7. Dalmatian type of flysch; 8. Heterogeneous flysch; 9. Wildflysch.

From the standpoint of position of flysch in the history of the orogenic system, its relation to orogenic processes we distinguishs: Facies as strange, inter-links of limestone formations, characteristic of zones active tectonically; 2. Flysch predecessor of folding; 3. Intraorogenic flysch filling up supperimposed structures formed by older folding; 4. Flysch geneticly conected with the trought; 5. Flysch-zones — particular geosynclines; 6. Late-tectonic flysch in the hinterland of the flysch geosyncline.

Arrangement and distribution of individual paleotectonic and geotectonic types of flysch is different in the individual segments of the Alpides; in this regard the article showe the particularities of each segment.

Of importance particular in the Alpide are longer — dated flysch troughs of various type and duration; troughs mostly originated in the Tithonian respectively Berriaseen partly in the Middle Cretaceous. They are founded on deep — seated fault zones; some of them (later) have formed on older troughs.

The geotectonic position of troughs in the geosynclinal system is varied, however always at significant boundaries of blocks; they are evidently bound to deep-seated faults. The troughs are most abundant at the boundary of outer and inner zones (Bosňak, Luda Kamchiya, Ceahlau — Severin); others form own externide geosynclines (Flysch zone of the Carpathians) a particular type is the inner marginal syncline — the Vardar zone. The Mureš trough is situated in direction diagonal to the of the Western Apusins; but paralel with the courte of the South Carpathians. It ist the ariere fasse of the Carpathian Systems linking on the Dinaride.

In some cases the troughs are developed in the overlier as the upper parts of older troughs (Cukali in the Albano-Helenides, the Valais trough in the Western Alps- in such cases the flysch sequences are usually linked with the foregoing trough filling — the pre-flysch facies. Other troughs developed as new structural forms.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 60 | str. 25—54 | Bratislava | 1973

FRANTIŠEK NĚMEC*

POZNATKY O GEOLOGICKÉ STAVBĚ AUTOCHTONNÍHO PODLOŽÍ VÝCHODOSLOVENSKÉHO FLYŠE A JEHO OKOLÍ

(1 obr. v textu, 3 přílohy, angl. résumé)

Abstrakt. In der Arbeit wird zum erstenmal das Problem des Untergrundes des ostslowakischen Flysches, welcher zum Miechow—Synklinorium gereiht wird, selbständig gelöst. Eingehend sind die geophysikalischen Unterlagen, vor allem die auf dem Gebiete der Slowakei, Polens und der Sowjetunion durchgeführten gravimetrischen und refraktions-seismischen Messungen geologisch ausgewertet. Die Kenntnisse über den Bau des autochtonnen Untergrundes des ostslowakischen Flysches und der benachbarten Flysch-Gebiete stützen sich auf das Struktur-Schema, welches an der Refraktionsgrenze mit Grenzgeschwindigkeiten von 4500—5800 m/sek. ausgearbeitet wurde. Gleichzeitig ist eine Klassifikation der Elevationen, Depressionen und tektonischen Richtungen einschlisslich ihrer Analyse durchgeführt worden.

Im Teil, welcher sich mit den praktischen Schlussfolgerungen befasst, werden die Unterlagen ausgewertet, die auf die Möglichkeit der Entstehung von Bitumen-Lagerstätten in autochtonnen Sedimenten hinweisen, sowie auch die perspektiven Gebiete und Formationen abgegrenzt.

Úvod

Výzkum oblasti východoslovenského flyše, zaměřený na objevení živičných ložisek, byl až dosud prováděn pouze na flyšové příkrovy. V poslední době vyvstal požadavek rozšířit jej i na jeho podloží. Prvými kroky v tomto směru bylo vypracování projektu (B. Leško 1969, F. Němec 1972) na průzkum jv. části dukelské jednotky a jejího podkladu hlubokou strukturní vrtbou Zboj-1 a „Ideového projektu" (J. Nemčok et al. 1970) na prvou etapu těchto prací.

V této práci je poprvé samostatně řešen problém podloží východoslovenského flyše, o němž nemáme zatím žádné konkrétní poznatky z hlubinných vrtů. Poněvadž toto podloží považujeme za součást miechowského synklinoria, byly při jeho zpracování využity též výsledky dosažené na polském a sovětském

* Nafta, n. p. Gbely

území, a kde toho bylo třeba i příslušným způsobem aplikovány. Práce se tím rozšířila i do těchto prostorů.

Tímto způsobem bylo nám umožněno pokusit se řešit na podkladě strukturního schématu, sestrojeného na refrakční rozhraní s hraničními rychlostmi 4500—5800 m/sec, stavbu příslušné části autochtonního podloží karpatského flyše ze širšího hlediska, jakož i upřesnit výsledky interpretace refrakčně seizmických a gravimetrických měření a poznatky o perspektivitě podložních formací po stránce nafto -a plynonosnosti. Je ovšem třeba zdůraznit, že závěry provedené z těchto rozborů mají, vzhledem k použitým podkladům, místy jen hypotetický charakter.

Geologická příslušnost podloží východoslovenského flyše

Podloží východoslovenského flyše nebylo zatím nikde zjištěno. V. Scheffer (1960, 1962) považuje za ně starý předalpínský masív tzv. sudetské antiklinorium, k němuž počítá, jako pokračování podpovrchového valu berehovsko — satumarského masívu, též tíhovou anomálii Humenského pohoří a hromošsko—šambronského hřbetu. Sudetské antiklinorium omezuje přitom vůči synklinoriu Karpat okrajovým zlomem, jenž klade na vnější stranu tohoto valu.

V případě, že se prokáže oprávněnost příslušnosti marmarošského masívu ke „kořenové oblasti" magurského flyše, soudí E. Menčík (1963), že je možno považovat i autochtonní podloží východoslovenského flyše za pokračování paleozoických, případně i mezozoických východokarpatských struktur.

Podle poznatků týkajících se geologické stavby širokého okolí a z nich především podle průběhu hlavních tektonických jednotek v území na S od Karpat, zařazujeme tuto oblast do miechowského synklinoria. Jeho existence byla totiž prokázána z výsledků refrakčně seizmických profilů v území od Tarnówa k JV až do prostoru jv. Skole (V. V. Gluško—A. P. Samojluk—R. T. Truškevič 1970), tj. na V i JV od území východoslovenského flyše. Předpokládáme-li současně, že z. ohraničení tohoto synklinoria, mající směr SSZ — JJV, pokračuje zhruba stejným způsobem i pod Karpaty, je podloží celého východoslovenského flyše jeho součástí. Území na SZ přísluší přitom v rámci této tektonické jednotky centrálnímu gravimetrickému minimu.

Miechowské synklinorium je j. částí regionální deprese, začínající u baltického pobřeží a postupující odtud pod názvem štětínsko-lodžsko-miechowského synklinoria nejprve k VJV a dále k JV, kde se noří pod neogén předkarpatské čelní hlubiny a karpatský flyš. Z jz. strany je omezeno (W. Požaryski 1966) monoklinálou předsudetsko-slezsko-krakovskou, a počítáme-li k němu i autochtonní podloží východoslovenského flyše, též mezozoikem a paleozoikem centrálních Karpat a neovulkanity východokarpatského vulkanického oblouku.

Ze sv. strany je jeho hranicí (W. Požaryski 1966) antiklinorium středopolské, s nímž dohromady vytváří duňsko — polskou geosynklinálu permsko — mezozoického stáří, v níž horotvorné pochody začínají v juře a vrcholí koncem svrchní křídy v období laramické fáze.

Vlastní výplň miechowského synklinoria tvoří permsko—mezozoické sedimenty. Vrstvy karbonu a staršího paleozoika nejsou z hlediska genetického jeho součástí, nýbrž byly do jeho stavby začleněny v průběhu jeho vývoje působením výše uvedených horotvorných pochodů. Mají genetický vztah k paleozoiku monoklinály předsudetsko — slezsko — krakovské.

Nejasnou je zatím hranice mezi autochtonním podložím východoslovenského flyše, tj. podle našeho pojetí miechowským synklinoriem a blokem centrálních Karpat, kterou je možno klást do giraltovecko-ubelské deprese (E. Menčík 1963), případně považovat za ni (M. Máška in T. Buday et al. 1961) připieninský lineament, jenž polohou odpovídá uvedené depresi. Mimoto nelze vyloučit, že tuto hranici tvoří bradlové pásmo, což podle zpracování L. Adamovského et al. (1972) potvrzují rozdílné hraniční rychlosti refrakčních horizontů, zjištěné na profilu R-1/70 po obou jeho stranách.

V miechowském synklinoriu byly zjištěny v širším okolí Tarnówa a odtud k SZ horniny autochtonního paleozoika (ordovik-perm), mezozoika (trias-křída) a miocénu, jež spočívají na předkambrickém podloží. Tato výplň pokračuje ve směru k JV, a to podle předpokladu V. V. Gluška—A. P. Samojluka—R. T. Truškeviče (1970) až za oblast skolskou. Rovněž uvažujeme s ní i v z. části centrálně gravimetrického minima, tvořícího zde součást miechowského synklinoria. Na základě uvedené příslušnosti podloží východoslovenského flyše k tomuto synklinoriu můžeme se domnívat, že i v této oblasti budou vyvinuty autochtonní sedimenty těchto formací. O miocénu soudíme přitom, že by se mohl vyskytovat pouze v jjv. části tohoto území jako pokračování neogénu Potiské nížiny, neboť předpokládáme jeho vykliňování jak na jz. svahu miechowského synklinoria, tak i na j. svahu centrálního tíhového minima. V některých depresích nevylučujeme ani přítomnost autochtonních flyšových sedimentů.

K nepřímým poznatkům, jež potvrzují tyto předpoklady, patří zjištění P. Snopkové (1965), jež dokázala pomocí palynologického výzkumu přítomnost přeplavených permských a spodnotriasových sporomorf v lupkovských křídových vrstvách dukelské jednotky v okolí Pčoliného a j. od Zboje, a tím současně i pravděpodobnost existence těchto formací v jv. části podloží východoslovenského flyše.

Zhodnocení geofyzikálních podkladů

V této kapitole je proveden rozbor gravimetrických, geomagnetických a reflexně seizmických měření, uskutečněných pouze v oblasti východoslovenského flyše. Naproti tomu u refrakčně seizmických měření byly vyhodnoceny profily realisované nejen v tomto prostoru, ale zčásti i na polském a sovětském území, jež jsme použili pro zpracování těchto oblastí v rámci řešení autochtonního podloží východoslovenského flyše.

Geomagnetická měření

V oblasti východoslovenského flyše byla uskutečněna v letech 1955—1957 (L. Mottlová—Z. Adam—F. Hadamovský 1955, F. Hadamovský 1956, A. Šutor 1957). Mají vesměs regionální charakter.

A. Šutor — V. Čekan (1965), jež provedli jejich rozbor, hodnotí charakter geomagnetického pole jako velmi monotónní a v rozmezí ± 20 y, což souvisí s malou hodnotou susceptibility jak podložních útvarů, tak i vlastních sedimentárních flyšových příkrovů. Současně s tím je v přímém vztahu i nízká hodnota diferenční susceptibility mezi podložím a výše ležícími formacemi.

Na základě tohoto nepatrného rozdílu soudí autoři, že není možno dávat regionální charakter pole jednoznačně do souvislosti se stavbou podloží. Velmi malé hodnoty diferenční susceptibility mezi jinak litologicky a geomorfologicky výrazně se projevujícími komplexy flyšových hornin nedovolují provést ani rozlišení flyšových zón. To znamená, že jakákoliv interpretace prováděná podle těchto měření se střední chybou m = ± 4,0 y, by byla z těchto důvodů značně odvážná a nereálná. S tímto názorem je možno se ztotožnit.

Gravimetrická měření

Regionální tíhový průzkum východoslovenského flyše byl proveden v letech 1954—1957 (L. Kleperlíková 1954, A. Šutor — L. Mottlová 1955, V. Čekan 1957).

Jde o oblast, jež leží (A. Šutor — V. Čekan 1965, V. Scheffer 1960, J. Ibrmajer — J. Doležal 1962) na j. svahu regionálního tíhového minima sledujícího směr karpatského oblouku. Podle mapy Bouguerových izanomál je generelní směr izolinií v sz. části oblasti zhruba JZ — SV s poklesem jejich hodnot k SZ, zatímco v území odtud k JV se tyto stáčí obloukovitě do směru SZ — JV, přičemž jejich hodnoty klesají k SV.

Tato změna směru izolinií je způsobena centrálním gravimetrickým minimem, jež na S odtud protíná miechowské synklinorium, a tím současně mění

v tomto prostoru i směr izolinií ze sz. — jv. do vlastního zjz. — vsv. až jz. — sv. směru.

A. Šutor — V. Čekan (1965) uvažují ze srovnání poznatků o geologické stavbě oblasti s výsledky rozboru fyzikálních vlastností hornin, že hlavní vliv na charakter stavby tíhového pole má morfologie podložních formací a litologické změny hornin budujících tyto formace (u nichž předpokládají hustotu 2,7 g/cm^3), jakož i stavba hlubších částí zemské kůry. O litologických změnách ve flyšových horninách soudí naopak, že tyto mohou mít maximálně vliv jen na lokální stavbu tíhového pole, protože diferenční hustoty mezi nejvíc zastoupenými druhy hornin, podílejících se na stavbě flyše, nepřesahují 0,1 g/cm^3. V prostoru Snina — Stakčín zjišťují výrazný tíhový hřbet s osou sv. — jz. směru.

E. Menčík (1963) vychází při kvalitativní interpretaci regionálních tíhových měření dané oblasti z přímého srovnání povrchové geologické stavby s povahou tíhového pole.

Z výsledků provedeného zhodnocení dochází k názoru, že tíhové anomálie Bouguerových map souvisí převážně s hlubinnou stavbou autochtonního podkladu, jež se jen v některých případech odráží v povrchové stavbě flyšových příkrovů.

Podle těchto závěrů vymezuje jednotlivé elevační a depresní zóny, k nimž řadí tíhovou depresi giraltoveckou a varechovsko — repejovskou a tíhové hřbety zborovský, smilenský, stropkovsko — hertnický a sninsko — stakčínský. O giraltovecké depresi soudí, že pokračuje směrem na obec Ubľa.

Při vlastní kvalitativní interpretaci regionálních gravimetrických měření vycházeli jsme ze dvou poznatků zjištěných (F. Němec — 1973) na jv. svazích Českého masívu. Podle prvého je tíhové pole v daném území v zásadě odrazem stavby autochtonního podloží. Pouze v menších anebo větších detailech může být toto pole též ve shodě jen se stavbou flyšových příkrovů.

Podle druhého poznatku nemusí končit podélné a příčné tektonické jednotky, které se vzájemně kříží a z nichž jedna je přitom přerušena, na výrazném tíhovém gradientu druhé jednotky, nýbrž mohou pokračovat s menší intensitou přes něj, případně ještě dále za ním. Rovněž ohyb gradientu, způsobený v některých případech tímto křížením, nemusí znamenat ukončení příslušné jednotky. Vzájemný poměr bude totiž vždy závislý na tom, která z obou křižujících se jednotek je výraznější. Prakticky to znamená, že pokračování příslušných jednotek, ať příčných nebo podélných, můžeme hledat i ve značné vzdálenosti od jejich přerušení výraznějšími křižujícími je jednotkami.

Vycházejíce z těchto metodických principů interpretovali jsme v daném území řadu příčných a podélných elevačních a depresních jednotek, z nichž některé mají regionální charakter. Jejich rozbor je proveden v další kapitole.

Detailní tíhový průzkum byl uskutečněn ve východoslovenském flyši

v letech 1969 a 1970 (E. Klašková — M. Mořkovský 1970, E. Klašková — Z. Adam — A. Šutor 1970), a to zatím jen v jeho jv. části, zhruba po linii Snina — Pčoliné — státní hranice s Polskem.

Podle mapy Bouguerových izanomál, zpracované z těchto detailních měření, je nejvýznačnějším prvkem tíhového pole rozsáhlá kladná anomálie jdoucí z území Snina — Pčoliné směrem k V až do prostoru jv. Dary. Na J od ní v oblasti Stakčín — Snina je pásmo strmého gradientu. V s. prostoru se vyskytuje od Dary k SV relativně kladná zóna, zatímco na SZ od ní je oblast s velmi nízkými hodnotami tíhových anomálií. Východní část tíhového pole je charakterisována výrazným tíhovým gradientem, jdoucím z prostoru sv. Uliče. Jeho směr je JJV — SSZ s obloukovitým zatočením v j. prostoru. Odtud k V, v území Nové Sedlice se nachází tíhová deprese jv. — sz. směru.

A. Šutor (in A. Hrdlička et al. 1971) provedl zhodnocení této v. části s ohledem na poznatky z refrakčního profilu R-1/70. Jako podklad použil inverzní hodnoty hustotních parametrů pro horniny flyšových příkrovů, a to na základě hustotních rozdílů mezi horninami svrchní křídy — paleocénu a paleocénu — spodního oligocénu ve výši 0,1 g . cm^{-3}, jakož i ze srovnání odvozených map s výsledky mapovacích prací v měřítku 1 : 200 000.

Došel přitom k závěru, že výsledky detailního tíhového průzkumu v této oblasti dokazují přímý vztah tíhového pole k průběhu „předsvrchnokřídového reliéfu" v prostoru hornin svrchní křídy až paleocénu, dále převážně inverzní vztah tíhového pole v prostoru rozšíření paleocenních až spodnooligocenních sedimentů, jakož i existenci výrazné zlomové tektoniky směru SSZ — JJV a tektoniky na tuto kolmou. Rovněž vymezil přítomnost dvou výrazných elevačních zón, z nichž s. se nachází od Zboje k SV, zatímco j. v prostoru s. od Ul. Krivého. Oběma elevacím dává jjv. — ssz. směr. Jižní elevaci interpretujeme v rámci komplexního zhodnocení jako zbojský hřbet.

Refrakčně seizmická měření

Byla zatím uskutečněna ve východoslovenském flyši odměřením jednoho příčného profilu R-1/70, který má směr SV — JZ a probíhá od polských hranic k bradlovému pásmu v prostoru mezi Zbojem a Velkým Bukovcem a odtud k JZ. Druhý příčný profil jdoucí od Ďurkova přes Vranov ke státní hranici se nachází v současné době ve stadiu rozpracovanosti.

Refrakční profil R-1/70 prochází převážně prostorem dukelské jednotky. Pouze v jz. části se dostává též do území jednotky magurské a bradlového pásma.

Podle zpracování A. Hrdličky — K. Cidlinského — Z. Adama — A. Šutora (1971) bylo na profilu zjištěno jen jediné refrakční rozhraní,

k jehož sestavení byly použity, pro nedostatek jiných podkladů, výsledky seizmokarotážního měření z vrtby Cisowa-1. Rozhraní vykreslené jako souvislý horizont se pohybuje v rozmezí strukturních hodnot —720 až —2420 m. V sv. části profilu vytváří rozsáhlou elevaci s převýšením okolo 500 m. Její šířka je asi 6 km. Vrchol elevace má strukturní hodnotu —1100 m. Elevace upadá ve směru k SV, místy až pod úhlem 15°, do strukturní hloubky —2000 m. Obdobný pokles, někde rovněž až pod úhlem 15°, existuje i ve směru k JZ, a to do výrazné deprese s maximální strukturní hloubkou —2420 m. Odtud směrem k bradlovému pásmu a neovulkanitům Vihorlatu stoupá rozhraní do vrcholové části s nejvyšší strukturní hodnotou — 720 m. Jeho další průběh je buď téměř horizontální, anebo rozhraní mírně klesá k JZ, dosahujíc na konci profilu strukturní hodnotu —890 m.

Z hlediska kvalitativního hodnocení se jeví refrakční rozhraní, vzhledem k různým hraničním rychlostem pohybujícím se v rozmezí 4 500—5 520 m/sec, jako nehomogenní. V sv. části profilu má prakticky celá elevace, jež je součástí zbojského hřbetu, hraniční rychlost 5 520 m/sec. Z analogie k hraničním rychlostem ve vnějším flyši na Moravě interpretují A. Hrdlička et al. (1971) tuto část horizontu jako rozhraní flyšových příkrovů a jejich autochtonního podloží, u nějž připouští, že může být tvořeno mezozoickými nebo paleozoickými horninami. Krystalinikum přitom vylučují.

Toto zhodnocení, jež akceptujeme i v našem řešení (příl. I), je v souhlasu s interpretací A. V. Čekunova (1970), který na profilech Čop — Rudki a Dolina — Beregovo považuje refrakční rozhraní s hraniční rychlostí 5 000 až 5 800 m/sec za podloží flyšových a molasových formací Karpat. Jako přímý podklad vylučuje přitom i tento autor krystalinikum.

Naproti tomu na polském profilu jdoucím přes vrtbu Cisowa-1 odpovídá refrakční rozhraní s hraniční rychlostí 5 400 m/sec v jeho sv. části povrchu předkambria, což bylo prokázáno touto vrtbou. Ve směru k JZ, tj. do hlubokých částí miechowského synklinoria předpokládáme, že rozhraní mající zde hraniční rychlost 5500 a 5600 m/sec, přechází na reliéf autochtonních formací, které na vrtbě Cisowa-1 nebyly zjištěny. Tyto závěry mohou platit i pro jz. svah miechowského synklinoria včetně zbojského hřbetu, nacházejícího se v sv. části profilu R-1/70, kde refrakční rozhraní má hraniční rychlost 5520 m/ /sec.

Rovněž další část refrakčního rozhraní odtud k jz. s hraniční rychlostí 4945 m/sec interpretujeme jako povrch autochtonních formací, přičemž rozdíl v hraničních rychlostech vysvětlujeme změnou litologie hornin tvořících tyto formace. V místech, kde úklon tohoto rozhraní přechází do téměř horizontálního, předpokládáme existenci poruchového pásma procházejícího autochtonními formacemi i dukelskou jednotkou, k jehož charakteru není se však možno blíže vyjádřit. Na příl. I řešíme je alternativně jako přesmyk.

V jz. úseku profilu má refrakční rozhraní hraniční rychlost 5170 m/sec. V porovnání s podložím východoslovenského neogénu tvořeným ve značné části (R. Rudinec — J. Slávik 1970) paleozoickými jednotkami s velmi slabým až nezřetelným stupněm metamorfózy, jež vykazují hraniční rýchlosti v prostoru Inačovců 5900 m/sec a v oblasti Pozdišovců 6050 m/sec, nelze toto rozhraní interpretovat jako povrch paleozoika. Považujeme je zde proto, s přihlédnutím k výskytům mezozoika v nedalekém Humenském pohoří, za svrchní hranici této formace.

Úsek refrakčního horizontu s hraničními rychlostmi 4500 a 4630 m/sec interpretujeme jako rozhraní uvnitř magurské a dukelské jednotky. V jz. části v místech změny hraniční rychlosti z 5170 na 4500 m/sec předpokládáme přitom, že k přechodu refrakčního horizontu z reliéfu mezozoika na rozhraní uvnitř magurské jednotky došlo v důsledku poklesu reliéfu mezozoika, jenž mohl být způsoben okrajovým zlomem giraltovecko — ubelské deprese s úklonem k SV.

Na základě teoretických rychlostních křivek používaných v polské části Karpat byla provedena reinterpretace refrakčního profilu R-1/70 (L. Adamovský et al. 1972), jejíž výsledky je možno považovat, s přihlédnutím k charakteru použitých podkladů oproti původnímu zhodnocení, za alternativní.

Podle nového zpracování byla na profilu vyhodnocena dvě nespojená rozhraní, jimiž byla v hrubých rysech potvrzena původně interpretovaná stavba tohoto území. Vyšší rozhraní odpovídá A. Hrdličkou et al. (1971) zjištěnému horizontu, oproti němuž probíhá však ve střední a sv. části asi o 300 m hlouběji, kdežto na JZ o 250—600 m výše. V prostoru zbojského hřbetu a giraltovecko-ubelské deprese má hraniční rychlost 5300 m/sec, odtud k JZ až po bradlové pásmo 5000 m/sec. V prvém případě lze je vyhodnotit jako hranici flyše a autochtonního podloží, ve druhém jako rozhraní mezi flyšem a autochtonním mezozoikem.

Hlubší rozhraní s hraniční rychlostí 5800 m/sec považujeme za povrch krystalinika (předkambria), i když nelze vyloučit jeho vztah k horninám paleozoika. Ve vrcholové části zbojského hřbetu má toto rozhraní strukturní výšku —3150 m, zatímco v giraltovecko — ubelské depresi klesá až na hodnotu —4450 m. Za předpokladu, že jde o povrch krystalinika, pohybovala by se podle těchto refrakčních podkladů mocnost autochtonních formací v prostoru zbojského hřbetu okolo 1700—1900 m.

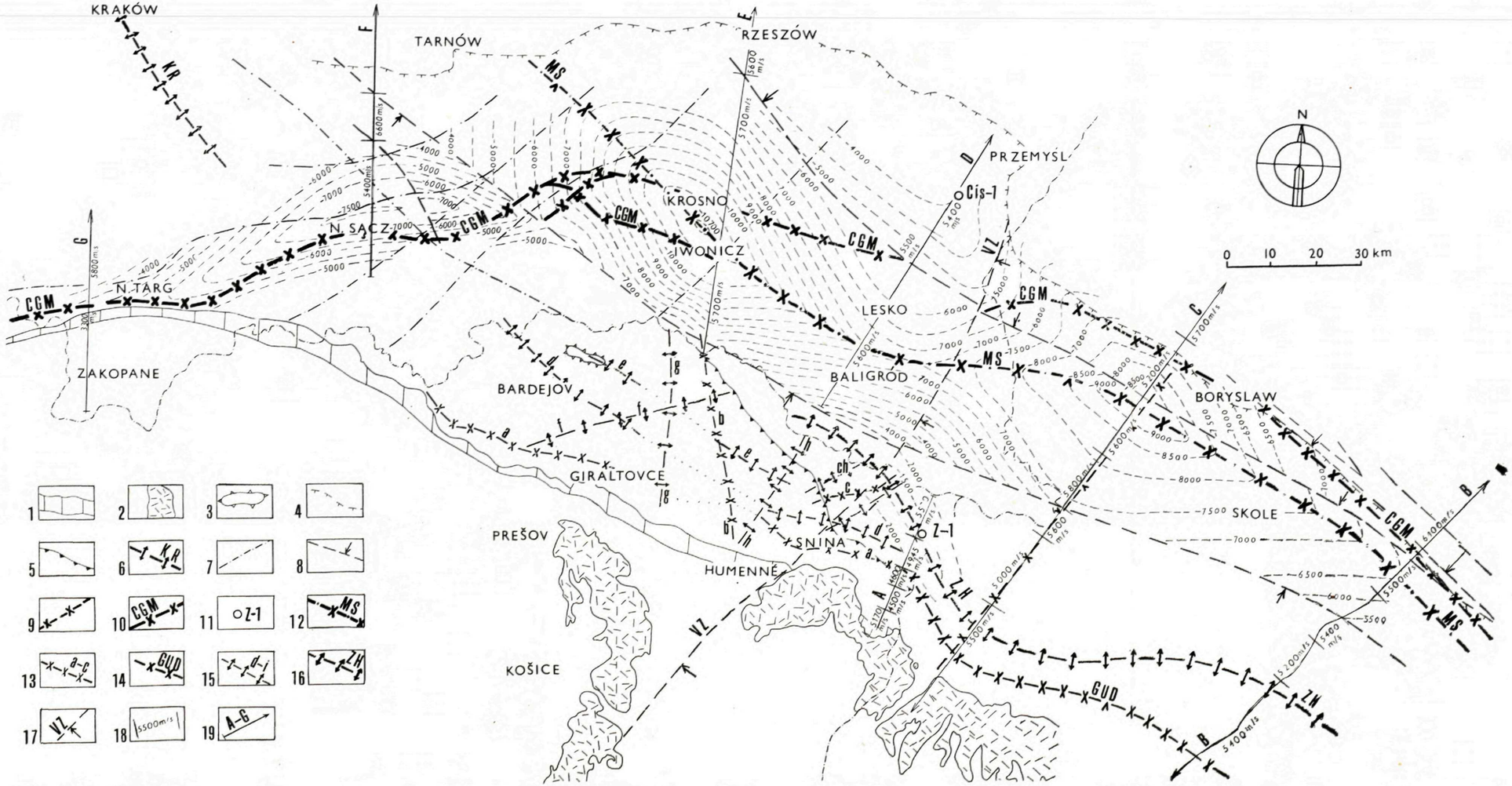
Novým zhodnocením bylo potvrzeno tektonické omezení giraltovecko — ubelské deprese. Poruchu zjištěnou na jz. straně interpretuje M. Mořkovský (in L. Adamovský et al. 1972) jako přesmyk. Z autochtonních formací pokračuje porucha podle tohoto autora do magurského flyše, kde je přesmykovou zónou čerchovské jednotky na jednotku bystrickou.

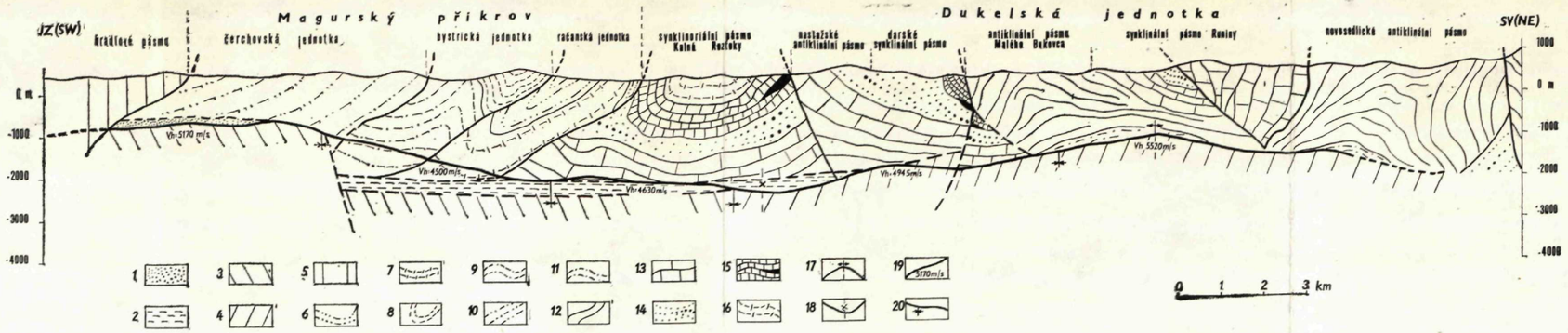
Příl. III **Strukturní schéma podloží v části Západních Karpat na S od bradlového pásma, sestrojené na refrakčně seizmická rozhraní s hraničními rychlostmi 4500—5800 m/sec.**
(Situace refrakčně seizmických profilů a hraniční rychlosti byly převzaty na polském území z práce A. Ślączka (v tisku) a v sovětské oblasti ze zpráv A. V. Čekunova (1970) a V. V. Gluška — A. P. Samojluka — R. T. Truškeviče (1970);, v sv. prostoru bylo mimoto použito zčásti podkladů z článku posledně citovaných autorů, jež byly příslušným způsobem reinterpretovány).

Encl. III **Structural scheme of the basement of the eastern part of the West Carpathians N of the Klippen Belt, constructed on the refraction seismic limits with the boundary velocities 4500—5800 m/sec.**
(The situation of refraction seismic profiles and boundary velocity were taken over from the work of A. Ślączka (in press) on the territory of Poland and from reports by A. V. Čekunov (1970) and V. V. Gluško — A. P. Samojluk — R. T. Truškevič (1970) on the Soviet Union territory; Moreover, in the NE area a part of the bases from the articles of the last quoted authors was applied, re-interpreted in a suitable way.

1 — bradlové pásmo a jeho obaly; 2 — neovulkanity; 3 — smilenské tektonické okno dukelské jednotky; 4 — okraj nasunutí flyšových příkrovů; 5 — okraj nasunutí magurského příkrovu v prostoru východoslovenského flyše; 6 — osa krakovského „rygla" (podle R. Neye 1968); 7 — některé zjištěné nebo předpokládané tektonické linie z podloží polských Karpat (podle A. Kislowa 1970); 8 — interpretované zlomy; 9 — osa předpokládané deprese JZ od Boryslavi; 10 — osa centrálního gravimetrického minima (podle A. Kislowa 1970); 11 — hluboká strukturní vrtba Zboj-1; 12 — osa miechowského synklinoria; 13 — interpretované tíhové deprese: a — giraltovecko-ubelská, b — varechovsko—repejovská, c — Ruské—V. Polana; 14 — jv. část giraltovecko — ubelské deprese vyhodnocená z refrakčně seizmických profilů; 15 — interpretované tíhové hřbety: d — zborovsko — stakčínský, e — Smilno—Zbojné, f — stropkovsko- -hertnický, g — dukelsko-breznický, h — jabloňský, ch — zvalský, i — darský; 16 — osa zbojského hřbetu; 17 — příčný vihorlatský zlom; 18 — hraniční rychlosti refrakčně seizmických rozhraní; 19 — refrakčně seizmické profily: A = R-1/70 — zbojský, B = Dolina—Beregovo, C = Čop—Rudki, D = Cisowa—Lubaczów, E = Krosno—Rzesów, F = Nowy Sącz—Kielce, G = Zakopané—Kraków

1 — Klippen Belt and its envelopes; 2 — Neovolcanites; 3 — Smilno inlier of the Dukla unit; 4 — Margin of overthrust of flysch nappes; 5 — Margin of overthrust of the Magura nappe in the area of the East Slovakian flysch; 6 — Axis of the Kraków „rygl" (according to R. Ney 1968); 7 — Some established or supposed tectonic lines from the basement of the Polish part of the Carpathians (according to A. Kislow 1970); 8 — Interpreted faults; 9 — Axis of supposed depression SW of Boryslaw; 10 — Axis of the central gravimetric minimum (according to A. Kislow 1970); 11 — Deep structural borehole Zboj-1; 12 — Axis of the Miechow synclinorium; 13 — Interpreted gravity depressions; a — Giraltovce—Ubla, b — Varechov—Repejov, c — Ruské. V. Poľana; 14 — SE part of the Giraltovce—Ubla Depression evaluated from refraction shooting profiles; 15 — Interpreted gravity ridges: d — Of Zborov—Stakčín, e — Smilno—Zbojné, f — Stropkov—Hertnický, g — Dukla—Breznica, h — Jabloňský, ch — Zvalský, i — Darský; 16 — Axis of the Zboj Ridge; 17 — Transversal Vihorlat Fault; 18 — Boundary velocities of refraction seizmic boundaries; 19 — Refraction seismic profiles: A = R-1/70 — Zboj, B = Dolina—Beregovo, C = Čop—Rudki, D = Cisowa—Lubaczów, E = = Krosno—Rzesów, F = Nowy Sącz—Kielce, G = Zakopane—Kraków.





Příl. I

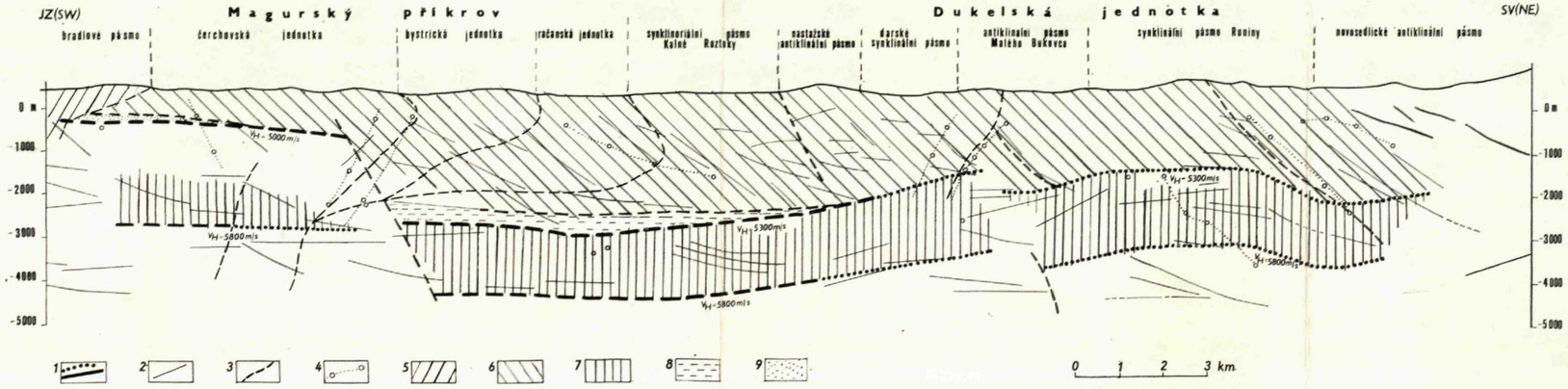
Ideový geologický řez včetně interpretace refrakčně seizmického profilu R-1/70 sestaveného A. Hrdličkou et al. (1971) s pomocí rychlostní křivky z vrtby Cisowa-1. Flyšová část byla zpracována z podkladů J. Nemčoka a T. Korába.

1–4 — autochtonní podloží: 1 — miocén, 2 — autochtonní flyšové horniny, 3 — mezozoikum, 4 — mezozoikum nebo paleozoikum; 5 — bradlové pásmo; 6–10 — magurský příkrov: 6 — zlínské vrstvy račanské jednotky, 7 — belověžské vrstvy račanské jednotky, 8 — zlínské vrstvy bystrické jednotky, 9 — belověžské vrstvy bystrické jednotky, 10 — paleocén — střední eocén čerchovské jednotky, 11–16 — dukelská jednotka: 11 — šípotské vrstvy, 12 — lupkovské vrstvy, 13 — cisňanské vrstvy a pískovce Velkého Bukovca; 14 — podmenilitové vrstvy s polohami pestrých jílovců Velkého Bukovce, 15 — menilitové vrstvy, 16 — krosnenské vrstvy; 17 — osa zbojského hřbetu; 18 — osa giraltovecko-ubelské deprese; 19 — refrakční horizont s příslušnou hraniční rychlostí; 20 — rozhraní hraničních rychlostí

Encl. I

Ideal geological section including interpretation of refraction shooting profile R-1/70 compiled by A. Hrdlička et al. (1971) by aid of velocity curve from borehole Cisowa-1. The flysch part was treated from the bases of J. Nemčok and T. Koráb.

1–4 Autochthonous basement: 1 — Miocene, 2 — Autochthonous flysch rocks, 3 — Mesozoic, 4 — Mesozoic or Paleozoic; 5 — Klippen Belt; 6–10 Magura nappe: 6 — Zlín Formation of the Rača unit, 7 — Beloveža Formation of the Rača unit, 8 — Zlín Formation of the Bystrica unit, 9 — Beloveža Formation of the Bystrica unit, 10 — Paleocene–Middle Eocene of the Čerchov unit; 11–16 — Dukla unit: 11 — Šípota Beds, 12 — Lupkov Beds, 13 — Cisňan Beds and sandstones of Veľký Bukovec, 14 — Submenilite Beds with layers of variegated claystones from Veľký Bukovec, 15 — Menilite Beds, 16 — Krosno Beds; 17 — Axis of the Zboj Ridge; 18 — Axis of the Giraltovce–Ubla Depression; 19 — Refraction horizon with corresponding boundary velocity; 20 — Limit of boundary velocities



Příl. II

Refrakčně seizmický profil R-1/70 sestavený L. Adamovským et al. (1972) s pomocí teoretické rychlostní křivky používané v polské části Karpat a reflexně seizmický profil 3/71 včetně jejich geologického zhodnocení provedeného M. Mořkovským a doplněného F. Němcem.

1 — refrakční horizonty s příslušnou hraniční rychlostí; 2 — reflexně seizmické horizonty; 3 — tektonické linie; 4 — body difrakce; 5 — bradlové pásmo; 6 — flyšové příkrovy; 7–9 autochtonní formace: 7 — paleozoikum a mezozoikum, 8 — autochtonní flyšové sedimenty, 9 — miocén

Encl. II

Refraction shooting profile R-1/70 compiled by L. Adamovský et al. (1972) by aid of the theoretical velocity curve as applied in the Polish part of the Carpathians and reflection seismic profile 3/71 including their geological evaluation by M. Mořkovský, completed by F. Němec.

1 — Refraction horizons with competent boundary velocity; 2 — Reflection seismic horizons, 3 — Tectonic lines, 4 — Diffraction points, 5 — Klippen Belt, 6 — Flysch nappes, 7–9 Autochthonous formations: 7 — Paleozoic and Mesozoic, 8 — Autochthonous flysch sediments, 9 — Miocene

Pravděpodobnější se zdá (viz příl. II), že jde o zlom s úklonem k SV a výškou skoku až 1500 m. Přesmykové zóny dílčích jednotek magurského příkrovu pokračovaly by v tomto případě v autochtonních formacích, jejichž poruchy měly by vůči nim predisposiční charakter. Činnost uvažovaného zlomu je třeba klást za těchto podmínek do období sedimentace flyšových hornin, rovněž s predisposičními prvky v autochtonním podkladu. Současně s tímto řešením souvisí možnost existence autochtonních flyšových sedimentů v nejhlubších částech ubelsko — giraltovecké deprese v podloží flyšových příkrovů.

Vzhledem ke skutečnosti, že uvedená geologická interpretace byla provedena bez podkladů z hlubinných vrtů, nelze zcela vyloučit možnost, že svrchní hranicí autochtonních formací na profilu R-1/70 je hlubší rozhraní s hraniční rychlostí 5800 m/sec, zatímco vyšší rozhraní probíhá uvnitř flyšových příkrovů.

Na dvou sovětských příčných refrakčně — seizmických profilech Čop — Rudki a Dolina — Beregovo považuje A. V. Čekunov (1970) refrakční rozhraní s hraničními rychlostmi 5000—5800 m/sec za podloží karpatského flyše a miocénu, přičemž však neuvažuje, že by toto podloží mohlo tvořit krystalinikum. Rozhraní s hraniční rychlostí 6000 a 6100 m/sec interpretuje přitom jednoznačně jako povrch krystalinického podloží.

V. V. Gluško — A. P. Samojluk — R. T. Truškevič (1970) předpokládají, v rámci geologické interpretace uvedených refrakčních profilů, v podloží flyšových a miocenních hornin autochtonní mezozoické a paleozoické formace jen v nejhlubších částech miechowského synklinoria, zatímco odtud k SV a JZ uvažují pouze s předkambrickými sedimenty. V sv. části opírají tuto interpretaci o výsledky hlubinných vrtů nacházejících se ve vzdálenosti asi 60 km k SZ od profilu Čop — Rudki. Zhodnocení těchto autorů znamená, že refrakční rozhraní s hraničními rychlostmi 5000—5600 m/sec odpovídalo by mimo nejhlubších částí synklinoria reliéfu předkambria, což v jz. části nelze prokázat. Je možno proto uvedenou interpretaci brát pro tuto oblast pouze alternativně.

Jižní části čtyř polských regionálních refrakčně seizmických profilů, pro jejichž zhodnocení jsme použili podkladový materiál z práce A. Ślączky (v tisku), jsou charakterisovány výraznými refrakčními rozhraními, jejichž hraniční rychlosti se pohybují v rozmezí 5400—6600 m/sec.

Na profilu Cisowa — Lubaczów je ve sledované oblasti hraniční rychlost refrakčního horizontu převážně 5600 m/sec a pouze v sv. části též 5500 a 5400 m/sec. Podle výsledku vrtby Cisowa-1, na níž pod flyšovými příkrovy a miocenními sedimenty bylo zjištěno přímo předkambrium, odpovídá refrakční rozhraní svrchní hranici této formace. Ve směru k JZ, tj. do hlubších částí miechowského synklinoria, kde nutno předpokládat též existenci paleozoických a mezozoických hornin, přechází pravděpodobně toto rozhraní

z povrchu předkambria na reliéf autochtonních formací, který může sledovat i dále k JZ na svahu zbojského hřbetu tohoto synklinoria v případě, že autochtonní horniny budou zde vyvinuty. Toto nelze za současných poznatků vyloučit, s výjimkou aplikace nepřítomnosti autochtonních sedimentů na sv. svahu této části miechowského synklinoria na svah zbojského hřbetu na JZ.

Podle A. Ślączky (v tisku) přechází toto rozhraní v hlubších částech miechowského synklinoria, stejně jako na sv. svahu námi interpretovaného zbojského hřbetu, kde má hraniční rychlosti 5600 a 5500 m/sec, do flyšových příkrovů.

Refrakční horizont na profilu Krosno — Rzesów má ve zpracované části po celé délce hraniční rychlost 5700 m/sec, která teprve dále k SSV se mění na 5600 m/sec. Poněvadž jde o hraniční rychlost velmi blízkou profilu Cisowa — Lubaczów, interpretujeme rozhraní na profilu Krosno — Rzesów shodně s tímto profilem. To znamená, že v mělkých částech na SSV je považujeme za povrch předkambria, zatímco odtud k JJZ předpokládáme, že přechází na svrchní hranici autochtonních formací.

A. Ślączka (v tisku) interpretuje toto rozhraní na JJZ jako hranici mezi flyšem a autochtonním mezozoikem, zatímco v ssv. části je klade mezi paleozoikum a předkambrium, případně na svrchní hranici autochtonního mezozoika. Pouze v nejhlubších partiích miechowského synklinoria, kde předpokládá značné mocnosti miocénu v podloží flyše, prochází podle něj toto rozhraní flyšovými příkrovy.

Na profilu Nowy Sącz — Kielce považujeme v s. části refrakční rozhraní s hraniční rychlostí 6600 m/sec, stejně jako část rozhraní s hraniční rychlostí 5400 m/sec, za povrch předkambria. Odtud k J klademe toto rozhraní, mající zde hraniční rychlost opět 5400 m/sec, mezi miocén a autochtonní mezozoikum. A. Ślączka (v tisku) soudí, že v j. části, kde dochází ke stoupání refrakčního rozhraní, přechází toto do flyšových příkrovů.

Přechod do flyše interpretuje tento autor rovněž v prostoru Nového Targu na profilu Zakopané—Kraków u rozhraní s hraniční rychlostí 5800 m/sec.

Reflexně seizmická měření

V minimálním rozsahu byla uskutečněna v oblasti východoslovenského flyše ve formě pokusných prací v letech 1959—1960 v širším okolí Stropkova a Medzilaborců (B. Jurga — K. Cidlinský 1961) a v roce 1970 v prostoru obce Ruský Potok.

V roce 1971 byl odměřen profil 3/71, jenž v hrubých rysech se shoduje se situací profilu R-1/70. Byl zpracován L. Adamovským et al. (1972). Podle interpretovaného časového řezu převedeného do hloubek (viz příl. II) vyčleňuje M. Mořkovský ve výše citované práci hlubší pásmo s menšími úklony

reflexních horizontů, jež odpovídá asi předflyšovému podkladu, a vyšší pásmo s podstatně většími úklony, jež representuje flyšové horniny. Hranice mezi těmito pásmy se pohybuje převážně v hloubce 2000—2500 m. Pouze v prostoru zbojského hřbetu se nachází výše.

Tektonické linie v autochtonních formacích zjišťuje uvedený autor především v jz. prostoru. Podle výskytu difragovaných vln uvažuje mimoto s existencí poruchových pásem ve vrcholové části zbojského hřbetu a jeho okolí.

Stavba autochtonního podloží východoslovenského flyše a jeho okolí

Řešit stavbu podloží východoslovenského flyše pouze z vlastních podkladů nebylo možno, neboť chyběly údaje, jež by dovolily zařadit tuto oblast do stavby příslušných vyšších tektonických jednotek, jejichž znalost podmiňovala provedení správných závěrů z podkladů sledovaného území. Bylo proto třeba zhodnotit alespoň rámcově též flyšové podloží v širším okolí dané oblasti.

Strukturní schéma refrakčně seizmických rozhraní s hraničními rychlostmi 4500—5800 m/sec a jejich kvalitativní interpretace

Jako nejvhodnější řešení, jež mohlo splnit uvedené požadavky, se jevilo sestrojení strukturního schématu na refrakčně seizmická rozhraní, jejichž hraniční rychlosti se pohybovaly v rozmezí 4500—5800 m/sec. Toto strukturní schéma (příl. III) umožnilo totiž interpretovat stavbu podloží východoslovenského flyše a jeho okolí a získat tak o ní určitý, i když značně zjednodušený obraz.

Schéma bylo zpracováno z refrakčně seizmických profilů polských, sovětských a našeho profilu R-1/70. Ve v. oblasti bylo přitom částečně použito podkladů z práce V. V. Gluška—A. P. Samojluka—R. T. Truškeviče (1970), jež byly příslušným způsobem reinterpretovány.

Převážná část zpracovaného území patří miechowskému synklinoriu. Pouze na JZ zasahuje strukturní schéma nepatrně do prostoru, jenž je podle W. Požaryského (1966) součástí monoklinály předsudetsko — slezsko — krakovské. Hranice mezi oběma tektonickými jednotkami není však ve schématu pro nedostatek podkladů vynesena.

Stavba podloží východoslovenského flyše je dokumentována téměř výhradně výsledky interpretace gravimetrických měření. Strukturní schéma pokračuje podle výsledku refrakčního profilu R-1/70 pouze v jv. části tohoto území. Odtud dále k JV je stavba charakterisována jen průběhem zbojského hřbetu a giraltovecko — ubelské deprese, jež zde byly interpretovány z refrakčně seizmických profilů.

Z vyhodnocených zlomů byly pojaty do strukturního schématu pouze ty, jež jsme považovali pro daný účel za nejvýznamnější. Pro orientaci jsou zde dále vyneseny ze zpracování A. Kislowa (1970) též některé zjištěné nebo předpokládané poruchy z podloží polských flyšových Karpat.

Podle kvalitativní interpretace jednotlivých refrakčně seizmických profilů sleduje sestrojené strukturní schéma v převážné části území, jež zahrnuje hlubší strukturní polohy centrálně gravimetrického minima a miechowského synklinoria včetně jeho jz. svahů, rozhraní miocenních, případně flyšových hornin a autochtonních podložních formací. O jaké podloží přitom jde, nelze ze seizmických podkladů specifikovat. Z geologické stavby možno usuzovat, že reliéf je tvořen především mezozoikem. Hraniční rychlosti v těchto částech refrakčních rozhraní se pohybují v rozmezí 5000—5800 m/sec.

Ve vyšších dílčích tektonických jednotkách miechowského synklinoria na SV je strukturní schéma odrazem předkambria, což je doloženo výsledkem vrtby Cisowa-1. Přibližně stejnou hraniční rychlost refrakčního horizontu ve výši 5400 m/sec, kterou má zde reliéf předkambria, a téhož rozhraní odtud k JZ s hraniční rychlostí 5600 m/sec, kde předpokládáme, že je tvoří povrch autochtonních vrstev, je možno vysvětlit podobnými seismogeologickými poměry, jež mají svůj původ v obdobných litologických podmínkách těchto formací.

V giraltovecko — ubelské depresi, kde hraniční rychlosti refrakčního horizontu mají hodnoty pouze 4500 a 4630 m/sec, odpovídá strukturní schéma některým litologicky výrazným komplexům ve flyšových příkrovech.

Rovněž v z. části území v prostoru centrálního gravimetrického minima se nachází podle interpretace A. Ślączky (v tisku), který předpokládá v těchto místech j. hranici epivariské platformy, strukturní schéma, representované refrakčními rozhraními s hraničními rychlostmi 5400 a 5800 m/sec, uvnitř flyšových příkrovů.

Klasifikace elevací, depresí a tektonických směrů autochtonního podloží

Na podkladě strukturního schématu a zhodnocení gravimetrických měření bylo možno provést rámcové rozčlenění podloží východoslovenského flyše a jeho okolí, jakož i rozbor jednotlivých tektonických prvků.

Miechowské synklinorium je tektonickou jednotkou vyššího řádu. Ve sledované oblasti je asymetrické, s osou blíže středopolskému antiklinoriu. Jeho směr je zde SZ — JV. Maximálních hloubek dosahuje podle výsledků refrakčně seizmických měření v prostoru Krosna, kde dochází k jeho křížení s centrálně gravimetrickým minimem, a to —10 700 m. V případě, že tato hranice je podle

provedené interpretace povrchem autochtonních formací, může být jeho hloubka zde ještě až o 2 500 m větší a dosáhnout tak strukturní hodnoty více než —13 000 m.

Směrem k JV stoupá nejprve osa synklinoria až na hodnotu —7000 m, zatímco v dalším průběhu dochází opět k jejímu poklesu do hloubek —9000 m, zaznamenaných na refrakčním profilu Čop—Rudki. Dále k JV stoupá opět tato osa podle refrakčního profilu Dolina — Beregovo až do výše —6500 m. Všechny tyto hodnoty jsou opět orientovány na interpretovaný povrch autochtonních formací, což znamená, že hloubka předkambria může být ještě až o 2000 m větší.

Miechowské synklinorium je porušeno četnými zlomy jak podélného, tak i příčného směru, což je dokumentováno i existencí hojných poruchových pásem zjištěných na refrakčně seizmických profilech. Podélné zlomy mají směr SZ — JV, zatímco u příčných je tento převážně JZ — SV s různými výkyvy na obě strany. V předloženém schématu interpretovali jsme dvě z těchto podélných poruch. Na sv. straně je to zlom, u něhož předpokládáme, že v prostoru jz. od vrtby Cisowa-1 způsobil posunutí centrálního gravimetrického minima. Z toho důvodu uvažujeme, že jde o poruchu značného významu s regionálním charakterem. Zlom má podle nás po celé délce jz. úklon, zatím co podle V. V. Gluška — A. P. Samojluka — R. T. Truškeviče (1970), jež interpretují obdobný zlom s určitou diferencí jeho průběhu a bez vazby na posunutí miechowského synklinoria, se jeho úklon v jv. části mění ve směru k SV.

Na jz. straně má námi interpretovaný zlom úklon k SV. Byl zjištěn (R. Ney 1968) v s. části sledované oblasti a v území dále k SZ. Ve směru k JV předpokládá A. Kislow (1970), že pokračuje do nejhlubších prostorů miechowského synklinoria. Vzhledem k prudkému stoupání autochtonního podkladu od osy tohoto synklinoria k JZ, jakož i absenci poruchových pásem na profile Krosno—Rzesów se domníváme, že v prostoru dále k JV probíhá zlom až za jz. ukončením refrakčních profilů. Rovněž v nejjižnější části posunuli jsme podle refrakčního profilu Dolina — Beregovo průběh tohoto zlomu oproti zhodnocení V. V. Gluška — A. P. Samojluka — R. T. Truškeviče (1970), kteří jej zde nazývají slavským zlomem, dále k SV.

Výšku skoku zlomu předpokládáme v prostoru zbojského hřbetu okolo 2000 m. Tuto hodnotu, vzhledem k podkladům, z nichž byla interpretována, je třeba považovat za velmi variabilní až hypotetickou, s možností i značných změn v obou směrech.

V s. a sv. části zpracovaného území je miechowské synklinorium porušováno centrálním gravimetrickým minimem, jež je velmi významnou tektonickou jednotkou regionálního charakteru, jež podstatně ovlivňuje i stavbu autochtonního podloží východoslovenského flyše v jeho sz. části.

Centrální gravimetrické minimum má podle A. Kislowa (1970) v oblasti Polska, kam přechází ze slovenského území v prostoru v. Námestova, nejprve směr ZJZ — VSV. U Nového Targu se obrací do směru JZ — SV. V prostoru v. Gorlice, kde se od něj odštěpuje větev jdoucí k Iwoniczi, se dostává do nejhlubších částí miechowského synklinoria, kterou přechází obloukovitě v oblasti Krosna. Odtud pokračuje k VJV a končí zhruba v území s. Leska. Opět se objevuje (V. V. Gluško — A. P. Samojluk — R. T. Truškevič 1970) na polsko — sovětské hranici asi 25 km odtud, přechází obloukovitě k Boryslavi a dále k JV.

O přerušení centrálního tíhového minima soudíme, že bylo způsobeno uvedeným již podélným zlomem miechowského synklinoria, což by mohlo současně znamenat, že tíhové minimum je starší než tato deprese. Poněvadž v miechowském synklinoriu začala horotvorná činnost (W. Požaryski 1966) v juře s vyvrcholením v nejvyšší křídě, je v rámci této alternativy možno klást počátek vzniku centrálně gravimetrického minima v této oblasti již do období hercynského vrásnění. Současně lze předpokládat, že deprese vzniklá v této době mohla by mít predisposiční charakter vůči vzniku centrálního gravimetrického minima v jeho dnešní podobě, k němuž došlo v průběhu alpinské orogenese.

Z autochtonního podloží východoslovenského flyše patří k j. svahu centrálně gravimetrického minima podle tíhových podkladů pouze jeho sz. část. Maximální hloubky povrchu autochtonního podloží v tomto prostoru dosahují podle zhodnocení refrakčně seizmických profilů okolo —7500 m, přičemž povrch předkambria lze uvažovat ještě asi o 2000 m hlouběji.

A. Ślączka (v tisku) předpokládá na Z od Nového Sączu, v prostoru centrálního gravimetrického minima, hranici epivariské platformy. Podle jeho interpretace byly by uvedené hloubky v této části tíhového minima ještě o několik tisíc metrů větší.

Zhruba paralelně s profilem Čop — Rudki interpretujeme v autochtonním podloží depresi, jež probíhá z prostoru z. Boryslavi k JZ až za zbojský hřbet. Možnost existence této deprese je podložena dílčí depresí miechowského synklinoria z. Boryslavi a výrazným ohybem zbojského hřbetu. Z regionálního hlediska je možno tuto depresi považovat za součást starého podkladu panonsko — volyňské deprese A. V. Čekunova (1970), přičemž nelze ovšem vyloučit ani její vztah k balatonské linii.

Z jz. části miechowského synklinoria, tj. z podloží východoslovenského flyše a území na JV odtud, kde nebylo možno pro nedostatek podkladů sestrojit strukturní schéma, získali jsme poznatky o reliéfu podloží vyhodnocením gravimetrických a refrakčně seizmických měření. Interpretovány byly zde přitom tyto podélné a příčné tektonické jednotky.

Zbojský hřbet je výraznou morfologickou jednotkou regionálního charakte-

ru. Byl zjištěn na refrakčně seizmických profilech R-1/70, Čop — Rudki a Dolina — Beregovo. Mezi posledními dvěma profily je směr hřbetu převážně Z — V. Teprve před posledním profilem se dostává do jv. směru. Rovněž v prostoru profilu Čop — Rudki se hřbet obloukovitě stáčí do směru JJV — SSZ, který zachovává až za profil R-1/70, kde se asi obrací do směru JV — SZ. Podle provedené interpretace končí na příčné varechovsko — repejovské depresi. Nedá sa ovšem vyloučit jeho pokračování i v prostoru za touto depresí.

Na profilu R-1/70 má vrchol zbojského hřbetu strukturní hodnotu —1400 m. Podle interpretace gravimetrických měření se rozpadá v tomto prostoru na dvě dílčí morfologická elevační pásma. Směrem k JJV a později též k V dochází k poklesu vrcholové části hřbetu, a to na profilu Čop — Rudki do hloubky více než 2500 m a na profilu Dolina — Beregovo dokonce do hloubky okolo 4500 m.

Na všech třech refrakčních profilech je vrcholová část hřbetu vyhodnocena jako rozhraní flyšových příkrovů a autochtonních formací, přičemž se vylučuje krystalinikum (předkambrium).

Giraltovecko — ubelská podélná deprese byla interpretována z tíhových podkladů a v jv. části též na profilech R-1/70 a Dolina — Beregovo. V sz. prostoru byla vymezena již E. Menčíkem (1963). Deprese začíná na SZ u bradlového pásma a postupuje směrem k JV a později až k VJV. Východně od Giraltovců je v tíhové mapě přerušena příčnými tektonickými jednotkami. Její pokračování je opět sledovatelné až z prostoru Maškovců směrem k JV až VJV. Od profilu R-1/70 uvažujeme její směr zhruba shodný se směrem zbojského hřbetu. Celková délka sledovatelné části deprese je více než 200 km.

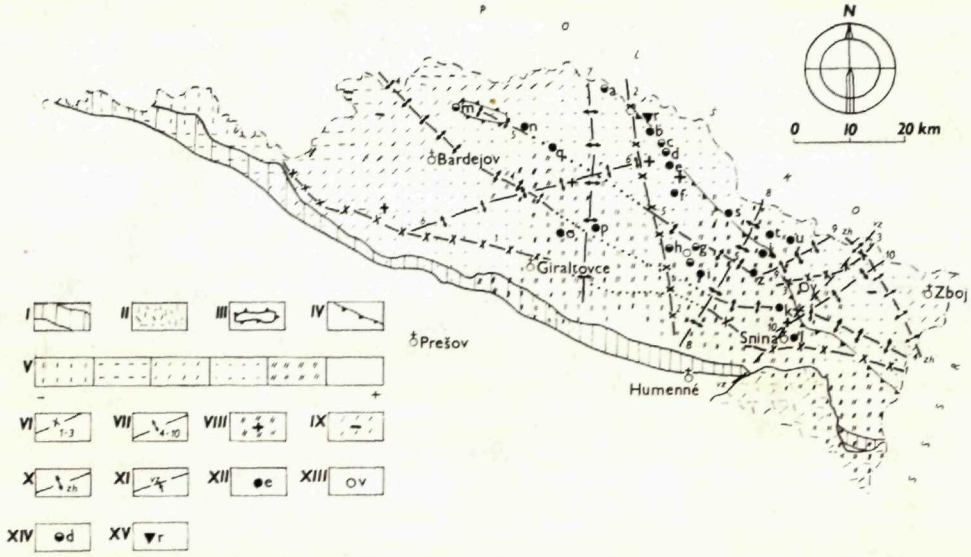
Hloubka deprese dosahuje na povrchu autochtonního podloží na profilu R-1/70 více než 3000 m a na profilu Dolina — Beregovo až 6000 m. Omezení deprese je podle interpretace profilu R-1/70 tektonické. Z uvedených zjištění vyplývá, že i giraltovecko — ubelská deprese je velmi výraznou tektonickou jednotkou regionálního charakteru.

Tíhový hřbet Smilno — Zbojné má směr SZ — JV. Jeho sz. ukončení tvoří smilenské tektonické okno dukelské jednotky, o němž předpokládáme, že je odrazem elevace autochtonního podkladu ve flyšových příkrovech. Směrem k JV je hřbet přerušen příčnými jednotkami.

Zborovsko — stakčínský podélný tíhový hřbet má regionální charakter. Podle naší interpretace probíhá od státní hranice v prostoru Zborova nejprve k JV a později k VJV. Ve střední části je přerušen příčnými jednotkami. Jeho ukončení na JV není jednoznačné. Může se zde spojovat se zbojským hřbetem.

O zborovsko — stakčínském hřbetu se domníváme, že může být pokračováním tzv. krakowského „ryglu", který vznikl (R. Ney 1968) v paleozoiku a na jehož další vývoj měly vliv též horotvorné pochody kimeridžské

a laramické fáze. Připustíme-li, že paleozoický podklad východoslovenského flyše je geneticky spojen s paleozoikem monoklinály předsudetsko — slezsko — krakovské, nelze vyloučit pokračování krakovského „ryglu", který má SZ — JV směr, v podloží východoslovenského flyše.



Obr. 1 Hlavní tíhové hřbety a deprese interpretované z gravimetrických podkladů v prostoru východoslovenského flyše

I — bradlové pásmo a jeho obaly; II — neovulkanity; III — smilenské tektonické okno dukelské jednotky; IV — okraj nasunutí magurské jednotky; V — schéma tíhového pole; VI — interpretované tíhové deprese: 1 — giraltovecko — ubelská, 2 — varechovsko — repejovská, 3 — Ruské — V. Polana; VII — interpretované tíhové hřbety: 4 — zborovsko — stakčínský, 5 — Smilno—Zbojné, 6 — stropkovsko — hertnický, 7 — dukelsko-breznický, 8 — jabloňský, 9 — zvalský, 10 — darský; VIII — kladné tíhové anomálie; IX — záporné tíhové anomálie; X — zbojský hřbet; XI — vihorlatský zlom; XII—XV — živičné projevy (podle E. Menčíka — V. Pesla — M. Pličky 1967) v prostoru interpretovaných hřbetů a depresí: XII — naftové, XIII — plynové, XIV — naftové i plynové, XV — výskyty asfaltu. Jednotlivé lokality se živičnými projevy: a — Vyšný Komárnik, b — Malá Driečna, c — Miková, d — Miková—Kamjana, e — Rokytovec, f — Sukov, g — Vyšná Radvaň, h — Krivá Oľka, i — Hrabovec n. Laborcem, j — Nižná Jablonka, k — Pichne, l — Snina, m — Zborov—Smilno, n — Orlík, o — Vyšná Olšava, p — Breznica, q — Svidník, r — Čertižné, s — Výrava, t — Vyšná Jablonka, u — Osadné, v — Pčoliné, z — Papín

Fig. 1 Main gravity ridges and depressions interpreted from gravimetric bases in the region of the East Slovakian flysch

I — Klippen Belt and its envelopes; II — Neovolcanites; III — Smilno inlier of the Dukla unit; IV — Margin of overthrust of the Magura unit; V — Scheme of the gravity field; VI — Interpreted gravity depressions: 1 — Giraltovce—Ubla, 2 — Varechov—Repejov, 3 — Ruské—V. Polana; VII — Interpreted gravity ridges: 4 — Zborov—Stakčín, 5 — Smilno—Zbojné, 6 — Stropkov—Hertnický, 7 — Dukla—Breznica, 8 — Jabloňský, 9 — Zvalský, 10 — Darský; VIII — Positive gravity anomalies; IX — Negative gravity anomalies; X — Zboj Ridge; XI — Vihorlat fault; XII—XV — indications of bitumens (according to E. Menčík — V. Pesl — M. Plička 1967) in the area of the interpreted ranges and depressions; XII — Of oil, XIII — Of gas, XIV — Of oil and gas, XV — Occurences of asphalt. Individual localities with indications of bitumens: a — Vyšný Komárnik, b — Malá Driečna, c — Miková, d — Miková—Kamjana, e — Rokytovec, f — Sukov, g — Vyšná Radvaň, h — Krivá Oľka, i — Hrabovec n. Laborcom, j — Nižná Jablonka, k — Pichne, l — Snina, m — Zborov — Smilno, n — Orlík, o — Vyšná Olšava, p — Breznica, q — Svidník, r — Čertižné, s — Výrava, t — Vyšná Jablonka, u — Osadné, v — Pčoliné, z — Papín

Stropkovsko — hertnický příčný tíhový hřbet, interpretovaný E. Menčíkem (1963), má směr ZJZ — VSV.

Dukelsko-breznický tíhový hřbet je příčnou elevační jednotkou s.-j. směru. Probíhá téměř od bradlového pásma až ke státní hranici. Je velmi výrazný, což se projevuje v tíhové mapě přerušením podélných jednotek, jež protíná.

Varechovsko — repejovská tíhová deprese má směr SSZ — JJV. Je pravděpodobně výběžkem nejhlubší části miechowského synklinoria, nacházející se v prostoru Krosna, ve směru k J. Také tato deprese, vzhledem ke své výraznosti, přerušuje v tíhové mapě podélné jednotky.

Jabloňský tíhový hřbet probíhá napříč celým územím východoslovenského flyše a pokračuje pravděpodobně i na polské straně. Jeho směr je SV — JZ.

Tíhový hřbet darský a zvalský a tíhová deprese Ruské — V. Polana, jež je charakterisována velmi nízkými hodnotami tíhových anomálií, jsou tektonické jednotky směru VSV — ZJZ, které přechází do naší oblasti z polského území. Darský hřbet končí v prostoru zborovsko — stakčínského hřbetu, případně tento ještě protíná.

Vihorlatský zlomový systém je významnou poruchou projevující se ve flyši jako výrazný sigmoidální ohyb. Byl interpretován B. Leškem — J. Slávikem (1967). Jeho vznik je třeba klást do podloží flyšových Karpat, kde došlo k vyrovnávacím procesům, jež vedly k poklesu území na SZ od této poruchy. Systém byl popsaný též J. Nemčokem (1970) jako cirošský. Tento autor soudí o něm, že byl vytvořen nejen poklesem proti sobě ležících bloků, ale hlavně působením horizontálních posunů.

Vihorlatský zlomový systém, jehož směr je SV — JZ, byl zjištěn rovněž v neogénu Potiské nížiny, kde se projevuje především narůstáním mocnosti ve svrchním badenu v prostoru Sečovců a Albinova. Ve směru k SV pokračuje podle B. Leška et al. (1964) až k Přemyšlu.

V provedeném rozboru věnovali jsme pozornost hlavním tíhovým hřbetům a depresím. Vedle nich se nacházejí v mapě Bouguerových izanomál ještě další, méně výrazné tektonické prvky, jejichž charakter i význam bude možno zhodnotit teprve po ukončení detailního tíhového průzkumu, případně v závislosti na výsledcích seizmických měření.

Podélné tektonické jednotky autochtonního podloží východoslovenského flyše mají téměř výhradně sz. — jv. směr, jenž patří tektonice permsko — mezozoické geosynklinály duńsko — polské. Současně jde o paleozoický směr sudetský a směr v. části západních flyšových Karpat, jenž je výsledkem křídových a terciérních tektonických pohybů.

Směr příčných jednotek není naproti tomu jednotný, nýbrž se pohybuje v rozmezí SSZ — JJV až VSV — ZJZ. Domníváme se, že jde o dva příčné

tektonické systémy, z nichž jeden má převážně směr SV — JZ až VSV — ZJZ a druhý S — J až SSZ — JJV.

Tektonika směru SV — JZ až VSV — ZJZ byla zjištěna v autochtonních formacích miechowského synklinoria v podloží polských flyšových Karpat. U nás patří k ní vihorlatský (cirošský) zlomový systém a z jednotek námi interpretovaných tíhový hřbet jabloňský, stropkovsko — hertnický, darský a zvalský a tíhová deprese Ruské — V. Polana, jakož i předpokládaná deprese probíhající z prostoru z. Boryslavi k JZ. K obnovení této tektoniky došlo v paleogénu, kdy se uplatnily zlomové systémy ružbašský a tisinecký (A. Matějka et al. 1964). K intensivnějšímu vzniku příčných zlomů sv. — jz. směru, jež porušují podélné struktury flyšového pásma, dochází v neogénu. Část těchto zlomů byla přitom predisponována starými poruchami autochtonního podkladu. K těmto zlomům patří stakčínský sigmoidální ohyb v dukelské jednotce (B. Lešku et al. 1964), jež je obnovením vihorlatského zlomového systému B. Leška — J. Slávika (1967).

Rovněž poruchy s. — j. směru se vyskytují v autochtonních formacích polské části miechowského synklinoria. V centrálních Karpatech je možno k tomuto tektonickému systému počítat neogenní hornádskou poruchovou linii, jejíž význam (T. Buday — I. Cicha in T. Buday et al. 1967) se projevuje v některých strukturních a paleogeografických změnách v předmezozoickém podloží, stejně jako ve flyšovém pásmu a pásmu centrálních Karpat. Tato linie, jež tvoří z. ohraničení Košické kotliny, nebyla zjištěna z tíhových podkladů v autochtonním podloží východoslovenského flyše, kde k jednotkám tohoto systému námi vyhodnoceným patří tíhový hřbet dukelsko — breznický a tíhová deprese varechovsko — repejovská. K obnovení tektoniky s. — j. směru došlo především v neogénu východoslovenské pánve.

Z uvedeného vyplývá, že stavba autochtonního podloží východoslovenského flyše je výsledkem činnosti paleozoicko — mezozoicko — paleogenní tektoniky s podélnými poruchami sudetského (duňsko — polského) sz. — jv. směru, dále předpaleogenní až neogenní tektoniky cirošské (balatonské, panonsko — volyňské, vihorlatského zlomového systému) sv. — jz. až vsv. — zjz. směru a předpaleogenní tektoniky s poruchami s. — j. hornádského směru. Předpokládáme, že největší význam jak v paleozoiku, tak především v juře a křídě, měla tektonika sudetská, jež byla obnovována od doby hercynské orogeneze a pouze více nebo méně porušována až do neogénu oživovanou příčnou tektonikou sv. — jz. až vsv. — zjz. a s. — j. směru.

Poznámky ke vztahu autochtonního podloží a flyšových příkrovů

Pro řešení tohoto problému neposkytují současné poznatky dostatek podkladů o autochtonním podloží. Nicméně výsledky gravimetrických a refrakčně seizmických měření dávají určitou možnost sledovat alespoň sporadicky v některých částech východoslovenského flyše jeho poměr k autochtonnímu podkladu.

Smilenské tektonické okno je podle Z. Stráníka — E. Hanzlíkové (1963) buď elevací dukelské jednotky tvořící zvrásněný podklad magurského příkrovu, anebo útržkem, který byl při přesunutí tohoto příkrovu odloučen od podkladu a zavrásněn do přesunovaných magurských hornin. Mimoto je možno je považovat za odraz elevace autochtonního podkladu, což vzhledem ke zjištění zbojského hřbetu na refrakčním profilu R-1/70 zdá se nejpravděpodobnější.

E. Menčík (1963) dává do spojitosti zpětné nasunutí račanské jednotky na jednotku bystrickou s úzkou, ale výraznou depresí autochtonního podloží, nacházející se na JZ od sz. části zborovsko — stakčínského hřbetu.

Další flyšovou tektonickou jednotkou, mající svůj původ v autochtonním podkladu, je stakčínský sigmoidální ohyb popsaný B. Leškem — J. Nemčokem — T. Korábem (1960). Jeho predispoziční tektonickou jednotkou v podloží flyše je tzv. vihorlatský zlomový systém interpretovaný B. Leškem — J. Slávíkem (1967).

Minimum refrakčního horizontu na profilu R-1/70, jež zde reprezentuje osní část podložní giraltovecko — ubelské deprese, odpovídá synklinoriu Kalné Roztoky. Naproti tomu stavba dalších tektonických prvků dukelské jednotky souhlasí se stavbou autochtonního podloží, podle výsledku tohoto refrakčního profilu (viz příl. I), pouze částečně.

Z uvedeného vyplývá, že autochtonní podklad východoslovenského flyše ovlivnil v některých částech stavbu jeho příkrovů. Možno to pozorovat především u výrazných tektonických jednotek, jako je giraltovecko — ubelská degrese, zborovsko — stakčínský hřbet, vihorlatský zlomový systém nebo smilenské tektonické okno. Vzhledem k tomu, že jiné výrazné tektonické prvky se neodrazily ve stavbě flyšového nadloží, nutno připustit, že k ovlivnění stavby příkrovů docházelo především v místech, kde horotvorný tlak v době tvoření se příkrovů neměl již dostatečnou intenzitu, což umožnilo prosadit se výraznému autochtonnímu podložnímu reliéfu.

Rovněž tektonika flyšových příkrovů vykonávala vliv na své autochtonní podloží, v němž docházelo z toho důvodu pravděpodobně k obnovení pohybů podél starých poruch, jimž třeba přisoudit v tomto směru predisposiční

charakter. Tento vliv se projevil především u příčných miocenních zlomů sv. — jz. směru, z nichž u některých je třeba předpokládat, že zasahují až do podložních formací.

Perspektivnost autochtonních formací v podloží východoslovenského flyše z hlediska naftonosnosti a plynonosnosti

O autochtonním podloží východoslovenského flyše nejsou žádné přímé poznatky ani z hlediska možnosti výskytu živičných ložisek. Aby bylo možno vyhodnotit jeho perspektivu po této stránce, bylo proto nutno i v tomto případě aplikovat z převážné části poznatky z okolních oblastí, především z polské části miechowského synklinoria.

Podklady pro možnost vzniku živičných ložisek

živičných indicií byla již zaznamenána v autochtonních formacích miechowského synklinoria na polské straně celá řada. Mimoto byla zde objevena v malmu a cenomanu též živičná ložiska, z nichž nejvýznamnější je plynové pole Tarnów. Plyn se zde vyskytuje v kavernózních malmských vápencích v hloubce okolo 1700 m. Ložisko tvoří poloklenbu tektonicky omezenou ze s. a z. strany. Svými zásobami plynu se řadí k předním polským plynovým ložiskům značného hospodářského významu. Bez zajímavosti není zde rovněž ani existence bituminózních devonských vápenců.

Nafta byla zjištěna v miechowském synklinoriu na ložiskách Grobla a Plawowice, jež patří k vrstevním ložiskům tektonicky ohraničeným. Produktivní obzory byly objeveny v cenomanu v hloubce 700—800 m. Rovněž zde byly v devonu navrtány bituminózní vápence. Dalším naftovým ložiskem je Dębica, jehož kolektorskými horninami jsou kavernózní malmské vápence v hloubce asi 1900 m.

Živičné indicie, případně malá puklinová ložiska, jež mohou mít vztah k autochtonnímu podloží, se vyskytují také v horninách flyšových příkrovů. Nejbližší výskyt tohoto druhu na polské straně byl zjištěn (A. Ślączka 1967, 1968, D. Ďurica — B. Leško — A. Ślączka 1968) v hieroglyfových a menilitových vrstvách předdukelské jednotky na vrtbě Wetlina I G-1 odvrtané SV zbojského hřbetu. Tlaky i potenciální produkce obzorů nacházejících se v hloubkách 2013—2825 m jsou proměnlivé. Nejvyšší statický tlak 289,5 at byl zaznamenán z hloubky 2160—2170 m. Maximální potenciální produkce dosáhla 36 m^3/min., což je asi 52 000 m^3/24 hod. Plynové obzory mají vesměs puklinový charakter. Nepatrné projevy plynu byly mimoto zjištěny také v dukelské jednotce na vrtbě Wetlina I G-3. O původu

tohoto zemního plynu soudí uvedení autoři, že pochází pravděpodobně z mnohem vydatnějších ložisek, vyskytujících se v podloží dukelské jednotky, což je rovněž i náš názor.

Ve východoslovenském flyši byly zaznamenány četné živičné projevy, a to jak v magurském příkrovu, tak i v dukelské jednotce (E. Menčík — V. Pesl — M. Pličkа 1967), z nichž některé mohly by pocházet z podložních formací. Z těchto projevů mají specifický význam především ty, jež se nacházejí v prostoru výše vymezených tektonických jednotek autochtonního podkladu. Patří k ním tyto lokality (obr. 1): Snina na s. svahu giraltovecko-ubelské deprese, Vyšný Komárník a Breznica na dukelsko — breznickém hřbetu, Výrava a Vyšná a Nižná Jablonka na jabloňském hřbetu, Pčoliné na sz. svahu tíhové deprese Ruské — V. Polana, Osadné na tíhovém hřbetu zvalském, Malá Driečná, Krivá Oľka a Čertižné na vsv. svahu varechovsko — repejovské deprese. Sem můžeme zařadit i projevy u Mikové, Mikové — Kamjany, Rokytovců a Sukova, jež sledují okraj nasunutí magurské jednotky, avšak současně náleží i sv. svahu této deprese. Ke hřbetu Smilno — Zbojné se váží projevy u Zborova — Smilna, Orlíku, Svidníku, Vyšné Radváně a Papinu, z nichž za velmi cenné je možno považovat především prvé dva, neboť se nacházejí v bezprostřední blízkosti smilenského tektonického okna. V prostoru zborovsko-stakčínského hřbetu se vyskytují projevy u Vyšné Olšavy, Hrabovce nad Laborcem a Pichneho. Pro zbojský hřbet mají význam indicie zjištěné (B. Lešku et al. 1964) v antiklinálním pásmu novosedlickém a Velkého Bukovce.

Ve většině případů jde o výskyty naftové, jež někde jsou doprovázeny též projevy plynovými a ojediněle i nálezy asfaltu. Mimo povrchové výskyty byly živice zjištěny i v hlubinných vrtech (Vyšný Komárnik, Miková, Krivá Oľka, Vyšná Radvaň), z nichž pochází i menší těžba nafty.

Téměř všechny nálezy včetně nepatrných živičných ložisek mají puklinový charakter. Jen ojediněle jsou vázány na porézní pískovce.

I když není možno v současné době prokázat u těchto výskytů jejich autochtonní původ, mají pro nafto- a plynonosnost interpretovaných podložních hřbetů a depresí specifický význam, neboť nelze rovněž vyloučit, že alespoň v některých případech jde o živice, jež se mohly dostat z autochtonních formací až k povrchu, a to nejen po přesunové ploše magurského příkrovu a po dílčích dislokacích uvnitř této jednotky nebo v zonách výrazného rozpukání sedimentů, ale především po příčných miocenních zlomech. Tento poslední migrační pohyb živic dokazují E. Menčík — V. Pesl — M. Pličkа (1967) na lokalitě Malá Driečná a Zborov — Smilno. M. Pličkа (1959) předpokládá jej mimoto u živičných projevů v prostoru Sukova.

Za matečné horniny jsou považovány ve sledovaném území na polské straně podle ústního sdělení A. Ślączky a K. Żytka především miocenní

pelity, jejichž význam, vzhledem k jejich předpokládanému rozšíření v podloží flyšových příkrovů v miechowském synklinoriu a centrálním tíhovém minimu, je v tomto směru prvořadý.

K matečným horninám jsou dále řazeny jurské vápence, což dokazují i rozbory jejich plynů a vod, jež se podstatně liší od plynů a vod sarmatských neogenního původu. Z matečnosti se konečně nedá vyloučit ani devon, jak to dosvědčují výskyty bituminózních vápenců v této formaci na ložiskách Tarnów, Grobla a Plawowice.

Jako velmi dobré kolektorské horniny byly zjištěny podle ústního sdělení E. Javora a B. Ciska především malmské kavernózní vápence a puklinami porušené dolomity, anebo nejvyšší rozvětralé partie těchto hornin. Dobré kolektorské vlastnosti vykázaly v některých oblastech rovněž pískovce spodního devonu a karbonu a slepence a pískovce cenomanské.

Vymezení perspektivních oblastí a formací

Podle uvedených poznatků můžeme předpokládat v autochtonním podloží východoslovenského flyše jako akumulační a tím současně i nadějné formace především juru (malm) a křídu (cenoman), jakož i porézní partie devonu a karbonu. Z perspektiv nelze mimoto vyloučit na svahu některých depresí ani autochtonní flyšové sedimenty a v jjv. prostoru miocén. Z aplikace k jv. svahům Českého masívu, kde na střední Moravě v prostoru Lubné bylo objeveno naftoplynové ložisko v nejvyšších rozvětralých a rozpukaných částech krystalinika, tvořeného zde porfyrickou žulou, mohou být i zde perspektivními formacemi nejsvrchnější rozvětralé partie předkambria (krystalinika).

Všechny uvedené předpoklady jsou ovšem závislé na existenci vhodných struktur, ve kterých mohlo dojít k akumulaci živic po předcházející migraci z uvažovaných matečných hornin. V miechowském synklinoriu v podloží východoslovenského flyše patří k těmto strukturám především zbojský hřbet a prostor smilenského okna.

Podle provedené interpretace výsledků regionálního gravimetrického měření je možno předběžně považovat za perspektivní oblasti rovněž tíhový hřbet zborovsko — stakčínský, dukelsko — breznický a jabloňský, jakož i svahy příčné tíhové deprese varechovsko — repejovské a Ruské — V. Polana. Z perspektivních území není možno konečně vyloučit ani svahy podélné deprese giraltovecko-ubelské, jakož i prostor mezi touto depresí a bradlovým pásmem, charakterisovaný podle profilu R-1/70 vysokými strukturními polohami flyšového podkladu.

V rámci těchto jednotlivých tektonických jednotek mají specifický význam pro perspektivu již výše uvedené prostory, v nichž byly zjištěny ve flyšových

sedimentech, a to buď na povrchu anebo v hlubinných vrtbách naftové a plynové projevy, z nichž některé, jak se domníváme, mohou pocházet z autochtonního podloží.

Závěr

Zhodnocení autochtonního podloží východoslovenského flyše a jeho okolí provedené v této práci bylo uskutečněno převážně z gravimetrických a refrakčně seizmických měření. Místy byly aplikovány i výsledky dosažené v jiných oblastech. Provedené závěry mají proto mnohdy jen hypotetický charakter.

Přes tuto skutečnost byly tímto zpracováním získány nové poznatky, jež se mohou příznivě projevit při řešení podloží východoslovenského flyše, zvláště z hlediska naftové geologie.

Týká se to především zařazení tohoto podloží do miechowského synklinoria, možnosti existence autochtonního mezozoika a paleozoika zde, provedeného vymezení elevačních a depresních jednotek a rozboru tektonických směrů. Z geofyzikálního hlediska je to interpretace tíhového pole na základě jeho vztahu k autochtonnímu podloží a zjištěné ovlivňování křížujících se tektonických jednotek v tíhové mapě a z toho vyplývající dočasné přerušení některých z nich. Z problémů nafto- a plynonosnosti patří sem zjištění perspektivity autochtonních formací východoslovenského flyše a rámcové vymezení nadějných oblastí.

Vedle toho byly v průběhu zpracování vytyčeny některé problémy, jež bude vhodné, v rámci průzkumu na živice, dále sledovat. Patří k nim vyřešení hranice mezi podložím východoslovenského flyše (miechowským synklinoriem) a blokem centrálních Karpat a sledování průběhu elevačních a depresních jednotek regionálního charakteru a jejich napojení na podobné jednotky v oblasti polské a sovětské. Závažným problémem bude zjištění charakteru tektonického omezení giraltovecko — ubelské deprese, především na jejím jz. ukončení a s tím související možnost existence autochtonních flyšových vrstev v jejich nejhlubších částech, stejně jako i v některých dalších depresích. V jjv. prostoru má svou specifičnost řešení možnosti pokračování miocénu Potiské nížiny v podloží magurského flyše.

Uvedli jsme některé z poznatků a problémů, jež byly touto prací řešeny. V závěru zbývá nám zmínit se ještě o problému rychlostních křivek, jež v oblasti východoslovenského flyše a jeho podloží nejsou v současné době k disposici, což způsobuje potíže v interpretaci podkladového seizmického materiálu, především pokud jde o stanovení hloubek refrakčních rozhraní a jejich hraničních rychlostí, jak ostatně vyplývá z porovnání výsledků dvou alternativních řešení refrakčního profilu R-1/70. Skutečné hranice mezi

flyšovými příkrovy, autochtonními formacemi a krystalinikem (předkambriem) mohou se totiž nacházet, oproti vyhodnoceným rozhraním, i podstatně hlouběji. V tomto směru bude velkým přínosem pro zlepšení kvality geofyzikálních prací v dané oblasti získání konkrétních podkladů ze seizmokarotážního měření na vrtbě Zboj-1.

Do tlače odporučili B. Leško a T. Koráb

LITERATURA

[1] Adamovský, L. — Jarý, J. — Mořkovský, M. — Novák, J. — Soukeník, K. 1972: Seizmický průzkum ve východoslovenském flyši. Rukopis. Geofond Bratislava. — [2] Buday, T. — Cicha, I. (in T. Buday et al.), 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II — Západní Karpaty, sv. 2. ÚÚG Praha. — [3] Čekan, V. 1957. Závěrečná zpráva o tíhovém měření v oblasti Sabinov—Poprad, prováděném v r. 1957. Rukopis. Geofond Praha. — [4] Čekunov, A. V. 1970: Pannonsko — volynskij poperečnyj progib v Vostočnych Karpatach. Geof. sbornik USSR, 37. Kiev. — [5] Ďurica, D. — Leško, B. — Ślączka, A. 1968: Roponádejnosť dukelskej jednotky. Geol. průzkum, r. X, 6. Praha. — [6] Gluško, V. V. — Samojluk, A. P. — Truškevič, R. T. 1970: Tektonika fundamenta predkarpatskogo progiba. Geol. žurnal t. XXX. Kiev. — [7] Hadamovský, F. 1956: Závěrečná zpráva o geomagnetickém průzkumu prováděném v r. 1956, oblast karpatský flyš (Humenné a Medzilaborce). Rukopis. Geofond Praha. — [8] Hrdlička, A. — Cidlinský, K. — Adam, Z. — Šutor, A. 1971: Zpráva o refrakčně seizmickém měření na profilu R-1/70 v oblasti východoslovenského flyše v r. 1970. Rukopis. Geofond Bratislava. — [9] Ibrmajer, J. — Doležal, J. 1962: Souborné zpracování a interpretace gravimetrických měření ve flyšové oblasti ČSSR. Sborník prací Úst. užité geof. Praha. — [10] Jurga, B. — Cidlinský, K. 1961: Seizmický výzkum v podmínkách flyšového útvaru. Rukopis. Geofond Bratislava. — [11] Kislow, A. 1970: Szkic tektoniki polskich i slovackich Karpat. Rukopisná mapa. Instytut Naftowy. Kraków. — [12] Klašková, E. — Mořkovský, M., 1970: Detailní tíhový průzkum ve východoslovenském flyši — oblast Stakčín. Geofond Bratislava. — [13] Klašková, E. — Adam, Z. — Šutor, A. 1970: Detailní tíhový průzkum ve východoslovenském flyši — oblast Stakčín. Rukopis. Geofond Bratislava. — [14] Kleperlíková, L. 1954: Závěrečná zpráva o tíhovém průzkumu v oblasti třetihor východního Slovenska. Rukopis. Geofond Praha. — [15] Leško, B. 1969: Projekt pre výskum hlbinnej geologickej stavby dukelskej jednotky na východnom Slovensku. Rukopis. Geofond Bratislava. — [16] Leško, B. et al. 1964: Vysvetlívky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXIX — Snina. ÚÚG Praha. — [17] Leško, B. — Nemčok, J. — Koráb, T. 1960: Flyš Užskej hornatiny. Geol. práce, Správy 19. Bratislava. — [18] Leško, B. — Slávik, J. 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Karpates Occidentales et les Karpates Orientales. Geol. sbor. XVIII, 1. Bratislava. — [19] Máška, M. (in Buday T. et al.) 1961: Tektonický vývoj Československa. ÚÚG Praha. — [20] Matějka, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXII — M-34-XXVIII Zborov—Košice. Bratislava. — [21] Menčík, E. 1963: Naftově-geologický výzkum a zhodnocení karpatského flyše. Rukopis. Geofond Bratislava. — [22] Menčík, E. — Pesl, V. — Plička, M. 1967: Živičné projevy ve východoslovenské

části vnějších (flyšových) Karpat. — Práce Úst. geol. inž., XXV. Praha. — [23] Mottlová, L. — Adam, Z. — Hadamovský, F. 1955: Závěrečná zpráva o geomagnetickém průzkumu, prováděném v roce 1955. Oblast východního Slovenska. Geofond Praha. — [24] Nemčok, J. 1970: Príspevok k poznaniu niektorých tektonických zmien východoslovenského flyšu vo vzťahu k paleoprúdovým systémom. Geol. práce, Správy 53. Bratislava. — [25] Nemčok, J. — Koráb, T. — Adam, Z. — Janků, J. 1970: Ideový projekt — Výskum hlbinnej geologickej stavby východnej časti flyšového pásma centrálno-karpatského paleogénu a ich podložia. Rukopis. Geofond Bratislava. — [26] Ney, R. 1968: Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gaza. Prace geol., 45. Warszawa. — [27] Němec, F. 1971: Hlboký štruktúrny prieskum zbojského chrbta. Rukopis. Geofond Bratislava. — [28] Němec, F. — 1973: Geologie autochtonního paleogénu na jihovýchodních svazích Českého masívu na Moravě. Sborník geol. věd, G 24. Praha. — [29] Plička, M. 1959: Vyhodnocení výskytů živic v magurském flyši a vnější skupině flyšové. Rukopis. Geofond Praha. — [30] Požaryski, W. 1966: Budowa geologiczna Polski. Wydawnictwa geologiczne. Warszawa. — -31] Rudinec, R. — Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geol. práce, Správy 53. Bratislava. — [32] Scheffer, V. 1960: Some contributions to the geophysical knowledge of the Carpathian Basins. Acta technica Acad. Scient. Hung., 30, 3—4. Budapest. — -33] Scheffer, V. 1962: Über einige regional — geofysikalische Probleme der Karpathenbecken. Freiberger Forschungshefte C 124. Geol. Berlin. — [34] Snopková, P. 1965: Správa o palynologickom výskume lupkovských vrstiev z dukelsko-užockých vrás. Rukopis. Geofond Bratislava. — [35] Stráník, Z. — Hanzlíková, E. 1963: Geologická studie smilenského okna. Sbor. Ústř. úst. geol., 28, odd. geol. Praha. — [36] Ślączka, A. 1967: Wstępne wyniki wiercenia Wetlina IG-1 w Bieszczadach. Kwartalník Geologiczny, tom 11. Warszawa. — [37] Ślączka, A. 1968: Wyniki wiercenia Wetlina IG-1 (cz. II). Kwartalník Geologiczny, tom 12. Warszawa. — [38] Ślączka, A. — v tisku: Remarks on morphology of the substratum of the Polish Carpathians. — [39] Šutor, A. 1957: Závěrečná zpráva o geomagnetickém průzkumu prováděném v r. 1956, oblast karpatský flyš (Sabinov, Stará Lubovňa). Rukopis. Geofond Praha. — [40] Šutor, A. — Mottlová, L. 1955: Závěrečná zpráva o tíhovém průzkumu prováděném v r. 1955. Rukopis. Geofond Praha. — [41] Šutor, A. — Čekan, V. 1965: Regionální gravimetrický a geomagnetický průzkum v oblasti východního Slovenska. Sborník geol. věd, UG, 4. Praha.

FRANTIŠEK NĚMEC

INFORMATION ON THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE AUTOCHTHONOUS BASEMENT OF THE EAST SLOVAKIAN FLYSCH AND ITS ENVIRONMENTS

Summary of the Czech text

In the paper the problem of the basement of the East Slovakian flysch, about which we have not obtained any concrete information from deep boreholes so far, is being solved particularly for the first time. As for this reason proper data were lacking that would have permitted to range this region to the structure of higher tectonic units, knowledge of which conditioned drawing correct conclusions on the basement of the region under study, the results attained on the territory of Poland and the Soviet Union were also made use of and when necessary, applied in a suitable way. Thus the work has also extendid over these regions.

Based on knowledge concerning the geological structure of the wider environments, mainly on the course of the main tectonic units in the region N of the Carpathians, we assign the basement of the flysch in eastern Slovakia to the Miechow — synclinorium. Its NW part belongs to the central gravimetric minimum within this tectonic unit.

The application of the results established in the Polish part of the Miechow synclinorium in the area of Tarnow and NW from it, where rocks of the autochtonous Paleozoic (Ordovician—Permian) and Mesozoic (Triassic—Cretaceous) were encountered by drilling, resting on the Pre-Cambrian basement, lets us expect that autochtonous sediments of these formations are also present in the basement of the East Slovakian flysch. The Miocene, which has also been found in the NW part of the synclinorium, on the contrary, we assume to wedge out probably, at its SW slope as well as at the southern slope of the central gravimetric minimum. Therefore it can be found only in the SSE part of the studied area as continuation of the Neogene of the Tisa Lowland. In some depressions we also do not exclude de presence of autochthonous flysch sediments.

Among indirect information confirming these assumptions belongs the statements of P. Snopková (1965), who has proved the presence of redeposited Permian and Lower Triassic sporomorphs in the Cretaceous Lupkov Beds of the Dukla unit near Pčoliné and S of Zboj by means of palynological study and thus also the probable existence of these formations in the Se part of the basement of the East Slovakian flysch.

Unclear has remained so far the boundary between this basement, i. e. in our conception the Miechow synclinorium, and the block of the Central Carpathians, which may be placed in the Giraltovce—Ubla Depression (E. Menčík 1963) or the Peri—Pieninic Lineament may be considered for it (M. Máška in T. Buday et al. 1961), corresponding in its position to the mentioned depression. Moreover, it cannot be also excluded that this boundary is formed by the Klippen Belt as confirmed by different boundary velocities of refraction horizons established at the profile R-1/70/71, on its both sides, according to the study of L. Adamovský et al. (1972). In this second case, however, it should be taken into regard that the structure of autochthonous formations may be rebuilt in a part of the area along this zone due to intense folding of the Carpathians.

Regional geomagnetic measurement carried out in the region of the East Slovakian flysch (A. Šútor — V. Čekan 1965) cannot be interpreted authentically regarding to the low values of differential susceptibilities.

According to the results of regional gravimetric measurement carried out in the whole studied region and detailed measurement, realized in its SE part till now, the gravity field may be considered as the reflection of structure of the autochthonous basement in essentials. Only in more or less details it can be also in accordance with the structure of the flysch nappes.

In interpretation of the elevation and depression units from the gravity map we set out from the information gained at the southeastern slopes of the Bohemian Massif (F. Němec — 1973), according to which in this map longitudinal and transversal tectonic units can be interrupted by units crossing them, as far as the latter are more distinct. However, the interrupted unit need not terminate, it can reappear after cessation of the influence of the more distinct unit crossing it, also at a considerable distance from the place of its interruption.

Refraction shooting investigation was carried out in the region of the East Slovakian flysch with measurement of one profile R-1/70 so far, striking NE—SW and taking its course in its SE part from the Polisch frontier towards the Klippen Belt.

According to the study of A. Hrdlička et al. (1971) only one refraction boundary

was found at the profile, plotted as a confinuous horizon and forming an extensive elevation in its NE part with an exaggeration about 500 m and nearly 6 km wide; in compilation of the profile the velocity curve from borehole Cisova-1 was applied because of the absence of velocity data from the basement of the East Slovakian flysch. The top of the elevation has a structural value of — 1100 m. Towards the SW the boundary falls into a prominent depression with a maximum structural depth of — 2420 m. From there towards the Klippen Belt and Vihorlat neovolcanics it is rising to the top part with the highest structural value — 720 m.

From the standpoint of quantitative evaluation the refraction boundary appears to be inhomogeneous regarding to different boundary velocities varying within the range 4500—5520 m/sec. In the NE part of the profile, where the whole elevation, a part of the Zboj Ridge, has practically a boundary velocity of 5520 m/sec., we interpret the boundary in accordance with A. Hrdlička et al. (1971) as a boundary between the flysch nappes and their autochthonous basement, which may be formed by Mesozoic and Paleozoic rocks. This valuation aggrees with the interpretation of the profiles Čop—Rudki and Dolina—Beregovo by A. V. Čekunov (1970).

Another part of the refraction boundary to the SW from there, with a boundary velocity of 4945 m/sec., we consider as the surface of autochthonous formations, the difference in boundary velocities we explain by a change in lithology of rocks forming these formations. In places, where the dip of this boundary becomes almost horizontal, we suppose the existence of a dislocation zone, the character of which we cannot describe more in detail.

In SW section of the profile the refraction boundary displays a boundary velocity of 5170 m/sec. Regarding to the occurrences of the Mesozoic in the Humenské pohorie Mts. not far away from there, we consider it as the upper boundary of this formation.

The section of the refraction horizon with boundary velocities of 4500 and 4650 m/sec. we interpret as a boundary inside the Magura and Dukla units. In the SW part in places of the change of boundary velocity from 5170 to 4500 m/sec. we assume transition of the refraction horizon from the Mesozoic relief at the boundary within the Magura unit to have originated as a consequence of sinking of the relief of the Mesozoic, caused by the marginal fault of the Giraltovce—Ubla Depression, dipping NE.

On the basis of theoretical velocity curves applied in the Polish part of the Carpathians a re-interpretation of the refraction profile R-1/70 was made (L. Adamovský et al. 1972), the results of which may be considered as alternative to original evaluation, regarding to the character of the applied bases.

According to the new study two disconnected boundaries were evaluated at the profile, roughly confirming the structure of this region as originally interpreted. The higher boundary corresponds to the horizon established by A. Hrdlička et al. (1971), however, running deeper in the middle and NE part whilst higher in the SW. In the area of the Zboj Ridge and the Giraltovce—Ubla Depression it has the boundary velocity 5300/sec, to the SW from there as far as the Klippen Belt 5000 m/sec. In the first case it may be evaluated as the boundary between the flysch and autochthonous basement, in the second case as the boundary between the flysch and autochthonous Mesozoic.

The deeper boundary with a boundary velocity of 5800 m/sec we consider as the surface of the crystalline (Pre-Cambrian), also when is relation to Paleozoic rocks cannot be excluded. In the top part of the Zboj Ridge this boundary has a structural height —3150 m whereas in the Giraltovce—Ubla Depression it is sinking to the value — 4450 m.

New evaluation has confirmed tectonic delimitation of the Giraltovce—Ubla Depression. The dislocation found on the SW side is interpreted as reverse fault by M. Mořkovský (in L. Adamovský et al. 1972). According to this author the dislocation continues from autochthonous formations to the Magura Flysch, where it is the thrust zone of the Čerchov unit over the Bystrica unit.

It seems to be more probable, however, that the fault dipping NE with a throw of up to 1500 m is concerned. In this case the thrust zones of the partial Magura nappe units would continue in the autochthonous formations, dislocations of which would be of a character predispozitional to them. The activity of the fault under consideration is to place in the time of sedimentation of flysch rocks under these conditions, also with predispositional elements in the authochthonous basement. Si ultaneously with this solution is in connection the possibility of the existence of autochthonous flysch sediments in the deepest parts of the Ubla—Giraltovce Depression in the basement of flysch nappes.

With regard to the fact that the mentioned geological interfraction was made without bases from deeps drilling, the possibility cannot be excluded that the upper limit of autochthonous formations on the profile R 1/70 is a deeper limit with the boundary velocity of 5800 m/sec, whereas the higher limit runs inside the flysch nappes.

In the evaluated parts of refraction shooting profiles measured on the territory of Poland and the Soviet Union boundaries with boundary velocities of 5000—5800 m/sec are found, which according to the interpretation performed are following the boundary of Miocene and/or flysch rocks and underlying formations. According to the results of deep drilling, in the SE part of the Miechow synclinorium they correspond to the surface of the Pre-Cambrian on some partial tectonic units, whilst in deeper parts of this synclinorium and at its SW slope and in the central gravimetric minimum we suppose that they probably pas to the relief of the autochthonous basement.

According to the interpretation of A. Ślączka (in press) the refraction boundaries in the deepest parts of the Miechow-synclinorium and partly on its SW slope pas to the flysch nappes at the profiles in Poland. The same is also supposed, by the author in the W part of the central gravimetric minimum in places, where he considers the boundary of the Epivariscan platform. In both cases the boundary velocities of these evaluated boundaries vary within the range of 5400—5800 m/sec.

A simplified picture of the structure of the Miechow-synclinorium provides the structural scheme conctructed for the refraction boundary with boundary velocities 4500—5800 m /sec. Along it a part of this synclinorium is traced, lying below the flysch nappes and striking NW—SE, asymetric, with the axis nearer to its NE margin. Its maximum depths established from the refraction profiles and nearly corresponding to the surface of the autochthonous formation, attain structural values of — 10 700 m in the area of Krosno and — 9000 m SW of Boryslav. In both cases areas are concerned, where the Miechow synclinorium is crossing with transversal units, in the first case with the central gravimetric minimum and in the second case with the old basement of the Pannonian—Volynian Depression of A. V. Čekunov (1970) or with the depression being in connection with the Balaton Line there.

The central gravimetric minimum crossing the Miechow-synclinorium in the W part is turning in the Krosno-area arch-shaped to ESE and later SE direction. In the area of Lesko it is interrupted and shifted about 25 km to the SE; we explain it by the activity of the longitudinal fault of the Miechow synclinorium. As this in the Miechow-synclinorium started orogenetic movements in the Jurassic (W. Pożaryski 1966) with culmination in the uppermost Cretaceous, it means that the commencement of formation of the central gravimetric minimum should be placed in the period of the Hercynian orogenesis

in this area according to this alternative. It may be also supposed that the depression formed in that time could be of predispositional character to formation of the central gravimetric minimum in its present shape originated in the course of the Alpine folding.

In the basement of the East Slovakian flysch and in the area SE from there we interpreted longitudinal and transversal units from gravimetric and refraction shooting bases; some of them are of regional character. To the longitudinal units belong the Smilno—Zbojné Ridge, Zborov—Stakčín and Zboj ridges as well as the Giraltovce—Ubla Depression, whilst among the transversal units we reckon the Dukla—Breznica, Jabloňský, Stropkov—Hertnica, Zvalský and Darský ridges, the depressions Varechov—Repejov and Ruské—V. Polana. A transversal unit is also the Vihorlat fault system (B. Leško — J. Slávik 1967), also described as the Cirocha system by J. Nemčok (1970).

The Zboj ridge is a distinct morphological unit of regional character. It was found at refraction shooting profiles R-1/70, Čop—Rudki and Dolina—Beregovo. From the profile Čop—Rudki eastwards the ridge is striking predominantly W—E, whilst to the W it is turning to SSE—NNW direction and after the profile R-1/70 probably to the NW. According to the interpretation it terminates in the transversal Varchov—Repejov Depression. However, its continuation in the area behind this depression cannot be excluded.

At the profile R-1/70 the top of the Zboj Ridge has the structural value — 1400 m. According to the interpretation of gravimetric measurements in this area it splits into two partial morphological elevation zones. To the SSE and then also to the E the top part of the ridge is sinking, at the profile Čop—Rudki to the depth of more than 2500 m and at the profile Dolina—Beregovo even to around 4500 m.

At all three refraction profiles the boundaries forming the top part of the ridge are evaluated as the boundaries between the flysch nappes and autochthonous formations, the crystalline (Pre-Cambrian) is excluded.

The structure of the autochthonous basement of the East Slovakian flysch is the result of activity of Paleozoic—Mesozoic—Paleogene tectonics with longitudinal dislocations of Sudetic, NW—SE direction, further of Pre-Paleogene To Neogene tectonics of the Cirocha fault system (Pannonian—Volynian—Balatonian) of NE—SW to ENE—WSW direction and of Pre-Paleogene tectonics with dislocations of N—S, Hornád-direction. It may be supposed that of greatest importance it was in the Paleozoic as well as mainly in the Jurassic and Cretaceous Sudetic tectonics, renewal of which has taken place since the time of Hercynian orogenesis.

From the standpoint of oil- and gas-bearing the supposed autochthonous basement of the East Slovakian flyschmay be considered based on application of the results in Poland, as perspective, mainly as to the Malm and Cenomanian, also the Devonian, Carboniferous, the uppermost weathered parts of the Pre-Cambrian (crystalline), in the SSE part the Miocene and in the depressions the autochthonous flysch sediments can be promising. As promising areas come into question, according to present-day bases, mainly the Zboj Ridge and Smilno inlier, further the majority of the interpreted elevation units and the slopes of some depressions as well as the Peri-Klippen zone characterized by high structural positions of the basement of flysch, according to the profile R-1/70. Of specific importance for perspectiveness in these units are spaces, in which indications of oil have been found in flysch sediments, at the surface or in deep boreholes, some of which, as we assume, can be derived from the autochthonous basement.

Evaluation of the autochthonous basement of the East Slovakian flysch and its surroundings was carried out mainly on the basis of gravimetric and refraction shooting measure-

ments. In places were also applied the results achieved in other regions. The drawn conclusions are therefore often of hypothetical character only.

Despite of this fact this investigation helped to obtain new information, which may be favourable in solution of the problem of the basement of the East Slovakian flysch, especially from the standpoint of oil geology.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 60 | str. 55—83 | Bratislava | 1973

ONDREJ SAMUEL*

PALEOGEOGRAFICKÝ NÁČRT A PREJAVY OROGENETICKÝCH FÁZ V PALEOGÉNE ZÁPADNÝCH KARPÁT SLOVENSKA A V PRILAHLEJ ČASTI MAĎARSKÉHO STREDOHORIA

(8 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. In the submitted paper the author presents a paleogeographical outline of the Paleogene in the West Carpathians of Slovakia and of the Eocene af the adjacent part of the Hungarian Midmountains. Based on the results of microbiostratigraphical study he is dealing with manifestations of the individual orogenic phases of filding and or more important movements in the area under consideration.

Úvod

Paleogénne sedimenty v Západných Karpatoch Slovenska sú vyvinuté v duklianskej a magurskej jednotke, v oblasti bradlového pásma a v centrálnych jednotkách Západných Karpát (centrálnokarpatský paleogén) a v neflyšovom epikontinentálnom (budínskom) vývine v južnej časti Malej dunajskej nížiny medzi Komárnom a Štúrovom. Podrobným litologicko-faciálnym a stratigrafickým opisom paleogénu východoslovenského flyšu, ako aj zhodnotením výskumov rôznych autorov z tejto oblasti sa zaoberá v syntetizujúcom diele B. Leško — O. Samuel (1968), kým centrálnokarpatským paleogénom a paleogénom bradlového pásma najmä D. Andrusov (1965), O. Samuel — J. Salaj (1968), F. Chmelík (in Regionálna geológia Československa a najnovšie zo stredného Považia O. Samuel, K. Borza — E. Köhler (1972). Na ich práce sa v článku odvolávam.

Paleogeografický náčrt

Začiatkom paleogénu nastali vzhľadom na kriedu v skúmanej časti flyšovej geosynklinály značné paleogeografické zmeny. Tieto zmeny sa prejavili zmenou v rozmiestnení fácií. V duklianskom sedimentačnom priestore sa v období

* GÚDŠ, Bratislava, Mlynská dolina 1

paleocénu usadzovali pieskovce Veľkého Bukovca, ktoré čiastočne alternujú s najvyššou časťou cisnianskych vrstiev a v južných štruktúrach duklianskej jednotky (pásmo Miková — Snina; B. Leško 1957, 1958) s najvyššou časťou inocerámových vrstiev (B. Leško — O. Samuel 1968). Z posledne menovaných vrstiev (v pásme Miková — Snina) a z pieskovcov Veľkého Bukovca (severne od pásma Miková — Snina) sa postupne vyvíja podmenilitové súvrstvie, ktorého spodná časť prechováva paleocénne formy (rzehakiny a malé hormosíny).

Kým v duklianskom priestore prínos detritického materiálu pre pieskovce Veľkého Bukovca a podmenilitové súvrstvie (porov. T. Koráb, J. Nemčok, T. Ďurkovič et R. Marschalko 1962) smeroval od juhovýchodu a severovýchodu zo zdrojových oblastí, ktoré v čase prejavovali rôznu aktivitu, v južnej panve, v magurskej a bradlovej panve sa ukladali z veľmi aktívneho zdroja, nachádzajúceho sa na juhu a juhovýchode. Rozmiestnenie fácií a ich rozdiely poukazujú však na osobitný vývoj sedimentov v bradlovom a v magurskom priestore. Tieto rozdiely sa prejavujú len počas paleocénu a spodného a stredného eocénu.

V magurskom sedimentačnom priestore v paleocéne a v spodnom eocéne sa usadilo belovežské súvrstvie, vyznačujúce sa drobnorytmickým flyšovým vývinom s prevahou ílovcov (často pestrých — červených a zelených farieb) nad pieskovcami. Iba v južnej časti panvy (v čiastkovej kochanovskej — čerhovskej — udavskej tektonickej jednotke), t. j. v pásme bližšom k oblasti znosu pozorujeme zásah a nahromadenie detritu. Prúdový systém sedimentácie od paleocénu do stredného eocénu podľa výskumov T. Korába, T. Ďurkoviča, J. Nemčoka et R. Marschalka (1962) a Z. Stráníka (1965) poukazuje na prínos materiálu z juhu a juhovýchodu, čo by nasvedčovalo, že aktívny znosový zdroj vystupoval na juhu pri vnútornom okraji panvy. B. Leško (1964) vyslovil názor, že takýmto zdrojom mohla byť tzv. marmarošská kordiliera, po vrchný lutét oddeľujúca na východe magurský a bradlový priestor, ktorá však smerom SZ v panve vyznievala. Klastický materiál strihovských pieskovcov, ako udáva J. Töžer (1966), je zložený z hornín (metamorfované bridlice, žuly, jurské vápence), ktoré charakterizujú aj dnes na povrch vystupujúce útvary marmarošského pásma. Na rozdiel od tohto názoru Z. Stráník (1965) nepripúšťa aktivitu a možnosti existencie kordiliery severne od bradlového pásma. Avšak v sedimentačnom vyznievaní magurského flyšu na východnom Slovensku a v jeho ukončení v oblasti Svaľavky v ZSSR vidíme organickú spojitosť s vynorením marmarošského pásma na JV na povrch. Jeho dnešná poloha v karpatskom oblúku na východe zodpovedá pozícii a pokračovaniu magurského flyšu na západe.

Paleocénne sedimenty sú mimo duklianskeho a magurského priestoru vyvinuté v priestore bradlového pásma a v pásme tiahnúcom sa lineárne po jeho

južnom obmedzení. Vo východoslovenskom bradlovom úseku paleocén vo vývine pročských vrstiev sleduje bradlové pásmo hlavne po jeho severnom obmedzení. Litofaciálne sú tu pročské vrstvy miestami veľmi podobné jarmutským vrstvám, ktoré vystupujú na povrch napr. v okolí Beňatiny a Hanušoviec.

Pročské súvrstvie je vytvorené z pomerne hrubozrnného flyšu s klastickými polohami. Ich materiál tvoria horniny pochádzajúce z paleozoických a mezozoických útvarov centrálnych jednotiek Západných Karpát, menej z bradlového pásma (L. V. Linecká — L. G. Danilovič 1965) a z exotického materiálu, ktorý mohol pochádzať z tzv. marmarošskej kordiliery.

Paleocén vyvinutý na severnom obmedzení bradlového pásma i s jeho vyššími členmi začleňujeme do beňatinského vývinu, ktorý má z paleotektonického, paleogeografického hľadiska i tektonickej pozície akési osobitné postavenie. Podľa názoru B. Lešku (1960), resp. B. Lešku — O. Samuel (1960, 1968) predstavuje paleogénny obal bradlového pásma a je integrovanou časťou považsko-hanušovského sedimentačného pásma.

Po južnej strane bradlového pásma sa paleocénne i eocénne sedimenty usadzovali v osobitnej sedimentačnej zóne, ktorá bola založená po laramskej orogenetickej fáze hlavne na vnútorných (pieninských) štruktúrnych elementoch bradlového pásma a na postupne subsidujúcej vonkajšej časti centrálnych jednotiek Západných Karpát. Nie je možné zatiaľ odpovedať na otázku, či tento sedimentačný priestor tvoril jednotný a súvislý sedimentačný bazén, ktorý sledoval bradlové pásmo po celej jeho dĺžke, prípadne nebol miestami prerušený eleváciami starších štruktúr v smere kolmom na jeho os. Do tohto pásma smerovala transgresia zo severu z magurského sedimentačného priestoru v prvom rade cez depresie bradlového pásma, ktoré v období paleocénu a eocénu (najmä spodného a stredného) predstavovalo typickú archipelovú oblasť, ktorá dodávala materiál v rôznom rozsahu.

Predmetné pásmo je v období paleocénu, čiastočne i spodného eocénu litofaciálne veľmi pestré. Fácie sa v laterálnom i vertikálnom smere veľmi náhle menia. Spoločným charakteristickým znakom sú bloky biohermných vápencov a miestami enormné nahromadenie detritického materiálu s prevahou hornín z centrálnych jednotiek Západných Karpát. Sedimenty vyskytujúce sa južne od bradlového pásma v rozsahu paleocén (resp. spodný eocén) až vrchný eocén, boli vyčlenené do osobitného považsko-hanušovského sedimentačného pásma (O. Samuel 1972) s rôznymi vývinmi (myjavský, domanižský, hričovsko-žilinský, varínsky, za ktorého súčasť považujeme i relikty paleogénu na Orave pri Kňažej a na východnom Slovensku haligovský a beňatinský).

Haligovský vývin je zachovaný na východnom Slovensku v okolí Beňatíny, Hanušoviec, Chmeľova a v okolí Haligoviec. V oblasti Beňatiny a Hanušoviec — Chmeľova sa v období paleocénu usadzuje pomerne hrubozrnné

flyšové súvrstvie, ktoré z litofaciálneho hľadiska môžeme stotožňovať s pročským súvrstvím. Na rozdiel od severnejšieho beňatinského vývinu obsahuje biohermné vápence, polohy slieňov s bohatou planktónovou mikrofaunou a vo vyšších častiach (spodný — stredný eocén) miestami hruboklastické interformačné telesá, zodpovedajúce svojim zložením súľovskému typu zlepencov.

Relatívne vo väčšom rozsahu sú zachované paleocénne sedimenty v okolí Haligoviec. Ich rozšírenie do značnej miery sleduje „haligovskú mezozoickú jednotku", ktorá je z hľadiska tektonickej pozície analogická manínskej jednotke na Považí, kde je plošným rozsahom paleocén (okrem Myjavskej pahorkatiny a Brezovského pohoria) najrozšírenejší. E. Hanzlíková (1959) opisuje z tejto oblasti druh *Globoconosa daubjergensis* (Bronnimann), ktorý je významnou formou hlavne pre spodný paleocén.

Faciálne i geotektonicky zaujímavý vývin paleocénu môžeme pozorovať medzi Považskou Bystricou a Žilinou. D. Andrusov (1965) ich v okolí Považskej Bystrice označuje ako makovský vývin a v pásme medzi Hričovským Podhradím a Žilinou ako hričovsko-žilinský vývin. Posledne menované pásmo sa zvlášť vyznačuje náhlymi horizontálnymi i vertikálnymi zmenami fácií, ktoré donedávna veľmi sťažovali spoznanie stratigrafického objemu jednotlivých litofácií, a tým aj ich vzájomného vzťahu, ako aj tektonickej a paleogeografickej interpretácie. Najstaršie vrchnodanské až mont-thanetské sú sliene, ktoré vystupujú na povrch vo veľmi obmedzenom rozsahu a dosť zákonite sa viažu na nadložie slieňovcov maastrichtského veku. Ďalším typom je flyšové súvrstvie, miestami prechádzajúce do hrubozrnných pieskovcov s polohami konglomerátov až mikrokonglomerátov. V okolí Považskej Bystrice je vyvinuté prevažne hruboklastické súvrstvie. Okrem slienitej fácie a psamitických alebo hruboklastických súvrství sa nachádzajú biohermné vápence, ktoré sú v prevažnej miere redeponované (porov. O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972).

Podľa rozboru K. Borzu materiál paleocénnych zlepencov do značnej miery tvoria horniny manínskej série a karbonátové sedimenty centrálnych jednotiek Západných Karpát, menej bradlového pásma. Z uvedeného rozboru teda vyplýva, že hlavnou zdrojovou oblasťou v paleocéne bola manínska jednotka a vedľajšou sedimenty rôznych tektonických jednotiek bradlového pásma.

Za osobitný problém treba považovať biohermné vápence, ktoré miestami tvoria mohutné bloky. Až donedávna sa všeobecne prijímal názor, že tieto bloky sú geneticky späté (a tým aj vekovo ekvivalentné) so súvrstvím, v ktorom sa dnes nachádzajú. Podľa názoru O. Samuela — K. Borzu — E. Köhlera (1972) biohermné vápence vznikali hlavne vo vnútornom (južnom) príbrežnom pásme paleocénneho mora. Do mladších súvrství boli deponované buď tak, že boli po ich vzniku vystavené deštrukcii a premiestnené pomerne

na krátku vzdialenosť do mladších, najmä vrchnopaleocénnych vrstiev, alebo čiastočne i podmorskými zosuvmi. V takýchto prípadoch tvoria v mladších vrstvách olistolity. Celkove je charakter sedimentov plytkovodný.

Z paleogeografického hľadiska veľmi pozoruhodný a osobitný vývin paleocénu nachádzame v Myjavskej pahorkatine a v severnej časti Brezovského pohoria. Paleocénne sedimenty sú tu vyvinuté na troch paleogeotektonicky rozdielnych štruktúrnych elementoch, ktoré do určitej miery podmieňovali aj celkový tektonický štýl a paleogeografický charakter tohto vývinu. Podľa výskumných prác J. Salaja (1961, 1962) a O. Samuela — J. Salaja (1961, 1963, 1968) určité fragmenty sedimentov nachádzame priamo v zóne bradlového pásma. Prevládajúca časť leží na senone tzv. gosauskej kriedy (=brezovskému vývinu v zmysle J. Salaja — A. Begana 1963). V jej podloží nachádzame druhohory vyšších subtatranských príkrovov, prípadne paleogén leží priamo na nich. Vcelku je tektonicky málo porušený (germanotypne), podobne ako aj senon nachádzajúci sa v jeho podloží. Odlišuje sa od magurského vývinu na jednej strane a centrálnokarpatského vývinu na druhej strane. Najviac spoločných znakov má s paleogénom vyvinutým lineárne na vnútornej strane bradlového pásma. V opisovanej oblasti je paleocén zachovaný najmä v dvoch pásmach, a to Polianka — Rudník a Kraváriky — Bradlo — Stará Turá. V prvom pásme v nezmenenej fácii i v nezmenenom tektonickom štýle bola preukázaná plynulá sedimentácia (J. Salaj 1962), kým v druhom pásme postupne jv., resp. v. smerom môžeme pozorovať, podobne ako v predchádzajúcich oblastiach, diskordantné uloženie paleocénu na rôzne útvary centrálnych jednotiek Západných Karpát. Z uvedeného vyplýva, že paleogénne vrásnenie sa tu neprejavilo takou intenzitou ako vo vlastnom bradlovom pásme. Vcelku možno konštatovať, že jeho tektonická prepracovanosť, a ako sme uviedli, i stratigrafický rozsah narastá smerom k bradlovému pásmu. Vychádzajúc z analýzy klastického materiálu (K. Borza 1962) možno predpokladať, že hlavnou zdrojovou oblasťou v období paleocénu boli centrálne jednotky Západných Karpát a v menšej miere kordiliery, ktoré boli vytvorené v oblasti bradlového pásma po laramskom zvrásnení. Biohermné vápence väčšinou tvoria olistolity v mladších vrstvách, podobne ako v hričovsko-žilinskom vývine. Do mladších sedimentov boli deponované predovšetkým z vnútorného okrajového príbrežného pásma buď v dôsledku deštrukčnej činnosti, alebo podmorských zosunov.

Paleocén v študovanej oblasti okrem uvedených prípadov nie je známy. Teoreticky by ešte mohol byť v sprievode tzv. gosauskej fácie, ktorá sa pravdepodobne usadzovala v úzkom žľabe, tiahnúcom sa V—Z smerom, pozdĺž severného okraja tzv. spišsko-gemerskej kordiliery. V budínskom epikontinentálnom vývoji na našom území a v oblasti Maďarského stredohoria paleocén-

ne sedimenty s morskou faunou nepoznáme. To znamená, že v období paleocénu celé územie Maďarského stredohoria i oblasť centrálnych jednotiek Západných Karpát a južne od nej bola súšou.

Ako sme to už vyššie poznamenali, počas vrchného paleocénu až stredného eocénu sa v dukliánskom priestore usadzovalo podmenilitové súvrstvie. V tomto čase sa zreteľne objavil (porov A. Ślączka 1959; L. Koszarski et al. 1961; T. Koráb — T. Ďurkovič 1973) znos z dvoch zdrojových oblastí, ležiacich na vonkajšej a vnútornej strane bazénu, ktoré sa súčasne prejavovali rôznou aktivitou (spodná časť podmenilitového súvrstvia). Všeobecne v tomto čase možno pozorovať zjemňovanie sedimentácie južným a juhozápadným smerom.

V magurskom priestore sa od vrchného paleocénu, spodného eocénu až spodnej časti stredného eocénu usadzovalo belovežské súvrstvie, ktorého prúdový systém sedimentácie a ich ekvivalentnej časti strihovských vrstiev, ako sme to už vyššie uviedli, poukazuje na prínos materiálov z J a JV.

Spodnoeocénna transgresia zasiahla iba niektoré subsidujúce vonkajšie časti centrálnych jednotiek Západných Karpát. Jednou z takýchto výrazných oblastí je domanižská depresia, kde transgresia začína spodným eocénom a bazálne súvrstvie je vyvinuté vo fácii typických súľovských zlepencov, prechádzajúcich pozvoľna do flyšového súvrstvia. Charakteristickým znakom tohto súvrstvia sú početné interformačné hruboklastické telesá rôznej mocnosti, vystupujúce v rôznych nivách, ako aj polohy zelených (veľmi zriedkavo červených) slieňov, miestami 6 až 10 m mocných. Je zaujímavé, že niektoré z týchto polôh prechovávajú veľmi bohatú, najmä planktonickú mikrofaunu (napr. profil Pružina). V tomto období sa sedimentačný bazén považsko-hanušovského pásma značne rozšíril a prehĺbil po celej svojej dĺžke, čo sa začína prejavovať aj v menšej pestrosti fácií. V jeho východnom úseku (Chmeľov — Hanušovce — Beňatina) sa v nezmenenej fácii usadili pročské vrstvy s tým rozdielom, že miestami alternujú so súvrstvím s prevahou pestrých ílovcov alebo slieňovcov (profil Bystré, Medzianky atď.). V hričovsko-žilinskom vývine v podstate možno v tomto období odlíšiť dve význačnejšie fácie. Prvú predstavuje flyšové súvrstvie, ktoré sa pozvoľna vyvíja z paleocénneho flyšu (pásmo Hradisko — Ovčarisko) s tým rozdielom, že pestré sliene a ílovce smerom do nadložia ubudajú (= žilinské súvrstvie, porov. O. Samuel 1972). Druhou výraznou fáciou je flyšoidné súvrstvie s početnými rífovými blokmi a polohami zlepencov (= hričovské súvrstvie, cf. O. Samuel l. c.) a súľovské zlepence, ktoré smerom do panvy vyznievajú. Na rozdiel od iných oblastí sú tu enormne kumulované (A. Matějka, in Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Žilina, odhaduje ich mocnosť až na 850 m; túto hrúbku je však potrebné čiastočne revidovať) a morfologicky dnes vytvárajú svojrázne útvary. Ich akumulácia zo sedimentologického ani

paleogeografického hľadiska nebola dodnes dostatočne objasnená. D. Andrusov — M. Kuthan (1944) z vyššej časti komplexu súľovských zlepencov opisujú menšie bloky a valúny hnedého uhlia, na základe čoho D. Andrusov (1965) usudzuje, že sú svedectvom krátkodobej kontinentálnej epizódy, ktorú spôsobilo dočasné zdvíhanie a prerušenie sedimentácie. Určitým dôkazom vertikálnych pohybov a v dôsledku toho i oscilácie pobrežnej čiary môžu byť tiež „numulitové" valúny, ktoré sú petrografickým a faunistickým zložením identické s horninami, ktoré často vystupujú na povrch v ich tesnej blízkosti. Tento zjav je dôkazom rozrušovania a redeponácie v plytkom (litorálno-neritickom) prostredí už prv vytvorených a diageneticky spevnených organogénnych vápencov do stratigraficky iba málo mladších vrstiev.

V myjavskom vývine v spodnom eocéne sa sedimenty z litologicko-faciálneho hľadiska v porovnaní so stredným a vrchným paleocénom v podstate nemenia. Len v pásme Kravaríky — Bradlo — Stará Turá sa vo vertikálnom smere fácie postupne zjemňujú. Kravarické hrubodetritické súvrstvie pozvoľna nahrádza strednorytmický flyš s vložkami pestrých slieňov a ílovcov s bohatým obsahom planktonických foriem, čo svedčí o prehĺbení sedimentačného priestoru.

Podľa výskumov G. Kopeka, E. Dudicha et T. Kecskemétiho (1972) v Maďarsku začalo spodnoeocénne more vnikať od JZ v súvise s poklesnutím mezozoického substrátu, ktorý prebieha jv. od rábskej línie. Sedimenty tejto transgresie sa vyskytujú v juhozápadnom Bakoni. V severovýchodnej ani východnej časti Bakoňa sa spodnoeocénne sedimenty (in situ) nevyskytujú. Z tohto hľadiska je veľmi zaujímavé tvrdenie o spodnoeocénnych sedimentoch v Dorog-tokodskej panve (L. Gidai 1967, 1970, 1971a—d), s ktorou paleogeograficky i geneticky bezprostredne súvisí i naša štúrovská oblasť a predstavuje jej severnú okrajovú (príbrežnú) časť. Vychádzajúc z genetickej spätosti i litologicko-faciálnej podobnosti s dorog-tokodskou oblasťou v starších prácach sa predpokladalo, že i v štúrovskej oblasti existujú sedimenty spodnoeocénneho veku. Až práca O. Samuel — M. Vaňová (1967) však upozorňuje, že tieto údaje treba revidovať, pretože ani podľa jednej zo skúmaných paleontologických skupín sa v morskom vývine nenašli sedimenty staršie ako vrchný lutét. Z uvedeného teda vyplýva, že spodnoeocénna transgresia do dorog-tokodskej oblasti od severu neprichádza vôbec do úvahy. Takto sa taktiež vylučuje teoretická možnosť spojenia spodného eocénu (cuisu) južného Bakoňa veľkou okľukou cez územie Podunajskej nížiny obídením Vysokého a severovýchodného Bakoňa (porov. G. Kopek, E. Dudich et T. Kecskeméti 1972).

Spodnolutétske sedimenty v oblasti južne od bradlového pásma sú viazané predovšetkým na zónu determinovanú už v paleocéne a spodnom eocéne a v nepatrnej miere na ďalšie poklesávajúce časti centrálnych jednotiek

Západných Karpát; v týchto častiach, na rozdiel od vyššie spomínanej zóny s paleocénnym a spodnoeocénnym obsahom sedimentov, je spodný lutét transgresívny.

V oblasti Štúrova nebol zatiaľ v marinnom vývine preukázaný spodný lutét. V Bakonskom pohorí sa v tomto období vytvorili prvé podmienky pre vznik uhlia vo viacerých geotektonicky determinovaných pruhoch. V období spodného lutétu sa transgresia mora rozšírila z južného Bakoňa na severovýchod, obiduc kordilieru Vysokého Bakoňa. V tomto období vniklo more i na územie Tatabáne a Dorogu (G. Kopek, E. Dudich et T. Kecskeméti 1972). V tomto období neprichádza ešte do úvahy spojenie budínskeho vývoja s centrálnokarpatským paleogénom.

Veľké paleogeografické zmeny môžeme pozorovať začiatkom vrchného lutétu najmä v oblasti vnútorných Západných Karpát, čiastočne v magurskom bazéne a v prechodnom pásme medzi magurským a duklianskym sedimentačným priestorom.

Vo vlastnom duklianskom priestore pokračuje sedimentácia podmenilitového súvrstvia bez výraznejších litofaciálnych a sedimentologicko-textúrnych zmien. V prechodnom pásme (Miková — Snina) začínajú sa až koncom vrchného lutétu prejavovať litofaciálne vplyvy, ktoré sú pre toto obdobie veľmi charakteristické pre magurský sedimentačný bazén. Nad vrchnými pestrými vrstvami podmenilitového súvrstvia začínajú sa objavovať polohy s litotypom zlínskych vrstiev. Z tohto možno usudzovať, že kordiliera prejavujúca sa až po vrchný lutét začína postupne strácať význam, a ako to ďalej uvidíme, vo vrchnom eocéne o jej prejavoch nemáme už žiadne dôkazy.

Magurské pásmo bolo rozdelené na čiastkové tektonické jednotky (račianska, bystrická, kochanovská = čerhovská = udavská) práve na základe rozdielnych litofácií, ktoré sa začali prejavovať hlavne vo vrchnom lutéte. V južnej časti panvy (v kochanovskej čiastkovej jednotke) sa naďalej usadzuje hruborytmické flyšové súvrstvie, ktoré sa smerom na S a SV (v račianskej a bystrickej čiastkovej jednotke) zjemňuje (lackovské, makovické a zlínske súvrstvie). Koniec vrchného lutétu je v strednej a južnej časti magurského sedimentačného priestoru poznamenaný pelitickou netypickou flyšovou sedimentáciou (pestré íly a ílovce). Približne v tomto čase sa analogický pelitický typ sedimentov usadzuje aj v beňatinskom vývine. Haligovský vývin od najvyššieho lutétu postupne začína nadobúdať spoločné litologickofaciálne črty s centrálnokarpatským paleogénom.

V hričovsko-žilinskom vývine sa charakter sedimentov v podstate nezmenil. Jedine pestré ílovce vo flyšovom súvrství sa takmer úplne strácajú. V myjavskom vývine sa v tomto období vcelku zjemňuje charakter sedimentov. Na rozdiel od hričovsko-žilinského vývoja vložky pestrých slieňov a ílovcov nadobúdajú význam a v úseku bližšom k bradlovému pásmu sú nezriedka

sprevádzané olistolitmi, hlavne zo slieňovcov vrchnej kriedy bradlového pásma.

Najvýraznejšie paleogeografické zmeny nastali v oblasti vnútorných Západných Karpát, kedy vrchnolutétska transgresia zasiahla od S, resp. SZ a SV prevažnú časť centrálnych jednotiek Západných Karpát. Reliéf podkladu paleogénu bol v dôsledku dlhodobej denudácie morfologicky veľmi rozčlenený, takže vrchnolutétske more vypĺňalo sedimentmi najprv depresie a pri postupnej subsidencii boli potom zaplavené vyvýšeniny. Aj v dôsledku týchto javov si môžeme vysvetliť v niektorých prípadoch veľké zmeny v mocnostiach bazálneho hruboklastického transgresívneho súvrstvia pomerne na krátke vzdialenosti.

Počnúc V. Uhligom (1903) takmer všetci pracovníci, ktorí sa zaoberali výskumom centrálnokarpatského paleogénu, konštatovali, že bazálne transgresívne zlepence sa spravidla skladajú z materiálu bezprostredného podložia. Nakoľko v oblastiach jadrových pohorí leží centrálnokarpatský paleogén takmer výlučne na subtatranských druhohorách, obsah valúnov kryštalinika je v bazálnej transgresívnej litofácii minimálny. Prekvapujúce je, že v centrálnokarpatskom paleogéne (až na malé výnimky v bezprostrednej blízkosti bradlového pásma) vôbec nenachádzame žiadne stopy po senónskych horninách, resp. redeponovanú senónsku faunu vo flyšových súvrstviach. Túto skutočnosť treba mať na zreteli predovšetkým pri paleogeografických úvahách v období vrchného senónu v súvislosti s centrálnymi Západnými Karpatmi, nakoľko súhlasne s viac-menej všeobecne prijímaným názorom viacerých autorov, napr. D. Andrusov — J. Bystrický (1959), píšu: „Centrálne Západné Karpaty neboli v senóne veľkým ostrovom, ale boli v značnej miere zaplavené senónskym morom. Nedostatočnú prítomnosť senónu v podloží paleogénu skoro na celom území stredného Slovenska treba teda vysvetliť účinkom najmä predpaleogénnej erózie". Ako dôkaz svojho názoru uvádzajú nález senónu na mezozoiku Muránskeho krasu južne od Šumiaca (porov. tiež A. Biely — J. Salaj 1966). Absolútny nedostatok autochtónnych senónskych sedimentov, alebo v mladších formáciách prípadne stopy po redeponácii senónskej mikrofauny v pelitickej zložke pri paleogeografickej rekonštrukcii vrchnosenónskej geosynklinály centrálnych Západných Karpát nemožno obísť.

Na základe sedimentologického štúdia najmä R. Marschalka (1966, 1968), resp. jeho spoluatorov (R. Marschalko — A. Radomski 1960; R. Marschalko — J. Volfová 1960; R. Marschalko — P. Gross 1968), ako aj ďalších pracovníkov (F. Pícha 1964; D. Andrusov 1965; F. Chmelík in Reg. geol. II/2 1967) a biostratigrafického výskumu D. Andrusova — E. Köhlera (1963); E. Köhlera (l. c.), M. Vaňová (l. c.) a autora (l. c.) možno konštatovať, že začiatkom transgresie oblasť centrálnych Západných

Karpát nebola tak rozčlenená horskými skupinami, ako ich nachádzame dnes. S určitosťou možno však tvrdiť, že tu jestvovali kordiliery väčšieho i menšieho významu, ktoré boli zaplavené buď neskoršie, alebo mohli existovať počas celého obdobia sedimentácie centrálnokarpatského paleogénu. Jednou z takýchto kordilier bola kordiliera tzv. liptovského polostrova, ktorá bola zaplavená až v priabone. Ďalšie kordiliery podľa názoru vyššie spomínaných autorov mohli existovať na Orave (tzv. oravská kordiliera), s. a sv. od Vysokých Tatier a na J od dnešnej Bánovskej a Hornonitrianskej kotliny. Z analýzy prúdových sedimentárnych textúr, valúnov v hruboklastickom súvrství a stratigrafického rozboru vyplýva, že niektoré hruboklastické súvrstvia donedávna považované (porov. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, Reg. geol. II/2, 1967) za bazálne (napr. súľovské zlepence v oblasti Súľova, zlepence v šambronskom pásme, v oblasti Hanušoviec, ako aj medzi Braniskom a Čiernou horou atď.) predstavujú marginálnu fáciu, ktorej hruboklastický materiál smerom do panvy vyznieva a tvorí interformačné telesá vo flyšových súvrstviach. Generálne smery znosu, najmä podľa výskumov R. Marschalka (1966, 1968) sú zakreslené v priložených paleogeografických mapkách.

Výrazné paleogeografické zmeny vznikajú tiež v období tzv. stredného lutétu na území Maďarského stredohoria (porov. G. Kopek, E. Dudich et T. Kecskeméti 1972). V tomto období nastáva prerušenie sedimentácie (okrem oblasti južného Bakoňa), ktoré sa v maďarskej literatúre všeobecne označuje ako intralutétska denudácia. Toto obdobie podľa nášho stratigrafického členenia zapadá do vrchnej časti spodného lutétu. Po intralutétskej denudácii vo vrchnom lutéte, presnejšie v období reprezentovanom zónou *Nummulites perforatus*, prichádza aj v oblasti Maďarského stredohoria k najvýraznejšej transgresii. Časove túto transgresiu možno stotožňovať s tzv. fornajskou (H. Taeger 1909) a biarritskou transgresiou (L. Hottinger — H. Schaub 1960), ako aj s transgresiou centrálnokarpatského paleogénu.

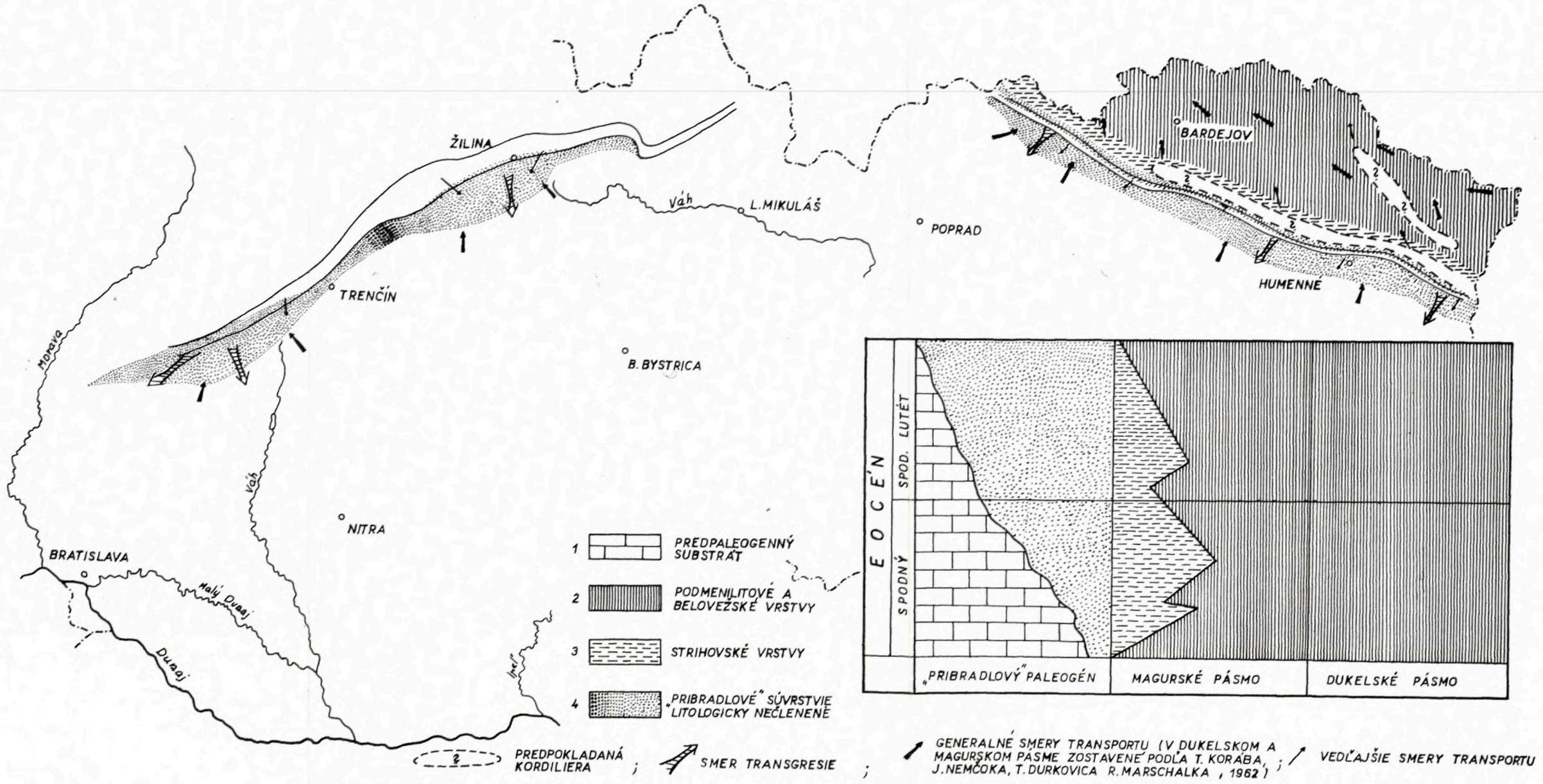
Z uvedeného vyplýva, že vrchnolutétska transgresia nemá iba lokálny význam, ale časovo korešponduje s transgresiami, ktoré sa prejavili v rôznych oblastiach strednej a čiastočne i západnej Európy. Z hľadiska teritoriálneho rozsahu strednolutétske orogenetické prejavy patria po laramskej fáze vrásnenia k ďalšiemu výraznému obdobiu paleogénu, ktoré by mohlo mať svoje osobitné označenie. V tejto práci ju pracovne označujeme ako „praepyrenejská fáza".

Začiatok vrchného eocénu (smerom na sever s určitým časovým posunom) je poznačený nielen v študovanom území, ale vôbec v celej flyšovej geosynklinále obdobím kľudnej sedimentácie, ktorá sa prejavila usadením podmenilitových (globigerínových) slieňov (šešorský horizont).

V súvislosti s podmenilitovými (globigerínovými) slieňmi je nutné poznamenať, že v magurskej jednotke je vyvinutý prevažne vo fácii červených a zried-

Obr. 2 **Náčrt paleogeografických pomerov v cuise až spodnom lutéte**

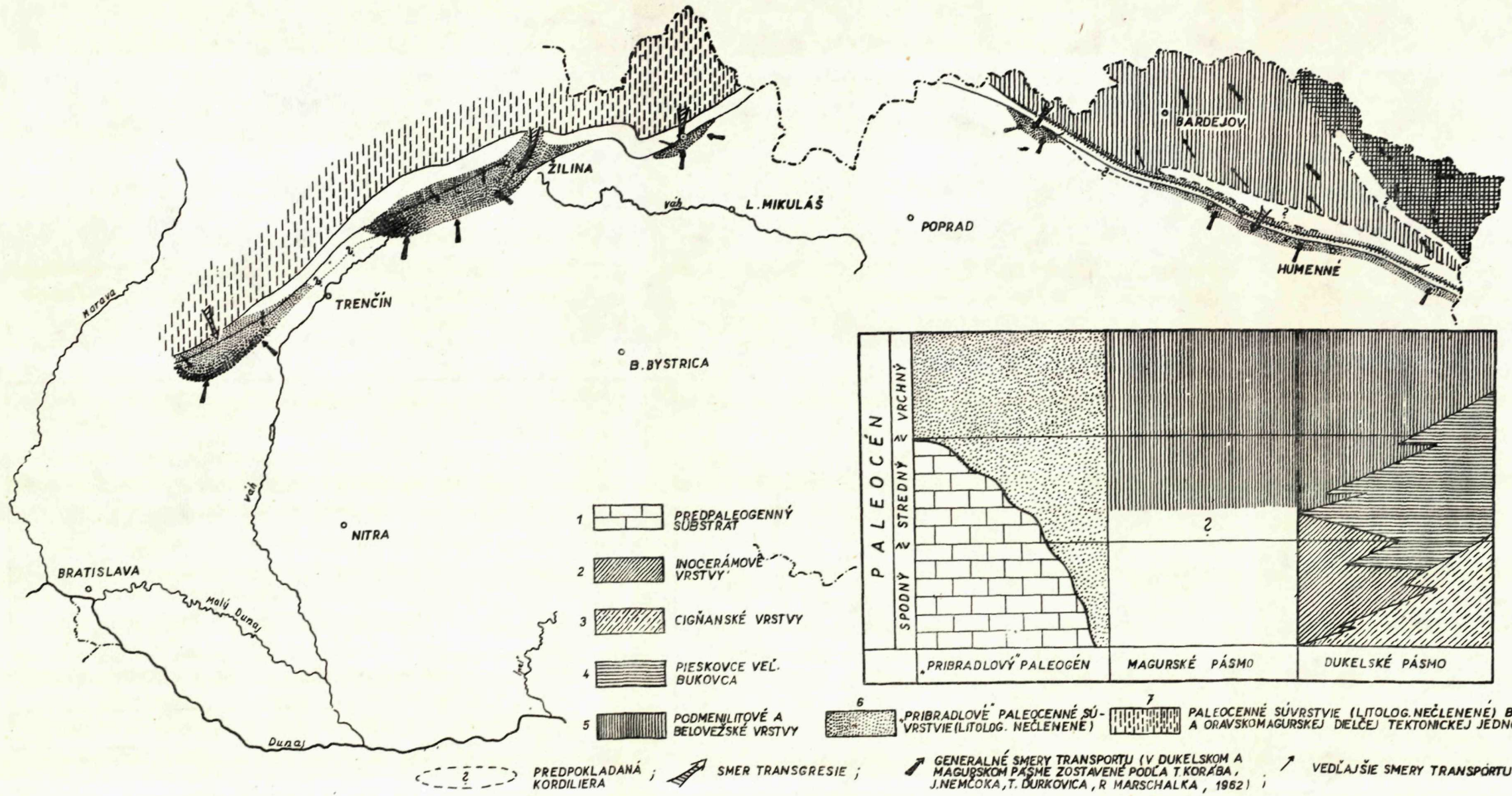
Fig. 2 **Outline of paleogeographical situation in the Cuisian to Lower Lutetian**



1 — Pre-Paleogene substratum; 2 — Submenilite and Beloveža Beds; 3 — Strihov Beds; 4 „Peri-Klippen" complex undivided lithologically; Explanations like in foregoing text-figures.

Obr. 1 **Náčrt paleogeografických pomerov v paleocéne**

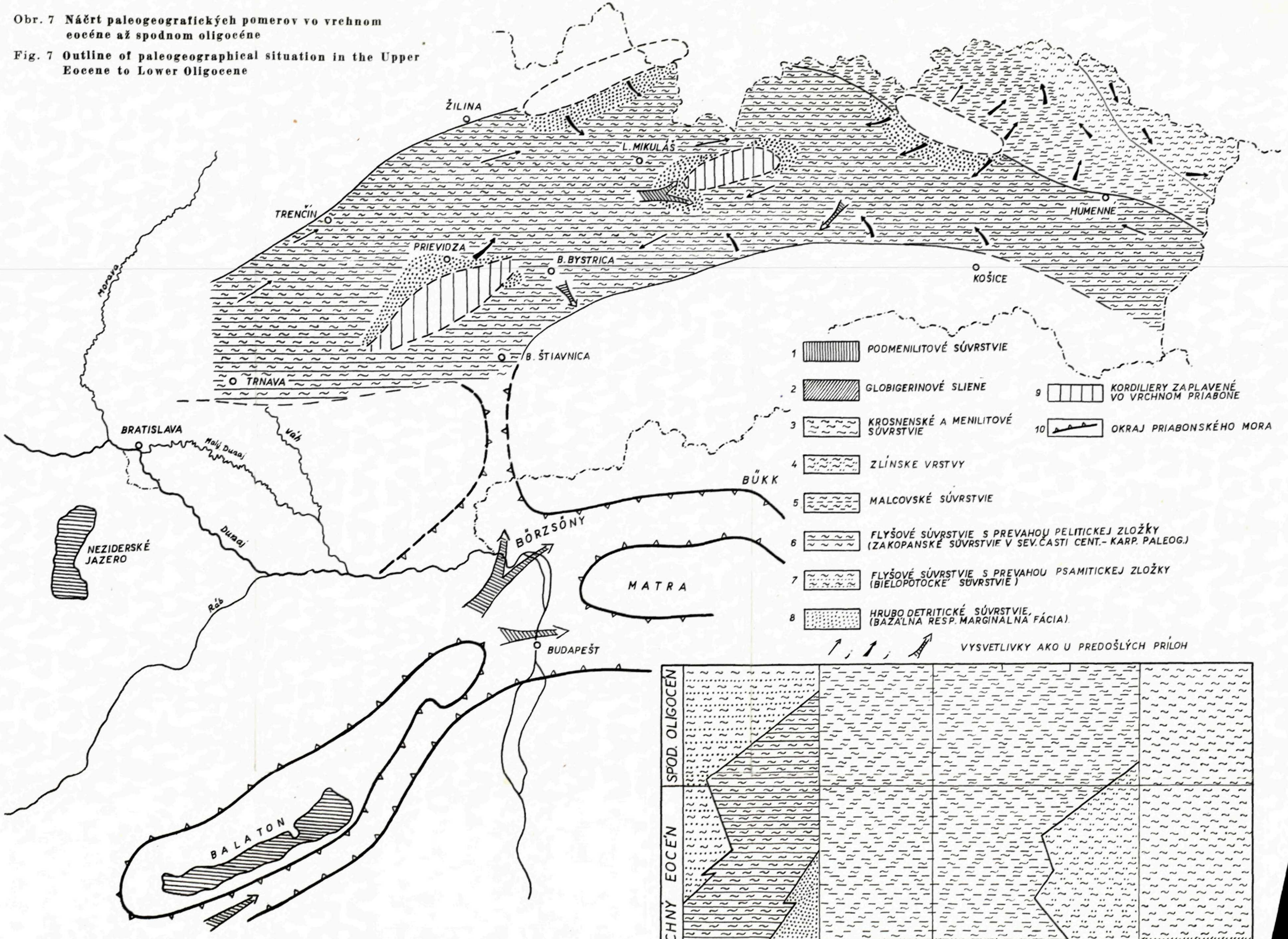
Fig. 1 **Outline of paleogeographical situation in the Paleocene**



Explanations: 1 — Pre-Paleogene substratum; 2 — Inoceramus Beds; 3 — Cisna Beds; 4 — Sandstones of Veľký Bukovec; 5 — Submenilite and Beloveža Beds; 6 — „Peri-Klippen" Paleocenecomplex (undivided lithologically); 7 — Paleocene complex (undivided lithologically) of the Biele Karpaty and Orava tectonic subunits; 8 — Supposed cordillera; Direction of transgression (Dashed arrow); General direction of transportation (Thick-full arrow;i n the Dukla and Magura zones compiled according to T. Koráb, J. Nemčok, T. Ďurkovič, R. Marschalko 1962); Subsidiary directions of transportation (Thin arrow).

Obr. 7 **Náčrt paleogeografických pomerov vo vrchnom eocéne až spodnom oligocéne**

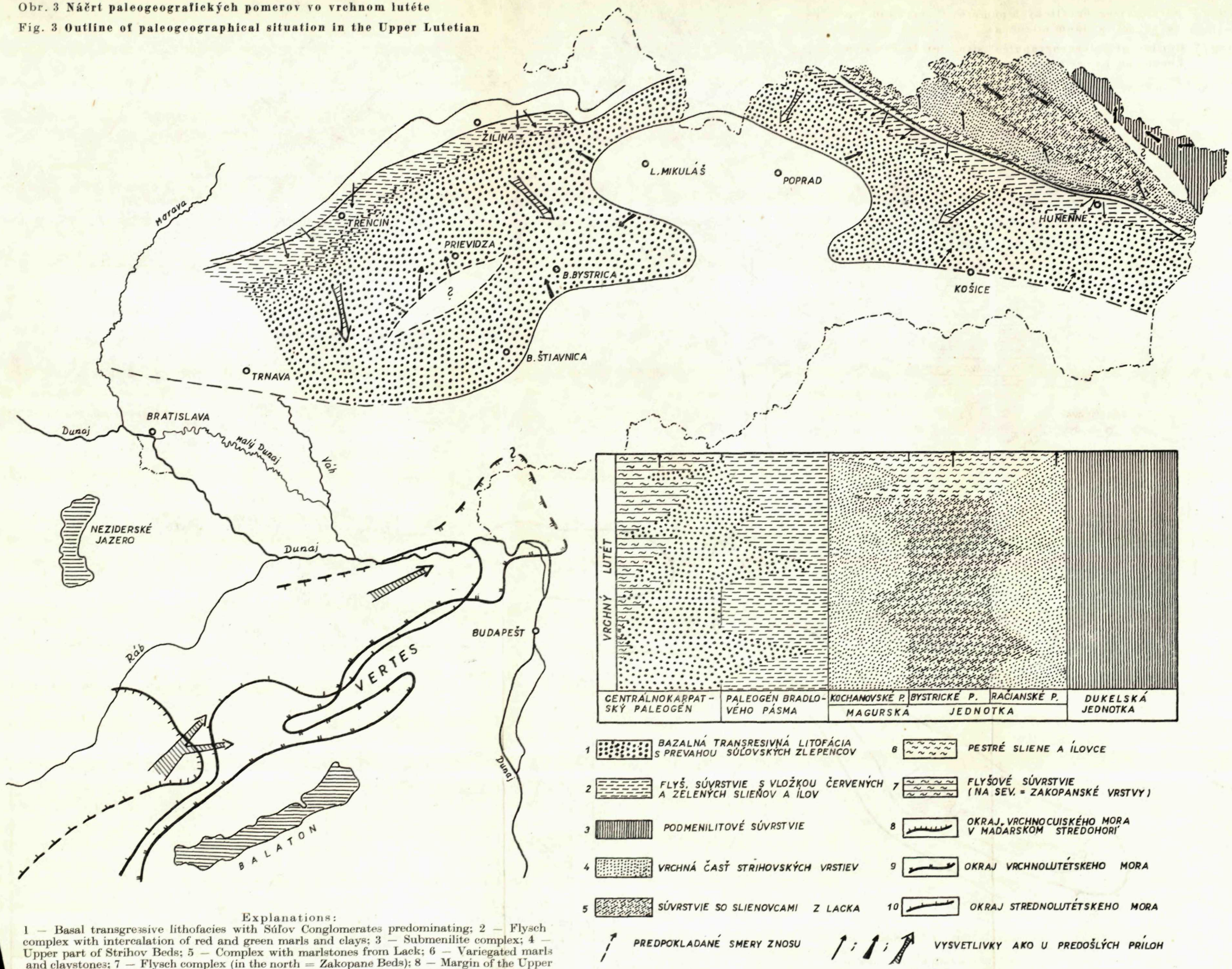
Fig. 7 **Outline of paleogeographical situation in the Upper Eocene to Lower Oligocene**



Explanations:
1 — Submenilite Beds; 2 — Globigerina Marls; 3 — Krosno and Menilite Beds; 4 — Zlín Formation; 5 — Maľcov Beds; 6 — Flysch complex with pelitic constituent predominating (Zakopané complex in the northern part of the Central Carpathian Paleogene); 7 — Flysch complex with psammitic constituent predominating (Biely Potok complex); 8 — Coarse detrital complex (basal and, or marginal facies); 9 — Cordilleras flooded in the Upper Priabonian; 10 — Margin of the Priabonian sea; Explanations like in foregoing figures.

Obr. 3 **Náčrt paleogeografických pomerov vo vrchnom lutéte**

Fig. 3 **Outline of paleogeographical situation in the Upper Lutetian**



Explanations:

1 — Basal transgressive lithofacies with Súľov Conglomerates predominating; 2 — Flysch complex with intercalation of red and green marls and clays; 3 — Submenilite complex; 4 — Upper part of Strihov Beds; 5 — Complex with marlstones from Lack; 6 — Variegated marls and claystones; 7 — Flysch complex (in the north = Zakopane Beds); 8 — Margin of the Upper Cuisian sea in the Hungarian Midmountains; 9 — Margin of the Upper Lutetian sea; 10 — Margin of the Middle Lutetian sea; Explanations like in foregoing text-figures.

kavo zelených slieňov v tesnom podloží menilito-malcovskej série. V severovýchodnej časti duklianskej jednotky i v paleogéne bradlového pásma ho tvoria zelené až šedohnedé sliene 7—10 m mocné. Nižšie uvedený stratigrafický rozbor a čiastočne i litologický charakter ukazujú nápadnú analógiu s globigerínovým horizontom (šešorský horizont, sensu sovietskych geológov, porov. O. S. Vjalov, N. V. Dabagjan et O. V. Mjatliuk 1963), ktorý je vyvinutý vo viacerých vrstevných sledoch v rôznych tektonických jednotkách v karpatskej flyšovej geosynklinále.

Globigerínové sliene prechovávajú bohaté spoločenstvá planktonických foraminifér, najmä globigerín. Zaujímavé pritom je, že tu takmer úplne chýba globorotaliová zložka (s. l.), pričom počet druhov globigerín je taktiež veľmi obmedzený. V populácii planktonických foraminifér výrazne dominujú formy veľmi blízke druhu *Globigerina pseudovenezuelana*, Blow et Banner a po ňom formy s umbilikálnou komôrkou, ktoré v karpatskej literatúre označujeme ako *Globigerina* cf. *dissimilis* Cushman et Bermúdez (*Globigerinita dissimilis* Cushman et Bermúdez). Druhy *Globigerina ex gr. yeguaensis* Weinzierl et Applin, *Globigerina linaperta* Finlay, *Globigerina tripartita* Koch, *Globigerina linaperta compacta* Subbotina, *Globigerina pseudoapliapertura* Blow et Banner, *Globigerina eocaena compacta* Subbotina, *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace, *Globigerina ex gr. praebulloides* Blow, *Turborotalia (T.) centralis* (Cushman et Bermúdez), *Globorotaloides suteri* Bolli, ďalšie sa vyskytujú spravidla len vzácne. V študovanej oblasti sa globigerínové sliene nachádzajú pod pásmom *Globigerina officinalis*, na základe čoho ich považujeme za ekvivalentné pásmu *Globigerapsis index*.

V súvislosti s globigerínovými slieňmi sa ešte môže diskutovať o otázke, či ich sedimentácia nezasahovala až do vrchného priabonu, t. j. do nášho pásma *Globigerina officinalis*. K tomuto názoru sa prikláňa v dôsledku posunutia pásma *Cyclamina amplectens* až do vrchného eocénu O. S. Vjalov, N. V. Dabagjan et O. V. Mjatliuk (1963), ako aj kolektív autorov v syntetizujúcom diele z ukrajinských Karpát (Geologičeskoje strojenije etc. 1971). V podstate rovnaký názor zastáva J. Bleicher (1961) s tým rozdielom, že v poslednej práci (1970) posúva vrchnú časť globigerínových slieňov až do spodného oligocénu, pričom vek podmenilitových slieňov vcelku označuje ako eooligocén. Tento výraz nemá však z hľadiska stratigrafického kódu ani medzinárodnej chronostratigrafickej stupnice svoju opodstatnenosť.

V práci B. Leško — O. Samuel (1968) sme konštatovali, že hoci sme pri našich výskumoch zatiaľ nezistili zásah sedimentácie globigerínových slieňov do pásma *Globigerina officinalis*, nemožno ho ani jednoznačne vylúčiť. Na základe detailného odberu vzoriek z profilov globigerínových slieňov sme zistili, že len v Inovci v tesnom podloží menilitových bridlíc (cca 30—50 cm) vyskytuje asociácia s *Globigerina officinalis* Subbotina, ktorá by už čiastočne zodpovedala nášmu pásmu *Globigerina officinalis*. Táto skutočnosť však na podstate veci nič nemení, nakoľko prevažná časť globigerínových slieňov v centrálnokarpatskom paleogéne, v paleogéne bradlového pásma (považsko-hanušovské pásmo), v magurskom pásme i v južných štruktúrach duklianskej jednotky

sedimentovala v spodnom priabone, t. j. v našom pásme *Globigerapsis index*. Preto rozdielne stratigrafické ponímanie predmenilitových (globigerínových) slieňov je nutné posudzovať aspoň z troch aspektov:

1. z presnej definície, ako autor chápe hranicu medzi vrchným eocénom a spodným oligocénom na základe planktonických foraminifér;

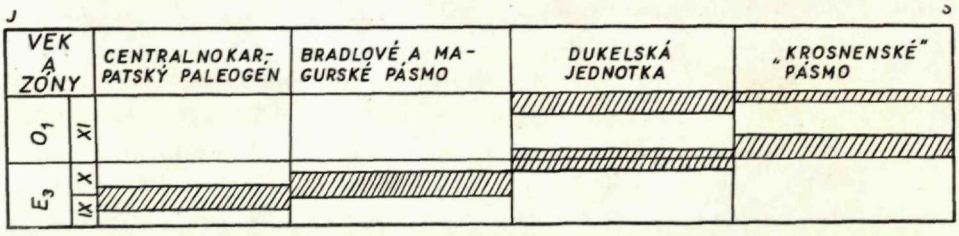
2. ktorému sukcesívnemu pásmu zodpovedajú populácie planktonických foraminifér, vyskytujúce sa v poedmenilitových (globigerínových) slieňoch, pričom je nutné brať do úvahy i charakter asociácie, vyskytujúcej sa v ich podloží a nadloží;

3. z hľadiska celkovej geologickej superpozície.

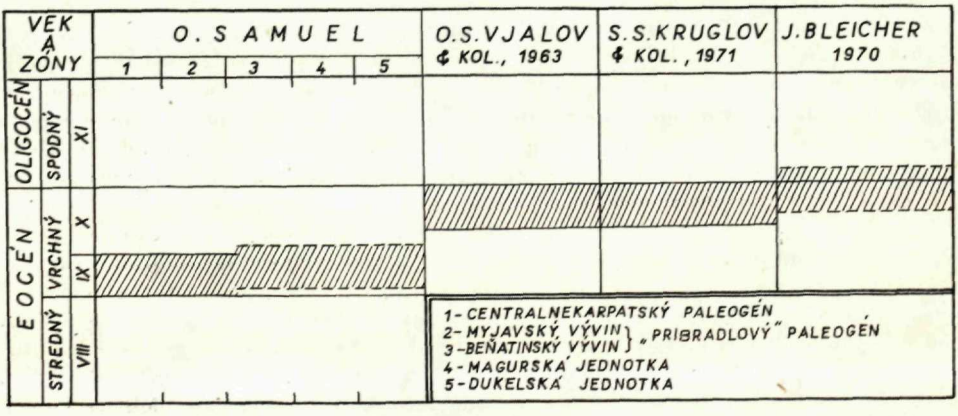
Ak budeme posudzovať biostratigrafickú pozíciu globigerínových slieňov, zistíme, že v centrálnokarpatskom paleogéne netvoria súvislý horizont, ale sú vyvinuté podobne ako bridlice menilitového typu len rudimentárne, spravidla v tesnom podloží spomínaných bridlíc menilitového typu. Napr. v myjavskom vývine (Myjava — tehelňa) sa nachádzajú nad asociáciou charakteristickou pre vrchný lutét. V podobnej pozícii vystupujú i v Rajeckej doline, kde je ich stratigrafická pozícia doložená i veľkými foraminiferami (porov. D. Andrusov, H. Bystrická et E. Köhler 1962). V paleogéne

Obr. 4
Fig. 4

Stratigrafická pozícia menilitových vrstiev
Stratigraphic position of the Menilite Beds



Stratigrafická pozícia globigerínových slieňov podľa rôznych autorov
Stratigraphic position of the Globigerina Marls according to various authors



1 — Central Carpathian Paleogene; 2 — Myjava development; 3 — Beňatina development; 4 — Magura unit; 5 — Dukla unit; (2 and 3 „Peri-Klippen" Paleogene)

bradlového pásma (Ujak, Inovce — vých. Slovensko) sa pozvoľna vyvíjajú z pestrých ílovcov, ktoré prechovávajú asociácie zodpovedajúce pásmu *Cyclamina amplectens*. Práve v paleogéne bradlového pásma spolu s aglutinovanými foraminiferami nachádzame i vápnitý bentóz a planktonické foraminifery. Ani v jednom prípade sme nezistili, že by sa *Cyclamina amplectens* Grzybowski vyskytovali v asociácii, ktorú podľa nášho delenia kladieme do zóny *Globigerapsis index*. Z uvedeného teda vyplýva, že nemáme zatiaľ žiadne fakty, ktoré by potvrdzovali, že asociácie s *Cyclammina amplectens* reprezentujú v chronostratigrafickej stupnici i spodný priabon, s ktorým korelujeme našu zónu *Globigerapsis index*.

V magurskej flyšovej jednotke boli globigerínové sliene zistené len v synklinálnom pásme Brezovky a Malcov—Richvald—Raslavice—Giraltovce, kde sú zachované malcovské vrstvy, ktoré majú v spodnej časti len rudimentárne vyvinuté menilitové bridlice. Spravidla aj tu globigerínové sliene nachádzame v tesnom podloží menilitových vrstiev a v nadloží pestrých, prevažne červených ílovcov, z ktorých sa pozvoľna vyvíjajú. Pestré ílovce aj tu obsahujú asociácie s druhom *Cyclammina amplectens* Grzybowski a *Ammodiscus latus* Grzybowski, ktoré podľa nášho delenia taktiež zodpovedajú lutétu, čo je v súlade aj s výskumom nanoplanktónu (porov. H. Bystrická, B. Leško et O. Samuel 1970).

V duklianskej jednotke sú tiež vyvinuté v tesnom podloží menilito-krosnianske série. Pokiaľ tu boli zistené asociácie planktonických foraminifér, tak sú spravidla deformované a neboli pre nedostatok dobrých odkryvov detailne spracované. Asociácie, ktoré máme k dispozícii, sú zložené z globigerín, ktoré sa v podstate druhovo neodlišujú od asociácií z magurskej jednotky.

Na druhej strane nemožno však obísť ani skutočnosť, že niektoré druhy, ktoré uvádza J. Bleicher (l. c.) zvlášť z vrchnej časti podmenilitových (globigerínových) slieňov (*Globigerina ampliapertura* Bolli, *Gl. apertura* Subbotina 1953 (non Cushman 1918) = *Gl. turkmenica* Chalilov 1948, *Gl. angustiumbilicata* Bolli, *Gl. leroy* Blow, *G. planoexilis* nov. sp., *G. officinalis crux subsp.* nov. (= *G. sennilis* Bandy 1959), *Turborotalia bannerblowi* nov. sp. [= *Gr. (T.) gemma* Jenkins 1965], *Chiloguembelina gracillima* (Andreae) a *Globanomalina naguewichiensis* (Mjatliuk) majú veľa spoločných znakov už s karpatskou zónou *Globigerina officinalis*, ktorú korelujeme s vrchným priabonom (porov. O. Samuel 1965 resp. O. Samuel — J. Salaj 1968). Z uvedeného teda vyplýva, že podmenilitové (globigerínové) sliene v oblasti, ktorú skúmala J. Bleicherová i sovietski geológovia, sa usadzovali vo vrchnom priabone. Tento názor vyhovuje aj z hľadiska geologickej superpozície, nakoľko podmenilitové (globigerínové) sliene takmer z celej flyšovej geosynklinály pochádzajú z tesného podložia menilitových bridlíc, resp. menilitového súvrstvia, pričom názor o diachronickom veku menilitových vrstiev môžeme považovať za dostatočne preukázaný. Z tohto potom logicky vyplýva, že aj stratigrafická pozícia podmenilitových (globigerínových) slieňov

nie je synchrónna, ale v závislosti od stratigrafického postavenia menilitových vrstiev je od juhu na sever mladšia.

Všeobecne vo vrchnom eocéne a v oligocéne sa v magurskom i duklianskom priestore zmenšil prínos detritu, takže sa uložili prevažne pelitické sedimenty (euxinická sedimentácia v zmysle M. Książkiewicza 1963), ako napr. papínske súvrstvie, vrchná časť zlínskych vrstiev, menilitové a krosnianske súvrstvie.

Litologický charakter sedimentácie zotrval aj v oligocéne a zachvátil aj juhovýchodnú časť magurského sedimentačného priestoru, kým v západnej časti južnej panvy sa súčasne ukladalo hrubozrnné súvrstvie magurského pieskovca.

V duklianskom priestore bola táto euxinická sedimentácia občas prerušená hrubozrnnou sedimentáciou, čím sa tam vytvorili pieskovce od Mszanky a cergowské pieskovce. Hlavným zásobovateľom detritického materiálu bola podľa M. Książkiewicza (1963) kordiléra, rozprestierajúca sa medzi južným (magurským) a severným bazénom. Transport znosového materiálu obstarávali prúdy zo SZ a S. V južnej panve bol znosový materiál ukladaný prúdmi od JV a J (porov. T. Koráb, T. Ďurkovič, J. Nemčok et R. Marschalko 1962), teda zo zdroja, ktorý sa aktívne prejavoval v magurskej sedimentačnej oblasti už v staršom paleogéne. V strednom oligocéne postupne vyznieva sedimentácia flyšových Karpát na našom území.

Beňatinský vývin v období vrchného eocénu a oligocénu má z faciálneho hľadiska v podstate rovnaký vývoj. Maľcovské súvrstvie napr. v sv. časti východného Slovenska prekrýva celé bradlové pásmo a hlboko zasahuje do priestoru južne od bradlového pásma. Vlastný centrálnokarpatský paleogén sa v období vrchného eocénu až spodného oligocénu, hlavne v severnejšom pásme (Levočské pohorie a Šarišská hornatina, časť Oravy) vyznačuje sedimentmi s prevahou psamitických hornín (pieskovce levočské, konské, bielopotocké súvrstvie).

Vo vrchnom eocéne (priabone) v celej karpatskej i panónskej oblasti sú pozorovateľné vplyvy ilýrskych pohybov, ktoré spôsobili, ako sme tu už uviedli, zmenu sedimentácie a určité zmeny v konfigurácii sedimentačných bazénov; ďalej zaplavenie kordiliery tzv. liptovského poloostrova a okrajových častí Spišsko-gemerského rudohoria, kým na iných miestach, napr. tatransko-podhôľnej oblasti pohyby dvíhania (porov. D. Andrusov 1965).

V Maďarsku sa vytvoril dlhý morský výbežok, z ktorého jedna časť prebiehala na JV od pozdĺžneho ústredného vyzdvihnutého paleo-mezozoického valu. Táto vetva priniesla priame spojenie od územia severného Talianska cez Istriu, zalajskú panvu a cez úžinu ležiacu na juh od Balatonu až po Budínske pohorie. Druhá vetva sa vytvorila v jv. smere od Budínskeho pohoria popri segmentoch ležiacich vľavo od Dunaja. Pravdepodobne táto vetva pri-

niesla i prvé priame spojenie s veľkou panvou Sedmohradska cez Nagykároly. V súvislosti s ilýrskou periódou sa obnovili pohyby pozdĺž rábskej línie. V dôsledku týchto pohybov sa vyzdvihla sz. časť Maďarského stredohoria. Vyzdvihnutie miestami spôsobilo prerušenie, resp. osciláciu sedimentácie. Po krátkom hiáte sa opäť obnovila sedimentácia transgresiou mora v priabone (G. Kopek, E. Dudich et T. Kecskeméti 1972).

V dorog-štúrovskej oblasti boli ilýrske pohyby taktiež zaznamenané. Podľa údajov L. Gidaiho (1967, 1970, 1971a—d), vrchnoeocénne sedimenty ležia diskordantne na lutétskych. V okolí Štúrova sa v tomto období usadzovali veľmi pestré sedimenty sladkovodného až brakického charakteru. V ich nadloží sa našli sliene s bohatou planktónovou faunou foraminifér. Do súvislosti s ilýrskou fázou treba dávať tiež vniknutie mora do Budínskeho pohoria, kde sa usadili vápence s *Nummulites fabiani*, bryozové vápence a tzv. budínske sliene, ktoré sú vrchno-priabónskeho až spodno-oligocénneho veku (porov. T. Sztrákos 1972).

Doteraz nebol spoľahlivo objasnený problém komunikácií epikontinentálneho vývoja s centrálnokarpatským sedimentačným bazénom. Pokiaľ sa tejto otázky niektorí autori dotýkajú, tak väčšinou túto možnosť jednoznačne nevylučujú. Je pravda, že nemáme zatiaľ žiadne priame dôkazy. Preto aj pri našich úvahách sme nútení opierať sa o nepriame fakty. Jedným z takýchto faktov je skutočnosť, že v poslednej dobe i v Maďarsku bol zistený druh *Grzybowskia multifida* Bieda (osobné oznámenie T. Kecskemétiho), ktorý možno označiť za endemickú formu, známu len z vonkajšieho a vnútorného flyšu. Z uvedeného paleogeografického prehľadu komunikácií flyšovej geosynklinály s epikontinentálnym vývojom Maďarského stredohoria inou cestou ako formou „kanálov" cez priečne depresie spišskogemerskej kordiliery nemožno zatiaľ ani teoreticky objasniť. Rovnako veľké zblíženie môžeme pozorovať aj po biolofaciálnej stránke medzi bentóznou zložkou foraminiferových asociácií z najjužnejších častí centrálnokarpatského paleogénu a sev. časti dorogsko-štúrovskej oblasti. Podľa výskumov J. Papšovej (1970) makrofauna centrálnokarpatského paleogénu má taktiež veľa spoločných znakov s faunou Maďarského stredohoria, Istrie a Talianska. Najpravdepodobnejšia komunikácia medzi uvedenými vývinmi mohla existovať v období vrchného lutétu až priabonu približne v oblasti pokrytej stredoslovenskými neovulkanitami, pod ktorými boli v poslednej dobe navŕtané vrchnolutétske sedimenty.

Koncom priabonu nastáva v Maďarskom stredohorí (okrem Budínskeho pohoria), a teda i v našej štúrovskej oblasti krátke prerušenie. V centrálnokarpatskom paleogéne môžeme pozorovať v tomto období splytčovanie sedimentačného bazénu, ktoré sa prejavuje usadzovaním pieskovcových vrstiev, resp. vrstiev s prevahou pieskovcov. Sedimenty regresívneho, brakického alebo typicky molasového charakteru spojené s vyznievaním a vyvrásnením

paleogénnej geosynklinály neboli v magursko-krosnianskom ani centrálnokarpatskom priestore doteraz známe. V poslednej dobe brakické uloženiny boli pozorované v nepatrnom rozsahu v poklesnutej kryhe na Horehroní (Polomka). Obsahujú monospoločenstvo podobné typu *Ammonia beccarii* (L.). Za najmladší člen centrálnokarpatského sedimentačného cyklu považujeme vrstvy, vystupujúce pri Brezne (za továrňou „Mostáreň"), ktoré sa usadzovali najpravdepodobnejšie už v limnickom prostredí. Obsahujú bohatú oligocénnu makroflóru a peľ a spóry spodno až strednooligocénneho veku.

Po krátkej „infraoligocénnej" denudácii v Maďarskom stredohorí, ktorá z chronostratigrafického datovania zodpovedá najvyššiemu priabonu, prípadne až najspodnejšiemu oligocénu, t. j. časovému intervalu, ktorý sa približne kryje s našou zónou *Globigerina officinalis*, nastáva rozsiahla transgresia siahajúca hlboko až na naše územie. Je zaujímavé, že účinky tejto už tretej výraznej orogenetickej fázy sa prejavujú inverziou. Segmenty centrálnych Západných Karpát sa začínajú trvalo zdvíhať, kým centrálny panónsky masív klesať.

Prejavy orogénnych fáz

Paleogeografická rekonštrukcia sedimentačnej panvy a do značnej miery i paleotektonické prejavy sú priamo závislé na stratigrafickej rozpracovanosti skúmaného územia. Použitím mikropaleontologických metód pre chronostratigrafiu sa podarilo rozčleniť a zaradiť často mocné, jednotvárne flyšové súvrstvie, a tým hlbšie objasniť vyššie spomínaný vývoj sedimentačných panví.

Z mikrostratigrafických i geologických výskumov vyplýva, že v duklianskej jednotke medzi kriedou a paleogénom existuje neprerušená sedimentácia. Na rozhraní týchto dvoch útvarov pozorujeme jedine litofaciálnu zmenu v sedimentácii. V prevažnej časti duklianskej jednotky sa začínajú usadzovať pieskovce Veľkého Bukovca. Spomínaná zmena v sedimentácii stratigraficky zodpovedá obdobiu, keď bola v bradlovom pásme miestami prerušená sedimentácia. Túto časovú zhodu dávame do vzťahu s laramskou fázou, ktorej dôsledky sa vo vonkajšom flyšovom pásme prejavili jedine splytčením sedimentačného prostredia a usadzovaním prevažne mocných pieskovcových vrstiev.

V bradlovom sedimentačnom pásme nebol preukázaný spodný dan (najmä na z.), t. j. prvá karpatská planktonická zóna. Na základe tohto hiátu treba predpokladať, že laramská fáza spôsobila vyzdvihnutie a prerušenie sedimentácie v bradlovom sedimentačnom pásme. Z mikrobiostratigrafického rozboru paleogénu bradlového pásma, ako aj z analýzy klastických sedimentov vyplýva, že po laramskej fáze bradlová oblasť sa stala antiklinoriálnym pásmom, ktoré v období stredného paleocénu až spodného lutétu tvorilo typickú ar-

chipelovú „zónu", pozdĺž ktorej sa po vnútornej strane vytváralo osobitné sedimentačné pásmo, vyššie označené ako považsko-hanušovské.

Vzhľadom na rozdielne názory na rozšírenie „gosauskej" (brezovskej) fácie v centrálnych jednotkách Západných Karpát nemožno usudzovať o miere prejavu laramskej fázy v tejto oblasti. Dosť jednoznačne možno konštatovať, že centrálne jednotky v období paleocénu až spodného lutétu boli súšou a podliehali intenzívnej denudácii. Po laramskej fáze okrajové pásma začali pomaly subsidovať, pričom v určitých obdobiach pozorujeme výraznejšie „skoky" v subsidencii a adekvátne im i v transgresii. Tieto „skoky" pravdepodobne priamo súvisia s postlaramskými pohybmi v Západných Karpatoch a je zaujímavé, že i v priľahlej časti Maďarského stredohoria jedna z takýchto významnejších postlaramských fáz je medzi vrchným paleocénom a spodným eocénom (cuisom). V tomto období sa na jednej strane rozšírila transgresia do centrálnych jednotiek Západných Karpát (Domanižská kotlina, Malé Karpaty atď.) a na druhej strane tiež spôsobila vyzdvihnutie určitých častí so stredno až vrchnopaleocénnou sedimentáciou. V prospech tohto názoru sa prihovárajú ojedinelé valúny rífových vápencov, resp. vápnitých pieskovcov v mladších spodnoeocénnych až spodnolutétskych sedimentoch. V ukrajinskej časti bradlového pásma (in Geologičeskoje strojenije etc.) opisujú cuiskú transgresiu priamo v bradlovom pásme.

Ďalšou významnou fázou pôsobiacou v oblasti Západných Karpát výrazné paleogeografické zmeny je „praepyrenejská fáza", ktorá z chronostratigrafického hľadiska zapadá medzi spodný a vrchný lutét. V Západných Karpatoch spôsobila rozsiahlu transgresiu do centrálnych jednotiek, kým v Maďarskom stredohorí vyzdvihnutie a tým prerušenie v sedimentácii a denudáciu. V maďarskej literatúre sa toto obdobie všeobecne nazýva intralutétskou denudáciou. Magurské pásmo má po spodný lutét viacmenej jednotný litofaciálny vývoj (belovežské vrstvy). Počnúc vrchným lutétom nastali výrazné litofaciálne zmeny, na základe ktorých je vlastne magurská jednotka rozdelená na čiastkové jednotky.

Hoci v magurskom pásme východného Slovenska medzi stredným a vrchným eocénom nie je známa diskontinuita v sedimentácii, predsa sa v tomto období zmenil charakter fácií. Začína sa usadzovať malcovské súvrstvie, ktoré nerešpektuje zonárny litofaciálny vývin vo vrchnom lutéte, ale je uložené na nich diagonálne a v sz. časti východného Slovenska dokonca úplne prekrýva celé bradlové pásmo a zasahuje až do centrálnokarpatského paleogénu. Tieto zmeny sa všeobecne spájajú s ilýrskou fázou, ktorá sa v magurskom pásme prejavila len synsedimentárnymi pohybmi a spôsobila zmenu konfigurácie čiastkových sedimentačných pásiem a zmenu fácií. V centrálnokarpatskej oblasti v tomto období zasiahla transgresia tzv. liptovský polostrov, ktorý bol do tohto obdobia súšou.

D. Andrusov (1965) v oblasti Vysokých Tatier miestami predpokladá krátku predpriabonskú eróziu, ktorá sa spája s ilýrskymi pohybmi.

V Maďarskom stredohorí a priľahlej časti nášho územia medzi lutétom a priabonom boli preukázané početné lokálne prerušenia, alebo brakický až lagunárny vývin sedimentov, spojený so vznikom uhoľných preplástok. Tieto zmeny časove taktiež súvisia s ilýrskou fázou, ktorá bola vo väčšom rozsahu preukázaná takmer na celom Balkáne.

Pri mikrostratigrafickom rozbore sme uviedli, že to isté planktonické pásmo, ktoré sa nachádza v krosnianskych i vrchných menilitových bridliciach duklianskej jednotky, je vyvinuté i v magurskom pásme (malcovské vrstvy — vrchná časť) a takmer v celom centrálnokarpatskom paleogéne. Dávame ho do vzťahu so spodným oligocénom. Z týchto dôvodov nemôžeme dnes akceptovať doterajšie názory, ktoré spájali vyvrásnenie centrálnokarpatského paleogénu i magurského pásma pyrenejskou fázou. V plnom rozsahu sa prejavila v Maďarskom stredohorí a v priľahlej časti nášho územia, kedy boli eocénne sedimenty v tejto oblasti vyzdvihnuté a mierne germanotypne zvrásnené.

Oblasť vonkajšieho flyšového pásma a centrálnokarpatského paleogénu bola vyvrásnená štýrskymi fázami a konečne dotvorená moldavskou fázou.

Do tlače odporučil B. Leško

LITERATÚRA

[1] Andrusov, D. 1965: Geológia Československých Karpát, III. Vydavateľstvo Slov. akad. vied. Bratislava. — [2] Andrusov, D. — Bystrický, J. 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. Geol. zbor. 10/2. Bratislava. — [3] Andrusov, D. — Bystrická, H. — Köhler, E. 1962: Globigerinový horizont v centrálnokarpatskom paleogéne. Geol. zbor., 13/2. Bratislava. — [4] Andrusov, D. — Köhler, E. 1963: Nummulites faciès et développement prétectonique des Karpates occidentales centrales au Paleogène. — Geol. zbor., 14/1. Bratislava. — [5] Andrusov, D. — Kuthan, M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina (4361/2), v mierke 1:25 000. Práce Štát. geol. úst., 10. p. 196, pls. 1—24. Bratislava. — [6] Bandy, J. 1959 in Ellis, E. — Messina, A. 1940—1963: Cataloque of Foraminifera. — Spec. Pupl. Amer. Nac. Mus. New York. — [7] Biely A. — Salaj, J. 1966: K problému vrchnokriedových uložení na Horehroní. Geologické práce, Správy 40. Bratislava. — [8] Blaicher, J. 1961: Mikrofauna margli globigerinowych z rejonu faldu Podzamcza. Kwart. geol., 5/3. p. 602—612 pls. 1—3. Warszawa. — [9] Blaicher, J. 1970: „Globigeriny" podmenilitowych margli globigerinowych. Inst. Geol., Biul. 221, t. 5, p. 137—205, pls. 1—31. Warszawa. — [10] Blow, W. H. 1969: Late middle to Recent foraminiferal biostratigraphy. Procedings of the first International conference on planktonic microfossils, vol. 1, p. 199—421, pls. 1—54. Genève. — [11] Blow, W. H. — Banner, F. T. 1962 in Eames, T. E. et col.: Fundamentals of Mid — Tertiary stratigraphical correlation. At the University press p. 1—163, pls. 1—17. Cambridge. — [12] Borza, K. 1962: Petrografický výskum valúnov sedimentárnych hornín kriedových a paleogénnych zlepencov Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny. Geol. zbor., 13/2. Bratislava. —

[13] Bystrická, H. — Leško, B. — Samuel, O. 1970: Stratigrafia paleogénnych sérií severne od Malej Domaše. Geol. práce, Správy 51. Bratislava. — [14] Cushman, J. A. 1918 in Ellis, E. et Messina, A. 1940—1963: Catalog of Foraminifera. Special Publication Amer. Nac. Mus. New York. — [15] Geologičeskoje strojenije i gorjačije iskopajemyje Ukrajinskych Karpat. Ukr. NIGRI, vypusk 25. Moskva. — [16] Gidai, L. 1967: A Dorogi-medence eocén képződményei. Kand. ért. tézisei. Földt. Int. kiadása. Budapest. — [17] Gidai, L. 1970: Az eocén képződmények rétegtani helyzete a Dunántúli Középhegység ÉK-i részén. Stratigraphische Stellung der Eozänablagerungen im Nordosten des Transdanubischen Mittelgebirges. Földt. közlöny, 100. Budapest. — [18] Gidai, L. 1971a: Les données fournies par la révision géologique de quelques affleurements éocènes classiques de la région nord-est de Transdanubie. Ann. Inst. geol. publ. hung., 54/4, pars I, p. 79—97. Budapest. — [19] Gidai, L. 1971b: Coupe-repère éocène de la région nord-est de la Transdanubie. Ann. Inst. geol. publ. hung., 54/4, pars I, p. 99—111. Budapest. — [20] Gidai, L. 1971c: Les rayons de facies de l'Eocène dans la région nord-est de la Transdanubie. Ann. Inst. geol. publ. hung., 54/4, pars I, p. 113—139. Budapest. — [21] Gidai, L. 1971d: Les relations stratigraphiques de la région nord-est de la Transdanubie. Ann. Inst. geol. publ. hung., 54/4, pars I, p. 361—369. Budapest. — [22] Hanzlíková, E. 1959: Mikrobiostratigrafické poměry Čerhovských hor a západní, bardějovské časti Ondavské vrchoviny. — Zprávy o geol. výzkum. v r. 1957. Praha. — [23] Hottinger, L. — Schaub, H. 1960: Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung de Stufen Ilerdien und Biarritzien. — Ecl. geol. Helv., 53/1. Basel. — [24] Chalilov, D. M. 1948: Stratigrafiya verkhnemelovikh i paleogenovikh otlozheniy Malogo Balkhana po faune foraminifer. — Azerbaydzhanskiy nauchnoisledovatel. inst., Azneftezdat, p. 3—92. pls. 1—13. Baku—Leningrad. — [25] Chmelík, F. 1967 in Regionální geologie ČSSR II/2. Praha. — [26] Jenkins, D. G. 1965: Planktonic Foraminiferal zones and taxa from the Danian to Lower Miocen of New Zealand. N. Z. J. Geol. Geoph. vol 8/6. Wellington. — [27] Köhler, E. 1961: Veľké foraminifery v rífových vápencoch Brezovského pohoria. Geol. zbor., 13/1, p. 17—28, pls. 5—6. Bratislava. — [28] Köhler, E. 1965: Paleontologické a stratigrafické zhodnotenie veľkých foraminifér v paleogéne Rajeckej a Turčianskej kotliny. Manuscript — Geofond. Bratislava. — [29] Köhler, E. 1966a: Stratigrafia paleogénu Rajeckej a Turčianskej kotliny na základe veľkých foraminifér. Geol. práce, Správy 40. Bratislava. — [30] Köhler, E. 1966b: Les Alvéolines du Paleocène de la zone des Klippes de la Valée du Váh. Geol. sbor., 17/2. Bratislava. — [31] Köhler, E. 1967: Grossforaminiferen und Stratigraphie des Paleogäns des Rajec- und Turiec- Kessels (Westkarpaten). Náuka o zemi. Geologica 3/5, p. 87, pls. 1—16. Bratislava. — [32] Kopek, G. 1968a: A Bakony—Vértes vidéki kőszénkutat ás irányelvei és legújabb eredményei. Richtlinien und neueste Ergebnisse von Erkundunge und Sucharbeiten auf Kohle im Raume Bakony—Vértes. Földt. Int. Évi Jel. az 1966. évről. Budapest. — [33] Kopek, G. 1968b: Geofazies—Probleme des Eozäns im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn). Geol. zbornik — Geologica Carpathica 19/1. Bratislava. — [34] Kopek, G. 1969a: Összefüggések a távolati kőszénkutatás és a Dunántúli—Középhegység eocénjének faciológiai és fejlődéstörténeti kérdései között. Relations entre la prospection de lignite perspective et les questions de l'évolution géologique et de la faciologie de l'éocène du Montagne Centrale de Transdanubie. Földt. Int. Évi Jel. az 1967. évről. Budapest. — [35] Kopek, G. 1969b: Az ÉK-i Bakony és a Vértes Nyi- előterében folyó kőszénkutatás 1967. évi eredményei. Les résultats de la prospection de lignite dans la région nord-est de la Montagne du Bakony et dans l'avant pays de l'ouest de la Montagne Vértes obtenus en 1967. Földt. Int. Évi Jel. az 1967 évről. Budapest. — [36] Kopek, G. — Kecskeméti, T.

1965b: Oberlutetische Transgression im nordöstlichen Bakony—Gebirge. Ann. hist.-nat. Mus. nat. hung. 57. Budapest. — [37] Kopek, G. — Kecskeméti, T. — Dudich, E. jr. 1966: A Dunántúli Középhegység eocénjének rétegtani kérdése. Földt. Int. Évi Jel. az 1964. évről. Budapest. — [38] Kopek, G. — Dudich, E. — Kecskeméti, T. 1971a: L'Eocène de la Montagne du Bakony. Ann. Inst. geol. publ. hung., 54/4. Budapest. — [39] Kopek, G. — Dudich, E. — Kecskeméti, T. 1971b: Le problème des coupes-repères, problème central des recherches stratigraphiques. Ann. Inst. geol. publ. hung., 54/4. Budapest. — [40] Kopek, G. — Dudich, E. — Kecskeméti, T. 1972: Essai comparatif sur la paléogéographie éocène de la Transdanubie et de la Slovaquie du Sud. Zbor. Geol. vied, Západné Karpaty 17. Bratislava. — [41] Koráb, T. — Nemčok, J. — Ďurkovič, T. et Marschalko, R. 1962: General Investigation of Oriented Sedimentary Structures in East—Slovakia Flysch. Geol. zbor. 13/2. Bratislava. — [42] Koráb, T. — Ďurkovič, T. 1972: Sedimentológia a paleogeografia podmenilitových vrstiev duklianskej jednotky. Geol. práce, Správy 60. Bratislava. — [43] Koszarski, L. — Ślączka, A. — Żytko, K. 1961: Stratigraphy and Paleogeography of the Dukla Unit in the Bieszczady Mountains. Kwart. geol. 5/3. Warszawa. — [44] Książkiewicz, M. 1963: Evolution structurale des Carpathes Polonaises. Livre à la mémoire du prof. Paul Fallot. Soc. géol. de France 2. Paris. — [45] Leško, B. 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geol. práce, Zošit 46. Bratislava. — [46] Leško, B. 1958: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. Geol. práce, Správy 14. Bratislava. — [47] Leško, B. 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. Geol. zbor., 11/1. Bratislava. — [48] Leško, B. — Samuel, O. 1960 Geológia bradlového pásma pri Podhorodi. Geol. práce, Správy 20. Bratislava. — [49] Leško, B. — Samuel, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Slov. akad. vied., p. 1—245, pls. 1—11. Bratislava. — [50] Linecká, L. V. — Danilovič, L. G. 1965: Pro sklad konglomerativ paleogenu zoni maguri bila m. Perečin (Zakarpatta). Dopov. Akad. Nauk URSR. Kyjev. — [51] Marschalko, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií (Šarišská hornatina). Zbor. geol. vied, Západné Karpaty 5. Bratislava. — [52] Marschalko, R. 1968: Facies Distributions, Paleocurrents and Paleotectonics of the Paleogene Flysch of Central West—Carpathians. Geol. sbor. (Geolog. Carpathica) 19/1. Bratislava. — [53] Marschalko, R. — Gross, P. 1968: Identifizierung der Bruchtektonik im östlichen Zentralkarpatischen Paleogen. Geol. práce, Správy 44—45. Bratislava. — [54] Marschalko, R. — Radomski, A. 1960: Preliminary results of investigations of current directions in the basin of the Central Carpathians. Rocz. Pol. Tow. Geol., 30/3. Kraków. — [55] Marschalko, R. — Volfová, J. 1960: Podmorský zosuv a jeho makrofauna v paleogéne centrálnych Karpát. Geol. práce, Správy 19. Bratislava. — [56] Papšová, J. 1970: O některých zástupcích nadčeledi Cerithiacea Fleming, 1822 z centrálněkarpatského paleogénu Slovenska a Podunajské nížiny. Kandidat. dizert. práca. Manuscript — archív GÚDŠ. Bratislava. — [57] Pícha, F. 1957: Zpráva o přehledném sedimentárně petrografickém výzkumu centrálněkarpatského paleogénu v povodí Oravice a Studeného potoka. Zpráva o geol. výzkum. v r. 1956. Praha. — [58] Salaj, J. 1961: Einige neue stratigraphische Kenntnisse aus der Kreide der Inneren Klippenzone von Westkarpaten. Geol. práce, Správy 22. Bratislava. — [59] Salaj, J. 1962: Mikrobiostratigrafia danu gosauskej kriedy a centrálneho paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geol. práce, Správy 24. Bratislava. — [60] Salaj, J. — Began, A. 1963: Zur faziellen und mikrobiostratigraphischen Entwicklung der Oberkreide in der Klippenzone. Geol. práce, Správy 30. Bratislava. — [61] Samuel, O. 1961: Some remarks on the Paleogene of Klippenzone and on the stratigraphic-biofacial position of the „Malcov" and Šariš beds in the East—Slovakia. Geol.

práce, Zošit 60. Bratislava. — [62] Samuel, O. 1964: Mikrostratigrafia paleogénu okolia Bojníc. Správy o geol. výskumoch v r. 1963/2 — Slovensko. Bratislava. — [63] Samuel, O. 1965: Die Zonengliederung des westkarpatischen Paleogen auf Grund der planktonischen Foraminiferen. Geol. práce, Správy 37. Bratislava. — [64] Samuel, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. Geol. práce, Správy 59. Bratislava. — [65] Samuel, O. — Borza, K. — Köhler, E. 1972: Microfauna and Litostratigraphie of the Paleogene and adject Cretaceous of West—Karpathian. Bratislava. — [66] Samuel, O. — Salaj, J. 1961: Niekoľko poznámok k mikrobiostratigrafii „dan" — paleocénu. Geol. zbor., 12/2. Bratislava. — [67] Samuel, O. — Salaj, J. 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina, Vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. Geol. zbor. 14/1, pl. 3—4, text. fig. 1—5. Bratislava. — [68] Samuel, O. — Salaj, J. 1968: Foraminifera of the Westkarpathian Paleogene, p. 1—232, pls. 1—31. Bratislava. — [69] Samuel, O. — Salaj, J. — Köhler, E. — Borza, K. 1967: Relation of the Cretaceous to the Paleogene in the Klippen Belt of the Váh Riverside (West Carpathians). Geol. zbor. 18/1. Bratislava. — [70] Samuel, O. — Salaj, J. — Vaňová, M. 1964: Formational biostratigraphy of central Carpathians. Inter. Geol. Congr. Report of the XXIInd session; vol. of abstracts p. 124. New Delhi. — [71] Samuel, O. — Snopková, P. 1962: Mikrobiostratigrafické a palynologické korelačné štúdiá centrálnokarpatského paleogénu. Geol. práce, Zošit 63. Bratislava. — [72] Samuel, O. — Vaňová, M. 1967: New information about southern Slovakian Paleogene. Geol. práce, Správy 41. Bratislava. — [73] Ślączka, A. 1959: Stratigrafia faldow dukielskich okolic Kománczy — Wisloka Wielkiego. Kwart. geol., 3/3. Warszawa. — [74] Strakos, T. 1972: The Eocene—Oligocene Boundary Formations of Hungary and their Planktonis Foraminifera. Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica, p. 5—42. pls. 1—6. Budapest. — [75] Stráník, Z. 1965: Zur Geologie des Magura—Flysches im Gebirge Čerhovské pohoří und Ondavská vrchovina. Sbor. geol. vied — Západ. Karpaty 3. Bratislava. — [76] Subbotina, N. N. 1953: Globigerinidy, Hantkeninidy i Globorotaliidy. Iskopaemye foram. SSSR, Tr. VINGRI, n. s. 76. Gostoptechizdat. Leningrad—Moskva. — [77] Taeger, H. 1909: A Vérteshegység földtani viszonyai. — Die geologischen Verhältnisse des Vértesgebirges (en hongrois). Földtani Int. Évk. 17. Budapest. — [78] Tollman, A. 1966: Die alpidischen Gebirgsbildungs—Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotektonischen Forschungen 21. Stuttgart. — [79] Tözér, J. 1966: Správa o litológii zlepencov kochanovskej jednotky magurského flyšu. (Oblasť Inovec—Ruská Bystrá). Manuskript — archív Geol. prieskumu v Spiš. Novej Vsi. — [80] Uhlig, V. 1903: Bau und Bild der Karpathen. In Bau und Bild Österreichs. Wien—Leipzig. — [81] Vaňová, M. 1962: Veľké foraminifery z centrálnokarpatského paleogénu z lokalít Huty pri Zuberci, Nižná Šuňava, Tokárňa, Sedlice a Mikušovce. Geol. práce, Zošit 63. Bratislava. — [82] Vaňová, M. 1964: Veľké foraminifery z okolia Pružiny. Správy o geol. výskum. v r. 1963/2 — Slovensko. Bratislava. — [83] Vjalov, O. S. — Dabagjan, N. V. — Mjatljuk, O. V. 1963: Pro vik globigerinogo (shesorskogo) gorizontu karpatskogo flishu. Dopov. Akad. Nauk URSR, 10. Lvov. — [84] Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000; M-34-XXVI, list Banská Bystrica (Ed. M. Maheľ), p. 1—270. Bratislava. 1964 — [85] Vysvětlivky k přehledné geol. mapě ČSSR 1:200 000; M-34-XXX list Gottwaldov (Ed. T. Buday), p. 1—283. Praha 1963. — [86] Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1:200 000; M-34-XXIX, list Snina (Ed. B. Lešku), p. 1—132. Bratislava 1964. — [87] Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1:200 000; M-34-XXVII, list Vysoké Tatry, p. 1—215. (Ed. O. Fusán), Bratislava 1963. — [88] Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000;

M-34-XXII; M-34-XXVIII, list Zborov—Košice (Ed. A. Matějka), p. 1—254, Bratislava. — [89] Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000; M-34-XXV, list Žilina (Ed. M. Maheľ), p. 1—272. Bratislava 1962.

O. SAMUEL

PALEOGEOGRAPHICAL OUTLINE AND MANIFESTATIONS OF OROGENETIC PHASES IN THE PALEOGENE OF THE WEST CARPATHIANS IN SLOVAKIA AND IN THE ADJACENT PART OF THE HUNGARIAN MIDMOUNTAINS

On the basis of up to present lithological-facies and stratigraphic investigations, which are mainly summarized in the synthetic works by D. Andrusov (1945), B. Leško et O. Samuel et J. Salaj (1968), F. Chmelík (in Regional geology of the ČSSR, 1967) and O. Samuel — K. Borza — E. Köhler (1972) we may present a paleogeographical outline of development of the Paleogene in the West Carpathians of Slovakia as well as from the adjacent part of the Hungarian Midmountains.

At the beginning of the Paleogene considerable paleogeographical changes took place in the studied part of the geosyncline in contrast to the Cretaceous. These changes were mainly manifested in distribution of facies. In the Dukla area of sedimentation sandstones of Veľký Bukovec deposited in the time of the Paleocene, partly alternating with the highest part of the Cisna Beds and with the highest part of the Inoceramus Beds in the southern structures of the Dukla unit (Miková—Snina zone; B. Leško 1957, 1958, 1964). From the last mentioned beds and the sandstones of Veľký Bukovec the Submenilite complex, gradually develops, the lower part of which has preserved Paleocene forms.

Whereas in the Dukla area the supply of detrital material was in direction from southeast and northeast, in the Magura and Klippen Belt basins the sediments were deposited from a very active source situated in the south and southeast. Distribution of facies and their differences, however, point out a particular development of sediments in the Klippen Belt and Magura areas. These differences are shown in the Paleocene as well as Lower and Middle Eocene only.

In the Magura area of sedimentation in the Paleocene and Lower Eocene the Beloveža Formation deposited, marked by fine-rhytmical flysch development with claystones predominating over sandstones. Only in the southern part of the basin of the tectonic unit, i. e. in the zone nearer to the source area we see spreading and accumulation of detritus. The current system of sedimentation from the Paleocene to Middle Eocene points to a supply of material from south and southeast, indicating the active source of material to have been situated in the south near the inner basin border. Such a source could have been the so called Marmaroš cordillera.

Beside the Dukla and Magura areas Paleocene sediments are found in the area of the Klippen Belt and in an area of linear extension along its southern boundary. In the East Slovakian section of the Klippen Belt the Paleocene extends along the Klippen Belt in the development of the Proč Beds, mainly along its northern delimitation. In lithofacies the Proč Beds are sometimes very similar to the Jarmuta Beds cropping out e. g. near Beňatina and Hanušovce.

On the whole the Proč complex is formed by a relatively coarsegrained flysch with clastic layers. Their material consists of rocks coming from Paleozoic and Mesozoic formations of the central units of the West Carpathians, less from the Klippen Belt (L. V. Linecká et G. Daniloviť 1965) and from exotic material, which may come from the so called Marmaroš cordillera.

On the southern side of the Klippen Belt Paleocene and Eocene sediments deposited in a particular zone of sedimentation, founded after the Laramide orogeny, mainly on inner (Pienin) structural elements of the Klippen Belt and on the gradually subsiding outer part of the central units of the West Carpathians. The transgression into this zone proceeded from the north, from the Magura area of sedimentation through depressions in the Klippen Belt.

The zone under consideration was much variegated in lithofacies in the time of the Paleocene, partly also of the Lower Eocene. The facies are very suddenly changing in lateral as well as vertical direction. A common characteristic feature are blocks of biohermic limestones and in places an enormous accumulation of detrital material with rocks from the central units of the West Carpathians predominating. Among the sediments situated south of the Klippen Belt several formations were distinguished (Haligovce, Varín, Hričov—Žilina, Domaniža and Myjava).

In eastern Slovakia the Haligovce Formation is mainly found near Haligovce and Hanušovce. In the time of the Paleocene a flysch complex, relatively coarse grained, deposited there, very similar to the Proč complex in lithofacies. In contrast to the more northern development it contains biohermic limestones, layers of marls with a rich planktonic microfauna and in higher parts in places coarseclastic interformational bodies corresponding to the Súľov type conglomerates in their composition.

In relics are Paleocene sediments preserved in the Orava near Kňažia and in the Varín section of the Klippen Belt (Varín Formation). They have been studied more in detail neither tectonically nor biostratigraphically.

A formation of the Paleocene interesting in facies as well as geotectonically we may observe between Považská Bystrica and Žilina. This zone is characterized by sudden horizontal as well as vertical changes in facies, which until lately made recognizing of the stratigraphic range of the individual lithofacies and so also their mutual relation and tectonic as well as paleogeographical interpretation very difficult. The oldest strata are marls, Upper Danian to Montian—Thanetian in age. Another type is a flysch complex passing into coarsegrained sands with layers of conglomerates to microconglomerates in places. Beside the marly facies and psammitic or coarseclastic strata also biohermic limestones are found, predominantly redeposited.

As shown by the study, the material of Paleocene conglomerates is to a considerably extent formed by rocks of the Manín unit and carbonate sediments of the central units of the West Carpathians, less of the Klippen Belt. It is evident from this study that the main source area in the Paleocene was the Manín unit.

As a particular problem should be considered the biohermic limestones, which in places form mighty blocks and were until recently generally considered as genetically (and so also equivalent in age) connected with the complex, in which they are found nowadays. In the opinion of O. Samuel, E. Köhler et K. Borza (1972) biohermic limestones mainly originated in the inner (southern) near-shore zone of the Paleocene sea. They were redeposited into younger complexes in a way either that they were exposed to destruction after their formation and displaced to a relatively short distance into younger, mainly Upper Paleocene beds or partly also by submarine slumping. In such cases they form olistoliths in younger beds.

A development of the Paleocene very remarkable and particular from the standpoint of paleogeography we are finding in the Myjava Upland and the northern part of the Brezovské pohorie Mts. Paleocene sediments are developed on three structural elements different paleogeotectonically, which to a certain degree also conditioned the general tectonic style and paleogeographical character of this formation. Certain fragments

of sediments we are finding directly in the Klippen Belt. The predominating part is lying diréctly on the Senonian of the so called Gosau-type Cretaceous (=Brezová Formation in the sense of J. Salaj – A. Began 1963). In general it is slightly disturbed tectonically (germanotype) like also the Senonian in the underlier. On the one hand it differs from the Magura unit, on the other hand from the Central Carpathian Paleocene. Most common features it displays with the Paleogene in linear extension along the inner side of the Klippen Belt. In the described area the Paleocene (and or Paleogene) is mainly preserved in two zones, that of Polianka—Rudník and Kraváriky—Bradlo—Stará Turá. In the first zone a continuous sedimentation has been proved in unchanged facies as well as tectonic style (J. Salaj 1962) whilst in the second zone gradually in SE and or E direction we may observe discordant position of the Paleocene on various formations of the central West Carpathian units like in the foregoing areas. It is evident that here Paleogene folding was not manifested with such an intensity as in the own Klippen Belt. On the whole it may be stated that its tectonic reworking and, as we have also mentioned, its stratigraphic range are larger in direction towards the Klippen Belt. Based on the analysis of clastic material (K. Borza 1962) the main source area in the Paleocene period may be supposed to have been the central units of the West Carpathians and to a lesser extent the cordilleras formed in the Klippen Belt region after the Laramide folding. Biohermic limestones mostly form olistoliths in younger beds like in the Hričov—Žilina Formation. Into younger sediments they were deposited mainly coming from the inner margin of the near-shore zone either as a consequence of destructive activity or of submarine slumping.

The Lower Eocene transgression reached only some subsiding outer parts of the central units of the West Carpathians. One of these distinct areas is the Domaniža Depression, where transgression started with the Lower Eocene and the basal complex is developed in the facies of typical Súľov conglomerates gradually passing into the flysch complex. A feature characteristic of this complex are numerous interformational coarseclastic bodies found in various horizons and thickness as well as layers of green (very rarely red) marls, in places 6 to 10 m thick. Interesting is that some of these layers have preserved a very rich, especially planktonic microfauna (e. g. the profile of Pružína). In that period the Považie—Hanušovce zone of sedimentation became essentially wider and deeper in its whole length as started to be also shown in lesser variegation of facies. In their eastern section (Chmeľov—Hanušovce—Beňatina) the Proč Beds deposited in unchanged facies with the difference that in places they alternate with the complex with variegated claystones or marlstones predominating. In the Hričov—Žilina Formation two distinct facies may be essentially distinguished in that period. The first represents the flysch complex gradually developed from the Paleocene flysch with the difference that variegated marls and claystones are less abundant in direction to the overlier. The second distinct facies are the Súľov Conglomerates disappearing towards the basin.

In the Myjava Formation sediments are not changing essentially from lithological-facial standpoint in the Lower Eocene in contrast to the Middle and Upper Paleocene. Only in the Kravariky—Bradlo—Stará Turá zone the facies gradually become finer in vertical direction. The coarse detrital complex of Kraváriky is gradually substituted by medium rhythmical flysch with intercalations of variegated marls and claystones rich in planktonic forms, testifying for a deepening area of sedimentation. In Hungary the Lower Eocene sea started to spread from SW in connection with sinking of the Mesozoic substratum extended SE of the Ráb Line. The sediments of this transgression are found in the southwestern Bakony. In the northeastern and eastern part of the Bakony no Lower Eocene sediments (in situ) are found.

The Lower Lutetian sediments south of the Klippen Belt are mainly bound to a zone predeterminated as early as the Paleocene and Lower Eocene and to a small extent to other sinking parts of the central units of the West Carpathians; in these parts the Lower Lutetian is transgressive in contrast to the above mentioned zone with Paleocene and Lower Eocene sediments.

In the Štúrovo area the Lower Lutetian has not been found in marine development so far. In the Bakony Mts. the first conditions for coal formation were formed in that time. In the time of the Lower Lutetian transgression of the sea was spreading from the southern Bakony to the area of the northeastern Bakony. In that period the sea penetrated also to the area of Tatabánya and Dorog.

For that period connection of the Budín development with the Central Carpathian Paleogene cannot be taken into consideration yet.

Great paleogeographical changes can be observed at the beginning of the Upper Lutetian, mainly in the region of the inner West Carpathians, partly in the Magura basin and the zone transitional between the Magura and Dukla areas of sedimentation.

In the proper Dukla area sedimentation of the Submenilite complex continued without distinct lithofacial, sedimentological-structural changes. In the transitional zone (Miková—Snina) lithofacial influences started to appear by the end of the Upper Lutetian only, very characteristic of the Magura basin of sedimentation for that period. Above the upper, variegated beds of the Submenilite complex layers with the lithotype of the Zlín Formation start to appear. It may be concluded that the cordillera manifesting until the Upper Lutetian was gradually losing of importance and as we shall see next, there are no evidences of its existence in the Upper Eocene.

The Magura zone was divided into partial tectonic units (Rača, Bystrica, Kochanovce, Čerhov, Udava) just on the basis of different lithofacies, which started to be manifested mainly in the Upper Lutetian. In the southern part of the basin (in the Kochanovce partial unit) a coarserhythmical flysch complex continued to deposit, becoming finer (the Lackov, Makovice and Zlín complexes) in N and NE direction (Rača and Bystrica partial units). To the end of the Upper Lutetian a pelitic non-typical flysch sedimentation (variegated clays and claystones) is distinct in the central and southern part of the Magura area of sedimentation. Approximately in that time an analogous pelitic type of sediments was also deposited in the Beňatina unit.

In the Hričov—Žilina Formation the character of sediments did not change essentially. Only the variegated claystones in the flysch complex disappear almost completely. In the Myjava Formation the character of sediments was getting finer on the whole in that period. In contrast to the Hričov—Žilina Formation intercalations of variegated marls and claystones are more abundant and in the section lying nearer to the Klippen Belt they are not rarely accompanied by olistoliths, mainly of the Upper Cretaceous.

Most conspicuous paleogeographical changes were taking place in the inner West Carpathian region when Upper Lutetian transgression from N and or NW and NE reached the predominating part of the central units of the West Carpathians.

Based on sedimentological study we may state that at the commencement of the transgression the central West Carpathian region was not as much dismembered by groups of mountains as we are finding it nowadays. However, it may be affirmed with certainty that cordilleras of greater or lesser importance existed there, flooded later or having existed troughout the period of sedimentation of the Central Carpathian Paleogene. One of these cordilleras evidently proved was the cordillera of the so called Liptov peninsula, flooded as late as the Priabonian. In the opinion of the above mentioned authors other cordilleras could have existed in the Orava (the so called Orava cordillera) and N

as well as NE of the High Tatra, also S of the present-day Bánovská and Hornonitrianska kotlina basins. The analysis of sedimentary structures of currents, pebbles in the coarse clastic complex and the stratigraphic study show some coarseclastic complexes considered as basal until lately to represent the marginal facies, coarseclastic material of which is disappearing towards the basin and forms interformational bodies in flysch complexes. The general directions of transportation are plotted in the enclosed paleogeographical maps.

Distinct paleogeographical changes took also place in the time of the Middle Lutetian in the Hungarian Midmountains. In that period interruption of sedimentation appeared (except for the southern Bakony), which is generally denoted as Intralutetian denudation in Hungarian literature. According to our stratigraphic division that period falls into the upper part of the Lower Lutetian. After the Intralutetian denudation the most distinct transgression proceeded in the Upper Lutetian also in the Hungarian Midmountains.

The beginning of the Upper Eocene (in northern direction after a certain interval of time) is marked by a period of calm sedimentation, manifested in deposition of the Submenilite (Globigerina) Marls (Šešor Horizon), not only in the area under study but in the whole flysch geosyncline. In the Upper Eocene and Oligocene supply of detritus diminished in the Magura and Dukla areas generally so that predominantly pelitic sediments deposited (— euxinic sedimentation in the sense of M. Książkiewicz 1963) as e. g. the Papín complex, the upper part of the Zlín Formation, the Menilite and Krosno complexes.

The lithological character of sedimentation persisted in the Oligocene and spread also in the southeastern part of the Magura area of sedimentation whilst in the western part of the southern basin the coarsegrained strata of the Magura Sandstone deposited at the same time.

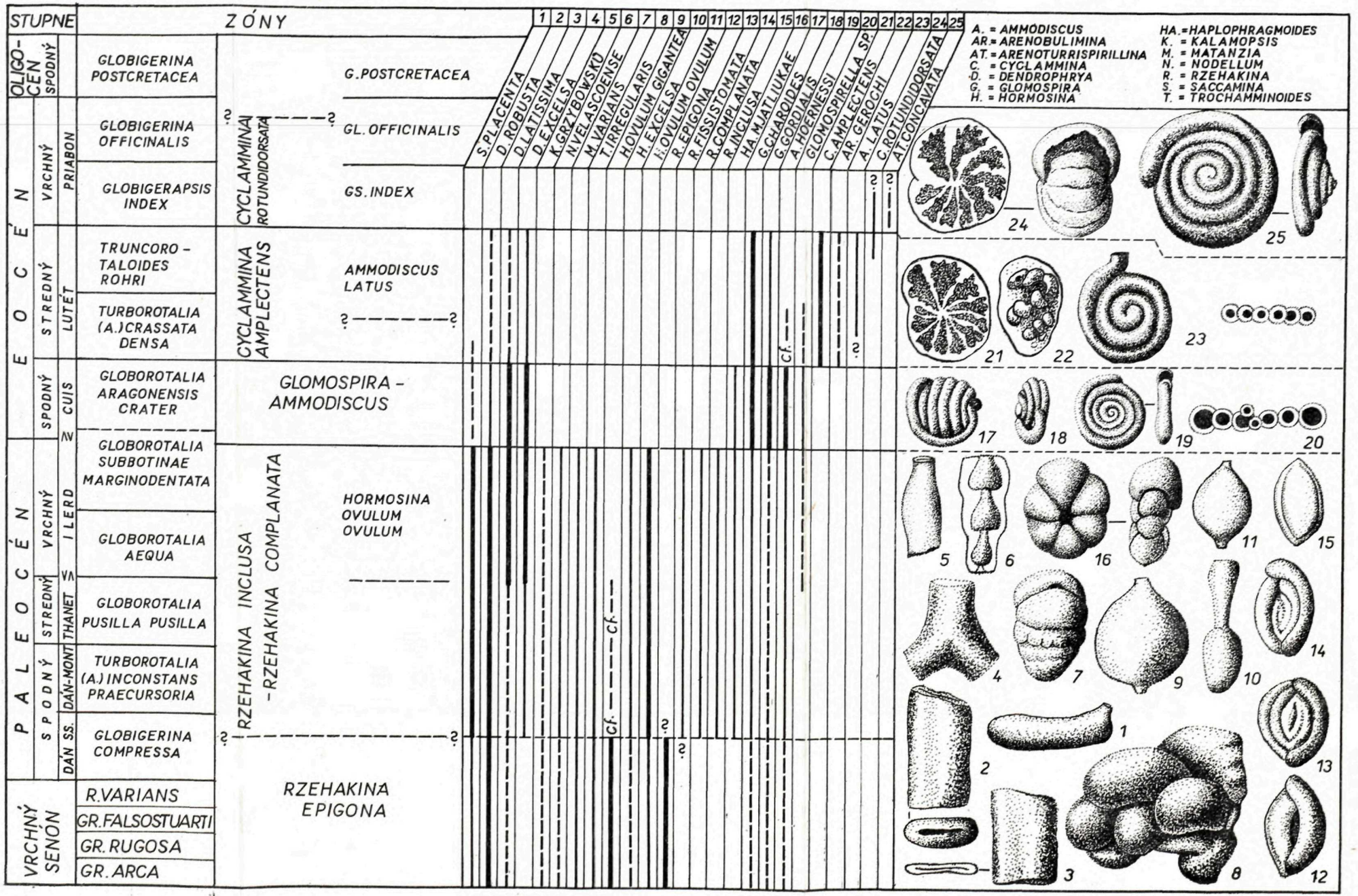
In the Dukla area this euxinic sedimentation was interrupted by sedimentation of coarse grained sediments from time to time and this way the sandstones of Mszanka and Cergov Sandstones have formed there. According to M. Książkiewicz (1963) the main supplier of detrital material was a cordillera extending between the southern (Magura) and northern basin. Transportation of the source material was made possible by currents from NW and N. In the southern basin material was deposited by currents from SE and S, from a source having shown to be active as early as the Earlier Paleogene in the Magura area of sedimentation and also characteristic as the „Magura" source for sedimentation of the Menilite—Krosno facies. In the Upper Eocene and Oligocene the eastern part of the southern basin, however, was included in the northern basin, which fact evoked unification of facies under equal climatic conditions. In the Middle Oligocene sedimentation of the Flysch Carpathians was gradually fading out on our territory.

The Beňatina unit displays a development more or less equal from the standpoint of facies in the Upper Eocene and Oligocene period. The Maľcov complex e. g. in the NE part of eastern Slovakia overlaps the whole Klippen Belt and reaches deeply the area south of the Klippen Belt. The proper Central Carpathian Paleogene is characterized by sediments with psammitic rocks predominating (Levoča Sandstones, Konské, Bielopotocké complexes) in the Upper Eocene to Lower Oligocene period, mainly in the more northern zone (Levočské pohorie nad Šarišská hornatina Mts., a part of the Orava).

In the Upper Eocene influences of the Illyrian movements are observable in the whole Carpathian and Pannonian regions, having caused a change in sedimentation and certain changes in the configuration of the basins of sedimentation; also cordillera of the so called Liptov peninsula and the marginal parts of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. were covered by sea.

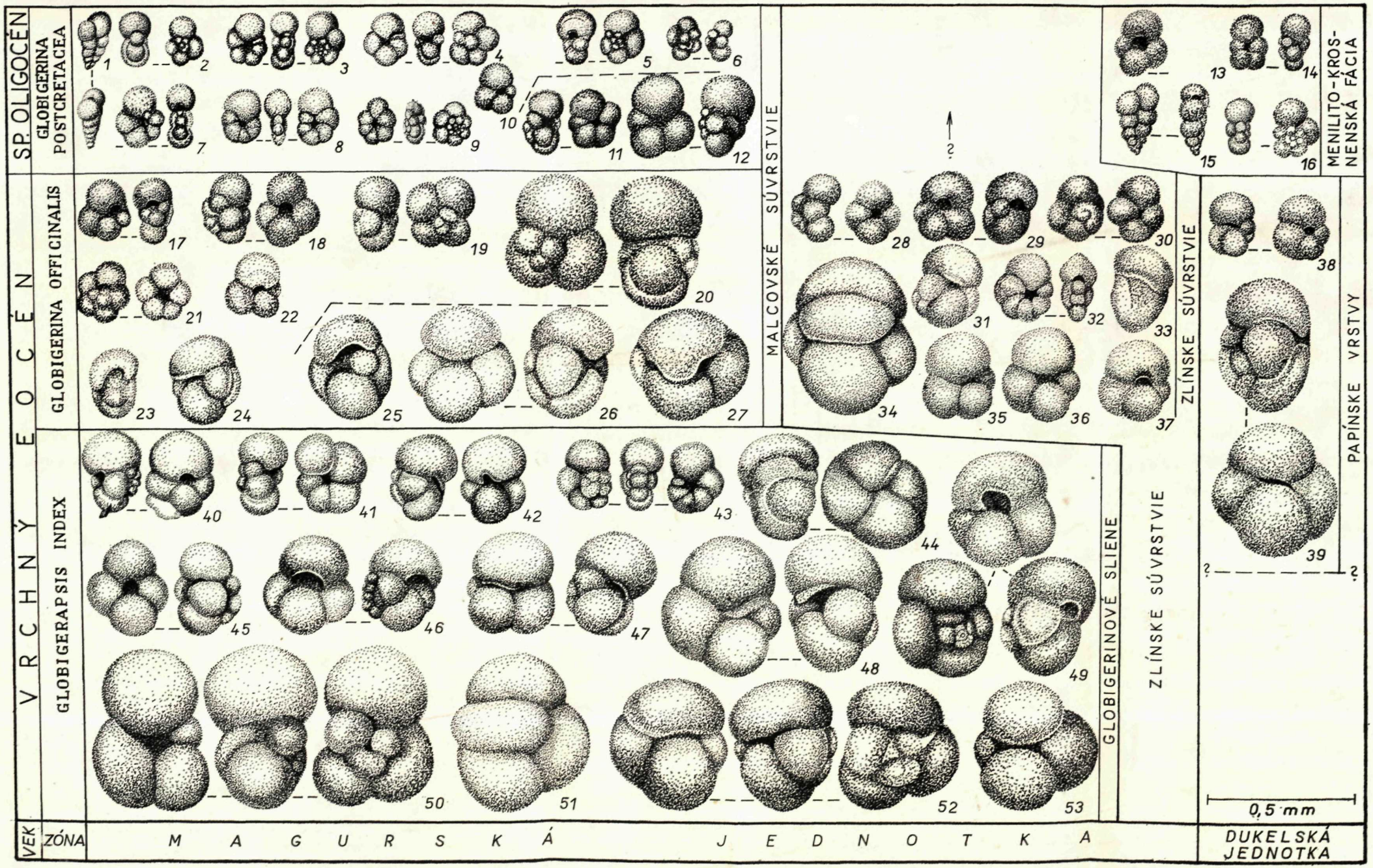
Obr. 5 **Mikrostratigrafické členenie paleogénu východoslovenského flyšu na základe aglutinovaných foraminifér**
(Reilustrované podľa B. Lešku et O. Samuela 1968)

Fig. 5 **Microstratigraphic division of the Paleogene of the East Slovakian Flysch on the basis of agglutinated foraminifers**
(Table reillustrated according to B. Leško and O. Samuel 1968)



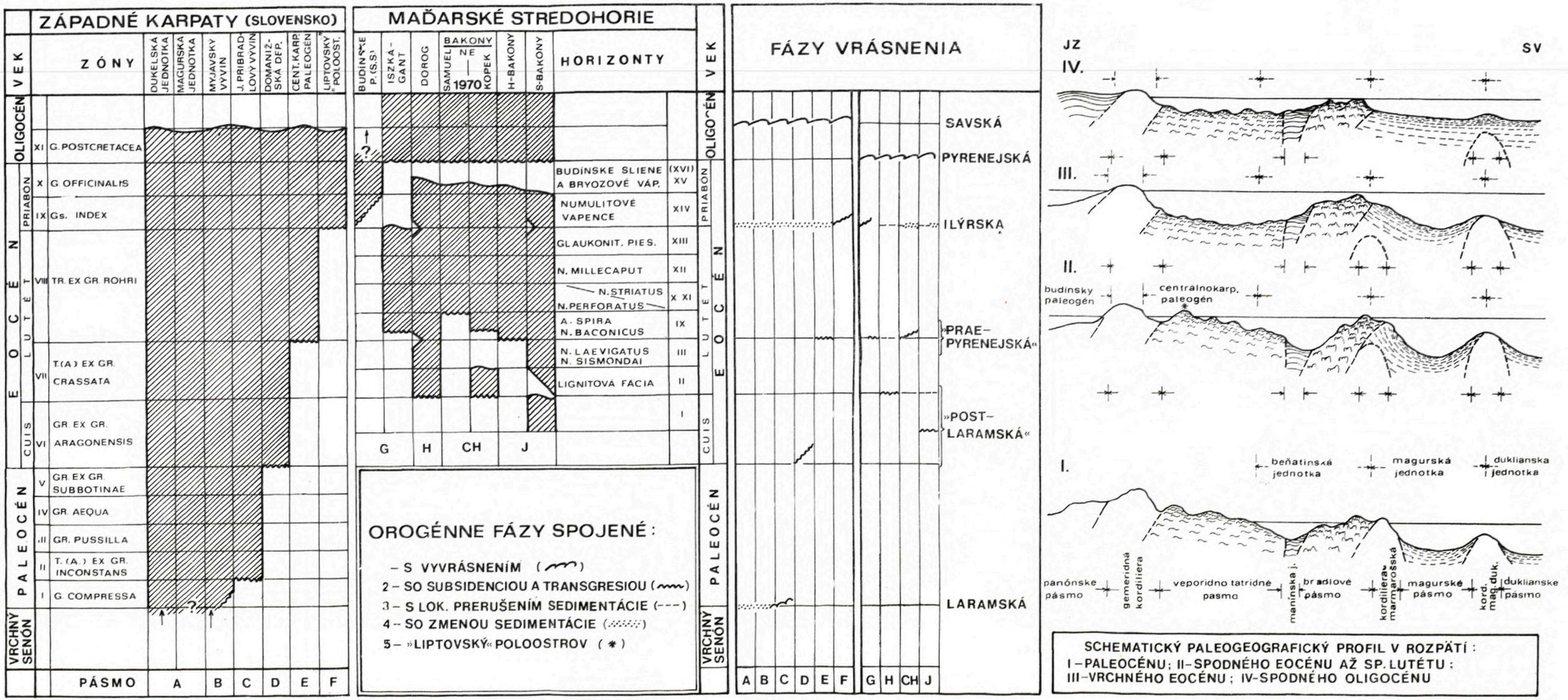
Obr. 6 **Mikrostratigrafia vrchného eocénu a spodného oligocénu východoslovenského flyšu na základe planktonických formainifér**
(Reilustrované podľa B. Lešku et O. Samuela, 1968)

Fig. 6 **Upper Eocene and Lower Oligocene microstratigraphy of the East Slovakian Flysch on the basis of planktonic foraminifers**
(Table reillustrated according to B. Leško and O. Samuel 1968)



Obr. 8 **Stratigrafická a paleogeografická schéma paleogénu Západných Karpát Slovenska a Maďarského stredohoria**
(Maďarské stredohorie spracované podľa G. Kopeka, E. Dudicha et T. Kecskemétiho 1972)

Fig. 8 **Stratigraphical and paleogeographical scheme of the Paleogene in the West Carpathians of Slovakia and the Hungarian Midmountains.**
(The Hungarian Midmountains were treated according to G. Kopek, E. Dudich and T. Kecskeméti 1972)



Explanations: F = orogenetic phase; P = movements connected with transgression or local interruption of sedimentation.
Orogenetic phases connected: 1 — With folding; 2 — With subsidence and transgression; 3 — With local interruption of sedimentation; 4 — With change of sedimentation; 5 — „Liptov“ peninsula.
Generalized paleogeographical profile in the range: I Paleocene; II Lower Eocene to Lower Lutetian; III Upper Eocene; IV Lower Oligocene.

In Hungary a long promontory of sea formed, one part of which extended to the SE of the longitudinal central uplifted Paleo-Mesozoic ridge. This branch opened direct communication from northern Italy through Istria, the Zala Basin and the narrow situated in the south of the Balaton as far as the Buda Mts. (G. Kopek – E. Dudich – T. Kecskeméti 1972). The second branch formed in SE direction from the Buda Mts. along the segments lying on the left from the Danube.

In the Dorog–Štúrovo area Illyrian movements were also evident. According to the data of L. Gidai (l. c.) the Upper Eocene sediments are lying discordantly on Lutetian sediments in places. Near Štúrovo much variegated sediments of freshwater to brackish character deposited in that period.

The problem of communications of epicontinental development with the Central Carpathian basin of sedimentation has not been cleared up with certainty so far. Communication between the mentioned developments could most probably have existed in the Upper Lutetian to Priabonian period approximately in the region covered by neovolcanics of central Slovakia now, under which Upper Lutetian sediments were encountered in a borehole in the last time.

To the end of the Priabonian a short interruption of sedimentation appeared in the Hungarian Midmountains (except for the Buda Mts.) and thus also in our Štúrovo area. In the Central Carpathian Paleogene we may observe shallowing of the basin of sedimentation in that period, manifested in deposition of sandstone beds, and or beds with sandstones predominating. Sediments of regressive, brackish or typical molasse character connected with disappearance and folding of the Paleogene geosyncline have been known neither in the Magura–Krosno nor in the central Carpathian region so far. In the last time brackish sediments were observed to a small extent in a sunken block in the Upper Hron Valley (Polomka).

After the short-dated „Infraoligocene" denudation in the Hungarian Midmountains, corresponding to the uppermost Priabonian or lowermost Oligocene according to chronostratigraphic dating, a widespread transgression set in, reaching deeply our territory. Interesting that the effects of this third distinct interorogenic phase are manifested by inversion. The segments of the Central West Carpathians started to raise continuously, whereas the Central Pannonian Massif started to sink.

Manifestations of interorogenic phases

Microstratigraphic and geological investigations show continuous sedimentation existing between the Cretaceous and Paleogene in the Dukla unit. At the boundaries of these two formations we observe only a lithofacial change in sedimentation. In the prevailing part of the Dukla unit the sandstones of Veľký Bukovec started to be deposited. The mentioned change in sedimentation corresponds stratigraphically to the period of interruption of sedimentation of e. g. in the Klippen Belt. This coincidence in time we put into relation with the Laramide orogenetic phase, the consequences of which were manifested only in shallowing of the environment of sedimentation and deposition of predominantly thick sandstone beds in the Outer Flysch zone.

In the area of sedimentation of the Klippen Belt the Lower Danian has not been proved. On the basis of this hiatus it is necessary to suppose that the Laramide phase caused uplifting and interruption of sedimentation in the Klippen Belt area of sedimentation. The microbiostratigraphic treatment of the Paleogene as well as the analysis of clastic sediments, however, show the Klippen Belt to have become an anticlinorial zone

after the Laramide phase, forming a typical archipelago „zone" in the Middle Paleocene to Lower Lutetian, along which a particular zone of sedimentation originated on the inner side.

We may state quite unambiguously that the central units were dry land and subject to intense denudation in the Paleocene to Lower Lutetian period. After the Laramide phase the marginal zones started to subside slowly, however in certain periods distinct „throws" in subsidence and adequately to them in transgression are to be observed. These „throws" are probably in direct connection with Post—Laramide movements in the West Carpathians and the adjacent part of the Hungarian Midmountains. One of these more significant orogenetic manifestations of the „Post—Laramide periods" was between the Upper Paleocene and Lower Eocene (Cuisian). In that period transgression spread into the central units of the West Carpathians (Domanižská kotlina Basin, Malé Karpaty Mts. etc.) on the one hand and uplifting of certain parts with Middle to Upper Paleocene sedimentation was evoked on the other hand. In favour of this opinion bear witness isolated blocks of reef limestones and or calcareous sandstones in later Lower Eocene to Lower Lutetian sediments. From the Ukrainian part of the Klippen Belt a Cuisian transgression directly in the Klippen Belt has been described.

Another significant orogenetic phase having caused conspicuous paleogeographical changes in the West Carpathian region is the „pre-Pyrenеic phase, which falls between the Lower and Upper Lutetian from chronostratigraphical point of view. In the West Carpathians it caused an extensive transgression into the central units, whereas in the Hungarian Midmountains uplifting and this way interruption of sedimentation and denudation. In Hungarian geological literature that period is commonly termed the Intralutetian denudation. The Magura zone shows a lithofacies development more or less uniform up to the Lower Lutetian (Beloveža Beds).

From the Upper Lutetian conspicuous lithofacies changes proceeded, on the basis of which the Magura unit is divided into partial units.

Though in the Magura zone of eastern Slovakia no discontinuity in sedimentation is known between the Middle and Upper Eocene, however, the character of facies changed in that period. Deposition of the Malcov complex started, irrespective of zonal lithofacies development in the Upper Lutetian but deposited diagonally on them and in the NW part of eastern Slovakia even completely overlaps the whole Klippen Belt and reaches as far as the Central Carpathian Paleogene. These changes are commonly put into connection with the Illyrian phase, manifested in the Magura zone only by synsedimentary movements and having evoked a change in the configuration of partial zones of sedimentation and in facies.

In the central Carpathian region transgression reached the so called Liptov peninsula in that period, having been dry land up to that time.

D. Andrusov (1965) supposed a short-dated Pre-Priabonian erosion in places in the High Tatra area, which he puts into connection with Illyrian movements.

In the Hungarian Midmountains and the adjacent part of our territory numerous local interruptions of sedimentation or a brackish to lagoonal development of sediments, connected with the origin of coal intercalations, were proved between the Lutetian and Priabonian. These changes are also connected in time with the Illyrian phase, proved almost in the whole Balkan region in wider extension.

The microstratigraphic analysis shows the same planktonic zone as found in the Krosno and Upper Menilite Shales of the Dukla unit to be also present in the Magura zone (Malcov Beds — upper part) and almost in the whole Central Carpathian Paleogene. We put it into relation with the Lower Oligocene. For these reasons we cannot accept

the up to present opinions connecting the folding of the Central Carpathian Paleogene and Magura zone with the Pyreneic orogenetic phase. The latter was fully manifested in the Hungarian Midmountains and the adjacent part of our territory when Eocene sediments were uplifted and subject to slight germanotype folding in this region.

The region of the Outer Flysch zone and Central Carpathian Paleogene was folded — as late as the time of the Savian and, or Savian – Helvetian phase.

Geologické práce, Správy 60 | str. 85—119 | Bratislava | 1973

TOMÁŠ KORÁB* — TIBOR ĎURKOVIČ*

SEDIMENTOLÓGIA A PALEOGEOGRAFIA PODMENILITOVÝCH VRSTIEV DUKLIANSKEJ JEDNOTKY

(4. tab. na kriede, 16. obr. v texte, angl. resumé)

Abstract. In Submenilite beds of the Dukla Unit two basical paleocurrent systems were distinguished: 1. a longitudinal system (with the general SE—NW orientation) predominant all over the Dukla Unit. This system supplied the material for the subgraywackes and graywackes, 2. a lateral system with N—S orientation of the paleocurrents. The deposition of quartzose sandstones is a product of the lateral paleocurrent system. Analogous is the paleocurrent pattern in stratigraphically equal beds of the Magura Flysch Zone in Eastern Slovakia. Regional extent of the lateral paleocurrent system depositing quartzose sandstones represents a unifying criterion (in the stratigraphical range Lower—Midle Eocene) for both main structural units in the Flysch of Eastern Slovakia.

Úvod

Podmenilitové vrstvy duklianskej jednotky na východnom Slovensku tvoria mocný flyšový komplex, charakterizovaný všeobecne prítomnosťou zelených, sivých a červených ílovcov (zväčša nevápnitých), ktoré alternujú hlavne s tenkodoskovitými pieskovcami a siltovcami rôznych petrografických typov. H. Swidzinski (1934) pôvodne označil súvrstvie ako podmenilitový eocén a zahrnul do neho pieskovcové vrstvy, ktoré dnes vyčleňujeme ako pieskovce Veľkého Bukovca. Mikropaleontologické výskumy (porov. B. Leško — O. Samuel 1968) tu potvrdili prítomnosť paleocénu, a preto dnes používame pre vyššie charakterizovaný súbor vrstiev označenie podmenilitové vrstvy a nie podmenilitový eocén (T. Koráb et all. 1966). V poľskej literatúre analogické súvrstvie tvoria hieroglyfové vrstvy (porov. A. Ślączka 1971).

V súhlase s výsledkami starších výskumov (B. Leško 1952, B. Leško et al. 1960, B. Leško — O. Samuel 1968) konštatujeme, že litologický

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Mlynská dolina 1

vývoj podmenilitových vrstiev vo východnej a v západnej časti duklianskej jednotky je v detailoch odlišný. Prejavuje sa hlavne v spôsobe vystupovania červených ílovcov a kremenných pieskovcov. V západnej časti jednotky už B. Lešku (1952) odlíšil spodné a vrchné pestré vrstvy, ktoré tu majú pomerne stálu stratigrafickú pozíciu. Vo východnej časti študovaného územia (obr. 2) pestré červené ílovce tvoria niekedy až tri horizonty (stužické synklinálne pásmo), inokedy sa koncentrujú na bázu vrstiev (Runina), alebo môžu úplne chýbať (profil južne od Stariny; porov. aj B. Leško et al. 1960). Pestré vrstvy takto v smere od západu na východ strácajú svoju stratigrafickú pozíciu. Kremenné pieskovce s glaukonitom s generálnou orientáciou paleoprúdového systému od severu na juh sme našli len v západnej časti duklianskej jednotky.

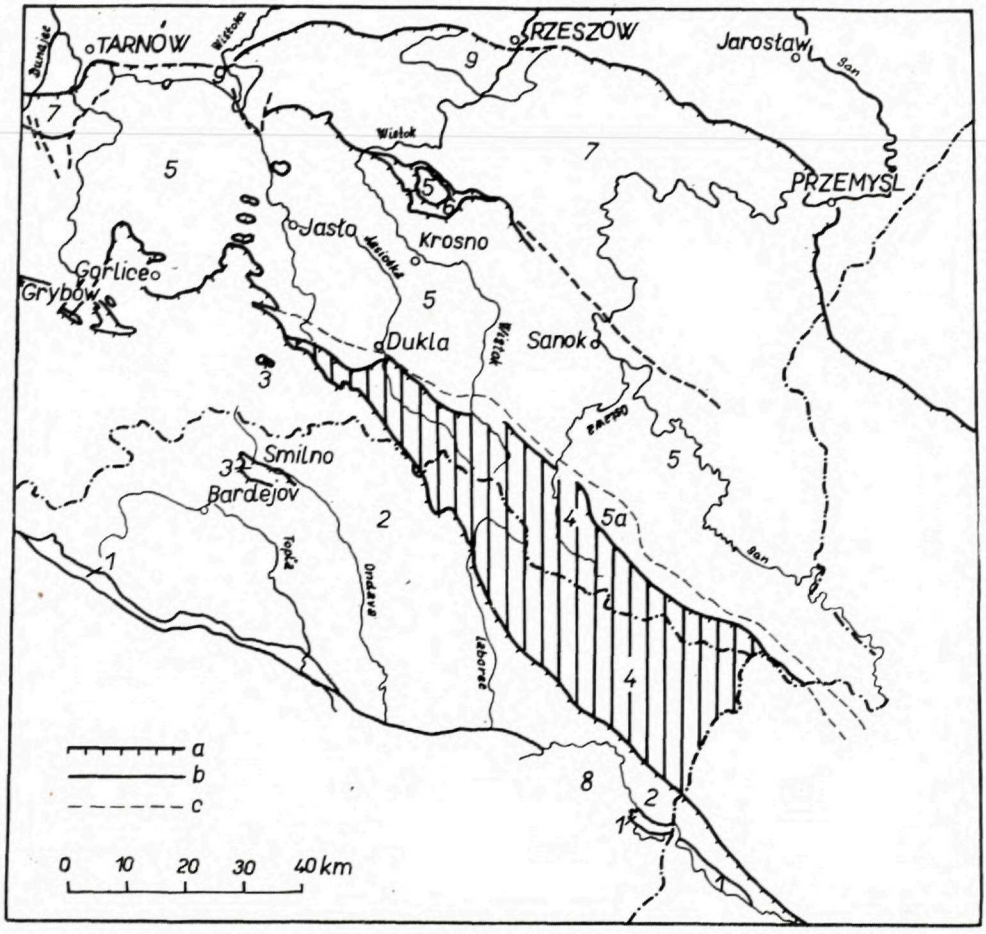
Podľa súčasného stavu poznatkov o litológii a stratigrafii tejto oblasti podmenilitové vrstvy vystupujú vždy v nadloží pieskovcov Veľkého Bukovca, ktoré spolu s vrchnokriedovými cisňanskými vrstvami tvoria významný pieskovcový komplex duklianskej jednotky, vystupujúci na stratigrafickej hranici krieda — paleogén. Mocnosť cisňanských vrstiev a pieskovcov Veľkého Bukovca klesá v smere od SV, V, na JZ, Z (obr. 4). V smere do nadložia podmenilitové vrstvy postupne prechádzajú buď do menilitových alebo papínskych vrstiev.

Výsledky podrobného geologického výskumu hlavne v západnej časti duklianskej jednotky nás prinútili podrobnejšie sa venovať sedimentológii podmenilitových vrstiev. Zistili sme, že v týchto vrstvách sa okrem bežne opisovaných pieskovcov výrazne uplatňujú aj kremenné pieskovce (tzv. skelňáky), ktoré alternujú so sivými a sivozelenými vápnitými ílovcami. Tento typ pieskovcov v západnej časti jednotky uvádza už B. Leško (1952, 1958). B. Leško — J. Nemčok — T. Koráb (1960) ich opísali v nastažskom antiklinálnom pásme. Uvedení autori konštatujú, že v severnejších štruktúrnych pásmach sú tieto pieskovce vyvinuté rudimentárne alebo celkom chýbajú.

Podmenilitové vrstvy duklianskej jednotky (porov. O. Samuel in B. Leško — O. Samuel 1968) obsahujú v spodnom eocéne bentóznu aglutinovanú mikrofaunu. Asociácie sú monotónne. Charakteristická je glomospírovo-amodisková zložka, kde popri glomospírach (*G. charoides* Jones et Parker, *G. gordialis* Jones et Parker) a amodiskoch (*A. hoernessi* Karrer) sa uplatňuje aj rekurvoidná zložka, rabdamíny a dendrophrye. Stredný eocén charakterizujú mikroasociácie s významným druhom *Cyclamina amplectens* Grzybowski. Vrchnú stratigrafickú hranicu podmenilitových vrstiev určuje vrchnoeocénna (až spodnooligocénna) fauna globigerín, globigerínových slieňov a papínskych vrstiev (*Globigerina ex gr. ouachitaensis* Howe et Wallace, *G.* cf. *dissimilis* Cushman et Bermudes, *G.* cf. *venezuelana*).

Uvedené stratigrafické poznatky platia všeobecne pre celú dukliansku

jednotku. Zistili sme, že kremenné pieskovce s glaukonitom v západnej časti študovaného územia vystupujú už aj v nižších stratigrafických úrovniach. Sú v pieskovcoch Veľkého Bukovca antiklinálneho pásma Brincovej a v tekto-

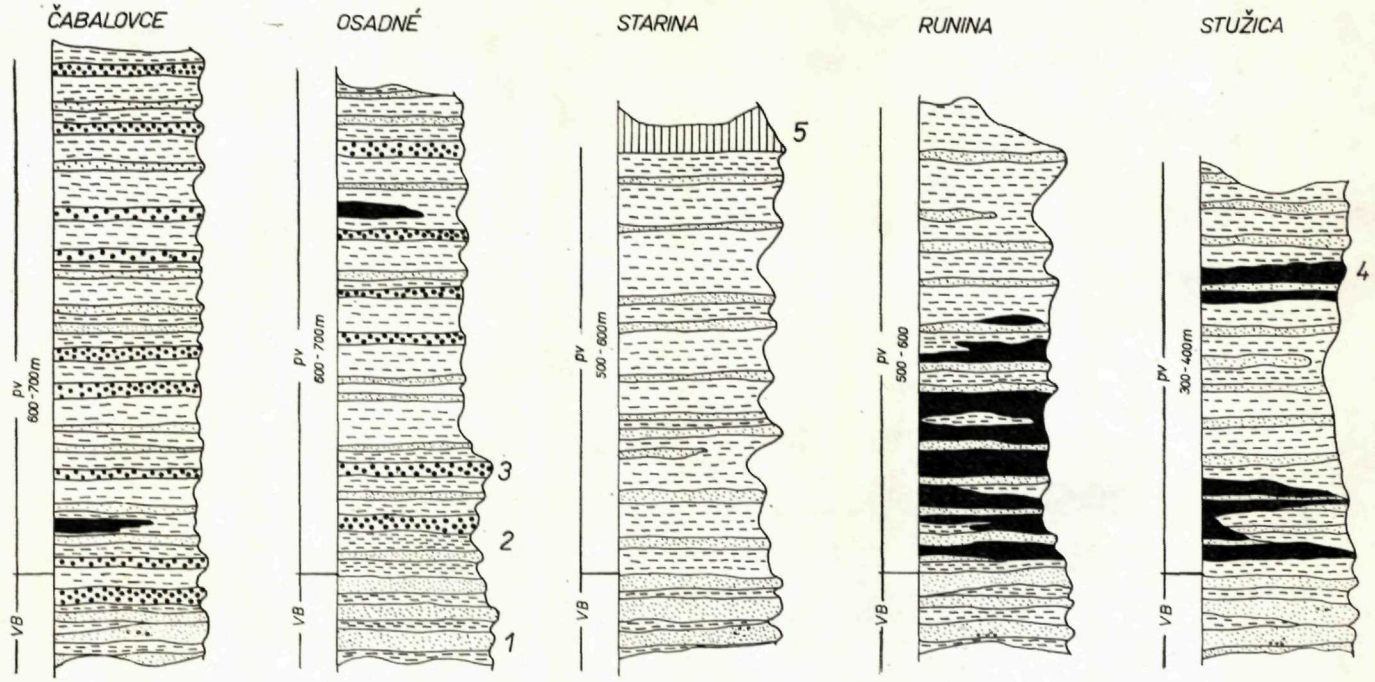


Obr. 1 Tektonická schéma východnej časti poľských a československých flyšových Karpát podľa H. Swidzinského (1954)

1 — Bradlové pásmo; 2 — magurské flyšové pásmo; 3 — tektonické okná v magurskom pásme; 4 — duklianska jednotka; 5 — sliezska jednotka; 5a — predduklianska jednotka; 6 — podsliezska jednotka; 7 — skolská jednotka; 8 — neogénne vulkanity; 9 — miocénne sedimenty na zvrásnenom flyši, a — hranica nasunutia, b — hranice tektonických jednotiek, c — hranice predduklianskej jednotky

Fig. 1 A tectonic scheme of the eastern part of Polish and Czechoslovak Flysch Carpathians, according to H. Swidzinski (1954).

1 — Klippen Belt; 2 — Magura Flysch Zone; 3 — Tectonic inliers in Magura Zone; 4 — Dukla Unit; 5 — Silesian Unit; 5a — Fore-Dukla Unit; 6 — Subsilesian Unit; 7 — Skole Unit; 8 — Neogene volcanic rocks; 9 — Miocene sediments on folded flysch; a-the limit of overthrust, b-the limits of tectonic units, c-the limit of the Fore-Dukla Unit;

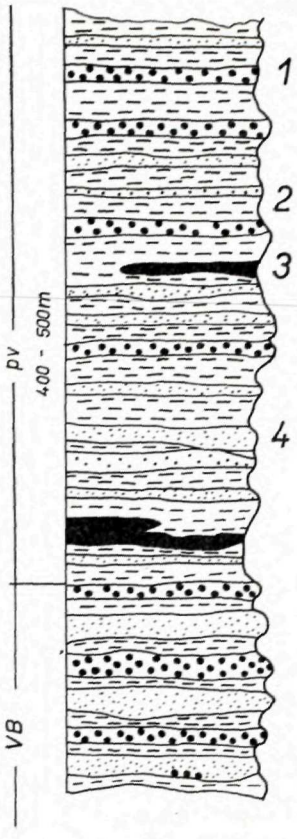


Obr. 2 Schematické, litologicko-stratigrafické profily podmenilitových vrstiev duklianskej jednotky na východnom Slovensku

1 – Drobové pieskovce; 2 – ílovce zelenej a sivozelenej farby; 3 – kremenné pieskovce s glaukonitom. 4 – ílovce červenej farby; 5 – menilitové vrstvy, VB – pieskovce Veľkého Bukovca, pv – podmenilitové vrstvy.

Fig. 2 Schematic lithological-stratigraphical profiles of Submenilite beds of the Dukla Unit in Eastern Slovakia.

Subgraywackes; 2 – Green and grey-green shales; 3 – Quartzose sandstones with glauconite; 4 – Red claystones; 5 – Menilite beds, VB – Veľký Bukovec Sandstones, pv-Submenilite beds.



Obr. 3 Schematický, litologicko-stratigrafický profil podmenilitových vrstiev pásma Miková—Snina pri N. Čabinách

1 — Kremenné pieskovce s glaukonitom; 2 — ílovce zelenej a sivozelenej farby; 3 — ílovce červenej farby; 4 — drobové pieskovce, VB — pieskovce Veľkého Bukovca, pv — podmenilitové vrstvy.

Fig. 3 Schematic lithological-stratigraphical profile of Submenilite beds in the belt Miková—Snina near N. Čabiny.

1 — Quartzose sandstones with glauconite; 2 — Green and greygreen shales; 3 — Red claystones; 4 — Subgraywackes, VB — Veľký Bukovec Sandstones, pv-Submenilite beds.

nickom pásme Miková — Snina. Mikrofauna tu charakterizuje stratigrafické rozhranie vrchný senón — paleocén. V. Gašparíková (in T. Koráb 1971) tu uvádza druhy: *Saccamina placenta* (Grzyb.), *Rhabdamina ex gr. discreta* Brady, *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), *Trochamminoides irregularis* White, *Rzehakina complanata* (Grzyb.).

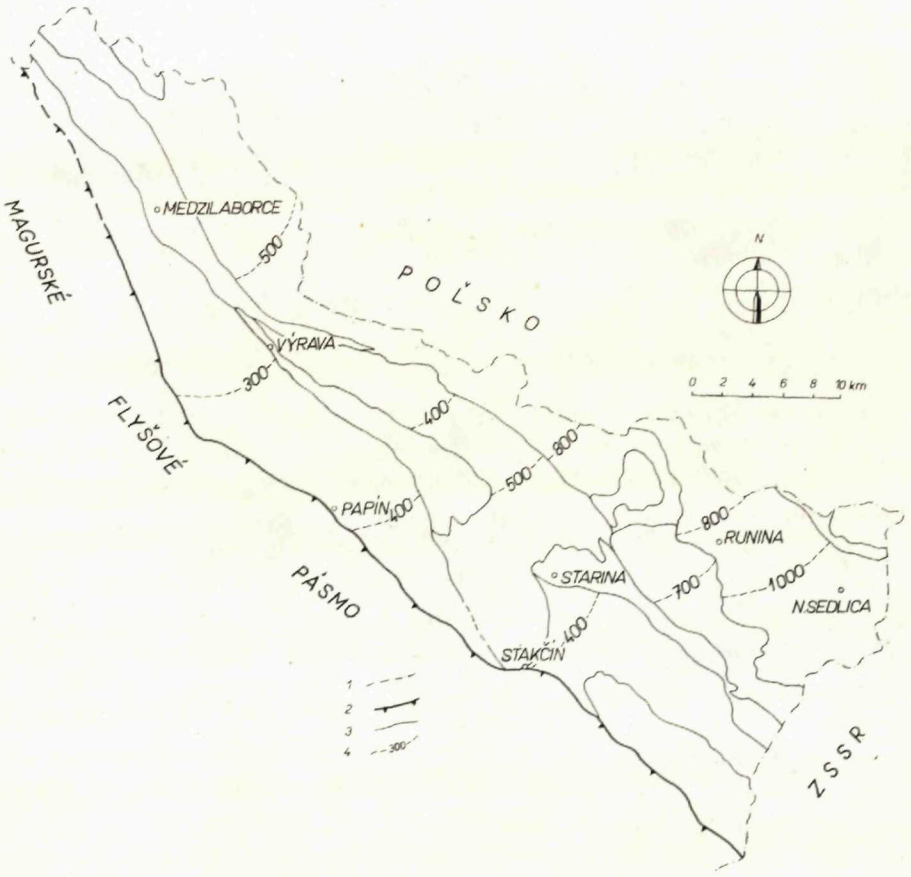
Sedimentológia

Podmenilitové vrstvy duklianskej jednotky majú výrazne vyvinutú rytmickú sedimentáciu. Prejavuje sa v mnohonásobnom striedaní pieskovcov a ílovcov. Klastické sedimenty podmenilitových vrstiev tvoria vo väčšine prípadov lavicovité tvary. Ojedinele sa vyskytujú zosuvné telesá menších rozmerov (mocnosť do 50 cm). Spomedzi sedimentárnych textúr sú na spodnej strane vrstevných plôch pieskovcov a siltovcov časté prúdové stopy, tlakové stopy a ryhy. Z interných sedimentárnych textúr pre mocnejšie pieskovcové lavice je charakteristické gradačné zvrstvenie. Časté je homogénne zvrstvenie kombinované vo vrchnej časti vrstiev s laminációu. Šikmé zvrstvenie malých rozmerov a konvolútna laminácia je typická pre siltovce. Dominujúcou horninou klastických sedimentov sú jemnozrnné pieskovce (48 %), siltovce (20 %), strednozrnné (15 %) a hrubozrnné pieskovce (14 %). Z petrografického hľadiska prevládajú drobové pieskovce (73 %) nad kremennými pieskovcami (22 %), drobami a arkózami (tab. XIX, XX). Ílovce podmenilitových vrstiev sú sivej, resp. sivozelenej farby. Z ílových minerálov bol v nich zistený ilit (dominuje), kaolinit, montmorilonit, minerály zmiešaných I—M štruktúr. Z karbonátov je hojný kalcit, sporadicky je prítomný dolomit (T. Ďurkovič 1968, 1969).

Paleoprúdové systémy v podmenilitových vrstvách duklianskej jednotky

Mapu paleoprúdových systémov pre podmenilitové vrstvy duklianskej jednotky (obr. 5) sme zostavili na základe výskumov T. Korába et al. (1962), A. Slączku (1971) a našich novších výskumov. Mapa zahrňuje čs. a poľskú časť duklianskej jednotky. Interpretáciu v priľahlej časti zakarpatskej oblasti sme nemohli urobiť pre nedostatok paleoprúdových údajov.

Prehľadným výskumom v roku 1962 sme v podmenilitových vrstvách duklianskej jednotky zistili dominujúci longitudinálny paleoprúdový systém



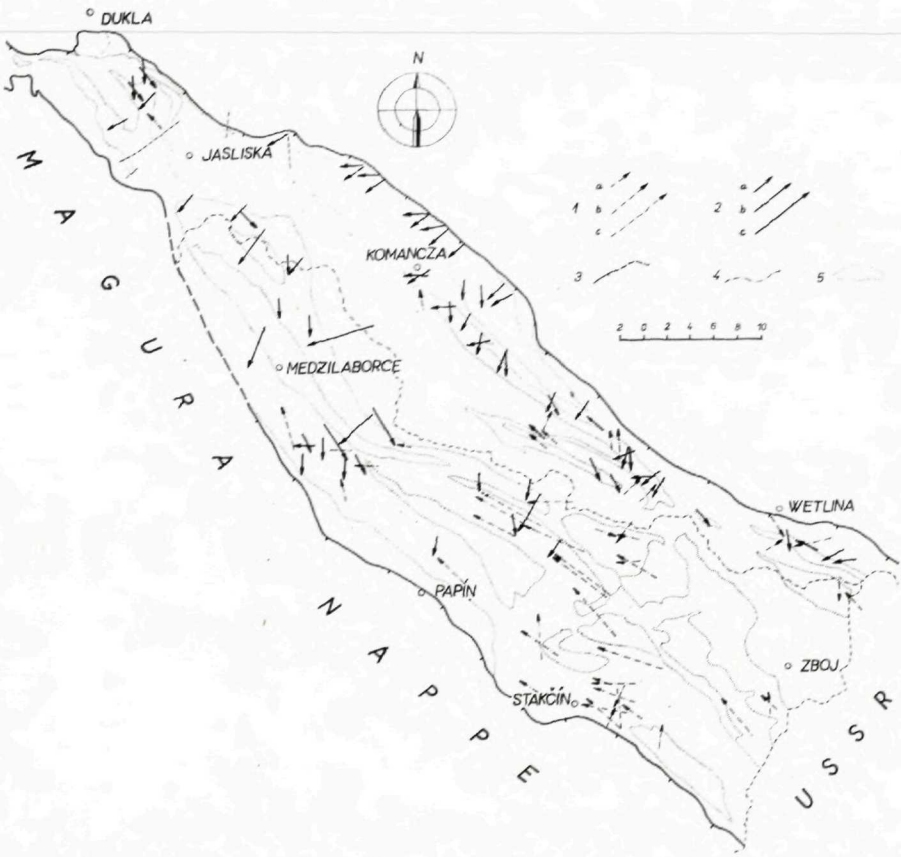
Obr. 4 Mapa mocnosti cisňanských vrstiev a pieskovcov Veľkého Bukovca v čs. časti duklianskej jednotky

1 – Štátna hranica; 2 – magurské nasunutie; 3 – hranice tektonických štruktúr; 4 – izolínie mocnosti

Fig. 4 A map of thicknesses of the Cisna Beds and Veľký Bukovec Sandstones in the Czechoslovak part of the Dukla Unit.

1 – State frontier; 2 – Magura overthrust; 3 – Limits of tectonic structures; 4 – Isolines of thicknesses.

so smerom prúdenia od JV na SZ. Podrobnejším štúdiom v rokoch 1969—71 sme zistili, že okrem dominujúceho longitudinálneho paleoprúdového systému v stratigrafickom rozpätí paleocén — stredný eocén, aj laterálny paleoprúdový systém prinášal do duklianskeho sedimentačného priestoru klastický materiál. Smer jeho orientácie je od S, SV na J, JZ (obr. 5). Ďalším dôležitým faktom je zistená rozdielna mineralogická náplň pieskovcov týchto dvoch paleoprúdových systémov.



Obr. 5 Mapa paleoprúdových systémov podmenilitových vrstiev duklianskej jednotky (časť na území PLR prevzatá z A. Ślączku (1971)

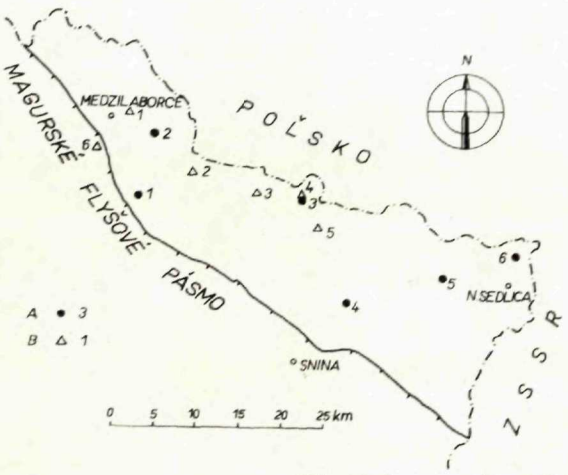
1 — Longitudinálny paleoprúdový systém (hlavne drobové pieskovce); 2 — laterálny paleoprúdový systém (kremenné pieskovce s glaukonitom), a — 1—3 meraní, b — 4—5 meraní, c — 5 a viac zámerov; 3 — tektonické obmedzenie duklianskej jednotky; 4 — štátna hranica; 5 — hranice vystupovania podmenilitových vrstiev

Fig. 5 A map of paleocurrent systems in Submenilite beds of the Dukla Unit (the Polish part by A. Ślączka 1971).

1 — Longitudinal paleocurrent system (mainly subgraywackes); 2 — Lateral paleocurrent system (quartzose sandstones with glauconite), a- 1—3 measurements, b- 4—5 measurements, c- 5 and more measurements; 3 — Tectonic confinement of the Dukla Unit; 4 — State frontier; 5 — Limits of Submenilite beds.

Opis študovaných profilov.

Profil Olšinkov (obr. 7, tab. 1). Lokalita: potok tečúci na sever od objektov JRD Olšinkov. Na báze tvoria profil hrubolavicovité pieskovce s gradačným zvrstvením. Smerom do nadložia ubúda hrubolavicovitých pieskovcov a prevládajú 30—40 cm mocné lavice kremenných pieskovcov, ktoré sa striedajú s drobnorytmickým flyšovým súvrstvím. Drobnorytmické súvrstvie je vytvorené z 2—10 cm mocných vrstiev siltovcov a jemnozrnných pieskovcov, ktoré alternujú s ílovcami sivej a sivozelenej farby. Vrstvy pieskovcov s orientáciou prúdových stôp 290 SZ, 300 SZ, 310 SZ (vzorky 01—11, 01—7,



Obr. 6 Mapa študovaných lokalít.

A — schematické, litologicko-stratigrafické profily podmenilitových vrstiev duklianskej jednotky

1 — Nižné Čabiny; 2 — Čabalovce; 3 — Osadné; 4 — Starina; 5 — Runina; 6 — Stužica;

B — podrobné litologické profily;

1 — Vydraň; 2 — Olšinkov; 3 — Vyšná Jablonka; 4 — Osadné; 5 — Parihuzovce; 6 — Rokytovce

Fig. 6 A map of localities studied.

A. Schematic lithological and stratigraphical profiles of Submenilite beds in Dukla Unit.
1 — Nižné Čabiny; 2 — Čabalovce; 3 — Osadné; 4 — Starina; 5 — Runina; 6 — Stužica;

B — detail lithological profiles
1 — Vydraň; 2 — Olšinkov; 3 — Vyšná Jablonka; 4 — Osadné; 5 — Parihuzovce; 6 — Rokytovce.

01—9) reprezentujú v študovanom profile longitudinálny paleoprúdový systém. Sú charakterizované nižším obsahom kremeňa, zvýšeným obsahom karbonátovej základnej hmoty, organických zvyškov a muskovitu. Vrstvy pieskovcov s orientáciou prúdových stôp 240 JZ, 260 Z, 270 Z (vzorky 01—6, 01—12, 01—8) reprezentujú laterálny paleoprúdový systém orientovaný od SV na JZ. Okrem vzorky 01—6, 01—8 a 01—12 majú podstatne nižší obsah kremeňa. Vzorka 01—12 má najvyšší zistený obsah organizmov (41,8 %) zo všetkých študovaných vzoriek. Ďalší laterálny paleoprúdový systém s orientáciou prúdových stôp 110 JV, 125 JV, 150 JV, 155 JV (vzorky 01—10, 01—5, 01—2, 01—4) má pieskovce s premenlivým obsahom kremeňa (41—75%) a zvýšeným obsahom glaukonitu.

Profil Vyšná Jablonka (obr. 7, tab. 2). Lokalita: východne od obce

Tab. 1

Planimetrické analýzy podmenilitových vrstiev a granulometrické parametre R. L. Folka, lokalita Olšinkov

	vzorka									
	OL-2	OL-4	OL-5	OL-6	OL-7	OL-8	OL-9	OL-10	OL-11	OL-1
kremeň (1—3)	62,11	54,31	41,10	73,32	21,00	42,10	37,00	75,64	43,80	21,50
kremeň (4—5)	4,11		0,71					2,59		
základná hmota (íl)		28,50		2,34				0,70		
zákl. hmota (karbonát)			51,71		64,10	53,13	41,59		51,08	30,00
tmel (kalcit)	28,20	6,90		18,65				18,60		
ortoklas	1,33	1,94	0,92	1,31	0,70	0,41	0,09	6,84	0,43	4,20
plagioklas	1,06		0,42			0,13		0,47	0,43	
glaukonit	1,99	3,45	2,68			0,13				
muskovit	0,80	0,65		2,70	11,60	3,28	0,38	0,47	1,42	2,50
rohovec	0,40		0,21				0,94	0,23		
zvyšky organizmov		3,25	2,25	0,18	2,60	0,62	20,80		2,84	41,80
kremenec				0,56						
ílovec								0,23		
vápenec				0,94				0,23		
Mz (∅)	2,6	3,0	3,3	2,3	3,5	3,4	2,9	2,1	3,1	3,0
O_I	1,41	1,06	1,34	0,95	1,25	0,86	1,02	1,10	1,08	0,84
SK_I	0,12	0,13	—0,10	0,27	—0,15	0,34	0,20	0,07	0,25	0,11
KG	1,22	1,50	1,21	1,06	1,60	0,63	1,45	1,11	1,41	1,37
orientácia prúdových stôp	150 JV	155 JV	125 JV	240 JZ	300 SZ	270 Z	310 SZ	110 JV	290 SZ	260 Z

V. Jablonka, potok tečúci S od kóty 550,2 m (Maňovský vrch). Profil sa začína na báze 150 cm mocnou lavicou homogénne zvrstveného pieskovca. Smerom do nadložia ubúda kremenných pieskovcov a súvrstvie je vytvorené z drobnorytmického flyšu. Laterálny paleoprúdový systém s orientáciou prúdových stôp 160 JV, 190 J (vzorky VJ-5, VJ-6) a longitudinálny paleoprúdový systém (vzorky VJ-1, 2) v študovanom profile obsahujú pieskovce zhruba rovnakého zloženia. Nápadný je rozdiel pri vzorke VJ-2, kde pozorujeme podstatne zvýšený obsah organických zvyškov.

Tab. 2

Planimetrické analýzy podmenilitových vrstiev a granulometrické parametre R. L. Folka, lokalita Vyšná Jablonka

	vzorka					
	VJ – 1	VJ – 2	VJ – 3	VJ – 4	VJ – 5	VJ – 6
kremeň (1 – 3)	77,06 %	45,00 %	92,90 %	60,28 %	64,99 %	87,26 %
kremeň (4 – 5)	1,92			15,50		
základná hmota (íl)	15,00			1,00		6,91
základná hmota karbonát)		32,00				
tmel (kalcit)	3,83	—	4,50	18,20	30,01	2,26
ortoklas	1,53	1,90	1,60	3,78	1,71	2,92
plagioklas	0,09	—	—	1,00	2,07	0,65
glaukonit	0,09	—	—	0,24	—	—
muskovit			1,00		1,22	
ílovec	0,24					
rohovec	0,24					
zvyšky organizmov		19,00				
Mz (∅)	3,9	3,1	2,8	2,4	1,8	2,7
O_I	0,97	0,93	1,10	1,35	1,04	0,88
Sk_I	0,02	0,17	0,27	– 0,07	0,32	0,24
KG	1,71	1,48	1,18	1,01	1,58	1,33
orientácia prúdových stôp	290 SZ	280 SZ	310 SZ	320 SZ	160 JV	190 J

Profil Osadné (obr. 7, tab. 3). Lokalita: horný tok potoka Udava, 1 km SSV od obce Osadné. Na báze profilu vystupujú gradačne zvrstvené pieskovce, ktoré smerom do nadložia vyznievajú. V profile sú dve polohy pestrých vrstiev a jedna vložka peľokarbonátu. V najvyššej časti profilu vystupuje poloha ílovcov zlínskeho typu. Longitudinálny paleoprúdový systém s orientáciou prúdenia 320 SZ je reprezentovaný vzorkou 0—2. Laterálny paleoprúdový systém s orientáciou 190 J je reprezentovaný vzorkami 0—1, 0—3. Sú to kremenné pieskovce.

Profil Parihuzovce (obr. 7, tab. 4). Lokalita: potok tečúci 500 m od SV okraja obce Parihuzovce. Profil má na báze vyvinuté hrubolavicovité pieskovce s gradačným zvrstvením. Smerom do nadložia sa vytrácajú a súvrstvie je vytvorené z drobnorytmického flyšu. V spodnej časti profilu je

Tab. 3

Planimetrické analýzy podmenilitových vrstiev a granulometrické parametre R. L. Folka, lokalita Osadné

	vzorka			
	0 – 1	0 – 2	0 – 3	0 – 4
kremeň (1 – 3)	57,15 %	54,80 %	80,32 %	62,85 %
kremeň (4 – 5)		25,40	0,57	
základná hmota (íl)		13,60	13,55	22,00
tmel (kalcit)	35,50	1,10	3,25	0,85
ortoklas	2,20	0,60	1,18	9,50
plagioklas			0,57	0,25
glaukonit	0,45			0,12
muskovit	3,70	0,30		1,77
ílovec	1,90			
rohovec	1,20	0,76		
kremenec				2,66
zvyšky organizmov		0,70		
Mz (∅)	3,5	2,6	3,3	3,0
O_I	1,29	1,58	1,12	0,81
Sk_I	0,21	0,07	0,24	−0,03
KG	1,50	0,90	0,91	0,77
orientácia prúdových stôp	190 J	320 SZ	190 J	270 Z

Tab. 4

Planimetrické analýzy podmenilitových vrstiev a granulometrické parametre R. L. Folka, lokalita Parihuzovce

	vzorka			
	P – 1	P – 2	P – 3	P – 4
kremeň	77,53 %	73,47 %	33,00 %	49,14 %
základná hmota (íl)	12,50	16,95	—	—
zákl. hmota (karbonát)	—	—	52,00	26,50
tmel (kalcit)	—	0,56	—	—
ortoklas	1,33	4,22	1,80	0,88
plagioklas	0,83	—	—	0,44
glaukonit	6,65	4,80	—	—
muskovit	0,83	—	—	0,44
ílovec	0,33	—	—	—
zvyšky organizmov			13,2	22,80
Mz (∅)	2,7	2,2	3,4	2,4
O_I	1,20	1,90	1,24	1,32
Sk_I	0,06	−0,03	0,07	0,31
KG	1,17	1,47	1,71	1,54
orientácia prúdových stôp	200 JZ	190 J	290 Z	320 SZ

vložka peľokarbonátu. Longitudinálny paleoprúdový systém (320 SZ) je reprezentovaný vzorkou P-4. Pieskovec sa vyznačuje nízkym obsahom kremeňa a vysokým podielom organických zvyškov (22 %). Podobné mineralogické zloženie má aj vzorka P-3 (290 Z). Laterálny paleoprúdový systém (190 J,

200 JJZ) je reprezentovaný vzorkami P-1, 2. Sú to kremenné pieskovce so značným obsahom dokonale zaoblených kremenných zŕn (12 %, 16 %) a vysokým obsahom glaukonitu (6,5 %, 4,8 %).

Profil Vydraň (obr. 7, tab. 5). Lokalita: potok Vydraňka, 300 m V od železničnej stanice v obci Vydraň. V profile sú rovnomerne zastúpené hrubolavicovité, gradačné zvrstvené pieskovce, ktoré alternujú s drobnorytmickým flyšom. V profile sú dve polohy pestrých ílovcov. Zistili sme tam len laterálny paleoprúdový systém s orientáciou 230—260 JZ. Vo všetkých študovaných vzorkách bol zistený glaukonit. Okrem vzorky VY-6 sa našiel aj kremeň

Tab. 5

Planimetrické analýzy podmenilitových vrstiev a granulometrické parametre R. L. Folka, lokalita Vydraň

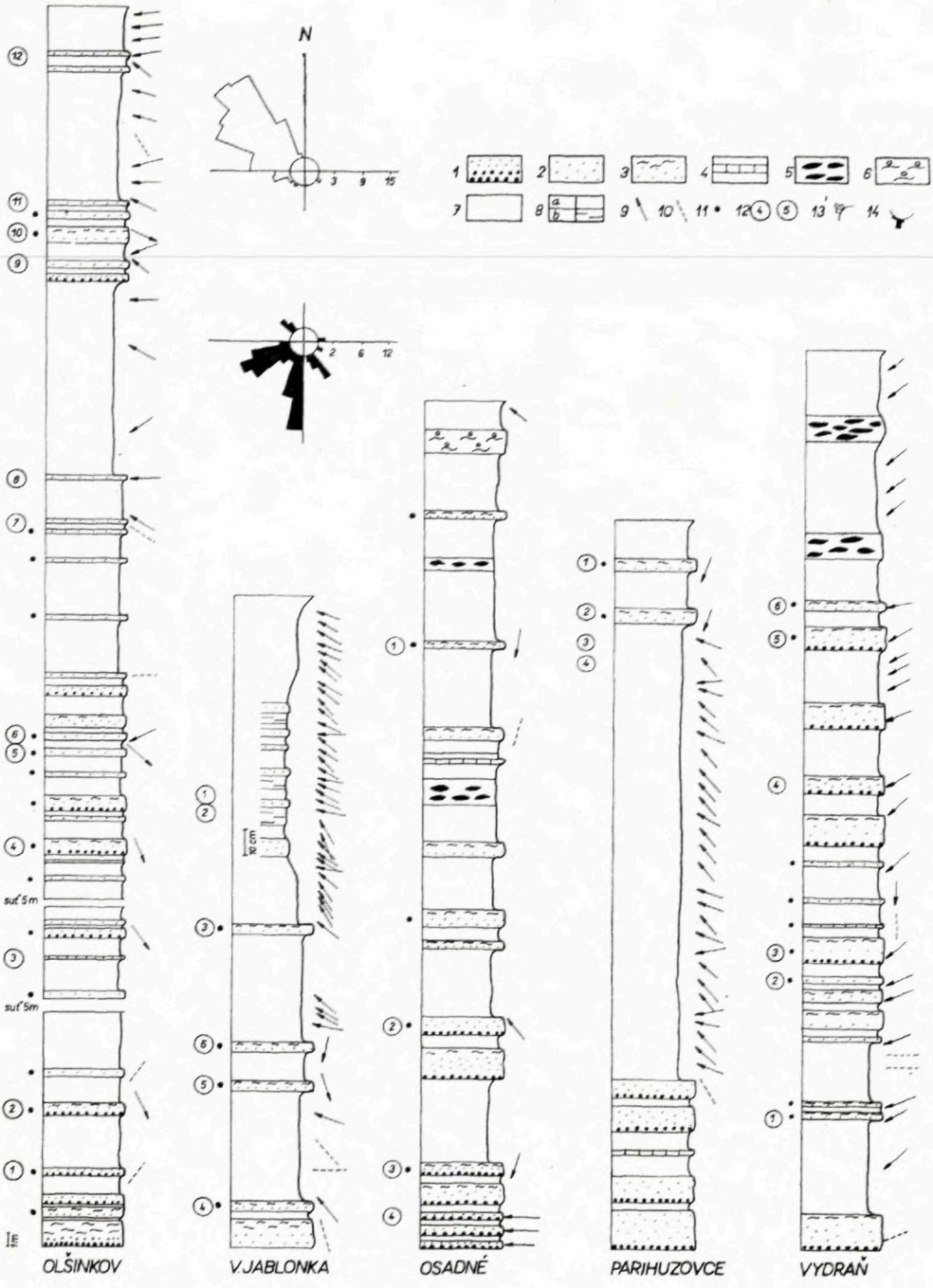
	vzorka					
	VY – 1	VY – 2	VY – 3	VY – 4	VY – 5	VY – 6
kremeň (1—3)	76,48 %	76,83 %	54,90 %	57,87 %	26,25 %	84,04 %
kremeň (4—5)	3,75	2,10	21,00	7,40	26,25	
základná hmota (íl)	5,50		11,50	18,51	8,08	10,45
základná hmota (karbon.)		15,40				
tmel (kalcit)	8,45	4,17			4,74	2,03
ortoklas	1,95	0,65	4,35	2,00	1,40	2,46
plagioklas		0,20		2,00		0,82
glaukonit	1,30	0,05	1,13	0,37	1,17	0,20
muskovit		0,05				
ílovec	1,38		1,77	11,85	6,54	
rohovec	0,57	0,55	0,85	22,10	22,10	
kremenec	0,46		3,21			
vápenec	0,16		1,29		1,05	
žula (?)					1,76	
Mz (∅)	3,2	2,7	2,0	2,1	2,0	2,7
O_I	1,21	0,93	1,48	1,20	1,64	0,90
Sk_I	0,17	0,27	0,16	0,16	0,18	0,31
KG	0,72	1,10	0,80	1,05	0,65	1,37
orientácia prúdových stôp	240 JZ	250 JZ	230 JZ	240 JZ	240 JZ	260 JZ

Obr. 7 Litologické profily podmenilitovými vrstvami duklianskej jednotky

1 — gradačne zvrstvené pieskovce; 2 — homogénne zvrstvenie 3 — laminácia vo vrchnej časti vrstiev; 4 — peľokarbonáty; 5 — ílovce červenej farby; 6 — vložky ílovcov „zlínskeho typu"; 7 — drobnorytmický flyš; 8 — detail z profilu V. Jablonka, a — ílovce zelenej farby, b — ílovce svetlosivej farby, 9 — orientácia prúdových stôp; 10 — ryhy; 11 — kremenné pieskovce s glaukonitom; 12 — odobrané vzorky; 13 — vyhodnotený longitudinálny paleoprúdový systém; 14 — vyhodnotený laterálny paleoprúdový systém

Fig. 7 Lithological profiles of Submenilite beds in Dukla Unit.

1 — Graded-bedded sandstones; 2 — Structureless bedding; 3 — Lamination in upper bed surface; 4 — Pelocarbonates; 5 — Red claystones; 6 — Intercalations of the „Zlín type" claystones; 7 — Fine-rhythmical flysch; 8 — A detail from the profile V. Jablonka, a-green shales, b-light-grey shales; 9 — Orientation of flute casts; 10 — Groove casts; 11 — Quartzose sandstones with glauconite; 12 — Probes. 13 — Longitudinal paleocurrent system evaluated; 14 — Lateral paleocurrent system evaluated.


N
3
9
15
2
6
12
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
sut' 5m
sut' 5m
10 cm
OLŠINKOV
V.JABLONKA
OSADNÉ
PARIHUZOVCE
VYDRAŇ

s vyšším stupňom zaoblenia. Základnú hmotu pieskovcov tvorí íl. Vzorky odobraté zo spodných častí gradačne zvrstvených lavíc majú zvýšený obsah úlomkov ílovcov a rohovcov.

Bodové vzorky (tab. 6) reprezentujú dokumentačný materiál vyzbieraný pri mapovaní v okolí N. Čabín. Vzorky reprezentujú laterálny paleoprúdový systém s orientáciou 180—190 J. Študované pieskovce majú pomerne vysoký obsah ortoklasu (1—4 %).

Tab. 6

Planimetrické analýzy podmenilitových vrstiev a granulometrické parametre R. L. Folka, lokalita bodové vzorky na liste N. Čabiny

	vzorka			
	A	B	C	D
kremeň (1—3)	66,52	59,07	68,15	58,20
kremeň (4—5)		12,00		3,99
základná hmota (íl)		22,65	14,45	
základná hmota (karbonát)				26,00
tmel (kalcit)	24,80			
ortoklas	3,34	1,28	3,26	4,15
plagioklas			0,34	
glaukonit	2,93	3,86		0,69
muskovit			9,15	0,34
zvyšky organizmov	0,86			0,45
rohovec	1,55	1,14	0,34	1,38
biotit				1,91
fylit				0,82
kremenec			4,31	2,08
Mz (∅)	3,0	2,5	2,2	2,7
OI	1,20	1,33	1,25	1,47
SKI	0,34	0,12	0,30	0,18
KG	0,90	1,15	1,28	0,85
orientácia prúdových stôp	180—190 J			

Profil Rokytovce (tab. 7) — zlínske vrstvy račianskej jednotky magurského flyšu. Lokalita: potok 2 km SZ od Rokytoviec. Študovaný profil zlínskych vrstiev tvofia 60—80 cm mocné pieskovce, ktoré alternujú s ílovcami. Vzorkový materiál má orientované prúdové stopy v rozmedzí 160 JV—240 JZ a reprezentuje laterálny paleoprúdový systém v zlínskych vrstvách. Klastické sedimenty sú reprezentované kremennými pieskovcami a glaukonitom.

Granulometria

Pri štatistickom vyhodnotení zrnitostných parametrov študovaných sedimentov sme použili kritériá a hodnoty R. L. Folka (1968). Priemerné granulometrické zloženie (Mz) pieskovcov longitudinálneho paleoprúdového

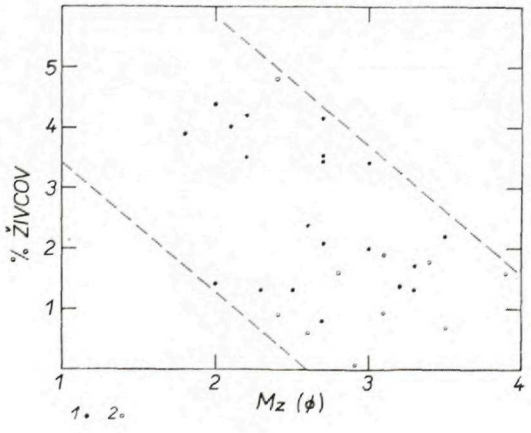
Tab. 7

Planimetrické analýzy pieskovcov zlínskych vrstiev račianskej jednotky flyšu, lokalita Rokytovce

	vzorka			
	RO-1	RO-2	RO-3	RO-4
kremeň (1—3)	83,69 %	73,58 %	70,17 %	77,24 %
kremeň (4—5)	0,42	0,86	17,50	3,20
tmel (kalcit)	14,35	17,30	8,55	11,10
základná hmota (íl)	0,70			2,56
ortoklas	0,70	0,28	2,22	1,41
plagioklas	0,14	0,43		0,77
muskovit		1,00		
glaukonit		6,55	1,56	3,72
M_z (∅)	2,1	3,4	1,3	2,4
O_I	0,94	0,90	0,98	0,95
SK_I	0,16	0,72	0,26	0,48
K_G	1,60	0,80	1,11	1,30
orientácia prúdových stôp	240 JZ	150 JV	180 J	160 JV

systému je 3 ∅, pre pieskovce laterálneho paleoprúdového systému 2,6 ∅ (0,17 a 0,25 mm). Vytriedenie pieskovcov oboch paleoprúdových systémov je slabé (1,24 a 1,18). Graficky sme vyhodnotili vzťah medzi zrnitostným zložením a obsahom živcov v študovaných sedimentoch (obr. 8). Vzťah má v hrubých rysoch lineárny trend. S klesaním hodnoty Mz (priemerné zrnitostné zloženie) vzrastá aj obsah živcov.

Ďalšie kritérium, ktoré môžeme použiť pre odlíšenie sedimentov v študovaných paleoprúdových systémoch, je zaoblenie kremenných zŕn. Pri použití 5-stupňovej vizuálnej škály F. J. Pettijohna (1957) sme zistili, že pieskovce prinášané do sedimentačného priestoru laterálnym paleoprúdovým systémom majú zvýšený obsah zaoblených, až dokonale zaoblených kremenných zŕn



Obr. 8 Vzťah medzi priemerným zrnitostným zložením pieskovcov Mz ∅ a obsahom živcov

1 — kremenné pieskovce; 2 — drobové pieskovce

Fig. 8 The ratio between the average granulometric composition of sandstones (Mz) and the feldspar content.

1 — Quartzose sandstones; 2 — Subgraywackes.

(4 a 5 stupeň zaoblenia). Ich priemerný obsah je 12 % pri prepočte s kremennými zrnami so stupňom zaoblenia 1—3 (angulárne a subangulárne zrná). Ako je známe, k dokonalému zaobleniu kremenných zŕn nestačí jediný sedimentačný cyklus. Výsledky abráznych pokusov dokázali, že niekoľko tisíc kilometrov dlhý transport vo vodnom prostredí nestačí k podstatnejšej abrázii a zaobleniu kremenných zŕn. Dokonale zaoblené kremenné zrná bývajú výsledkom mimoriadne dlhého opracovania, ktoré mohlo nastať viacnásobným premiestňovaním počas viacerých sedimentačných cyklov.

Hlavnú masu piesčitých zŕn študovaných klastických sedimentov tvorí angulárny a subangulárny kremeň. Výskyt dobre a dokonale zaoblených kremenných zŕn v pieskovcoch laterálneho paleoprúdového systému (so zdrojovou zónou na S, SV od študovanej oblasti) preukazuje aj prítomnosť starších sedimentov, podieľajúcich sa na jej stavbe. Predpokladáme, že to boli klastické sedimenty, ktoré prekonali viac sedimentačných cyklov. Dodávali dobre zaoblené kremenné zrná do uvedeného paleoprúdového systému v pomere 1:10 v prospech angulárnych a subangulárnych zŕn. Za hlavný zdroj kremeňa v sedimentoch oboch paleoprúdových systémov považujeme vyvrelé a metamorfované horniny zúčastnené na stavbe oboch zdrojových oblasti.

Klasifikácia pieskovcov

Pre zhodnotenie rozdielov v mineralogickom zložení študovaných pieskovcov vyhodnotili sme priemerné mineralogické zloženie pre oba paleoprúdové systémy (tab. 8, obr. 9). Pri takomto porovnaní, ktoré berie do úvahy všetky zložky horniny, lepšie vyniknú rozdiely v látkovom zložení pieskovcov oboch paleoprúdových systémov. Menej výhodný spôsob pre vyjadrovanie rozdielov

Tab. 8

Priemerné mineralogické zloženie študovaných pieskovcov

minerál	podmenilitové vrstvy (a)	podmenilitové vrstvy (b)
kremeň	50,16 %	71,05 %
ortoklas	2,24	2,21
plagioklas	0,38	0,74
glaukonit	0,14	2,36
muskovit	2,72	1,90
rohovec	0,59	2,50
zvyšky organizmov	15,48	1,63
flovce	—	3,43
kremence	—	2,12
vápence	—	0,73

a) aritmetický priemer z 12 planimetrických analýz (drobové pieskovce)
b) aritmetický priemer z 25 planimetrických analýz (kremenné pieskovce)

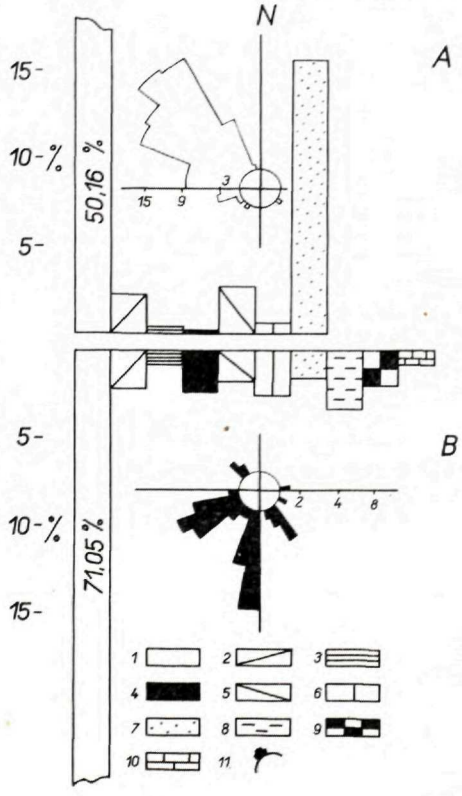
v mineralogickom zložení skúmaných pieskovcov sú klasifikačné trojuholníkové diagramy. Použili sme dva: F. J. Pettijohnov (1949) v modifikácii J. Petránka (1963) a R. L. Folkov (1968). Výhodnejší pre postrehnutie rozdielov v mineralogickom zložení študovaných sedimentov je Pettijohnov diagram (obr. 10), nakoľko berie do úvahy ako jeden z koncových členov trojuholníka základnú hmotu, ktorá je charakteristická pre mnohé flyšové pieskovce. Na základe tejto klasifikačnej schémy pieskovce longitudinálneho paleoprúdového systému patria k drobovým pieskovcom a pieskovce laterálneho paleoprúdového systému k pieskovcom kremenným. V klasifikačnom diagrame R. L. Folka (l. c.), ktorý neberie do úvahy základnú hmotu (obr. 11), nie sú rozdiely (po prepočítaní planimetrických analýz na dané zložky) v mineralogickom zložení pieskovcov oboch paleoprúdových systémov výrazné. Vzorkový materiál z oboch paleoprúdových systémov spadá do poľa kremenných arenitov a subarkóz.

Zistené rozdiely v mineralogickom zložení študovaných pieskovcov sú tieto:

1. Vzorky pieskovcov, ktoré reprezentujú longitudinálny paleoprúdový systém, majú v porovnaní s pieskovcami z laterálneho paleoprúdového systému nižší priemerný obsah kremeňa.

2. Plagioklas je dvakrát hojnejší v pieskovcoch laterálneho paleoprúdového systému. Ortoklas je zastúpený rovnakým podielom v oboch systémoch.

3. Výskyt glaukonitu je charakteristický pre pieskovce laterálneho paleoprúdového systému. Vyskytuje sa v po-

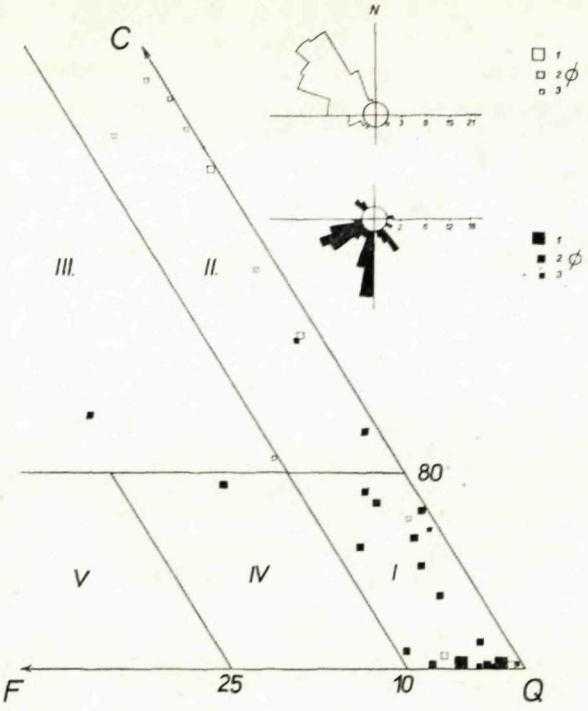


Obr. 9 Priemerné mineralogické zloženie pieskovcov A — longitudinálneho, B — laterálneho paleoprúdového systému

1 — kremeň; 2 — ortoklas; 3 — plagioklas; 4 — glaukonit; 5 — muskovit; 6 — úlomky rohovcov; 7 — zvyšky organizmov; 8 — ílovce; 9 — kremence; 10 — vápence; 11 — vyhodnotené paleoprúdové systémy

Fig. 9 The average mineralogical composition of sandstones, A — of the longitudinal, B — of the lateral paleocurrent system.

1 — Quartz; 2 — Orthoclase; 3 — Plagioclase; 4 — Glauconite; 5 — Muscovite; 6 — Fragments of cherts; 7 — Organic remains; 8 — Claystones; 9 — Fragments of quartzites; 10 — Fragments of limestones; 11 — Paleocurrent systems evaluated.

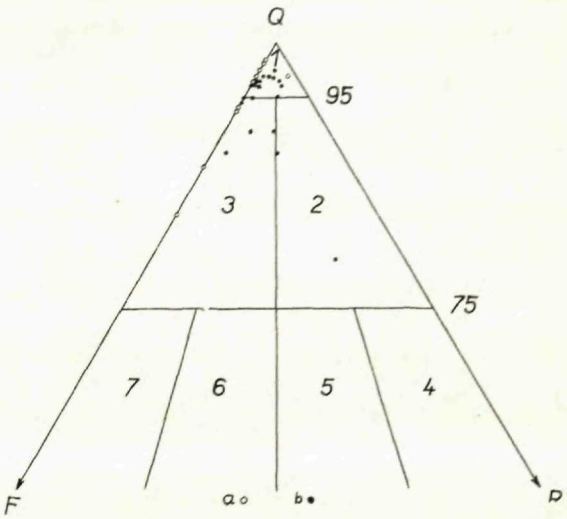


Obr. 10 Klasifikačný diagram pieskovcov podľa F. J. Pettijohna (1949) v úprave J. Petránka (1963).

Q — kremeň + stabilné úlomky hornín, F — živce + nestabilné úlomky hornín, C — íl. I — kremenné pieskovce; II — drobové pieskovce; III — droby; IV — arkózovité pieskovce; V — arkózy. V diagrame sú vyhodnotené paleoprúdové systémy a granulometria pieskovcov. Čierne štvorčeky a ružicový diagram = sedimenty laterálneho paleoprúdového systému. Biele štvorčeky a ružicový diagram = sedimenty longitudinálneho paleoprúdového systému

Fig. 10 F. J. Pettijohn's (1949) classification diagram for sandstones, modified by J. Petránek (1963).

Q — quartz + stable rock fragments; F — feldspars + unstable rock fragments; C — clay matrix. I — Quartzose sandstones; II — Subgraywackes; III — Graywackes; IV — Arkosic sandstones; V — Arkoses. Diagram comprises evaluation of paleocurrent systems and granulometry of sandstones. Black squares and a rose diagram = sediments of the lateral paleocurrent system. White squares and a rose diagram = sediments of the longitudinal paleocurrent system.



Obr. 11 Klasifikačný diagram pieskovcov podľa R. L. Folka (1968).

Q — kremeň, F — živce + úlomky žúl a rúl, R — úlomky rohovcov, vápencov a bridlíc

1 — kremenné arenity; 2 — sublitické arenity; 3 — subarkózy; 4 — litické arenity; 5 — živcové litické arenity; 6 — litické arkózy; 7 — arkózy. a — pieskovce longitudinálneho, b — pieskovce laterálneho paleoprúdového systému;

Fig. 11 Classification diagram of sandstones after Folk (1968).

Q — quartz; F — feldspars + fragments of granites and gneisses; R — fragments of cherts; limestones and shales. 1 — Quartzarenite; 2 — Sublitharenite; 3 — Subarkose; 4 — Litharenite; 5 — Feldspatic litharenite; 6 — Lithic arkoses; 7 — Arkoses; a — sandstones of the longitudinal; b — sandstones of the lateral paleocurrent system.

mere 16:1 pri porovnaní s pieskovcami longitudinálneho paleoprúdového systému.

4. Úlomky rohovcov sú hojnejšie zastúpené v sedimentoch laterálneho paleoprúdového systému (4:1).

5. Zvyšky organizmov sú bohato zastúpené v sedimentoch longitudinálneho transportu (9:1) v porovnaní s laterálnym paleoprúdovým systémom. Úlomky ílovcov, kremencov a sporadicky aj vápencov sme našli len v sedimentoch laterálneho paleoprúdového systému.

Ťažké minerály

Prvé údaje o ťažkých mineráloch vo flyšových sedimentoch nachádzame v prácach poľských autorov (porov. T. Ďurkovič 1968). V magurskom flyši na východnom Slovensku urobila orientačný výskum ťažkých minerálov M. Starobová (1962). Všetci autori, ktorí spracovali ťažké minerály flyšového pásma obyčajne na základe známej stratigrafie a litológie, charakterizovali študované súvrstvie určitou asociáciou ťažkých minerálov.

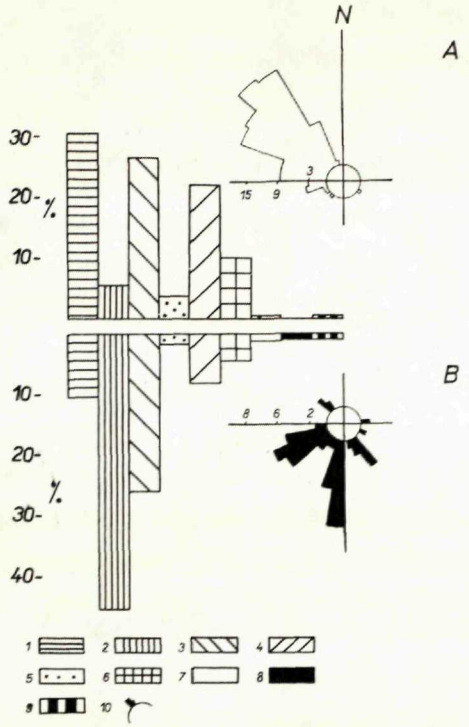
Pri štúdiu paleoprúdových systémov v podmenilitových vrstvách duklianskej jednotky vyhodnotili sme ťažké minerály zo vzorkového materiálu ako pre longitudinálny, tak aj pre laterálny paleoprúdový systém (tab. 9, obr. 12).

Rozdiely v zložení ťažkých minerálov pre študované paleoprúdové systémy sú tieto: turmalín sa bohatšie vyskytuje v sedimentoch longitudinálneho paleoprúdového systému (3:1) v porovnaní s laterálnym paleoprúdovým systémom. Zirkón dominuje v sedimentoch laterálneho paleoprúdového systému (9:1) v porovnaní s longitudinálnym paleotransportom. Granát je zastúpený v pomere 1:1 v oboch paleoprúdových systémoch. Biotit, chlorit a rutil sa bohatšie nachádzajú v sedimentoch longitudinálneho paleoprúdového systému. Distén sme zistili len v sedimentoch laterálneho paleoprúdového systému. Z opakových minerálov sa priebežne v oboch paleoprúdových systémoch vyskytuje ilmenit, pyrit a magnetit.

Na základe získaných výsledkov môžeme pre sedimenty študovaných paleoprúdových systémov vyčleniť tieto charakteristické asociácie ťažkých minerálov:

longitudinálny paleoprúdový systém	turmalín + granát + biotit
laterálny paleoprúdový systém	zirkón + granát + turmalín

Pre sedimenty oboch paleoprúdových systémov sme graficky znázornili relatívne zastúpenie turmalínu, granátu a zirkónu (obr. 13). Ako vidieť z diagramu, projekčné body pre študované paleoprúdové systémy sú značne



Obr. 12 Priemerné zloženie ťažkých minerálov v pieskovcoch A — longitudinálneho, B — laterálneho paleoprúdového systému

1 — turmalín; 2 — zirkón; 3 — granát; 4 — rutil; 5 — biotit; 6 — chlorit; 7 — staurolit; 8 — distén; 9 — apatit; 10 — orientácia paleoprúdových systémov;

Fig. 12 The average content of heavy minerals in sandstones, A — of the longitudinal, B — of the lateral paleocurrent system.

1 — Tourmaline; 2 — Zircone; 3 — Garnet; 4 — Rutile; 5 — Biotite; 6 — Chlorite; 7 — Staurolite; 8 — Disthene; 9 — Apatite; 10 — Orientation of paleocurrent systems

rozdielne. Je to spôsobené rozdielnym zastúpením turmalínu a zirkónu v študovaných sedimentoch pri rovnakom obsahu granátu.

Už J. Tokarski (1946) uvádza vo flyšových Karpatoch na poľskej strane pre jednotlivé stratigrafické celky dva charakteristické minerály, a to zirkón a granát. Ich kvantitatívne zastúpenie je v jednotlivých súvrstviach protichodné. Narastaním obsahu jedného z nich klesá obsah druhého. Tieto dva minerály uvádza podobne aj G. Woletz (1955) vo vrchnej kriede a paleogéne Wienerwaldu, pričom granát prevláda vo vrchnokriedovom súvrství a zirkón v paleogéne. Obdobné vzťahy medzi zirkónom a granátom sme zistili aj v duklianskej jednotke. Obsah zirkónu tu narastá smerom od starších súvrství k mladším. Opačne sa chová granát (T. Ďurkovič 1968).

Z genetického hľadiska vyčleňujú F. P. Temnjuk — O. S. Rjabokoň (1961) pre flyšové pásmo na sovietskej strane dve asociácie terigénnych minerálov: a) prvú tvoria minerály, ktoré pochádzajú zo starších sedimentov, b) druhú minerály, ktoré pochádzajú z metamorfovaných materských hornín. Citovaní autori stanovujú pre uvedené minerály aj zdrojové oblasti. Na SV od študovaného územia predpokladajú existenciu zdrojovej oblasti vytvorenej staršími sedimentmi, ktorá dodávala hlavne zirkón, turmalín a rutil. Metamorfované horniny sa v tejto predpokladanej zdrojovej oblasti nevyskytovali. Druhá zdrojová oblasť sa podľa ich predpokladov nachádza JZ od flyšovej geosynklinály. Vytvorili ju najskôr paleozoické metamorfované horniny a bola zdrojom granátu, staurolitu, biotitu a chloritu. Uvedené rozdelenie zdrojových oblastí je značne schematické a asociácie ťažkých minerálov, či už

Tab. 9

Zastúpenie ťažkých minerálov v podmenilitových vrstvách duklianskej jednotky

minerál	vrstvy								
	podmenilitové (a)			podmenilitové (b)			zlínske		
	frakcia								
	0,25 – 0,1	0,1 – 0,05		0,25 – 0,1	0,1 – 0,05		0,25 – 0,1	0,1 – 0,05	
	počet zŕn								
turmalín	61	168	229	73	527	600	63	378	441
zirkón	112	871	983	4	104	108	68	731	799
granát	123	442	565	146	380	526	50	83	133
rutil	5	32	37	24	50	74	9	35	44
biotit	100	78	178	182	255	437	79	141	220
chlorit	44	53	97	88	105	193	15	17	32
staurolit	13	12	25	5	6	11	7	4	11
distén	18	4	22						
apatit	4	17	21	1	8	9	7	12	19
	%								
turmalín	12,70	10,01	10,61	13,95	36,72	30,64	21,14	26,98	25,95
zirkón	23,33	51,93	45,57	0,76	7,24	5,51	22,81	52,17	47,02
granát	25,62	26,35	26,19	27,91	26,48	26,86	16,77	5,92	7,82
rutil	1,04	1,90	1,71	4,58	3,48	3,77	3,02	2,49	2,58
biotit	20,83	4,65	8,25	34,79	17,77	22,31	26,51	10,06	12,94
chlorit	9,16	3,16	4,49	16,82	7,31	9,85	5,03	1,21	1,88
staurolit	2,70	0,71	1,15	0,95	0,41	0,56	2,34	0,28	0,58
distén	3,75	0,23	1,01	—	—	—	—	—	—
apatit	0,83	1,01	0,97	0,19	0,55	0,46	2,34	0,85	1,11

a) kremenné pieskovce s glankonitom
b) drobové piestovce

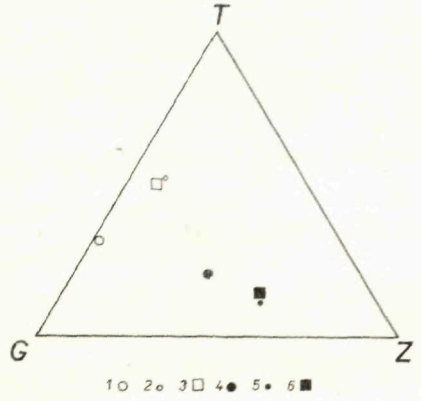
v jednotlivých súvrstviach duklianskej jednotky, resp. v študovaných podmenilitových vrstvách, nezodpovedajú uvedenej schéme.

Longitudinálny paleoprúdový systém v podmenilitových vrstvách duklianskej jednotky (s generálnou orientáciou prúdenia od JV na SZ) prinášal materiál do sedimentačného priestoru duklianskej jednotky v hrubých rysoch z druhej zdrojovej oblasti citovaných autorov. Na základe zistenej orientácie paleoprúdového systému predpokladáme umiestnenie tejto zdrojovej zóny na JV od dnešného vystupovania sedimentov duklianskej jednotky a nie na JZ, ako to uvádzajú F. P. Temnjuk — O. S. Rjabokoň (l. c.). Asociácia ťažkých minerálov (tab. 9, obr. 12) sa od vyššie opísanej asociácie citovaných autorov odlišuje vysokým percentuálnym zastúpením turmalínu (30,6 %) a vyšším obsahom rutilu. Biotit je zastúpený v pomere 3:1 v porovnaní so sedimentmi, ktoré prinášal do sedimentačného priestoru laterálny paleoprúdový systém. Vyšší je

aj obsah chloritu. Nápadne nízky je obsah zirkónu (5,5 %). Granát je rovnako zastúpený v oboch paleoprúdových systémoch. Zdroj z metamorfovaných hornín je v sedimentoch longitudinálneho paleoprúdového systému indikovaný vyšším obsahom biotitu a chloritu. Vysoký obsah turmalínu a vyšší obsah rutilu indikujú aj prítomnosť starších sedimentov, ktoré sa uplatnili na stavbe zdrojovej oblasti na JV od študovaného územia.

Laterálny paleoprúdový systém s generálnou orientáciou prúdenia od S, SV na J, JZ prinášal klastický materiál z prvej zdrojovej zóny, situovanej na sever od študovanej oblasti (F. P. Temnjuk — O. S. Rjabokoň l. c.). Asociáciu ťažkých minerálov, ako ju uvádzajú cit. autori, netvorí však dominujúci zirkón, rutil a turmalín, ale podstatne zastúpený granát, množstvo biotitu, chloritu a sporadicky sa vyskytujúci distén. Na základe týchto údajov ťažko môžeme povedať, že zdroj uvedených minerálov pochádza z rozrušených starších sedimentov, ale musíme pripustiť, že sa na ňom podieľajú aj metamorfované horniny.

Štúdiom ťažkých minerálov zo sedimentov oboch paleoprúdových systémov sme zistili, že obsahujú približne rovnakú asociáciu ťažkých minerálov, ale s rozdielnym kvantitatívnym zastúpením sedimentov jednotlivých paleoprúdových systémov. Obe zdrojové oblasti (jedna situovaná na severe od študovaného územia, druhá na JV) dodávali ťažké minerály, ktoré pochádzajú z rozrušených sedimentárnych hornín a z metamorfovaných komplexov. V sedimentoch prinášaných do sedimentačného priestoru longitudinálnym paleoprúdovým systémom sú metamorfované horniny zdrojovej zóny situovanej na JV dokumentované zvýšeným obsahom biotitu. V sedimentoch laterálneho paleoprúdového systému je prínos ťažkých minerálov zo zdrojovej oblasti



Obr. 13 Vzťah medzi obsahom turmalínu (T), granátu (G) a zirkónu (Z) v pieskovcoch longitudinálneho a laterálneho paleoprúdového systému

1 — sedimenty longitudinálneho paleoprúdového systému (frakcia 0,25—0,1 mm); 2 — frakcia 0,1—0,05 mm; 3 — priemer z oboch frakcií; 4 — sedimenty laterálneho paleoprúdového systému (frakcia 0,25—0,1 mm); 5 — frakcia 0,1—0,05 mm; 6 — priemer z oboch frakcií

Fig. 13 The ratios among the contents of tourmaline (T), garnet (G), and zircone (Z) in sandstones of the longitudinal and lateral paleocurrent systems.

1 — Sediments of the longitudinal paleocurrent system (fraction 0,25—0,1 mm); 2 — Fraction 0,1—0,05 mm 3 — The average of the two fractions; 4 — Sediments of the lateral paleocurrent system (fraction 0,25—0,1 mm); 5 — Fraction 0,1—0,05 mm; 6 — The average of the two fractions.

situovanej severne od študovaného územia (tvorenej staršími sedimentmi) zvýraznený vyšším obsahom zirkónu a pomerne hojným zastúpením kremenných zŕn s vyšším stupňom zaoblenia.

Paleogeografia

O paleogeografii duklianskej jednotky máme zatiaľ málo starších údajov. Väčšina autorov (M. Książkiewicz 1958, St. Dzulynski — M. Książkiewicz — Ph. H. Kuenen 1959, M. Książkiewicz et al. 1962) hodnotí paleogeografické pomery celej flyšovej geosynklinály. Tieto práce zhodnotil v duklianskej jednotke A. Ślączka (1971) a podal ucelený názor o paleogeografickej pozícii sedimentačného priestoru duklianskej jednotky.

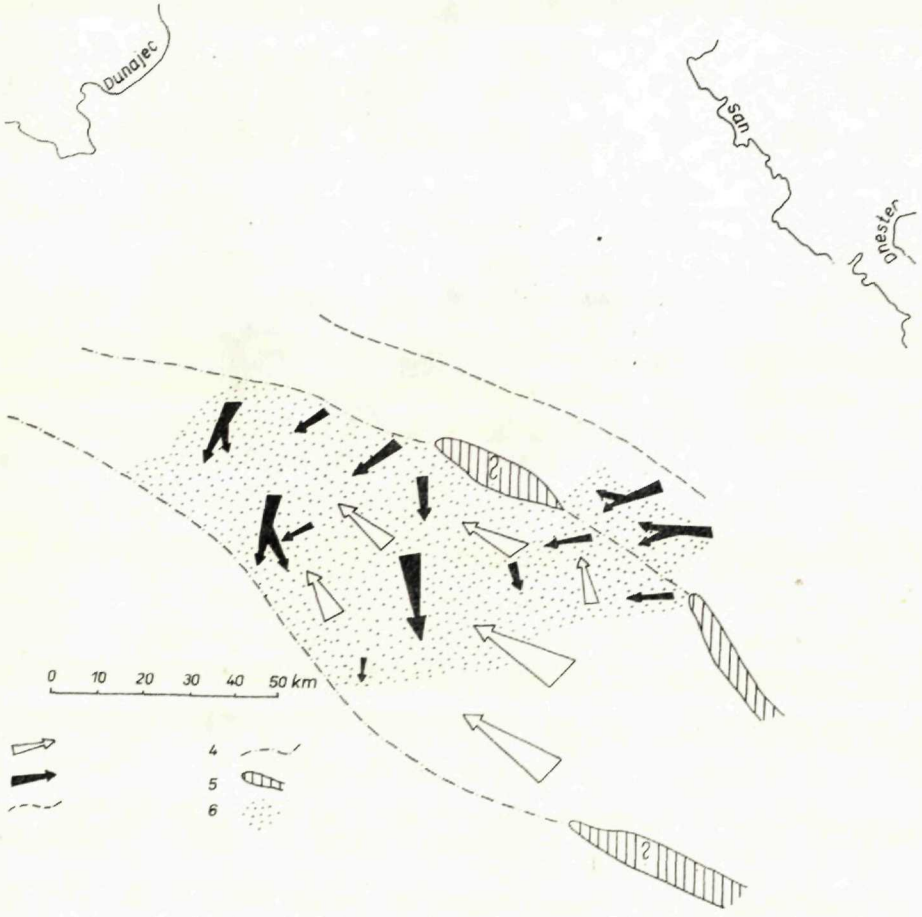
Sedimentačný priestor duklianskej jednotky zo severu ohraničoval sliezsky bazén, z juhu magurský bazén. Od oboch týchto bazénov počas niektorých vývojových štádií svojej geologickej histórie bol oddelený podmorskými prahmi a vyzdvihnutými kordilierami. Maximálna šírka sedimentačného priestoru duklianskej jednotky podľa S. Ślączku (l. c.) bola 50 km. Os duklianskeho sedimentačného priestoru mala SZ — JV priebeh, ktorý je v podstate shodný s jej dnešným predĺženým priebehom. A. Ślączka (l. c.) predpokladá, že smerom na západ sa sedimentačný priestor duklianskej jednotky spájal so sedimentačným priestorom predmagurskej jednotky Západných Karpát (porov. tiež M. Książkiewicz 1962). Pokračovanie sedimentačného priestoru duklianskej jednotky na JV nie je zreteľné, nakoľko chýbajú jednotné kritériá na vymedzenie tektonických jednotiek v zakarpatskej oblasti.

Na základe doterajších paleoprúdových výskumov v súhlase s A. Ślączkom (l. c.) usudzujeme, že v kriede a v eocéne hlavné zdrojové zóny dodávajúce klastický materiál do sedimentačného priestoru duklianskej jednotky boli situované na JV a V, v oligocéne na západe. Analýza rozloženia fácií v tejto časti karpatskej geosynklinály potvrdzuje názor M. Książkiewicza (1958), že klastický materiál flyšových sedimentov pochádza z intrageosynklinálnych zdrojov (kordilier) a nie z oblasti obklopujúcich geosynklinálu.

V rámci karpatskej geosynklinály boli sedimenty duklianskeho bazénu na severe i na juhu ohraničené flyšovými sedimentmi (sliezska a magurská jednotka). Podľa A. Ślączku (l. c.) zdrojové zóny, dodávajúce klastický materiál do sedimentačného priestoru duklianskej jednotky, patrili pravdepodobne do masívu, ktorý bol situovaný v miestach križovania sa východokarpatského smeru (SZ—JV) s juhokarpatským. Je možné, že výbežky uvedeného masívu ohraničovali sedimentačný priestor duklianskej jednotky zo SZ aj z JV. Zdroj na západe bol predĺžením sliezskej kordiliery (M. Książkiewicz 1956). Okrem týchto hlavných zdrojov klastického materiálu existo-

vali v určitých stratigrafických intervaloch aj zdrojové zóny situované medzi duklianskym a sliezskym sedimentačným priestorom.

Na území, ktoré sme preštudovali, na hranici kriedy a paleogénu vystupuje pieskovcové súvrstvie — cisňanské vrstvy a pieskovce Veľkého Bukovca



Obr. 14 Paleogeografická schéma duklianskej jednotky v období sedimentácie podmenilitových vrstiev

1 — generalizovaný longitudinálny paleoprúdový systém; 2 — generalizovaný laterálny paleoprúdový systém; 3 — severná hranica sedimentačného priestoru predduklianskej jednotky; 4 — hranice sedimentačného priestoru duklianskej jednotky; 5 — predpokladané zdrojové oblasti; 6 — zásah kremenných pieskovcov v podmenilitových vrstvách (upravené podľa A. Slaczku 1971)

Fig. 14 A paleogeographical scheme of the Dukla Unit during the sedimentation of Submenilite beds.

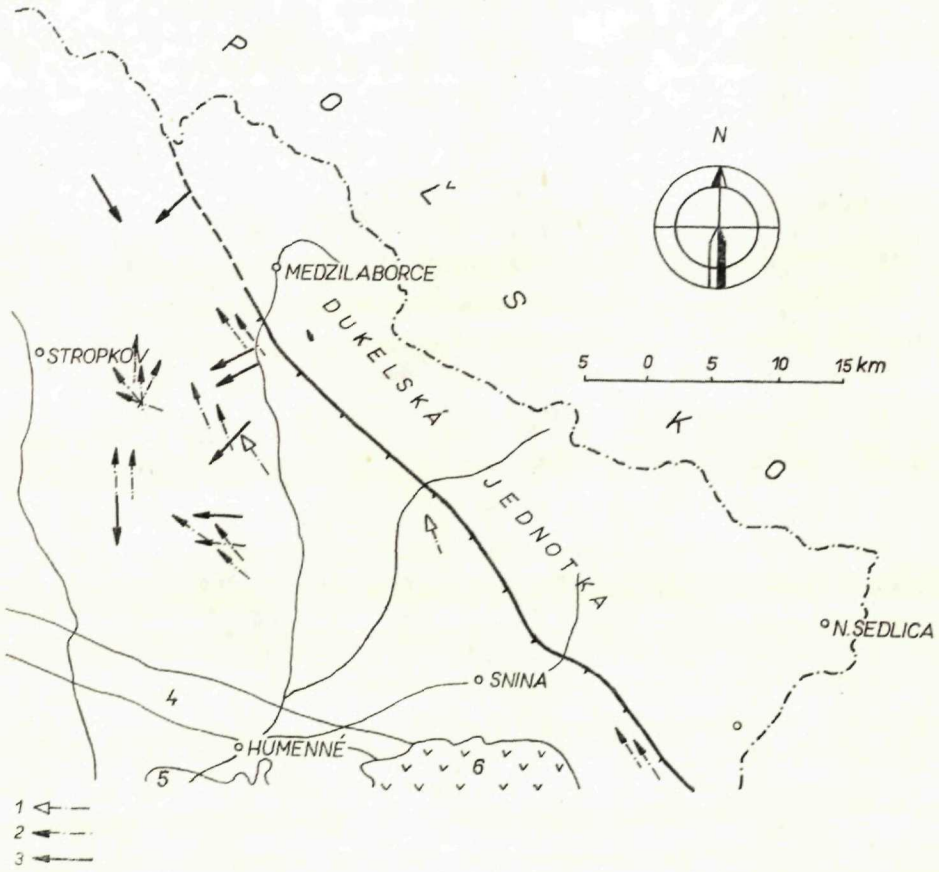
1 — Generalized longitudinal paleocurrent system; 2 — Generalized lateral paleocurrent system; 3 — Northern confinement of the sedimentation area of the Fore-Dukla Unit; 4 — Limits of the sedimentation area of the Dukla Unit; 5 — Source areas assumpted; 6 — Extent of quartzose sandstones in Submenilite beds. (Modified according to A. Slaczka 1971).

(B. Leško et al. 1960). V ich nadloží vystupuje súvrstvie vytvorené z drobnorytmického flyšu — podmenilitových vrstiev (paleocén — stredný eocén). Pre tento stratigrafický interval sme zistili dva paleoprúdové systémy: 1. longitudinálny paleoprúdový systém s orientáciou paleoprúdenia od JV na SZ, 2. laterálny paleoprúdový systém s orientáciou paleoprúdenia od severu na juh. Tieto dva rozdielne orientované paleoprúdové systémy deponovali materiál odlišného mineralogického zloženia. Produktom longitudinálneho paleoprúdového systému sú drobové pieskovce a droby, v laterálnom paleoprúdovom systéme dominujú kremenné pieskovce. Ako vidieť z priloženej paleogeografickej schémy (obr. 14), tieto pomery platia pre sz. časť sedimentačného priestoru duklianskej jednotky. V jv. časti sedimentačného priestoru dominujú longitudinálny paleotransport a uplatňuje sa len zdrojová oblasť situovaná na JV. V tejto časti duklianskej jednotky sme výskyt kremenných pieskovcov s glaukonitom nezistili.

Na základe mineralogického zloženia študovaných sedimentov predpokladáme, že obe zdrojové oblasti boli vytvorené hlavne z vyvrelých a metamorfovaných hornín, ktoré boli zdrojom kremeňa a živcov. V laterálnom paleoprúdovom systéme sa miešal detritický materiál, hlavne kremenné zrná. Okrem hlavnej masy subangulárnych a angulárnych kremenných zŕn nachádzame v kremenných pieskovcoch aj dokonale zaoblené zrná. Predpokladáme, že pochádzajú zo starších resedimentovaných klastických sedimentov. Výskum ťažkých minerálov nevylúčil prítomnosť starších sedimentov ani v zdrojovej oblasti situovanej na JV.

V duklianskej jednotke pri rekonštrukcii paleoprúdového modelu pre študované súvrstvie narážame na určité ťažkosti, nakoľko tu máme zachované len distálne časti pôvodného sedimentačného priestoru. Obtiažnosť v interpretácii paleoprúdového modelu je objektívne podmienená aj neznalosťou priestorového skrátenia pôvodného sedimentačného priestoru duklianskej jednotky, ku ktorému došlo počas tektonického vývoja flyšovej karpatskej geosynklinály, v ktorej dnešná duklianska jednotka tvorí len čiastkový trógg. Problematikou paleoprúdových modelov sa v poslednej dobe zaoberal R. C. Selley (1968). Pri aplikácii na študované sedimenty najlepšie vyhovuje paleoprúdový model turbiditných formácií, tak ako ho opisujú P. Mcl. Duff — A. Hallam — E. K. Walton (1967). Ide o longitudinálne zaplňovanie sedimentačného priestoru, kombinované laterálnym prínosom, pričom dominuje longitudinálny paleoprúdový systém. Príklady uvedeného spôsobu zaplňovania flyšových trógov udávajú J. L. Knill (1959), J. F. Devey (1962), G. Kelling (1964). Niektorí súčasní autori síce akceptujú axiálne a laterálne zaplňovanie morských trógov, ale upozorňujú na preceňovanie významu turbiditných prúdov ako depozičného činiteľa (porov. F. Pícha 1971). Vzťah medzi longitudinálnym a laterálnym paleoprúdovým systémom

v paleogénnych sedimentoch rumunských Karpát (dolina Tarcau) riešil D. Jipa (1966). Zistil, že prevažnú väčšinu jemnozrnných a drobnorytmických klastických sedimentov prinášal do trógu laterálny paleoprúdový systém a mocnejšie hrubozrnné pieskovcové vrstvy systém longitudinálny. Z tohto zistenia D. Jipa (l. c.) usudzuje, že longitudinálny paleoprúdový systém sa nevyvinul z laterálneho paleoprúdového systému, a oba systémy prúdenia boli nezávislé.



Obr. 15 Mapa paleoprúdových systémov v severnej časti račianskej jednotky magurského flyšového pásma na východnom Slovensku

1 — paleoprúdové systémy v kremenných pieskovcoch v spodnej časti zlínskych vrstiev; 2 — paleoprúdové systémy v drobových pieskovcoch zlínskych vrstiev; 3 — laterálny paleoprúdový systém (kremenné pieskovce); 4 — bradlové pásmo; 5 — mezozoikum Humenského pohoria; 6 — neogénne vulkanity;

Fig. 15 A map of paleocurrent systems in the northern part of the Rača Unit in the Magura Flysch Zone (Eastern Slovakia).

1 — Paleocurrent systems in quartzose sandstones in the lower part of the Zlín beds; 2 — Paleocurrent systems in subgraywackes of the Zlín beds; 3 — Lateral paleocurrent system (quartzose sandstones) 4 — Klippen Belt; 5 — Mesozoic of Humenské pohorie; 6 — Neogene volcanic rocks.

Pre študované sedimenty predpokladáme hierarchiu longitudinálneho paleoprúdového systému, ktorý prinášal hlavnú masu detritického materiálu na stavbu drobnorytmických postupností podmenilitových vrstiev duklianskej jednotky. Tento dominujúci paleoprúdový systém sa nám zachoval v celej jednotke. Jeho priebeh určovala os bazéna s predpokladaným paleosklonom orientovaným od JV na SZ. V severozápadnej časti duklianskej jednotky sme pri hlavnom longitudinálnom paleoprúdovom systéme identifikovali aj laterálny paleoprúdový systém. Predstavuje tu len zvyšky pôvodných marginálnych fácií duklianskeho sedimentačného priestoru. V študovaných vrstvách jednotky sa sedimenty oboch zistených paleoprúdových systémov neodlišujú v granulometrickom zložení ako v prípade uvádzanom Đ. Jipom (l. c.), ale sa odlišujú nápadným mineralogickým zložením. Zložitosť zisteného paleoprúdového modelu je zvýraznená jemnozrnnosťou pieskovcov oboch paleoprúdových systémov.

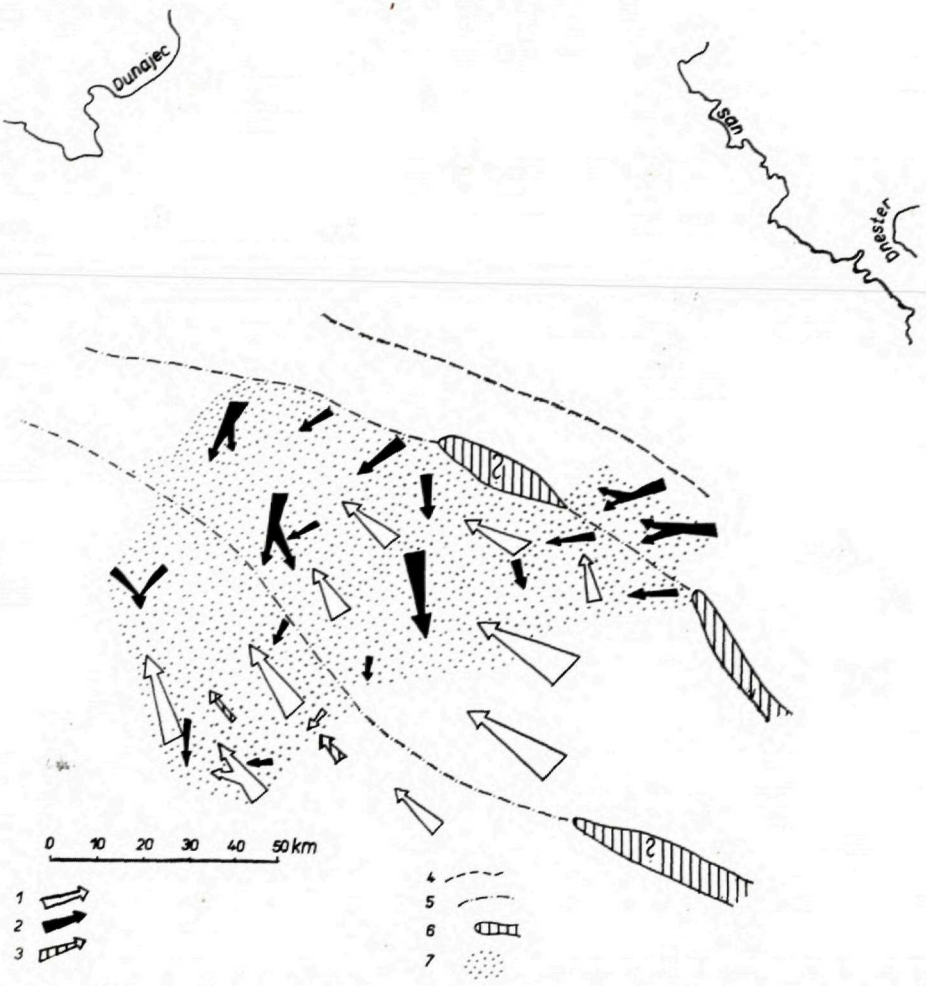
Vo východoslovenskej časti flyšového pásma kremenné pieskovce s glaukonitom a ílovce olivovozelenej a sivej farby, ktoré tieto pieskovce obyčajne sprevádzajú (tab. XX), boli v minulosti známe len v magurskom flyšovom pásme. Výskyt týchto hornín v duklianskej jednotke viedol B. Leška (1958), (porov. tiež B. Leško — O. Samuel 1968) k opísaniu zmiešaného „magursko-duklianskeho faciálneho vývoja", ktorého reprezentantom sú papínske vrstvy. Na základe podrobného štúdia duklianskej jednotky sme na východnom Slovensku dokázali prítomnosť kremenných pieskovcov s glaukonitom v podmenilitových vrstvách aj v severných štruktúrach študovanej oblasti. A. Słączka (1971) ich uvádza v poľskej časti duklianskej jednotky. Tieto pieskovce majú prúdový systém orientovaný v smere od S, SV na J, JZ. Sú produktom zdrojovej zóny ležiacej na sever od sedimentačného priestoru duklianskej jednotky, a preto nemôžu byť prejavom „magurského faciálneho vplyvu". Paleoprúdový systém orientovaný od severu na juh je charakteristický pre dukliansky sedimentačný priestor. Hral významnú úlohu už pri depozícii vrchnokriedových, ale hlavne strednoeocénnych vrstiev, hlavne v západnej časti jednotky. Jeho produkty sú včlenené do litologického profilu podmenilitových vrstiev duklianskej jednotky. Preto B. Leškom (1958) opísané papínske vrstvy nemôžu byť výsledkom zmiešania fácií, ale sú normálnym nadložím podmenilitových vrstiev a postupne prechádzajú do menilitových vrstiev.

Riešenie problému zmiešaného „magursko-duklianskeho faciálneho vývoja" (B. Leško 1958) si žiada aj štúdium ekvivalentných vrstiev magurského príkrovu. Už V. Pesl (1960) upozornil na špecifický vývoj zlínskych vrstiev okrajového pásma magurského príkrovu. Podobne B. Leško — O. Samuel (1968) v račianskej čiastkovej jednotke uvádzajú „papínsky typ" zlínskeho súvrstvia, ktoré obsahuje vrchnoeocénnu kokkolitoforidovú asociáciu a globigeríny pásma *Globigerapsis index* a *Globigerina officinalis*. Podrobným vý-

skumom severných časti račianskej jednotky magurského príkrovu sme zistili tento vývoj zlínskych vrstiev: v spodnej časti súvrstvia sú charakteristické sivé, sivozelené vápnité ílovce s drobnolístkovitým rozpadom. Vystupujú vo vrstvách 10—300 (niekedy aj 500 cm) mocných. Z klastických hornín dominujú siltovce a jemnozrnné kremenné pieskovce a glaukonitom. Sporadicky sú prítomné 10—30 cm mocné drobové pieskovce. Smerom do nadložia sa okrem opísaných hornín objavujú hnedé až čierne vápnité ílovce, ktoré alternujú so svetlohnedými i žltými ílovcami. Kremenné pieskovce sa tu vyskytujú sporadicky a prevládajú laminované siltovce, drobové pieskovce s hojnými globigerínami a koralinovými riasami. Zistili sme aj prítomnosť organodetritických vápencov, ktorých dominujúcou zložkou sú koralinové riasy (30—40 %), úlomky bryozoi, menej numulity a diskocyklíny. Podľa T. Korába et al. (1962) dominujúci longitudinálny paleoprúdový systém týchto vrstiev je orientovaný od JV na SZ. Podrobným výskumom v račianskej jednotke (obr. 15, 16) sme zistili, že longitudinálny paleoprúdový systém s orientáciou prúdenia od JV na SZ je charakteristický pre drobové pieskovce a siltovce vystupujúce v celom profile zlínskych vrstiev, ako aj pre kremenné pieskovce s glaukonitom v spodnej časti súvrstvia. Tie kremenné pieskovce s glaukonitom, ktoré vystupujú vo vyššej časti zlínskych vrstiev, boli deponované už laterálnym paleoprúdovým systémom s orientáciou paleoprúdenia od severu na juh. Mikrofauna z lokality Nižná Sitnica (lom pri kostole) potvrdzuje prínos klastického materiálu do magurského sedimentačného priestoru počas stredného eocénu (V. Gašparíková pers. inf.).

Uvedený laterálny paleoprúdový systém zlínskych vrstiev je zhodný s laterálnym paleoprúdovým systémom zisteným v podmenilitových vrstvách v duklianskej jednotke. Tieto fakty protirečia doteraz prevládajúcemu názoru o existencii kordiliery na hranici magurského a duklianskeho sedimentačného priestoru. M. Książkiewicz — B. Leško (1959) dokázali, že v období sedimentácie menilitových a krosnianských vrstiev (vyšší eocén — spodný oligocén) takáto kordiliera neexistovala. Uplatnenie sa laterálneho paleoprúdového systému v duklianskom a magurskom sedimentačnom priestore, zistenom na základe rovnako transportovaných sedimentov zhodného petrografického zloženia a rovnakého veku, svedčí o tom, že i v období stredného až vrchného eocénu spomínaná kordiliera nemohla existovať. Tento názor potvrdzujú aj výskumy R. Unruga (1968) a W. Sikoru (1970) v poľskej časti flyšového pásma, ktorí našli kremenné pieskovce s glaukonitom, deponované laterálnym paleoprúdovým systémom (od S na J) v celej magurskej jednotke.

V západnej časti magurskej jednotky kremenné pieskovce obdobného mineralogického zloženia ako v podmenilitových vrstvách duklianskej jednotky interpretuje R. Unrug (1968) prínosom do magurského sedimentačného priestoru zo sliezskej kordiliery. V pieskovcoch magurského flyšu, ktoré patria



Obr. 16 Paleogeografická schéma duklianskej a severnej časti magurskej jednotky v spodnom až strednom eocéne

1 — generalizovaný longitudinálny paleoprúdový systém v oboch jednotkách (hlavne drobové pieskovce); 2 — generalizovaný laterálny paleoprúdový systém oboch jednotiek, hlavne kremenné pieskovce; 3 — generalizovaný longitudinálny paleoprúdový systém kremenných pieskovcoch v spodnej časti zlínskych vrstiev magurského flyša; 4 — severná hranica sedimentačného priestoru predduklianskej jednotky; 5 — hranica sedimentačného priestoru duklianskej jednotky; 6 — predpokladané zdrojové oblasti; 7 — zistený zásah kremenných pieskovcov. (Časť na území PĽR podľa A. Slaczku 1971).

Fig. 16 A paleogeographic scheme of the Dukla Unit and of the northetn part of the Magura Unit, during Lower—Middle Eocene:

1 — Generalized longitudinal paleocurrent system in both units (mainly subgraywackes); 2 — Generalized lateral paleocurrent system in both units (mainly quartzose sandstones); 3 — Generalized longitudinal paleocurrent system of quartzose sandstones in the lower part of the Zlín beds in the Magura Flysch; 4 — The northern confinement of the sedimentation area of the Fore-Dukla Unit; 5 — The limit of the sedimentation area of the Dukla Unit; 6 — Source areas assumpted ;7 — The extent of quartzose sandstones. (The Polish part by A. Slaczka 1971).

do tzv. „tretieho denudačného megarytmu" R. Unruga (l. c.), sa vyskytujú kremenné pieskovce s dobre a dokonale zaoblenými kremennými zrnami (stredný — vrchný eocén).

O jednotnom sedimentačnom priestore duklianskej a magurskej jednotky svedčí aj postupné vytriedenie sedimentov laterálneho paleoprúdového systému od severu na juh. A. Ślączka (1971) v poľskej časti duklianskej jednotky uvádza stredno až hrubozrnné kremenné pieskovce s glaukonitom. V študovanom území v duklianskej i magurskej jednotke sme našli hlavne jemnozrnné kremenné pieskovce a siltovce. Tento predpoklad potvrdzuje aj O. Samuel (in B. Leško — O. Samuel 1968), ktorý zistil, že v podmenilitových vrstvách pásma Miková — Snina vystupuje hladkostenná a jemno aglutinovaná mikrofauna. V oblasti na S, SV od tohto pásma uvádza autor zakrpatenú a hrubo aglutinovanú faunu. Potvrdzuje týmto skutočnosť, že v smere do S na J vystupujú sedimenty vzdialenejšie od okraja sedimentačného priestoru.

Z uvedenej diskusie vyplýva, že kremenné pieskovce s glaukonitom prinášané do sedimentačného priestoru magurskej a duklianskej jednotky laterálnym paleoprúdovým systémom (od S na J) majú regionálny zásah a význam. Tieto sedimenty boli derivované zo zdrojovej zóny, ktorá sa výrazne prejavuje v západnej časti flyšového pásma (sliezska kordiliera) a ktorej východným pokračovaním je zóna situovaná A. Ślączkom (l. c.) na hranici duklianskeho a sliezskeho sedimentačného priestoru. Práve tento regionálny zásah kremenných pieskovcov s glaukonitom je jednotiacim činiteľom medzi dnes vyčlenenou duklianskou a magurskou jednotkou, ktoré mali jednotný pôvodný sedimentačný priestor. Uvedený vzťah a zásah kremenných pieskovcov je na paleogeografickej schéme obr. 16. Podobne ako laterálny paleoprúdový systém, tak aj longitudinálny systém deponoval v magurskej a duklianskej jednotke zhodné sedimenty. Rovnaké podmienky sa najvýraznejšie prejavujú počas sedimentácie papínskych vrstiev duklianskej jednotky a vyšších zlínskych vrstiev magurského pásma. V oboch súvrstviach vystupujú čierne vápnité ílovce menilitového typu a žlté svetlohnedé vápnité ílovce krosnianskeho typu. Striedajú sa s tenkodoskovitými laminovanými drobovými pieskovcami, obsahujúcimi úlomky globigerín a koralinových rias. Typickým spoločným znakom oboch súvrství sú organodetritické vápence.

Výsledky sedimentologického výskumu distálnych fácií dvoch tektonicky zblížených jednotiek (duklianskej a magurskej) s rovnako orientovanými paleoprúdovými systémami a zhodnými sedimentmi svedčia o tom, že tektonické zblíženie uvedených jednotiek nastalo v osovej časti bazénu a nie v miestach intrageoantiklinálnych elevácií.

Záver

Štúdiom podmenilitových vrstiev duklianskej jednotky a ich stratigrafických ekvivalentov v magurskom flyšovom pásme sme zistili:

1. Vystupovanie dvoch paleoprúdových systémov v podmenilitových vrstvách duklianskej jednotky a v zlínskych vrstvách magurského flyšu.

2. Sedimenty dvoch odlišne orientovaných paleoprúdových systémov majú výrazne odlišné mineralogické zloženie.

3. Kremenné pieskovce s glaukonitom nepovažujeme za vplyv „magurskej fácie" na dukliansky sedimentačný priestor. V magurskej i duklianskej jednotke sú regionálnym prejavom laterálneho prínosu klastického materiálu (od S na J). Stratigraficky ekvivalentné vrstvy (spodný — stredný eocén) oboch jednotiek sedimentovali pôvodne v jednom sedimentačnom priestore za rovnakých paleoprúdových podmienok.

4. Dnešný vzťah magurskej a duklianskej jednotky na východnom Slovensku je výsledkom mladšieho tektonického vývoja pôvodne jednotného sedimentačného priestoru.

Do tlače odporučil R. Marschalko

LITERATÚRA

[1] Dewey, J. F. 1962: The Provenance and Emplacement of Upper Arenigian Turbidites in County Mayo, Eire. Geol. Mag. 99. London. — [2] Duff, D. McL. — Hallam, A. — Walton, E. K. 1967: Cyclic Sedimentation. Develop. in Sedimentology 10, Elsevier. Amsterdam. — [3] Dzulynski, St. — Książkiewicz, M. — Kuenen, Ph. H. 1959: Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. Bull. Geol. Soc. Amer. 70. Baltimore. — [4] Ďurkovič, T. 1968: East Slovakian Flysch Sediments. Zbor. Geol. Vied, Záp. Karpaty 6. Bratislava. — [5] Ďurkovič, T. 1969: Mineralogický a geochemický výskum ílovcov dukelskej jednotky. Geol. práce, Správy 49. Bratislava. — [6] Folk, R. L. 1968: Petrology of Sedimentary Rocks. Univ. of Texas, Hemphill's, Austin. Texas. — [7] Jipa, D. 1966: Relationship Between Longitudinal and Transversal Currents in the Paleogene of the Tarcau Valley (Eastern Carpathians). Sedimentology 7. Amsterdam. — [8] Kelling, G. 1964: The Turbidite Concept in Britain. Develop. in Sedimentology, 3, Turbidites. Amsterdam. — [9] Knill, J. L. 1959: Axial and Marginal Sedimentation in Geosynclinal Basins. J. Sedim. Petrol. 29. Menasha. — [10] Koráb, T. 1971: Základná geologická mapa ČSSR. Vysvetlivky k listu 1:25 000, V. Radvaň, manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava. — [11] Koráb, T. — Nemčok, J. — Ďurkovič, T. — Marschalko, R. 1962: General Investigation of Oriented Sedimentary Structures in East—Slovakian Flysch. Geol. Zbor. SAV, 13, 2. Bratislava. — [12] Koráb, T. — Nemčok, J. — Samuel, O. 1966: K niektorým problémom geológie dukelskej jednotky na východnom Slovensku. Geol. práce, Správy 39. Bratislava. — [13] Książkiewicz, M. 1956: Geology of the Northern Carpathians. Geol. Rundschau, 45, 2. Stuttgart. — [14] Książkiewicz, M. 1958: Sedimentation

in the Carpathian Flysch Sea. Geol. Rundschau, 47, 1. Stuttgart. — [15] Książkiewicz, M. 1960: Pre-Orogenic Sedimentation in the Carpathian Geosyncline. Geol. Rundschau, 50. Stuttgart. — [16] Książkiewicz, M. (red.) 1962: Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, 13. Kreda i starszy trzeciorzed Karpat Zewnetrznych. Inst. Geol. Warszawa. — [17] Książkiewicz, M. — Leško, B. 1959: On the Relation between the Krosno and Magura Flysch. Bull. Acad. Pol. Ac. 7, 10. Warszawa. — [18] Leško, B. 1951: Stavba flyšového pásma medzi Sninou a Medzilaborcami. Geol. Zbor. 2. Bratislava. — [19] Leško, B. 1952: Geológia vonkajšieho flyšu medzi Laborcom a Cirochou. Geol. práce, Zošit 35. Bratislava. — [20] Leško, B. 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geol. práce, Zošit 46. Bratislava. — [21] Leško, B. 1958: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. Geol. práce, Správy 14. Bratislava. — [22] Leško, B. — Nemčok, J. — Koráb, T. 1960: Flyš Užskej hornatiny. Geol. práce, Správy 19. Bratislava. — [23] Leško, B. — Samuel, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. SAV. Bratislava. — [24] Matějka, A. 1964: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, Zborov, Košice. GÚDŠ, Bratislava. — [25] Menčík, E. — Pesl, V. 1956: Geologická stavba východoslovenského flyše mezi Laborcem a Výravským potokem. Sbor. ÚÚG, 22. Praha. — [26] Pesl, V. 1960: Přehledné geologické zhodnocení magurské flyšové skupiny na východním Slovensku. Geofond, Bratislava. — [27] Pettijohn, F. J. Sedimentary Rocks. II. ed. Harper. New York. — [28] Petránek, J. 1963: Usazené horniny, jejich složení vznik a ložiská. ČSAV. Praha. — [29] Pícha, F. 1971: Hypotéza turbiditních proudů a jeji aplikace ve světle kritické diskuse posledních let. Věst. ÚÚG, 46. Praha. — [30] Roth, Z. 1962: K problému oblasti flyše v československých Karpatech. Geol. práce, Zošit 63. Bratislava. — [31] Selley, R. 1968: A Classification of Paleocurrent Models. J. Geol. 76, 1. Chicago. — [32] Sikora, W. 1970: Budowa geologiczna plaszczowiny magurskiej miedzy Szymbarkiem Ruskim a Nawojova. Inst. Geol. Biul. 235, 12. Warszawa. — [33] Ślączka, A. 1971: Geologia jednostki Dukielskiej. Prace Inst. Geol. LXIII. Warszawa. — [34] Starobová, M. 1962: Těžké minerály východoslovenského magurského flyše a vnitřního bradlového pásma. Geol. práce, Zošit 63. Bratislava. — [35] Stráník, Z. — Hanzlíková, E. 1963: Geologická studie smilenského okna. Sbor. ÚÚG, 28. Praha. — [36] Swidzinski, H. 1934: Uwagi o budowie Karpat fliszowych. Sprav. PIG, 8, 1. Warszawa. — [37] Temnjuk, F. P. — Rjabokoň, O. S. 1961: Vidilennja mineralogičnich provincij v pivnično-schidnij častini Ukrainskich Karpat ta ich značennja dlja paleogeografičnich rekonstrukcij. Dopovidi AN URSR, 7. Kiiv. — [38] Tokarski, J. 1946: Ciezkie mineraly jako wskazniki stratygraficzne serii fliszowych. Nafta, 3, 9. Warszawa. — [39] Unrug, R. 1968: Kordyliera Slaska jako obszar zrodlowy materialu klasticznego piaskowcow fliszowych Beskidu Slaskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty Zachodnie). Rocz. Pol. Tow. Geol. 38, 1. Krakow. — [40] Woletz, G. 1955: Die Bedeutung der Schwermineralanalyse für die Stratigraphie und ihre Anwedung in Österreich. Erdöl Zeitschr. 5, 6. Wien.

TOMÁŠ KORÁB – TIBOR ĎURKOVIČ

SEDIMENTOLOGY AND PALEOGEOGRAPHY OF SUBMENILITE BEDS OF DUKLA UNIT

(Summary of the Slovak text)

In Eastern Slovakia the Submenilite beds of the Dukla Unit are a thick flysch complex characterized by grey, green and red claystones alternating with sandstones and siltstones of various petrographical types (fig. 2, 3). According to the existing lithological and petrographical data on the Dukla Unit, the Submenilite beds are always in the overlier of Veľký Bukovec Sandstones. The latter and Upper—Cretaceous Cisna beds form a conspicuous sandstone complex of the Dukla Unit. The complex is on the contact of Cretaceous and Paleogene. The thickness of the Cisna beds and Veľký Bukovec Sandstones decreases from NE, E to SW, W (fig. 4). Towards the overlier, the Submenilite beds pass gradually into Menilite or Papín beds. The beds under study are characterized with distinctly rhythmical sedimentation as proved by multiple alternation of sandstones and siltstones with claystones. Among clastic sediments, fine-grained subgraywackes and siltstones prevail over fine-grained quartzose sandstones. In claystones illite predominates over kaolinite, montmorillonite and minerals of mixed I—M structures. Among carbonates calcite is abundant, dolomite sporadical.

The map of paleocurrent systems of sediments in the Submenilite beds of the Dukla Unit (fig. 5) is compiled basing on the results of T. Koráb et al. (1962), A. Ślączka's (1971) and our own latest investigations. The map comprises the Czechoslovak and Polish parts of the Dukla Unit. We found that in the stratigraphical range Paleocene—Middle Eocene, clastic material was transported into the Dukla sedimentation area also by the lateral N, NW—S, SW oriented (fig. 5) paleocurrent system, besides the prevalent longitudinal system with SE—NW orientation. Important is also different mineralogical composition of sandstones in the two paleocurrent systems.

A detailed petrographical examination of sediments from both paleocurrent systems was carried out on several profiles (fig. 7). The average granulometrical composition (Mz ∅) of sandstones of both systems is approximately the same (3 ∅, 2,6 ∅ i. e. 0,17 and 0,25 mm). The sorting of sandstones determined according to R. L. Folk's (1968) parameters is bad in both systems (1,24 and 1,18). The sediments of the lateral paleocurrent system (quartzose sandstones with glauconite) possess increased amount of rounded to well-rounded quartz grains. Their aver. content is 12 % when compared with the content of angular and subangular quartz grains. To facilitate the comparison of different mineralogical composition of sandstone sin both paleocurrent systems, their average mineralogical composition (fig. 9) was evaluated. According to F. J. Pettijohn's (1949) classification diagram for sandstones, the sediments of the longitudinal paleocurrent system are represented by subgraywackes, and those of lateral — by quartzose sandstones with glauconite. We found the following differences in the mineralogical composition of the sandstones: 1. A lower average content of quartz in the sandstones of the longitudinal paleocurrent system than in the those of the lateral paleotransport, 2. A twice more abundant plagioclase in the sandstones of the lateral paleocurrent system. Orthoclase content is equal in both systems. 3. The presence of glauconite in the sandstones of the lateral paleotransport in the ratio 16:1 when compared with the sandstones of the longitudinal system. 4. More abundant (4:1) chert fragments in the sandstones of the lateral paleocurrent system. 5. Rich organic remains in the sediments of the longitudinal paleocurrent system (9:1 after a comparison with the lateral paleotransport).

6. Fragments of claystones, quartzites and sporadical limestones present only in the sediments of the lateral paleocurrent system.

Differences are also in the content of heavy minerals in the sandstones studied (fig. 12). Tourmaline is more abundant in the sandstones of the longitudinal system (3:1) when compared with those of the lateral paleotransport. Zircone prevails in the lateral (9:1) when compared with the sandstones of the longitudinal system. Garnet ratio is 1:1. Biotite, chlorite and rutile are more abundant in the sandstones of the longitudinal paleocurrent system. Disthene was only in the sandstones of the lateral paleotransport. By the study of heavy minerals approximately the same mineral associations were found in both paleocurrent systems, quantitative representation was, however, different. We suppose that source areas supplying detritic material for sandstones (one source area was situated to the N of the Dukla Unit, another to the SE) consisted of igneous and metamorphis rocks, and of older detritic sediments.

In the Submenilite beds of the Dukla Unit two paleocurrent systems were distinguished within Paleocene—Middle Eocene: 1. The longitudinal system with SE to NW paleocurrent orientation, 2. The lateral system with paleocurrent orientation from N to S. By the two paleocurrent systems with different orientation, sandstones of different mineralogical composition were deposited. Subgraywackes and graywackes are products of the longitudinal paleocurrent system, while in the lateral quartzose sandstones predominate. As showed in the paleogeographical scheme (fig. 14) the situation is characteristic of the NW part of the sedimentation area of the Dukla Unit. In the SE part of the sedimentation area predominant is the longitudinal paleotransport and exploited is only the source area situated to the SE. Quartzose sandstones with glauconite were not found in that part of the Dukla Unit.

The reconstruction of the paleocurrent pattern in Submenilite beds is obscured by the fact, that only distal parts of the original sedimentation area are preserved. Difficulties in interpretation of the paleocurrent pattern are due to unknown spatial reduction of the original sedimentation area in the course of the tectonic developement of the Flysch Carpathian Geosyncline. In fact, the present day Dukla Unit is only a partial trough in the geosyncline. Most favourable for application on the sediments under study is the paleocurrent model of turbidites (P. McL. Duff — A. Hallam — E. K. Walton 1967). It is longitudinal filling of the trough, combined with lateral transport, the longitudinal paleotransport predominating. This is the situation in the sediments under study: the predominant longitudinal paleocurrent system transported the main mass of detritus for the fine-rhythmical sequences of the Submenilite beds and is preserved all over the Dukla Unit. Its course was controlled by the axis of the sedimentation basin and by the supposed SE—NW oriented paleoslope. In the NW part of the Dukla Unit also the lateral paleocurrent system was found representing here only relicts of the original marginal facies of the Dukla basin.

In East—Slovakian Flysch, quartzose sandstones with glauconite, accompanied by grey and grey-green shales were only known in the Magura Flysch Zone in the past. B. Leško (1958) found the rocks also in the Dukla Unit, and B. Leško — O. Samuel (1968) described the „mixed Magura—Dukla facies", the so-called Papín beds. The study of paleocurrent systems in the Submenilite beds proved that quartzose sandstones with glauconite were derived from the source area situated to the N of the Dukla Basin. They are a normal constituent of the continuous lithological-stratigraphical profile of the Dukla Unit. Consequently, we cannot regard the Papín beds as a result of mixing Dukla and Magura facies. The Papín beds are a normal overlier of the Submenilite beds. Quartzose sandstones with glauconite (deposited by lateral paleotransport) were also found

in the N part of the Magura Flysch Zone (fig. 15). The lateral paleocurrent system runs across the present-day tectonic contact of the Dukla and Magura Units. The sandstones of this system were derived from the source area most conspicuous in the western part of the Flysch Zone (the Silesian cordillera), its eastern continuation representing the zone situated on the contact of the Dukla and Silesian basins by A. Ślączka (1971). It is the regional extent of the quartzose sandstones, which represents the unifying factor between the present-day tectonic units (the Magura Nappe, the Dukla Unit), sharing the same original sedimentation area in the past (fig. 16). The opinion about the common sedimentation area of both units is also supported by facial agreement between Upper—Eocene sequences in the two units.

Preložila E. Jassingerová

Explanations of Plates XIX—XXII

Plate XIX

Fig. 1 A bed of quartzose sandstone with glauconite in Submenilite beds. Locality: Osadné

Fig. 2 Laminated subgraywacke in Submenilite beds. Loc. Osadné.

Plate XX

Fig. 1 Quartzose sandstones with glauconite alternating with shales. Submenilite beds. Loc. Osadné.

Fig. 2 Laminated subgraywackes alternating with shales. Submenilite beds. Loc. Osadné.

Plate XXI

Fig. 1 Lightgrey shales in Submenilite beds. Loc. Osadné.

Fig. 2 Variegated red and green claystones forming intercalations in Submenilite beds. Loc. Osadné.

Plate XXII

Fig. 1 Variegated beds. Alternation of laminated siltstones and red and green claystones. Submenilite beds, loc. Runina.

Fig. 2 Intercalations of claystones of the „Zlín type" in Submenilite beds. Loc. Osadné.

Geologické práce, Správy 60 | str. 121–126 | Bratislava | 1973

ALBÍN KLINEC*

JE VO VEPORSKOM KRYŠTALINIKU ZASTÚPENÉ PALEOZOIKUM?

(anglické resumé)

Abstract. As it has appared, the study of the so called diaphthorites in the Veporides permits to clear up their original character. Many rocks are present among them, which resemble Paleozoic formations. On the basis of this fact the author has arrived the conviction that in the Vepor crystalline the Paleozoic is represented and to the contrary, the Pre-Cambrian will be difficult to prove there.

Systematický výskum veporskej zóny prináša o tomto pásme rok čo rok nové poznatky. Ich význam v mnohých smeroch presahuje i rámec veporíd. V minulých rokoch tu bol výskum orientovaný hlavne na riešenie vzťahov medzi jednotlivými horninovými celkami — komplexmi. Analyzovali sa veľké štruktúry. Bolo poukázané na superpozíciu prevažnej časti granitoidných hornín na kryštalických bridliciach. Náplň kryštalinika veporíd bola rozčlenená na niekoľko litologicky odlišných komplexov.

V poslednom období upútal našu pozornosť charakter hornín v severnej časti veporíd. Okrem mladších formácií (mezozoikum — terciér) vystupuje tu ešte rad takých horninových celkov, ktoré na jednej strane pripomínajú staropaleozoické série gemeríd, na druhej strane mladopaleozoické formácie iných jednotiek. Ich tektonické usporiadanie do pruhov a šupín je evidentné. Prehľadné geologické mapy V. Zoubka, D. Kubínyho a i. z tejto oblasti neodzrkadľujú takú horninovú škálu, akú môžeme vyjadriť na základe nového mapovania na podrobných topografických podkladoch. Na pomerne rozsiahlych oblastiach boli podľa uvedených autorov vyvinuté mohutné pásma alpínskych diaftoritov. Z nich sme už v minulých rokoch vyčlenili metadiabasy, metadroby a ďalšie horniny, o ktorých predpokladáme, že patria do permu a ktoré sa vyskytujú v doline Hrona v úseku Heľpa — Polomka (A. Klinec — J. Vozár 1971). Pôvodne úzky pruh metaarkóz s kremitými

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Mlynská dolina 1

porfýrmi (podľa starších podkladov) sa tým značne rozšíril a spresnil sa aj charakter horninovej náplne. Konštatovalo sa, že nejde o kremité porfýry, ale bázickejšie členy (dioritové a melafýrové porfyrity), že nejde o metaarkózy, ale metadroby a metamorfované vulkanoklastické horniny intermediárneho až bázického charakteru.

Bázické vulkanické horniny (tufy, tufity a efuzíva) sme vzhľadom na ich spätosť s drobami začlenili do permu. Tým sa pruh permských hornín značne rozšíril. Metamorfované bázické vulkanity majú vzhľad a zloženie amfibolitov a metamorfované vulkanoklastické horniny zložením a vzhľadom zodpovedajú široko rozvinutým svorovým typom.

Z podobných hornín je v severnej časti veporíd vybudované i územie v oblasti Bacúšskej doliny, kde je litologická skladba kryštalických bridlíc zvlášť pestrá. Je pozoruhodné, že uprostred litologicky pestrého súvrstvia rôznych typov bridlíc a bázik sa tu vyskytujú i polohy drob, konglomerátov, tufitov, o ktorých niet pochýb, že odrážajú primárnu zostavu hornín. Takáto skladba hornín uprostred „diaftoritov", ktoré tu boli na starších geologických mapách znázornené v základných rysoch, vyvracia predstavy o vývine územia tejto časti veporíd. Modifikuje však aj staršie predstavy autora práce, ktorý v dôsledku toho považuje za nutné oboznámiť geologickú verejnosť o stave nových výskumov. Využíva pritom príležitosť, aby upozornil aj na dôsledky, ktoré z týchto pozorovaní vyplývajú.

Hronský komplex (A. Klinec 1966)

Podľa štúdií autora je hronský komplex najhlbším stavebným elementom veporíd. Budujú ho prevažne málo metamorfované — pôvodom vulkanoklastické, vulkanické a sedimentárne horniny. Zloženie vulkanoklastík a vulkanitov zodpovedá:

1. bázickým horninám (diabasového zloženia)
2. kyslým horninám (typu kremitých porfýrov).

Medzi bázické horniny zahrňujem všetky amfibolity. Medzi kyslé až intermediárne horniny patria porfyroidom zodpovedajúce typy (tufoporfyroidy). Vystupujú v oblasti S od Bacúcha, kde tvoria niekoľko sto metrov hrubé a viac kilometrov dlhé „doskovité" telesá uprostred obklopujúceho komplexu metamorfovaných vulkanoklastík fylitického až svorového vzhľadu. Zloženie a postavenie týchto kyslých metamorfovaných vulkanitov bude predmetom samostatnej publikácie.

Vedľa výrazne diferencovaných kyslých a bázických efuzív najväčšiu časť hornín hronského komplexu reprezentujú pôvodné vulkanoklastické horniny intermediárneho zloženia.

Vo vulkanoklastikách, ktoré tvoria prevahu hornín hronského komplexu,

progresívna metamorfóza spôsobila na jednej strane premenu vyššie temperovanej vulkanickej zložky (rozklad živcov, chloritizáciu biotitov, amfibolov a pod.), na druhej strane progresívnu premenu klastickej zložky (vývoj sericitu — muskovitu, rekryštalizáciu kremeňa a ďalších minerálov).

Toto objasnenie genézy hornín hronského komplexu počíta prevažne len s progresívnou regionálnou metamorfózou. Diaftoréza ako regionálny proces premeny hornín veporského pásma sa vylučuje. Potvrdzujú to nálezy temer nemetamorfovaných bázik, zachovaných vulkanických a sedimentárnych textúr, nálezy zlepencov v pásme hornín vyznačovaných ako diaftority (fylonity).

Horniny hronského komplexu sú podobne ako aj ďalší samostatný tektonický celok — pruh rúl v doline Hrona — preniknuté mladšími intrúziami bázik. Ich vek je pravdepodobne pokriedový.

Pruh rúl v doline Hrona

V predchádzajúcej etape výskumu veporíd vyčlenil D. Kubíny (1958) v doline Hrona medzi Breznom a Pohorelou pruh kremitých rúl. Označenie „kremité ruly" treba podľa nového hodnotenia týchto hornín opustiť, lebo ide o ruly normálneho zloženia (D. Hovorka — ústne oznámenie).

V práci z roku 1965 autor článku poukázal na to, že tieto ruly tektonicky spočívajú na svojom nižšie metamorfovanom podklade — hronskom komplexe. Tento záver sa ani v súčasnosti nemení, ale oblasť ich rozšírenia sa značne zužuje na úkor permu, na čo sme už poukázali vyššie. V tektonickom nadloží rúl sú miestami granitoidy kráľovohoľského komplexu (JZ od Bacúcha).

Pruh biotitických a dvojsľudných rúl v doline Hrona je často preniknutý tenkými kremenno-živcovými žilkami, lokálne sa v nich mobilizujú horniny granitoidného zloženia a štruktúr (Leňušská dolina). Sporadicky sú v tomto pruhu zastúpené amfibolity.

Kráľovohoľský komplex (A. Klinec 1966)

Granitoidy s častým prechodom k migmatitom spočívajú tektonicky:

1. na hronskom komplexe (prevažne)
2. na pruhu rúl v doline Hrona (ojedinele)

Vymedzenie komplexu sa oproti starším poznatkom autora nemení. K izolovaným ostrovom kráľovohoľského komplexu na Horehroní (Veľká Vápenica, Kolesárová, ústie Belušovej doliny), ktoré boli zaznamenané posledne na území listu Heľpa, pribudol západnejšie pozdĺž upätia Nízkych Tatier medzi Polomkou a Bacúchom ďalší pruh hornín uvádzaného komplexu. V minulosti boli granitoidné horniny tohto samostatného izolovaného ostrova začleňované

k intrúziám permských mikrogranitov, čo nezodpovedá skutočnosti ani z tektonického ani z petrografického hľadiska. Ide o veporský typ granitoidov. Jeho tektonická pozícia na kryštalických bridliciach je nepochybná.

Séria Hladomornej doliny (A. Klinec – I. Lehotský – S. Vrána 1962)

Fylity – svory tejto staropaleozoickej (?) série sú vyvinuté na juhovýchodnom okraji veporíd. Ich podložie tvoria migmatito-granitoidy kráľovohoľského komplexu, na ktorom spočívajú tektonicky. Tektonický styk je v tomto prípade zastretý mladšími procesmi (metasomatóza, granitizácia).

Staropaleozoický vek bol určený na základe nálezu podobných spór, aké boli nájdené v gelnickej sérii gemeríd.

Severnejšie, uprostred veporíd existuje niekoľko izolovaných výskytov príbuzných hornín. Ich príslušnosť k sérii Hladomornej doliny je problematická (Muránska Huta, Pohronská Polhora).

Perm (?) na Horehroní

Pôvodné vymedzenie hornín náležiacich do permu (?) sa podľa najnovších znalostí značne mení. Rovnako aj jeho litologická náplň sa rozšírila. Samotné vymedzenie hornín permu, ktoré majú podobný alebo totožný vzhľad ako obklopujúce kryštalické horniny, je značne komplikované.

Už v našej spoločnej práci s J. Vozárom (1971) sme uviedli, že medzi horninami permu a obklopujúcimi kryštalickými bridlicami existuje štruktúrna zhoda. Ako príklad sme uviedli dolinu Volchovo J od Polomky. Nejde tu však len o zhodu štruktúr, ale aj zhodu litológie hornín.

Vzájomný vzťah nových nálezov obdobných hornín permu (?) v Bacúšskej doline voči obklopujúcim kryštalickým bridliciam je totožný. Pri zostavovaní geologickej mapy týchto území sa tak objavil problém hranice medzi litologicky pestrejšou časťou s hojnými metamorfovanými bázickými vulkanitmi a „monotónnejšou sériou" vulkanoklastík intermediárneho charakteru. Prvá — litologicky pestrejšia skupina pripomína perm, druhú — v ktorej sa našli zachované primárne sedimentárne textúry, konglomeráty, zvrstvenie, nemôžeme bez váhania zaradiť medzi kryštalické bridlice (svorové diaftority) starého — prekambrického kryštalinika. Vzhľadom na to, že na tomto území existujú neklamné znaky tektonického zošupinatenia, musíme pripustiť možnosť, že sú tu nahromadené rôzne elementy blízke postavením i litológiou.

Kvôli ďalšiemu objasneniu príslušnosti a horninovej skladby „horehronského permu" pripomínam, že výskyty, o ktorých hovoríme v práci, majú oproti známemu „ľubietovskému permu" odlišnú skladbu a líšia sa aj metamorfnou premenou hornín, čo zrejme súvisí s ich rozdielnym tektonickým postavením.

Vyššie uvádzané poznatky presahujú v určitom smere rámec východnej časti veporíd, lebo na pôvod, vek a premenu hornín prevažnej časti veporského pásma vrhajú nové svetlo. Veď uvádzané asociácie hornín pripomínajú po litologickej stránke staropaleozoické série gemeríd, resp. mladopaleozoické série iných jednotiek.

I keď je podobnosť spomínaných horninových celkov s jednotlivými paleozoickými sériami akokoľvek zjavná, domnievam sa, že bližšia konkretizácia ich postavenia ako ekvivalentov gelnickej, príp. rakovskej série, či permu by v tomto štádiu výskumu bola predčasná.

V tejto súvislosti sa zvlášť naliehavo tlačí otázka, či ostatok územia plochy veporíd budujú prekambrické horniny a také, ktoré by sme za ne mohli považovať. Granitoidy a s nimi úzko zviazané migmatity sú predsa podľa našich znalostí variské. Ak teda určitá časť hornín v alpínskej zostave veporíd zastupuje prekambrium, bude to iste len fragment, ktorého pôvodný — predpaleozoický vek bude ťažko možné dokázať.

Do tlače odporučil O. Fusán

LITERATÚRA

[1] Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zborník geol. vied Západné Karpaty 6. Bratislava. — [2] Klinec, A. — Vozár, J. 1971: Diskusia k tektonike veporidného kryštalinika, chočskej jednotky a tzv. heľpianskeho mezozoika. Geologické práce, Správy 56. Bratislava. — [3] Klinec, A. — Lehotský, I. — Vrána, S. 1962: Vysvetlivky k listu Revúca 1:50 000. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Kubíny, D. 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. Geologické práce, Správy 12. Bratislava. — [5] Maheľ, M. 1964: Geologická mapa ČSSR — Banská Bystrica 1:200 000. GÚDŠ, Bratislava. — [6] Vrána, S. 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide der und Foederata Série im Mittelteil der Veporiden. Zborník geol. vied, Západné Karpaty 6. Bratislava. — [7] Zoubek, V. 1961: in Tektonický vývoj Československa. Nakl. ČSAV. Praha.

ALBÍN KLINEC

IS IN THE VEPOR CRYSTALLINE PALEOZOIC PRESENT?

(Summary of the Slovak text)

In the Horehronie area and north of it as far as the Čertovica Fault System zones of low-grade metamorphosed rocks of volcanic, volcanoclastic and sedimentary origin were mapped during last field investigation. There are altered basic volcanics as well as acid ones-corresponding to quartz porphyries or their tuffs.

At many places relicts of primary structures are preserved in them. The mentioned features and the whole association of rocks resemble development of Early Paleozoic groups in the Gemerides. It is the case mainly in northern areas of the Veporides, where

mighty zones of Alpine diaphthorites were noted according to former authors. In the Hron Valley of the section Polomka—Pohorelá also a complex of metamorphosed greywackes, quartzites, diabases and their tuffs, more variegated in lithology, in places with intercalations of carbonates, is developed. This complex was considered as Permian also in the past. Mutual relation behween the mentioned rocks is marked by conformity of textures and of metamorphic style. In my opinion the preserved primary features exclude manifestation of diaphthoresis as regional process of rock alterateration in this area. The petrographic criterion of diaphthorites- decomposition of some minerals (sericitization, chlorization, etc.) can by explained in my opinion by the presence of these constituents (feldspars, biotites, amphiboles etc.) as original components of volcanic and or volcanoclastic rock and their alteration with regional progressive metamorphosis (epi-mesometamorphosis).

The Veporide crystalline is composed of several units-complexes different in lithology. Their arrangement shows marks of distinct tectonic activity. The association and type of rocks resemble Paleozoic groups. As the granitoid rocks of this zone are Variscan (exept for smaller Alpine intrusions) there is little probability that also older — Pre-Cambrian elements are represented in this Alpine structure of the Veporides.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 60 | str. 127—142 | Bratislava | 1973

VINCENT ĎUROVIČ*

PETROGRAFIA KEUPERU KRÍŽŇANSKEJ JEDNOTKY V STRÁŽOVSKEJ HORNATINE

(3 obr. v texte, 4. tab. na kriede, anglické resumé)

Abstract. On the basis of several detailed lithological profiles petrographic and partly also geochemical characterization of rocks occurring in the Keuper of the Krížna unit in the Strážovská hornatina Mts. is presented in the article. In the paper attention is also paid to the extension of the Keuper, its characteristic features as well as conditions of rocks formation. Two schematic lithological profiles, from Čierna Lehota and north to northeast of Valaská Belá are given. In the study the author was mainly based upon megascopic and microscopic observation. A very good base, however, provided also some partial chemical and semiquantitative spectral analyses.

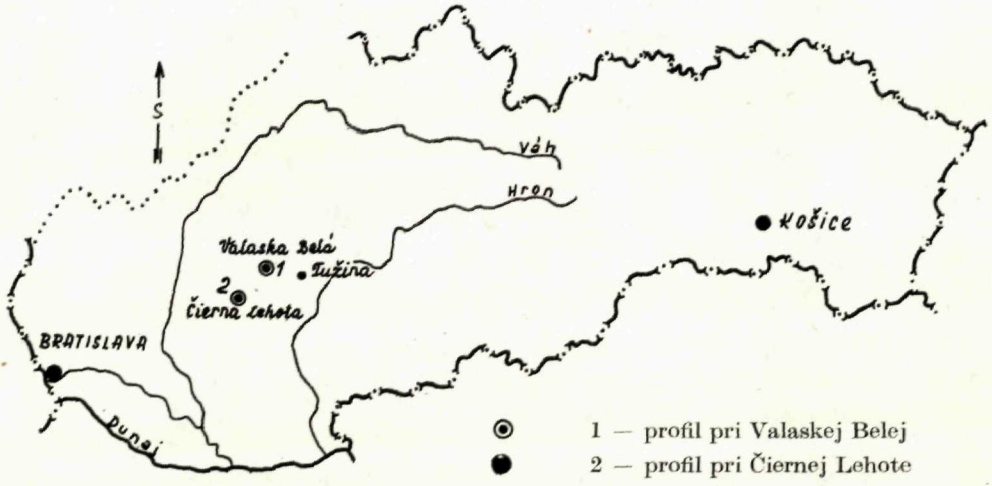
V doterajších prácach nachádzame iba veľmi málo správ, ktoré by boli venované podrobnému štúdiu keuperu v centrálnych Západných Karpatoch vôbec. Najznámejšie práce sú D. Andrusov (1959) a M. Maheľ (1967). Vo väčšine ostatných prác je keuper bežne študovaný v rámci rozsahu väčších stratigrafických celkov (M. Maheľ 1959, 1961; T. Buday et al. 1961 a iné). V Západných Karpatoch vystupuje keuper v obalovej, krížňanskej jednotke a v bradlovom pásme. Vo všetkých týchto spomenutých jednotkách má keuper niektoré znaky rovnaké, niektoré rozdielne. Podľa M. Maheľa (1967) predstavuje súvrstvie keuperu plytkomorskú fáciu, reprezentovanú klastickými a karbonatickými horninami. Striedanie pestrých bridlíc s polohami kremencov a dolomitov má miestami rytmický charakter (M. Maheľ 1967). Obalová jednotka má spravidla väčší podiel hrubšieho klastického materiálu, zatiaľ čo krížňanská jednotka má väčší podiel dolomitových rytmov (M. Maheľ 1967).

Touto prácou by som aspoň čiastočne chcel prispieť k obohateniu poznatkov o petrografii, geochémii a litológii keuperu krížňanskej jednotky v Strážovskej hornatine.

* Katedra petrografie PFUK, Bratislava, Gottwaldovo nám. 2

Rozšírenie keuperu a jeho niektoré hlavné znaky

Keuper krížňanskej jednotky v Strážovskej hornatine vystupuje v belanskej a zliechovskej sérii. Najväčšie plošné a hrúbkové rozšírenie dosahuje v centrálnej časti Strážovskej hornatiny. Približne je to takmer súvislý pruh medzi Čiernou Lehotou a severnou časťou doliny Nitry. Juhozápadne až južne od Čiernej Lehoty a severne až severovýchodne od údolia rieky Nitry vystupuje keuper prerušovane na viacerých miestach a v niekoľkých pruhoch. Keuper je najlepšie odkrytý v centrálnej časti Strážovskej hornatiny, preto i väčšia časť podkladov pre túto prácu bola čerpaná z tejto oblasti. Najsúvislejšie litologické profily bolo možné robiť v oblastiach Čiernej Lehoty, Valaskej Belej a v Tužinskej doline.



Obr. 1 Situačný náčrt študovanej oblasti (V. Ďurovič 1972)

Mocnosť i plošné rozšírenie súvrstvia keuperu sú značne premenlivé a pohybujú sa od niekoľkých metrov až do 200—300 metrov. Najväčšie mocnosti dosahuje práve pri Čiernej Lehote, Valaskej Belej a v Tužinskej doline. Zastúpené sú tu všetky typy hornín, ktoré keuper obsahuje. Na spomenutých miestach bolo možné študovať mocnosti jednotlivých vrstiev, ich vzájomné vzťahy, pomerné zastúpenie jednotlivých litotypov, ako i štruktúry a textúry hornín.

Súvrstvie keuperu krížňanskej jednotky v Strážovskej hornatine a v ostatných pohoriach centrálnych Západných Karpát má svoje typické znaky. Tieto najzákladnejšie znaky keuperu v Strážovskej hornatine charakterizujem takto:

a) keuper tvoria sedimentárne klastické, ílovité a karbonatické horniny. Z klastických a ílovitých hornín sú to veľmi zriedkavo drobnozrnné zlepence,

rôzne druhy pieskovcov s prechodom do siltovcov, ílovcov, ílovito-piesčitých až ílovitých bridlíc. Z karbonátov sú to dolomity s prechodom do ílovitých dolomitov, dolomitových ílovcov a veľmi sporadicky i vápence.

b) V celom súvrství keuperu prevládajú klastické a ílovité horniny nad dolomitmi. Zastúpenie klastických a ílovitých hornín, včítane ílovitých dolomitov a dolomitových ílovcov k dolomitom je približne v pomere 4:1 (pri Čiernej Lehote) a 5:1 (pri Valaskej Belej). Dolomity iba veľmi zriedkavo vytvárajú mocnejšie polohy, ale zväčša sa vyskytujú vo forme tenkých lavíc. Klastické sedimenty sú viac reprezentované jemnozrnnými (pieskovce) a menej strednozrnnými a hrubozrnnými (pieskovce a zlepence).

c) Ďalším charakteristickým znakom keuperu je vzájomné striedanie sa bridlíc, pieskovcov, dolomitov a ostatných prechodných typov hornín. Vzájomné prechody hornín sú pritom pozvoľné. Celé súvrstvie keuperu má teda zachované znaky flyšoidnej sedimentácie s rytmickým striedaním pieskovcov, bridlíc a dolomitov.

d) Väčšina klastických a ílovitých hornín (drobnozrnné pieskovce, siltovce a bridlice) má charakteristické orientované textúry. Sú to horizontálne (laminované), šikmé, zvlnené, krížové a gradačné zvrstvenia. V drobnozrnných svetlých pieskovcoch pri Čiernej Lehote sa vyskytujú i úlomky zelených bridlíc. Z povrchových textúr sa zachovali rôzne druhy čerín a nerovností na vrstevných a odlučných plochách, ktoré sa zatiaľ nedajú bližšie identifikovať.

e) Ďalším typickým znakom celého súvrstvia keuperu je pestrofarebnosť hornín. Prevládajúcimi farbami hornín sú červenohnedá, šedá a šedozelená, ako i prechodné medzi nimi (šedofialová, modrošedá, svetlošedá, šedožltá a iné). Najviac je zastúpená červenohnedá farba, a to u väčšiny pieskovcov, bridlíc a ílovitých hornín (majú vyšší podiel oxidov a hydroxidov Fe···) a farba šedá a šedozelená až šedomodrá u väčšiny dolomitov a málo u pieskovcov, ílovitých dolomitov a dolomitových ílovcov (majú väčší podiel karbonátového tmelu).

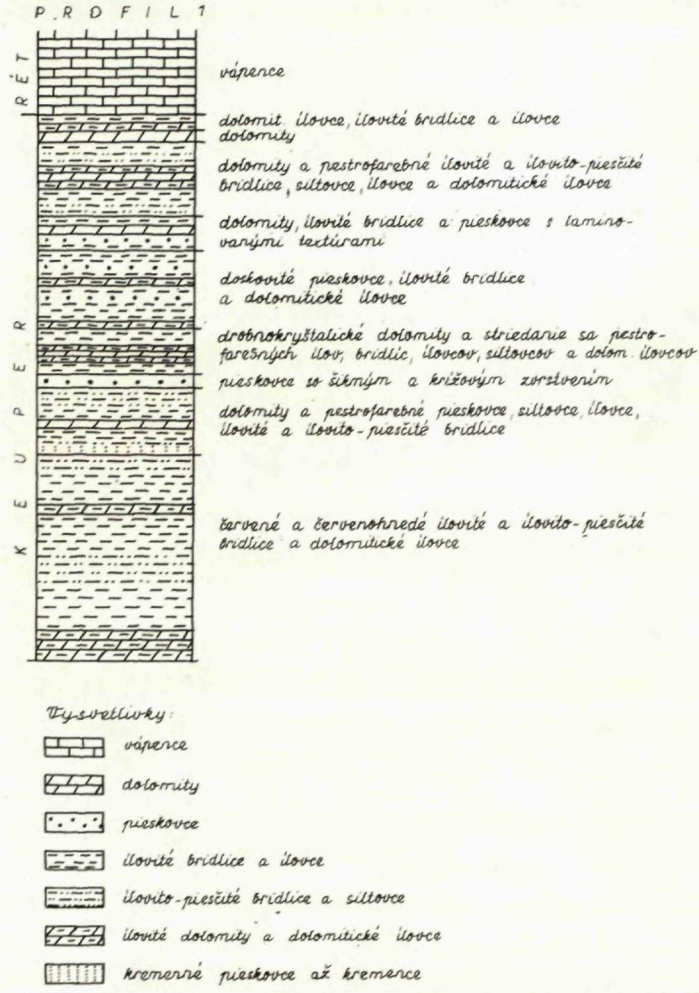
f) Keuper má veľmi nepravidelné priestorové rozšírenie a súčasne dochádza i k zmene jeho mocností. Na tomto fakte sa významne podieľa charakter hornín, podmienky pôvodnej sedimentácie a tektonika (jak sedimentárna, tak vrásnivá). Celé súvrstvie keuperu obsahuje viac tzv. plastických hornín než rigidných, a tie boli schopnejšie prispôsobovať sa pôsobiacim tlakom.

Litologicko-petrografická charakteristika súvrstvia keuperu

Bolo už spomenuté, že celé súvrstvie keuperu je vytvorené zo sedimentárno-klastických, ílovitých a karbonatických hornín. Z klastických a ílovitých hornín sú to zlepence, pieskovce, siltovce, ílovce, ílovito-piesčité a ílovité

bridlice. Z karbonátových hornín sú to dolomity, ílovité dolomity, dolomitické ílovce a veľmi sporadicky vápence.

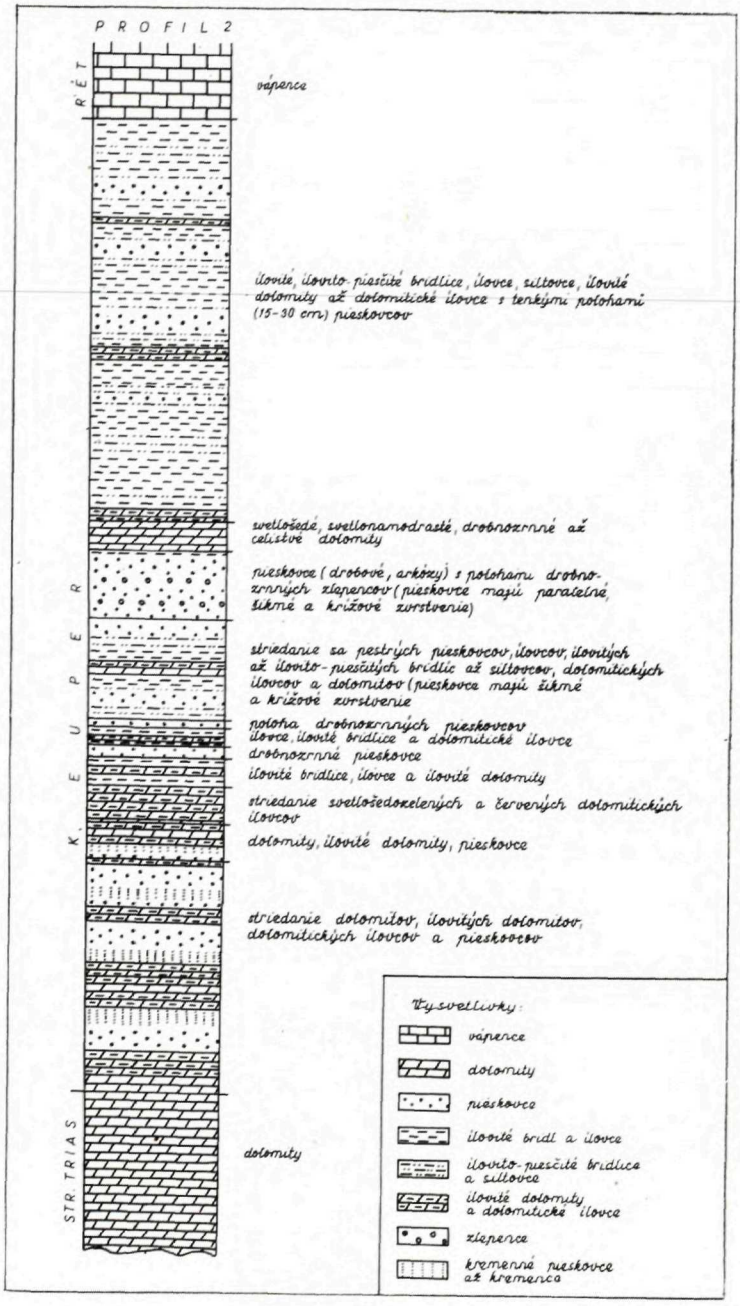
V tejto časti podávam celkovú petrografickú charakteristiku hornín, ktoré sú zastúpené v celom súvrství keuperu. Litológia keuperu je v nasledujúcich litologických profiloch.



Obr. 2 Schematický litologický profil keuperu krížňanskej tektonickej jednotky severne až severovýchodne od Valaskej Belej (M = 1:500) (V. Ďurovič 1972)

Zlepence

Vyskytujú sa ako tenké polohy alebo menšie šošovky v pieskovcoch. Majú iba nepatrné zastúpenie. Sú obyčajne svetlošedé, na odlučných plochách svetlohnedé od povlakov limonitu. Majú doskovitý až nepravidelný rozpad.



Obr. 3 Schematický litologický profil keuperu krížňanskej tektonickej jednotky východne od Černej Lehoty (M = 1:1000)
(V. Ďurovič 1972)

Najviac obsahujú úlomky kremeňa, ktorý undulózne zháša. V kremeni sú veľmi často uzavreniny sľúd a akcesorických minerálov. Je subangulárne až semioválne opracovaný. Jeho úlomky dosahujú niekedy veľkosť až 2—3 cm. Ďalej sú zastúpené úlomky kremencov s mozaikovou štruktúrou, úlomky šedozelených ílovitých bridlíc a veľmi sporadicky silno sericitizované a kaolinizované živce. Zo živcov sú to plagioklasy a draselné živce. Veľmi zriedkavo vystupuje muskovit.

Základná hmota je kremitá a ílovito sericitická a má pórový charakter. Tmel je miestami limonitový, najviac povlakový a dotykový. Štruktúry sú psefitické, psefiticko-psamitické a textúry všesmerné. Na základe minerálneho zloženia, štruktúr a textúr možno tieto horniny klasifikovať ako drobnozrnné, monomiktné až oligomiktné ortozlepence s prechodom do hrubozrnných pieskovcov (podľa klasifikácie J. Petránka 1963).

Pieskovce

V porovnaní so zlepencami majú väčšie zastúpenie. Vystupujú obyčajne ako polohy v bridliciach alebo v siltovcoch vo forme tenkolavicovitých, lavicovitých alebo doskovitých pieskovcov. Pri Čiernej Lehote však vytvárajú i jednu súvislú silnejšiu polohu 18—20 m mocnú, pričom sa miestami vyskytujú v nich drobnozrnné zlepence. Sú najčastejšie svetlošedé, šedozelené a červenohnedé. Na odlučných plochách sú limonitizované. Červenohnedé pieskovce sú poprerážané karbonátovými žilkami. Minerálne zloženie pieskovcov:

a) Kremeň a stabilné úlomky hornín. Najrozšírenejším minerálom je kremeň, ktorý undulózne zháša. Zastúpený je prevažne v piesčitej frakcii. Je opracovaný subangulárne, semioválne a oválne. Niektoré úlomky kremeňa obsahujú uzavreniny sľúd alebo akcesorických minerálov. Vmiestach, kde je zastúpený limonitový alebo karbonátový tmel, sú kremenné zrná často korodované. Tam, kde základná hmota alebo tmel chýbajú, vytvárajú miestami kremenné zrná mozaikovú štruktúru. Okrem kremeňa boli v pieskovcoch spozorované ešte úlomky kremencov s mozaikovou štruktúrou, ale iba veľmi sporadicky. Z akcesorických minerálov sú zastúpené zirkón, turmalín, rutil, magnetit.

b) Živce a nestabilné úlomky hornín. V porovnaní s kremeňom a stabilnými úlomkami hornín sú menej zastúpené. Zo živcov sú častejšie plagioklasy a sporadicky draselné živce. Obidvoje sú silno sericitizované, kaolinizované a karbonatizované. Dosť často sa u nich vyskytujú zjavy korózie karbonátovým tmelom. Ich presnejšia identifikácia je dosť sťažená vyššie spomenutými premenami. Sľudy sú iba veľmi sporadicky zastúpené vybieleným biotitom a muskovitom. Z nestabilných úlomkov hornín sú to úlomky pieskovcov, šedých a šedozelených ílovitých bridlíc.

c) Ílová základná hmota. Je najčastejšie ílovito-piesčitá alebo menej ílovitá. Má bazálny, dotykový a pórový charakter. K základnej hmote v rôznom pomere pristupuje tmel, ktorý tvoria karbonáty, sericit, chlorit, hydroxidy a oxidy Fe···. V svetlošedých pieskovcoch najčastejšie prevláda karbonátový tmel, zriedkavejší je chloritový a sericitický tmel. Vo vzťahu ku klastickým zrnám má dotykový, pórový a korozívny charakter.

Štruktúry pieskovcov sú rovnomerne zrnité, psamitické a psamiticko-aleuriticko-pelitické. Textúry sú všesmerné, ale vo väčšine pieskovcov sú orientované. Zachovali sa i povrchové textúry. Podrobnejšie opisy textúr boli už urobené vyššie. Na základe štruktúr, textúr, minerálneho zloženia a predbežných planimetrických analýz pieskovcov možno ich väčšiu časť zaradiť medzi kremenné a drobové pieskovce až droby (podľa klasifikácie J. Petránek 1963 a F. J. Pettijohn 1949, 1957). Zrnitosťou sú zväčša stredno a drobnozrnné, menej hrubozrnné.

Ílovito-piesčité a ílovité bridlice, ílovce, siltovce až argility

Táto skupina hornín má v súvrství keuperu veľké zastúpenie. Vertikálne i laterálne prechody medzi týmito horninami sú pozvoľné, obdobne ako i prechody do pieskovcov na jednej strane a do dolomitických ílovcov až ílovitých dolomitov na druhej strane. Majú obyčajne červenohnedú, šedú, šedozelenú, slabo žltkastú alebo slabo fialovú farbu. Majú bridličnatý alebo tyčinkovitý rozpad. Minerálne zloženie týchto hornín je nasledovné:

Klastické minerály sú zastúpené kremeňom, živcami, magnetitom, zirkónom a sporadicky muskovitom. Kremeň a živce sú v piesčitej a siltovej frakcii. Sú angulárne až subangulárne opracované. Živce sú silno sericitizované.

Jemnú submikroskopickú substanciu tvoria ílové minerály, karbonáty, oxidy a hydroxidy Fe···. Ílové minerály tvoria podstatnú zložku týchto hornín. Karbonáty (viac dolomit, veľmi málo kalcit), oxidy a hydroxidy Fe··· sú rozptýlené buď v celej hornine, alebo vytvárajú nepravidelné šmuhy a zhluky. Majú pelitické a aleuriticko-pelitické štruktúry; textúry všesmerné a orientované tak isto, ako sú opísané u pieskovcov.

Dolomitické ílovce, ílovité dolomity a dolomity

Z týchto hornín majú najväčšie zastúpenie dolomitické ílovce a ílovité dolomity. Prechody medzi nimi navzájom, ako i do siltovcov, ílovcov a ílovitých bridlíc sú opäť pozvoľné. Zriedkavo sú svetlohnedé, viac žltkasté, šedé a šedozelené. Majú bridličnatý a tyčinkovitý rozpad. Dolomity sú svetlošedé

až modrastošedé a majú ostrohranný rozpad. Vytvárajú lavicovité alebo doskovité polohy v siltovcoch, ílovcoch, bridliciach, v dolomitických ílovcoch a ílovcových dolomitoch.

Tieto horniny sú vytvorené z klastických ílových minerálov, karbonátov, oxidov a hydroxidov Fe··· a z organickej substancie. Uvedené základné zložky sú zastúpené v rôznom pomere. Makroskopicky i mikroskopicky je táto skupina hornín drobnozrnná. Z klastických minerálov je najviac zastúpený kremeň, sporadicky živce, muskovit, magnetit a zirkón. Klastická prímes je dobre pozorovateľná v dolomitických ílovcoch a v ílovitých dolomitoch. V horninách, kde silno prevláda dolomit, pristupuje klastická prímes iba veľmi sporadicky. Podstatnú časť týchto hornín tvoria ílové minerály a karbonáty, zväčša dolomit, sporadicky kalcit. Karbonáty sú výlučne drobnozrnné až pelitomorfné. Sú rozptýlené spolu s ílovými minerálmi rovnomerne po celej hornine. V niektorých prípadoch vytvárajú karbonáty i nepravidelné zhluky. Podobné zjavy boli spozorované i v organickej substancii, hydroxidov a oxidov Fe···. Často sú však vylúčené i v puklinách a trhlinách. Dolomity sú zriedkavo i strednozrnné a pozorujeme v nich často úlomky nepravidelných tvarov drobnozrnných, prípadne pelitomorfných dolomitov (intraklastov). Takmer všetky dolomity sú poprerážané žilkami hrubozrnného dolomitu, menej kalcitu. Mocnosť žiliek je od 0,02 mm do 1 cm. Iba v jednom prípade pri Valaskej Belej sa vo vyšších častiach súvrstvia keuperu objavujú ílovité vápence s menším obsahom dolomitu (tab. 1, analýza 23).

Štruktúry hornín sú drobnozrnné a pelitomorfné. Textúry dolomitických ílovcov a ílovcových dolomitov sú často laminované. Dolomity sú prevažne vrstevnaté, v teréne vystupujú ako tenkolavicovité a doskovité.

Chemické zloženie niektorých hornín

Chemické zloženie hornín som sledoval zatiaľ iba orientačne, a to pomocou niekoľkých semikvantitatívnych spektrálnych a manometrických analýz. Pre lepšiu orientáciu uvádzam ich prehľad v tabuľkách 1—4.

Už z mikroskopického štúdia hornín bolo možné predpokladať, že karbonatická a nekarbonatická zložka kolíše v rôznych pomeroch. Presnejší obraz o týchto vzťahoch poskytli manometrické analýzy. Ich výsledky ukázali, že temer vo všetkých horninách súvrstvia keuperu, kde pristupuje karbonatická zložka, je v prevahe dolomit (výnimku tvorí iba vzorka 23 z tabuľky 1). Obsahy $CaCO_3$ sa pohybujú prevažne pod 1% s výnimkou vzoriek 17 a 22 z tabuľky 1, v ktorých je tento obsah vyšší. Obsahy $CaMg(CO_3)_2$ sa pohybujú od 8,47 % po 94,61 %.

Nekarbonatický zvyšok tiež silno kolíše. Tvoria ho najviac ílové minerály, menej organická substancia a klastická prímes (kremeň, živce, akcesorické

tab. I

Manometrické analýzy

analýza	názov horniny	$CaCO_3$ v %	$CaMg(CO_3)_2$ v %	nekarbonatický zvyšok v %
1	kremenný až drobový pieskovec	0,63	21,72	77,65
2	ílovitý dolomit	0,38	78,43	12,19
3	kremenný až drobový pieskovec	0,47	20,80	78,73
4	dolomitový ílovec	0,01	36,63	63,36
5	dolomit	0,25	90,74	9,01
6	kremenný až drobový pieskovec	0,26	30,55	69,19
7	dolomitový ílovec	0,32	42,89	56,79
8	kremenný až drobový pieskovec	0,01	32,03	67,96
9	kremenný až drobový pieskovec	0,40	36,44	63,16
10	ílovitý dolomit	0,18	60,00	39,82
11	kremenný až drobový pieskovec	0,52	24,29	75,19
12	dolomit	0,28	94,61	5,11
13	dolomitický ílovec	0,23	31,29	68,48
14	dolomitický ílovec	0,85	34,79	64,36
15	dolomitický ílovec	0,06	30,84	69,09
16	ílovec až dolomitický ílovec	0,53	10,34	89,13
17	ílovitý dolomit	3,16	80,86	15,98
18	kremenný pieskovec	0,55	00,74	98,71
19	ílovitý dolomit	0,35	79,20	20,45
20	ílovitý dolomit	0,33	61,15	38,52
21	ílovitý dolomit	0,12	34,07	65,81
22	ílovitý dolomit	8,30	77,54	14,16
23	ílovitý vápenec	30,79	8,47	60,74

Manometrické analýzy urobila Ing. Koronthalyová, GÚ PFUK Bratislava.
Analýzy 1—16 sú z litologického profilu od Čiernej Lehoty, 17—23 od Valaskej Belej.

minerály atď.). Z číselných hodnôt manometrických analýz týchto troch základných zložiek je zjavné, že v celom súvrství keuperu sú málo zastúpené čisté dolomity. Viac pribúdajú ílovité dolomity a dolomitické ílovce.

Pre porovnanie týchto karbonatických hornín som prevzal z práce M. Kriveho (1969) manometrické analýzy strednotriasových a vrchnotriasových dolomitov križňanskej jednotky z blízkeho okolia, a to zo Škrípovej doliny a od Čiernej Lehoty. Tieto karbonatické horniny majú v porovnaní s keuperskými nižšie obsahy nekarbonatického zvyšku a vyššie obsahy $CaCO_3$. Možno ich teda charakterizovať ako čistejšie karbonatické horniny (dolomity). Tieto základné rozdiely možno pripísať rozdielnym genetickým podmienkam týchto hornín. Ďalej sú tieto rozdiely zjavné i zo štruktúrnych a textúrnych pozorovaní.

Spektrálne analýzy ukázali, že obsah prvkov v celom súvrství keuperu je pomerne stály. Vo väčšine hornín bolo zistených 21—23 prvkov. Pre porovnanie som opäť prevzal semikvantitatívne spektrálne analýzy karbonatických hornín (dolomitov) zo stredného a vrchného triasu križňanskej jednotky z práce

M. Krivého (1969). Vykazujú nižší počet prvkov (v priemere je to 13—15). Keďže obsahy aspoň niektorých prvkov neboli kvantitatívne stanovené, je pomerne ťažko robiť väčšie uzávery. Možno zatiaľ predpokladať, že väčší obsah prvkov v horninách súvrstvia keuperu bude viazaný na nekarbonatické zvyšky, ktoré sú vyššie.

Podmienky sedimentácie v súvrství keuperu

Podmienky sedimentácie súvrstvia keuperu v centrálnych Západných Karpatoch opísali niektorí autori (T. Morawska 1953, M. Limanowski 1903 — in D. Andrusov 1959, A. Matějka — D. Andrusov 1931, D. Andrusov

tab. 2

Manometrické analýzy karbonatických hornín stredného a vrchného triasu

Analýza	$CaCO_3$ v %	$CaMg(CO_3)_2$ v %	nekarbonatic. zvyšok v %
1 (6)	14,13	82,76	3,12
2 (8a)	12,04	85,04	2,91
3 (8b)	16,65	89,70	3,64
4 (14)	8,20	85,50	6,29
5 (15)	14,60	78,40	6,99
6 (16a)	8,65	81,33	10,01
7 (17a)	8,64	49,45	41,91
8 (18a)	13,15	61,41	25,41
9 (19)	8,10	90,56	1,35
10 (20a)	8,48	89,44	2,08
11 (21d)	25,12	71,87	3,01
12 (21b)	15,18	83,61	1,21
13 (8)	4,97	91,27	3,76
14 (20)	4,93	92,39	2,67
15 (21)	3,88	93,54	2,57
16 (22)	8,78	89,80	1,42
17 (23)	1,86	92,72	5,42
18 (24)	6,71	90,64	2,64
19 (24a)	11,35	62,82	25,82
20 (25)	8,09	90,80	1,11
21 (26)	3,89	93,70	2,42
22 (26a)	14,06	74,01	11,93
23 (27)	4,55	94,63	1,08
24 (28)	4,61	92,28	3,11
25 (28a)	4,30	90,41	5,29
26 (28b)	5,28	92,68	0,20

Manometrické analýzy karbonatických hornín stredného a vrchného triasu krížňanskej jednotky tab. 2 sú prevzaté z práce M. Krivý (1969). V zátvorkách pri číslach analýz sú uvedené tie isté poradové čísla, ako v práci M. Krivého (l. c.). Analýzy 1—12 sú z litologického profilu od Čiernej Lehoty; v tom 1—3 sú karbonatické horniny strednotriasové, 4—12 vrchnotriasové. Analýzy 13—26 sú z litologického profilu zo Škrípovej doliny; v tom 13—22 sú karbonatické horniny strednotriasové, 23—26 vrchnotriasové.

tab. 3

Semikvantitatívne spektrálne analýzy

Analýza	nad 1 %	1 – 0,1 %	0,1 – 0,01 %	0,01 – 0,001 %	pod 0,01 %
1	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Mn, Ti	Pb, V, Cd, Ag, Ni Co, Cr, Ba, Sr, In, B	Ga, Sn	—
2	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Mn	Pb, Cu, Ni, Co Sr, In	Ga, Ti, V, Sn Ag, Cr, Ba, B	Ge
3	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Mn, Ti, Cu Ba Sr	Pb, V, Ag, Ni Co, Cr, In, B	Ga, Sn	Zn
4	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Mn	Pb, Ga, Ti, V, Sn, Cu, Ni, Co Cr, Ba, Sr, In, B	Ag, Zn	—
5	Mg, Fe, Na, K, Ca	Si, Mn, Al, Sr	Pb, Cu, Zn, Co Ba, In	Ti, V, Sn Ag, Cr	B
6	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Mn, Ba, Sr	Pb, Ti, V, Ni, Co, Cr, In	Sn, Cu, Ag B	Ga
7	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Mn, Sr	Pb, Ga, Ti, V Cu, Ag, Ni, Co Cr, Ba, In, B	Sn	Zn
8	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Ti, Cr	Pb, Mn, Ga, V Cu, Ag, Ni, Co Ba, Sr, B	Sn, In	—
9	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Ti, Ba	Mn, V, Cu, Sr In	Pb, Ag, Ni Co, Cr	B
10	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	—	Pb, Mn, Ti, V Cu, Ni, Co, Cr Br, In	Ga, Sn, Ag Ba, B	—
11	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Ti, Ba	Pb, Mn, V, Cr Sr, In	Cu, Ag, Ni Ga	Co, B
12	Mg, Fe, Na, Ca	Si, Al, Sr	Mn, Cu, Ni	Pb, Ti, V, Ag Co, Cr, Ba In	—
13	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Mn, Ti, Ba Sr	Pb, V, Cu, Ni Co, Cr, In, B	Ga, Sn, Ag	—
14	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Ti. Ba	Mn, V, Cu, Ni Co, Cr, Sr, B	Be, Pb, Sn In	Ga, Ag
15	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Ti	Pb, Mn, V, Cu, Ni Co, Cr, Ba, Sr In, B	Ga, Sn, Ag	Zn
16	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Ti, Cr, Ba	Mn, Ga, V, Sn, Cu, Ni, Co, Sr, B	Pb, Ag, Zn, In	—
17	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Mn, Ba, Sr In	V, Cu, Ag, Ni, Co Cr	Pb, Ti	—
18	Si, Al, Fe	Mg, Na	Pb, Mn, Ti, Cu Zn, Ni, Co, Cr	V, Ag, B	Sn, Ba, In

pokračovanie tab. 3

ana-lýza	nad 1 %	1 – 0,1 %	0,1 – 0,01 %	0,01 – 0,001 %	pod 0,01 %
19	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Mn, Sr	Pb, Ti, V, Cu Ni, Co, Cr, Ba In, B	Ga, Sn, Ag	—
20	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Mn, Sr	Pb, Ti, V, Cu, Ag Ni, Co, Cr, Ba In	—	—
21	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Mn, Ti, Sr	Pb, Ti, V, Cu Ni, Co, Cr, Ba In, B	Ga, Sn, Ag	—
22	Si, Mg, Al, Fe, Na, Ca	Mn, Ni, Co K, Sr	Pb, Ti, V, Cu Ag, Cr, Ba, In	Sn	Ga, Zn
23	Si, Mg, Al Fe, Na, K Ca	Mn, Cr, V Ba, Sr	Pb, Ti, Sn Cu, Ni, Co, In B	Ga, Ag	—

Semikvantitatívne spektrálne analýzy urobil J. Chudý, GÚ PFUK v Bratislave. U semikvantitatívnych spektrálnych analýz tab. č. 3 je zachované to isté poradie ako u manometrických analýz (tab. 1).

tab. 4

Semikvantitatívne spektrálne analýzy karbonatických hornín stredného a vrchného triasu

analýza	1 %	1 – 0,1 %	0,1 – 0,01 %	0,01 – 0,001 %
1 (8)	Mg, Ca, Al, Fe, Na, K	Si	Sr, Mn	Pb, Ti, Cu, Ni, Cr, Ba
2 (20)	Mg, Ca, Fe, Na	Si, K	Sr, Mn, Ba, Al	Ti, Cu, Ag, Ni, Cr
3 (21)	Mg, Ca, Fe, Na	Si, Al	Sr, Mn	Cu, Ni, Cr, Ba
4 (22)	Mg, Ca, Fe, Na	—	Sr, Mn, Si, Al	Cu, Ag, Ba
5 (23)	Mg, Ca, Fe, Na	Si, Al	Sr, Mn	V, Cu, Ni, Cr, Ba
6 (24)	Mg, Ca, Fe, Na	Si, Mn	Sr, Al	Cu, Ba
7 (25)	Mg, Ca, Fe, Na	Mn	Sr, Si, Al	Cu, Ba, Ni
8 (26)	Mg, Ca, Fe, Na	Si, Al, Mn	Sr	V, Cu, Ag, Ni, Cr, Ba
9 (27)	Mg, Ca, Fe, Na	Si, Al, Mn	Sr	V, Cu, Ag Ni, Cr, Ba
10 (28)	Mg, Ca, Fe, Na	Si, Al, Mn	Sr	V, Cu, Ni Cr, Ba

Semikvantitatívne spektrálne analýzy v tab. 4 sú prevzaté z práce M. Krivý (1969) a sú z litologického profilu zo Škrípovej doliny. 1 – 8 sú karbonatické strednotriasové horniny, 9 – 10 sú vrchnotriasové. V zátvorkách sú uvedené čísla analýz, ako sú číslované v práci M. Krivého (l. c.).

1959, M. Maheľ 1962 — in D. Andrusov et al. 1962, M. Maheľ 1961 — in T. Buday et al. 1961). V stručnosti spomeniem aspoň niektorých. Tak napríklad M. Limanowski (l. c.) tvrdí, že keuper sa usadzoval v jazerách, močiaroch a na suchej zemi za premenlivých klimatických pomerov a za opakovaného návratu mora. A. Matějka — D. Andrusov (l. c.) predpokladajú, že sedimenty karpatského keuperu vznikali čiastočne za podmienok kontinentálnych i lagunárnych. M. Maheľ (l. c.) pokladá súvrstvie keuperu za lagunárno-suchozemskú fáciu.

Cieľom tejto práce bolo získať ďalšie poznatky o súvrství keuperu krížňanskej jednotky v Strážovskej hornatine. Poznať podrobne podmienky sedimentácie v súvrství keuperu vyžaduje znalosť všetkých faktorov, ktoré sa uplatnili počas sedimentácie. Táto práca umožňuje interpretovať podmienky sedimentácie na základe vystupovania súvrstvia keuperu v teréne, jeho vzťahu k nadloží a podloží, laterálneho a vertikálneho rozšírenia, charakteru hornín, ich niektorých štruktúr, textúr, minerálnej, štruktúrnej zrelosti sedimentov, ako i chemického zloženia. Väčšia časť pieskovcov, ktoré sú v tomto súvrství, má charakteristické usmernené textúry (opísané vyššie) a prevažne drobový charakter. Zlepence alebo hrubozrnné pieskovce sa vyskytujú iba sporadicky, a to vo forme buď tenkých polôh alebo nepravidelných šošoviek. Karbonatické horniny sú dosť zastúpené. Väčšinou však ide o dolomitické horniny rôzneho druhu a len zriedkavo o čistejšie dolomity (pozri tab. 1). Ich charakteristické znaky sú pelitomorfné až chuchvalcovité štruktúry, neobsahujú žiadne zvyšky organizmov a ich sprievodnými horninami sú ílovité dolomity a dolomitické ílovce. Na základe týchto charakteristických znakov ich možno jednoznačne považovať za primárne dolomity. Zatiaľ neboli zistené štruktúry, textúry alebo iné črty, ktoré by potvrdili vznik sekundárnych dolomitov. Obdobné podmienky pre vznik primárnych dolomitov uvádza J. Petránek (1963, L. Cayeux 1935 — in J. Petránek 1963).

V tomto súvrství keuperu sa nenašli žiadne skameneliny.

Podľa D. Andrusova (1959) súvrstvie keuperu vznikalo za stáleho kolísania povrchu zemského v blízkosti morského pobrežia pri okraji vindelicko-beskydského valu. Má charakter molasovo-lagunárnej formácie, nevyvinutej na celom priestore Západných Karpát, ale len v oblasti postihnutej starokimerskými pohybmi zemskej kôry a v oblasti, ktorá k nej bezprostredne priliehala od juhu.

Moje doterajšie štúdium súvrstvia keuperu krížňanskej jednotky v Strážovskej hornatine potvrdzuje pravdivosť týchto názorov s tým, že v tomto pohorí má skôr ráz flyšoidno-lagunárnej sedimentácie.

Záver

V závere tejto práce v niekoľkých bodoch zhrniem výsledky, ktoré boli dosiahnuté litologicko-petrografickým výskumom. Sú to:

a) Súvrstvie keuperu tvoria klastické, ílovité a karbonatické horniny. Z nich prevládajú pieskovce, siltovce, ílovce, ílovito-piesčité, ílovité bridlice, ílovité dolomity a dolomitické ílovce. Ďalej sú to dolomity. Vápence vystupujú iba vo vrchných častiach súvrstvia keuperu, aj to veľmi sporadicky.

b) Prechody medzi jednotlivými typmi hornín, či už v smere vertikálnom alebo laterálnom, sú vždy pozvoľné. Obdobné zjavy možno pozorovať i v podloží (komplex dolomitov).

c) Na základe štruktúrnych a textúrnych znakov možno predpokladať, že prevažná časť hornín vznikala vo vodnom prostredí. Dolomity vystupujúce v tomto súvrství patria geneticky k primárnym dolomitom, ktoré vznikali chemickým vyzrážaním. Svojím vznikom sa teda líšia od stredno a vrchnotriasových dolomitov.

d) Za zdrojovú oblasť týchto hornín možno považovať podložné súvrstvia keuperu a vynorené kryštalické masívy.

e) Vzájomné striedanie sa pieskovcov, bridlíc a dolomitov je dôkazom rytmickej sedimentácie, a má teda flyšoidno-lagunárny charakter.

Do tlače odporučil D. Andrusov

LITERATÚRA

[1] Andrusov, D. 1959: Geológia Československých Karpát, diel II. SAV Bratislava. — [2] Andrusov, D. a kol. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200.000 M-34-XXV. Žilina. Bratislava. — [3] Buday, T. — Kodym, O. a kol., 1961: Tektonický vývoj Československa. Praha. — [4] Krivý, M. 1969: Litologicko-petrografický výskum karbonátových hornín triasu západnej časti Strážovskej hornatiny. Kandidátska dizertačná práca (1—149). Bratislava. — [5] Krivý, M. 1971: Litologicko-petrografický výskum karbonátov triasu v Strážovskej hornatine. Záverečná správa (1—169). Bratislava. — [6] Maheľ, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geologické práce. Zošit 51 (5—32). Bratislava. — [7] Maheľ, M., 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika Centrálnych Karpát. Geologické práce, Správy 21 (5—29). Bratislava. — [8] Maheľ, M., 1961: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území" v Strážovskej hornatine. Geologické práce, Správy 21 (29—71). Bratislava. — [9] Maheľ, M. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty. Svazek 1. Praha. — [10] Matějka, A. — Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occid. de la Slovaquie centrale et des rég. avoisinantes. Knihovna stát. geol. ústavu 13 A. Praha. — [11] Morawska, T. M. 1953: Kajper tatrzanski, jeho petrografija i sedymentologia. Acta geol. Polon. III. Warszawa. — [12] Petránek, J. 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. ČSAV Praha. — [13] Pettijohn, F. J. 1949: Sedimentary Rocks. Harper—Brothers. New-York. — [14] Pettijohn, F. J. 1957: Sedimentary Rocks. Harper—Brothers. New-York. — [15] Švecov, M. S. 1957: Petrografia sedimentárnych hornín. SAV Bratislava.

VINCENT ĎUROVIČ

THE PETROGRAPHY OF THE KEUPER OF THE STRÁŽOVSKÁ HORNATINA KRÍŽNA TECTONIC UNIT

(Summary of the Slovak text)

In works published up to now we find very few informations dealing in detaily with the investigation of the West Carpathain of Keuper complex. The cited complex appears in the West Carpathians in the Envelope and Krížna units and in the Klippen belt. The Keuper complex is made up of sedimentary clastic (conglometrates, sandstones shales) and carbonate rocks (dolomites, dolomitic clays, argillaceous dolomites, limestones) and evaporites (gypsum, anhydrites).

In every of these three mentioned units the Keuper complex shows identic as well as diverse features, reflecting the sedimentation conditions. A. Matějka — D. Andrusov (1931) suggest that the sediments of the Carpathian Keuper generated partly under continental and lagoonal conditions. M. Maheľ (1961-in T. Buday and col.) regards the Keuper complexes as a lagoon — terrestrial facies.

I devoted this work to the lithologico-petrographical and partly to geochemical study of the Keuper complex of the Strážovská hornatina Krížna unit. As basis for this work were utilized field observations of this complex and of some of its lithological profiles. Two of these are cited in this work, as the lithological profile from Čierna Lehota and this of Valaská Belá. On the mentioned localities the Keuper complex has classical development and is perfectly exposed. In laboratory studies I pointed the attention mainly to rock microscopy (mineral constitution, structures and textures) to manometric and semiquantitative spectral analyses.

On the basis of up to now works and my own studies the sedimentary Keuper complex of the Strážovská hornatina Krížna unit can be characterized as follows:

a) the Keuper complex of the Strážovská hornatina Krížna unit occurs in the Belanská and Zliechovská subunits. It reaches a maximal extension in thickness as well as spatially in the central part of Strážovská hornatina i. e. in the environs of Valaská Belá, Čierna Lehota and in the Tužina valley. Its thickness is rather variable and varies from several meters up to 200—300 meters.

b) it is composed of sedimentary clastic argillaceous and carbonate rocks. From clastic and argillaceous rocks fine-grained conglomerates, various kinds of sandstones with transitions into siltstones, sandy to argillaceous shales and claystones are very rare. From carbonates these are dolomites with transition into argillaceous dolomites up to dolomitic claystones and sporadically only in the upper parts of the complex limestones. Clastic and argillaceous rocks are in total predominating over carbonate rocks.

c) in the whole complex the alternation of these rocks sets in sandstones and dolomites forming tiled up to banky beds in siltstones, claystones and shales. From this it follows, that this complex preserved the features of the flyschoid sedimentation. The mutual transitions between the individual rock types are always gradual.

d) for the majority of the clastic, argillaceous in a less amount also carbonate rocks oriented textures are characteristic. These are horizontal, transversal, undulated, cross and gradation bedding. In fine-grained light sandstones near Čierna Lehota rarely the clasts of greenschists appear. From superficial textures various kinds of ripples and diverse kinds uneven bedding parting planes were preserved.

e) the variegated colouring of the rocks is characteristic feature of the whole Keuper complex. The reddishbrown, grey, greyishgreen, greyishviolet, blueishgrey and greyis-

hyellow colours can be found. The reddishbrown colour however predominates in the majority of the sandstones and shales (these rocks have a higher portion of Fe··· oxids and hydroxids), the grey, greyishgreen and creamy colour in most of the dolomites, argillaceous dolomites and dolomitic claystones and rarely with sandstones.

f) the investigation of carbonate rocks showed, that dolomitic rocks do prevail in them. On the basis of some characteristic structures, textures, mineral composition but also of chemical composition, they can be regarded safely as primary dolomites, generated directly by precipitation from solutions. According to J. Petránek (1963) and L. Cayeux (1935 — in J. Petránek 1963), primary dolomites have pelitomorphic up to cloddy textures, they do not contain relics of organisms and their attendant rocks are argillaceous dolomites to dolomitic clays. All the mentioned features are preserved in each of the studied dolomites. The results of the manometric and semiquantitative spectral analyses (see the tables 1, 2, 3, 4 of this work) showed, that these are dolomites with a higher portion of noncarbonate residuum. Compared with the Middle and Upper Triassic dolomites they are more contaminated. The majority of the Middle and Upper Triassic dolomites are throught to be secondary dolomites.

g) D. Andrusov (1959) reports that the Keuper complex generated under a continuous variance of the earth surface near the sea coast at the margin of the Vindelice—Beskydy landmass. It has the character of a molasse-lagoon formation, being not developed on the whole territory of the West Carpathians, but only in the region affected by Late Cimmerian movements of the earth's crust and on the area closely adjacent to it from south. The up to now study of the Keuper complex of the Strážovská hornatina highlands Krížna unit favours these opinions showing at the same time that this complex has rather the character of flyschoid-lagoon sedimentation. The source area for the genesis of these rocks were the underlying Keuper complexes and relevantly emerged crystalline massifs.

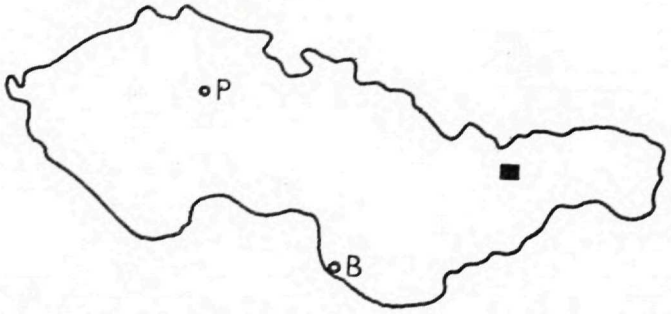
Preložila L. Mináriková

Geologické práce, Správy 60 | str. 143—168 | Bratislava | 1973

EVA PLANDEROVÁ*

PALYNOLOGICAL RESEARCH IN THE MELAPHYRE SERIES OF THE CHOČ UNIT IN THE NE PART OF NÍZKE TATRY BETWEEN SPIŠSKÝ ŠTIAVNIK AND VIKARTOVCE

(13. obr. v texte, 18. tab. na kriede, slovenské resumé)



Abstrakt. In der vorliegenden Arbeit wird der erste Fund von Pollen und Sporen aus permischen Sedimenten der Choč—Einheit im Raume von Spišský Štiavnik und Kremnica behandelt. Auf Grund der Pollen—Analyse wurde festgestellt, dass der untersuchte pellitisch-psammitische Teil der Schichtfolge der obersten Perm entspricht.

Introduction

In the last time the members of the Uranium Exploration carried out basic geological survey in the wider area of Spišský Štiavnik and they paid particular attention to the complex „Werfen with melaphyres". From these sediments samples were taken from superficial outcrops and several boreholes for pollen analysis. Regarding to slight metamorphosis of the prevailing part of this complex, the majority od samples was without fossils. Another part of samples coming from the pelitic-psammitic complex was positive on spores, which were too dark-coloured with application of current method (hydrogen fluoride + acetolysis) and not suitable for taxonomic treatment. Therefore another procedure should have been applied by means of oxidation of Schulze solution.

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

This proces lasted several months. After this process we have obtained sporomorphs with distinct structure, on the basis of which they could have been identified and evaluated stratigraphically.

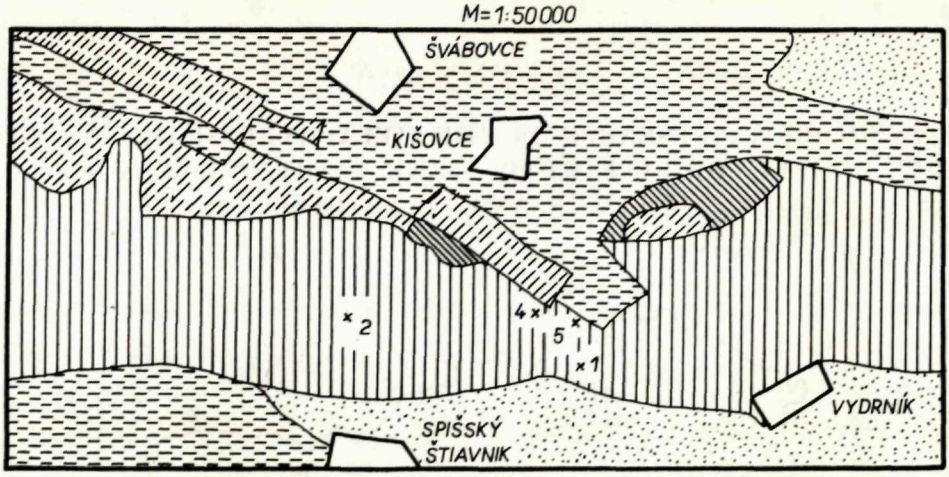


Fig. 1

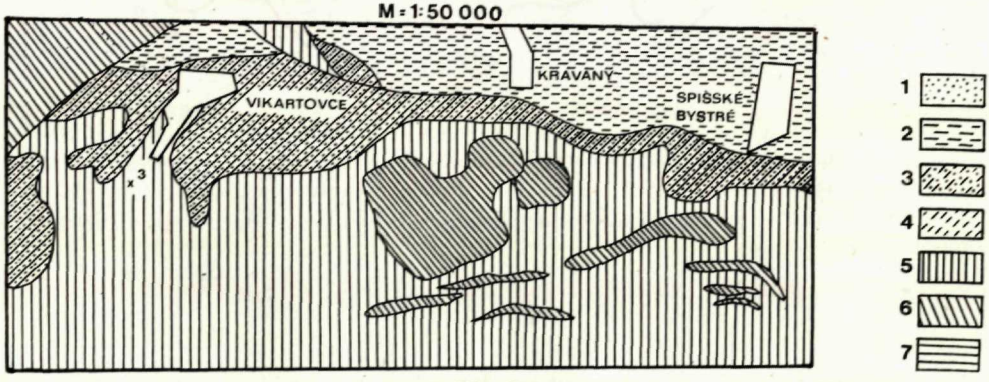


Fig. 2

Geological maps of the area of Spišský Štiavnik and Vikartovce

Explanation to the fig. 1.2

Central Carpathian Flych

1 — Middle—Upper Eocene. Sandstone — claystone complex: claystones predominating or in equal ratio to sandstones.

2 — Claystone complex (nothern and southern facies): claystones predominating over sandstones.

3 — Basal complex (non calcareous development): conglomerates, sandstones.

4 — Basal carbonate complex: conglomerates, limestone conglomerates, breccies sandstones and sandy limestones with nummulites.

7 — Sandstones

5 — Lower Triassic
Melaphyre Formation: variegated sandstones, shales arkoses, layers of melaphyres.

6 — Eruptive rocks of Lower Triassic. Melaphyres, quartz porphyries, augitic porphyries etc.

Brief geological outline of the area under study

According to Andrusov (1959) the complex „Werfen with melaphyres" is characterized by great thickness in the Choč unit. It was variously interpreted stratigraphically. The opinions of the individual authors are evaluated in detail in the work by Biely (1965) or Novotný and Badár (1971). Detailed lithological — facial and stratigraphic investigation in this area was carried out by Biely, who distinguished several lithological-facial sequences within the studied area. In his opinion the whole complex passes gradually from the Carboniferous, its predominating part corresponds to the Permian. Only the uppermost part belongs to the Lower Triassic.

In essentials the investigations of Novotný and Badár (1971) agree with views of Biely (1965). The opinions of the stratigraphic range of individual complexes of strata have not been evidenced paleontologically in any paper of the quoted authors.

According to Novotný and Badár (1971) the „Werfen with melaphyres" was divided in the studied area as follows:

1. Upper Carboniferous

a) Typical complex;
b) Transitional complex;

2. Lower Permian

a) Basal complex;
b) Lower psammitic-pelitic complex;

3. Upper Permian

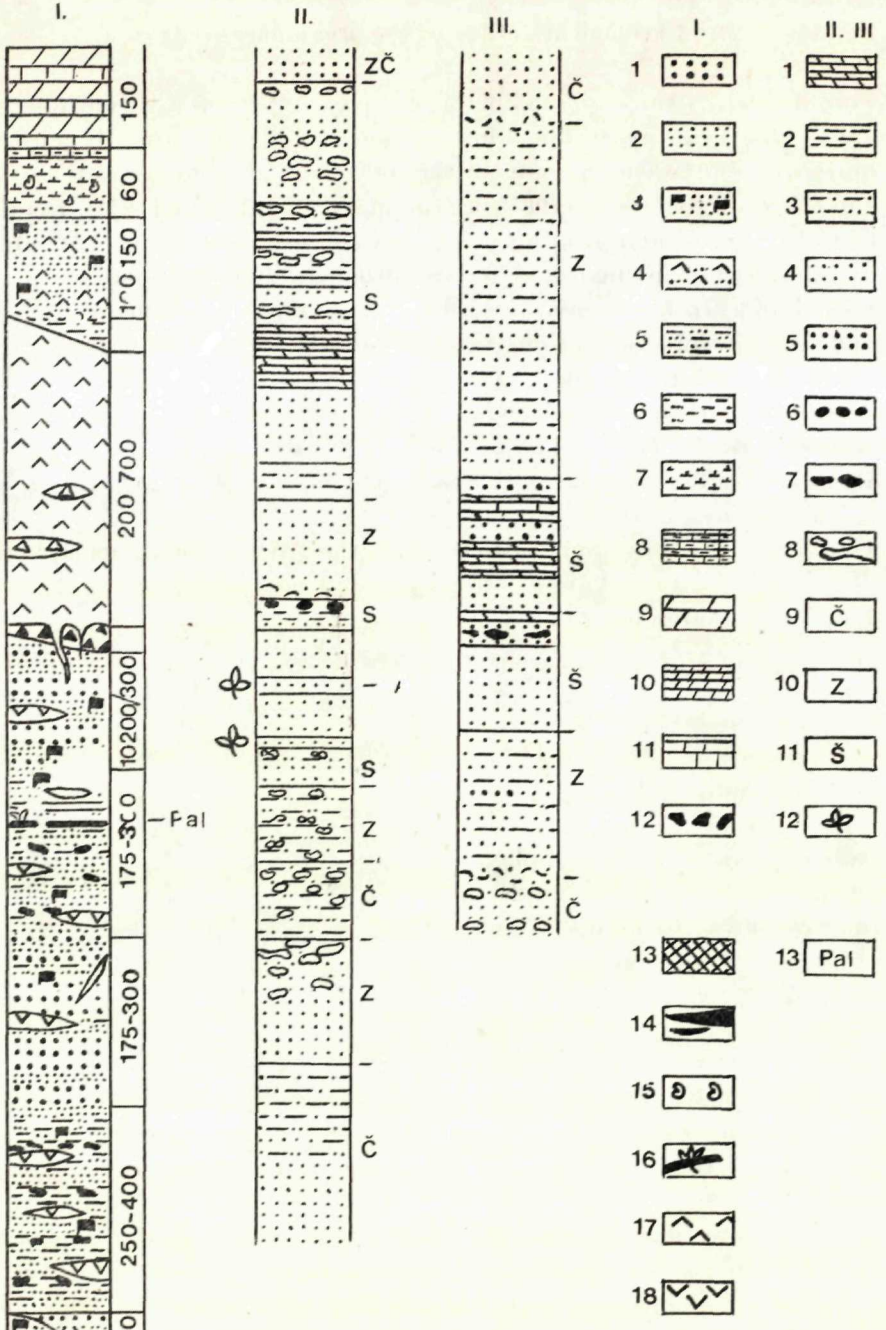
a) Lower psammitic-pelitic complex;
b) Upper pelitic-psammitic complex;
c) Upper psephitic-psammitic complex;
d) Volcanogenic complex;
e) Overlying complex;

4. Lower Triassic

a) Quartzy complex;
b) Detrital-carbonate complex:

Positive samples we have obtained from the upper pelitic-psammitic complex (b). According to the data of the last mentioned authors this complex attains thickness 175—300 m. In the lower part it is formed by reddish-brown fine-grained psammites and aleurites. The upper part, mainly in the area of the Vikartovce Ridge, is formed by lightgreen, light-grey, greenishgrey to grey, less brownishred, sometimes greyishblack pelitic sediments. In these beds abundant carbonised fragments of plants are found.

From this complex we have analysed samples from the localities: Spišský Štiavnik.


I.
II.
III.
I.
II. III
150
60
150
700
300
300
300
400
100
100
Pal
ZČ
S
Z
S
S
Z
Č
Z
Č
Č
Z
Š
Š
Z
Č
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
Č
Z
Š
Č
Z
Š
Pal

1. Railway cutting
2. Borehole 495 180 m
3. Outcrop south of the Vikartovce Ridge
4. Trench near the tunnel
5. Adit 13

Palynological evaluation

As not a quite equal flora of spores is present at all the localities, each of the mentioned localities is evaluated particularly in a brief from.

Adit 13 (locality 5)

From this locality I treated around 6 samples very rich in sporomorphs. Relatively rich were monolete spores, less abundant trilete ones. Bisaccate spores were predominating.

From monolete spores were found *Punctata sporites velatus* Leschik 1955 *Punctatasporites percussus* Leschik 1955, *Punctatasporites* fsp. *ambiguus* and, some species of the genus Punctatasporites, not determined nearer. From trilete spores are represented species of the genus *Microreticulatisporites* and *Punctatisporites toralis* Leschik 1955, also *Simplicesporites virgatus* Leschik 1956, *Calamospora* cf. *nathorstii*, Klaus 1960.

The mentioned spores were found in all samples of this locality in small per cent only. In the majority of cases they formed bisaccate sporomorphs, the group of non-striate spores and the larger group of striate spores.

The genera of non-striate sporomorphs include the genus *Protosacculina* cf. *wodehousi* Jansonius (1962).

Explanation to the fig. 3

I. Stratigraphic schema of the Choč Unit in the NE part of the Low Tatras Mts. (After Novotný and Badár 1971)

1 — conglomerates; 2 — sandstones; 3 — arkoses, arkose and sandstones; 4 — quartzites, quarzitic sandstones; 5 — sandy shales; 6 — shales claystones; 7 — marl slates; 8 — marlites, marly limestones; 9 — dolomites; 10 — calcitic — dolomitic sandstones: 11 — limestones, 12 — carbonate concretions; 13 — premigrated gypsum; 14 — coal seams and sheds; 15 — fauna; 16 — strata with flora; 17 — melaphyres, porphyries and others; 18 — basic dike rocks. Pal — Samles for palynology

II.III. Lithological colums and textures of beds with plant remains containing strata development and carbonate rocks. (After Novotný and Badár 1971)

1 — calcitic dolomitic sandstones to sandy dolomitic limestones: 2 — pelites; 3 — silstones; 4 — fine grained psamites, 5 — medium to coarse grained — psammites; 6 — pelitic carbonate concretions with bituminous pigment; 7 — bituminous pelite lenses; 8 — carbonate concretions to pseudobedded forms; 9 — red — brown colored rocks; 10 — green to grey green coloured rocks; 11 — green to black-green coloured rocks. 12 — strata with flora. Pal — samples for palynology

Jugasporites delasaucei (R. Pot et Klaus) Leschik 1956, *Jugasporites paradelasaucei* Klaus (1964). These species are mentioned from the Permian.

Relatively abundant is the genus *Klausipollenites*, represented by the species described by Jansonius 1962 as form *Y*. Rarely was found the genus *Labiisporites* with the species *Labiisporites granulatus* Leschik (1956) and *Labisporites* fsp. Like at the foregoing locality also at this locality spores of the genus *Triadispora* represented by several species. *Triadispora staplini* (Jansonius 1962) Klaus 1964, *Triadispora falcata* Klaus 1964 were found. These species, already distinctly Triassic, are found only sporadically in our material. Sporadically was also found the species *Limitisporites moersersis*, typical of the upper Permian. From the genus *Limitisporites* also spores of the species *Limitisporites parvus* were found. In the samples of this locality typical species of the genus *Platysaccus* were established, represented by the species *Platisaccus papilionis* Potonie et Klaus 1954.

From non-striate sporomorphs were also found *Pityosporites zapfei* Potonie et Klaus 1954, *Gardenasporites moroderi* Klaus 1963, *Gardenasporites* fsp.

Abundant were the species of the genus *Vestigisporites*, e. g. the species *Vestigisporites rudis* Balme et Hennely 1955 and several new species, which I quote as fsp. 1. In the studied material a spore is also found, which we may assign to the genus *Chordasporites* with certain doubt because it is not sure whether the long furrow of the exina passing through the whole spore body is not only secondarily fissured.

Further genera of non-striate bisaccate spores are represented, like *Scutasporites* fsp. Relatively constant was in the samples the type of bisaccate spores, which I ranged to the new genus *Karpatisporites*'. Abundantly found was the species *Karpatisporites sittleri, Karpatisporites oblonga, Karpatisporites gracilis.*

A group poorer in species form striate spores, however, represented in rich percentage. Most abundant from them is the genus *Lueckisporites*, represented by several species in the studied material. In percentage the species *Lueckisporites virkkiae* Potonie et Klaus 1954 predominates, less *Lueckisporites parvus* Klaus 1963 and still less frequent is *Lueckisporites globosus* Klaus 1963. Some species I could not have ranged to knovn described species. Though I suppose new species to be concerned, preliminarily I range them only to fsp. without description of new species. This genus forms the majority of the established sporomorphs in percentage.

Another genus richly represented from striate bisaccate sporomorphs are *Striatites*, mainly present with the species *Striatites richteri* Jansonius 1962 and some species of the genus *Striatites*, which I mention as fsp. 1,2 etc.

The genus *Protohaploxypinus* was quite abundantly represented by the

species *Protohaploxypinus samoilovichi* Hart 1965, *Protohaploxypinus chaloneri* Clarke 1965, *Protohaploxypinus* cf. *rugatus*. Keneth L. Segroves 1969.

Relatively abundantly were found in samples also species of the genus *Teaeniasporites*, *Teaeniasporites novimundi* Jansonius 1962 and several species, which I have ranged to the group *Teaeniasporites labdacus* Klaus 1963 according to the type of airsacs.

From the group *Costati* the genus *Vittatina* with the species *Vittatina hiltonensis* Chaloner et Clarke 1962, *Vittatina angulistriata* Klaus 1963, *Vittatina subsaccata* Samoilovich 1953 were found in percentage almost equal as at the foregoing locality. From the genus *Gnetaceaepollenites* are represented the species *Gnetaceaepollenites extensus* Jansonius 1962, *Gneteceaepollenites steevesi* Jansonius 1962, *Gneteceaepollenites* fsp., *Gneteceae-pollenites multistriatus* Jansonius 1962.

The genus *Weylandites* was represented by the species *Weylandites indicus* Bharadw. et Srivastava 1969. Beside these ones also pollen belonging to the species *Monosulcites minimus* Coocson 1947 and several species belonging to the genus *Cycadopites* as *Cycadopites harti* Jansonius 1962, *Cycadopites follicularis* Wils. et Webster 1946, *Cycadopites* fsp. R. Jansonius 1962 were found.

Trench near the tunnel (locality 4)

From this locality I have treated 7 samples, positive on sporomorphs. The assemblage of spores from sediments at this locality is very rich. In the samples a monolete spore of the species *Punctatasporites velatus* Leschik (1956, *Punctatasporites percussus* Leschik 1965, *Punctatasporites* fsp. *Microtreticulatisporites* fsp., 1, *Apiculatisporites* fsp., *Apiculatisporites aculeatus* Ibrahim 1933, *Lycospora* fsp., is found. According to the morphological description these spores belong to the group of trilete and monolete spores. These types of spores are mentioned more often from Triassic sediments.

More abundantly were represented saccate pollen, mainly bisaccate.

Bisaccate spores nonstriate were very abundantly represented by the genus *Pityosporites*, mainly the species *Pityosporites zapfei* Potonie et Klaus 1964 and *Pityosporites* fsp. Potonie et Klaus 1964 at this locality.

The genus *Limitisporites* was represented by the species *Limitisporites parvus* Klaus 1963, *Limitisporites moersensis* Klaus 1963 and some species of this genus, which could not have been assigned to the described species so far.

From the genus *Jugasporites* the species *Jugasporites* fsp. and species not determined nearer from the genus *Platysaccus* were found. The species resemble *Platysaccus papilionis* Pot. et Klaus (1954) but are somewhat smaller.

The genus *Gigantosporites* has also been established, represented by the species *Gigantosporites halstadtensis* Klaus (1963).

From the genus *Vestigisporites* a species was found, not corresponding to the described species, however, belonging to the genus *Vestigisporites* according to morphological marks.

Relatively abundant were spores from genus *Klausipollenites*, mainly the species *Klausipollenites staplini* Jansonius 1962 and one species corresponding to the described species of the genus *Klausipollenites* (fsp. 1).

In the studied samples also a small bisaccate spore was found, similar to the genus *Vitreisporites* in size. However, it differs in many morphological features. I have described it as a new genus *Karpatisporites* including several species. Two from them were also found at this locality, *K. sittleri* and *K. minimus*.

Relatively abundant was the genus *Complexisporites* mentioned by Jizba (1962) from the Later Paleozoic. This genus is found in quite a great variability of species.

Interesting is that at this locality have been found species of the genus *Triadispora*, the species *Triadispora staplini* Jansonius 1962 Klaus 1964 and *Triadispora crassa* Klaus 1964.

In samples from this locality also the spores of *Bharadwajispora* have been found, mentioned by Jansonius 1962 from the Permian of Canada.

Relatively abundantly are represented striate spores, mainly the genera *Lueckisporites*, *Protohaploxypinus*, *Taeniaesporites*, *Striatites* and *Striatopodocarpites*.

Representation of other spores is very highly exceeded in percentage by species of the genus *Lueckisporites*, mainly the species *Lueckisporites virkkiae* Klaus 1963. Other species of the genus *Lueckisporites* are represented in lower percentage, mainly *Lueckisporites globosus* Klaus 1963, *Lueckisporites parvus* Klaus 1963 and several species of the genus *Lueckisporites* differing in size as well as airsacs from the described species. I suppose that these are new species, which I am going to describe later.

The genus *Protohaploxypinus* was found with two species. *Protohaploxypinus chaloneri* Clark 1965 and *Protohaploxypinus samoilovichi* Hart 1965.

The genus *Taeniaesporites* was represented by several species *Taeniaesporites novimundi* Jansonius 1962 and *Taeniaesporites fsp. 1* in the investigated material.

The genus *Striatites* was found with several species, *Striatites bullaeformis* Samoilovich 1953, *Striatites marginalis* Klaus 1963 et the studied locality.

The large morphological group *Costati* was represented by species of the genus *Vittatina* in high percentage. Present were mainly the species *Vittatina costabilis* Wilson 1962, *Vittatina* fsp. 2. As it is to be seen, this group is not

richly represented in species but reaches a relatively high percentage quantitatively, mainly the species *Vittatina costabilis* Wilson 1962. Another group of spores relatively abundant are *Gnetaceaepollenites*. Richly represented was the species *Gnetaceapollenites steavesi*, *Gnetaceaepollenites multistriatus* Jansonius 1962 and some species, which may be considered as new ones. Here I designate them as fsp. only.

In the studied material were sporadically found the species *Weylandites indicus* Bharadwaj 1969, *Decusatisporites delineatus* Jansonius 1962 and *Aumancisporites* cf. *striatus* Jansonius (1962). Sporadically were found species of the genus *Cycadopites (Entylisa cymbatus)* and a species of the genus *Cycas*, similar to that mentioned by Pautsch 1958 from the Triassic of Poland.

At the investigated locality I have found a sporomorphous material very rich also quantitavely, from which only the prevailing part is mentioned here. Some sporomorphs were fairly corroded and not suitable for determination. However, they mostly were belonging to the group of bisaccate striate spores.

Trench 1 km south of Vikartovce (locality 3)

From this locality I received samples for pollen analysis from the dark-grey pelitic-psamitic complex. The samples were very rich in sporomorphs, however, having the character of the samples from the locality trench near the tunnel and adit 13 in their composition.

More than 50% sporomorphs are formed by spores of the genus *Lueckisporites*, mainly *Lueckisporites virkkiae* Potonie et Klaus 1953, *Lueckisporites globosus* Klaus 1963 and *Lueckisporites parvus* Klaus 1963. Relatively abundant are *Calamospore* fsp., *Punctatisporites* and *Lycospora*. From bisaccata sporomorphs I found a spore of the genus *Klausipollenites staplini* Jansonius 1962 very sporadically *Triadispora staplini* Klaus 1964, *Gigantosporites*, *Platysaccus papilionis* Potonie et Klaus 1954. From striate sporomorphs, beside the mentioned *Lueckisporites*, *Striates marginalis* Klaus 1963, *Striatites* fsp., *Taeniaesporites labdacus* Klaus 1963 are found at this locality. From the superior group *Costati* very well preserved individuals of the genus *Vittatina* were found, with the species. *Vittatina hiltonensis* Chaloner et Clarke 1962 and *Vittatina costabilis* Wilson 1963. Sporadically were found species of the genus *Gnetaceaepollenites*, mainly the species *Gnetaceaepollenites steevesi* Jansonius 1962 the genus *Cycadopites*, the genus cf. *Cycas* fsp. These samples were very rich in sporomorphs but relatively poor in species.

Based on comparison of sporomorphous composition of the individual samples I have found composition of sporomorphs from the localities reilway

cutting and borehole 495 in 180m to be similar. Equal is also the sporomorph association from the localites: trench near the tunnel, adit 13 and locality 1 km south of Vikartovce.

Borehole 495 180 m (locality 2)

The sample at this depth was positive on sporomorphs but by far not as rich in species as the samples from other localites. Above all no trilete or monolete spores were found. From bisaccate spores the genera *Lueckisporites*, *Complexisporites*, *Taeniaesporites*, *Protohaploxypinus*, *Jugasporites lueckoides* Klaus 1963, *Triadispora* fsp., cf. *Chordasporites*, *Lueckisporites* with two species, quite abundantly *Lueckisporites virkkiae* Potonie et Klaus 1954, *Striatites* fsp., *Klausipollenites staplini* Jansonius 1962, *Karpatisporites*, *Gnetaceaepollenites steevesi* Jansonius 1962, *Cycadopites follicularis* Wils. et Webster 1946, *Cycadopites cymbatus* Balme et Hennely 1956, *Cycadopites* fsp. R. (according to Jansonius 1962) were found.

Railway cutting (locality 1)

From this locality I have treated 6 samples from the whole profile of the outcrop 1 m high and 6 m widde. All samples were positive on sporomorphs, mainly rich in bisaccatae spores of the new genus *Karpatisporites*. Monolete and trilete spores are represented by some genera known from the Triassic of Europe, e. g. *Zebrasporites* fsp. *Simplicesporites virgatus* Leschik 1966, *Calamospora nathorstii* Klaus 1960, *Aculeisporites variabilis* Jansonius 1962. From other spores the genera *Apiculatisporites* and *Punctatisporites* were found. All other established sporomorphs belong to bisaccate spores and to the group *Costati*.

In the studied samples were found most abundantly spores of the genus *Karpatisporites*, very similar to the genus *Vitreisporites* appearance and size. From the genus *Vitreisporites* spores of the species *Vitreisporites pallidus* Nilsson 1958 were found quite sporadically. Spores of the genus *Triadispora* were represented by the species *Triadispora staplini* Klaus 1964, *Triadispora crassa* and *Triadispora falcata* Klaus 1964, also *Vestigisporites* fsp., *Complexisporites polymorphosus* Jizba 1962, *Lueckisporites virkkiae* Potonie et Klaus 1954, *Lueckisporites parvus* Klaus 1963, *Labiisporites* fsp., *Taeniaesporites labdacus* Klaus 1963 and species of the *Striatites*, from which the species *Striatites marginalis* Klaus 1963 could have been determined only. Other spores were too much corroded and consequently undeterminable nearer.

The group *Costati* was represented vy *Vittatina hiltonensis* Chaloner et Clarke 1962 quite abundantly. From the genus *Gnetaceapollenites* the species

Gnetaceaepollenites multistriatus Jansonius 1962, *Gnetaceaepollenites steevesi* Jansonius 1962 and from the genus *Cycadopites* the species *Cycadopites cymbatus*, *Cycadopites follicularis* Wils. et Webster 1964, *Cycadopites dijkstrae* Jansonius 1962, have been found. Beside these species two different species of the genus *Hystrichosphaeridium* were found, which could indicate marine environment.

Comparison of the sporomorph horizont from Spišský Štiavnik with pollen horizont of Permian sediments from adjacent areas

According to Hart 1969, from the standpoint of world extension large floristic regions with different flora regarding to other floristic regions exist in the Permian. They are as follows:

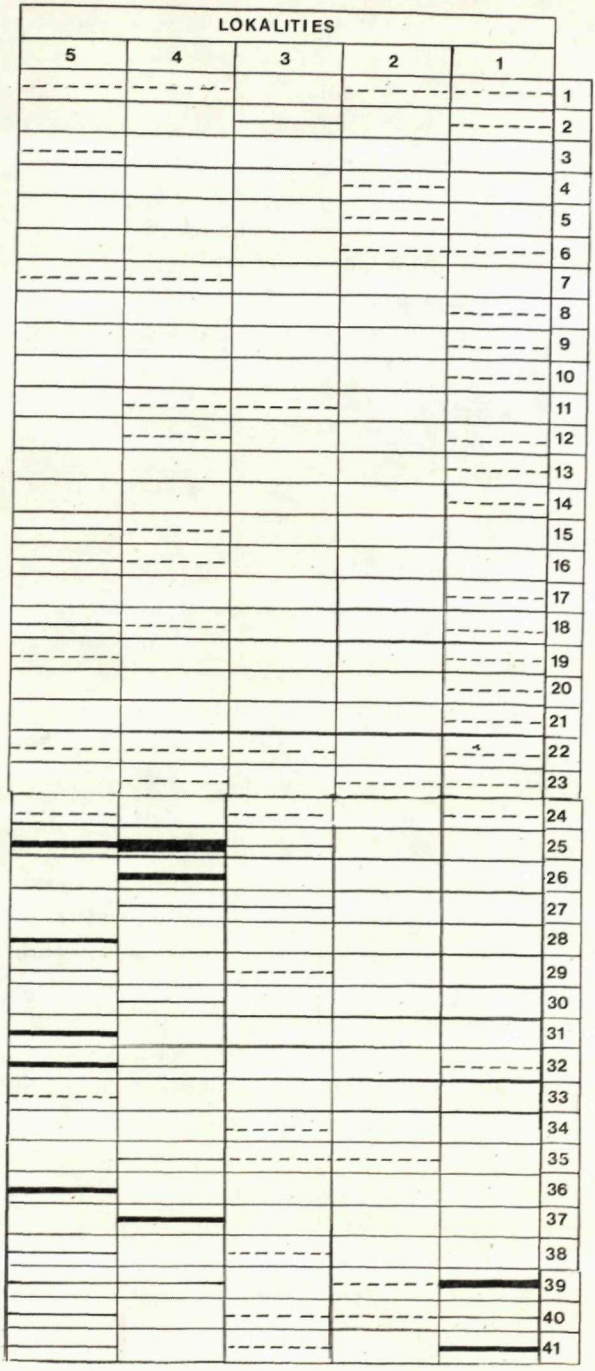
a) Gondwana flora
b) Euroamerican flora
c) Cathaysian flora
d) Angarian flora

Correlation of results of one floristic region with another could lead to errors. Therefore in this chapter I intend to devote to correlation of our results with palynological results from the West Carpathian region and Euroamerican region.

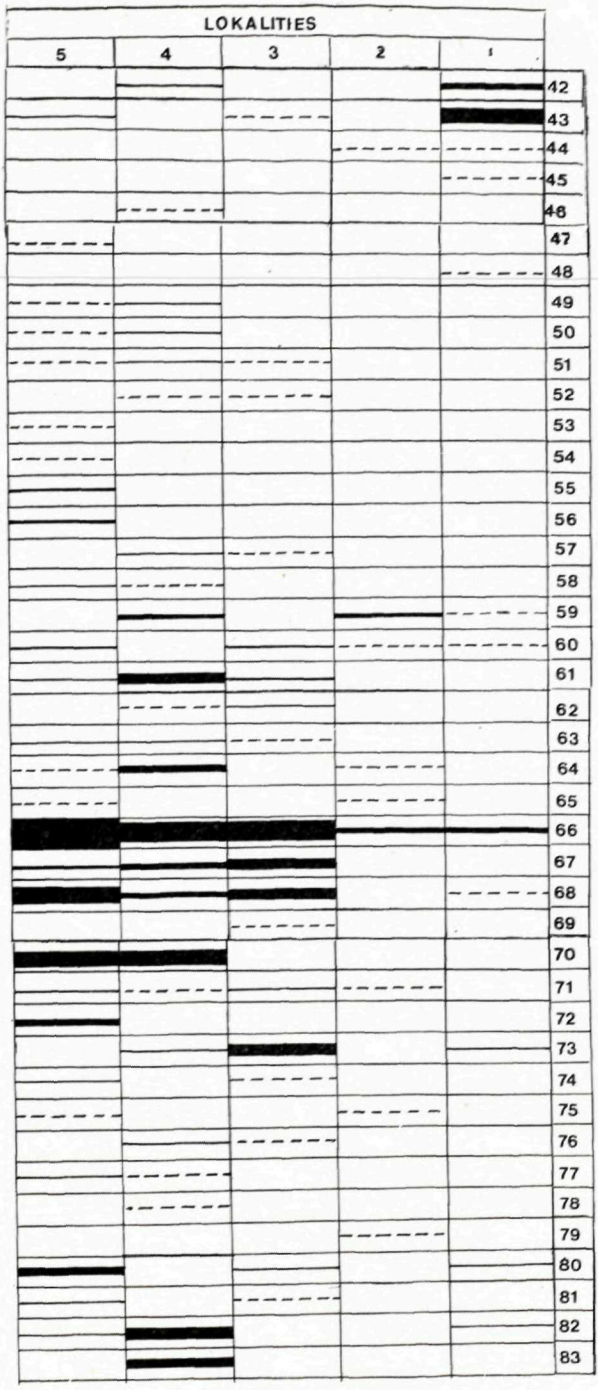
From the Malé Karpaty Mts. Čorná and Ilavská (1962) mentioned Permian sporomorphs. The component predominating of the spore picture are *Lueckisporites virkkiae* and *Lueckisporites richteri*, also *Pityosporites zapfei* and *Klausipollenites schaubergeri*. Other bisaccate spores are represented in lower percentage. More abundant are *Zonales* and *Azonales*. The autoresses also quote the occurrence of the genus *Florinites*, however, with question-mark. Irrespective of more richness in species as well as genera of our pollen spectrum, there are certain differences pointing to a younger age of our sediments than the Permian in the Malé Karpaty Mts. They are mainly *Florinites*, not found in our material any more, their range is generally mentioned until the Upper Permian only generally. A difference consists also in higher percentage of representation of *Triletes*, *Zonales* and *Azonales* spores in our material and the presence of some typical Triassic spores.

Snopková (1963) also mentioned the results of palynological evaluation of the borehole from Lošonec Upper Permian in age. Comparison with her results shows the sporomorph picture of the borehole from the Lošonec area in the Malé Karpaty Mts. to be indubitably poorer in species than our sporomorph picture; as most abundant she mentions the genus *Pityosporites* fsp., then *Klausipollenites shaubergeri*, *Pityosporites zapfei* and only afterwards

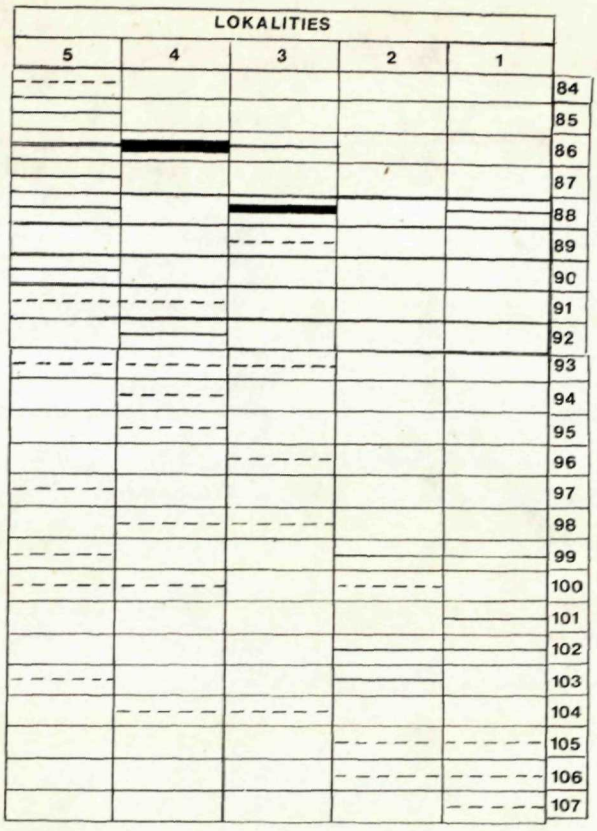
Text-pl. 1, 1a, 1b Frequency representation of spores and pollen from localities 1—5 in the area of Spišský Štiavnik and Vikartovce.



1 *Calamospora* cf. *nathorstii*
2 *Calamospora* fsp.
3 *Punctatisporites toralis*
4 *Punctatisporites fissus*
5 *Punctatisporites* fsp. 1.
6 *Microreticulatisporites* fsp. 1.
7 *Microreticulatisporites* fsp. 2.
8 cf. *Zebrasporites*
9 *Aulisporites canalis*
10 *Aulisporites* cf. *astigmosus*
11 *Lycospora* fsp.
12 *Apiculatisporites aculeatus*
13 *Apiculatisporites* fsp.
14 *Apiculatisporites plicatus*
15 *Punctatsporites velatus*
16 *Punctatasporites percussus*
17 *Punctasporites* cf. *ornatus*
18 *Punctatsporites* fsp.
19 *Simplicesporites virgatus*
20 *Simplicesporites lunsensis*
21 *Aculeisporites variabilis*
22 *Triadispora staplini*
23 *Triadispora crassa*
24 *Triadispora falcata*
25 *Pityosporites zapfei*
26 *Pityosporites schaubergeri*
27 *Pityosporites* fsp.
28 *Jugasporites delasaucei*
29 *Jugasporites paradelasaucei*
30 *Jugasporites* fsp.
31 *Vestigisporites rudis*
32 *Vestigisporites* fsp.
33 cf. *Chordasporites*
34 *Klausipollenites schaubergeri*
35 *Klausipollenites staplini*
36 *Klausipollenites* forma *Y*
37 *Klausipollenites* fsp.
38 *Platysaccus papilionis*
39 *Karpatisporites sittleri*
40 *Karpatisporites klausi*
41 *Karpatisporites gracilis*



42 *Karpatisporites minimus*
43 cf. *Karpatisporites*
44 *Vitreisporites pallidus*
45 *Alisporites* cf. *grauvogeli*
46 *Bharadwajispora* fsp.
47 *Labiisporites granulatus*
48 *Labiisporites* fsp.
49 *Limitisporites parvus*
50 *Limitisporites moersensis*
51 *Limitisporites* fsp. 1
52 *Limitisporites* fsp. 2
53 *Scutasporites* fsp.
54 *Protosacculina wodehousi*
55 *Gardenasporites moroderi*
56 *Gardenasporites* fsp.
57 *Gigantosporites hallstadtensis*
58 *Striatopodocarpites* fsp.
59 *Complexisporites polymorphosus*
60 *Taeniaesporites labdacus*
61 *Taeniaesporites novimundi*
62 *Taeniaesporites* fsp.
63 *Protohaploxypinus samoilovichi*
64 *Protohaploxypinus chaloneri*
65 *Protohaploxypinus* cf. *rugatus*
66 *Lueckisporites virkkiae*
67 *Lueckisporites globosus*
68 *Lueckisporites parvus*
69 *Lueckisporites microgranulatus*
70 *Lueckisporites cf. virkkiae*
71 *Lueckisporites* fsp.
72 *Striatites richteri*
73 *Striatites marginalis*
74 *Striatites* fsp.
75 cf. *Striatites*
76 *Striatosaccites bullaeformis*
77 *Weilandites indicus*
78 *Weilandites minutus*
79 *Gnetaceaepollenites elipticus*
80 *Gnetaceaepollenites steevesi*
81 *Gnetaceaepollenites extensus*
82 *Gnetaceaepollenites multistriatus*
83 *Gnetaceaepollenites* fsp.1.



84 *Gnetaceaepollenites* fsp. 2
85 *Vittatina subsaccata*
86 *Vittatina costabilis*
87 *Vittatina angulistriata*
88 *Vittatina hiltonensis*
89 *Vittatina saccifer*
90 *Vittatina* fsp. 1.
91 *Vittatina* fsp. 2.
92 *Vittatina* fsp. 3.
93 *Aumancisporites* cf. *striatus*
94 cf. *Aumancisporites*
95 *Decusatisporites delineatus*
96 cf. *Decusatisporites*
97 *Monosulcites minimus*
98 *Monosulcites* fsp.
99 *Cycadopites follicularis*
100 *Cycadopite hartii*
101 *Cycadopites dijkstrae*
102 *Cycadopites cymbatus*
103 *Cycadopites* fsp.
104 cf. *Cycas*
105 *Monosulcites* fsp. 1
106 *Monosulcites* fsp. 2
107 *Hystrichosphaeridium*

Explanation to Text-plate 1, 1a, 1b

— Very abundant; — Abundant, — Less abundant
— Rare; — Very rare; — unique

Lueckisporites virkkiae and *Lueckisporites richteri*. Other types of spores like *Reticulatisporites, Calamospora, Endosporites, Florinites, Illinites, Platysaccus, Taeniaesporites, Labiisporites*, forming the remaining pollen diagram, are represented in essentially lower percentage.

Our pollen diagram differs from that of Lošonec not only in better preservation of sporomorphs but also in much more richness in species and many qualitative differences. Beside the Triassic spores completely absent in the Lošonec pollen diagram, also Upper Permian genera as *Klausipollenites, Jugasporites, Limitisporites moersensis, Gardenasporites, Complexisporites, Protohaploxypinus, Gigantosporites* and other spores are lacking there, occurrence of which is constant and characteristic of all the studied sediments from Spišský

Štiavnik. Therefore an equal age of the Upper Permian from Lošonec and the sediments from Spišský Štiavnik cannot be taken into consideration.

Kalibová (1967) presented palynological results from the Permian of Broumov, mentioning some species of striate spores and the genus Nuskoisporites. Comparing with our results I conclude the flora of the Broumov Permian to be poorer in species and older than the sediments studied by us.

Leschik (1956) mentioned from salt clays of Neuhof, Zechstein in age, a flora typical of Upper Permian spore spectra. They are: *Nuskoisporites* and others, also found in our material (beside Nuskoisporites). The author does not quote the occurrence of any Triassic spores, the association of *Cycadopites*, *Gnetaceaepollenites* and *Vittatina*, which are very richly represented in our material.

Very important for the Carpathian Permian-Triassic development is comparison with the Alpine development of flora in that period. The Alpina Permian and Triassic was treated by Klaus (1960, 1963, 1964) and so we have a rich comparative sporomorph material from this region similar geologically.

Klaus (1963, 1964) mentioned characteristic Upper Permian assemblages containing all types of spores also found in the studied material from Spišský Štiavnik beside the genus Nuskoisporites. The author also mentioned characteristic Lower Triassic species, some of which are also found in our material as *Triadispora staplini*, *Triadispora falcata*, *Triadispora crassa* and *Alisporites cf. grauvogeli*.

This sporomorph picture from the Alpina Permian and Lower Triassic was of much help to us in considering the age of sediments investigated by us.

Clarke (1965) quoted the highest percentage of representation of bisaccate striate sporomorphs in the Upper Permian. In contrast to the Lower Triassic he mentioned an essentially lower percentage of nonstriate bisaccate sporomorphs. The whole sporomorph picture from the Zechstein corresponds to our picture of the studied samples, mainly from the part of the lower investigated sediments on the whole (locality 3, 4, 5) according to Clarke 1965. The difference lies in the occurrence of some Triassic sporomorphs as the genus *Triadispora*, found very sporadically in all the examined samples.

Grebe (1958 and 1970) mentioned an Upper Permian microflora from the Lower Rhine region and South Wales in England. The authoress mentioned a typical Upper Permian flora rich in speciés from the Lower Rhine Zechstein: *Lueckisporites virkkiae*, *Jugasporites*, *Taeniaesporites*, *Pityosporites schaubergeri*, *Nuskoisporites dulhuntyi*. *Florinites*, *Endosporites*. This flora is more typical of the Upper Permian than that of Spišský Štiavnik.

Comparing the spectrum from the Permian in England according to Grebe (1970) we have found certain differences in composition of spores. Whilst

by us the fern component of the superior groups *Triletes* and *Monoletes* is represented in relatively low percentage, according to Grebe (1970) it is just this component that is richer represented than the bisaccate spores. However, spores of the genus *Vitreisporites* are found with it, not mentioned from the Permian by other European authors.

Jansonius (1962) mentioned many common sporomorph species from the Permian and Lower Triassic of Canada, also found in our material. He also quoted the occurrence of the genus *Vitreisporites* in the Upper Permian, the genus *Aumancisporites* as the most abundantly represented throughout the Permian and passing also into the lowermost Triassic according to him. According to Klaus (1964) a part of the *Klausipollenites staplini* Jansonius 1962 pollen is *Triadispora staplini*, mentioned to be found from the Middle Permian, with the most abundant occurrence in the Triassic, by Jansonius. Based on comparison with his results it could be said that the Permian microflora from Canada given by Jansonius is very similar to our flora from Spišský Štiavnik However, his data are contradictory palynological results from the Permian and Triassic of Europe.

According to Balme (1963), for instance, the genus *Vitreisporites* started to appear in Europe as late as the Triassic.

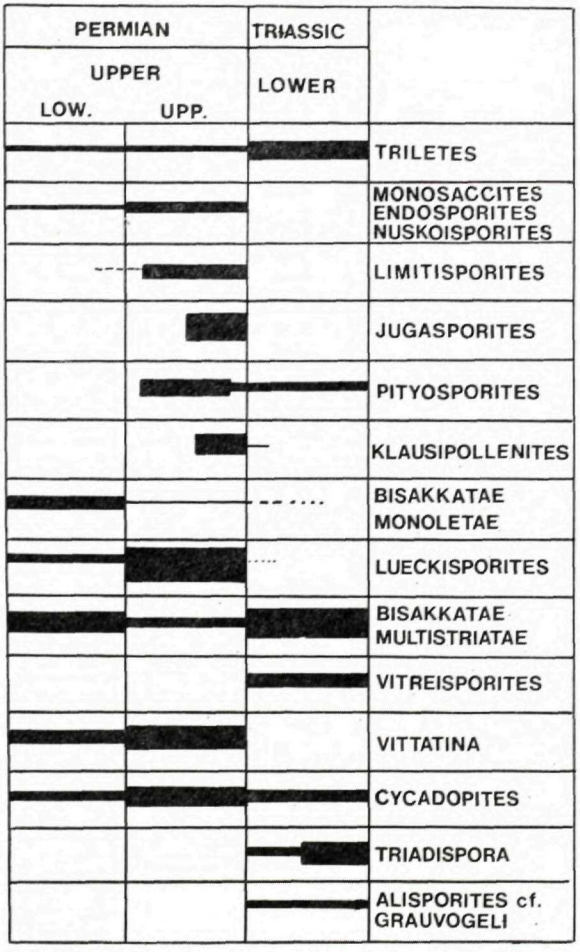
These differences of the data of occurrence of many genera found in Europe until the Lower Triassic therefore permit us to consider a somewhat different development of the Permian flora in Canada.

For stratigraphic evaluation of our sediments therefore we shall carry out correlation mainly with the results of the European Permian basin and Lower Triassic.

Visscher (1971) treated detailed floristical data for the Upper Permian and Lower Triassic. He especially delt with the problem of the Permian and Triassic boundary on the basis of microfloristical evaluation. The author tried to solve stratigraphy according to phylogeny of some genera of spores, e. g. the genus *Lueckisporites*, from which the genera *Gutalapollenites* and *Stellapollenites* developed. The latter two appeared already in the Triassic. The author distinguished leading types of spores, also identified according to findings of macroflora. According to this scheme valid for the whole Zechstein basin, he distinguished composition of Upper Permian and Lower Triassic flora in much detail. According to him are very abundant the spores *Lueckisporites* in the Permian, found in essentially lower percentage in the Lower Triassic. The genus *Triadispora* he describes only in the Triassic and the genus *Jugasporites* only with an occurrence in the Upper Permian, in the Lower Triassic this group he does not mention at all.

As we see, in essentials the Upper Permian flora is similar in various parts of Europe and the whole associations of microflora are roughly equal.

Based on the results of palynological investigation of the Spišský Štiavnik area these correlation studies of great importace in considering the age of the whole complex. I am going to mention it in the following chapter. Here I should like to touch the problem of a certain transitional period at the beginning of the Triassic and to the end of the Permian when the Permian flora was predominating as mentioned by the quoted authors, however, already a certain percentage of Triassic sporomorphs is found. This case I have not encountered in European Paleozoic or Triassic literature. Besed on own observations, however, I suppose a certain period to have existed, characterized



Text-plate 2

Schematic table of distribution of some groups of spores and pollen of stratigraphic importance according to various authors) Klaus 1962, 1963, 1964, Clarke 1965, Jansonius 1962 etc)

by a mixed Permian and Lower Triassic flora. Questionable is, where such a flora is to range. According to the percentage of representation, such a flora should be considered as uppermost Permian in age.

Remarks to the age of the sediments under study

Considering the age of the sediments under study I was based on a very rich sporomorph material and its correlation with palynological results from the region of the Euroamerican Upper Permian and European Lower Triassic.

The whole microfloristic assemblage shows a mixed Upper Permian and Lower Triassic flora to be concerned. In the whole pollen picture (Pl. 3) are predominating Permian species like *Lueckisporites virkkiae, Lueckisporites parvus, Lueckisporites globosus, Jugasporites delasaucei, Limitisporites moersensis*, rarely *Potonieisporites* and the genus *Vittatina*. The genus *Lueckisporites* forms up to 50 % of all sporomorphs in the majority of samples. On the other hand, however, typical Triassic sporomorphs are present in all samples, like *Triadispora staplini, Triadispora crassa, Triadispora falcata, Alisporites cf. grauvogeli*, exclusively mentioned from the Lower Triassic. These Triassic sporomorphs form only a small percentage of the occurrence when compared with the Permian ones.

Considering the age of this complicated spore — pollen diagram I took into account the following facts:

1) Among the studied material Upper Permian spores and pollen were predominating (90%). According to investigations of the previously mentioned authors, in the Euro — Asiatic Permian basin with a similar high percentage were represented the most characteristic Upper Permian species, which formed main representation also in our spore — pollen diagram.
2) In the material under study also youger elements of flora were found, mentioned from as early as the Triassic by many authors (Triadispora, Vitreisporites).
3) Quite a high percentage of spores and pollen, which started to occur only from the uppermost Permian, is found among the observed material (some species of the genus Cycadopites, Alisporites and others).

On the basis of these observations I conclude that a period transitional between the Upper Permian and lowermost Triassic existed when Permian types of flora were still predominating, but abready also Triassic forms appeared.

The latter are found in pollen diagrams from other areas in Triassic associations in Lover Triassic sediments. I shall deal with their significance for dating of sediments after evaluation of a larger amount of samples from a wider area. So far for the sediments under study from the area of Spišský Štiavnik I consider predominance of Permian spores and pollen as important. On the

basis of their occurence, correlation with many pollen diagrams from the Upper Permian therefore I consider the observed sediments as equivalent to the uppermost Permian.

a) The older studied complex was proved the localities 5 (Adit 13), no. 4 (Trench near the tunnel) and 3 (Outcrop 1 km south of the Vikartovce Ridge).

b) The younger complex has been found at localities 2 (Borehole 495 180 m) and 1 (Railway cutting).

a) The older complex, not different from the younger in lithology in any way, is marked by very rich representation of the genera *Lueckisporites virkkiae*, *Lueckisporites parvus*, *Lueckisporites globosus*, *Pityosporites zapfei*, *Potonieisporites fsp.*, *Complexisporites* and other (see tab. 3). From Triassic sporomorphs are represented *Triadispora staplini*, *Triadispora crassa*, *Triadispora falcata*, quite a high percentage of the group *Gnetaceaepollenites* and *Cycadopoites*.

b) The younger complex contains a higher percentage of Triassic sporomorphs and sporadically the species *Vitreisporites pallidus*, considered as Mesozoic spore by the majority of authors. Beside this species some Triassic spores like *Zebrasporites*, *Chordasporites*, *Simplicesporites* have been found at the studied localities. However, also Upper Permian spores of the genus *Lueckisporites* were predominating in the pollen spectrum of these im percentage, mainly with the species *Lueckisporites virkkiae* and *L. parvus*. Setting out from the palynological investigation of a very rich assemblage from several localities of the Choč unit in the area of Spišský Štiavnik and from comparison with results of palynological investigation from the Malé Karpaty region (Čorná-Ilavská 1962, Snopková 1963), from the comparison with the region of Alpine Upper Permian and Triassic (Klaus 1960, 1962, 1964, 1965) as well as other authors, I arrived the conclusion that the studied sediments are the upperst Permianin age with the possibility of localities 5, 4, 3 lying at the boundary of the Permian and Triassic.

The problem of Permian and Triassic boundary investigation I shall also treat in other areas and this question I consider as not solved yet.

Comparison of artificial species with sporomorph species known botanically according to data from literature.

From the standpoint of comparison with genera or superior taxonomic units known to us according to botanical appurtenance, we are able to determine relatively few genera. In all cases species extinct since long ago are concerned. However, in some cases appurtenance of some artificial genus to a known botanical taxonomic unit is mentioned in literature. Klaus (1954) discussed relationship of the genus *Nuskiosporites* to the genus *Walchia* and of *Endosporites* to the family *Sigillariaceae*. Leschik (1956) mentioned appurtenance of some species of the genus *Apiculatisporites* to the family *Marattiaceae*. Also some species of the genus *Punctatisporites* he assigns to the family *Marattiaceae*.

Punctatisporites he assigns to the family *Polypodiaceae* with a question-mark. *Vitreisporites* he considers as spores of the order *Caytoniales*. The genus *Lueckisporites* is considered by Visscher (1971) as corresponding to the genus of *Ullmannia bronni* Göppert, the most abundantly represented macrofossil in the Zechstein. Klaus considers *Jugasporites* as the genus *Ullmannia* fsp. and *Lueckisporites* as the genus *Callipteris*. *Taeniasporites* is given by Leschik (1955) into relationship with the genus *Gnetales* and *Illinites* with primitive *Gymnospermae*.

Pollen of the group *Cycadopites* are ranged to the genera *Cycadales* and *Ginkgoales* by Visscher and Commisaris (1968). According to Clarke (1965b) *Platysaccus* may belong into relationship with the genus *Podocarpus*. Teniate and striate spores probably belong to the class *Pteridospermophyta*.

Clarke (1965) compared the genus *Protohaploxypinus* with the genus *Glossopteris*. The spores of the type *Alisporites* he considers as related to *Pteridospermee*.

This is, however, only an endeavour to range spores with morphological names into taxonomic units known botanically. It is very difficult, mainly becuase an extinct flora is concerned and botanical terminology is probable only when spores were found associated eith macro-remains as in the case of *Jugasporites, Lueckisporites* and some few other genera.

Genus: *Karpatisporites n. g.*
Genotypus: *Karpatisporites sittleri* n. fsp.

Pl. VII, fig. 18, 19

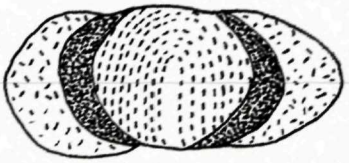
Diagnosis: Bisaccate spore oval, circular or slightly elongatedoval in outline. The central spore body is circular or slightly stretched. The airsacs are haploxyoidal, usually forming one line with the central body. At the base of the airsacs longitudinal crescent-shaped thickenings are formed. Characteristic is the vertical furrow of the exine, bordered by a granular structure more distinct than other structure of the central body. The structure of the airsacs is reticulate. Typical of this genus are small dimensions, 15—30 u. From the genus *Vitreisporites* it is distinguished by the groove of the intine and crescent — shaped bends of the exine around the base of the airsacs. To this genus I ranged 4 species corresponding to fundamental characterization of the genus but distinguishing in some morphological marks.

Derivatio nominis: According mountains to Carpathian.

Karpatisporites sittleri n. fsp.
Pl. VII, fig. 16—19

Holotypus: *Karpatisporites sittleri* n. fsp. Pl. VII., fig. 16—19, preparation 44. No. of cross table 1/15, 2/130, Bratislava, GÚDŠ.

Diagnosis: Bisaccate spore of regular oval shape. The central body is circular, bordered by dark bends of the exine at the airsac base. From the ventral side towards the dorsal the groove of the intine extends, cracked secondarily at some specimens. The latter is bordered by a distinct granulose structure and reaches about 2/3 of the central spore body. The airsacs are haploxyoidal with reticulate structure. The size of the central body is 18 × 18 u. The airsacs are 12—14 u. The whole spore is 28—30 u large.



Locus typicus: Spišský Štiavnik, trench near the tunnel.

Stratum typicum: Upper Permian.

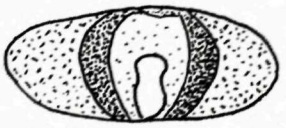
Occurrence: Very abundant.

Derivatio nominis: According to prof. Sittler from the University of Strasbourg.

Karpatisporites oblonga n. fsp.
Pl. VII, fig. 10—13

Holotypus: *Karpatisporites oblonga* n. fsp. P. VII., fig. 10—13 preparation 31. No. of cross table 6/17, 2/107, Bratislava, GÚDŠ

Diagnosis: Bisaccate spore. The whole spore in longish — oval in shape. The body is nearly circular in shape. The airsacs are haploxyoidal. Typical of the central body is the groove of the intine, forming a spongecase shape. The structure of the whole central body is very fine punctuate to reticulate. The spore is small, resembling *Vitreisporites* in shape. Distinguished, as also the whole genus, in having a darker exine, even brown in the case of this species and in formation of exine groove in the central body. The central body is 12—15 u, the airsacs 12—14 u, the whole spore 30—34 u in size.



Locus typicus: Spišský Štiavnik, Adit 13.

Stratum typicum: Upper Permian.

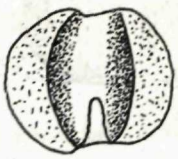
Derivatio nominis: According to the shape of the body of pollen.

Occurrence: Quite abundant in the studied material.

Karpatisporites gracilis n. fsp.
Pl. VII, fig. 1—9

Holotypus: *Karpatisporites gracilis* n. fsp. Pl. VII., fig. 1—9, preparation 18 No. of cross table 8/25, 3/105, Bratislava GÚDŠ.

Diagnosis: Bisaccate spore haploxyoidal in shape. Nearly circular to slightly oval in general outline. The central body is circular with more or less distinctly indicated thickenings of the exine near the base of airsacs. In some cases they form crescent — shaped thickenings. The groove of the exine is mostly distinctly indicated, however sometimes less distinct in this species. The exine of the central body is granular. The exine of the airsacs, which are haploxyoidal, is reticulate. Distinguished from the species K. oblonga n. fsp. in having smaller spores, not exceeding 25 u. The structure of the central body is finer punctuate. The size of the central body is 8—9 u. The airsacs are 10—12 u in size. The whole spore is not larger than 25 u.



Locus typicus: Spišský Štiavnik, trench near the tunnel.

Stratum typicum: Upper Permian.

Occurrence: Abundant in the studied material.

Karpatisporites minimus n. fsp.
Pl. VII, fig. 14—15

Holotypus: *Karpatisporites minimus* n. fsp., Pl. VII., fig. 14—15, preparation 37, no. of cross table 0/13, 2/102, Bratislava GÚDŠ.

Diagnosis: Bisaccate spore, regular circular in shape. The central body is circular and small. The airsacs are haploxyoidal, small. The central body has a finely indicated groove of the exine. The central body is light-coloured, fine granular. The airsacs are darker, very fine reticulate. The whole spore is not more than 15 u in size.

Locus typicus: Spišský Štiavnik, trench near the tunnel.

Stratum typicum: Upper Permian.

Occurrence: Sporadical.

cf. Karpatisporites

Pl. VII, fig. 20–23

A feature common to our specimens with the genus *Karpatisporites* is the size and crescent- shaped thicknenings at the base of airsacs. However, they are lacking the vertical furrow of the exine, characteristic of this genus. Distinguished from the genus *Vitreisporites* in having crescent- shaped thickening at the base of airsacs. Some species display a distinct Ymark in the central body. I suppose a new genus to be concerned also in this case. Occurrence abundant, mainly in the overlying studied sediments at the localities 1, 2.

Conclusion

Palynological investigation in the area of Spišský Štiavnik has led me to the following conclusions:

1. The pelitic-psammitic complex of the so called Werfen facies contains a rich assemblage of sporomorphs; on the basis of their evaluation the stratigraphy of this facies can be established more in detail.

2. Comparing Permian and Lower Triassic sporomorph pictures from adjacent areas and from the North American region we have established that though Upper Permian microflora is predominating in our sporomorph picture, however, also the Lower Triassic microflora starts to appear.

3. In the pelitic-psammitic complex alone I have found two horizons different in age. The older horizont found at localities 5, 4, 3 and the younger, established at localities 2, 1 (Map. no. 1). The older horizont is characterized by a richer percentage representation of the Upper Permian microflora under constant representation of the Lower Triassic microflora. The younger sediments are marked by representation of Upper Permian microflora poorer in percentage and a sporadical occurrence of the species *Vitreisporites pallidus*.

4. On the basis of palynological analysis it may be stated that sedimentation of the studied part of the pelitic-psammitic complex took place in the time of the uppermost Permian.

5. In this paper there is presented description of one new genus with several new species, found very abundantly in the whole studied horizon, mainly the younger.

Do tlače odporučili W. Klaus a P. Snopková

Preložil J. Pevný

EVA PLANDEROVÁ

PALYNOLOGICKÝ VÝSKUM MELAFÝROVEJ SÉRIE CHOČSKEJ JEDNOTKY V SV ČASTI NÍZKYCH TATIER MEDZI SPIŠSKÝM ŠTIAVNIKOM A VIKARTOVCAMI

(Resumé anglického textu)

Pri posudzovaní veku peliticko-psamatického súvrstvia v oblasti Spišského Štiavnika som sa opierala o veľmi bohatý sporomorfný materiál a jeho koreláciu s palynologickými výsledkami z oblasti euroamerického vrchného permu a európskeho spodného triasu.

Z vyhodnotenia mikrofloristického spoločenstva vyplýva, že ide o zmiešanú vrchnopermskú a spodnotriasovú flóru. V celom peľovom obraze prevládajú permské druhy ako *Lueckisporites virkkiae*, *Lueckisporites parvus*, *Lueckisporites globosus*, *Jugasporites delasancei*, *Limitisporites moersensis*, ojedinele *Potonieisporites* a rod *Vittatina*. Rod *Lueckisporites* tvorí vo väčšine vzoriek až 50% všetkých sporomorf. Na druhej strane však sú zastúpené vo všetkých vzorkách aj triasové sporomorfy ako *Triadispora staplini*, *Triadispora crassa*, *Triadispora falcata*, *Alisporites* cf. *grauvogeli*, ktoré sú uvádzané zo spodného triasu. Tieto triasové sporomorfy tvoria v porovnaní s permskými len malé percento výskytu. Druh *Vitreisporites pallidus*, ktorý sa vyskytuje v niektorých vzorkách, je tiež uvádzaný až od spodného triasu.

Pri posudzovaní veku tohoto zložitého spóro — peľového diagramu som zvažovala nasledovné fakty:

1. V skúmanom materiáli prevahu tvorili spóry a vrchnopermský peľ (90%). Podľa výskumov už predtým uvedených autorov v Euroázijskom permskom bazéne boli zastúpené podobne vysokým percentom najcharakteristickejšie vrchnopermské druhy, ktoré aj v našom spórovo — peľovom diagrame tvorili hlavné zastúpenie.
2. V skúmanom materiáli sa vyskytli aj mladšie prvky flóry, ktoré uvádzajú mnohí autori už z triasu (Triadispora, Vitreisporites).
3. V skúmanom materiáli sa vyskytuje dosť vysoké percento spór a peľov, ktoré sa začínajú vyskytovať len od najvrchnejšieho permu (niektoré druhy rodu Cycadopites, Alisporites a iné.)

Vychádzajúc z týchto pozorovaní usudzujem, že existovalo prechodné obdobie medzi vrchným permom a najspodnejším triasom, kde ešte prevahu tvorili permské typy flóry, ale už sa objavujú aj triasové formy. Tieto sa v peľových diagramoch z iných oblastí vyskytujú v triasových spoločenstvách v spodnotriasových sedimentoch. Ich významom pre posúdenie veku sedimentov sa budem zaoberať po vyhodnotení väčšieho množstva vzoriek zo širšej oblasti.

Pre skúmané sedimenty z oblasti Spišského Štiavnika považujem zatiaľ za rozhodujúce prevládanie permských spór a peľov. Preto na základe ich výskytu, korelácie s mnohými pelovými diagramami z vrchného permu zaraďujem skúmané sedimenty do obdobia najvrchnejšieho permu.

a) Staršie skúmané súvrstvie bolo preukázané v lokalitách 5 (štôlňa 13), 4 (ryha pri tuneli) a 3 (odkryv 1 km južne od Vikartovského chrbta).

b) Mladšie súvrstvie bolo preukázané v lokalitách 2 (vrt 495, 180 m) a 1 (zárez železnice).

a) Staršie súvrstvie, ktoré sa litologicky nijako nelíši od mladšieho, sa vyznačuje veľmi bohatým zastúpením rodov *Lueckisporites virkkiae, Lueckisporites parvus, Lueckisporites globosus, Pityosporites zapfei, Potonieisporites* fsp., *Complexisporites* a iné. Z triasových sporomorf sú zastúpené *Triadispora staplini, Triadispora crassa, Triadispora falcata*, dosť vysoké percento skupiny *Gnetaceaepollenites* a *Cycadopites*.

b) Mladšie súvrstvie obsahuje vyššie percento triasových sporomorf a ojedinele druh *Vitreisporites pallidus*, ktorý je väčšinou autorov považovaný za mezozoickú spóru. Okrem tohto druhu sa v skúmaných lokalitách vyskytli niektoré triasové rody spór ako *cf. Zebrasporites, cf. Chordasporites, Simplicesporites*. Pritom však percentuálne prevládali aj v spórovom obraze týchto lokalít vrchnopermské spóry rodu *Lueckisporites*, a to hlavne druhmi *Lueckisporites virkkiae* a *L. parvus*. Vychádzajúc z palynologického výskumu veľmi bohatého spoločenstva z viacerých lokalít chočskej jednotky z oblasti Spišského Štiavnika a z porovnania s výsledkami palynologického výskumu z oblasti Malých Karpát (Čorná-Ilavská 1962, Snopková 1963), z porovnania z oblasti alpského vrchného permu a triasu (Klaus 1960, 1962, 1964, 1965) ako aj iných autorov, som došla k záveru, že skúmané sedimenty sú vrchnopermského veku.

REFERENCES

[1] Andrusov, D. 1958—59: Geológia československých Karpát I.—II. Bratislava. — [2] Balme, B. E. 1963: Plant microfosils from the Lower Triassic of Western Australia. Paleontology Nr. 1, 13—40. Tf. 4—6. — [3] Balme, B. E. et Hennelly, J. P. F. 1955: Bisaccate Sporomorphs from Australian Permian Coals, Austr. Jour. Bot. Nr. 3,89—98, Chatswood. N. S. W. — [4] Bharadwaj, D. C. 1954: Einige neue Sporengattungen des Saarkarbons. Neue. Jb. Geol. Paleontolog. Mh. 11, S. 512—525. Hannover. — [5] Bharadwaj, D. C. and Srivastava, S. C. 1969: A Triassic microflora from India, Paleontographica, Abt. B. hef. 4—6. Stuttgart. — [6] Biely, A. 1965: K paleogeografii spodného triasu Chočského príkrovu. Geol. práce, Správy 34. Bratislava. — [7] Clarke, R. F. A. 1965 a: Keuper miospores from Worcestershire. England, Paleontology 8. Nr. 2, p. 294—321. London. — [8] Clarke, R. F. A. 1965 b: British Permian saccate and Monosulcate miospores. Paleontology 8, Nr. 2, p. 322—354. London. — [9] Chaloner, W. G. et Clarke, R. F. A. 1962. A new British Permian sporae. Paleontology, 4, E. S. 648—652 Z Abb. London. — [10] Čorná, O. et Ilavská Ž. 1962: Nález permských sporomorf v Malých Karpatoch. Geologický Zborník, XIII, 2, 187—194. Bratislava. — [11] Grebe, H. 1957: Zur Mikroflora des niederrheinischen Zechsteins. Geol. Jb. Nr. 73, 51—74. Hannover. — [12] Grebe, H. 1970: Permian Plant microfosils from the Newcastle Coal Measures Narrabeen group boundary lake Munmarah New Sauth Wales. Rec. geol. Surv. N. S. W. 12 (2) — 125—136. Wallace. — [13] Hart, F. 1965: The systematics and distribution of Permian miosporen. Witwatersrand University Press. Johanesbourgh. — [14] Hart, G. F. 1969: A review of the

classification and distribution of the Permian miospore: Bisaccate Striatiti. Compte Rendu 5 th. Int. Congr. Strat. et Geol. Carboniferous, p. 1 171—1 199. — [15] Ibrahim 1933: Sporenformen des Aegirhorizonts des Ruhr—Reviers. — pp. 1—47. Würzburg. — [16] Jansonius, I. I. 1962: Palynology of Permian and Triassic sediments. Peace River Area, western Canada, Paleontographica B., Nr. 110. Lfg. 1—4, 35—98. Stuttgart. — [17] Jizba, K. 1962: Late paleozoic bisaccate pollen from the United States Midcontinent area. J. Pal. Nr. 36, 871—887. Oklahoma. — [18] Kalibová 1967: Palynologický výskum broumovského permu. Věstník Ústř. Ústavu Geologického, roč. XIII, č. 4, Praha. — [19] Keneth, L. — Segroves 1969: Saccate Plant Microfossils from the permian of western Australia. Grana. Palynologica, 9: 1—3. — [20] Klaus, W. 1954: Alpine Salzsporendiagnose. Z. Dt. Geol. Ges., 105: 234—236. Wien. — [21] Klaus, W. 1960: Sporen der Karnischen Stufe der Ostalpinen Trias. Jb. geol. Bundesanstalt — Bd. 5, 107—184, 14 Abb. Wien. — [22] Klaus, W. 1963: Sporen aus dem südalpinen Perm (Vergleichstudie für die Gliederung nordalpinen Salzserien. 3b. Geol. Bundesanst. Nr. 106, 229—363. Wien. — [23] Klaus, W. 1964: Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrung. Erdoel-Zeitschr. — H. 4, 5—15. Wien. — [24] Leschik, G. 1955: Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. Iso und Mikrosporen. Schweizerische Paleont. 72, 1—70. Basel. — [25] Leschik, G. 1956: Sporen aus Salzton des Zechsteins von Neuhof (bei Fulda). Paleontolographica. 100 B, 122—142. Stuttgart. — [26] Luber, A. A. 1939: The correlation by means of sporen of coal bearing Upper Paleozoic deposits of the Kuznetsk and Minussinsk basins. Bull. Akad. Sci. U. S. S. R. 7, 88—104. Moskva. — [27] Novotný, L. — Badár, J. 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky SV časti Nízkych Tatier. Mineralia Slovaca. Roč. III, č. 9, 23—42. Bratislava. — [28] Pautch, M. E. 1958: Keuper sporomorphs from Swierczyna Poland. Micropaleontology. Vol. 4. No. 3, pp. 321—325. New. York. — [29] Planderová, E. 1972: Príspevok k palynologickému výskumu lunzských vrstiev z oblasti Západných Karpát, Geol. práce, Správy 58. Bratislava. — [30] Potonie, R. et Klaus, W. 1954: Einige Sporengattungen des alpinen Salzgebirge, Geol. Jb. 68, 517—546, Tf. 10, 11, Wien. — [31] Samoilovich, S. R. 1953: Pollen and spores from the Permian deposits of the Cherdyn and Aktjubinsk areas. Trudy Vses. Nauchn. Issled. Geologorazved Inst. Novaja Ser., 75, 5—91. Moskva. — [32] Snopková, P. 1963: Správa o palynologickom spracovaní permských sedimentov z Malých Karpát. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava. — [33] Visscher, H. 1971: The Permian and Triassic of the Kingscourt Outlier Ireland. Geol. Surv. of Ireland Special paper No. 1. Dublin. — [34] Visscher, H. 1968: On the Thuringian of the Upper Paleozoic sedimentary and volcanik deposits of the Estérel. Rev. Paleobot. et Palynology., 6 (1), 71—83. Utrecht. — [35] Wilson, L. R. et Webster, R. M. 1946: Plant microfossils from a Fort Union coal of Montana. Am. J. Botany, 35, 217—278. — [36] Wilson, L. R. 1962: Permian plant microfossils from the Flowerpot formation, Greer County Oklahoma, Okl. geol. Surv. Circ. 49, 1—50. Oklahoma. — [37] Nilsson, T. 1958: Über das Vorkommen eines mesozoischen Sapropelgesteins in Schonen. Lunds. Univ. Arskr., N. F., A. vd. 2, pp. 1—111.

Geologické práce, Správy 60 | str. 169–195 | Bratislava | 1973

ALFONZ BUJNOVSKÝ* – MÁRIA KOCHANOVÁ*

ÚTESY HLAVNÉHO DOLOMITU REVÚCKEJ DOLINY A ICH MEGALODONTOVÁ FAUNA

(13 tab. na kriede, 5 obr. v texte, nemecké a anglické resumé)

Abstract. At the boundary of the Nízke Tatry and Veľká Fatra Mts. a till now scare reef-character of the Hauptdolomit has been identified. On the basis of lateral extension of organisms and the petrographic character of the Hauptdolomit may be distinguished in the reef complex: the central reef area and the lagoonal „back-reef" facies with the near-reef zone.

This near-reef zone is characterized as a lagoonal biotope by the macrofauna of lamellibranchs and gastropods with representatives of the family Megalodontidae predominating. They are represented by the species *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech) and *Neomegalodon (Neomegalodon) laczkoi* (Hoernes) as well as further species unknown from other areas so far. Among them we have described as a new species Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus (Kochanová). As to stratigraphic range, these species point at the Upper Carnian to Lower Norian.

Úvod

Rífový charakter hlavného dolomitu v centrálnych Západných Karpatoch nebol doposiaľ známy. Nedostatok organických zbytkov v hlavnom dolomite chočského príkrovu sa často považoval za kritérium na odlíšenie od stredno-triasových dolomitov. Z tohto dôvodu nevieme posúdiť, či rífový komplex hlavného dolomitu je špecifický iba pre faciálnu oblasť Revúckej doliny, alebo je rozšírený aj v iných jadrových pohoriach. Ako primárne chudobný na fosílie označuje F. Fabricius (1966) aj hauptdolomit Bavorsko-tirolských vápencových Álp. Uvedený autor pokladá zle vetrané morské prostredie za základnú príčinu, že sa na rozdiel od susednej dachsteinskej vápencovej fácie v hauptdolomitovej oblasti nevytvorili žiadne rífy. Hauptdolomit Východných Álp A. G. Fischera (1964) sedimentoval v lagúne oddelený dachsteinskými rífmi v ultra „back-reef" fácii. Vo východnej časti Dolomitov hlavný dolomit

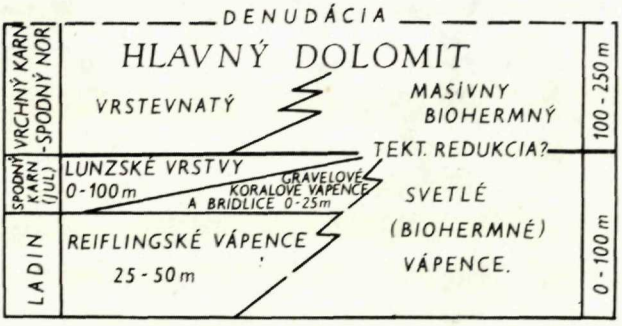
* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

nor-rétskeho veku dosahuje mocnosť až 1700 m a je pravidelne vrstevnatý. Na rozdiel od organogénnych útesov, ktoré sú mohutne rozšírené v ladinkarnských dolomitoch, je podľa P. Leonardiho (1967) fosílne chudobný. Hlavný dolomit tejto oblasti podľa uvedeného autora sedimentoval v kľudnom prostredí lagunárnej platformy. O početnejšej faune z karn-norického hlavného dolomitu zo Zadunajského stredohoria sa zmieňuje E. Végh — Neubrandt (1960, 1962, 1964). Rífová povaha vrstevnatého a masívneho dolomitu nebola však konštatovaná.

Na rozdiel od uvedených oblastí predstavuje hlavný dolomit revúckej oblasti plytkovodné rífovo-lagunárne fácie s vyvinutou centrálnou rífovou oblasťou a blízkou i vzdialenejšou zónou „back-reef".

Pozícia a vek hlavného dolomitu

Faciálna oblasť hlavného dolomitu sa nachádza v širšom okolí Revúckej doliny na rozhraní Nízkych Tatier a Veľkej Fatry. Hlavný dolomit v tejto oblasti predstavuje najmladšie súvrstvie chočského príkrovu.



Obr. 1 Pozícia hlavného dolomitu v chočskom príkrove na rozhraní Nízkych Tatier a Veľkej Fatry

Fig. 1 Position of the Hauptdolomit in the Choč nappe at the boundary of the Nízke Tatry and Veľká Fatra Mts.

V podloží hlavného dolomitu vystupujú detritické lunzské vrstvy, ktoré v Nízkych Tatrách obsahujú julskú faunu: *Carnites floridus* (Wulfen), *Halobia rugosa* (Gümb.) — D. Štúr (1868), M. Pulec (1965), V. Kolárová-Andrusovová (1962, 1967). Lunzské vrstvy v podloží často chýbajú a podložím hlavného dolomitu sú svetlé organogénne vápence.

Svetlé organogénne vápence sú laterálnym ekvivalentom reiflingských vápencov a gravelovo-koralových vápencov. Množstvo konštrukčných organizmov, vápnitých húb, krinoidov, koralov, *Tubiphytes obscurus*, poukazuje na čiastočne biohermný charakter svetlých vápencov v podloží hlavného dolomitu. Pomer mocnosti biehermnej fácie k reiflingským vápencom dosahuje max. 2:1. Vzájomná horizontálna vzdialenosť biohermných fácií v Revúckej doline je 4—5 km.

Fauna: Vápnité huby — *Follicatena cautica, Vesicocaulis depressus, Vesicocaulis carinthiacus, Cystothalamia bavarica, Uvanella irregularis, Stylothalamia dehmi.* Vápnité huby opísané E. Jablonským (1971) zo svetlých vápencov poukazujú na ladin.

Na sedimentáciu biohermných vápencov až do spodného karnu (julu) poukazujú karnské brachiopódy ich laterálneho ekvivalentu — gravelovo-koralových vápencov, ktoré v Revúckej doline zodpovedajú vrchnej časti biohermných vápencov.

Fauna: Brachiopódy — *Spiriferina gregaria, Terebratula oppeli, Amphiclina amoena, Aulacothyris rüdti, „Terebratula" aff. sturi.*

Domnievame sa, že vytrácanie lunzských vrstiev v nadloží svetlých biohermných vápencov a nasadzovanie nad panvovými reiflingskými vápencami (obr. 1a) je spôsobené kupolovitou biohermnou štruktúrou svetlých vápencov a plytkovodnejšou pozíciou v sedimentačnom priestore k obklopujúcim reiflingským vápencom s pelagickými organizmami.

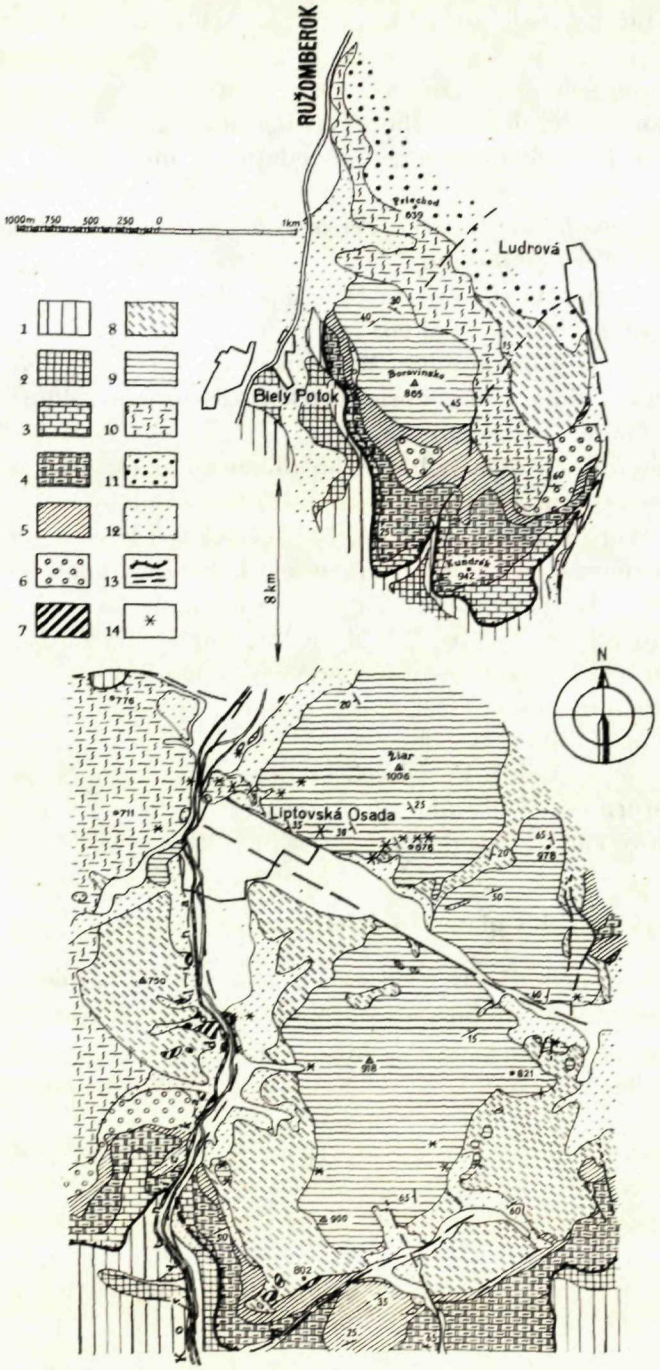
Rozmiestnenie centrálnej rífovej oblasti hlavného dolomitu poukazuje na tendenciu náväznosti s predexistujúcimi biohermnými vápencami (obr. 1a). Biohermné vápence mohli tvoriť stabilný podklad, vhodný pre osadenie a rozšírenie kolóniových organizmov začiatkom sedimentácie hlavného dolomitu. Avšak vedúcich fosílií, ktoré by poukazovali na sedimentáciu biohermných vápencov v rozsahu celého julu, zatiaľ niet. V dôsledku toho neprítomnosť lunzských vrstiev v podloží hlavného dolomitu možno vysvetľovať tektonickou redukciou, spôsobenou laterálnymi pohybmi chočského príkrovu po sekundárnej presunovej ploche na úrovni lunzských vrstiev.

Na základe lokálnej pozície v nadloží lunzských vrstiev, flóry — *Poikiloporella duplicata* a fauny lastúrnikov a ulitníkov (obr. 4) stratigrafické rozpätie hlavného dolomitu je vrchný karn — spodný nor.

Rífový komplex hlavného dolomitu

Podľa všeobecne prijímanej definície H. Lowenstama (1950) vyznačuje sa ríf schopnosťou vlnovzdorných organizmov, tvorcov rífu, vybudovať na podklade pevnú kostru a prostredníctvom tohto lešenia fixovať nepevný sediment. P. Leonardi (1967), D. Rossi — E. Semenza (1958) zdôrazňujú najmä elevačnú štruktúru k obklopujúcim heteropickým sedimentom. Termín „rífový komplex" aplikoval F. R. S. Henson (1950) na agregát rífových a vápencových hornín, ktoré majú genetickú súvislosť s tvorbou rífu. Na základe petrografických a mikropaleontologických kritérií vyčlenil jadro rífu („reef core"), predríf „fore reef", zarífová oblasť „back reef". Keďže s rífovým jadrom je často spojená neoprávnená predstava mohutnej súvislej organickej kostry, nahradil ho H. Zankl (1969, 1971) názvom „centrálna rífová oblasť".

Obr. 1a Geologická mapa chočského príkrovu Revúckej doliny
Fig. 1a Geological map of the Choč nappe of the Revúcka dolina Valley



Krížňanský príkrov:
1. Slienité vápence a sliene, vyšší berias-hauteriv; 2. bridlice, vápence, piesčito-glaukonitické vápence, barrem-spodný alb

Chočský príkrov:
3 — gutensteinské vápence, spodný-stredný anis; 4 — dolomit — vrchný anis; 5 — reiflingské vápence, vrchný anis-ladin; 6 — svetlé organogénne útesové vápence, ladin-spodný karn; 7 — gravelové a koralové vápence, bridlice, spodný karn (jul); 8 — lunzské vrstvy, spodný karn (jul); 9 — masívny hlavný dolomit; 10 — vrstevnatý hlavný dolomit, vrchný karn-spodný nor; 11 — transgresívny paleogén, vrchný lutét-priabon; 12 — suť; 13 — presunové línie a zlomy; 14 — paleontologické lokality

Krížna nappe:
1 — Marly limestones and marls, Upper Berriasian-Hauterivian; 2 — Shales, limestones, sandy-glauconite limestones, Barremian-Lower Albian

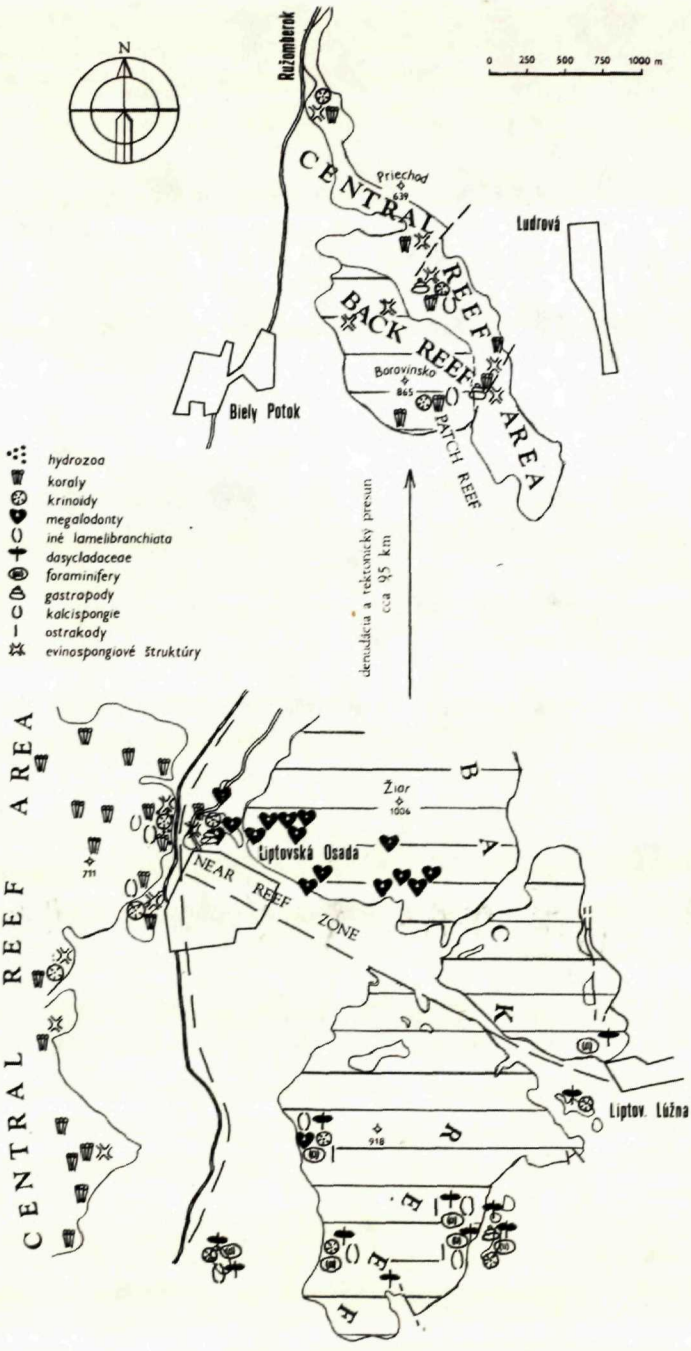
Choč nappe:
3 — Gutenstein Limestones, Lower-Middle Anisian; 4 — Dolomite-Upper Anisian; 5 — Reifling Limestones, Upper Anisian-Ladinian; 6 — Light coloured organogenic reef limestones, Ladinian-Lower Carnian; 7 — Gravelous and coral limestones, shales, Lower Carnian (Julian); 8 — Lunz Member, Lower Carnian (Julian); 9 — Massive Hauptdolomit; 10 — Bedded Hauptdolomit, Upper Carnian-Lower Norian; 11 — Transgressive Paleogene, Upper Lutetian-Priabonian; 12 — Scree; 13 — Thrust lines and faults; 14 — Paleontological localities

Na základe laterálneho rozšírenia organizmov a petrografického charakteru hlavného dolomitu možno v časti rífového komplexu vyčleniť: centrálnu rífovú oblasť, lagunárnu „back reef" fáciu s blízko-rífovou zónou (obr. 2).

Centrálnu rífovú oblasť predstavuje teleso masívnych dolomitov dosahujúce mocnosť až 250 m. Ako locus typicus centrálnej rífovej oblasti možno uviesť zárez železničky pri Liptovskej Osade. V svetlom masívnom dolomite vysoko prevláda detrit nad samotnou kostrou rífu. Vysokú prevahu detritu z dachsteinských rífov u Hohe Göll konštatoval aj H. Zankl (1969). Charakteristickým znakom dolomitu je výrazná primárna a sekundárna pórovitosť vzrastajúca od drobných interkryštalinných pórov po kaverny vytvorené oddelením fosílií. Dolomity sú značne rekryštalizované a rozpadajú sa na dolomitové piesky vhodné pre praktické potreby. Podľa J. Hanáčka (1971) chemické analýzy masívnych dolomitov v centrálnej rífovej oblasti majú nižší obsah MgO ako vrstevnaté dolomity lagunárnej fácie. Organickú časť centrálnej rífovej oblasti tvorí konštrukčná asociácia organizmov charakteristických pre organogénne útesy. Pôvodné organogénne štruktúry sú však často zotreté rekryštalizáciou a rozpadom dolomitov do práškových foriem. Z tohto dôvodu sa nedá jednoznačne zostaviť poradie kvantitatívneho zastúpenia organizmov, a tým ani jednoznačne hovoriť o koralovom útese.

Najdôležitejšou organickou zložkou je detrit a neporušené stonky krinoidov — *Encrinus* sp. Kolóniové koraly (tab. XXVII, obr. 1) sú rozšírené iba v centrálnej rífovej oblasti. Ide výhradne o faceloidné trsy s rovnými valcovitými koralitmi s priemerom od 6 mm do 1 cm. Dĺžka koralitov vo fragmentoch je max. 20 cm. Majú plné rekryštalizovanú septálnu štruktúru, čo znemožňuje ich určenie. Hydrozoá sú bežne rozšírené v centrálnej rífovej oblasti pri Liptovskej Osade (tab. XXIX, obr. 1, 2) s dobre zachovanými dactylopórmi a gastropórmi. V centrálnej rífovej oblasti pri Ružomberku je početne zastúpená *Stromatomorpha* sp. *Hydrozoa*. Značne sú rozšírené v recentných koralových útesoch, žijú v nehlbokom, dobre osvetlenom a prevzdušnenom mori s ostatnými sedentárnymi organizmami. Ďalej sú prítomné vápnité huby, *Tubiphytes obscurus*, *Cidaris* sp., detrit i celé schránky lamelibranchiát. V menšej miere sú prítomné ostrakódy, gastropódy, ihlice húb, detrit codiaceí, evinospongiové štruktúry — spongiostromata vo forme laminovaných kôr v dutinách kostry rífu tvoria podstatnú časť centrálnej rífovej oblasti.

Lagunárna „back reef" fácia je reprezentovaná výrazne vrstevnatými dolomitmi svetlosivej farby (tab. XXVIII, obr. 1) s častými laminovanými textúrami. Mocnosť dolomitu je cca 250 m. Pravidelné opakovanie preplástkov červených bridlíc najčastejšie v nadloží hrubšej lavice poukazuje na cykličnosť sedimentácie. Pórovitosť je zriedkavejšia, prevažne 2—3 mm, maximálna veľkosť je do 1 cm. Značná časť pórov pochádza zo zvetraných stielok dasycladaceí a schránok megalodontov. V bezprostrednom nadloží lunzských vrstiev



Obr. 2 Rozšírenie organizmov v rífovom komplexe hauptdolomitu
Fig. 2 Distribution of organisms in the reef complex of the Hauptdolomit

sa nachádzajú početné laminované riasové rytmiky často stromatolitického typu. Iba zriedkavejšie boli v blízko-rífovej zóne zistené drobné koralové „patch-reef" v laviciach dolomitov. V blízko-rífovej zóne na prechode do vnútorného bazénu sú značne rozšírené Megalodontidae. Z lumachelových brekciovitých dolomitov tejto zóny pochádzajú všetky spracované exempláre (tab. XXXI). Zväčša zdenudovaná blízko-rífová zóna sa vyznačuje dokonale opracovaným biogénnym detritom s priemernou veľkosťou 0,36 mm i celými schránkami megalodontov v hrubších laviciach. Vrstevnaté dolomity „back reef" fácie zodpovedajú najčastejšie dolomitovým biomikritom, pelmikritom, intramikritom, zriedkavejšie biosparitom, oosparitom a doloruditom. U oosparitov sú pozorovateľné bioolity a oolity max. veľkosti 0,72 mm. Dolomity obsahujú intraklasty a často prechádzajú až do intraformačných brekcií. Nepravidelná rekryštalizačná dolomitová mozaika so subhedrálnym obmedzením kryštálov je najčastejšie od 0,1 do 0,72 mm, s častým vytlačením bitumín do obvodu kryštálov.

Laterálne rozmiestnenie organizmov v rífovom komplexe (obr. 2) zreteľne poukazuje na rozdiely organického spoločenstva. Sledovanie týchto laterálnych zmien a vzájomné vylučovanie organizmov, na ktoré poukázal E. Ott (1967), M. Sarthein (1967) vo wettersteinských vápencoch a H. Zankl (1971) v dachsteinských vápencoch, sa dá výhodne aplikovať v rífovom komplexe hlavného dolomitu. Dasycladaceae sa pritom ukázali ako veľmi významné pre paleoekologickú interpretáciu, pretože sú viazané na zvláštne priestory, teplotu a potrebu svetla v procese fotosyntézy.

Podľa určenia J. Bystrického* ide takmer výhradne o *Poikiloporella duplicata* (tab. XXX obr. 1, 2). Tvorila husté porasty na dne lagúny. Dasycladaceovo-foraminiferová mikrofácia je sledovateľná v celom priestore zarífovej oblasti pričom *Poikiloporella duplicata* vystupuje vždy v spodnej časti hlavného dolomitu a v tesnom nadloží lunzských vrstiev. V centrálnej rífovej oblasti nebola zistená ani v jednom prípade. Dasycladaceae, poukazujúce na tropické a subtropické teploty, podľa súčasných pozorovaní zriedkavo siahajú pod hĺbku 30 m a extrémna hĺbka je 70 m (P. Lemoine 1940). Maximum rastu leží podľa J. H. Johnsona (1961) v 6—10 m. Na túto hĺbku v lagunárnom priestore hlavného dolomitu poukazujú aj početné oolity. Foraminifery sú rozšírené v celej oblasti, okrem početných sesilných foraminifér sú to najmä *Involutina gaschei* (Koehn-Zan. et Bronn.), *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), *Involutina* sp. (aff. *sinuosa sinuosa*), *Involutina* sp. (cf. *communis*), ? *Involutina impressa* (Krist.-Tollm), *Glomospira* sp. (aff. *gordialis*), *Glomospira* sp.,

* Autori ďakujú dr. J. Bystrickému za určenie dasycladaceí a cenné pripomienky k problematike a dr. O. Jendrejákovej za určenie foraminifér.

Glomospira sp. (aff. *paralella*), ? *Glomospirella friedli* Krist.-Tollm, ? *Hemigordius* sp., *Glomospirella* sp., *Gaudryina* aff. *triadica* Krist.-Tollm, *Valvulina* sp., ? *Endothyra* sp., ? *Ammodiscus* sp., *Trochammina* sp. (aff. *alpina*), *Trochammina* sp., *Trocholina* sp., *Ophthalmidium* sp., ? *Agathammina austroalpina* Krist.-Tollm et Tollm.

Biogénny detrit článkov krinoidov a schránok lamelibranchiát sa vyznačuje dokonalým zaoblením a zrnitosť zväčša nepresahuje 1,08 mm. Okrem toho sú prítomné: ostrakódy, ojedinele Cyanophyceae, gastropódy a problematické organizmy.

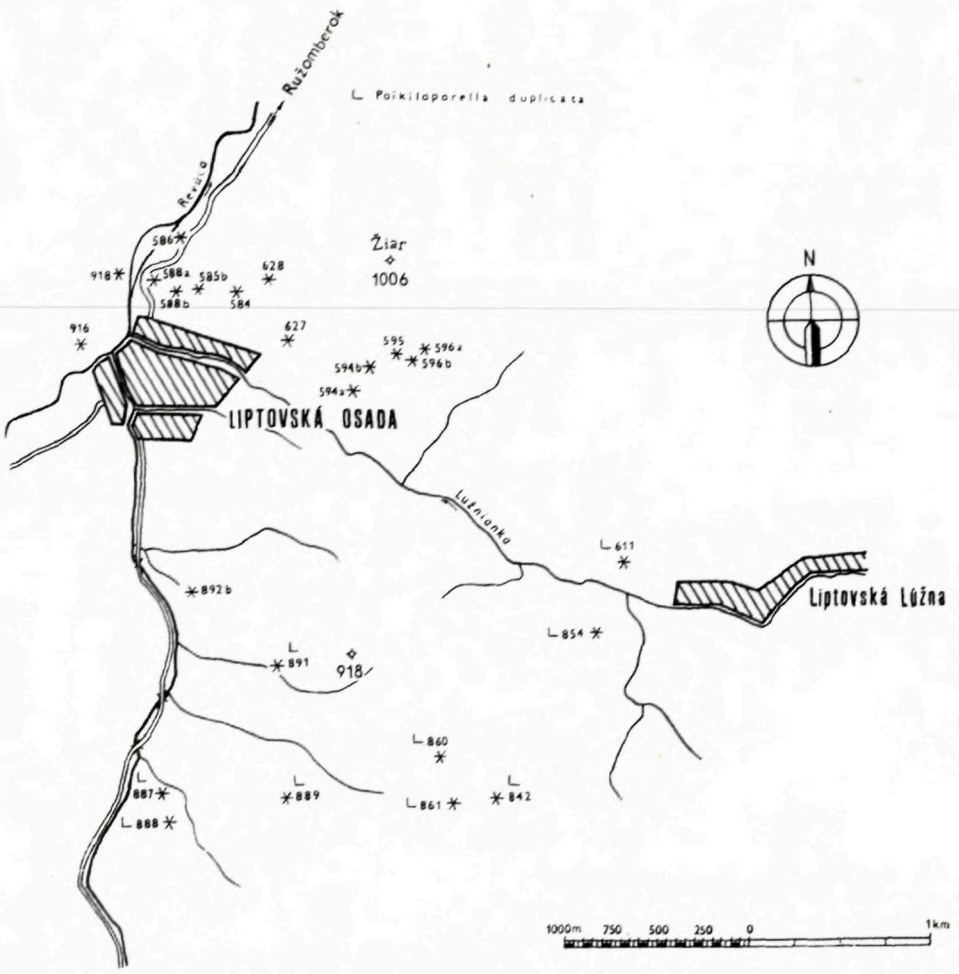
Podmienky vzniku útesu podľa J. Piveteau (1952) sú nasledovné: skonsolidovaná báza, na ktorej sa môžu osadiť a rozšíriť kolóniové koraly, pričom báza nesmie byť pod 90 m. Teplota vody nesmie byť nižšia ako 18,5 °C a nie vyššia ako 20 °C. Voda čistá, agitovaná a prevzdušená so salinitou asi 35—40‰. Je treba uviesť, že prítomnosť dasycladaceí poukazuje na výdatnú fotosyntetickú aktivitu v plytkovodnom prostredí a tropickú až subtropickú klímu. Samotná tvorba rífu podľa koncepcie H. Zankla (1969, 1971) prebieha pritom za rovnováhy medzi konštruktívnymi a deštruktívnymi účinkami a neustálou subsidenciou.

Lastúrniky a ulitníky hlavného dolomitu od Liptovskej Osady

K organizmom, ktoré sa našli pri mapovacích prácach na západných svahoch Nízkych Tatier vo vrchnotriasových dolomitoch chočského príkrovu v oblasti Liptovskej Osady, patria aj lastúrniky a ulitníky. Z lastúrnikov si najväčšiu pozornosť zasluhujú príslušníci čeľade Megalondotidae, ktoré tu poskytli také bohaté zbery, aké dosiaľ z tohto súvrstvia v Západných Karpatoch nie sú známe.

Za všeobecnú vlastnosť dolomitov vrchného triasu v chočskom príkrove sa dosiaľ považovalo to, že sú veľmi chudobné na organické zvyšky. Bola z nich známa jediná skamenelina, a to *Megalodon triqueter pannonica*, najdený pri Liptovskom Hrádku, na základe ktorého bola podstatná časť vrchnotriasových dolomitov považovaná za nor. D. Andrusov (1959, str. 66). Počtom jedincov i druhmi bohatý nový výskyt Megalodontíd je zároveň upozornením, že dolomitom vrchného triasu v chočskom príkrove Západných Karpát bude treba v budúcnosti venovať väčšiu pozornosť aj z biostratigrafického hľadiska.

Makrofauna uvedených skupín v študovanej oblasti pochádza z lokalít, na označenie ktorých používame dokumentačné body zhodné s geologickou mapou (pozri mapu lokalít). Získali sme ju jednak z výchozov, v prevažnej miere však zo sutiny, v ktorej sa hojne vyskytujú lumachely preplnené Megalodontidmi a ich výskyty ojedinele sprevádzajú aj niektoré ďalšie lastúrniky



Obr. 3 Mapka paleontologických lokalít „Hlavný dolomit" chočského príkrovu od Liptovskej Osady

Fig. 3 Map of paleontological localities „Hauptdolomit" of the Choč nappe from Liptovská Osada

a ulitníky. Všetky sú zachované len ako jadrá, zväčša neúplné až úlomkovité, schránky ulitníkov sú ešte naviac rozložené a vypadané, takže sa zachovali len ich odtlačky. Tieto okolnosti znemožňovali druhové určenie jedincov a pri mnohých sa bolo treba uspokojiť len s rodovým určením. Preto s výnimkou čeľade Megalodontidae takto určené jedince v paleontologickej časti neuvádzame a zahŕňame ich len do celkovej tabuľky.

Charakter predloženej práce je informatívny a predpokladáme, že ďalším biostratigrafickým výskumom dolomitov vrchného triasu sa podarí získať

materiál, ktorý pomôže rozriešiť paleontologické a stratigrafické problémy, na ktoré v tejto oblasti nebolo možné dať odpoveď.

Pri spracovaní faunistického materiálu nám pomohla cennými radami dr. E. Végh — Neubrandtová, za čo jej úprimne ďakujeme.

Paleontologická časť

Trieda: *Bivalvia*
Podtrieda: *Heterodonta*
Nadčeľaď: *Megalodontacea*
Čeľaď: *Megalodontidae*
Rod: *Neomegalodon* Guembel, 1882
Typický druh: *Cardium triquetrum* Wulfen, 1793. Alpy, Bakoň: karn.
Podrod: *Neomegalodon* s. s.

Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus (Frech)

tab. XXXVII, obr. 6; tab. XXXVIII, obr. 1—4

1899 *Megalodus cfr. triqueter* Wulf. sp. — R. Hoernes: Zur Kenntniss etc., p. 359—360.
1904 *Megalodon triqueter mut. pannonica* — F. Frech: Neue Zweischaler etc., p. 95, 101—102, text. fig. 110, 113.
1908 *Megalodus triqueter* Wulf. *var. pannonica* Frech — A. Galdieri: Sul Trias etc., p. 109, tab. 3, fig. 8.
1909 *Megalodus triqueter mut. pannonica*, Frech — H. Taeger: A Vértes hegység etc., p. 194—195, tab. 4, fig. 1 ac, 3 ac.
1923 *Megalodon triqueter* (Wulf.) *var. pannonica* Frech — C. Diener: Fossilium Catalogus, pars 19, p. 211.
1931 *Megalodus triqueter* Wulf. *var. pannonica* Frech. — A. Kutassy: Fossilium Catalogus, pars 51, p. 403.
1934 *Megalodus triqueter* Wulf. *var. pannonica* Frech — A. Kutassy: Fossilium Catalogus, pars 68, p. 48 (cum syn.).
1958 *Megalodus triqueter* Wulf. *var. pannonica* Frech — D. Terranini: Studio paleontologico etc., p. 169, tab. 7, fig. 2.
1962 *Megalodus triqueter pannonicus* Frech — J. Oravecz — E. Végh — Neubrandt: Connexions stratigraphiques etc., tab. 6, fig. 1 ac, 2 ac.
1964 *Megalodus triqueter pannonicus* Frech — S. Végh: A Bakonyi födolomit etc., p. 330.
1964 *Megalodus triqueter pannonicus* Frech — E. Végh — Neubrandt: A triász Megalodontidák etc., p. 198, 201.
1964 *Megalodus triqueter pannonicus* Frech — H. Zapfe: Beiträge zur Paläontologie etc., p. 258—259.

Materiál: Štyri obojmiskové jedince, z ktorých najlepšie zachovaný má zvetranú celú zadnú oblasť, dvadsaťdeväť ľavých a dvadsaťsedem pravých

misiek. Všetky sú zachované v podobe jadier, ktoré sú často neúplné a majú zvetraný povrch.

Rozmery (v mm): obojmiskový jedinec: výška 29,0, dĺžka ?, hrúbka 23,0 pravé misky: výška 10,0, dĺžka 9,0, výška 11,5, dĺžka 11,5; ľavé misky: výška 13,0, dĺžka 14,2, výška 17,5, dĺžka 16,5, výška 20,5, dĺžka 20,5, výška 26,5, dĺžka 24,5.

Opis. V materiáli, ktorý máme k dispozícii, sú viacej zastúpené jednotlivé misky. Majú obrys zaobleného trojuholníka, obojmiskové jedince majú približne srdcovitý tvar. Všetky sú skôr malé a pomer výšky a dĺžky je dosť variabilný. Sú značne vyklenuté najmä vo vrcholovej oblasti. Pod robustnými dopredu zahnutými vrcholmi sa vpredu nachádza krátka, dosť široká a hlboká lunula. Úzku áreu v zadnej oblasti ohraničuje zaoblená hrana, ktorú u niektorých jadier sprevádza ešte plytká brázda. Vrchná vrstva schránky sa zachovala len ako kalcifikované útržky na povrchu niektorých jadier, najčastejšie však v lunulárnej oblasti. S výnimkou rozmerov sa najväčší obojmiskový jedinec zhoduje s vyobrazením F. Frecha (1904, obr. 104).

Poznámky. Za znaky charakteristické pre poddruh *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* považuje jeho autor zaoblenú areálnu hranu, nízku lunulu a do dĺžky pretiahnutú schránku, F. Frech (1904, str. 95, 101). Zaoblená areálna hrana a nízka lunula patria aj u opisovaných jedincov k ich konštantným vlastnostiam, nemožno to však tvrdiť aj o prevládajúcom dĺžkovom rozmere. Sú medzi nimi zastúpené totiž také formy, ktoré majú dĺžku a výšku rovnakú, alebo dokonca výška prevláda. Variabilitu v tomto ohľade zistil aj H. Zapfe (1964, str. 258) u jedincov z Východných Álp a mohli sme si ju overiť aj na príslušníkoch tohto poddruhu, ktoré pochádzajú z Maďarska.

Stratigrafické a zemepisné rozšírenie. Karn v Maďarsku (Bakoňské pohorie a Vértesské pohorie), karn (tuval) v Taliansku (Južné Alpy), karn až nor v Taliansku (Appeniny), spodný nor v Rakúsku (Východné Alpy).

Výskyt. V lokalitách č. 588b, 595, 596a, 596b, 594b, 628, 585b, 586.

Neomegalodon (Neomegalodon) laczkoi (Hoernes, 1898)

tab. XXXVIII, obr. 8—9

1862 *Megalodon triqueter* Wulf. — C. Guembel: Die Dachsteinbivalve etc., tab. 3, fig. 4—6 (cet. excl.).

1898 *Megalodus Nova Forma „b"* — R. Hoernes: Zur Kenntniss etc., p. 184—185, text. fig. 4, p. 149 (in hung. texto).

1899 *Megalodus Laczkói nov. for.* — R. Hoernes: Zur Kenntniss etc., p. 357—359.

1904 *Megalodus Laczkói* R. Hoern. — F. Frech: Neue Zweischaler etc., p. 110—114, text. fig. 127, 128.

1906 Megalodus Laczkoi Hoern. — v. G. Arthaber: Die alpine Trias etc., tab. 54, fig. 4 abc.
1907 *Megalodus Laczkói* R. Hoern. — F. Frech: Die Leitfossilien etc., p. 88.
1909 *Megalodus Laczkói* Hoernes — H. Taeger: A. Vérteshegység etc., p. 197.
1923 *Megalodon Laczkoi* Hoernes — C. Diener: Fossilium Catalogus, pars 19, p. 208 (cum syn.).
1931 *Megalodus laczkói* Hörn. — A. Kutassy: Fossilium Catalogus, pars 51, p. 401.
1934 *Megalodus laczkói* Hörn. — A. Kutassy: Fossilium Catalogus, pars 68, p. 38—39 (cum syn.).
1958 *Megalodon laczkói* Hoernes — D. Terranini: Studio paleontologico etc., p. 165—166.
1964 *Megalodus laczkói* Hoern. — S. Végh: A Bakonyi födolomit etc., p. 330, 332.
1964 *Megalodus laczkói* Hoern. — E. Végh—Neubrandt: A triász Megalodontidák etc., p. 199, tab. 4, p. 201.

Materiál. Dve neúplné obojmiskové jadrá, jedno z nich má poškodený vrchol ľavej misky.

Rozmery (v mm): výška 29, dĺžka 30,5, hrúbka 21.

Opis. V materiáli, ktorý máme k dispozícii, sa nachádzajú dva jedince, z ktorých jeden je strednej veľkosti a druhý menší. Misky tvoriace schránku majú približne štvoruholníkovitý obrys a dosť odlišné vyklenutie. Ľavá je v strednej oblasti viac vyklenutá ako pravá, ktorá je skôr plochá. Ich vrcholy sú mierne naklonené dopredu, pričom vrchol ľavej misky vyčnieva nad tupejším pravým vrcholom. Vpredu sa pod nimi nachádza široká nehlboká lunula. Zadnú oblasť misiek zaberá plochá área, ktorej širšia časť prislúcha ľavej, užšia pravej miske. Zaoblená hrana zbiehajúca z vrchola ohraničuje na obidvoch miskách areálnu oblasť.

Poznámky. Okrem opísaných jedincov, patriacich k uvedenému druhu, pochádza z tých istých, ale aj ďalších lokalít osem iných, zväčša neúplných až úlomkovitých jadier, ktoré predbežne označujeme ako Neomegalodon *(Neomegalodon)* cf. *laczkoi* (tab. XXXVIII, obr. 10 a 11). Zhodujú sa s ním totiž tvarom pravej misky a krátkou lunulou. Ľavá miska skôr pripomína druh *Neomegalodon (Gemmelarodus) seccoi* (Parona), a to svojím celkovým tvarom, vyklenutím, ako aj tvarom vrcholu a jeho postavením voči pravej miske. Na rozdiel od neho však má v zadnej oblasti dosť širokú, výraznou hranou obmedzenú áreu. Možno, že ide o prechodné formy medzi obidvoma uvedenými druhmi, ale túto otázku sa snáď podarí vyriešiť po získaní ďalšieho materiálu.

Stratigrafické a zemepisné rozšírenie. Nor v Maďarsku (Bakonské, Vértešské a Gerečské pohorie) a v Taliansku (Južné Alpy).

Výskyt. V lokalitách č. 628, 585b, cf. formy: č. 585b, 628, 596b, 594b a 891.

Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus Kochanová sp. n.

Tab. XXXII, XXXIII; tab. XXXIV, obr. 3; tab. XXXVII, obr. 1–3

Holotyp: jedinec vyobrazený na tabuľke 32–34 sa nachádza v zbierkach Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave s inv. č. NT-3.

Derivatio nominis: Podľa geografického výskytu v Karpatoch.

Stratum typicum: Vrchný karn až spodný nor vrchnotriasového dolomitu chočského príkrovu.

Locus typicus: Z svah Nízkych Tatier v doline Revúcej, severne od Liptovskej Osady.

Diagnóza. Silne do dĺžky pretiahnutá schránka má ľavú misku viac vyklenutú s vrcholom silne zahnutým dopredu. Lunula je hlboká, zaberá temer celú prednú hornú stranu. Pri vonkajšom okraji je ohraničená dosť výraznou hranou a pri jej ukončení leží predný svalový odtlačok. V zadnej oblasti sa nachádza strmá, na ľavej miske širšia área, oddelená od tela misky hranou zbiehajúcou z vrcholu.

Materiál. Jadrá troch obojmiskových jedincov. V dvoch je pravá miska neúplná a voči ľavej poklesnutá a posunutá dopredu. Ďalšie štyri ľavé a dve pravé misky sú zachované tiež len ako neúplné jadrá.

Rozmery (v mm): ľavá miska holotypu: výška 72, dĺžka 87; pravé misky paratypov: výška ??, dĺžka 68, výška ??, dĺžka 36.

Opis. Opisované jedince sú pozoruhodné tým, že dosahujú omnoho väčšie rozmery ako ostatní príslušníci rodu Neomegalodon v tejto oblasti. Misky tvoriace schránku majú približne oválny obrys s výrazne prevládajúcim dĺžkovým rozmerom. Ich vyklenutie dosahuje maximum asi v jednej tretine celkovej výšky. Pravá miska je vcelku o niečo plochejšia. Vrcholy sú nahnuté dopredu. Veľké jedince majú zvlášť ľavé misky temer špicaté a silne zakrivené. Pod nimi sa nachádza dosť hlboká lunula, ktorá zaberá temer celú prednú hornú stranu. Pri jej ukončení sa na niektorých jadrách zachovala stopa predného svalového odtlačku. Na holotype možno pozorovať, že ohraničenie lunuly pri jej vonkajšom okraji tvorí dosť výrazná, čiastočne zdvojená hrana. Predná strana misiek je zaokrúhlená, spodná sa zdá byť mierne oblúkovitá, nie je však dobre zachovaná na žiadnom z jedincov. V zadnej oblasti zbieha z vrchola k zadnému spodnému okraju výrazná hrana, ktorá oddeľuje od tela misky strmú, k spodnému okraju sa rozširujúcu áreu. Vrchná vrstva schránky, a tým aj skulptúra nie sú zachované. Niektoré jedince majú najmä v lunulárnej oblasti jej kalcifikované zvyšky.

Hoci sa nám nepodarilo získať aj zámkový aparát jedincov, už ich celkový habitus ich dostatočne odlišuje od ostatných dosiaľ známych druhov čeľade Megalodontidae.

Výskyt. V lokalitách č. 628, 594a a 892b.

Neomegalodon (Neomegalodon) sp. n.

tab. XXXV, obr. 3; tab. XXXVI, obr. 1—2

Materiál. Jedno obojmiskové jadro poškodené v areálnej oblasti a s odlomenými vrcholmi, jedno jadro pravej misky v hornine, jedno neúplné jadro pravej misky a jeden úlomok.

Rozmery (v mm): obojmiskový jedinec: výška 103, dĺžka 85, hrúbka 71; pravá miska: výška ??, dĺžka 66.

Opis. Schránku tvoria veľké trojuholníkovité misky, v ktorých výška značne prevyšuje dĺžku. Obe sú dosť vyklenuté a ich asymetria sa prejavuje len užšou áreou pravej misky. Pod dopredu naklonenými vrcholmi leží široká, dosť vysoká, ale pomerne plytká lunula. Área zadnej oblasti je veľká, najmä na ľavej miske a areálne hrany, ktoré zbiehajú z vrcholov sú dosť ostré.

Poznámky. Opísané jedince spájajú v sebe charakteristické znaky druhov *Neomegalodon (Neomegalodon) hoernesi* (Frech) a *Neomegalodon (Neomegalodon) paronai* (Di Stefano). Celkovým tvarom pripomínajú druh *Neomegalodon (N.) paronai*, majú však na rozdiel od neho širšiu vrcholovú oblasť, plytkejšiu lunulu a celkom odlišnú áreu. Má rovnaký tvar ako u druhu *Neomegalodon (N.) hoernesi*, len snáď na pravej miske je strmšia. Nie sú totožné so žiadnym z dosiaľ známych druhov, ale stav ich zachovania pre stanovenie nového druhu nie je vyhovujúci.

Výskyt. V lokalite č. 891.

Neomegalodon (Neomegalodon) sp.

tab. XXXIX, obr. 1—3

Materiál. Stopäťdesiatpäť neúplných, zväčša zle zachovaných jedno alebo obojmiskových jadier a úlomkov. V prevažnej miere dosahujú jedince len malé rozmery a väčšie sú skôr ojedinelé.

Poznámky. Z mnohých lokalít opisovanej oblasti pochádzajú jedince, u ktorých sme mohli zistiť len ich rodovú príslušnosť. Druh nebolo možné najčastejšie určiť pre zlý stav zachovania. Tieto jedince totiž zväčša tvorili lumachely a z tých sa len zriedkakedy podarí získať dobre zachované exempláre. Treba však spomenúť, že aj neprístupnosť potrebnej literatúry zapríčinila, že druhové určenie niektorých jedincov bolo potrebné odložiť.

Pozornosť si zasluhuje vyobrazený jedinec, zachovaný ako obojmiskové jadro, ktorému však chýbajú vrcholy a je poškodený aj pri prednom a spodnom okraji. Misky majú výšku 32 mm, dĺžku 28 mm a hrúbku 26 mm, sú značne vyklenuté, pričom pravá len o málo menej ako ľavá. Pri pohľade spredu pripomínajú druh *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter* (Wulfen), sú však

viac vyklenuté. Areálnou oblasťou sa viac podobajú druhu *Neomegalodon (Neomegalodon) laczkoi* (Hoernes).

Výskyt. V lokalitách č. 588b, 628, 584, 585b, 596b, 954a, 594b, 892b, 891.

Neomegalodon (Neomegalodon) sp. 1

tab. XXXVIII, obr. 5—7; tab. XXXIX, obr. 4—6

Materiál. Tri neúplné obojmiskové jadrá, u jedného z nich je pravá miska voči ľavej posunutá vo vertikálnom smere.

Rozmery (v mm): výška 33, dĺžka 33, hrúbka 21, výška 27,5, dĺžka ??, hrúbka 16,5.

Poznámky. Tieto jedince nie sú identické so žiadnym z dosiaľ známych druhov. Najbližšie stoja k druhu *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp., s ktorým sa zhodujú v tvare a postavení vrcholov, v tvare lunuly a áree. Celkový tvar misiek je však odlišný, lebo ľavá miska je aj vo svojej hornej tretine o niečo širšia, kým pravá je užšia, ale nie sploštená. Celkové vyklenutie misiek a od toho závisiaca hrúbka obojmiskových jedincov je však menšia. Týmto by skôr pripomínali druh *Neomegalodon (Neomegalodon) hoernesi rotundatus* (Vigh), s ktorým však nemajú spoločný žiaden z ostatných charakteristických znakov.

Výskyt. V lokalitách č. 628 a 594b.

Neomegalodon (Neomegalodon) sp. 2

tab. XXXVII, obr. 4—5

Materiál. Jedno obojmiskové jadro pri prednom a spodnom okraji neúplné.

Rozmery (v mm): výška 38, dĺžka 38, hrúbka 32.

Opis. Misky rovnakej výšky a dĺžky sú v hornej tretine silne vyklenuté, čím pripomínajú druh *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech). Podstatne sa však od neho líšia tvarom a postavením vrcholov. Vrcholy sú na obidvoch miskách zatočené dopredu ako u druhu *Megalodus arcuatus* Végh — Neubrandt, len ležia bližšie k sebe. Nízka a pomerne široká lunula je celá vyplnená kalcitom, takže jej hĺbku a tvar nemožno zistiť. V zadnej oblasti zbieha z obidvoch vrcholov dosť ostrá hrana, ktorá ohraničuje pomerne strmú áreu. Areálna časť ľavej misky je v porovnaní s pravou o niečo širšia. Početné zvyšky kalcifikovanej vrchnej vrstvy schránky sa ako útržky nachádzajú aj na povrchu misiek. Nezhoduje sa so žiadnym z dosiaľ opísaných druhov, ale na základe jediného neúplne zachovaného jedinca sa ho neodvažujeme opísať ako nový druh.

Výskyt. V lokalite č. 584.

Neomegalodon (Neomegalodon) sp. 3

tab. XXXVI, obr. 1—2; tab. XXXV, obr. 1—2

Materiál. Jedno v areálnej oblasti a pri spodnom okraji poškodené obojmiskové jadro a jeden úlomok veľmi poškodenej vrcholovej oblasti obojmiskového jadra.

Opis. Obidve misky tvoriace stredne veľkú schránku tohto jedinca majú približne rovnaký dĺžkový a výškový rozmer. Asi v prvej tretine celkovej výšky dosahujú značné vyklenutie, ktoré sa náhle stráca a je preto tým nápadnejšie. Ploché dopredu nahnuté vrcholy sú od seba dosť vzdialené a vrchol pravej misky leží o niečo nižšie ako vrchol ľavej misky. Lunula pod nimi je široká, nie príliš hlboká. Zadná área ohraničená na každej z misiek zaoblenou hranou je široká, ale menej strmá ako u predchádzajúceho druhu. Na ľavej miske je opäť väčšia.

Pravdepodobne patria do okruhu druhu *Neomegalodon (Neomegalodon) hoernesi* (Frech), ale sa nezhodujú so žiadnym z jeho dosiaľ známych poddruhov.

Výskyt. V lokalite č. 891.

Neomegalodon (Neomegalodon) sp. 4

tab. XXXIX, obr. 7—9

Materiál. Dve poškodené obojmiskové jadrá a neúplné jadrá dvoch pravých a jednej ľavej misky.

Rozmery (v mm): výška 25, dĺžka 25, hrúbka 17.

Opis. Misky s trojuholníkovitým obrysom sú okrem rovnakého tvaru tiež rovnomerne vyklenuté a ich asymetria sa prejavuje len užšou áreou pravej misky. Ich vrcholy sú mierne naklonené k zámkovej línii a pod nimi leží dosť hlboká lunula. V zadnej oblasti sa nachádza pomerne veľká área, na ktorej sa ľavá miska podieľa väčšou časťou. Od tela misky ju oddeľuje areálna hrana, zbiehajúca z vrchola k zadnému spodnému okraju.

Poznámky: Opísané jedince sa v mnohom podobajú jedincom, ktoré pochádzajú z lokalít Aranyosvölgy a Papod v Bakońskom pohorí. E. Végh — Neubrandtová, ktorá tento materiál spracuváva, používa na základe ústneho zdelenia pre ne predbežné pomenovanie *Megalodus seccoi „juvenilis"*. Ide totiž o jedince, ktoré R. Hoernes (1898, str. 181) považoval za mladé formy druhu *Megalodus Lóczy* (= *Megalodus seccoi* Parona), pretože sa od neho odlišovali nápadne menšou asymetriou oboch misiek.

Medzi druhmi *Megalodus seccoi* a *Megalodus seccoi „juvenilis"* jestvujú však také veľké rozdiely, že by bolo účelné jedince zahŕňané pod druhové

meno *Megalodus seccoi „juvenilis"* opísať ako nový druh. Spadá to však do kompetencie maďarských paleontológov, ktorí majú k dispozícii materiál s obidvoma uvedenými formami.

Výskyt. V lokalitách č. 594b a 891.

Trieda *Gastropoda*
Podtrieda *Anisopleura*
Rad *Prosobranchia*
Podrad *Archaeogastropoda*
Nadčeľaď *Naticacea*
Čeľaď *Ampullinidae*
Rod *Ampullospira* Harris, 1897

Typický druh: *Euspira canaliculata* Morris et Lycett, 1854. Anglicko. Bathonien

Ampullospira paludinaris (Muenster, 1841)

1841 *Melania? paludinaris; n. sp.* — v. G. Muenster: Beiträge etc., p. 97—98, tab. 9, fig. 50.
1926 *Amauropsis paludinaris* Muenster — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 125—126 (cum syn.).
1940 *Ampullospira paludinaris* Münster — A. Kutassy: ibidem, p. 346 (cum syn.).
1964 *Ampullina (Pseudamara) paludinaris* (Münster) — A. Allasinaz: Fossili carnici etc., p. 241—242, tab. 18, fig. 12—13.

Materiál. Sádrový obliatok jednej malej schránky získaný z odtlačku.

Opis. Malá schránka o výške 5 mm sa skladá zo štyroch vyklenutých závitov, ktoré sú od seba stupňovite oddelené pomerne hlbokými švami. Telesný závit je temer tak veľký ako všetky ostatné spolu a je tiež silne vyklenutý. Na opisovanom jedinci nemožno pozorovať ústie, lebo odliatok predstavuje schránku od zadnej strany. Povrch je hladký. Najviac sa podobá jedincovi vyobrazenému u E. Kittla (1892, tab. 8, fig. 16).

Stratigrafické a zemepisné rozšírenie. Cassiánske vrstvy Severných, Južných a Východných Álp, Nemecka, Junanu a Timoru.

Výskyt. V lokalite č. 628.

Ampullospira of. *sanctaecruis* (Wisman, 1841)

1841 *Natica (Ampullaria) Sanctae Crusis* Wissm. — H. Wissman in v. G. Muenster: Beiträge etc., p. 21, tab. 16, fig. 8.
1926 *Amauropsis Sanctae Crucis* Wissman — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 126 (cum syn.).
1940 *Ampullospira sanctae-crucis* Wissman — A. Kutassy: ibidem, p. 346 (cum syn.).

Materiál. Jeden neúplný sádrový odliatok zhotovený z odtlačku.

Opis. Sádrovým odliatkom sa získala neúplná schránka, na ktorej rovnako ako na predchádzajúcom druhu je viditeľná len zadná strana. Jej výška je 17 mm a tvoria ju štyri stupňovite usporiadané závity, z ktorých telesný závit je najväčší. Švy medzi jednotlivými závitmi sú ploché a v tejto oblasti sú závity ploché. Na telesnom závite sa zachovali slabé stopy skulptúry v podobe jemných prírastkových čiar a pruhov, ale ich priebeh na odliatku nie je dobre pozorovateľný.

Stratigrafické zemepisné rozšírenie. Cassiánske vrstvy v Severných, Južných a Východných Alpách.

Výskyt. V lokalite č. 628.

Zhrnutie a stratigrafické vyhodnotenie opísanej fauny

Hneď úvodom treba povedať, že tak príslušníci početne zastúpenej čeľade Megalodontidae, ako aj ďalšie menej hojné sprievodné ulitníky a lastúrniky neriešia stratigrafickú pozíciu súvrstvia vrchnotriasových dolomitov chočského príkrovu pri Liptovskej Osade jednoznačne. Príčin je niekoľko. Ponajprv väčšina makrofauny bola získaná zo svahovej sutiny, takže s výnimkou druhu *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* nie je možné zistiť, z ktorých častí súvrstvia jednotlivé druhy pochádzajú, a teda či tvorili jedno alebo viac a vekove odlišných spoločenstiev. Okrem toho nie sú jednotné ani názory autorov na stratigrafické rozpätie druhov, zastúpených v opísanom spoločenstve, ako znázorňuje priložená tabuľka. K stanoveniu veku súvrstvia rovnako neprispeli druhy nové a ďalšie, určené len ako species či confer.

Podobne sa nám nepodarilo zistiť v dostupnej literatúre inú oblasť, ktorej spoločenstvo organizmov by bolo v plnom rozsahu zhodné s opisovanou oblasťou a mohlo tak poslúžiť pre stanovenie stratigrafickej pozície na základe analógie.

Niektoré prvky podobnosti však predsa najdeme najmä v Bakoňskom pohorí Maďarska, kde druhy spoločné obom oblastiam pochádzajú aj z rovnakej litofácie, totiž z hlavného dolomitu.

Konkrétnymi, pre obidve oblasti spoločnými druhmi sú *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech) a *Neomegalodon (Neomegalodon) laczkoi* (Hoernes). Podľa názorov na ich stratigrafické postavenie patria do karnu (tuvalu) až noru. U Megalodontíd E. Végh — Neubrandtová (1964, str. 200 a 1968 str. 239) zistila, že jak karnské, tak aj norské spoločenstvo má svoje charakteristické, navzájom sa líšiace znaky. V karnskom spoločenstve prevládajú prevažne bitrunkátne malé jedince so silne zahnutými vrcholmi,

Makrofauna vrchnotriasového dolomitu	lokality s počtom jedincov																	
	Blízko rífová zóna													Jadro rífu				
	588b	628	584	585b	586	595	596a	596b	594a	594b	627	892b	891	588a	916	ladin	karn	nor
Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus (Frech)	+	+			x		o	x		*								
Neomegalodon (Neomegalodon) cf. triqueter pannonicus (Frech)				o		o												
Neomegalodon (Neomegalodon) laczkói (Hoernes)		x		x														
Neomegalodon (Neomegalodon) cf. laczkói (Hoernes)	o	x		x						*			x					
Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus sp.n.		+							x			x						
Neomegalodon (Neomegalodon) sp.n													o					
Neomegalodon (Neomegalodon) sp.	*	*	+	*				+	x	+	o	+	+					
Neomegalodon (Neomegalodon) sp.1		x								o								
Neomegalodon (Neomegalodon) sp.2			x															
Neomegalodon (Neomegalodon) sp.3													x					
Neomegalodon (Neomegalodon) sp.4										o			x					
Cassianella ? sp.														x				
Entolium sp.															x			
Neoschizodus sp.		x																
Trigonodus sp.	x	o																
Naticopsis sp.												x	x					
Hologyra sp.				x				x										
Ampullospira paludinaris (Muenster)		x																
Ampullospira cf. sanctaecrucis (Wissmann)		x																

Stratigrafické rozpätie Megalodontid podľa:
——— E. Végh-Neubrandt
- - - - - S. Végh
—·—·— Galdieri (Zapfe sp. nor)
····· Allasinaz (tuval)

počet jedincov 1-2 x
3-5 o
6-15 +
nad 15 *

nízkou lunulou a odlišnosť jednotlivých druhov je málo výrazná. V nore, kedy príslušníci čeľade Megalodontidae dosiahli vrchol svojho rozkvetu, je pre ne charakteristické bohatstvo nápadne odlišných druhov a poddruhov, medzi ktorými majú prevahu unitrunkátne formy dosahujúce veľkých rozmerov. Pri aplikovaní týchto poznatkov na náš faunistický materiál sa nám javia spomínané vlastnosti skôr zmiešané. Totiž asi 80 % jedincov študovanej oblasti dosahuje len malé rozmery, ale zároveň sa tu vyskytujú aj pozoruhodne veľké formy, hoci početne sú menej zastúpené. Čo sa týka tvarovej odlišnosti, je u malých jedincov taká nenápadná, že často vzniká pochybnosť, či všetky tieto druhy spadajú ešte v rámci variability k jednému druhu, alebo ich už treba považovať za iný druh. U druhov, zastúpených veľkými jedincami, je tvarová odlišnosť ďaleko výraznejšia. Všetky jedince študovanej oblasti patria k formám len unitrunkátnym.

Keď teda berieme do úvahy všetky uvedené skutočnosti, môžeme vrchnotriasový dolomit od Liptovskej Osady stratifikovať ako vrchnokarnický až spodnonorický. Opísaná fauna neposkytuje zatiaľ spoľahlivé kritériá pre spresnenie tejto pozície.

Ekologické poznámky

Životným prostredím Megalodontíd, ako udávajú F. Frech (1904, str. 128) a H. Zapfe (1964, str. 253), neboli priamo rífy, takže nepatria k ich typickým obyvateľom. Žili však buď na ich svahoch, ale častejšie a v obrovských masách v lagúnach v bezprostrednom susedstve rífov.

Aj vyššie opísaní príslušníci rodu Neomegalodon, ulitníky a väčšina ďalších lastúrnikov patria v študovanej oblasti k lagunárnemu biotopu. Je podstatne odlišný od biotopu rífového jadra ,ktorému tu patria koraly, hubky, tubifity a ojedinelé lastúrniky. Lagúna poskytovala vhodné podmienky pre život aj riasam, ako môžeme usúdiť z početného výskytu druhu *Poikiloporella duplicata* v oblasti výskytu Megalodontíd.

Uvedené spoločenstvá organizmov potvrdzujú pri Liptovskej Osade existenciu rífu ako aj lagúny.

Do tlače odporučil J. Bystrický

LITERATÚRA

[1] Allasinaz, A. 1964: Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) V. I Fossili carnici del gruppo di Cima Camino (Brescia). Riv. Ital. Paleont., 70, 2. str. 185—262. Milano. — [2] Allasinaz, A. 1965: Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) IX. Note tassonomiche sulla fam. Megalodontidae. Riv. Ital. Paleont., 71, 1. str. 111—152, tab. 9—14. Milano. — [3] Andrusov, D. 1959: Geológia Čsl. Karpát. II. str. 1—375. Bratislava. — [4] Arthaber, G. v. 1906: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. Lethaea geogn., II, 1. str. 223—427, tab. 1—60. Stuttgart. — [5] Bittner, A. 1895: Lamellibranchiaten der alpien Trias. I Teil, Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 18. str. 1—235, tab. 1—24. Wien. — [6] Diener, C. 1923: Lamellibranchiata triadica. Fossilium Catalogus I: Animalia, pars 19. str. 1—257. Neubrandenburg. — [7] Diener, C. 1926: Glossophora triadica. Fossilium Catalogus I: Animalia, pars 34, str. 1—477. Neubrandenburg. — [8] Di Stefano, G. 1912: La Dolomia principale dei dintorni di Palermo e di Castellamare del Golfo (Trapani). Paleontograph. Ital., 18, str. 57—103, tab. 8—17. Pisa. — [9] Fabricius, H. 1966: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias (Jura in den Bayerisch—Tiroler Kalkalpen). str. 1—142. Leiden. — [10] Fischer, A. G. 1964: The Lofer cyclotherms of the Alpine Triassic. Bull. Kansas Geol. Survey, 169. str. 107—149. Topeka (Kansas). — [11] Frech, F. 1904: Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Res. d. Wiss. d. Balatonsees, 1. str. 1—140, 140 text. fig. Wien. — [12] Frech, F. 1907: Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes der Cassianer und Raibler Schichten, sowie des Rhaet und des Dachsteindolomits (Hauptdolomit). Res. d. Wiss. Erforsch. d. Balatonsees, 1, str. 1—96, tab. 1—16, 27 text. fig. Wien. — [13] Galdieri, A. 1908: Sul Trias dei dintorni di Giffoni. Contributo alla conoscenza del terreno triassico nel Salernitato. Atti d. Accad. Pontaniana, 38, str. 1—123, tab. 1—3. Napoli. — [14] Guembel, C. v. 1862: Die Dachsteinbivalve (Megalodon triqueter) und ihre alpine Verwandten.

Sitzungsber. Akad. Wiss. Math.—Naturwiss. Klasse, 45, str. 325—377, tab. 1—7. Wien. — [15] Hanáček, J. 1971: Geochemicko-surovinový výskum karbonátových hornín na liste Ružomberok a Liptovská Lúžna. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava. — [16] Henson, F. R. S. 1950: Cretaceous and Tertiary reef Formations and associated sediments in Middle east. Bulletin of the American Association of petroleum geologists, 34, 2. str. 215—238. Tulsa. — [17] Hoernes, R. 1880: Materialien zu einer Monographie der Gattung Magalodus. Denkschr. d. k. Akad. Wiss., Math. — Naturw. Kl., 42. str. 91—142, tab. 1—7. Wien. — [18] Hoernes, R. 1898—1899: Zur Kenntniss der Megalodon aus der oberen Trias des Bakony. Supplement zum Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen), 28, 5—6. str. 173—186, tab. 1—4; 29, 11—12, str. 351—360, text. fig. 1—2. Budapest. — [19] Jablonský, E. 1971: Segmentierte Kalkschwämme Sphinctozoa der Westkarpaten an der Lokalität Liptovská Osada. Slov. akad. vied. 22, 2. str. 333—346. Bratislava. — [20] Johnson, J. H. 1961: Limestone-building Algae and algae limestones. Colorado School of Mines, str. 1—297. Golden. — [21] Kittl, E. 1892: Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. Annalen k. k. Naturhist. Hofmuseums, 7. str. 99—160, tab. 5—8. Wien. — [22] Koken, E. 1913: Beiträge zur Kenntniss der Schichten von Heiligenkreuz (Abteitel, Südtirol), Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 16,4. str. 1—43, tab. 1—6. Wien. — [23] Kollárová, V. — Andrusovová, V. 1967: Cephalopodenfaunen und Stratigraphie der Trias der Westkarpaten. Geol. zborník, XVIII, 2. str. 267—275. Bratislava. — [24] Kollárová, V. — Andrusovová, V. 1962: Amonoidné hlavonožce z triasu Slovenska. Die ammonoiden Cephalopoden aus der Trias der Slowakei. Slov. akad. vied, XIII, 1. Bratislava. — [25] Kukal, Z. 1964: Geologie recentních sedimentů, str. 1—441. Praha. — [26] Kutassy, A. 1931: Lamellibranchiata triadica. Fossilium Catalogus I: Animalia, pars 51. str. 261—477. Neubrandenburg. — [27] Kutassy, A. 1933: Beiträge zur Kenntniss der Fauna des norischen Hauptdolomits in Ungarn. Földt. Közlöny, 63, 1. str. 12—19, tab. 1—2. Budapest. — [28] Kutassy, A. 1934: Pachyodonta mesozoica (Rudistis exclusis). Fossilium Catalogus I: Animalia, pars, 68. str. 1—201. s'-Gravenhage. — [29] Lemoine, P. 1940: Les algues calcaires de la zone néritique in Contribution de la répartition actuelle et passéé des organismes dans la zone néritique. Paríž. — [30] Leonardi, P. 1967: Le Dolomiti, Geologia dei monti tra Isarco e Piave, 1. str. 1—508. Trento. — [31] Lowestam, H. A. 1950: Niagaran reefs of Great Lakes area. Journ. Geol., 58, 4. str. 430—487. Chicago. — [32] Mišík, M. 1969: Litologická a faciálna analýza stredného triasu jadrových pohorí Západných Karpát. Doktorská dizertácia, Kat. geológie UK. str. 1—247. Bratislava. — [33] Muenster, G. G. v. et Wissmann, H. L. 1841: Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des Südöstlichen Tirols vorzüglich der Schichten von St. Cassian. str. 1—152, tab. 1—16. Bayreuth. — [34] Oravecz, J. et Végh—Neubrandt, E. 1962: Connexions stratigraphiques et structurales entre le trias de la Montagne Vértes et celui de la Montagne Bakony, Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis Sec. Geol., 5. str. 117—126, tab. 1—6. Budapest. — [35] Ott, E. 1967: Segmentierte Kalkschwämme aus der alpinen Miteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. Abhandlungen, N. F. 131. str. 1—96. München. — [36] Parona, C. F. 1932: Appunti su fossili raccolti in Caracorum durante le esplorationi F. de Filipi (1913—14) et G. Dainelli (1929). Atti R. Accad. Sc. di Torino, Cl. Fisiche etc. 67. str. 179—193. Torino. — [37] Pčelincev, V. F. et Korobkov, J. A. (a iní) 1960: Osnovy paleontologii: Moljuski brjuchonogije. Izd. Akad. Nauk. SSSR. str. 1—360, 28 tab., 779 text. fig. Moskva. — [38] Piveteau, J. 1952: Traité de paléontologie, 1. 782 str. Paris. — [39] Pulec, M. 1965: Nové nálezy skamenelín v lunzských vrstvách. Geol. práce, Správy 34, str. 209. Bratislava. — [40] Rossi, D. et Semenza, E. 1958: Le scogliere oligoceniche

dei Colli Berici. Ann. Universita Ferrara N. S., 3, 3. Ferrara. — [41] Sarnthein, M. 1967: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. Geol. Rdsch., Bd. 56, H. 1. str. 116—127. Stuttgart. — [42] Štúr, D. 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran—Thale. Jahrb. geol. Reichsanstalt, XVIII. Wien. — [43] Taeger, H. 1909: A Vérteshegység földtani viszonyai. Magy. Kir. Földt. Int. évkönyve, 17, 1. str. 1—256, tab. 1—11. Budapest. — [44] Terranini, D. 1958: Studio paleontologico sul Norico di Songavazzo (Bergamo). Riv. Ital. Paleont., 2. str. 143—182, tab. 6—7. Milano. — [45] Végh, S. 1964: A Bakony födolomit rétegtani kérdései. Földt. Közlöny, 94, 3. str. 327—339, tab. 23. Budapest. — [46] Végh—Neubrandt, E. 1960: Paleontologische Untersuchungen der Obertriasbildung des Gerecsegebirges in Ungarn. Geologica Hung., Ser. Geol. 12. str. 1—132. Budapest. — [47] Végh—Neubrandt, E. 1963: Nóri dachsteini mészkö az északi Bakonyban. Földt. Közlöny, 93, 3. str. 331—340, tab. 15—18. Budapest. — [48] Végh—Neubrandt, E. 1964: A triász Megalodontidák rétegtani jelentösége. Földt. Közlöny, 94, 2. str. 195—205, 7 text. fig. Budapest. — [49] Végh—Neubrandt, E. 1968: A Megalodontidák fejlödésének föbb vonásai. Földt. Közlöny, 98, 2. str. 227—240, 7 text. fig. Budapest. — [50] Vigh, J. 1914: Beiträge zur Kenntniss der Trias im Komitate Esztergom. Földt. Közlöny, 44. str. 599—604. tab. 3—6. Budapest. — [51] Wulfen, X. 1793: Abhandlungen von kärthenschen pfaunenschweifigen Helmintholith oder sogenannten opalisirenden Muschelmarmor. str. 1—124, tab. 1—32. Erlangen. — [52] Zankl, H. 1969: Der Hohe Göll, Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. Abhandl. senchenber. naturforsch. Ges., 519. str. 1—123. Frankfurt am Main. — [53] Zankl, H. 1971: Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook to excursion lied during the VIII International Sedimentological Congres. str. 147—185. Frankfurt am Main. — [54] Zapfe, H. 1964: Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Zur Kenntniss der Megalodontiden des Dachsteinkalkes im Dachsteingebiet und Tennengebirge. Ann. Naturhist. Museums, 67. str. 253—286, tab. 1—7, 4 text. fig. Wien.

A. BUJNOVSKÝ — M. KOCHANOVÁ

ORGANOGENE RIFFE DES HAUPTDOLOMITS IM REVÚCA—TAL. DIE BIVALVIEN UND GASTROPODEN VON LIPTOVSKÁ OSADA

(Zusammenfassung des slowakischen Textes)

Im Grenzbereich der Niederen Tatra und Grossen Fatra ist eine bisher vereinzelte organogene Riff—Bildung in der Fazies des Hauptdolomits festgestellt worden. Der Hauptdolomit von oberkarnisch — unternorischem Alter stellt da die jüngste Schichtfolge der Choč—Decke vor.

Auf Grund der lateralen Verbreitung der Organismen und des petrographischen Charakters des Haupdolomits kann man im beschriebenen Riff—Komplex unterscheiden: das zentrale Riff—Gebiet und das „back-reef"—Gebiet mit einer riffnahen Zone. (Abb. 2).

Das zentrale Riff—Gebiet wird von einem Körper von massivem Hauptdolomit gebildet, welcher eine Mächtigkeit von bis 250m erreicht. Im zentralen Riff—Gebiet ist Detritus über dem alleinigen Riff—Skelet vorherrschend. Nach J. Hanáček (1971) haben die massiven Dolomite des zentralen Riff—Gebietes im ganzen einen niedrigeren MgO- Gehalt als die geschichteten Dolomite der lagunären Fazies.

Der organogene Teil des zentralen Riff—Gebietes ist von Krinoiden—Detritus, aber auch erhaltenen Stielgliedern, Kolonien von Korallen, Hydrozoen, Kalk—Spongien, Tubiphites obscurus, Lamellibranchiaten, Evinospongien—Structuren gebildet. In kleinerer Anzahl sind Ostrakoden, Gastropoden, Spongien—Nadeln und Codiaceae—Detritus vertreten.

Das lagunäre „back-reef" Gebiet ist durch geschichtete Dolomite mit häufigen laminären Texturen und Algen—Rytmiten vertreten. Die zahlreichen Oolite erreichen eine maximale Mächtigkeit von 0,72 mm. Im ganzen Gebiet ist eine Dasycladazäen—Foraminiferen—Mikrofazies verfolgbar. Der Detritus von Krinoiden—Stielgliedern und Lamellibranchiaten—Schalen ist durch eine vollkommene Abrundung gekennzeichnet, die Körnigkeit übertrifft meistens nicht 1,08mm. Die Dasycladazäen sind fast ausschliesslich durch Poikiloporella duplicata vertreten, wobei diese immer in der unteren Partie des Hauptdolomites und in unmittelbarem Hangenden der Lunzer Schichten des Unterkarns vorkommt. Im zentralen Riff—Gebiet ist sie nicht in einem einzigen Falle gefunden worden. Ausser dieser Organismen sind noch Ostrakoden, Gastropoden, Cyanophyta, zahlreiche sessile Foraminiferen und problematische Organismen vorhanden.

Die riffnahe Zone ist meistens abdenudiert worden und zeichnet sich durch die Anwesenheit von kleinen „patch-reef" von Korallen und von brekziösen Lumachellen—Dolomiten aus. In dieser Zone sind beim Übergang in das innere Bassin in beträchtlichem Masse Megalododontiden verbreitet.

Aus den Dolomiten dieser Zone stammt die Vergesellschaftung von Bivalvien und Gastropoden, welche in der beigelegten Tabelle angeführt ist. Diese verhältnismässig reiche Makrofauna—Vergesellschaftung ist eine Seltenheit im obertriadischen Hauptdolomit der Choč—Decke in den Westkarpaten. Bisher war nämlich von ihm nur eine einzige Makrofossilie und zwar *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech) bekannt, auf Grund welcher diese Schichtfolge als norisch betrachtet wurde, Andrusov (1959, S. 66). Im Biotop von Liptovská Osada bilden die zahlreichsten Komponente die Vertreter der Gattung Neomegalodon, welche, wenn auch in Form von Kernen anwesend, besser erhalten sind als die übrigen Bivalvien und Gastropoden in diesem Gebiet. Artgemäss sind an ihrer Vertretung einige schon bekannte Spezies wie *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech), *Neomegalodon (Neomegalodon) laczkoi* (Hoernes) und als neue Art *Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus sp. n.* beteiligt. Weitere Exemplare, die mit keiner bisher bekannten Art identifiziert werden können, wird erst nach der Erhaltung von entsprechendem Material möglich sein als neue Arten zu beschreiben.

Die Aufgabe der Indikatoren der stratigraphischen Position der erwähnten Schichtfolge ist hier auf die Megalodontiden gefallen, auch wenn sie diese nicht eindeutig zu lösen ermöglichen und zwar aus folgenden Ursachen. Zuerst ist es uns nicht gelungen eine Parallele zur beschriebenen Vergesellschaftung in irgendeinem anderen Gebiet zu finden, welches die Möglichkeit einer Korrelation bieten könnte. Ausserdem sind die Ansichten der Autoren auf die stratigraphische reichweite der erwähnten Arten nicht übereinstimmend und mit Ausnahme der Art *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* stammt der Grossteil der Fauna aus Schutt, so dass es nicht möglich ist festzustellen, ob die einzelnen Arten eine oder mehrere altersgemäss verschiedene Vergesellschaftungen bildeten.

Mit der überwiegenden Anzahl von Individuen, welche nur kleine Masse erreichen und mit unausgeprägter Verschiedenheit in der Gestalt zwischen den Arten, die von diesen Individuen repräsentiert werden, würde diese Vergesellschaftung jener des Karn entspre-

chen, wie es auf Grund ihrer Beobachtung in der Obertrias Ungarns E. Végh–Neubrant (1964, S. 200, 1968, S. 239) charakterisiert hat. Zum Unterschied von jener kommen unter ihnen aber keine bitruncate Formen vor, die für das Karn so charakteristisch sind.

Wie aus der Betrachtung der stratigraphischen Reichweite der beschriebenen Arten hervorgeht, gehört die Schichtfolge des Hauptdolomits bei Liptovská Osada dem Oberkarn bis Unternor an. Für die Präzisierung dieser Position hat die beschriebene Fauna bisher noch keine verlässliche Kriterien geliefert.

Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus Kochanová sp. n.
tab. XXXII, XXXIII, tab. XXXIV, obr. 3; tab. XXXVII, obr. 1–3

Holotypus: das auf der Tafel XXXII–XXXIV abgebildete Exemplar befindet sich in den Sammlungen des Geologischen Dionýz Štúr-Institut unter Inv. No NT-3

Derivatio nominis: nach dem geographischen Vorkommen in den Karpaten.

Stratum typicum: Oberkarn bis Unternor des Huaptdolomit der Choč-Decke.

Locus typicus: westlicher Abhang der Niederen Tatra im Revúca Tale, nördlich von der Ortschaft Liptovská Osada.

Diagnose. Beide Klappen sind sehr in die Länge ausgezogen, wobei die linke Klappe ist mehr aufgewölbt und ihr Wirbel stark nach vorne gekrümmt. Die Lunula ist tief und nimmt beinahe die ganze vordere Oberseite ein. Ihr Aussenrand ist mit einer ausgeprägten Kante begrenzt und an ihrem Ende ist der vordere Miuskeleindruck vorhanden. In der hinteren Region der Klappen befindet sich eine steile, auf der linken Klappe breitere Area, die von dem Schalenkörper durch eine vom Wirbel herunterlaufende Kante getrennt wird.

Erläuterung zu Abb. 1–3:

Abb. 1 Die Position des Hauptdolomits in der Choč–Decke im Grenzbereich zwischen der Niederen Tatra und Grossen Fatra
Abb. 1a Geologische Karte der Choč–Decke im Revúca–Tal
Abb. 2 Verbreitung der Organismen im Riffkomplex des Hauptdolomits
Abb. 3 Karte der paläontologischen Lokalitäten „Hauptdolomit" der Choč–Decke von Liptovská Osada
Krížna Decke: 1 — Mergelkalke und Mergel, oberes Berrias–Hauterive; 2 — Schiefer, Kalke, snadige Glaukonitkalke, Barrême–Unteralb
Choč–Decke: 3 — Gutensteinkalke, Unter–Mittelanis; 4 — Dolomit — Oberanis; 5 — Reiflinger Kalke, Oberanis–Ladin; 6 — Helle organogene Riffkalke, Ladin–Unterkarn; 7 — Schotter- und Korallenkalke, Schiefer, Unterkarn (Jul); 8 — Lunzer Schichten, Unterkarn (Jul); 9 — Massiver Hauptdolomit; 10 — Geschichteter Hauptdolomit, Oberkarn–Unternor; 11 — Transgressives Paläogens, oberes Lutet–Priabon; 12 — Schutt; 13 — Überschiebungslinien und Brüche; 14 — Paläontologische Lokalitäten

Preložil J. Pevný

ALFONZ BUJNOVSKÝ – MÁRIA KOCHANOVÁ

REEFS OF HAUPTDOLOMITE AND THE FAUNA OF MEGALODONTS IN THE REVÚCKA DOLINA VALLEY

(Summary of the Slovak text)

On the contact of the Nízke Tatry mountains and the Veľká Fatra mountains, a hitherto unique organogene reef Hauptdolomite has been found. The Hauptdolomite of the Upper Carnian — Lower Norian age represents the youngest beds of the Choč nappe. Most likely, the reef nature of the Hauptdolomite was undermined by the pre — existing bioherm limestone substratum extending to the Lower Carnian, as for its age.

On the basis of lateral distribution of organisms and petrographic character of the Hauptdolomite in a part of the reef complex distinguished may be: the central reef area and „back reef" area with a close reef zone (Fig. 2).

The central reef area is a body of massive Hauptdolomite, up to a 250 m thickness. Detritus markedly predominates over the reef skelet alone. According to J. Hanáček (1971), massive dolomites of the central reef area show generally lower MgO content than bedded dolomites of the lagoonal facies.

The organic part of the central reef area is represented by detritus and preserved stems of crinoids, colony corals, hydrozoans, calcareous sponges, Tubiphytes obscurus, detritus and complete tests of lamellibranchiates, evinospongy structures. Less frequent are ostracods, gastropods, sponge spicules and detritus of Codiaceal.

The lagoonal „back — reef" area is represented by bedded dolomite with frequent laminar textures and algal rhythmites. Oolites are frequent, their maximum size being 0.72 mm.

Over the whole area, dasycladacean — foraminiferal microfacies is traceable. Detritus of crinoid segments and of lamellibranchiate tests is perfectly rounded; its thickness is mostly up to 1,08 mm.

Dasycladaceae are almost exclusively represented by Poikiloporella duplicata. It is always in the lower part of the Hauptdolomite and in the immediate overlier of the Lunz beds of the Lower Carnian. It was not found in the central reef area.

Besides these organisms present are ostracods, gastropods, Cyanophyceae, numerous foraminifers and problematic organisms.

The near reef zone is mostly denuded — off and contains minor coral „patch reef" and brecciated dolomites with lumachelles.

In this zone, on the transition into the inner basin are frequent megalodonts.

In dolomites of this zone comes an assemblage of Bivalvia and Gastropoda (see the Table enclosed). The comparatively rich macrofaunistic, assemblage is inique in the Upper Triassic „Hauptdolomite" of the Choč nappe in the West Carpathians. Up to the present the only macrofossil has been known there, viz. the species *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech), owing to which the sequence was referred to the Norian (Andrusov 1959, p. 66). In a biotope from Liptovská Osada its most numerous component is formed of the genus *Neomegalodon*. They — although in the form of kernels — are better preserved than other *Bivalvia* and *Gastropoda* of this area. They are represented by the known species, such as *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech), *Neomegalodon (Neomegalodon) laczkoi* (Hoernes), and by a new species *Neomegalodon (Neomegalodon) Carpaticus* sp. n. Other individuals cannot be identified with the species known. It will only be possible to describe them as new species after obtaining the respective material.

Consequently, the stratigraphic position of the sequence may be determined by *Megalodonts*, although not quite unambiguously because of several facts. Firstly, we cannot find a parallell of the assemblage described in any other area, which would facilitate correlation. Then the opinions on the stratigraphical range of the species are contradictory, and — with the exception of the species *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* — the major part of fauna is from debris, therefore we cannot find out whether the individual species formed one or more assemblages, different in their age.

The predominance of individuals of small size and of indistinct shape differences indicates the appurtenance of this assemblage to the Carnian — as it was characterized by E. Végh—Neubrandt (1964, p. 200, 1968 p. 239), on the basis of the research in the Hungarian Upper Triassic. In contrast to the latter, among the individuals representing the above mentioned assemblage, are no bitruncate forms typical of the Carnian.

On the basis of the stratigraphical range of the above species the bed sequence of „Hauptdolomite" in the Choč nappe near Liptovská Osada may be referred to the Upper Carnian — Lower Norian. The fauna described does, however, not serve as a reliable criterion for the precise determination of the position of the sequence.

Preložila E. Jassingerová

Explanation to plates

Plate XXVII

Fig. 1 Cross section of a coral bunch in the „central reef area" near Liptovská Osada. Railway-cutting.

Plate XXVIII

Fig. 1 Bedded Hauptdolomit of lagoonal „back-reef" facies near Liptovská Osada.
Fig. 2 Thick-banked Hauptdolomit of the „near-reef zone' with lumachelles of megalodonts. Liptovská Osada.

Plate XXIX

Fig. 1 Hydrozooan texture with dactylopores and canal system. „Central reef area" near Liptovská Osada. Magnif. × 14.
Fig. 2 Polished section of hydrozoan colony with dactylopores and gastropores. „Central reef area" near Liptovská Osada. Dim. 1,3 ×.

Plate XXX

Fig. 1 Lagoonal „back reef" facies of the Hauptdolomit with *Poikiloporella duplicata*. 2300 m east of the „central reef area. Magnif. × 14.
Fig. 2 Lagoonal „back-reef" facies of the Hauptdolomit with *Poikiloporella duplicata*. 2500 m east of the central reef area. Magnif. × 14.

Plate XXXI

Fig. 1 Lumachelle with neomegalodonts, × 1.

Plate XXXII

Fig. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus sp. n.* Holotype. Left valve. × 1.

Plate XXXIII

Fig. 1 Neomegalodon *(Neomegalodon) carpaticus sp. n.* Holotype. Apical region. × 1.

Plate XXXIV

Fig. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 2. Left valve. × 1.
Fig. 2 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 3. Left valve. × 1.
Fig. 3 *Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus sp. n.* Holotype. Areal region. × 1.

Plate XXXV

Fig. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 3. Anterior view. × 1.
Fig. 2 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 3. Areal region. × 1.
Fig. 3 *Neomegalodon (Neomegalodon) n.* sp. Right valve. × 1.

Plate XXXVI

Fig. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon) n. sp.* Anterior view. × 1.
Fig. 2 *Neomegalodon (Neomegalodon) n. sp.* Areal region. × 1.

Plate XXXVII

Fig. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus sp. n.* Areal region. × 1.
Fig. 2 *Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus sp. n.* Right valve. × 1.
Fig. 3 *Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus sp. n.* Upper and anterior view. × 1.
Fig. 4 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 2. Areal region. × 1.
Fig. 5 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 2. Upper and anterior view. × 1.
Fig. 6 *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech). Anterior view. × 1.

Plate XXXVIII

Fig. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech). Right valve. × 1.
Fig. 2 *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech). Two-valved specimen from areal region. × 1.
Fig. 3 *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech). Right valve of two-valved specimen. × 1.
Fig. 4 *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech). Anterior view. × 1.
Fig. 5 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 1. Right valve. × 1.
Fig. 6 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 1. Areal region. × 1.
Fig. 7 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 1. Anterior view. × 1.
Fig. 8 *Neomegalodon (Neomegalodon) laczkoi* (Hoernes). Areal region. × 1.
Fig. 9 *Neomegalodon (Neomegalodon) laczkoi* (Hoernes). Right valve. × 1.
Fig. 10 *Neomegalodon (Neomegalodon) cf. laczkoi* (Hoernes). Right valave. × 1.
Fig. 11 *Neomegalodon (Neomegalodon) cf. laczkoi* (Hoernes). Areal region. × 1.

Plate XXXIX

Fig. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* Anterior view. × 1.
Fig. 2 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* Areal region. × 1.
Fig. 3 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* Left. valve. × 1.
Fig. 4 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 1. Left valve. × 1.
Fig. 5 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 1. Anterior view. × 1.
Fig. 6 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 1. Areal region. × 1.
Fig. 7 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 4. Anterior and upper view. × 1.
Fig. 8 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 4. Right valve. × 1.
Fig. 9 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 4. Areal region. × 1.

Geologické práce, Správy 60 | str. 197—212 | Bratislava | 1973

JOZEF MICHALÍK*

NOVÉ POZNATKY O CHARAKTERE RÉTU LOKALITY HYBE

(3 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. For the first time a section with the sequence of Rhaetian sediments from the classical locality of the Rhaetic of the Choč unit near the community of Hybe is described, characterized by rich assemblages of brachiopods and bivalves. Discussed are the interpretation possibilities of the sedimentation area and habitat.

Úvod

Hybská lokalita rétu chočskej jednotky je najznámejšou lokalitou kössenskej fácie rétu v Karpatoch. Napriek tomu, že sa o tomto výskyte píše a diskutuje už viac než storočie (G. Stache 1868; W. Goetel 1917), dosiaľ nikto neopísal jeho podrobný vrstevný sled. W. Goetel píše (str. 45), že „rétske vrstvy sú tak silno dislokované, že o ich pôvodnom uložení možno robiť iba dohady". Od jeho dôb sa píše už iba o „striedaní sa čiernych slieňov a tmavých vápencov".

J. Koutek (1927) pokladá sivé celistvé vápence, ktoré vystupujú pod vlastnou lokalitou, za podložné plytkovodné súvrstvie, zatiaľ čo súvrstvie černych slieňov a tmavých vápencov má byť produktom hlbokovodnejšej fácie, bližšej centru geosynklinály (str. 7). Autor predpokladá, že tmavé súvrstvie tvorí vložku v svetlých vápencoch (str. 4).

D. Andrusov (1959, str. 74) považuje svetlé vápence v podloží za norické, M. Maheľ (1964, str. 89) za fáciu, zamieňajúcu sa s tmavým súvrstvím, tvoriacim iba vložku uprostred celistvých sivých vápencov.

Žiaden autor však neuvádza konkrétny detailný profil. Vo väčšine prác sa v najlepšom prípade uvádza iba silno schematizovaný profil J. Koutka (1927), ktorý bol zrejme iba syntézou, nie produktom priameho pozorovania.

Ešte horšie je to s paleontologickým zhodnotením lokality. Svah, ktorý bol

* Slovenská akadémia vied, Geologický ústav, Štefánikova 41 Bratislava

zrejme začiatkom tohto storočia ešte pomerne dobre odkrytý, sa čoraz viac pokrýva zvetralinou, z ktorej pochádzajú všetky doterajšie vzorky. V žiadnej zbierke nie je uvedené nielen z ktorého horizontu, ale dokonca ani z akej horniny skamenelina pochádza. Nie je isté, kde hľadať hranicu noru alebo liasu, napriek bohatstvu skamenelín je stanovenie superpozície typov hornín zatiaľ problémom. V takej situácii samozrejme nemožno hovoriť o stratigrafii lokality.

Preto som sa v septembri 1971 pokúsil aspoň vlastnými prostriedkami odkryť časť vrstevného sledu. Podarilo sa mi obnažiť 17 m profilu na nárazovom svahu brehu Bieleho Váhu, čo je v najlepšom prípade asi štvrtina z dĺžky sondy, aká by mohla vyriešiť staré problémy súvisiace s touto lokalitou.

Pri práci mi veľmi pomohli pripomienky akad. D. Andrusova, Dr. J. Bystrického, DrSc., prof. dr. M. Mišíka, DrSc., Ing. R. Marschalka, CSc., doc. dr. J. Seneša, DrSc., výbrusový materiál, ktorý mi veľmi ochotne poskytol dr. J. Bystrický, DrSc. a dr. K. Borza, CSc., i upresnenie terminológie pri konzultácii s M. Sýkorom. Všetkým menovaným čo najsrdečnejšie ďakujem.

Tektonické pomery odkrytého profilu

Zložitosť úložných pomerov hornín odkryvu dáva očividne za pravdu konštatovaniu W. Goetla. Rétske súvrstvie je postihnuté výrazným laterálnym stlačením, ktoré sa v profile nápadne prejavuje na niekoľkých miestach: v spodnej časti profilu je ležatá vrása, ktorej horné rameno je ustrihnuté prešmykovým zlomom, nad ňou v skalke vystupuje jadro ďalšej vrásy s paralelnými, temer horizontálne prebiehajúcimi ramenami. V hornej časti odkopu je komplikovaná vrása prevrátená k SZ, jej horné rameno má počínajúcu šupinovitú stavbu. Dve časti súvrstvia oddelené prešmykovým zlomom som sa snažil paralelizovať podľa makroskopického charakteru ich hornín i podľa bohatstva jedincov a charakteristických druhov fauny vo vrstve IX. Zdá sa nanajvýš pravdepodobné, že najspodnejšia vrstva nad dislokáciou je identická s vrstvou IX v spodnej časti profilu. V prospech tohto predpokladu svedčí makroskopický charakter nasledujúcich lavíc a podoprelo ho i mikroskopické štúdium vzoriek.

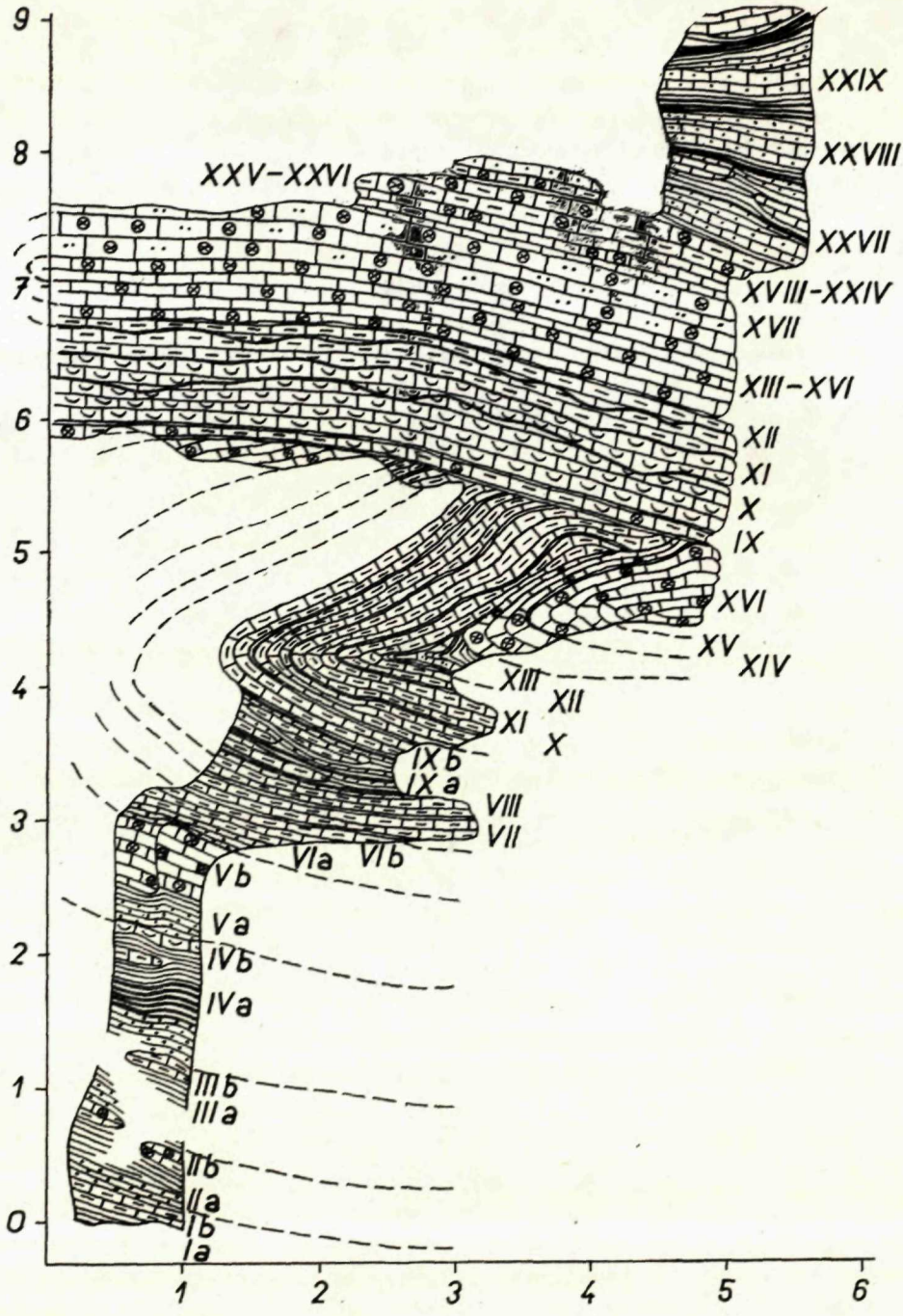
Niektoré pozorovania orientácie misiek v lumachelách, umiestenia oxidačných horizontov, niektorých gradačných zvrstvení a iných znakov si vynucovali predpoklad, že časť súvrstvia je v prevrátenej polohe. Domnienka bola potvrdená objavením ležatej antiklinálnej vrásy uprostred zdanlivo monoklinálnej strednej časti profilu (= v. XVI). Skutočne i v sledoch ramien

vrásy smerom od jadra k vonkajším častiam možno pozorovať zreteľnú obdobu či už v litologickej povahe hornín, alebo v zastúpení rozličných skupín fauny. Napriek tomu možno konštatovať aj niektoré viac-menej výrazné odchýlky, ktoré spôsobila horizontálna faciálna premenlivosť jednotlivých horizontov. Pre ne nebolo dosiaľ možné ramená vrásy dôsledne paralelizovať.

Laterálne stlačenie a intenzívne deformovanie vrstiev je pochopiteľné vzhľadom k ich pozícii a rozdielnosti mechanických vlastností od hornín, ktoré ich obklopujú. Len obmedzenosti (či už primárnej — malej rozlohe fácie vzniku, alebo sekundárnej — vzniku odškrtenej šupiny už na počiatku vrásnenia pred presunom chočského príkrovu) môže „tmavé súvrstvie" ďakovať za to, že nepodľahlo podobnej redukcii v úlohe „tektonického maziva", ako často napr. lunzské vrstvy, ílovcový permowerfén, alebo keuper pod presunujúcimi sa kompaktnejšími súvrstviami. Súčasne však prítomnosť tejto deformácie nedovoľuje predpovedať, či sa „tmavé súvrstvie" stýka so svetlými vápencami faciálne, stratigraficky alebo tektonicky. Túto otázku bude možné vyriešiť zodpovedne až po obnažení plochy styku.

Sled vrstiev odkrytej časti profilu

Pomocné očíslovanie vrstiev profilu je zatiaľ iba provizórne a má veľa nedostatkov. Číslovał som iba lavice vápenca, polohy slieňov medzi lavicami som predbežne označoval číslom nadložnej lavice s indexom „a". Z číslovania mohli takto vypadnúť niektoré vápencové lavice, vyvinuté v profile len ako polohy konkrécií v slieni. Stálosť číslovateľných horizontov musí byť v budúcnosti overená smerom do strán. Začiatok číslovania nie je daný nijakým charakteristickým horizontom, ani významnou stratigrafickou hranicou, je to iba vrchol malého suťového osypu asi 3 m nad hladinou Bieleho Váhu. Od neho bol svah odkopaný smerom k malej skalke v svahu, vyššie som viedol odkop šikmo doprava, aby sa vykopaná sutina nezosúvala do odkrytej časti. Definitívne číslovanie by malo byť v budúcnosti opreté buď o hranicu so súvrstvím svetlých vápencov, alebo (ak to bude možné) o preukázanú hranicu nór-rét. Súčasný stav poznatkov však zatiaľ ešte nedovoľuje urobiť ani jednoznačnú a úplnú chronologickú koreláciu odkrytých vrstiev. V nasledovnom opise preto používam ešte provizórne očíslovanie, bez korelácie zrejme identických skupín vrstiev I—XVI, XXXII—XVII a XXXII—XXXVII v poradí od vyššie ležiacich vrstiev. Hrúbka udávaná v cm. XXXVII = zvetraná organodetritická slienito-vápnitá hornina prachovcovitého vzhľadu s konkréciami slienitého vápenca. XXXVI = (20 cm) tmavý detritický vápenec so silnou prímesou krinoidového detritu. Podľa výbrusu sa skladá zo silne vymytej a vytriedenej sparitovej hmoty, z oválaných článkov krinoidov, úlomkov


9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
1
2
3
4
5
6
XXV–XXVI
XXIX
XXVIII
XXVII
XVIII–XXIV
XVII
XIII–XVI
XII
XI
X
IX
XVI
XV
XIV
XIII
XII
XI
X
IX b
IX a
VIII
VII
VIa
VIb
Vb
Va
IVb
IVa
IIIb
IIIa
IIb
IIa
Ib
Ia

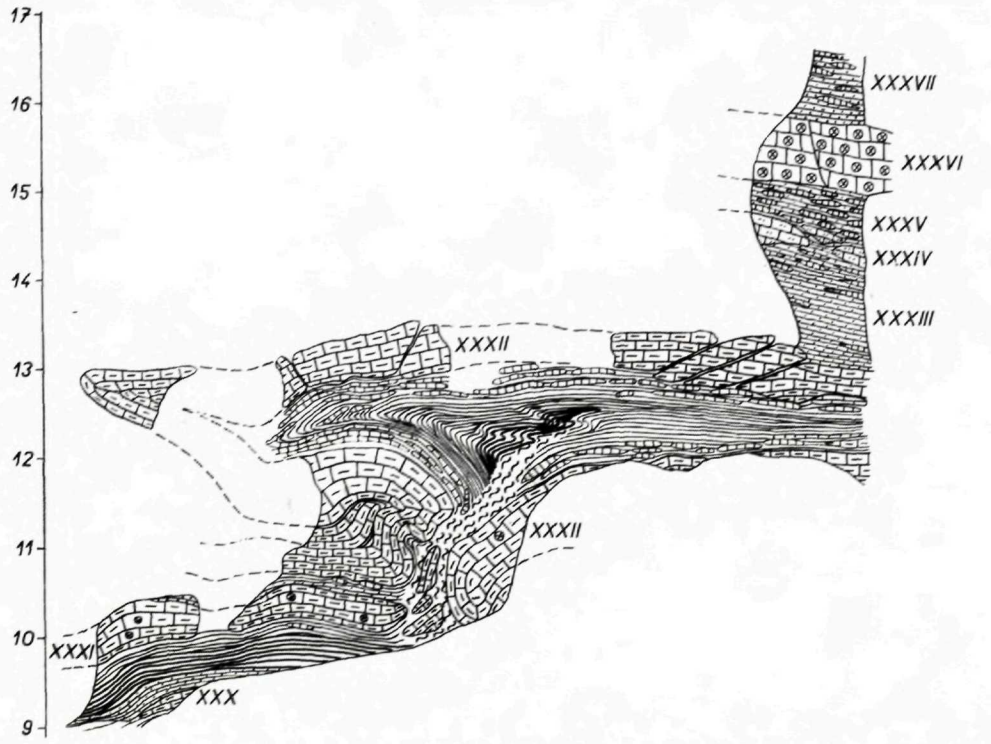
bivalvií a brachiopódov, orientovane dorastajúcich na mnohosteny (biosparit, podobný hornine z lavice č. V). XXXV = (45 cm) sivý slieň, obsahujúci bohatú prímes úlomkov vápnitých schránok a článkov ľalioviek a množstvo konkrécií, preplnených faunou. V spoločenstve prevláda *Rhaetina pyriformis* a *Zeilleria norica* — veľké brachiopódy so silným stvolom. Veľa voľne ležiacich a hrabavých typov lastúrnikov. XXXIV = (25 cm) nesúvislá poloha slienitého organodetritického vápenca. Prevažuje v ňom brachiopód *Rhaetina gregaria*, ktorý sa inak v profile vyskytuje iba podradne. XXXIII = (120) sivé sliene s jemnozrnnou organodetritickou prímesou a s peliticko vápnitými konkréciami. Drobné zrniečka kalcitu majú často sieťovitú štruktúru, charakteristickú pre články ľalioviek, základná hmota je slienito-vápnitá. Brachiopódy nad lastúrnikmi prevažujú v pomere 3:1, prevláda *Rhaetina pyriformis* a *Rh. gregaria*. Fauna obsahuje tiež veľa infaunálnych lastúrnikov a gastropódy. Nález nautilidného hlavonožca. XXXII = (60) organodetritický vápenec s prevahou *Rh. pyriformis* a pektenidných typov lastúrnikov. Vo výbruse sa vápenec javí ako netriedená, nevymývaná hornina (biomikrosparit): základná hmota je jemnozrnná, obsahuje drobné zrná i veľké úlomky schránok, články krinoidov i jednotlivé foraminifery. Občas možno nájsť i koprolity a drobné gastropódy. Podľa nálezu D. Majerskej sa tu vyskytuje konodont *Spathognathodus hernsteini*, vedúca forma sevatu. XXXIIa = (100) silná poloha slieňovca, rozdelená na tri rôzne sfarbené zóny: hnedosivú, silne vápnitú s vápencovými konkréciami, čiernu so silným obsahom bituminóznych látok a najnižšiu pestrú, hrdzavo okrovo sfarbenú. Hnedosivý slieň obsahuje bohatú faunu s prevahou *Rhaetina pyriformis* a pektenidných lastúrnikov. Pomer brachiopódov a lastúrnikov je blízky 3:1. V hornine sa vyskytuje i gastropódy *(Straparollus)*. V čiernom slieni je možno nájsť hlavne druh *Zeilleria norica*, *Oxycolpella oxycolpos* a rynchonelidy. XXXI = (40) tmavý organodetritický vápenec so zriedkavo sa vyskytujúcou faunou. XXXIa = = (100) obvyklý slieňovcový komplex. V sivom slieni pomer brachiopódov a lastúrnikov = 6:1. V čiernom slieni hlavne *Z. norica* a rynchonelidy. XXX = (20) sivý organodetritický vápenec bez nálezu určiteľných organických zvyškov. Pod mikroskopom sa javí ako slabo vymytá hornina s množstvom jemnozrnnej frakcie, strednozrnnými úlomkami schránok, oválanými i temer nepoškodenými článkami ľalioviek. Medzi nimi sa vyskytujú

Obr. 1 Čelný pohľad na dno odkopu z r. 1971. Dieliky po stranách sú udávané v metroch. Asi 3 m pod spodným okrajom výkopu je hladina Bieleho Váhu. Vysvetlivky k typom hornín sú pod príslušnými rímskymi číslicami uvedené v texte.

Fig. 1 Frontal view of the ditch bottom from the year 1971. The division on the sides are given in metres. About 3 m below the lower excavation pit margin is the Biely Váh river level. Explanation to the rock types are mentioned in the text under the corresponding Roman numerals.

úlomky foraminifér, protokonch mäkkýšov i ihlíc húb a zhluky pyritu (biomikrosparit). XXXa = (30) slieňovcový komplex so *Zeilleria norica*. XXIX = (15) hnedosivý organodetritický vápenec. Pod mikroskopom veľmi dobre vymytá, netriedená hornina (biosparit). Obsahuje zaoblené zrná rôznej veľkosti, jemná frakcia však chýba. Zrná tvoria články a doštičky krinoidov, úlomky schránok brachiopódov a lastúrnikov. XXIXa = = (33) slieňovcový komplex bez nálezu určiteľnej fauny. XXVIII = (20) sivý organodetritický vápenec — výrazne vymývaná hornina s množstvom klastických zŕn i vcelku zachovaných článkov krinoidov, s úlomkami schránok a strednozrnnou základnou hmotou bez jemnej frakcie (biosparit). V nej možno občas nájsť malé úlomky foraminifér. XXVIIIa = (40) dva rozlíšené horizonty oddelené polohou konkrécií. V slieňovcoch sa vyskytuje fauna s *Z. norica*. Pomer B/Bi = 4:3. XXVII = (25) vápencová lavica zložená z červenkastého slienitého vápenca, ktorý tvorí najvrchnejšiu časť, pod ním jemnozrnný modrosivý organodetritický vápenec, najnižšie jemnozrnný krinoidový vápenec. V jeho podloží leží veľmi tenká vložka slieňa. V lavici nieto veľa fauny, pomer B/Bi (brachiopódov k lastúrnikom) je 5:4. *Zeilleria norica* je očividne preplavená zo slieňov, schránky druhov „*Rhynchonella*" *subrimosa* a *Zugmayerella koessenensis* nesú tiež známky transportu. Medzi lastúrnikmi prevládajú typy upútané byssom (epifauna II). Fauna budí dojem silného postmortálneho zmiešania v prostredí pod vplyvom výrazných prúdov. XXVI a XXV = (25) tmavosivé organodetritické vápence, silne vymyté, transportované i triedené (biosparit). Väčšina zŕn sú veľmi intenzívne opracované články krinoidov. V jadrách iných zŕn sú zvyšky drobných ovápaných úlomkov schránok alebo obrysy foraminifér, „zotretých" kryštalizovaním vápnitej hmoty. Zrná majú zhruba izometrický tvar a približne rovnakú veľkosť, čo dodáva hornine pod mikroskopom charakteristický „pieskovcový" vzhľad. Fauna lavíc má niektoré zvláštne, osobité prvky. Predovšetkým je to prítomnosť nautilidného hlavonožca, ktorá svedčí o otvorenosti prostredia voči oceánu. Podiel brachiopódov zodpovedá podielu lastúrnikov, medzi ktorými prevažujú voľne ležiace typy (epifauna I., obr. 3) nad hojnými infaunálnymi typmi a formami, pripútanými byssom. Medzi ramenonožcami prevláda „*Rhynchonella*" *subrimosa*, vo veľkom množstve sa nachádza i preplavená *Zeilleria norica*. XXIV a XXIII = (5+9) tektonizované šošovkovité polohy jemnozrnných krinoidových vápencov. XII = (9) intenzívne vymývaná hornina s ovápanými i lepšie zachovanými článkami krinoidov i s veľkými úlomkami brachiopodích schránok. (Biosparit.) Dorastanie kryštalických zŕn miestami zatláča i okraje úlomkov schránok. XXI a XX = (8+8) netriedený, nevymývaný sediment, obsahujúci veľa drobnokryštalickej i siltovej frakcie. Sú v nej články krinoidov i väčšie úlomky schránok brachiopódov. (Biomikrosparit.) Hornina je pórovitá, tektonicky namáhaná. XIX a XVIII =

= (14) tektonizované polohy tmavých jemnozrnných krinoidových vápencov. XVII a XVI = (45+16) sivý jemnozrnný krinoidový vápenec, podľa mikroskopického pozorovania vytriedená a vymytá, možno transportovaná hornina (biosparit). XV = (20) organodetritický vápenec rôznej zrnitosti. V niektorých miestach sú skoro všetky zrná opracované a patria do siltovej frakcie, inde sú v ňom nepravidelné polohy triedeného hrubozrnného krinoidového vápenca. Zrná vznikli väčšinou z článkov krinoidov a z úlomkov schránok, väčšie organické zvyšky sú mimoriadne zle zachované. Biosparit bez stôp po mikrofaune. XIV = (10) zrnitá, veľmi dobre vymytá vápencová hornina. Veľa zŕn je článkami krinoidov, vedľa nich sa vyskytujú i rovnako veľké úlomky schránok lastúrnikov a agregáty pyritu. V lavici možno občas (hlavne na spodnej vrstevnej ploche) nájsť preplavené misky ustríc Lopha). Biosparit. XIII = (10) tmavý jemnozrnný krinoidový vápenec so zlomkami fauny.



Obr. 2 Horná časť odkopu z r. 1971, čelný pohľad. Dieliky na vertikále označujú metre, číslovanie pokračuje zo spodnej časti. Vysvetlivky sú v texte, vlnovitými čiarkami je označená tektonizovaná hornina.

Fig. 2 Upper part of the ditch from the year 1971, frontal view. The division on the vertical line denote metres, numbering continues from the lower part. The explanations are given in the text, the wavy lines dente tectonized rock.

V jeho podloží je slabá erodovaná vrstvička slieňa. XII = (7—14) organodetritický, podľa mikroskopu jemnozrnný biomikrosparitický vápenec, obsahujúci články krinoidov, ostne ostnokožcov i sklerity holotúrií. V hojnej siltovitej hmote ležia drobné i veľké úlomky lastúr. Medzi rozbitými organickými zvyškami som v tejto lavici našiel dve schránky druhu *Austrirhynchia cornigera*. Spodná plocha tejto lavice je vlnovitá, čo spôsobuje kolísanie mocnosti lavice. Táto nerovnosť, tak ako i u podložných lavíc, má zrejme erozívny pôvod, ako o tom svedčí rozmiestnenie vrstvičiek lumachiel. XI = = (8—15) základnú hmotu biomikrosparitického sedimentu tvorí drobnokryštalická hmota, obsahujúca veľa drobných zŕn kalcitu. Leží v nej veľa drobných i väčších úlomkov lastúr, tvoriacich niekedy súvislejšie polohy, a bohatstvo mikrofauny. Lavicu porušujú drobné stylolitické švy. X = = (10—17) silne klastická vymývaná hornina, obsahujúca množstvo opracovaných článkov krinoidov, často dorastajúcich do tvaru mnohostenov. Vedľa nich ležia drobné úlomky brachiopodích misiek, zrná z agregátov pyritu i niekoľkonásobne transportované foraminifery a protokonchy. Táto lavica biosparitu je posledná, ktorá leží na zvlnenom podklade. V jej nižšej časti sú zvlášť hojné lumachely misiek obrátených dnom do podložia — tenkej vrstvičky slieňa. IX = (15) hnedosivý organodetritický vápenec s organickými zvyškami bez príliš výrazných stôp transportu. Pod mikroskopom je hornina jemne detritická (biomikrosparit). Obsahuje agregáty pyritu, zachované články krinoidov, segmenty kostier iných ostnokožcov, úlomky machoviek (?) a koprolity. Najhojnejšia makrofauna sa nachádza pri styku lavice s podložnou polohou slieňa. Skladá sa hlavne z druhov *„Rhynchonella" subrimosa, Zugmayerella koessenensis* a z voľne ležiacich typov epifaunálnych lastúrnikov (obr. 3). IXa = (36) táto poloha obsahuje vlastne tri neúplne vyvinuté komplexy slieňov, oddelené nesúvislými polohami konkrécií. Vo faune z tejto časti súvrstvia prevládajú druhy *Rhaetina pyriformis* a *Z. norica*. VIII = (15) hnedosivý organodetritický vápenec podobný vápencovej lavici IX. Z brachiopodov prevládajú *„Rhynchonella" subrimosa* a *Rhaetina pyriformis*. VII a VI = (12+17) sivé jemnozrnné organodetritické vápence. Obsahujú jedine schránky druhu *„Rhynch." subrimosa*, poznamenané transportom. V = (50) sivý krinoidový vápenec premenlivého charakteru. Je nevytriedený, avšak jemná frakcia je bezozvyšku vyplavená. (Biosparit.) Hmota horniny je drobnozrnná, inde strednozrnná. Obsahuje veľké články krinoidov a misky spiriferidov. Vápenec je bez zvyškov mikrofauny, neprítomnosť slienitej prímesi uľahčuje miestami veľmi výraznú rekryštalizáciu horniny. Vo faune je hojná *Zugmayerella koessenensis*, *„Rhynch." subrimosa* a misky veľkých lastúrnikov. Pri hranici s podložným slieňom sa hornina mení na tmavý slienitý vápenec s hojným detritom, úlomkami koralov a s faunou *Zeilleria norica, Rhaetina pyriformis, Rhaetina gregaria* a rynchonelidmi.

Je možné, že slienitá zložka sa do lavice klastického vápenca dostávala bioturbáciou. Va = (32) slieňovcová poloha s tmavohnedou a hrdzavou zónou. Fauna s *Zeilleria norica*. IV = (12) hnedosivý organodetritický vápenec javiaci sa pod mikroskopom ako strednozrnná, veľmi dobre vymytá hornina (biosparit). Opracované články krinoidov a zaoblené úlomky schránok často dorastajú do tvaru mnohostenov. Rekryštalizácia je nerovnomerná, vytriedenie nepravidelné: medzi zrnami sú dobre zachované články ľalioviek spolu s klastickými zrnami kalcitu so sieťovitou štruktúrou. Na rozhraní lavice s podložným slieňom sú hojné brachiopódy (*„Rhynch." subrimosa*), lastúrniky voľne ležiaceho ekologického typu a gastropódy. IVa = (60) tmavý hnedosivý bituminózny slieň, pod ním hrdzavý slieň. Obsahuje veľmi veľa jemného organického detritu, tvoriaceho šošovkovité prúžky a nesúvislé polohy, vytvárajúce lamíny. III = (12) tmavosivý organodetritický vápenec. Podmikroskopom má charakter nevytriedeného zrnitého sedimentu. Obsahuje množstvo jemnozrnnej hmoty s obrúsenými článkami krinoidov, s opracovanými úlomkami schránok lastúrnikov a hlavne brachiopódov (biomikrosparit). Ležia v nej občas agregáty pyritu a mikrofauna foraminifér a ihlíc húb. Nižšie sa sediment mení na krinoidovo-detritický vápenec, na rozhraní s podložným slieňom obsahuje faunu brachiopódov a bivalvií (3:2). Lastúrniky prevažne voľne ležia, ostatné ekologické typy sú zastúpené rovnomerne. Brachiopódy zastupuje hlavne *„Rhynchonella subrimosa"*. IIIa = (55) hnedosivý slieň s množstvom organického detritu. II = (15) hnedosivý strednozrnný organodetritický vápenec s transportovanými ustricami a inými veľkými lastúrnikmi voľne ležiaceho typu. Z brachiopódov druh *Rhaetina pyriformis* a *„Rhynch." subrimosa*, tiež zväčša transportované. Na zložení horniny sa významne podieľajú články krinoidov. IIa = (30) hnedosivý, nižšie hrdzavý slieň. I = (15) jemnozrnný organodetritický vápenec sivohnedej farby bez nálezu určiteľných organických zvyškov. Ia = (?) tmavohnedý slieňovec s množstvom organického detritu.

Litofaciálne pomery odkrytého profilu

Charakteristickým rysom väčšej časti odkopaného profilu je jeho výrazná rytmika, ktorá ho odlišuje od mnohých iných známych profilov rétu v Západných Karpatoch. V strednej časti je rytmus striedajúcich sa polôh slieňov a lavíc organodetritických vápencov porušený pôsobením výrazného zvýšenia energie sedimentačného prostredia, avšak po štyroch metroch sa rytmus opäť obnovuje.

Základným prvkom súvrstvia je silná poloha slieňa, prikrytá výraznou lavicou organodetritického vápenca: spolu dosahujú mocnosť až 2 m. V reze

takouto jednotkou však možno zistiť horizonty rozličného petrografického zloženia.

A. Lavice organoklastického vápenca sú veľmi nápadné členy súvrstvia. Ich zloženie je pozoruhodné tým, že sa na ňom nikdy nepodieľa iný materiál, než rôzne veľké úlomky vápnitých kostier rôznych organizmov. Materiál býva niekedy navŕšený bez zrejmej orientácie, inokedy sa lavica delí na viac horizontov, oddelených vrstvičkami materiálu odlišnej zrnitosti. V nižších častiach profilu, kde je v laviciach všeobecne vyšší podiel slienitej prímesi, možno badať i náznaky laminácie. Vytriedenie detritických častíc býva obvykle zlé, medzi detritom schránok a izolovanými miskami možno často nájsť i úplné schránky, len mierne poznamenané transportom. Dutiny medzi nimi vyplňujú úlomky iných schránok a často nápadne opracované kostrové články ľalioviek spolu s jemnou drvinou schránok. Najjemnejšia frakcia býva však nezriedka vymytá. Preto býva v sedimentoch málo mikrofauny. Charakter úplnej i rozplavenej mikrofauny svedčí o typicky morských pomeroch (pektenidné typy lastúrnikov, ustrice, brachiopódy, ľaliovky, ježovky, hlavonožce...). Horná hranica lavice so slieňom je vždy ostrá a zreteľná, spodná hranica však býva oveľa nejasnejšia. Smerom dolu v lavici pribúda slienitej prímesi (hlavne v dolnej časti profilu), až lavica prechádza vo vápnitý slieňovec s hojnými konkréciami slienitého vápenca.

Niekedy pozorovateľná gradácia vápencových lavíc nedáva možnosť rozlíšiť pôvodne dolnú a vrchnú časť vrstvy. V niektorých prípadoch (XXVII, III) sa totiž veľkosť zrna zväčšuje smerom dolu, inokedy (V) sa týmto smerom sediment zjemňuje. K stanoveniu úlohy prúdu vymývajúceho jemný podiel z usadzujúceho sa sedimentu bude treba ešte viac pozorovaní.

B. V priamom podloží vápencových lavíc leží sivý slieň, obsahujúci veľké množstvo jemného kalcitového organodetritu i veľa konkrécií organodetritického vápenca. Hmota lupienkovito rozpadavej horniny je jemnozrnná. Obsahuje množstvo úlomkov schránok a kostrových článkov a úlomkovito zachovanú úplnejšiu faunu. Charakter konkrécií ukazuje, že sa tvorili zväčša okolo hniezd organických zvyškov (hlavne v hornej časti profilu). V týchto konkréciách možno často nájsť druhy preplavené v organodetritickom vápenci, tu však v pôvodnej životnej orientácii: z brachiopódov druhy *Rhaetina pyriformis*, *Rhaetina gregaria*, *Septaliphoria fissicostata*, z lastúrnikov rozličné ustrice *(Lopha haidingeriana)*, infaunálne *(Pholadomya...)* i byssom sa upevňujúce lastúrniky *(Modiola hybbensis...)* i misky nektobentóznych typov lastúrnikov a mnohé iné organizmy. Horizont býva mocný od 10 do 60 cm a plynule prechádza do nižšie ležiacej horniny.

C. V tomto horizonte sa vyskytuje najtypickejšia hornina celého súvrstvia. Je to tmavý až čiernosivý slieňovec so silnou bituminóznou prímesou. Je pomerne jemnozrnný, občas obsahuje polohy, či hniezda netriedeného hrubšie-

ho detritu a temer vždy množstvo rozptýleného jemného organického detritu, niekedy vo zvyškoch lamín. Veľmi často sú v ňom uložené i schránky ramenonožcov (*Septaliphoria fissicostata, Zeilleria norica, Oxycolpella oxycolpos*) a lastúrnikov (*Placunopsis, Pleuromya, Modiola, Gervillia...*), často uložené viac-menej in situ. Hornina sa doštičkovito rozpadá na malé trieskovité lupienky. V reze čiernymi slieňmi možno okrem lamín detritu často pozorovať často prerušované alebo šošovkovité prúžky žltohnedého sedimentu. Polohy čierneho slieňovca bývajú 10—60 až 100 cm mocné. V spodnej časti profilu majú jeho polohy tmavohnedú farbu a menej ostré ohraničenie. Môže však ísť o oxidáciu čierneho monosulfidu železa, ktorý sediment sfarbuje vplyvom neustáleho pôsobenia vôd blízkeho Bieleho Váhu.

D. Pod horizontom čierneho slieňa možno nájsť slabšiu polohu hrdzavohnedého až okrovožltého sedimentu popolovitého vzhľadu s vrstvičkami hydroxidu železa, dodávajúceho mu miestami až oranžové sfarbenie. Poloha mocná 8—10 cm až 25 cm sa obvykle rozsýpa na ostrohranné úlomky. Hornina obsahuje pomerne veľmi veľa drobných úlomkov schránok i drobných krinoidových článkov, málokedy je však možné nájsť v nej väčší organický zvyšok. Charakter polohy je premenlivý: miestami pripomína oxidované rezíduum čierneho slieňa, inde preplavenú hmotu, niekedy je nepravidelne prúžkovaná, alebo zvírená s tmavým slieňom.

Po hrdzavom slieni nasleduje opäť lavica organodetritického vápenca. Opísaný sled sa v odkrytej časti opakuje pravidelne celkom 25 krát. Rozvrstvenie slieňa na farebne odlišné horizonty veľmi pripomína zónovanie dnešných sedimentov, bohatých na sulfidy železa. V takýchto horninách sa vrstva sedimentu skoro rozlišuje na spodný, sivý horizont s bisulfidom železa, stredný, čierny horizont, sfarbený monosulfidom železa a hrdzavú oxidickú krustu na povrchu.

Takéto sedimenty nevznikajú iba v hlbších oblastiach morského dna, ako to predpokladal pre hybské tmavé súvrstvie J. Koutek (1927), reprezentujú iba chránenejšie časti dna. Ich batymetrické rozšírenie je pomerne široké, v rôznych oblastiach majú však svoje charakteristické odlišnosti. V hlbších oblastiach dna, kde sa tmavá hmota hromadí ako produkt občasných splachov podmorských prúdov, hlavne však neustáleho „dažďa" organickej i neorganickej hmoty z povrchových zón vodných más, sú tieto usadeniny pomerne monotónne a obsahujú málo makroskopických organických zvyškov (zato však veľa kostier planktonických organizmov).

Ani v okrajových oblastiach šelfovej plošiny nie je situácia príliš odlišná. Väčšiu úlohu tu hrajú prúdy, prinášajúce materiál a úlomky kostier organizmov. Z makrobentických živočíchov je však zastúpený iba faunálny, vagílny bentos (R. Hesse et al. 1970).

Sedimenty podobného vzhľadu, povestné bohatstvom fauny, sú však známe

v plytších oblastiach neritika. Nie sú to iba známe plošiny wattov, ale i priľahlé oblasti morského dna až do hĺbky niekoľko desiatok metrov (Reineck et al. 1968). V tejto oblasti nielenže sedimentujú tmavé bahná, bohaté na makrobentózne živočíchy, ale sú i prekrývané detritickými uloženinami v búrlivých obdobiach. Lavice klastického materiálu, pochádzajúceho z rozplavených sedimentov v oblasti vyššej energie vodných más, sú prúdmi roznášané na veľké plochy a korelovateľné v profiloch na veľké vzdialenosti.

Biofaciálne pomery odkrytého profilu

Charakter opisovanej časti rétskeho súvrstvia teda naznačuje pomerne dynamickú sedimentáciu v oblasti blízko hladiny s pulzujúcim hydrodynamickým režimom prostredia. Napriek svojej dynamike a premenlivosti bolo toto prostredie veľmi priaznivé pre rozvoj bentóznej fauny. Etapy rozvoja spoločenstva boli v sledovanej časti profilu zrejme lokálne prerušované zintenzívnením dynamiky prúdového režimu vody i poruchami iného rázu.

V procese rozvoja týchto fáun sa v závislosti od prostredia menil i pomer zastúpenia lastúrnikov a ramenonožcov. V horninách nesúcich stopy najintenzívnejšieho prúdenia prevládajú ramenonožce, upútavajúce sa na podklad stvolom. Nemožno však zabúdať ani na lepšiu mechanickú odolnosť ich schránok voči transportu. Našťastie je vo väčšine prípadov podľa zachovania, uloženia i veľkostného vytriedenia možné rozoznať stopy transportu.

Ak spomedzi zvyškov lastúrnikov z takýchto vrstiev vylúčime transportované misky, zistíme nápadne vysoký podiel typov, upútavajúcich sa na podklad byssovými vláknami, alebo zahrabávajúcich sa do substrátu. Vďaka zastúpeniu týchto typov, ktoré boli schopné využívať i prostredie s prúdiacou vodou a sedimentáciou kalu, lastúrniky si zaistili hlavne vo vrstvách XXV, XXVI, XXVII zastúpenie blízke podielu ramenonožcov.

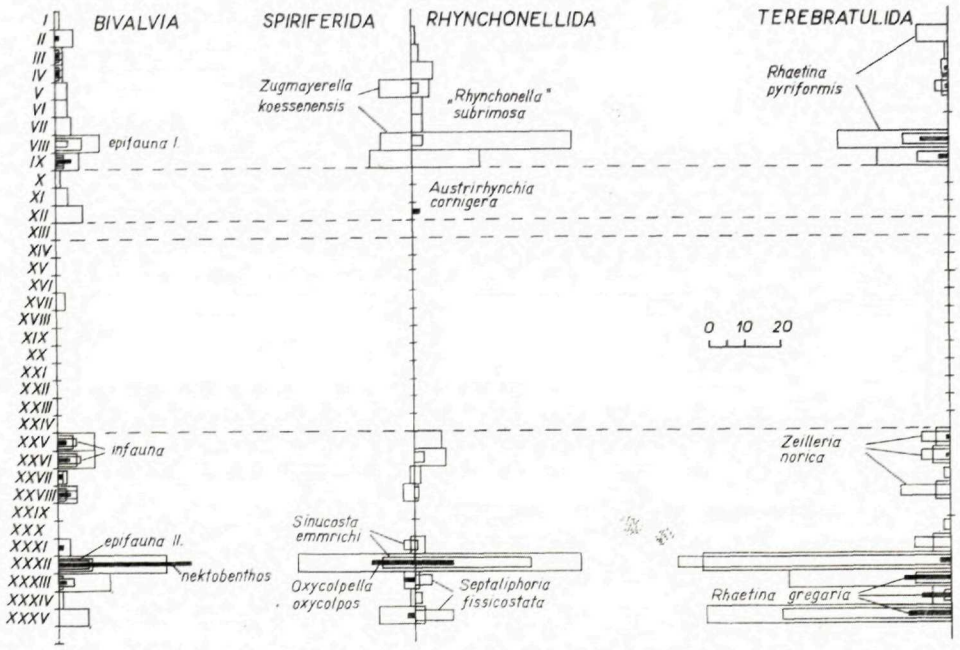
Vysoký podiel nektobentóznych typov lastúrnikov vo vrstve XXXII je možné vysvetľovať širokomorskými vplyvmi v dobe sedimentácie, alebo výraznejším prúdením od otvoreného mora. O tom by mohla svedčiť i vyššia vápnitosť slieňov, silná trojitá poloha vápencových konkrécií i veľký podiel schránok ustríc na zložení súboru zvyškov fauny.

V zložke ramenonožcov možno rozlišovať niekoľko samostatných ekologických skupín, ktoré boli schopné čiastočne sa vzájomne nahradzovať.

Prostredie s najvyššou energiou vody zrejme charakterizovali hlavne dva druhy ramenonožcov s kľukato zohýbaným predným okrajom: spiriferid *Zugmayerella koessenensis* (Zugmayer) a rynchonelid *„Rhynchonella" subrimosa* (Schafh.). Silný stvol im dovoľoval upevniť sa na dne v oblasti detritickej sedimentácie, štrbina predného okraja otvárajúca sa po stranách početných zubovitých výbežkov schránky bola i pri pomerne veľkom oddialení

misiek dostatočne úzka, aby zabránila vniku väčších detritových častíc do plášťovej dutiny živočícha. V dôsledku veľkej aktivity vody a pohyblivosti dna nemožno nájsť tieto ramenonožce na pôvodnom mieste života: po smrti prestalo účinkovať upevnenie stvolom a schránka bola odnesená na miesto sedimentácie. Transport však nemohol byť dlhý. Svedčí o tom zachovanie schránok spiriferíd, ktorá je vďaka ich pomerne slabému zámku dosť zriedkavým zjavom v obvyklom type lokalít. Do tejto skupiny by možno mohla patriť aj *Austrirhynchia cornigera* (Schafh.), rozdielnosť prostredí, v ktorých ju možno nájsť, by mohla svedčiť skôr o inom (epiplanktonickom ?) spôsobe života.

Sivé sliene s vápnitými konkréciami charakterizuje spoločenstvo s *Rhaetina pyriformis* (Suess), *Septaliphoria fissicostata* (Suess) a *Sinucosta emrichi* (Suess). Ramenonožce sú tu výrazne klenuté, majú silnostenné schránky a mohutný stvol. Do spoločenstva patrí i druh *Rhaetina gregaria* (Suess),



Obr. 3 Grafické znázornenie kvantitatívneho zastúpenia ramenonožcov a lastúrnikov vo faune, vyzbieranej z profilu Hybe, 1971. Pod heslom „epifauna" I sú uvedené voľne ležiace ekologické typy lastúrnikov, epifauna „II" zahrňuje typy lastúrnikov, pripútavajúcich sa byssovými vláknami k substrátu. Škála označuje počet jednotlivcov.

Fig. 3 Graphical illustration of quantitative representation of brachiopods and bivalves in the fauna, collected from the profile of Hybe, 1971. Under the designation „epifauna I" are mentioned free-lying ecological types of bivalves, „epifauna II" includes types of bivalves attached by byssusfilaments to the substratum. The scale denotes the number of individuals.

živočích s veľmi zaujímavým a dosiaľ nie presne stanoveným geografickým a faciálnym rozšírením. Je najbohatšie zastúpený vo vrstvách XXXIV, XXXV, ktoré majú charakter slieňov s veľkým podielom drobného organického detritu kalcitických kostier. Nie je však jasné, za akých okolností môže tak voľne vstupovať a vystupovať zo spoločenstva, ako sa to zo zberov javí. Druhy *Oxycolpella oxycolpos* (Emmrich) a *Zeilleria norica* (Suess) sú prítomné i v tomto spoločenstve, najhojnejšie sa však vyskytujú v tmavých slieňoch.

Všetky brachiopódy zo slieňov majú rozčlenený predný okraj väzby misiek. Bilobátnosť alebo trilobátnosť predného okraja svedčí o tendencii oddeliť vstupný a výstupný otvor pre vodu, prechádzajúcu cez filtračný aparát. Taký trend vedie k zlepšeným výsledkom vyživovania a výmeny kyslíka: použitá voda nemôže znovu vstupovať do plášťovej dutiny. To bolo veľmi dôležité pre živočíchy v prostredí, kde bola voda znečistená zvírenými koloidnými časticami a množstvo kyslíka spotrebovávali organizmy, oxidujúce organickú hmotu sedimentu.

Záver

1. Prvý pokus o podrobné opísanie jedného z najzákladnejších karpatských profilov rétu si vynucuje ďalšie rozšírenie odkryvu a podobné spracovanie i ďalších oporných lokalít.

2. Odkrytá časť vrstevného sledu rétu naznačuje plytkovodný charakter vývoja na chránenom mieste, pravidelne zasahovanom vplyvmi nepokojného počasia. Tieto búrlivé periódy spôsobovali rozmývanie usadených tmavých slieňov a sedimentáciu organoklastických vápencov, zložených z rozbitého organického obsahu preplavených sedimentov.

3. Striedanie pokojných a búrlivých období bolo v podstate pravidelné, čo sa odrazilo v rytmicite usadených sedimentov.

4. Na sedimentácii „tmavého súvrstvia" sa podieľalo postupne niekoľko typov prostredí, z ktorých každé malo svoje charakteristické zoskupenie organizmov.

5. Charakter väčšiny organizmov poukazuje na prostredie so sedimentáciou slienitého kalu s dobre prevzdušnenou vodou, ale redukčným prostredím sedimentu. Typickým rysom spoločenstiev je pomerne neveľký počet bentóznych druhov živočíchov s bohatstvom jedincov.

Do tlače odporučil J. Bystrický

LITERATÚRA

[1] Andrusov, D. 1934: O nálezu ammonoida v karpatském rhaetu. Věstník SGÚ X., Praha. — [2] Andrusov, D. 1959: Geológia čs. Karpát, II. Bratislava. — [3] Evans, G. 1970: Coastal and Nearshore sedimentation: a Comparison of Clastic and Carbonate

deposition. Proceedings Geol. Ass., v. 81, pp. 493—501. London. — [4] Goetel, W. 1917: Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. Bull. Acad. Sci. de Cracovie, Cl. Sci. Mat., 1916. Kraków. — [5] Hesse, R. — Rad, U. v. — Fabricius, F. H. 1971: Holocene sedimentation in the Strait of Otranto between the Adriatic and Ionian Seas (Mediterranean). Marine Geol., 10, 293—355. — [6] Koutek, J. 1927: O rhaetu na severním svahu Nižních Tater. II. Zjazd slow. geogr. i etn. w Polsce 1927, sekc. II. Kraków. — [7] Koutek, J. 1927: Příspěvek k poznání hybského rhaetu v horním Považí. Rozpravy II tř. České Akad. r. XXXVI, č. 6. Praha. — [8] Maheľ, M. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR., list B. Bystrica. Bratislava. — [9] Reineck, H. E. — Dörjes, J. — Gadow, S. — Hertweck, G. 1968: Sedimentologie, Faunenzonierung und Faziesabfolge vor der Ostküste der inneren Deutschen Bucht. Senckenbergiana lethaea 49(4), 261—309. Frankfurt a. M. — [10] Reineck, H. E. et al. 1970: Das Watt Ablagerungs- und Lebensraum. Senckenberger Buch 50, W. Kramer Verl. Frankfurt a. Main. — [11] Stache, G. 1868: Kössener Schichten im Gebiete der Hohen Tatra. Verl. d. geol. R—A, p. 99—102. Wien.

JOZEF MICHALÍK

NEW INFORMATION ON THE CHARACTER OF THE RHAETIAN AT THE LOCALITY NEAR HYBE (NORTHERN SLOPE OF THE TATRY MTS., SLOVAKIA)

(Summary of the Slovak text)

Described is the tectonic position and in detail the sequence of strata of a part of the profile at the locality near Hybe with classical development of the Rhaetic of the Choč nappe which is, according the conodont *Spathognathodus hernsteini*, founded by Miss D. Majerská in layer XXXII. of Sevatian age. An attempt was made to draw conclusions on the type of the sedimentation area and habitat from the lithological character of sediments and the ecological character of fauna. The results indicate shallow water environment, protected from wave activity, however, periodically reached by the influences of storms. This periods resulted in covering of the marlaceous mud by calcareous sediment of clastic character. These layers originated from broken organic material of marlaceous deposits, washed out within the reach of high wave activity. Alternation of tranquil and stormy periods was regular in essentials, therefore we are finding in the profile layers of marls rhytmically alternating with banks of organodetrital limestones of biosparitic to microbiosparitic character (fig. 1, 2). In contrast to a more or less revolutionary formation of limestone banks, the banks of marls bear traces of much slower sedimentation. In the course of sedimentation these layers were differentiated into the lower, bisulphide, higher monosulphide and superficial oxidic zone by the influence of chemical changes taking place in the sediment. The boundaries between the zones were often effaced by bioturbation, caused by organisms living in the substratum. The burrows and lairs sometimes reach underlying layers of limestones, where they are relatively well preserved: in marls they were much disturbed with tectonic processes. The underlier of the complex of rhytmically alternating marls and limestones, which occurs in the ditch and is repeating three times between points I—XIII, XX—XXXII and XXXII—XXXVII, is the complex of biosparitic crinoidal limestones found in the cores of two anticlines between points XIV—XVI and higher up XIV—XIX.

In sedimentation of the exposed part of the Rhaetian complex thus several types of environment took part, each of which had its characteristic association or organisms.

The occurrence of various fossils in three associations is largely reflected is graphs of quantitative representation of brachiopods and bivalves in the collected fauna (fig. 3). In the first group, typical of the lower complex of crinoidal limestones, the brachiopod species *„Rhynchonella" subrimosa* (Schaffr), *Zugmayerella koessenensis* (Zugm) with abundant valves of oysters and other free-living bivalves are found. In dark marls are found the brachiopods *Zeilleria norica* (Suess) and *Oxycolpella oxycolpos* (Emmrich), also present in higher grey marls of marlstone layers. In this third association they are found together with the brachiopod species *Rhaetina pyriformis* (Suess), *Septaliphoria fissicostata* (Suess) and *Sinucosta emmrichi* (Suess), infaunal, byssus-attached and some types of free-lying bivalves. With higher current activity in limeston intercalations are in connection the remnants of nekton-benthonic bivalves. A characteristic typical mark of all assemblages is a relatively small number of benthonic species with a large number of individuals.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 60 | str. 213–220 | Bratislava | 1973

R. MOCK* – M. ŠKARBA*

NÁLEZ SCHREYERALMSKÝCH VÁPENCOV V CHOČSKOM PRÍKROVE (ZÁPADNÉ KARPATY)

(2 obr. v texte, nemecké resumé)

Abstract. The authors have established that the red limestones S of Jóbova Ráztoka (eastern part of the Chočsko-prosečnianske pohorie Mts., Choč unit), being of uncertain stratigraphic position so far, are Triassic in age. A conodont fauna was found in them, indicating their appertenance to the Middle Triassic. On the basis of a very similar association of conodont fauna from these limestones and from the Upper Anisian Schreyeralm Limestones from the Slovak Karst as well as on the basis of their similar lithology and microfacies the authors suppose that the red nodular limestones from the described locality are equivalent to the Schreyeralm Limestones, Illyrian in age. The Schreyeralm Limestones have not been described from the Choč unit so far. In the West Carpathians they have been known from the Slovak Karst only.

Úvod

Juhovýchodne od osady Jóbova Ráztoka, V od obce Veľké Borové v Chočsko-prosečnianskom pohorí (obr. 1) v blízkosti starých kutacích prác na eocénne uhlie vystupuje v rokli potoka neveľký odkryv červených hľuznatých vápencov. Ich stratigrafické postavenie bolo doteraz neisté. Ležia nad triasovými dolomitmi chočského príkrovu. Tesne nad nimi leží bazálny paleogén. Nikde inde v celom pohorí sa takéto nápadné, výrazne červené vápence nenašli. Preto im geológovia venovali pozornosť už v minulosti.

J. Volko – Starohorský (1933) ich na „Geologickej mape okolia Prosieka" bez udania dôvodov označil ako jurské vrstvy. J. Koutek (1935) ich opisuje ako višňovočervené, ružové, vo vyšších polohách zeleno-škvrnité celistvé vápence neistého stratigrafického a tektonického postavenia. Na geologickej mape ich označuje ako červené vápence neznámeho veku, v zátvorke trias s otáznikom. Uvádza ich geologickú pozíciu (ležia v nadloží dolomitov vrchného subtatranského príkrovu a v podloží vápnitých konglomerátov bazálneho podhaľského lutétu), ich úložné pomery a makroskopický opis.

* Katedra geológie a paleontológie PFUK, Bratislava, Gottwaldovo nám. 2

Najspodnejšiu vrstvu, ktorá je šedá, prirovnáva k reiflingským vápencom. Poznamenáva, že tieto červené vápence neobyčajne pripomínajú vápence, o ktorých sa zmieňuje A. Matějka (1925, 1927). Na Tlstej hore a Hýrovej južne od Ružomberka (Veľká Fatra) červené vápence vystupujú tiež v chočskom príkrove v podloží „ladinského dolomitu".

J. Mello (1965, str. 14) začleňuje červené hľuznaté vápence od Jóbovej Ráztoky do súvrstvia „reiflingských vápencov a ich ekvivalentov". Podáva ich makroskopický a mikroskopický opis. Uvádza, že podobné, i keď nie tak výrazne červené vápence vystupujú aj inde v tejto časti Chočsko-prosečnianskeho pohoria, napr. pod Prosečným, kde vidno prechody do šedých hľuznatých vápencov.

M. Mišík in A. Gorek, E. Scheibner et al. (1966, str. 204) zhŕňa dovtedajšie poznatky a na základe mikroskopického obrazu — tzv. vláknovej mikrofácie — porovnáva červené vápence od Jóbovej Ráztoky s vrchnoaniskými schreyeralmskými a norickými hallstattskými vápencami, pričom uvádza, že sa prikláňa k prvej možnosti, pretože na iných miestach, napr. pod Prosečným sú červenkasté vápence späté s reiflingskými.

V Regionálnej geológii ČSSR, zv. II., 1 (M. Maheľ et al. 1967, str. 226) sú uvádzané ako lavicovité, višňovočervené a ružové vápence neistej stratigrafickej príslušnosti.

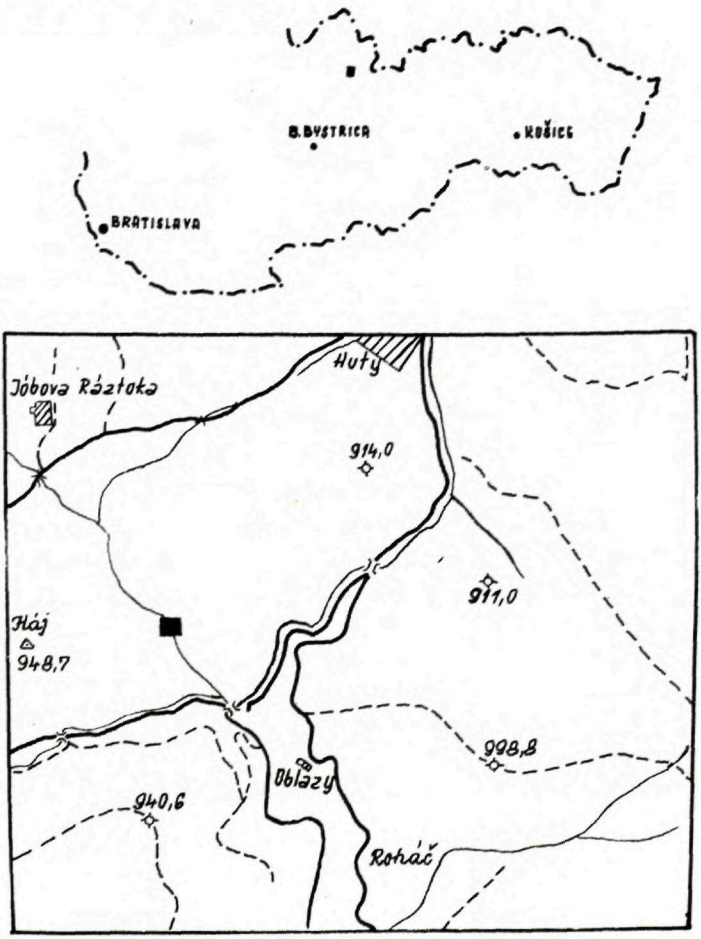
Geologická pozícia a petrografická charakteristika

Červené vápence od Jóbovej Ráztoky (obr. 2) sú súčasťou chočskej jednotky, ktorú v Chočsko-prosečnianskom pohorí tvorí stredný a vrchný trias. Stredný trias je zastúpený gutensteinskými vápencami s. l., dolomitmi a reiflingskými vápencami, ktoré sú prevažne vyvinuté v typickom vývoji (viď D. Andrusov 1959, str. 52). Okrem nich sa tu vyskytujú rôzne sfarbené variety (šedé, šedohnedé, červenkasté, žlté) hľuznatých vápencov, ktoré sú považované za ekvivalenty reiflingských vápencov. Ich strednotriasový vek nebol v tomto pohorí doteraz dokázaný. Zaujímavá je skutočnosť, že nielen na tejto lokalite, ale aj inde, kde sú prítomné červenkasté variety hľuznatých vápencov, ležia všade v podloží paleogénu (M. Mišík, l. c., str. 204) a nie lunzských vrstiev alebo dolomitov, ktoré zastupujú vrchný trias.

V podloží opisovaných vápencov vystupujú šedé, silno rozpukané až zbrekciovatené dolomity; ide o „chočské" dolomity, ktoré v zmysle J. Bieleho — J. Bystrického (1964, str. 183) považujeme za vrchnoaniské. Prechod do vápencov v opisovaných oblastiach je ostrý. Vápence sú výrazne lavicovité (mocnosť 25—40 cm). Úložné pomery sú zreteľné — smer sklonu a sklon je 345/23. Povrch lavíc je nerovný, hrboľatý. Najspodnejšia lavica je šedá

a šedozelená. Vyššie sú lavice červených a ružových, výrazne hľuznatých vápencov. Jednotlivé hľuzy majú miestami šedozelenú farbu.

Sú to jemnozrnné kalové vápence bez rohovcov. V mikroskope vidno, že ide prevažne o biogenický pelmikrit, ktorý miestami prechádza do mikritu, inde do biomikritu. Alochemy sú zastúpené hlavne peletmi. Z početných mikrofosílií sú najhojnejšie prierezy juvenilných tenkoškrupinových lamelibranchiát, ktoré miestami vytvárajú tzv. vláknovú mikrofáciu. Okrem toho sú tu prítomné ostrakódy, foraminifery, zriedkavo sa nájdu globochéty, stonky krinoidov a prierezy cez problematikum *Aeolisacus* sp. Vápence sú husto prestúpené mikrostylolitmi, ktoré sú zvýraznené limonitovými povlakmi. V hornine je veľa pyritu.



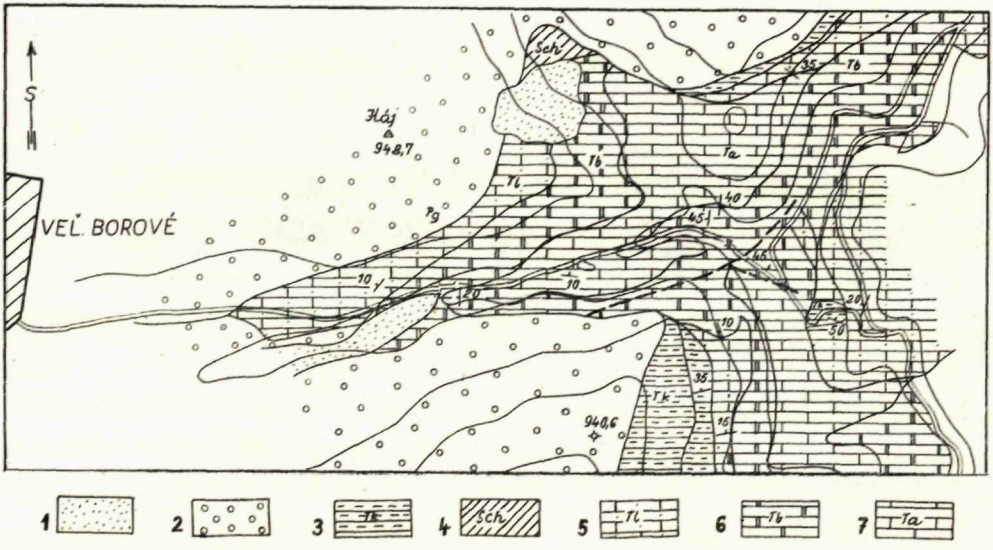
Obr. 1 Geografická situácia skúmanej oblasti. Zostavil M. Škarba 1972
Obb. 1 Geographische Situation des studierten Gebiets

Farbiace skúšky ukázali, že vápence sú dolomitizované. Dolomit je roztrúsený vo forme klenčekov, alebo sa koncentruje do hniezd, ohraničených obyčajne mikrostylolitmi. Miestami takmer úplne zatláča vápenec. Litologický charakter poukazuje na to, že tieto vápence sedimentovali v kľudnom, pomerne hlbšom morskom prostredí, bez akéhokoľvek prínosu terigénneho materiálu. Červené vápence vystupujú v izolovanom odkryve. Svahy okolo sú silne zasutené, takže ich laterálny priebeh nie je možné sledovať.

Konodontová fauna a stratigrafické závery

Makrofosílie sa v týchto vápencoch doteraz nepodarilo nájsť. Hojné mikrofosílie, ktoré vidno vo výbrusoch, nepomohli vyriešiť otázku ich stratigrafického postavenia.

Ako sme uviedli v úvode, okrem prvého autora všetci ostatní považujú tieto vápence za triasové. Je však nesporné, že na vzhľad pripomínajú aj niektoré jurské vápence. Ich pozícia pod zlepencami paleogénu túto eventualitu nevy-



Obr. 2 Geologická skica (podľa J. Mellu 1965; M 1 : 10 000)
Vysvetlivky: 1 — hliny; 2 — paleogén; 3 — lunzské vrstvy; 4 — scheyeralmské vápence; 5 — reiflinské vápence; 6 — dolomity:, 7 — gutensteinské vápence

Abb. 2 Geologische Skizze (nach J. Mello 1964, 1:10000)
Erläuterungen: 1 — Ton; 2 — Paläogen; 3 — Lunzer Schichten; 4 — Schreyeralm-Kalke; 5 — Reiflinger Kalke; 6 — Dolomite; 7 — Gutensteiner Kalke

lučovala. Preto sme sa rozhodli rozpustiť vzorky z týchto hornín v zriedenej kyseline mravčej v nádeji, že získame konodontovú faunu, alebo iné mikrofosílie, pomocou ktorých by sa dala vyriešiť otázka ich stratigrafickej príslušnosti.

Po orientačnom výskume menšieho množstva vápencov s negatívnym výsledkom sme pristúpili k spracovaniu veľkého množstva hornín (asi 20 kg). Vzorky sme vyzbierali z celého profilu.

Takto sme získali chudobnú konodontovú faunu, celkove asi 50 jedincov. Prevažná väčšina exemplárov je veľmi silne poškodená, alebo sú to len úlomky. Poškodenie je zapríčinené pravdepodobne dolomitizáciou. Napriek tejto okolnosti podarilo sa z tohto relatívne veľmi malého počtu jedincov určiť pestré spoločenstvo triasových konodontov (pre zjednodušenie bude vždy zhrnutá fauna z troch lavíc — celkove ich v odkryve vystupuje 12). Odspodu nahor sa našli tieto druhy*:

V laviciach 1—3 *Didimodella alternata* (Mosher), *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede), *Gondolella mombergensis* Tatge, *G. navicula* Huckriede, *Lonchodina posterognathus* (Mosher), *Prioniodina excavata* Mosher. Vyššie, v laviciach 4—6 dva veľmi poškodené exemplár: *Neohindeodella dropla ?* (Spasov et Ganev) a *Ozarkodina tortilis ?* Tatge. V laviciach 7—9 *Cornudina* sp., *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede), *Gondolella excelsa* (Mosher), *G. navicula* Huckriede, *Hibbardella* sp., *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (Tatge), *Lonchodina posterognathus* (Mosher), *Ozarkodina saginata ?* Huckriede, *Prioniodina excavata* Mosher, P. *(Cypridodella) muelleri* (Tatge). *P. (Cypridodella) venusta* (Huckriede). V najvrchnejšej časti (lavice 10—12) sú to dva veľmi poškodené exemplár *Gladigondolella tethydis?* (Huckriede), *Gondolella navicula ?* Huckriede.

Okrem konodontov sa našiel jeden poškodený sklerit holotúrie *(Priscopedatus sp.)* a niekoľko dobre zachovaných rybích zubov *(Saurichtys sp.)* a ganoidných šupín.

Stratigrafická hodnota jednotlivých druhov konodontov je uvedená v tab. 1.

Konodontová fauna poukazuje jednoznačne na strednotriasový vek vrstiev. Žiaľ, k presnejšiemu stratigrafickému začleneniu chýba väčší počet jedincov platničkovitých konodontov, ktoré sú najcennejšie (zo všetkých tu uvádzaných sa našli *Gondolella excelsa* 1 jedinec, *G. mombergensis* 1, *G. navicula* 4, *Gladigondolella tethydis?* 1). Vzhľadom na relatívne bohaté druhové spoločenstvo je tento pravdepodobne primárny nedostatok platničkovitých foriem nezvyčajný a pozoruhodný.

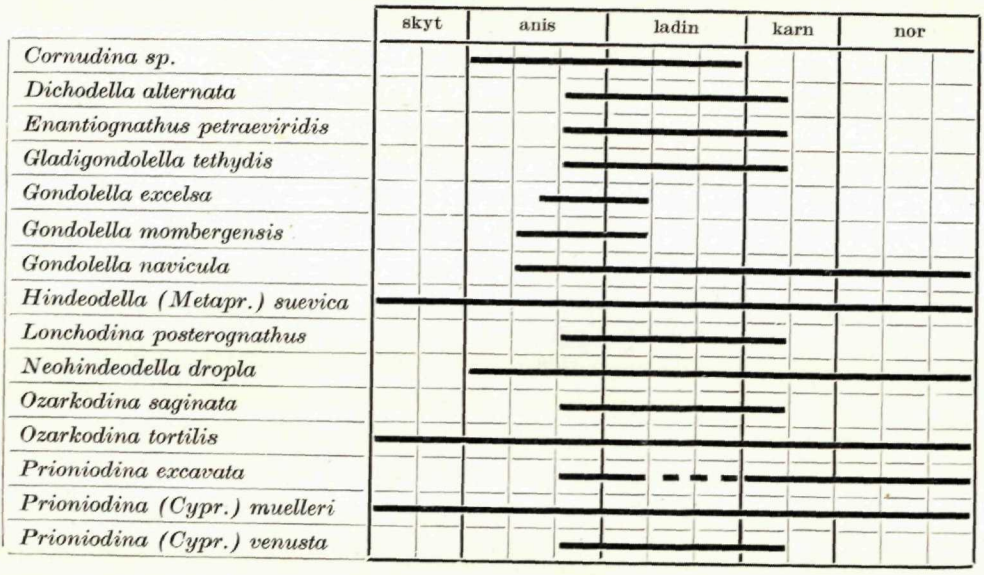
I keď chýba väčšie množstvo najcennejších druhov a nie je možné ich variačno-štatistické vyhodnotenie, prikláňame sa k názoru, že ide o vrchný

* Taxonómia podľa K. Hozura et H. Mostlera 1972

tab. I

Stratigrafické rozšírenie konodontov podľa L. C. Moshera (1968), upravené podľa H. Kozura a R. Mocka

Stratigraphische Verbreitung der Conodonten von Jóbova Ráztoka. Nach Forschungen von L. C. Mosher (1968), ergänzt nach den Angaben von H. Kozur und R. Mock



anis — ilýr, prípadne o najspodnejší ladín. Uvedené spoločenstvo sa totiž nápadne zhoduje s konodontovou faunou, ktorá sa nachádza v ilýrskych schreyeralmských vápencoch v Slovenskom krase (R. Mock 1971).

Záver

Záverom konštatujeme, že sa pomocou konodontov podarilo dokázať strednotriasový vek červených hľuznatých vápencov od Jóbovej Ráztoky. Sme toho názoru, že tieto vápence sú ekvivalentom schreyeralmských vápencov. „Schreyeralmské vápence" (vrchnoaniské červené vápence v hallstattskom vývine triasu vo Východných Alpách, v juhoslovanských Dinaridách označované ako „Bulogkalk") boli doteraz v Západných Karpatoch známe len v najjužnejšej tektonickej jednotke — v Slovenskom krase.

Z uvedeného, ako aj zo skutočnosti, že sa podobné červené vápence s vláknovou mikrofáciou nachádzajú aj v chočskom príkrove iných pohorí (napr. M. Fatra, V. Fatra, Strážovská hornatina, M. Karpaty), možno usudzovať, že táto fácia lokálne sedimentovala aj v severnejšej časti karpatskej triasovej geosynklinály, v sedimentačnom priestore chočskej jednotky. Ako napr. karpatský keuper vykliňuje smerom na juh a v chočskom príkrove sa nachádza len

rudimentárne, preniká fácia vrchnoaniských červených vápencov zo Slovenského krasu do severnejšieho chočského sedimentačného priestoru, kde postupne vykliňuje. A zasa naopak, vápence, ktoré označujeme ako reiflingské a s ktorými sú tieto v chočskom príkrove ojedinele vystupujúce vápence vždy späté, vykliňujú smerom na juh, takže napr. v Slovenskom krase poznáme „reiflingské vápence" len na niekoľkých lokalitách, napr. J od Gombaseku, kde ležia v podloží schreyeralmských vápencov (J. Bystrický 1964, str. 51).

Nález schreyeralmských vápencov v chočskom príkrove bude mať iste význam i pre objasnenie tektonického postavenia tejto jednotky.

Do tlače odporučil D. Andrusov

LITERATÚRA

[1] Andrusov, D. 1959: Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten, II., p. 52—54, SAV, Bratislava. — [2] Biely, A. — Bystrický, J. 1964: Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten. Geol. zborník SAV, XV, p. 173—188, Bratislava. — [3] Bystrický, J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. (Stratigraphie und Dasycladaceen des Gebirges Slov. kras). Ústredný ústav geologický, Bratislava. — [4] Gorek, A. — Scheibner, E. et al. 1966: Záverečná správa „Základné geologické mapy listy Nižná a Bystrá (1:50 000). Rukopis. Geofond, Bratislava. — [5] Koutek, J. 1935: Geologická mapa Prosečnianskych hor a přilehlých oblastí flyšových. (Carte géologique de Montagnes de Prosečno (Carpathes Occidentales) et de la région adjacente). Věst. Stát. geol. úst. ČSR XI, č. 5, p. 115—125. Praha. — [6] Kozur, H. — Mostler, H. (v tlači): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. Alpenkundliche Studien. Innsbruck. — [7] Matějka, A. 1925: Předběžná zpráva o geologickém mapování okolí Ružomberka na Slovensku. Věstník Stát. geol. úst. ČSR I. Praha. — [8] Matějka, A. 1927: Geologické studie z okolí Ružomberku na Slovensku. (Explorations géologiques dans les environs de Ružomberok en Slovaquie). Sborník Stát. geol. úst. ČSR VII, p. 529—576, Praha. — [9] Mello, J. 1965: Litológia a stratigrafia chočskej jednotky na liste Nižná. Rukopis, Geofond, Bratislava. — [10] Mock, R. 1971: Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. Geol. zborník SAV XXII, 2. Bratislava. — [11] Mosher, L. C., 1968: Triassic conodonts from Western North America and Europe and their correlation. Journal of Paleont., 42, 4, 895—946. Tulsa. — [12] Volko—Starohorský, J. 1933: Správa o geologickom mapovaní v okolí Prosieka. Nákladom „Múzea Slovenského krasu" Liptovský Mikuláš.

R. MOCK — M. ŠKARBA

ÜBER DEN ERSTEN FUND VON SCHREYERALMKALKEN IN DER CHOČDECKE (WESTKARPATEN)

(Zusammenfassung des slowakischen Textes)

Im Choč-Prosečno-Gebirge der Mittelslowakei ist die Chočdecke, deren Stratigraphie vor kurzer Zeit von J. Biely und J. Bystrický (1964) festgestellt wurde, weit verbreitet, wobei die sogenannten Chočdolomite in das Oberanis eingestuft werden

konnten. Bei der Siedlung Jóbova Ráztoka waren schon vor langer Zeit (J. Koutek 1935) kirschrote, teilweise knollige Kalke bekannt, die auf dem anisischen Dolomit der Chočdecke liegen und die durch das Paläogen überlagert sind; ihre stratigraphische Stellung war aber bis jetzt unbekannt.

Die bunten, überwiegend rötlichen Kalke enthalten Conodonten, und zwar: *Cornudina* sp., *Didimodella alternata* (Mosher), *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede), *Gladidondolella tethydis?* (Huckriede), *Gondolella excelsa* (Mosher), *G. mombergensis* Tatge, *G. navicula* Huckriede, *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (Tatge), *Lonchodina posterognathus* (Mosher), *Neohindeodella dropla?* (Spasov et Ganev), *Ozarkodina saginata? Huckriede*, *O. tortilis?* Tatge, *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (Tatge), *P. (Cypridodella) venusta* (Huckriede); ausserdem Holoturiensklerite *(Priscopedatus* sp.).

Die vertikale Verbreitung der vorgefundenen Conodontenarten ist ziemlich ausgedehnt (siehe Tabelle 1.), doch steht es ausser Zweifel, dass es sich um eine mitteltriassische (oberanisisch-unterladinische) Fauna handelt. Deshalb halten wir die rötlichen Kalke für Schreyeralmkalke, die in den Ostalpen und Westkarpaten in anderen tektonischen Einheiten ständig im Oberanis erscheinen. Wir stellten hier zum ersten Maal das Auftreten von Schreyeralmkalken in der Chočdecke in den Westkarpaten fest.

Übersetzt von D. Andrusov

Geologické práce, Správy 60 | str. 221—224 | Bratislava | 1973

R. MOCK*

NÁLEZ ZLAMBAŠSKÝCH VRSTIEV V SLOVENSKOM KRASE

(1 obr. v texte, nem. resumé)

Abstract. On the basis of conodonts the author has established the age of marly limestones and marls known to occur east of Silická Brezová (Slovak Karst) — Upper Norian is concerned — as well as their position in the overlayer of red nodular (Hallstatt) limestones, which are Lower Norian in age. In time and lithology the marly rocks correspond to the Zlambach Beds of the Northern Calcareous Alps. It is the first safely proved occurrence of this facies in the West Carpathians.

Na Malom Mlynskom vrchu (k. 456,8), asi 1 km V od Silickej Brezovej (obr. 1) vystupujú v suti na ploche asi 1 ha jemnozrnné šedé, šedohnedé doskovité až tenkovrstevnaté slienité vápence a sliene. V zvetranom stave sú svetlohnedé až žlté. Miestami pripomínajú neokomské vápence krížňanskej jednotky, inde sú zas zreteľne fľakaté — podobajú sa na liasové škvrnité sliene (Fleckenmergel).

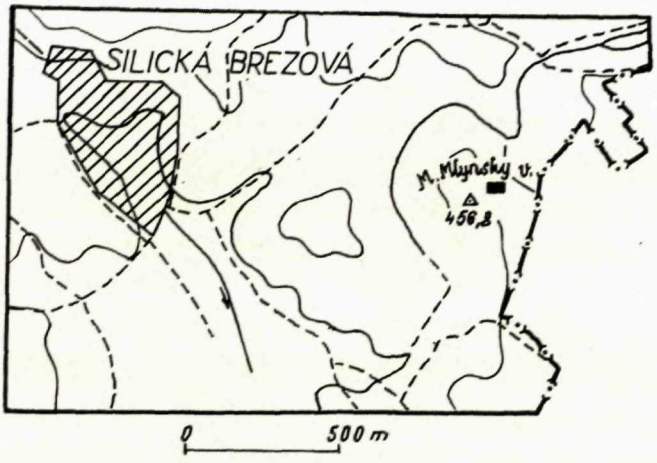
Ich geologická pozícia nie je z terénneho výskumu jasná. Nikde nie sú odkryté. Na Malom Mlynskom vrchu v ich bezprostrednom susedstve vystupujú v izolovaných odkryvoch svetlé masívne vápence karnu a typické hallstattské vápence noru. J. Bystrický (1960, str. 133, 1964, str. 74) uvádza, že táto asi 20 m mocná poloha slienitých hornín vystupuje medzi súvrstvím svetlých vápencov karnu a červenými hľuznatými vápencami noru. Na základe nálezu *Globochaete alpina* Lombard, ktorá sa hojne vyskytuje v hallstattských vápencoch, prikláňa sa k názoru, že ide o súvrstvie noru.

K. Balogh (1948), ktorý tieto slienité horniny prvý raz kartograficky vyčlenil na „Geologickej mape JZ časti Silickej planiny" („A Szilicei fennsík DNy-i részének földtani térképe"), ich pokladal za spodný trias — kampil. Z jeho mapy je však zrejmé, že tieto „kampilské vrstvy" ležia nad hallstattskými vápencami. Ďalšie takéto „ostrovčeky" v podobnej pozícii zmapoval aj

* Katedra geológie a paleontológie PFUK, Bratislava, Gottwaldovo n. 2.

Geografická situácia skúmanej oblasti

Geographische Situation des studierten Gebiets



ďalej, východne od tejto lokality (na území Maďarska). Z jeho mapy vidno, že ide o malé izolované denudačné zvyšky, ležiace na hallstattských vápencoch.

Takto sa v teréne predmetné slienité horniny javili aj nám, to znamená, že ide o najvyššie z troch spomínaných súvrství. Preto nebolo možné vylúčiť možnosť, či nejde prípadne už o lias, hlavne keď niektoré partie pripomínajú „fleckenmergle". J. Bystrickým (l. c.) uvádzaná *Globochaete alpina* L. nemá pre jej veľké stratigrafické rozšírenie cenu vedúcej skameneliny a iné fosílie neboli odtiaľto doteraz známe.

Počas terénneho výskumu sme tu s dr. Mellom našli niekoľko amonoidných cefalopódov a jedného brachiopóda.

Zo slienitých hornín a z červených hallstattských vápencov som získal mikrofaunu, z ktorej som zatiaľ spracoval len jej najpočetnejšiu a najvýznamnejšiu zložku — konodonty. Na základe konodontov je možné jednoznačne povedať, že slienité vápence a sliene ležia v nadloží hallstattských vápencov a patria do vrchného noru. Je v nich prítomný druh *Epigondolella bidentata* Mosher, *Spathognathodus hernsteini* Mostler a *Oncodella paucidentata* (Mostler), ktoré sú určujúcimi skamenelinami pre vrchný nor (H. Bender 1967; L. C. Mosher 1968a; H. Kozur 1971). Z ostatných foriem je tu prítomná *Gondolella navicula* Huckriede, ktorá nemá väčšiu stratigrafickú hodnotu.

Hallstattské vápence v ich podloží obsahujú bohaté spoločenstvo triasových

konodontov, z ktorého početné jedince druhu *Epigondolella abneptis* (Huckriede) so širokou platformou poukazujú na spodný nor. Je vylúčené, že by bola konodontová fauna v mladších slieňoch resedimentovala z hallstattských vápencov. E. bidentata predstavuje vývojovo mladšiu formu, ktorá sa vyvinula z *E. abneptis* (L. C. Mosher 1968b).

Ide teda o súvrstvie, ktoré nielen po litologickej, ale aj po stratigrafickej stránke úplne zodpovedá tzv. zlambašským vrstvám (Zlambach—Schiefer, Zlambach—Mergel) Severných Vápencových Álp (viď O. Kuehn et al. 1962, str. 527—529), a to fácii „spodnejších slieňov s cefalopódmi" v zmysle E. Kittla (1903, str. 58).

Z celého územia Západných Karpát uvádza zlambašské vrstvy s otáznikom len J. Bystrický (1964, str. 79), a to zo Slovenského krasu, východne od Bohúňova, kde v nadloží hallstattských vápencov leží súvrstvie tmavošedých, miestami až čiernych slienitých vápencov a bridlíc. Ich vek nebol doteraz paleontologicky doložený. Vyššie sa v týchto tmavých, miestami výrazne škvrnitých slienitých bridliciach nachádzajú polohy šedých krinoidových a červených hľuznatých vápencov a radiolaritov, ktoré sú už jasne jurské. J. Bystrický (1964, str. 173) predpokladá, že tmavé bridlice v tesnom nadloží hallstattských vápencov sú vrchnonorického veku.

K tomu chcem poznamenať, že po litologickej stránke sa tieto horniny od Bohúňova nepodobajú na zlambachské vrstvy na Malom Mlynskom vrchu pri Silickej Brezovej. Zatiaľ sa nám z nich nepodarilo získať žiadne mikrofosílie, takže otázka ich veku zostáva nezodpovedaná. Je však pravdepodobné, že ide o súvrstvie mladšie ako vrchný nor (rét ?, spodný lias ?), nakoľko hallstattské vápence v ich podloží sú vrchnonorické (R. Mock 1971, str. 249).

— . —

Ďakujem dr. J. Bystrickému, DrSc. z Geologického ústavu SAV Bratislava za cenné pripomienky a dr. J. Mellovi z GÚDŠ Bratislava za jeho ochotu pri terénnom výskume a zbere materiálu.

Do tlače doporučil D. Andrusov

LITERATÚRA

[1] Balogh, K. 1948: Beiträge zur Geologie des südwestlichen Teiles des im weiteren Sinne genommenen Sziliceer Plateaus. A magyar állami földtani intézet évi jelentése. Működési jelentések (1939—1940), 927—940, Budapest. — [2] Bender, H. 1967: Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodontenchronologie der mediterranen Trias. Ann. geol. Pays Helleniques 19, 465—540, 9 Abb. 4. Tab., 5 Taf., Athènes. — [3] Bystrický, J. 1960: Príspevok ku geológii Slovenského krasu (územia medzi Silicou a Domicou). Geologické práce, Správy 17, 5—27, Bratislava. — [4] Bystrický, J.

1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. ÚUG. Bratislava. — [5] Kittl, E. 1903: Geologische Exkursionen im Salzkammergut; Umgebung von Ischl, Hallstatt und Aussee. Führer Exkurs. IX. Internat. Geol. Kongr., IV. 1185, Wien. — [6] Kozur, H. 1971: Zur Verwertbarkeit von Conodonten, Ostracoden un ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias. Geol. zborník Slov. akad. vied, XXII, 1, 105—130. Bratislava. — [7] Kuehn, O. et al. 1962: Lexique stratigraphique international, I. Europe, fasc. 8, Autriche, 527—529. Paris. — [8] Mock, R. 1971: Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. Geol. zborník Slov. akad. vied, XXII, 2, 241—260. Bratislava. — [9] Mosher, L. C. 1968a: Triassic Conodonts from Western North America and Europe and their correlation. J. Paleont., 42, 4, 895—946, Pls. 113—118, 14 textfigs. Tulsa. — [10] Mosher, L. C. 1968b: Evolution of Triassic platform conodonts. J. Paleont., 42, 4, 947—954, Pls. 119, 120, 8 text-figs. Tulsa.

RUDOLF MOCK

ÜBER EINEN FUND VON ZLAMBACH-SCHICHTEN (NOR) IM SLOWAKISCHEN KARST

(Zusammenfassung des slowakischen Textes)

Im Slowakischen Karst (Slovenský kras) auf dem Hügel Malý Mlynský vrch bei der Ortschaft Silická Brezová waren schon früher graue, dünngeschichtete mergelige Kalke und Mergel bekannt, deren Alter aber nicht festgestellt werden konnte (K. Balogh 1948 stufte sie ins Campil ein; J. Bystrický 1964 reihte sie hingegen zwischen helle Kalke des Karn und Hallstätterkalke des Nor ein). Es konnte aber einwandfrei nachgewiesen werden, dass dieselben im Hangenden der Hallstätterkalke liegen. Letztere enthalten Conodonten, u. a. *Epigondolella abneptis* (Huckriede) und somit sind sie dem unteren Nor zuzuschreiben. Die erwähnten grauen Kalke und Mergel enthalten *Epigondolella bidentata* Mosher, *Spathognathodus hernsteini* Mostler und *Oncodella paucidentata* (Mostler), welcher Umstand auf Obernor hinweist. Daneben kommen daselbst stratigraphisch weniger bedeutende Conodonten-Arten vor, und zwar: *Gondolella navicula* Huckriede und Zahnreihenconodonten.

Dieser Fund von obernorischen Conodonten lässt die Schlussfolgerung zu, dass es sich bei den grauen mergeligen Kalken und Mergeln vom Malý Mlynský vrch um Zlambach-Schichten handelt. Dieser Schluss findet seine Bestätigung auch durch den lithologischen Charakter der erwähnten Schichten.

Übersetzt von D. Andrusov

Geologické práce, Správy 60 | str. 225—236 | Bratislava | 1973

RUDOLF RUDINEC* — JÁN SLÁVIK**

FÁZY VRÁSNENIA A PALEOGEOGRAFICKÝ VÝVOJ NEOGÉNU VÝCHODNÉHO SLOVENSKA

(7 obr. v texte)

Abstract. The article represents a synthesis of up the information on paleogeographical development of the Neogene in Eastern Slovakia.

Úvod

Východoslovenská neogénna panva je západnou časťou zakarpatského vnútorného prehybu. Neogénny prehyb sa sformoval v zázemí vyzdvihujúcej sa a vrásnenej paleogénnej flyšovej geosynklinály na 40 km širokom a asi 200 km dlhom geologickom bloku so zložitou vnútornou stavbou. Tento blok, tvoriaci dnes podložie vnútorného prehybu, je vytvorený z tektonických jednotiek od kryštalinika (Byšta) po paleogén včítane: O stavbe podložia východoslovenského neogénu píšu: J. Janáček — A. Kocák — M. Mořkovský — D. Vass (1967), R. Rudinec (1969), R. Rudinec — J. Slávik (1970) a O. Fusán — J. Plančár — J. Slávik (1971).

Východoslovenskú neogénnu panvu dnes na západe obmedzuje hornádsky zlomový systém, na juhu zemplínska elevácia, ktorá je súčasťou prerušovanej a členenej hrasťovo-antiklinálnej pozdĺžnej zóny zemplínsko-beregovskej elevácie (J. Slávik 1968). Na severe ohraničuje neogénnu panvu priútesová elevácia — vysoká elevačná zóna — na ktorej sú tektonicky zblížené mezozoické jednotky vnútorných Západných Karpát a pieninského bradlového pásma (J. Slávik 1968). Východnou hranicou východoslovenskej neogénnej panvy je priečne užhorodské elevačné pásmo (V. V. Gluško et al. 1963), ktoré ju oddeľuje od čopsko-mukačevskej depresie Zakarpatskej Ukrajiny.

Východoslovenský sedimentačný neogénny priestor sa formoval synchrónne s vrásnením flyšovej geosynklinály v jej tesnom zázemí. Vrásnená geosynklinálna oblasť magurského flyšového pásma je oddelená od neogénnej panvy

* Nafta, n. p. Michalovce
** Slovenský geologický úrad, Bratislava

kontinuitnou priútesovou eleváciou, ktorá je široká len 3—4 km, a preto tangenciálne napätie sa prenášalo aj na neogénny sedimentačný priestor, hlavne na jeho severné časti. Vo východoslovenskej oblasti neogénneho sedimentačného priestoru bol zložitý pulzatívny vývoj a charakterizujú ho paleogeografické zmeny, odrážajúce sa nielen v častých zmenách rozsahu bazénu, ale aj v posune osi bazénu a vo faciálnych zmenách. Podľa našej predstavy sú tieto skutočnosti odrazom tektonického vývoja územia, teda aj vrásových pohybov. Prenos tangenciálnych nápätí spôsobil vznik vrásových štruktúr v neogénnych súvrstviach. Analýza týchto štruktúr nám do určitej miery umožňuje stanoviť aj postupnosť tektonických udalostí vo vrásnenej paleogénnej geosynklinále priľahlého magurského flyšu.

Pri analýze vychádzame z predpokladu, že vrásové pohyby v neogénnom zázemí sa najzreteľnejšie prejavujú

a) náhlymi zmenami rozsahu — hlavne redukciou sedimentačného priestoru,

b) výraznými a náhlymi vertikálnymi zmenami litofácií,

c) uhlovými diskordanciami,

d) plikatívnymi štruktúrami.

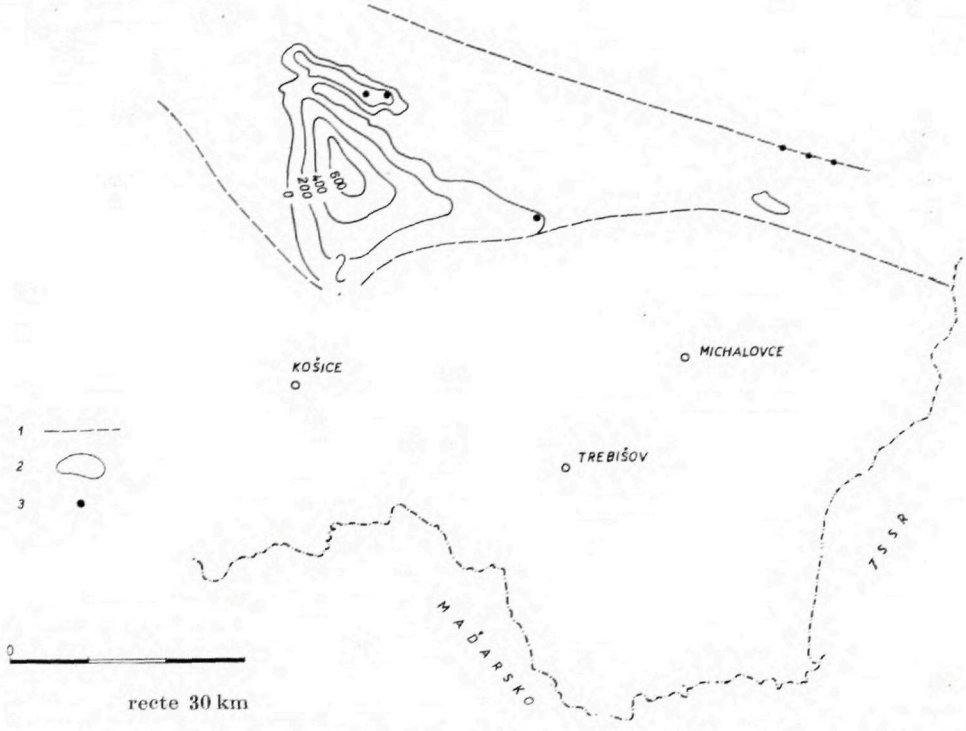
Aj keď jednotlivé tieto znaky môžu byť vyvolané rôznymi príčinami, komplexne odrážajú obdobia tangenciálnych tlakov a ich uvoľňovania.

Obdobia náhlych zmien rozsahu sedimentačného priestoru
(hlavne jeho redukcie)

Sériu paleogeografických máp východoslovenského neogénu publikovali naposledy J. Janáček — A. Kocák — M. Mořkovský — D. Vass (1967). Predkladaný súbor máp v tejto práci vychádza z nových technických prác, z nového stratigrafického delenia neogénu, ale hlavne oddeľuje obdobia veľkých paleogeografických zmien. Na základe týchto kritérií možno rozdeliť východoslovenský neogén na šesť období sedimentácie, ktoré sú od seba oddelené zreteľnými diskordanciami až prerušením sedimentácie.

a) Prvým takýmto obdobím je vytvorenie sedimentačného priestoru eggenburgu (obr. 1), dnes zachovaného v útržkoch prešovskej a čelovskej formácie. Tento priestor zasahoval najpravdepodobnejšie ďalej k východu. Vrt (Cf Vranov 108) sz od Vranova, ktorý prevŕtal časť karpatu na vysokej kryhe močaransko-topľanských zlomov, v hĺbke 201—266 m zachytil podľa I. Zapletalovej (1970) asi eggenburg (s preukázateľnou faunou druhu *Cyclamina* cf. *acutidorsata* (Hantken). Rozsievka *Isthinia sp.* indikuje ako najmladší možný vek eggenburg — karpat. Pieskovec z hĺbky 261—263 m z tohto vrtu má podľa petrografickej analýzy odlišný charakter ako karpatské pieskovce.

Za eggenburgské považujeme aj sedimenty z oblasti Modrej n/Cirochou. Severná a západná hranica sedimentačného priestoru presahovali oblasť zachovaných útržkov. Najhlbšiu časť karpatského sedimentačného priestoru kladieme jv od Prešova a os sedimentačného priestorusmerom V—Z. Rozšírenie smerom na juh nepoznáme. Na všetkých reliktoch spodnomiocénneho sedimentačného priestoru je zreteľná afinita k bradlovému pásmu a podľa našich predstáv je pokračovaním permanentnej mobility bradlového a pribradlového priestoru, ktorá pretrváva z oligocénu (B. Lešku — J. Slávik 1969). Koncom eggenburgu sedimentačný priestor zaniká a prerušenie sedimentácie pokračuje cez celý ottnang. Podľa doterajších pozorovaní usudzujeme, že sedimentačný priestor vytvárali mierne deformácie skôr plastického charakteru ako zlomové ruptúry.



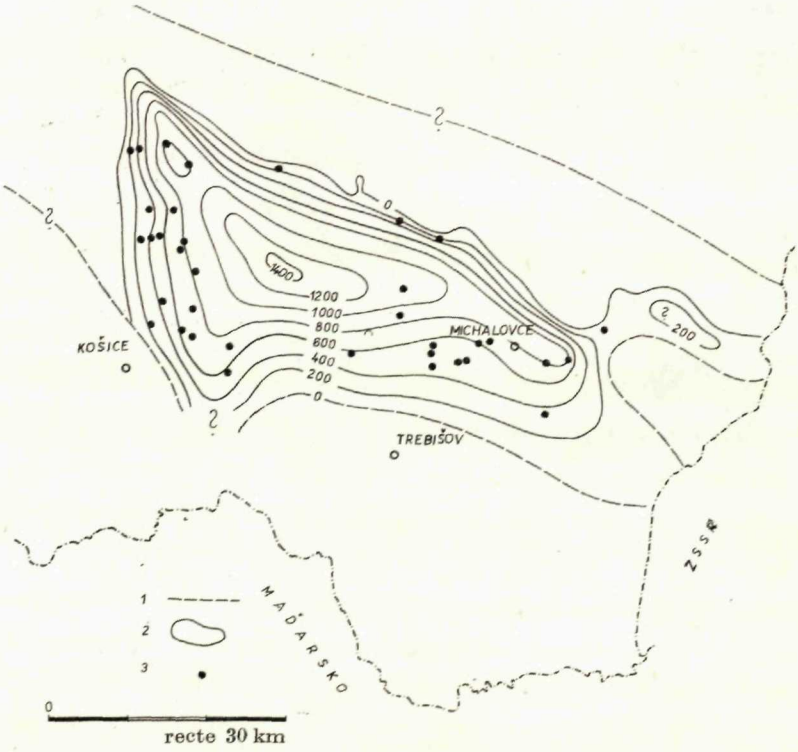
Obr. 1 Mapa plošného rozsahu sedimentačného priestoru eggenburgu na východnom Slovensku

1 — hranica predpokladaného rozsahu eggenburského sedimentačného priestoru; 2 — izopachy zachovaných reliktov sedimentov eggenburgu; 3 — vrty, ktorými bola zistená mocnosť sedimentov.

Fig. 1 Map of areal extension of the Eggenburgian area of sedimentation in eastern Slovakia

1 — Boundary of supposed extension of the Eggenburgian area of sedimentation; 2 — Isopachous lines of preserved relicts of Eggenburgian sediments; 3 — Boreholes which helped to establish thickness of sediments

b) V karpate sa vytvára nový sedimentačný priestor, ktorého os je posunutá na juh a stáča sa na juhovýchod (obr. 2). Sedimentačný priestor je širší a hlbší ako eggenburský, pričom sa rozšíril na juh a juhovýchod. V obdobiach eggenburskej a karpatskej sedimentácie sa zdá, že okrem plastických deformácií existovala aj syngenetická zlomová tektonika. Zlomy tohto typu boli objavené v poslednom čase v Košickej kotline (J. Čverčko 1972; M. Mořkovský 1969). Syngeneticky tieto zlomy porušujú súvrstvie karpatu, sčasti môžu byť však aj spodnobadenské. Takéto zlomy existujú v oblasti ďurkovsko-trsťanskej elevácie s úklonom na západ (M. Mořkovský 1969), založenej pravdepodobne na svahu mezozoickej elevácie, ďalej v oblasti elevácie Rozhanovce. Ak sa takéto zlomy nenašli aj v Potiskej nížine, tak zatiaľ iba preto, že je nedostatok podkladov. Výsledky z vrtu Vysoká-1 a ich korelácia s oblasťou Iňačovce ukazujú, že tu existuje výrazná priečna tektonika, na ktorej končí



Obr. 2 Mapa plošného rozsahu sedimentačného priestoru karpatu na východnom Slovensku

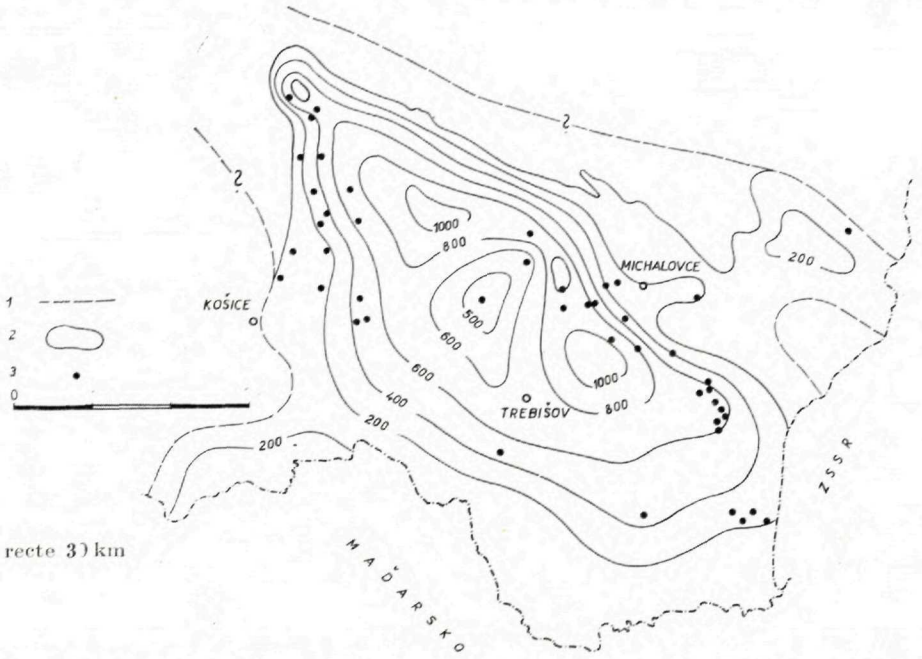
1 — hranica predpokladaného rozsahu karpatského sedimentačného priestoru; 2 — izopachy zachovaných sedimentov karpatu; 3 — vrty, ktorými bola zistená mocnosť karpatu.

Fig. 2 Map of areal extension of the Carpathian area of sedimentation in eastern Slovakia

1 — Boundary of supposed extension of the Carpathian area of sedimentation; 2 — Isopachous lines of preserved Carpathian sediments; 3 — Boreholes which helped to establish thickness of the Carpathian.

rozšírenie karpatu, badenu a, b, včítane soli. Pôjde najpravdepodobnejšie o zlomové pásmo pokračujúce na Stretavu a bude súčasťou tzv. vihorlatského lineamentu (B. Leško — J. Slávik 1969). O existencii ruptúr svedčí aj vulkanizmus, ktorého produkty sú známe z oblasti Fintíc (J. Slávik 1968; J. Čverčko — R. Rudinec — J. Slávik 1968). Faciálny vývoj sedimentov však svedčí o tom, že sedimentačný priestor sa formoval ako pomerne rozsiahla synklinála v tesnom susedstve vrásnenej flyšovej geosynklinály a sčasti azda presahoval až nad ňu. Až do konca karpatu existuje na východnom Slovensku sedimentačný priestor, ktorý nie je spojený s oblasťou Zakarpatskej Ukrajiny.

c) V období badenu b, c (lanzendorfskej série a spiroplektaminovej zóny) sa sedimentačný priestor ďalej rozširuje. Posúva sa najmä jeho južná hranica (obr. 3) a taktiež os sedimentačného priestoru sa posúva južnejšie. V tomto



Obr. 3 Mapa plošného rozsahu sedimentačného priestoru spodného badenu (predevaporitického, baden a, b)

1 — hranica predpokladaného rozsahu spodnobadenského sedimentačného priestoru; 2 — izopachy zachovaných sedimentov predevaporitického badenu; 3 — vrty, ktorými bola zistená mocnosť sedimentačného badenu.

Fig. 3 Map of areal extension of the Lower Badenian area of sedimentation (pre-evaporitic, Badenian a, b)

1 — Boundary of supposed extension of the Lower Badenian area of sedimentation; 2 — Isopachous lines of preserved sediments of the pre-evaporitic Badenian; 3 — Boreholes which helped to establish thickness of the sedimentary Badenian.

období sa spája doteraz samostatný priestor východoslovenskej panvy so zakarpatskou oblasťou (čopsko-mukačevská a solotvinská panva). Hranica spodnobadenskej záplavy v jv časti prebieha od Ptrukše do oblasti zemplínskeho ostrova. Počas badenu b (zóna aglutinancií) sa sedimentačný priestor ďalej prehlbuje a maximálne sa rozširuje záplava na JV; oblasť Ptrukše a snáď aj zemplínskeho ostrova sa dostávajú pod hladinu mora. Postupne však sedimentačný priestor degraduje. V dôsledku toho sa v severovýchodnej časti panvy (v priestore Zamutov—Albínov—Zbudza—Krásnovce—Iňačovce—Choňkovce) vytvára systém lagún, kde vznikajú soľné ložiská a evaporitické sírany (J. Slávik 1967). Tam, kde k sedimentácii soli nedošlo, lagúny boli navzájom oddelené nevýraznými hrádzami (Trhovište, Pozdišovce, Lastomír). V južnej časti panvy je ekvivalentom tohto obdobia stagnácie 30—50 m mocný tufiticko-piesčitý komplex nasýtený soľankami s mineralizáciou aj viac ako 150 gr/l. Najskôr až počas tohto obdobia sa v oblasti čelnej hlbiny prerušuje spojenie východoslovenského sedimentačného priestoru s morom a zostáva spojenie iba zo severomaďarským a stredoslovenským vnútrokarpatským priestorom.

d) Obdobie vrchného badenu d (bolivino-buliminovej a rotaliovej zóny) je oproti spodnejším súvrstviam badenu poznamenané určitou plošnou redukciou sedimentačného priestoru. Počas sedimentácie bulivino-buliminovej zóny bol západný okraj panvy situovaný východne od Ďurkova smerom k Zamutovu (v Košicko-prešovskej kotline toto súvrstvie chýba). Na juhu bol zemplínsky ostrov ponorený a postupne sa vynáral asi až v najvrchnejšom badene (rotaliová zóna), kedy sa sedimentačný priestor prudko rozšíril na SZ. Toto súvrstvie v košicko-prešovskej oblasti leží diskordantne postupne na strednom (zóna aglutinancií) a spodnom badene (lanzendorskej sérii) a karpate. Obdobie bolivino-rotaliovej zóny je charakterizované najväčšou subsidenciou, ktorá sa odráža v maximálnych mocnostiach sedimentov (obr. 4). V tomto období vzniká väčšina dnes známych zlomov, ako močaransko-topľanské, trebišovsko-hornádsko-košické a pod. Všetky tieto poruchy pôsobili v čase sedimentácie vrchného badenu syngeneticky.

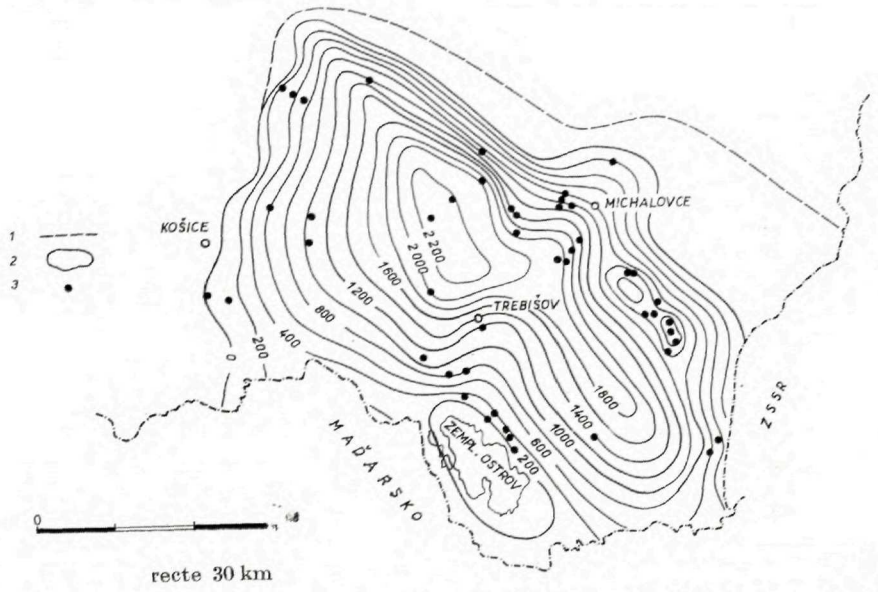
e) Začiatkom sarmatu sa sedimentačný priestor značne zredukoval a preorientoval do juhovýchodnej časti panvy medzi mestá Veľké Kapušany, Trebišov a Kráľovský Chlmec. Postupne, najmä počas sedimentácie súvrstvia s veľkými elfídiami, sa panva rozširuje na SV do podvihorlatskej oblasti a do južnej časti Košickej kotliny. Trvale vynorené zostáva neogénne územie severne od Košíc, zemplínsky ostrov a jeho okolie, celé územie severne od čiary Michalovce—Prešov a oblasť Sobraniec (obr. 5).

f) Začiatkom pliocénu sa mení sedimentačný priestor, pričom sa obmedzuje len na východnú a juhovýchodnú časť panvy a kontinuitne sa posúva do oblasti Zakarpatskej Ukrajiny (obr. 6). Pliocén v degradovanej forme ešte zachováva

obrysy sarmatského sedimentačného priestoru. Analýza mocnosti vývoja sedimentov však zreteľne nasvedčuje, že jeho vývoj je kontrolovaný priečnou tektonikou — hlavne vrbnickým zlomovým systémom. Západne od neho sú mocnosti pliocénu podradné.

Náhle vertikálne zmeny litofácií a angulárne diskordancie

a) Prešovská a čelovská formácia eggenburského veku s molasovým typom sedimentácie sa litologicky zreteľne líši od postupnosti centrálneho karpatského flyšu. Túto vzájomnú litofaciálnu odlišnosť doprevádza aj zreteľná angulárna diskordancia (J. Slávik — M. Cmuntová — M. Horáková — J. Volfová 1960). Zvrásnenie týchto sedimentov je zreteľne viditeľné aj v oblasti Modrej n/Cirochou, kde sú spodnomiocénne sedimenty intenzívne stlačené v malej synklinálnej štruktúre severne od bradlového pásma. Litologicky sa súvrstvie prevažne slienitých ílov s uhoľnými preplástkami a so spodnomio-

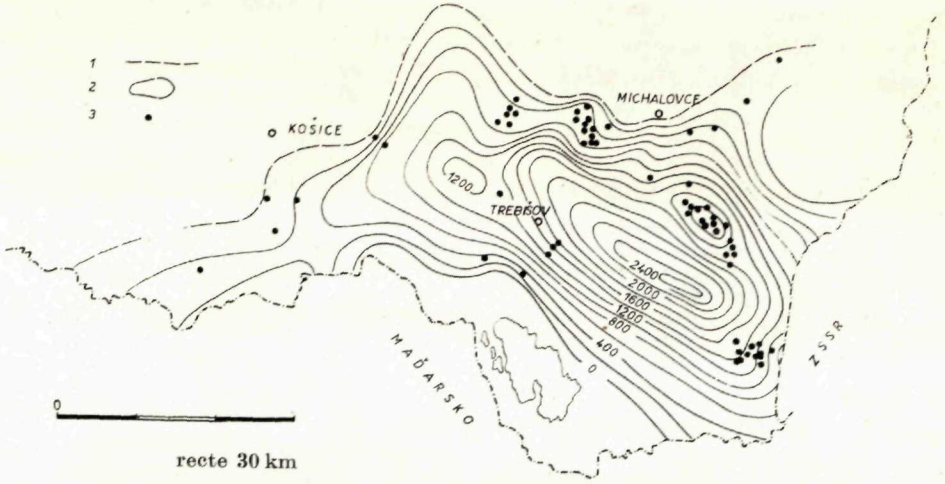


Obr. 4 Mapa plošného rozsahu sedimentačného priestoru vrchného (nadevaporitického) badenu

1 — hranica predpokladaného rozsahu vrchnobadenského sedimentačného priestoru; 2 — izopachy zachovaných sedimentov vrchného badenu; 3 — vrty, ktorými bola zistená mocnosť vrchnobadenských sedimentov.

Fig. 4 Map of areal extension of the Upper (super-evaporitic) Badenian area of sedimentation

1 — Bounadary of supposed extension of the Upper Badenian area of sedimentation; 2 — Isopachous lines of preserved sediments of the Upper Badenian; 3 — Boreholes which helped to establish thickness of Upper Badenian sediments.

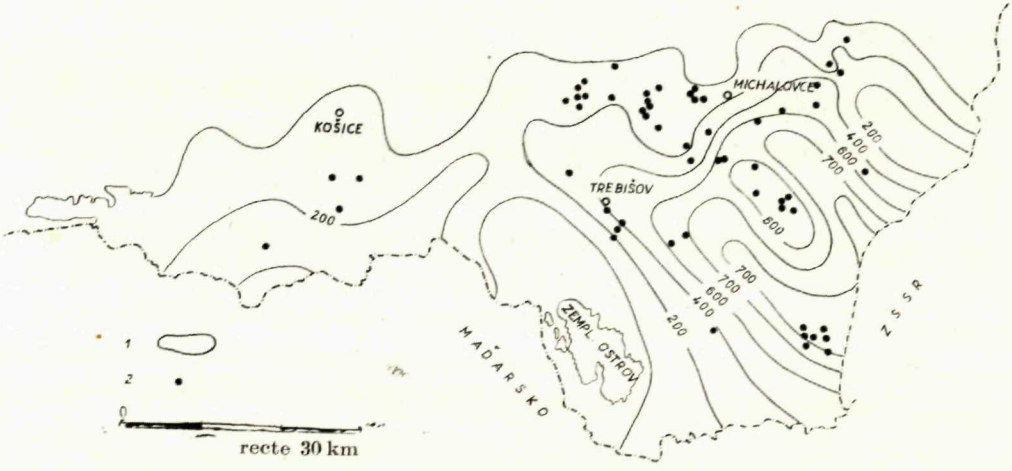


Obr. 5 Mapa plošného rozsahu sedimentačného priestoru sarmatu

1 – hranica predpokladaného rozsahu sarmatského sedimentačného priestoru; 2 – izopachy mocnosti zachovaných uložením sarmatu; 3 – vrty, ktorými bola zistená mocnosť sarmatu.

Fig. 5 Map of areal extension of the Sarmatian area of sedimentation

1 – Boundary of supposed extension of the Sarmatian area of nsedimentation; 2 – Isopachous lines of thickness of preserved Sarmatian deposits; 3 – Boreholes which helped to establish thickness of the Sarmatian.



Obr. 6 Mapa plošného rozsahu sedimentačného priestoru pliocénu

1 – izopach sedimentov pliocénu; 2 – vrty, ktorými dola zistená mocnosť pliocénu.

Fig. 6 Map of areal extension of the Pliocene area of sedimentation

1 – Isopachous lines of Pliocene sediments; 2 – Boreholes which helped to estadlish thickness of the Pliocene.

cénnou makrofaunou veľmi zreteľne líši od paleogénnych flyšových postupností, ktoré ho obklopujú.

b) Transgresívnu bázu karpatu charakterizujú zlepence až pieskovce a vo vyšších súvrstviach nadobúda prevažne hypersalinný vývoj s bohatstvom anhydritu a s flyšoidnými fáciami pozdĺž severného okraja panvy a detriticko-piesčitými v centrálnej časti Košickej kotliny (Ďurkov). Diskordancia je vyvinutá zreteľne voči podložným paleozoickým (Pozdišovce, Iňačovce), mezozoickým (Ďurkov, Rozhanovce) a paleogénnym sedimentom. Styk s eggenburskými uloženinami sa doposiaľ zvlášť neskúmal, pretože v povrchových odkryvoch nevystupuje.

c) Spodný baden je na okrajoch panvy z priestorového i litofaciálneho hľadiska voči karpatu zreteľne transgresívny. Výrazná diskordancia sa javí najmä v jv časti panvy, kde sa tufiticko-detritické súvrstvie spodného a stredného badenu stýka priamo s predneogénnym paleozoickým podložím (Ptrukša — zemplínsky ostrov). Ku koncu tohto obdobia vzniká v severnej časti panvy diferencovaný sedimentačný priestor s evaporitickou, hlavne soľnou sedimentáciou. Severný a južný okraj sprevádzala zlomová tektonika pozdĺž panvy, v ktorej boli vyvrhnuté kyslé sialické pyroklastiká v niekoľkých opakovaných výbuchoch. Západný okraj sedimentačného priestoru tvorí zlom so zaklesnutým východným krídlom. Pozdĺž neho v nasledujúcom období preniká na povrch časť intermediárnych magiem Prešovsko-tokajských hôr.

d) Uvoľnenie tangenciálnych napätí v bolivino-rotaliovej zóne badenu viedlo k obnoveniu subsidenčného režimu, k prerušeniu soľnej sedimentácie a k vytvoreniu členitého reliéfu v oblasti. Tento režim je diagnostifikovaný regionálnym vývinom konglomeratických polôh v severnej časti panvy a postupným vysladzovaním sedimentačného priestoru od severozápadu na východ. Diskordancia je zreteľná aj v sz časti panvy, kde tufiticko-detritické súvrstvie vrchného badenu sadá postupne na sedimenty stredného a spodného badenu, ale presahuje aj na karpatské súvrstvie Prešovsko-košickej kotliny.

e) Medzi badenom a sarmatom nepozorujeme podstatné zmeny litofácií. Tektonické udalosti signalizuje iba nová orientácia sedimentačného priestoru. Kontrolujúcim faktorom je priečna tektonika a najvýznamnejšiu úlohu hrá vrbnický priečny zlomový systém. V jz časti hrá dominantnú úlohu svinický zlom (oblasť východne od Ďurkova). Sarmatský sedimentačný cyklus je ukončený v jv časti panvy (oblasť Ptrukša) výraznými 100 m mocnými pieskami, signalizujúcimi veľkú regresiu bazénu.

f) Medzi sarmatom a pliocénom bola prerušená sedimentácia a pliocén leží transgresívne na rôznych stratigrafických jednotkách. Postupné rozširovanie panvy v periférnych oblastiach, hlavne na severe, charakterizujú transgresívne bazálne konglomeráty. V pliocéne sa tektonický rytmus zrýchľuje, poklesávanie sedimentačného priestoru je menej intenzívne. Pomerná sterilita tohto súvrstvia

ho neumožňuje podrobnejšie členiť podľa fauny, avšak na druhej strane bohatstvo vrtného materiálu (v sv časti podvihorlatskej oblasti a na juhozápade v oblasti Zatína) umožnilo vymedziť v tomto súvrství niekoľko sedimentačných cyklov. Okrem výraznej diskordancie na báze súvrstvia ďalšie cykly boli spozorované na báze stredného a vrchného pliocénu (R. Rudinec — J. Čverčko 1970).

Zistené plikatívne štruktúry

Plikatívne štruktúry vo východoslovenskom neogéne boli pozitívne zistené. Bezpochyby zvrásnené sú súvrstvia spodného miocénu. Úklony a fácie karpatu svedčia o tom, že i tento sedimentačný priestor bol zvrásnený. Plikatívne štruktúry sa nachádzajú v badene, sarmate až do pliocénu. Nie všetky vznikli tangenciálnymi tlakmi.

Vrásové štruktúry majú veľmi plochý reliéf. Sú sústredené najmä v severnej a centrálnej časti neogénnej panvy, kde sa intenzívnejšie prenášal orogénny tlak. Dnešný stav v plikatívnych štruktúrach je do určitej miery skreslený zlomami, ktoré ich poznamenali rôznou intenzitou. Pôvodne výrazné vrásové štruktúry sú zložitou a intenzívnou zlomovou tektonikou rozdrobené na celý rad drobných štruktúr. Najvýraznejšie dnes známe štruktúry vznikali v blízkosti výrazných tektonických porúch a protiklonných zlomov (Trhovište—Pozdišovce, Bánovce, Stretava, Ptrukša). Plikatívne štruktúry sú zvlášť presvedčivé na plynovej štruktúre Stretava (obr. 7).

Fázy vrásnenia v neogéne východného Slovenska

Za prvú fázu neogénneho vrásnenia na východnom Slovensku považujeme vrásnenie, ktoré spôsobilo vyzdvihnutie flyšového sedimentačného priestoru včítane čiastkových úzkych sedimentačných zón oligocénu v nadloží a blízkosti bradlového pásma. Časovo kladieme priebeh tejto fázy do oligomiocénu — egeru.

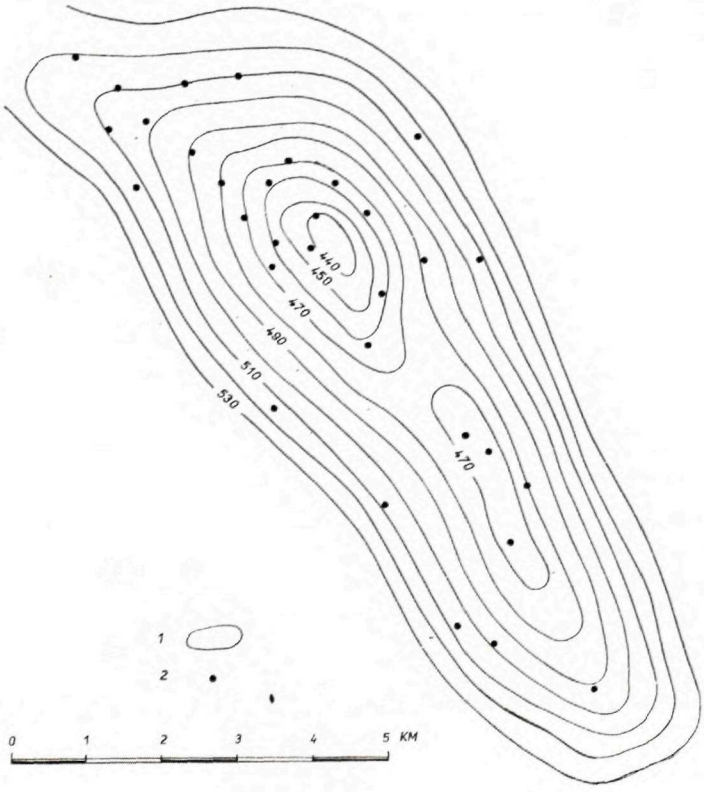
Druhá neogénna fáza vrásnenia prebiehala po usadení vysladených súvrství čelovskej formácie a poeggenburgienska — helvétska spôsobila stlačenie jej sedimentačného priestoru a pravdepodobne aj prešovskej formácie až po Vranov do úzkych synklinálnych pruhov. V oblasti Modrej n/Cirochou sa vrásnil miocén do synklinálnych častí vrásových štruktúr flyšu na sever od bradlového pásma.

Tretia fáza vrásnenia postihla východoslovenský neogén na báze badenu a jej výsledkom sú pomerne strmé monoklinálne štruktúry karpatu pozdĺž severného okraja východoslovenskej neogénnej panvy, o ktorých sa domnievame, že sú to severné, strmšie krídla asymetrickej synklinály sedi-

mentov karpatského veku. Južné, podľa všetkého miernejšie uklonené krídla sú pochované pod mladšími badenskými uloženinami.

Štvrtú fázu neogénneho vrásnenia je možno klásť do obdobia formovania sa evaporitických sedimentov badenu. Vlastné väčšie plikatívne štruktúry tejto fázy poznáme ako hrásťovo-antiklinálne štruktúry soľonosného súvrstvia (Zbudza) na zbudzansko-michalovskej hrasti. Ku koncu tohto obdobia tangenciálny tlak povoľuje a vo vrchnom badene (rotaliová zóna) sa sedimentačný priestor prudko rozširuje na SZ do košicko-prešovskej oblasti. Vznikajú výrazné syngenetické zlomové línie. Toto obdobie je charakteristické vznikom hrasťových štruktúr pozdĺžneho karpatského smeru.

Piata fáza vrásnenia sa začalo prejavovať v spodnom sarmate — v cibicidovom pásme, kedy sa redukuje sedimentačný priestor. Toto obdobie je poznačené vznikom rozsiahlych plochých plikatívnych štruktúr, napr.



Obr. 7 Mapa plikatívnej štruktúry Stretava na horizont v pliocéne
1 — izopachy štruktúry; 2 — vrty, ktorými je definovaná štruktúra.

Fig. 7 Map of the plicative structure of Stretava to the horizon in the Pliocene
1 — Isopachous line of the structure; 2 — Boreholes which helped to define the structure.

antiklinálna štruktúra Stretava. Postupne sa napätie uvoľňovalo a zóna veľkých elfídií (stredný sarmat) je obdobím, kedy sa sedimentačný priestor opäť rozširuje. Významnú úlohu nadobúdajú priečne synsedimentárne pôsobiace zlomy.

Šiesta fáza vrásnenia začína v najvyššom sarmate — zóne porosononionovej, kedy sa sedimentačný priestor zmenšuje. Litofaciálne sa to prejavuje vznikom cca 100 m mocných regresívnych pieskov (Ptrukša). Opätovné uvoľnenie tangenciálneho tlaku spôsobilo rozšírenie pliocénnej (panónskej a pontskej) záplavy predovšetkým na severovýchod (do podvihorlatskej oblasti) a čiastočne na juhozápad (oblasť Zatína).

Počas pliocénu sa dvakrát významnejšie krátkodobo stlačil a uvoľnil sedimentačný priestor na báze pontu a vrchného pliocénu, ktoré sú charakterizované menšími diskordanciami a hiátmi, sledovateľnými v periférnych častiach panvy tam, kde sú vyvinuté a zachované pliocénne sedimenty, najmä v podvihorlatskej oblasti.

Do tlače odporučil J. Seneš

LITERATÚRA

[1] Čverčko, J. 1972: Výročná správa pionierskeho prieskumu elevácie Rozhanovce za rok 1971. Manuskript-archív Nafta. Michalovce. — [2] Čverčko, J. — Rudinec, R. — Slávik, J. 1968: Geology of Neogene Volcanism in East Slovakia. Geologické práce, Správy 44—45. Bratislava. — [3] Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborník geologických vied, Západné Karpaty zv. 15. Bratislava. — [4] Gluško, V. V. et al. 1963: Geologija neftjannych i gazovych mestoroždenij Ukrajinskoj SSR. Gostoptechizdat. Moskva. — [5] Janáček, J. — Kocák, A. — Mořkovský, M. — Vass, D. 1967: Geologická mapa předneogenního podloží a mapy mocností a litofaciálního vývoje neogénu východoslovenské pánve a jižního Slovenska. Manuscript—Geofond. Bratislava. — [6] Lešku, B. — Slávik, J. 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. Geologické práce, Správy 47. Bratislava. — [7] Mořkovský, M.1969: Předběžné zhodnocení výsledku vrtně-refrakčního měření v okolí vrtu Ďurkov-1 v Košické kotlině. Manuskript-archív Geofyziky. Brno. — [8] Rudinec, R. 1969: Poznámky k podložiu východoslovenskej neogénnej panvy. Geologické práce, Správy 50. Bratislava. — [9] Rudinec, R. — Čverčko, J. 1970: Výsledky štruktúrneho a čiastočne pionierskeho prieskumu v podvihorlatskej oblasti so zreteľom na prieskum živíc. Geofond Bratislava. — [1] Rudinec, R. — Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geologické práce. Správy 53. Bratislava. — [11] Slávik, J. 1967: Soľné ložiská východoslovenského miocénu. Zborník geologických vied. Ložisková geologie sv. 9. — [12] Slávik, J. 1967: Gips und Anhydrit aus den Salzführenden Formationen des Miozäns der Ostslovakei. Geologický zborník XVIII/1. Bratislava. — [13] Slávik, J. 1968: Chronology and Tectonic Background of Neogene Volcanism in East Slovakia. Geologické práce, Správy 44—45. Bratislava. — [14] Slávik, J. et al. 1960: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie vrtu Čelovce 1. Geologické práce, Správy 18. Bratislava. — [15] Zapletalová, I. 1970: Mikropaleontologické vyhodnotenie jadier z vrtu Cf Vranov 108. Manuskript-archív Nafta. Michalovce.

Geologické práce, Správy 60 | str. 237—257 | Bratislava | 1973

RADAN KVĚT* — VÁCLAV ŠPIČKA**

O GENEZI ZLOMŮ VE VZTAHU K VÝVOJI SÍTĚ A SYSTÉMU PUKLINOVÝCH ZÓN A PORUCH V ŠIRŠÍ OBLASTI VÍDEŇSKÉ PÁNVE

(německé resumé)

Abstract. In the paper are discussed the possibilities of application of the theory of periodical origin of the network of joint and fault systems within the main orogeneses for the purpose of solution of the genesis and classification of faults on the basis of the data from the wider area of the Vienna Basin.

Úvod

Geneze neogenní vídeňské pánve ve vztahu ke zlomové tektonice a stavbě hlubokého předneogenního a předterciérního podkladu je dlouho diskutovaným problémem. Jeho závažnost vystupuje při orientaci prací především na řešení hlubinné stavby a perspektivnosti autochtonního podkladu pro ropu a zemní plyn stále více do popředí.

Novým důležitým kriteriem k řešení problematiky může být posouzení významu sítě puklinových zón a zlomů v zemské kůře pro genezi a klasifikaci neogenních zlomů. Vycházíme proto z úvah N. Štovíčkové (1966), P. Röhlicha — N. Štovíčkové (1968) a R. Květa (1971, 1972) o genezi a geodynamice globální sítě puklinových zón a hlubinných zlomů v zemské kůře v jednotlivých orogenezích. Navazujeme při tom na předcházející četné práce zabývající se zlomovou tektonikou vídeňské pánve (J. Janáček 1955, M. Dlabač — Z. Adam 1956, H. Stowasser 1958 atd.) a na srovnání s poznatky o zlomech zjištěných v autochtonním podkladu v oblasti jv. svahů Českého masivu, z. od vídeňské pánve i v Českém masivu.

Je nutné předeslat základní objektivní potíže při hodnocení získaných poznatků. V neogénu vídeňské pánve je poměrně nejlépe znám průběh zlomů na povrchu a ve vyšším neogénu. Scházejí však hodnověrné údaje o průběhu zlomů v hlubokém podkladu, které mohou být v budoucnosti získány snad

* Ústřední ústav geologický, Brno, Mozartova 1
** Ústřední ústav geologický, Praha, Hradební 9

moderní geofyzikou (reflexní metodou společného hlubinného bodu) a výzkumem a průzkumem zaměřeným na autochton. Naproti tomu údaje získané o zlomech v autochtonním podkladu v oblasti jv. svahů Českého masivu nejsou zpravidla dostačující pro stanovení přesného průběhu a směru zlomů na větší vzdálenosti. Nelze také jednoznačně řešit vliv nesourodosti stavby na směr zlomů a otázku rozdílného uplatnění a funkce zlomů v jednotlivých stupních sedimentární výplně.

Proto mají předložené závěry především diskusní ráz. Hlavním cílem je podnítit při dalším výzkumu a průzkumu nezbytný komplexní rozbor jednotlivých zlomových systémů a zpřesnit podklady pro genezi a klasifikaci zlomů.

Rozbor hlavních výsledků starších prací pro genezi a klasifikaci zlomů

Geneze a klasifikace neogenních zlomů vycházela dosud především z hodnocení hlavních směrů jejich průběhu včetně případných nápadných změn a ze vztahu k převládající vrstevní stavbě mladšího neogénu (počínaje děvínskou serií badenu) a k podélné ose vídeňské pánve s. s.

Např. J. Janáček (1955) uvádí pro helvet staré podélné v—z a mladší příčné epigenetické (směrné karpatské zlomy vídeňské pánve) zlomy. Zdůrazňuje syngenezi a sourodost obou systémů počínaje tortonem. T. Buday (1963) rozeznává podle směru k hlavní ose pánve zlomy podélné, příčné až kosé. M. Dlabač (1963) člení zlomy ve vztahu k vrstevní stavbě na podélné, příčné a kosé. V. Špička (1966, 1967, 1969, 1972) rozlišuje podle směru hlavní jednotky a zlomy a zabývá se též otázkou vztahu zlomů ke stavbě Českého masivu a předneogenního podkladu pánve. Příčné linie sz—jv až ssz—jjv směru, u kterých je četnými pracemi (Z. Roth — 1962, T. Buday — 1963 atd.) prokázán regionální průběh z oblasti Českého masivu k JV do centrálních Karpat, se ztotožňují s mladokaledonskými liniemi sudetského směru (O. Kodym in T. Buday aj. — 1961). Linie zjz—vsv až z—v směru se ztotožňují s assyntskými a starovariskými liniemi a upozorňuje se na směrovou shodu s průběhem předsvrchnokřídových mesozoických a paleogenních jednotek a hlavních stavebních prvků v krystalinickém podkladu v podunajské pánvi. Předneoidní založení se předpokládá také u s—j linií, které se ztotožňují se zlomy rýnského či jizerského směru v oblasti Českého masivu. Hlavním problémem je převládající podélná tektonika pánve jjz—ssv směru. Zlomy a jednotky tohoto směru jsou činné v neogenní výplni počínaje děvínskou serií badenu, a proto se jejich geneze v neogénu objasňuje především v souvislosti s orogenezí a dotvářením stavby podloží v mladoštýrské fázi koncem lanzendorfské serie badenu a v mladším neogénu.

Je nutné zdůraznit, že pro posuzování neogénní zlomové tektoniky v starších pracích byly k disposici údaje nejhlouběji z přímého předneogénního podloží nebo pouze z hlubších neogenních vrstev. V poslední době nastává kvalitativní obrat. Získávají se nové poznatky o zlomech v rámci výzkumu hlubinné stavby autochtonního podloží na jv. svazích platformního bloku Českého masivu, který se noří k JV pod flyšové Karpaty a neogén vídeňské pánve. Poznatky o předneogenním a mesozoickém podkladu byly získány jednak v Rakousku (J. Kapounek et al. — 1967 atd.), jednak na našem území

(V. Špička et al. — 1971 atd.). Hlubinný průzkum pokročil až k z. okrajům vídeňské pánve a poznatky získané o autochtonním podkladu v podloží flyšového pásma lze proto využít pro řešení vztahu tektoniky hlubokého podkladu k tektonice neogenní výplně.

Ve starších pracích se zdůrazňuje hlavně význam podkladu pro vznik zlomů. Vznik zlomů se klade do období orogenetických fází, při čemž se předpokládá, že vzniklé zlomy odpovídají směrově starší stavbě podložních jednotek nebo se jedná o nově vzniklé zlomy, souběžné s novými prvky, které stavbu podloží dotvářejí. Funkce zlomů je nejvýznamnější po zakončení orogenetické fáze a vyznívá v souvislosti se zmírněním celkové subsidence koncem sedimentačního cyklu, kdy regrese je předzvěstí oživení orogenetických pohybů (T. Buday — 1963, V. Špička — 1967). Ke vzniku a funkci zlomů v neogénu dochází především počínaje mladoštýrskou orogenezí mezi děvínskou a lanzendorfskou serií badenu. Při výkladu geneze zlomů se uvažuje o reaktivaci starých linií zakotvených v podkladu, ale také se vznikem nových dislokací, které se vytvořily ve starším podkladu (včetně staršího neogenního pokryvu) při orogenezi.

Předpoklad, že všechny významnější zlomy jsou reaktivací starých mobilních linií zakotvených v předterciérním podkladu, lze opřít o některé skutečnosti a úvahy:

1. Zlomy vznikají na místech tektonických linií podloží a jsou pokračováním zlomů v podloží (T. Buday — 1963, V. Špička — 1966, 1967). Zlomy byly oživeny v orogenetických fázích před počínající transgresí t. j. před počátkem nastávajícího sedimentačního cyklu.

2. Neogenní zlomy jsou směrově shodné se zlomy v Českém masivu. Nové poznatky ukazují, že se shodují se zlomy v autochtonním podkladu v podloží flyšového pásma na svazích Českého masivu. J. Kapounek et al. (1967) považují velké neogenní zlomy za reaktivaci starých zlomů činných v juře. Na hlubinný původ velkých zlomů ve vídeňské pánvi se poukazuje v souvislosti s posicí a orientací pánve i zlomů na švu mezi Českým masivem a Slovenským resp. alpsko-karpatským blokem (K. Stowasser — 1958, T. Buday — 1963). F. Chmelík (1971) spojuje vznik a protažení vídeňské pánve s existencí hlubinného hradišťského zlomu jjz—ssv směru. Výrazný v—z hlubinný zlom interpretuje od Mistelbachu k V.

V komplexním hodnocení hlubinné zlomové tektoniky Českého masivu (P. Röhlich — N. Šťovíčková — 1968) se rozlišují 4 hlavní tektonické směry:

variský, krušnohorský, jz—sv směr,
hercynský, sudetský, sz—jv směr,
submeridionální, rýnský, ssv—jjz směr a
subekvatoriální, zsz—vjv směr.

Význam zlomů ve vývoji zemské kůry, ale též pro otázky naftově geologické, je zásadní a proto zasluhuje řešení této problematiky výjimečnou pozornost. Zlomy vymezují zóny s rozdílnou mobilitou a nahromaděním naftomatečných, krycích a kolektorských sedimentů a ovlivňují zásadně pohyb, přemisťování a metamorfozu podzemních vod, migraci uhlovodíků a vznik akumulací živic.

Cenným přínosem k řešení problematiky geneze a klasifikace zlomů může být využití nových poznatků o hlavních systémech puklin a zlomů v zemské kůře a změnách jejich orientace v geologickém vývoji. Zhodnotíme je samostatně v další kapitole.

Geodynamické problémy vzniku zlomové tektoniky

Na genetické a dynamické principy v hlubinné zlomové tektonice Českého masívu upozorňují P. Röhlich — N. Šťovíčková (1968).

Zdůrazňují, že se v jednotlivých tektogenezích uplatňují periodicky 2 základní systémy hlubinných zlomů, ortogonální (s—j, v—z) a diagonální (sv—jz, sz—jv). Vznik těchto dvou systémů puklin a zlomů objasňují planetárně-geologickými hypotezami, rotační dynamikou země a dále uplatněním torzních sil. Závažným je závěr, že kombinací rotační dynamiky a kontinentálního driftu dochází ke změnám v orientaci zlomů. Podle paleomagnetických údajů M. Krse (1969) se uvádí odklon paleomagnetického poledníku o 31,5—35,5° v devonu — karbonu, o 16,4° v permu, o 25—28,5° v triasu-juře, o 8,5° v křídě a o 3,5° v terciéru. Dnešní sv. (krušnohorský) směr v devonu a karbonu (cca 60°) odpovídá podle toho tehdejšímu ekvatoriálnímu směru, sz (sudetský — cca 315—330°) směr ztotožňují autoři přibližně se směrem k tomu kolmým, t. j. původně s—j směrem.

Geodynamického principu však autoři nevyužívají plně pro detailnější rozbor dnešní zlomové tektoniky. Rozlišují 4 základní směry, zhruba ortogonální a diagonální, se značnými změnami ve směrech zlomů v prostoru.

Problematikou puklinových zón, jejich významu pro vznik zlomů a podrobným rozborem jejich směrů se zabýval R. Květ (1971, 1972). V dalším textu uvedeme hlavní závěry, které použijeme pro srovnání v širší oblasti vídeňské pánve.

Zlomové systémy jsou vázány na úzké protáhlé dislokační zóny, které člení zemskou kůru na dílčí bloky podkladu a jsou doprovázeny různými průvodními zjevy (např. propadliny, hrásť, flexury, vleky, nepravé vrásové struktury atd.). Ve smyslu V. A. Klubova aj. (1967) se jedná o meziblokové dislokace, které jsou svázány geneticky s hlubokými zlomy zemské kůry a rozvíjely se v zónách zvýšené tektonické aktivity.

Lze předpokládat, že vznik hlavních zlomů souvisí s pohyby podle labilních zón, kterým odpovídají polohy nejvíce namáhané a o nejmenší pevnosti. Těmito místy jsou puklinové zóny (ve smyslu M. Pličky — 1968). Průběh

zlomů je pak dán především průběhem oslabených míst v zemské kůře, t. j. průběhem puklinových zón.

Lze tedy předpokládat, že vznik zlomů a zlomových systémů predisponují oslabená místa zemské kůry — puklinové zóny. Puklinové zóny vytvářejí na větší ploše v jistých intervalech paralelně probíhající linie o víceméně stejně intenzivně porušených pásmech. Tyto pravidelně uspořádané linie vytvářejí síť největší puklinatosti, kterou by bylo možno nazvat planetární ekvidistanční poruchový (puklinový) systém (zkráceně PEP systém). Je to systém poruch postihující všechny horniny v kůře zemské v měřítku planetárním. Typická pro tento systém je výrazná ekvidistance určená hodnotou 60 km resp. jejími násobky (pro měřítko kontinentů) nebo jejich zlomky (v měřítku menších oblastí). Směry PEP systému jsou určeny ve vztahu k poledníkům.

Zlomové systémy jsou orientovány v poledníkovém a na něj kolmém směru a dále ve směrech diagonálních. Při dnešním geografickém poledníku lze předpokládat, že zhruba pod úhly 0° a 90° budou probíhat zlomové systémy vzniklé pouze v nejmladších orogenetických fázích, zhruba v období od vyšší části badenu do pliocenu a kvarteru. Podle analyzy provedené R. Květem (1971, 1972) a opřené o mapy zlomů, orientaci linií s přirozenými vývěry uhličitých a termálních vod, průběhu vodních toků, výskytu neovulkanitů, zvýšení seismicity atd., mají v této nejmladší tektonické síti diagonální směry orientaci sv (54°), ssv (36°), sz (306°) a ssz (324°).

Pro síť puklin a zlomů v nejmladším alpinském orogenetickém cyklu lze podle toho uvažovat o systémech těchto směrů: s—j (0°), jz—sv (54°) a sz—jv (306°) a směrech na ně kolmých t. j. v—z (90° resp. 270°), ssz—jjv (324°) a jjz—ssv (36°).

Geometricky identická síť vzniklá ve variském orogenu je stočena podle poledníků (odklon paleomagnetického poledníku od dnešního geografického poledníku) dle rozboru provedeného R. Květem o 26° (původní s—j směr probíhá dnes ve směru jjz—ssv). Vzniklý systém zlomů má tedy ve srovnání se systémem při dnešním geografickém poledníku a s—j směru (0°) tyto směry:

ssv (0° + 26° = 26°), vsv (54° + 26° = 80°), ssz (306° + 26° = 332°), zsz (270° + 26° = 296°; ssz (324° + 26° = 350°), vsv (36° + 26° = 62°).

Předpoklad stočení o 26° je v dobrém souladu s paleomagnetickými údaji M. Krse (1969), který na dosud nevelkém počtu lokalit Českého masivu určuje hodnoty deklinace pro mladší prvohory s velkým rozdílem krajních hodnot 16° a 34,6°, ale s většinou hodnot kolem 25°, t. j. ve směru ssv.

Síť vzniklá před variským orogenem, pravděpodobně assyntská, je stočena ve srovnání s dnešní orientací poledníku podle R. Květa (1971, 1972) o 47°. Vzniklý systém má tedy dnes tyto směry zlomů:

sv (0° + 47° = 47°), zsz (234° + 47° = 281°), ssz (306° + 47° = 353°), sz (270° + 47° = 317°), ssv (324° + 47° = 371°), vsv (36° + 47° = 83°). Souhrnný přehled PEP systému podává tab. 1 na str. 253.

Lze předpokládat, že neogenní zlomy vzniklé reaktivací starých linií využívají sítě puklin a hlubinných zlomů ve starých předneoidních orogenezích. Nově vzniklé zlomy jsou pak orientovány podle sítě nejmladší alpínské orogeneze.

Podle geodynamických principů výkladu vzniku zlomů (P. Röhlich — N. Šťovíčková — 1968, R. Květ — 1972), je nutné tedy při klasifikaci zlomových systémů počítat s uplatněním sítě puklin a zlomů z různě starých orogenezí. Kromě systémů zakotvených v hlubokém podloží, které se v mladším období oživují s příslušným stočením proti původní orientaci poledníku, dochází ke vzniku nových systémů, jejichž ortogonální a diagonální směry se orientují v nejmladším neogenním období prakticky podle dnešního s—j směru geografického poledníku.

Podrobné sledování směru zlomů by proto mohlo mít zásadní význam pro řešení otázky stáří zlomů a pro identifikaci hlavních zlomových systémů určujících stavbu hlubokého autochtonního podkladu v podloží flyšových příkrovů a neogenních pánví západních Karpat.

Proto jsme přistoupili k prověření teorie existence planetárních ekvidistančních systémů a změn jejich směru v geologickém vývoji v neogénu vídeňské pánve a v jejím okolí. Tato oblast je vhodná, poněvadž průběh neogenních zlomů je dobře znám a kromě toho lze využít nových poznatků o zlomech v autochtonním mesozoickém podkladu v blízkém okolí vídeňské pánve.

Správnost empirického odvození sítí puklinových a zlomových systémů a stanovení jejich hlavních směrů prokazují také práce jiných autorů a rozbor směru zlomů v některých oblastech.

V mapě postupu záplavy za povodně v podunajské pánvi (J. Janáček — 1971) jsou interpretovány výraznější zlomové linie směru 90°, 0°, 306°, 36°, 54° a 324°. Tyto směry jsou s odchylkami většinou do ± 2° totožné s uvažovanou alpinskou sítí zlomů. Ze starší sítě variského orogénu se uplatňují dvě linie směru 62°.

Podrobný rozbor eggských směrů zlomů provedli na území NDR P. Lange — W. Steiner (1971). Stáří těchto zlomů odpovídá svrchnímu karbonu-permu, s oživením v bezprostředně nadložním tercieru. Směr zlomů pod úhlem 350° se shoduje úplně s uvažovaným směrem ssz hercynské sítě puklinových zón — zlomů.

Důležité poznatky potvrzující směry sítí přinášejí výrazná usměrnění a přímočarý průběh anomálií CO_2 podle plynové prospekce (prováděné pracovníky Geotestu n. p. Brno Z. Pospíšilem a V. Řezníčkem) v podpovrchové zóně a orientace linií s vývěry v oblastech výskytu uhličitých mine-

rálních vod. Např. v oblasti Františkových lázní byly zjištěny směry 54° (alpinská síť), 62° (hercynská síť) a 317° (assyntská síť) atd.

Při studiu závislosti rudních výskytů na zlomové tektonice v Českém masívu zkoumal Z. Pouba (1969) též směry charakteristické zlomové sítě v dané oblasti. Zdůrazňuje se, že se stále opakují tři hlavní směry: krušnohorský 60—65° (odpovídá linii 62° „hercynské" sítě), hercynský 102—135° (příslušná linie „hercynské" sítě je 296° čili 116°) a rýnská linie 0—15° (které odpovídá směr 11° „assyntské" sítě).

Zajímavá je též shoda směru linií zemětřesení v Českém masivu se směry puklinových zón PEP systémů. A. Zátopek (1948) sestavil mapu výskytů a směru šíření zemětřesení (viz též obr. v práci Z. Pouby — 1969). Linie seismického šíření mají tyto směry: 36° a 306° (odpovídají úplně směrům „alpinské" sítě), 26° a 61,5° (shodují se směrově s „hercynskou" sítí) a směr 47° (shoda s „assyntskou" sítí). Směry v rozmezí 7°, 9° a 12° by mohly odpovídat směru 11° „assyntské" sítě. Měřením zemského tepelného toku v Českém masivu byla zjištěna v pásmu Teplice—Mělník zóna, kterou autoři (V. Čermák, J. Jetel, B. Krčmář — 1968) přibližně ohraničili dvěma liniemi o směru 306° a 301°. Tyto linie se shodují směrově s linií 306° „alpinského" systému.

Příkladem směru tektonických linií z oblasti současného vulkanismu může být Island. E. R. Schmidt (1969) na mapce Islandu zakresluje vedle vulkánů, výronů termálních pramenů a par též poruchové linie. Jejich hlavní směry 0°, 36°, 54°, 322° či 327° odpovídají směrům „alpinské" sítě. Jako další významné směry lze určit linie 46°, 281° resp. 279° a 313° odpovídající směrům „assyntské" sítě. Při tom je zajímavé, že většina termálních vod vyvěrá na liniích „assyntské" sítě (47° a 281°) a další pak především na jedné linii „alpinského" systému (0°). Se sítí PEP systémů se též shodují směry puklin sedimentů udávané v ruské tabuli I. I. Čebanenkem (1963), který je cituje z materiálů Z. N. Permjakova.

Pozornosti zasluhují dále hlavní tektonické směry určené H. Stillem (1953). Rýnské (26—35°), hercynské (290—305°) a azovské (60—75°) tektonické linie lze srovnávat s příslušnými směry hercynské sítě. Tak by bylo možno dedukovat, že hercynská síť je z nejdůležitějších pro utváření současné tváře Evropy.

K problému geneze a klasifikace některých zlomů v oblasti vídeňské pánve a na jv. svazích Českého masivu ve vztahu k uvažované existenci systémů puklinových zón a zlomů

Významnější zlomy představují zpravidla složité zlomové systémy. V neogénu vídeňské pánve lze názorně sledovat četné virgace zlomů, křížení a štěpení zlomů a změny v průběhu (viz např. M. Dlabač — Z. Adam — 1956 atd.).

Lze podle toho usuzovat na uplatnění vlivu směrově i geneticky různorodých tektonických prvků. V mladším neogénu, zvláště v nejmladším pliocenním období se vytvářejí četné spojující linie, které mohou zastírat převládající směr hlavních zlomů v hlubokém podkladu. Nápadné změny směru zlomů a obloukové průběhy zlomů jsou při tom výsledkem pohybu podle různých směrů jednoho nebo i více planetárních ekvidistančních poruchových systémů.

Vzhledem k tomu považujeme za vhodné soustředit se pouze na rozbor hlavních a nejvýraznějších zlomových systémů.

Jedná se o orientační analyzu, provedenou podle různých mapových podkladů (generální mapa ČSSR, tektonické schema vídeňské pánve např. V. Špička — 1967, T. Buday a kol. — 1967, povrchová tektonická mapa Záhorské nížiny — V. Špička — 1972, strukturní mapy na lábský obzor atd.).

Nejúplnější poznatky byly získány zatím pro z. část vídeňské pánve. Probíhají zde např. dva z nejvýznamnějších zlomů v pánvi, zlom schrattenberský a steinberský, které dosahují při bázi neogénu výšky skoku až přes 2 km. Je zde možno provést též srovnání se zlomy, které jsou prokázány v autochtonním mesozoickém podkladu v prostoru jv. svahů Českého masivu, v podloží neogenní alpsko-karpatské čelní hlubiny, ždánické jednotky a zóny Waschbergu v Rakousku i na našem území.

V paleozoiku zasluhuje pozornosti orientace zlomů v prostoru Drahanské vrchoviny a jejího jv. pokračování pod neogen čelní hlubiny. Orientace strukturních prvků má směry kolem 26°, omezení Drahanské vrchoviny proti neogénu sleduje zhruba směr kolem 47°. V prostoru Dražovic byl identifikován výrazný zlomový systém (dražovický — V. Špička — Z. Adam — V. Filková — 1972), který má směr kolem 48°. Zdá se, že se významně uplatňuje v paleozoiku. Směry 47° odpovídají assyntské síti, směr 26° hercynské síti. Další nové poznatky o zlomech v úseku středomoravského bloku (t. j. s. od linie Brno—Hodonín) budou získány novým souborným zpracováním podkladů, které se v současné době provádí. Proto se omezíme v dalším pouze na poznatky získané v rámci příčného sz—jv. jihomoravského bloku včetně prostoru zóny Waschbergu v Rakousku.

Steinberský a schrattenberský zlomový systém

Pro hodnocení geneze zlomů jsou důležité poznatky o zlomech, které výrazně člení autochtonní mesozoikum na svazích Českého masivu. Jedná se o výrazné prolomy platformy zjištěné v Rakousku i na našem území.

V Rakousku se hodnotí tyto zlomy souborně v práci J. Kapounka et al. (1967).

Autoři vyčleňují v mesozoiku na svazích platformního bloku Českého masivu 3 významné jz—sv poruchy (mailberský, steinabrunský a wollmansberský zlom). Uvádějí, že tyto poruchy neprobíhají paralelně s mladšími alpinskými tektonickými liniemi a řežou alpsko-karpatský průběh zóny Waschbergu v ostrém úhlu. Považují tyto zlomy za staré tektonické linie zakotvené v krystaliniku Českého masivu, vzniklé pravděpodobně po ukončení variské orogeneze a intenzivně činné v juře. Ve vztahu k mladé zlomové tektonice ve středním miocénu až pliocenu zdůrazňují, že mladá neogenní tektonika reaktivovala linie starých zakotvených poruch a dosáhla např. u schrattenberského a steinberského zlomu rovněž v neogénu významné výšky skoku. Řešení kongruence starých poruch a mladší zlomové tektoniky považují autoři za důležitý úkol pro další výzkumy.

Podle uveřejněných rakouských mapových podkladů (R. Grill — 1964) probíhají linie zóny Waschbergu v okolí Mistelbachu pod úhlem cca 50° (47°), mezi Ernstbrunnem a Stockerau je prokázáno stáčení do jjz—ssv směru pod úhlem 26°. Shodné stáčení pozorujeme také s. od Staatzu.

Mailberský zlom probíhá j. od Mailbergu pod úhlem 26°, k S se stáčí do jz—sv směru s průběhem pod úhlem 62°. Steinabrunnská porucha má ssv (26°), wollmannberská sv směr (47°).

Na našem území je pravděpodobným pokračováním mailberského zlomu prolom platformy t. zv. velkopavlovický zlom (V. Špička a kol. — 1971) s průběhem na linii Mikulov—Kobylí. Interpretovaný průběh zlomu má jz—sv (47°) a zjz—vsv (62°) směr.

Směry těchto starých zlomů, u nichž je zjištěna nebo se předpokládá intenzivní funkce především v autochtonní juře, jsou v dobrém souladu se směry, které se udávají pro síť vzniklou při variské orogenezi nebo ještě před ní.

Podle teorie o PEP systémech odpovídají jjz—ssv (26°) a zjz—vsv (62°) směry zlomů činných v juře síti zlomů, které vznikly ve variské orogenezi (původní ortogonální a diagonální směr s—j a jz—sv). Jz—sv směr (47°) odpovídá starší assyntské síti.

Zajímavé výsledky přináší srovnání směru těchto starých zlomů se směry význačných neogenních zlomových systémů vídeňské pánve, schrattenberského a steinberského systému.

Schrattenberský zlom probíhá pod úhlem 62°, v prostoru Schrattenbergu se stáčí prakticky do směru s—j. Na našem území má zlom průběh pod úhlem 47° a po spojení se steinberským zlomem u V. Bílovic — M. Žižkova se stáčí do zjz—vsv směru pod úhlem cca 60°, místy se projevuje úhel 54°.

Steinberský zlom je nejvýznamnější od Břeclavi k J, t. j. v Rakousku. V délce cca 40 km má jjz—ssv průběh, totožný s podélnou osou vídeňské pánve s. s. pod úhlem 26°. U Pirawarthu se zlom stáčí k Z a probíhá pod úhlem 62°, k J má opět směr jjz—ssv pod úhlem 26°. Mezi Korneuburgem —

Wolkensdorfem na S a Oberlaa na J a na našem území s. od Břeclavi má zlomový systém zhruba s—j směr.

Průběh schrattenberského systému sleduje především hercynský (62°) nebo starší assyntský (47°) směr. Místy je průběh prakticky s—j nebo pod úhlem 54°, což odpovídá směrům nejmladší alpinské sítě. Steinberský zlom sleduje svým průběhem především jjz—ssv (26°), místy zjz—vsv (62°) hercynské sítě, místy se uplatňuje zhruba s—j směr alpinské sítě.

Zdá sa tedy, že ve směru starých zlomů s funkcí v juře a ve směru mladých zlomů, intenzivně synsedimentárně činných především počínaje děvínskou serií badenu, je prakticky úplná shoda.

Lze proto předpokládat, že steinberský a schrattenberský systém jsou především reaktivací starých zlomů zakotvených v hlubokém předneoidním podloží. To ukazuje na význam těchto zlomů pro autochtonní podklad. Pouze místy a podřadně se projevují v průběhu systémů směry, které lze ztotožnit s nejmladší neogenní sítí.

Z provedeného hodnocení tedy vyplývá, že nejvýraznější zlomy při z. okraji jsou jednak reaktivací starých zlomů (především vzniklých při variské orogenezi a také starších), jednak sledují ve svém průběhu nejmladší alpinskou síť.

Farská porucha a svatojánský zlom

Farská porucha má vzhledem k převládajícímu členění a omezení mladší neogenní výplně pánve anomální průběh.

Provedený detailní rozbor farské poruchy prokazuje od Z k V proměnlivý průběh nejprve jz—sv směrem pod úhlem 54°, stočení do zjz—vsv směru (80°), opět průběh jz—sv (54°) a stočení do zjz—vsv směru (80°). Tyto změny v průběhu zlomu se vysvětlovaly vlivem příčné sz—jv tektoniky (V. Špička—1966). V oblasti Štefanova má zlom typický z—v směr, k V probíhá pod úhlem 80°.

Farská porucha sleduje tedy svým průběhem jednak původní diagonální směr hercynské sítě (80°), jednak směry nejmladší sítě alpinské (90°, 54°).

Farská porucha představuje jeden z největších a nejvýznamnějších neogenních zlomových systémů. Uklání se k J a omezuje na S kútský příkop a centrální depresi vídeňské pánve.

Podle převládajícího směru systému lze předpokládat, že je reaktivací staré mobilní zóny zakotvené v hlubokém předneoidním podkladu, ve variském orogénu. Správnosti tohoto závěru se zdá nasvědčovat také význam a vzhledem k podélné ose pánve poměrně anomální průběh systému v neogénu. Podle toho lze předpokládat, že farská porucha představuje také významnou zónu v autochtonním podkladu, i když povahu funkce nelze zatím hodnotit (tektonická zóna se může projevovat v jednotlivých obdobích různorodě,

jako přesmyky nebo synsedimentární poklesy různého smyslu, jak to prokazuje např. zlom boskovické brázdy — P. Jaroš — Z. Mísař — 1971). V této souvislosti je např. též zajímavá heterogenní povaha systému v neogénu. V kútském příkopu je prokázána intenzivní funkce počínaje děvínskou serií badenu, pro hlubší neogén důkazy o funkci scházejí (předpoklad J. Janáčka — 1955 o významné funkci systému v karpatu nebyl dosud potvrzen). V. od příkopu je v karpatu prokázána intenzivní funkce starého svatojanského zlomu s opačným smyslem úklonu a zlomy v pokračování farského systému jsou pouze panonské.

Farská porucha prokazuje svým průběhem převládající význam diagonálních zlomů hercynské sítě. V průběhu systému se však také uplatňují zlomy, které vznikly nově v nejmladší alpinské síti, pravděpodobně až v neogénu. Jedná se o ortogonální (v—z, s—j) i diagonální (sv—jz 54°) směry.

Převládající význam zjz—vsv prvků byl zjištěn též při rekonstrukci neogenního vývoje reliefu centrálně karpatského podloží (V. Špička — 1970). Zjz—vsv reliefové depresní nebo elevační prvky s průběhem pod úhlem 80° se projevují v orientaci senické deprese, lakšárské elevace, deprese mikulčické serie v prostoru Schönkirchenu—Heidenbergu atd. Typický z—v průběh se naproti tomu uplatňuje u štefanovské elevace.

F. Chmelík (1971) interpretuje hlubinný t. zv. mistelbašský zlom s průběhem pod úhlem 80° nebo 90°.

Svatojánský zlom omezující kútský příkop na JV má převládající jjz—ssv směr pod úhly 26° nebo 36°, v prostoru Kútů se stáčí do jz—sv směru (úhel 47° nebo 54°). V. od kútského příkopu má zlom stejného smyslu, ovlivňující mocnosti karpatu v prostoru Petrovy Vsi (t. zv. starý svatojánský zlom) z—v průběh.

V průběhu svatojánského systému se tedy kromě směrů odpovídajících starším sítím zlomů (předalpinským — 26°, 47°) uplatňují výrazně směry nejmladší alpinské sítě (0°, 36°, 54°, 90°).

Ostatní podélné jz—sv až jjz—ssv. zlomy

Ostatní důležitější podélné (k ose vídeňské pánve s. s.) zlomové systémy zhodnotíme pouze stručně a souhrnně.

Zlomové systémy hodonínsko-gbelský, lanžhotsko-hrušecký a lužický v sz. úseku pánve mají převážně jjz—ssv směry pod úhlem 26° nebo 36°, místy se uplatňují také směry pod úhlem 54°. Charakteristické jsou v některých úsecích zhruba s—j směry (až se stáčením k SSZ — hodonínsko-gbelský zlom v prostoru Gbel, lužický zlom v okolí Brodského). Kromě směrů odpovídajících původním s—j zlomům variské orogeneze (26°) se tedy také výrazně projevují směry odpovídající zlomům vzniklým v nejmladším alpinském

orogénu (0°, 36°, 54°) a příp. též diagonálním zlomům variské a assyntské orogeneze (350°, 353°).

V jv. úseku pánve zasluhují pozornosti především okrajové zlomy zohorského příkopu (hlavně jv. zlomové omezení neogenní deprese vídeňské pánve proti okrajovým krám neogénu a předneogennímu okraji pánve) a lábské zlomy.

V Rakousku se v průběhu zlomů omezujících depresi Lassee (j. pokračování zohorského příkopu) projevují zřetelné směry 26° nebo 36°. Na našem území má zohorský zlomový systém směr 26°, s. od Jablonové je typický s—j průběh, u Rohožníka kolem 80°. V průběhu systému se výrazně projevují směry zlomů staré hercynské sítě (26°, 80°). Staré založení systému potvrzují také výsledky hlubinné seismické sondáže, podle které se na z. úbočí M. Karpat projevuje výrazný hlubinný zlom (B. Beránek — 1971).

Zlomy lábského systému mají směry převážně kolem 36° (zlomy nejmladší alpinské sítě), pouze místy se uplatňují směry kolem 26°. Obdobně je tomu u kovalovského systému, ve kterém průběh některých zlomů má typické jjz—ssv směry pod úhlem 26°. Jinak se projevují v průběhu zlomů kovalovských, šaštínských atd. též směry kolem 36°, odpovídající síti zlomů vzniklých v nejmladší alpinské orogenezi.

Sz—jv až ssz—jjv zlomy

Jedná se o zlomy, které jsou dosud označovány jako příčné k hlavní ose a ztotožňované se sudetskými zlomy v Českém masivu. Především tyto zlomy jsou proto dosud obecně považovány za oživení poklesů podle dílčích bloků podkladu a je omezujících zlomů zakotvených v hlubokém předneoidním podloží pánve.

Podle teorie o periodickém vzniku geometricky identických sítí puklinových zón (poruch — zlomů) v jednotlivých orogenezích, včetně příslušných změn směrů v geologickém vývoji, dochází ke vzniku příčného sz—jv systému zlomů ve všech orogenezích, včetně nejmladšího alpinského cyklu. Problematiku je proto nutno posuzovat poněkud z jiného hlediska.

Nejvýraznějším příčným zlomovým systémem je lakšárský zlom, který probíhá pod úhlem cca 306°. Zdá se, že tedy sleduje diagonální směr nejmladší alpinské sítě. Stáčení neogenního lakšárského systému ze sz—jv směru u Lakšárské Nové Vsi až do směru jjz—ssv (systém kovalovských zlomů) je možno uspokojivě vysvětlit kombinací 2 diagonálních směrů. Skutečnost, že příčný lakšárský zlom neprobíhá v regionálním měřítku dále k SZ, je pak nutno objasnit vlivem rozdílné mobility podkladu. Mohl se zde uplatnit vliv brezovské deprese sz. od mesozoika jablonické hrástě nebo existence výrazné tektoniky jjz—ssv v podkladu (např. interpretace zlomu dle F. Chmelíka — 1971, výrazné uplatnění vlivu s—j tektoniky, projevující se s—j průběhem

neogenních zlomů v pruhu mezi Šaštínem—Studienkou—Jablonovou — např. šaštínské zlomy atd.).

Otázkou je ovšem, zda neogenní lakšárský zlom, shodný směrově s diagonálním systémem nejmladší alpinské sítě, není svým vznikem v neogénu podmíněn příčnou tektonickou linií v podkladu. Mohlo by se jednat o zlom směru 332° nebo 296° z hercynské sítě a 317° z assyntské sítě. Pravděpodobnost existence takových zlomů v podkladu naznačuje řešení geologické mapy předneogenního podloží vídeňské a podunajské pánve (T. Buday — E. Menčík — V. Špička — 1967, T. Buday — V. Špička — 1967). V podunajské pánvi se uvažuje o výrazném příčném rozhraní zhruba směru 315°, které by tedy mohlo odpovídat systému v assyntské síti a je zhruba pokračováním lakšárského systému. Ve vídeňské pánvi se počítá s výrazným příčným cunínským zlomem v geologické mapě předneogenního podloží, s interpretovaným průběhem cca 332° (T. Buday — E. Menčík — V. Špička — 1967). Nové výsledky seismického měření (ústní sdělení A. Kocáka) existenci tohoto zlomu potvrzují a přispějí jistě ke stanovení jeho přesného průběhu.

Závěr

V předložené práci se diskutuje problematika využití teorie periodického vzniku sítě puklinových a zlomových systémů v hlavních orogenezích geologického vývoje pro řešení geneze a klasifikace zlomů (R. Květ — 1971, 1972).

Uvažuje se o 3 hlavních sítích zlomových systémů:

a) síť vzniklá v období před variským orogénem, označovaná jako assyntská

b) síť vzniklá v průběhu variské orogeneze, označovaná jako variská nebo hercynská

c) síť vzniklá v nejmladším období alpinské orogeneze (v neogénu), označovaná jako alpinská síť.

Všechny sítě se vyznačují geometrickou shodou průběhu puklinových zón resp. systémů poruch-zlomů, při čemž assyntská síť je dnes otočená proti původnímu paleomagnetickému poledníku o 47°, variská síť o 26° a pouze u nejmladší alpinské sítě se počítá s tím, že s—j systémy zlomů navazují úplně shodně na dnešní geografický poledník.

Zatím je k disposici pouze málo komplexních údajů o zlomech v prostoru (přesný průběh zlomů) i ve vertikálním rozsahu (znalosti o zlomech v neogénu i v hlubším podloží).

Při řešení problému se vychází z dosavadních znalostí o zlomech v neogénu vídeňské pánve a v autochtonním předneogenním a předterciérním podkladu v oblasti jv. svahů Českého masivu na j. Moravě i v Rakousku. Jedná se o území, kde je zatím spolehlivých údajů relativně nejvíce.

Práce nepřináší detailní rozbor zlomových systémů, který bude možné provést pouze v pracech širšího rozsahu. Srovnává hlavní poznatky o průběhu a funkci zlomů s teorií o periodickém vzniku a uplatnění systémů puklin a zlomů v zemské kůře.

Byla stanovena směrová shoda hlavních zlomových systémů zjištěných v neogénu vídeňské pánve a v autochtonním předneogenním nebo předterciérním podkladu v oblasti jv. svahů Českého masivu na j. Moravě se směry uvažovanými v sítích puklinových zón a hlubinných zlomů v jednotlivých hlavních orogenezích. Tím lze doložit opodstatněnost teorie pro řešení geneze a klasifikace zlomů.

Hlavní neogenní zlomové systémy (steinberský, schrattenberský, farský atd.) jsou podle svého hlavního průběhu směrově shodné se zlomovými systémy variské (především 26°, 62°, dále 80°) nebo assyntské (především 47°) sítě puklin a zlomů. Dosavadní znalosti o průběhu zlomů a jednotek, jejichž vznik a funkce je prokázána nebo se předpokládá pro předterciérní podklad (mailberský a v jeho pokračování velkopavlovický zlom v juře — J. Kapounek at al. — 1968, V. Špička a kol., — 1971, zlomy a strukturní prvky v paleozoiku Drahanské vrchoviny u Dražovic, orientace magnetických anomálií souvisejících s krystalinikem atd.) ukazují, že se jedná skutečně o směry zakotvené v hlubokém předneoidním podkladu. To prokazuje, že hlavní zlomové systémy neogénu vídeňské pánve omezující dílčí jednotky s rozdílnou subsidencí jsou oživením zlomů zakotvených v hlubokém podkladu. Lze podle toho předpokládat, že tyto zlomy budou významné nejen pro neogén, ale že představují také výrazné mobilní zóny v předterciérním podloží (nikoliv pouze epigenetické).

Lze předpokládat, že tyto zóny se mohou projevovat v jednotlivých obdobích různě; pro stanovení povahy a smyslu funkce v autochtonu scházejí zpravidla údaje.

Ke vzniku neogenních zlomů dochází v období orogenetické fáze, při čemž k synsedimentární funkci zlomů počínaje novým sedimentačním cyklem dochází pouze v případě, že zlom vznikl nebo se oživil i v bezprostředním podkladu (V. Špička — 1966). Hlavní zlomové systémy jsou oživením labilních zón a zlomů v podkladu, a proto lze předpokládat, že kopírují stavbu hlubokého podkladu.

Některé směry zlomů jsou však shodné s nejmladší alpinskou sítí puklinových zón a zlomů. Ke vzniku těchto zlomů muselo dojít teprve v nejmladším vývojovém cyklu alpinské orogeneze. Jedná se o nově vzniklé zlomy (např. hlavně pliocenní zlomy), které však nakonec mohou v různé míře modifikovat a spoluvytvářet dnešní průběh zlomů.

Lze předpokládat, že hlubinné zlomy nepředstavují pouze přímočaré linie, nýbrž širší labilní zónu. Mladé zlomy pak mohou být podmíněny existencí

této labilní zóny v hlubokém podkladu, při čemž jsou poněkud směrově odlišné. Např. na staré směry 26°, 47°, 62° navazují mladé směry 36° a 54° (tak kupř. v případě steinberského a schrattenberského zlomu), na staré směry kolem 80° navazují směry 54° a 90° (projevuje se to u farského zlomu). Mladé příčné zlomy kolem 306° a 324° mohou navazovat na příčné variské nebo assyntské zlomové systémy zhruba přibližného směru, např. na 296° a 332° variské sítě (např. příčný lakšárský zlom atd.).

Celkově lze říci, že je nutno počítat pro nejmladší neogenní vývojovou etapu zemské kůry vídeňské pánve s polygenetickým původem zlomových systémů podle zhruba třech vzájemně posunutých planetárních ekvidistančních poruchových systému (puklinových zón). Tím lze také vysvětlit větší nápadné změny v průběhu zlomů. Největší uplatnění měla variská síť.

Z provedeného rozboru lze vyvodit některé důležité závěry pro další výzkumy:

1. Podle podrobného sledování směru zlomů by bylo možno usuzovat na hlavní období vzniku a funkce zlomového systému. Znalosti o průběhu zlomů v neogénu by tedy mohly být využity pro úvahy a identifikaci hlavních zlomových systémů, určujících stavbu a členění hlubokého předterciérního podkladu, který se stále více stává hlavním objektem výzkumu hlubinné stavby a perspektivnosti pro ropu a zemní plyn. Jeví se proto nutné sledovat podrobně průběh zlomů a udávat jejich směr nejlépe v úhlech.

2. Zdá se, že bude nutné opravit dosavadní názory na klasifikaci zlomů podle jejich směru.

Dosud se počítalo se 4 hlavními systémy zlomů a tektonických jednotek, určujících tektonickou stavbu neogenní výplně i podkladu: z—v (resp. zjz—vsv), sz—jv (resp. ssz—jjv), jjz—ssv a s—j systémem. V Českém masivu tomu zhruba odpovídají udávané směry zsz—vjv, jz—sv, sz—jv a jjz—ssv (P. Röhlich — N. Šťovíčková — 1968). Hojně se používá označení podélná a příčná tektonika. Ve vídeňské pánvi se s touto klasifikací počítá ve vztahu k hlavní podélné ose mladší neogenní výplně. Při hodnocení podélné tektoniky záp. Karpat se však k podélné karpatské tektonice řadí jednak směry antiklinálních zón ve flyšovém pásmu (kolem 80°), jednak směry podélné jjz. tektoniky vídeňské pánve. Průběh farské poruchy a rozbory tektoniky neogenní výplně ve vztahu k podkladu (např. T. Buday — E. Menčík — V. Špička — 1967 atd.) však ukázaly na nutnost bližšího rozlišení. Při orientaci prací na hluboké podloží a tím řešení více strukturních pater sedimentární výplně se stále více ukazují nevýhody používání označení podélná a příčná tektonika.

Zlomy, které jsou k podélné ose mladší neogenní výplně příčné, se považovaly za starší, zakotvené v hlubokém podkladu a ztotožňovaly se se sudetskými a krušnohorskými liniemi v saxonské tektonice Českého masivu.

Podle teorie zákonitého a periodického vzniku sítě puklinových zón a zlomových systémů v zemské kůře vznikají podélné a příčné zlomy (s—j a diagonální směry a linie k nim ortogonální) při každé orogenezi. Nelze tedy podle příčného nebo podélného směru (v poměrně širokém rozmezí, např. od zjz. až k jjz. směru) usuzovat na hlavní období vzniku zlomového systému.

P. Röhlich — N. Šťovíčková (1968) uvádějí klasifikaci zlomů na 4 systémy: jz., variský čili krušnohorský; sz., hercynský čili sudetský; jjz., submeridionální čili rýnský a zsz., subekvatoriální směr. Při tom se např. sz. směr uvádí v poměrně širokém rozmezí cca 315°—350° a obdobně je tomu také u jz. směru (cca 45°—70°). Zlomové systémy jsou tedy pojímány v dnešním obrazu a nikoliv polygeneticky. Zdá se proto, že označení variský, hercynský není vzhledem k tomu úplně vhodné. Za vyhovující lze považovat naproti tomu lokální označení (krušnohorský, sudetský, rýnský), bylo by však nutné uvádět přesný směr (např. pro rýnský směr se uvádí jednotný směr 11°, ale ostatní směry se uvádějí ve velmi širokém rozmezí 45—70°, 315—350°).

Zdá se, že by bylo vhodné uvádět při klasifikaci zlomů jejich přesný průběh ve stupních, při čemž používání lokálních názvů pro lepší přehled by mělo být specifikováno přesným průběhem. Podle teorie periodického vzniku sítě puklinových zón a zlomových systémů a změn v jejich orientaci v geologickém vývoji by pouze takový postup podložený teoretickými úvahami nebo konkretními výsledky respektoval genetický princip při klasifikaci zlomů.

Pokud se počítá zatím v běžné praxi s dnešním poměrně proměnlivým průběhem zlomových systémů, který je polygenetický, bylo by vhodné používat následující klasifikace a označení:

1. submeridionální směr — pro zlomové systémy se směry od 350° do 11° (350°, 353°, 0°, 11° poruchových systémů v tab. 1)

2. sudetský směr — pro zlomové systémy s převládajícími směry od 306° do 332° (306°, 317°, 324°, 332° poruchových systémů v tab. 1)

3. krušnohorský směr — pro zlomové systémy v převládajícím rozmezí směrů od 26° do 62° (26°, 36°, 47°, 54°, 62° poruchových systémů v tab. 1)

4. subekvatoriální směr — pro zlomové systémy, které mají převládající směry v rozmezí od 80° do 116°, t. j. 296° (hlavně 80°, 83°, 90°, 281°, 296° poruchových systémů v tab. 1).

Navržená klasifikace zahrnuje všechny uvažované směry systémů v sítích z předvariského období a z variského a nejmladšího alpinského orogénu. Je sice polygenetická (zahrnuje směry z různých tektogenezí), avšak pro hrubý přehled a orientaci je vyhovující. Doporučujeme uvádět vždy přesné směry v úhlech. Pokud se průběh zlomů mění v širším rozmezí (např. při ohybech zlomů atd.), lze vhodně použít kombinovaného označení (např. pro farskou poruchu směr krušnohorský až subekvatoriální, pro společný lakšárský

tab. 1

Planetární ekvidistanční poruchové systémy (puklinových zón) a jejich směry v Československu

Název systému	Směry základní S-J linie a jejich diagonál	Směry kolmé ke třem daným směrům
„Alpinský"	0° S-J 54° SV 306° SZ	90° V-Z 324° SSZ 36° SSV
„Hercynský" „Variský"	26° SSV (původní S-J) 80° VSV (původní SV) 332° SSZ (původní SZ)	296° SZ (původní V-Z) 350° SSZ (původní SSZ) 62° VSV (původní SSV)
„Assyntský"	47° SV (původní S-J) 281° ZSZ (původní SV) 353° SSZ (původní SZ)	317° SZ (původní V-Z) 11° SSV (původní SSZ) 83° VSV (původní SSV)

a kovalovský systém — dochází ke změně směru ze sudetského až do krušnohorského atd.).

V další praxi je však nutné stále více zpřesňovat označení zlomů s udáváním přesného směru v úhlech. Pokud se zjistí přesně definovatelný a prokázaný směr v malém úhlovém rozmezí, bude vhodné použít lokální název s přesnou specifikací. Možnost takového postupu se např. projevuje u rýnského směru, kde směry boskovické a blanické brázdy jsou jasně definované a mají identický směr 11°.

Zlomová tektonika má zásadní význam pro řešení hlubinné stavby zemské kůry, členění na dílčí bloky, vznik hlavních prvků strukturní stavby a pro migraci a akumulaci živic. Předložený rozbor ukazuje na nutnost dalších detailních výzkumů zlomové tektoniky, při nichž doporučujeme využít a respektovat též úvahy a teorie o planetárních ekvidistančních systémech puklin a zlomů. Detailní rozbor geneze a funkce významných zlomů, opírající se o zhodnocení konkretních údajů v jednotlivých stratigrafických a tektonických jednotkách a posouzení změn v geologickém vývoji, je nezbytným předpokladem pro další zpřesnění názorů o zlomové tektonice.

Do tlače odporučil J. Janáček. Predložené 30. 8 1972

LITERATURA

[1] Beránek, B. 1971: Hlubinné seismické sondování v ČSSR. Geol. Průzkum, r. 13, č. 10. Praha. — [2] Buday, T. et al. 1961: Tektonický vývoj Československa. Naklad. ČSAV. Praha. — [3] Buday, T. 1963: Tektonický vývoj a stavební styl karpatských neogenních pánví. Dokt. dis. práce. MS, Geofond. Praha. — [4] Buday, T. — Menčík, E. — Špička, V. 1967: Tektogeneze vnitrohorských depresí Karpat z hlediska

stavby a reliéfu podloží vídeňské pánve. Rozpravy ČSAV, r. 77 č. 6. Praha. — [5] Buday, T. — Špička, V. 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelem k poměrům v Podunajské pánvi. Sb. geol. Vied, ZK, zv. 7. Bratislava. — [6] Čebanenko, I. I. 1963: Osnovnye zakonomernosti razlomnoj tektoniky i ee problemy. Izdat. Akad. Nauk SSSR. Kiev. — [7] Čermák, V. — Jetel, J. — Krčmář, B. 1968: Terrestrial heat-flow in the Bohemian Massiv and its relation to the deep structure. Sbor. geol. Věd, Ř UG, sv. 7. Praha. — [8] Dlabač, M. — Adam, Z. 1956: Příspěvek k řešení tektoniky steinberského zlomu v severní části vídeňské pánve. Práce Úst. naft. Výzkum, publ. č. 23—25, SNTL. Praha. — [9] Grill, R. — Kapounek, J. 1964: Exkursion II/I — Waschbergzone und Erdölfelder. Mitt. d. geol. Ges. in Wien, Bd. 57, H. 1. Wien. — [10] Chmelík, F. 1971: Geologie zdounecké tektonické jednotky a její postavení v alpsko-karpatské soustavě. Sbor. geol. Věd, Ř. G, sv. 19. Praha. — [11] Janáček, J. 1955: Nové tektonické a tektogenetické poznatky československé části vnitroalpské pánve. Sbor. Ústř. Úst. geol., sv. 21, odd. geol. díl 1. Praha. — [12] Janáček, J. 1971: K tektonice pliocénu ve střední části Podunajské nížiny. Geol. Práce, Správy 55. Bratislava. — [13] Kapounek, J. — Kröll, A. — Papp, A. — Turnovský, K. 1967: Der mezozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse. Jb. geol. B., Bd. 110. Wien. — [14] Klubov, V. A. et al. 1967: Glubinnaja tektonika volgo-uralskoj oblasti i razmeščenie neftegazonosnych zon. Geol. Nefti i Gaza, N. 1. Moskva. — [15] Krs, M. 1969: Paleomagnetismus. Academia. Praha. — [16] Květ, R. 1971: Puklinové zóny v Československu. Mineralia Slovaca, roč. 3, č. 11. Bratislava—Sp. N. Ves. — [17] Květ R. 1972: K problematice systémů puklinových zón. Geol. Průzkum, roč. 14, č. 4. Praha. — [18] Lange, P. — Steiner W. 1971: Eggische Strukturlinien im geologischen Bauplan der Deutschen Demokratischen Republik. Geologie, Jg. 20, H. 3. Berlin. — [19] Plička, M. 1968: Joint Zones in the Flysh of the Czech Massif. Geol. Práce, Správy 44—45. Bratislava. — [20] Plička, M. 1970: Drobná puklinová tektonika a prvky detailního vrásnění ve flyši Západních Karpat. Zbor. geol. Vied. ZK, zv. 13. Bratislava. — [21] Roth, Z. 1961: Paleogeografické rysy západní části československého flyšového pásma Karpat z hlediska poměru Karpat a Českého masívu. Geol. Práce, Správy 21. Bratislava. — [22] Röhlich, P. — Štovíčková, N. 1968: Die Tiefenstörungs -Tektonik und deren Entwicklung im zentralen Teil der Böhmischen Masse. Geologie, Jg. 17, H. 6—7. Berlin. — [23] Schmidt, E. R. 1969: Cseh—Morvaország, valamint Izland hegység szerhezeti és vízföldtani viszonyai. Hidrológ. Közlöny, (č.) 7. Budapest. — [24] Stille, H. 1953: Der geotektonische Wedegang der Karpaten. Beihefte geol. Jb. H. 8. Hannover. — [25] Stowasser, K. 1958: Einige Bausteine zur Tektogenese des Wiener Beckens. Erdöl—Z. Bd. 74, H. 12. Wien. — [26] Špička, V. 1966: Paleogeografie a tektogeneze vídeňské pánve a příspěvek k její naftově geologické problematice. Rozpravy ČSAV, č. 36. Praha. — [27] Špička, V. 1967: Příspěvek ke zlomové tektonice vídeňské pánve. Sbor. geol. Věd, Ř. G, sv. 12. Praha. — [28] Špička, V. 1969: K problému neogenní zlomové tektoniky záp. Karpat na základě výzkumů ve vídeňské pánvi. Geol. Práce, Správy 47. Bratislava. — [29] Špička, V. 1970: Neogenní vývoj reliefu centrálně karpatského podloží v jv. úseku vídeňské pánve. Zbor. geol. Vied, ZK, zv. 14. Bratislava. — [30] Špička, V. 1972: Příspěvek ke genezi a funkci zlomů v neogénu slovenské části vídeňské pánve. Zbor. geol. vied, ZK, zv. 1. Bratislava. — [31] Špička, V. et al. 1971: Hlubinná geologická stavba autochtonního podkladu v j. úseku flyšového pásma a jeho perspektivnost pro naftu a plyn. MS, Geofond Praha. — [32] Špička, V. — Adam, Z. — Filková, V. 1972: Přínos vrtní refrakce k poznání geologické stavby okolí vrtu Dražovice-2 (jv. od Vyškova. Věstník ÚÚG, r. 47, č. Praha. — [33] Štovíčková, N. 1966: Eine Theorie der Erdevo-

lution auf der Basis von Rotationsdynamik. Geologie, B. 15, N. 10. Berlin. — [34] Štovíčková, N. 1967: Genetické principy hlubinné zlomové tektoniky. Čas. Mineral. Geol., r. 12, č. 1. Praha. — [35] Zátopek, A. 1948: Šíření východoalpských zemětřesení Českým masívem. Publ. Čs. stát. geofys. Úst., Spec. Práce, sv. 3. Praha.

RADAN KVĚT — VÁCLAV ŠPIČKA

ÜBER DIE GENESE VON BRÜCHEN IN VERBINDUNG MIT DER ENTWICKLUNG EINES NETZES UND SYSTEME VON KLUFTZONEN IM BREITEREN GEBIET DES WIENER BECKENS

(Zusammenfassung des tschechischen Textes)

Im vorgelegten Artikel wird die Frage behandelt, wie die Theorie der periodischen Entstehung eines Netzes von Kluftsystemen und von an diese gebundenen Brüchen in den wichtigsten Orogenesen der geologischen Entwicklungsgeschichte (R. Květ — 1971, 1972) zur Bestimmung der Genese und zur Klassifizierung von Brüchen verwendet werden kann.

Es kommen hierbei drei grundliegende Bruchsystemnetze in Frage:

a) das als assynthisch bezeichnete, im Zeitraum vor dem variszischen Orogen entstandene Netz,
b) das als variszisch oder herzynisch bezeichnete, im Verlauf der variszischen Orogenese entstandene Netz,
c) das als alpidisch bezeichnete, im jüngsten Zeitraum der alpidischen Orogenese entstandene Netz.

Für alle Netze ist geometrische Übereinstimmung kennzeichnend, wobei das assynthische Netz gegenwärtig verglichen mit dem ursprünglichen paläomagnetischen Mittagskreis um 47° und das variszische Netz um 26° abrotiert ist; nur beim jüngsten alpidischen Netz wird angenommen, dass die von N nach S verlaufenden Bruchsysteme mit dem gegenwärtigen geographischen Mittagskreis gut übereinstimmen.

Derzeit steht nur eine geringe Anzahl von komplexen Angaben über räumlich (genauer Verlauf der Brüche) und im vertikalen Bereich (Informationen über Brüche im Neogen und im tieferen Fundament) verlaufende Brüche zur Verfügung.

Den Ausgangspunkt zur Lösung des Problems bildeten die bisherigen Kenntnisse über die Brüche im Neogen des Wiener Beckens und im autochthonen prä-neogenen und prä-tertiären Untergrund der südöstlichen Flanken des Böhmischen Massivs in Südmähren und in Österreich. Über dieses Gebiet ist die relativ grösste Anzahl zuverlässiger Angaben vorhanden.

Es wurde festgestellt, dass die Richtungen der im Neogen des Wiener Beckens und im autochthonen prä-neogenen oder prä-tertiären Untergrund der Südostflanken des Böhmischen Massivs in Südmähren festgestellten dominierenden Bruchsysteme mit den Richtungen der Kluftnetze und Tiefenbrüche der einzelnen wichtigsten Orogenesen in guter Übereinstimmung stehen.

Damit kann die für die Festlegung der Genesis und die Einteilung der Brüche angewendete Theorie begründet werden.

Die durchgeführten Analysen ermöglichen einige Schlussfolgerungen, die für die künftigen Untersuchungen von Bedeutung sind.

1. Anhand der genau verfolgten Bruchrichtungen konnte die Hauptperiode der Entstehung des Bruchsystems und dessen Funktion eingeschätzt werden. Die Kenntnis

des Verlaufes der Brüche im Neogen könnte deshalb zur Identifizierung der dominierenden Bruchsysteme dienen, die für den Aufbau und die Gliederung des tiefen prä-tertiären Untergrundes bestimmend sind, der in steigendem Mass das Hauptobjekt für Untersuchungen des Aufbaus der tiefen Ablagerungen sowie der Erdöl- und Erdgashöffigkeit wird. Der Verlauf der Brüche sollte deshalb genau verfolgt und deren Richtung in Winkelbeträgen, womöglich bis auf 1° genau, angegeben werden.

2. Anscheinend dürfte es nötig sein die bisherigen Ansichten über die richtungsbezogene Zuordnung der Brüche richtigzustellen. Bisher wurden vier dominierende, den tektonischen Aufbau der Neogenfüllung sowie des Untergrundes bestimmende Bruchsysteme in Betracht gezogen: W—E (bzw. WSW—ENE), NW—SE, (bzw. NNW—SSE), SSW—NNE, N—S. Diesen Richtungen entsprechen im Böhmischen Massiv annähernd die angeführten WNW-, SW-, NW- und SSW- Richtungen (P. Röhlich, N. Šťovíčková 1968). Häufig wird die Bezeichnung Längs- und Quertektonik verwendet. Im Wiener Becken wird diese Klassifizierung in Beziehung zur Haupt—Längsachse der jüngeren Neogenfüllung benutzt. Bei der Einschätzung der Längstektonik der Westkarpaten werden jedoch zur Längstektonik sowohl die Richtungen der Antiklinalzonen im Flyschgebiet (um 80°), als auch die Richtungen der SSW Längstektonik des Wiener Beckens zugeordnet. Der Verlauf der „Farská"—Störung und Untersuchungen der Tektonik der Neogenfüllung in Beziehung zum Untergrund (z. B. T. Buday — E. Menčík — V. Špička 1967) zeigten allerdings die Notwendigkeit einer genaueren Unterscheidung. Falls nun geologische Arbeiten den tiefen Untergrund und damit auch die Bestimmung mehrerer Strukturstufen der sedimentären Füllung zum Ziel haben, zeigt es sich immer deutlicher, dass die Bezeichnung Längs- und Quertektonik unvorteilhaft ist.

Auf Grund der Theorie der gesetzmässigen und periodischen Bildung eines Netzes von Kluft- und Bruchsystemen in der Erdkruste, entstehen bei jeder Orogenese Längs- und Querbrüche (N—S und diagonale Richtungen, sowie zu diesen Richtungen orthogonale Brüche). Nach den Quer- und Längsrichtungen (in relativ weitem Bereich, z. B. von WSW bis SSW — Richtung) kann man daher nicht auf den Zeitraum schliessen, in dem das Bruchsystem vorwiegend entstand.

Es dürfte von Vorteil sein bei der Zuordnung von Brüchen deren genauen Verlauf in Winkelbeträgen anzugeben; der besseren Übersicht halber sollte dabei die Anwendung von lokalen Bezeichnungen mit dem genauen Verlauf spezifiziert werden. Auf Grund der Theorie der periodischen Entstehung eines Netzes von Bruchsystemen und deren Richtungsänderungen während der geologischen Entwicklungsgeschichte würde nur ein solches, auf theoretischen Überlegungen oder konkreten Ergebnissen beruhendes Verfahren bei der Einteilung von Brüchen das genetische Prinzip respektieren.

Soweit in der heutigen Praxis der gegenwärtige relativ veränderliche polygenetische Verlauf der Bruchsysteme in Betracht gezogen wird, könnte die folgende Klassifizierung und Bezeichnung angewendet werden:

1. submeridionale Richtung — für Bruchsysteme mit Richtungen von 350° — 11° (350°, 353°, 0°, 11° der Störungssysteme in Tafel 1)

2. sudetische Richtung — für Bruchsysteme mit den überwiegenden Richtungen von 306° bis 332° (306°, 317°, 324°, 332° der Störungssysteme in Tafel 1)

3. „krušnohorská" (Erzgebirgs-) Richtung — für Bruchsysteme im dominierenden Richtungsbreich von 26° bis 62° (26°, 36°, 47°, 54°, 62° der Störungssysteme in Tafel 1)

4. subäquatoriale Richtung — für Bruchsysteme mit den dominierenden Richtungen im Bereich von 80° bis 116° (296°) (meist 80°, 83°, 90°, 281°, 296° der Störungssysteme in Tafel 1).

Die vorgeschlagene Einteilung umfasst alle in Frage kommenden Richtungen der

Bruchsysteme in den Netzen des prä-variszischen Zeitraumes sowie des variszischen und jüngsten alpidischen Orogens. Sie enthält zwar aus verschiedenen Tektogenesen stammende Richtungen, eignet sich aber zur allgemeinen Übersicht und Orientierung.

In Zukunft aber werden die Bezeichungen der Brüche weitgehend präzisiert und die genauen Richtungen in Winkelbeträgen angegeben werden müssen. Falls eine genau definierbare und nachgewiesene Richtung in einem kleinen Winkelbereich festgestellt wird, empfiehlt es sich zwecks Genaustellung die örtliche Bezeichnung zu verwenden. Ein solcher Vorgang ist z. B. bei der Rheingrabenrichtung möglich, da in diesem Fall die Richtungen der Boskovice- und der Blanice- Furche mit 11° eindeutig definiert werden.

Für die Festlegung des Tiefenaufbaues der Erdkruste, deren Gliederung in Teilschollen, für die Bildung der Hauptelemente des Aufbaus von Strukturen und auch für die Migration und Akkumulation von Kohlenwasserstoffen hat die Bruchtektonik prinzipielle Bedeutung. Die durchgeführte Analyse weist auch auf die Notwendigkeit weiterer genauer Untersuchungen der Bruchtektonik hin, die auf detaillierten Analysen der einzelnen Bruchsysteme basieren sollten. Es wird empfohlen, bei künftigen Untersuchungen auch die Überlegungen über die planetaren äquidistanziellen Kluft- und Bruchsysteme anzuwenden und zu respektieren.

Přeložila M. Radevová

Geologické práce, Správy 60 | str. 259—289 | Bratislava | 1973

JÁN GAŠPARÍK*

PRÍSPEVOK K TEKTONIKE A LITOLOGICKEJ VÝPLNI KOTLÍN STREDNÉHO SLOVENSKA

(2 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The article deals with the main tectonic faults of the Turčianska, Hornonitrianska and Žiarska kotlina basins, which distinctly delimit the depressions from the surrounding mountain ranges. Characterized and described are four tectonic faults: a) the Žiar Fault, b) Veľká Fatra Fault, c) Malá Magura Fault, d) Pravno Fault. The course of faults is indicated in the attached geological map. In the article is also stressed gradual sinking and deepening of the basins from the east in westward direction.

Tektonike vnútorných kotlín nebola doteraz venovaná osobitná pozornosť. Interpretovala sa len na základe výskumu geologickej mapy. Hlboké štruktúrne vrty umožňujú detailnejšie spoznať charakter tektonickej stavby. V predkladanej práci sú uvedené najnovšie poznatky o tektonickej stavbe Turčianskej kotliny vo vzťahu k Hornonitrianskej a Žiarskej kotline.

Gravimetrická mapa úplných bougerových izoanomálií (J. Ibrmajer 1965) uvádza v Turčianskej kotline tri výrazné anomálie. Najjužnejšia je v južnej časti kotliny (—32 mgl) v priestore medzi Skleným a Hornou Štubňou; severnejšie od nej je anomália medzi Veľkým Čepčínom a Ivančinou (—38 mgl). Na severe územia je maximum depresie (—42 mgl) a nachádza sa uprostred mesta Martin.

O tektonike Turčianskej kotliny sa zmieňuje T. Buday (1959), podľa ktorého je vlastná kotlina rozdelená pozdĺžnymi zlomami na centrálnu časť, ktorá prechádza od Rakova na Bláže, Ivančinu až po Budíš. Od tejto hrasti smerom na východ je plytšia okrajová priekopa, kým smerom na západ sa nachádza hlbšia okrajová priekopa. Sklony vrstiev sú podmienené naklonením kier podľa zlomov. Prejavy priečnych zlomov (V—Z) boli tiež zistené, avšak sú oproti pozdĺžnym zlomom podradné. Na generálnych mapách zlomy v kotline sú vyznačené len po kryštalinikum pohoria Žiar. Tektonika južnej časti kotliny nebola riešená.

* Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Hlavné tektonické línie v Hornonitrianskej kotline opísal V. Čechovič (1959), ktorý uvádza, že na západnom okraji údolia rieky Nitry je mladšia posarmatská porucha v smere sever—juh medzi Bojnicami a Tužinou, ktorá oddeľuje kryštalinikum od panónu. Ostatné tektonické línie vyznačené v kotline sú v smere severovýchod—juhozápad.

O. Franko (1963) sa podrobnejšie zaoberá „malomagurským zlomom", ktorý spôsobuje styk mezozoika bojnickej kryhy s terciérnou výplňou kotliny. V severnej časti má smer sever—juh, v priestore Bojníc sa ohýba do smeru severo—severovýchod—juho—juhozápad.

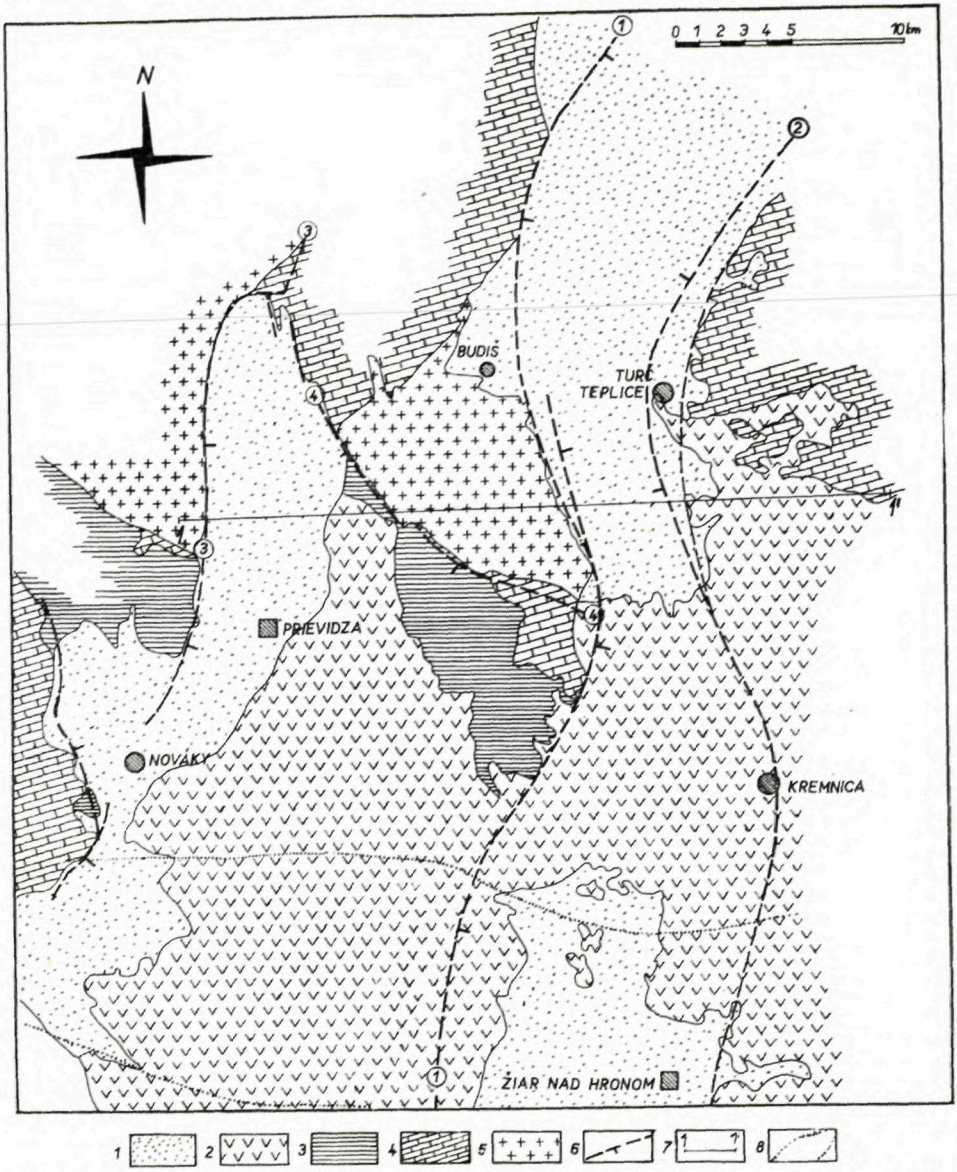
Na základe nových štúdií, hlavne hlbokých vrtov v Turčianskej kotline a Hornonitrianskej kotline, boli doteraz stanovené štyri hlavné tektonické línie:

1. Žiarska tektonická línia
2. Veľkofatranská tektonická línia
3. Malomagurská tektonická línia
4. Pravňanská tektonická línia

Charakter hlavných tektonických línií v Turčianskej kotline

Západná časť Turčianskej kotliny je obmedzená Žiarskou tektonickou líniou, pozdĺž ktorej sú sedimenty poklesnuté až do hĺbky 1500 m. Táto línia na severe od úpätia Malej Fatry má smer sever—juh, južnejšie v okolí Trebostova sa mierne stáča k juhozápadu. Západne od Slovenského Pravna tektonická línia znovu nadobúda smer sever—juh a utína kryštalinikum pohoria Žiaru, prípadne zdvojuje svoj smer a obchádza juhovýchodný cíp Žiaru pri Sklenom. V týchto miestach vniká do vulkanického komplexu severnej časti Kremnického pohoria. Pozdĺž tohto zlomu je poklesnutá i Žiarska kotlina viac ako 1500 m oproti podložiu vulkanického masívu Vtáčnika.

Územie západne od žiarskej tektonickej línie v severnej časti Malej Fatry je vytvorené z biotitických a dvojsľudných pararúl, miestami so slabšou injekčnou prímesou. Južnejšie sú to strednotriasové dolomity, škvrnité slieňovce a vápence lotaringu, ďalej tmavosivé organogénne, miestami piesčité vápence kriedy subtatranských príkrovov. Od Slovenského Pravna až po Sklené vystupuje na západnej strane zlomu svetlý biotitický až dvojsľudný porfýrovitý, stredno až hrubozrnný granit, silne mylonitizovaný. Mylonitizácia sa prejavuje tiež v smere priebehu žiarskeho zlomu, pričom je veľmi zvýraznené pásmo mylonitizácie hlavne v južnej časti. I tento znak svedčí o silných tektonických pohyboch po okraji Žiarskeho masívu. Južnejšie od tohto masívu znovu vystupujú dolomity stredného triasu a čiastočne kriedové organogénne, miestami piesčité vápence subtatranských príkrovov. Na strednotriasových dolomitoch ležia paleogénne sedimenty hlavne klastického charakteru, piesky,



Obr. 1 Schematická geologická mapa s výraznými tektonickými líniami Zostavil J. Gašparík 1971

1 — neogénna výplň kotlín; 2 — vulkanity; paleogén; mezozoikum; kryštalinikum; zlom; línia geologického rezu; priebeh melafírovej série pod vulkanitmi

Číslovanie zlomov: 1 žiarský zlom; 2 veľkofatranský zlom; 3 malomagurský zlom; 4 pravňanský zlom

Fig. 1 Schematic geological map with distinct tectonic lines

1 — Neogene filling of basins; 2 — Volcanics; 3 — Paleogene; 4 — Mesozoic; 5 — Crystalline; 6 — Fault; 7 — Line of geological section; 8 — Course of the Melaphyre Format below the volcanics.

Numeration of faults: 1. Žiar Fault; 2. Veľká Fatra Fault; 3. Malá Magura Fault; 4. Pravno Fault.

pieskovce a zlepence, ďalej sú to pieskovcovo-ílovité súvrstvia v prevahe s ílovcami. Priebeh žiarskej tektonickej línie južne od Handlovej je zakrytý produktami vulkanickej činnosti, ktoré v dôsledku pohybov a nahromadenia sa v určitých priestoroch pokryli geologickú stavbu starších útvarov.

Východným úpätím pohoria Vtáčnik pokračuje táto línia smerom na juh. J. Gašparík (1969) opísal horniny melafýrovej série. Ide o rôzne typy melafýrov, hlavne mandľovcové, celistvé a ich pyroklastiká. Melafýrové horniny doprevádza pieskovcovo-arkózne súvrstvie, arkózy a kremité pieskovce. Reliéf melafýrovej série pod neovulkanitmi je silne členitý. Najbližšie k povrchu sa melafýrové horniny nachádzajú vo vrte JP-191.

Podložie neogénnej výplne v južnej časti Turčianskej kotliny tvoria tmavosivé bridlice a vápence triasu. Nad nimi sú dolomitické piesky až dolomitické brekcie. Vápence sú dosť rozpukané a vyhojené kalcitom, predstavujú gutensteinský typ. Mezozoikum vystupuje na povrch na západnom okraji zlomu v nadmorskej výške 847 m a vo vrte GHŠ-1, v. od zlomu sa mezozoické podložie nachádza v hĺbke 1380 m. Na báze výplne kotlín sú vyvinuté piesčité íly s valúnmi dolomitov a vápencov.

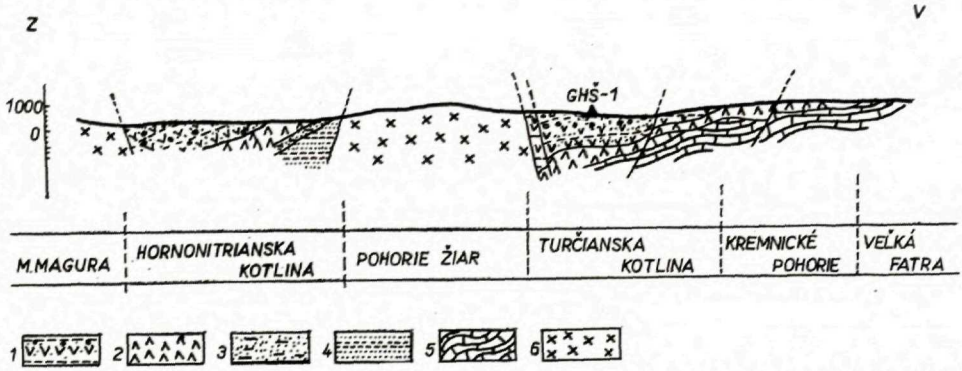
Nad bazálnou časťou výplne sú uložené andezitové brekcie s polohami piesčitých a aglomeratických tufov. Veľkosť fragmentov v aglomerátoch je asi 1 cm, ojedinele sú aj väčšie. Sú vytvorené z pyroxenického andezitu. Svetlé fragmenty pripomínajú pemzové úlomky. Tmeliaca hmota aglomerátov je vytvorená z drobnoúlomkovitého vulkanického materiálu sivej farby. Aglomeráty sú miestami rozpukané a pukliny sú druhotne vyhojené kalcitom. V hornine sú ojedinele slabé impregnácie pyritu. Miestami sa objavujú pemzové tufy s obsahom pemzy 20—40 %. V nižších polohách tufitického aglomerátu sú fragmenty veľkosti 5—20 cm, ojedinele až 50 cm. Na báze tohto brekciovitého komplexu sú veľmi pevné celistvé andezitové brekcie s tmavými ílovcami, v ktorých sú drobné zrnká amorfného kremeňa. Táto postupnosť bola zistená v hĺbke vrtu GHŠ-1 od 908,70 do 1377,40 m.

V nadloží andezitových aglomerátov je mocné súvrstvie klastických sedimentov. Rytmicky sa opakujú hrubozrnné, strednozrnné a jemnozrnné horniny. Komplex tvoria sivé až svetlosivé ílovce, ktoré nadobúdajú miestami tmavšiu farbu, valúny kremeňa a žuly. Miestami sú mocné intervaly sivých jemne piesčitých ílovcov, pričom určité vrstvičky sú vybielené a pomerne ľahké. Ide o partie s väčším obsahom rozsievok. Niektoré polohy sú bohaté na šupinky muskovitu, ktorý je miestami nahromadený v podobe tenkých vrstvičiek a tvorí prevahu materiálu. V určitých intervaloch sú bohato nahromadené odtlačky listov s dobre zachovanou štruktúrou. V ílovitých sedimentoch môžeme pozorovať i určité tektonické javy, a to ohladené plochy, sklon vrstiev cca 20—45° atď. V ílovitom súvrství sú polohy jemno až strednozrnného pieskovca s bohatým výskytom schránok a úlomkov sladkovodnej

makrofauny. Okrem makrofauny je súvrstvie bohaté na ostrakódovú faunu, diatomacea a veľmi zaujímavé je i spoločenstvo sporomorf. Organické zvyšky, ktoré sa našli v súvrství, sa spracúvajú. Ďalšou podstatnou zložkou v komplexe klastického súvrstvia výplne Turčianskej kotliny sú piesky, miestami pieskovce, vytvorené prevažne z materiálu zvetranej a rozloženej žuly. V tesnom nadloží nad vulkanickým komplexom sú polohy piesčitých zlepencov s valúnmi hruboporfyrickej žuly, ktoré dosahujú veľkosť až 50 cm; ďalej sú to jemnozrnné kremité pieskovce a miestami valúny mylonitizovanej žuly. Vo vyšších polohách vedľa žulového materiálu, ktorý tvorí hlavnú zložku v pieskových polohách, sa pridávajú zvyšky vulkanitov v podobe andezitových valúnov, prípadne tufitického materiálu, čím sa vytvárajú tufitické pieskovce (od 550 m vyššie).

Sedimenty výplne Turčianskej kotliny zatiaľ bez výrazných paleontologických dokladov začleňujeme do sarmatu, vyššie členy pravdepodobne patria do pliocénu. Makro-mikroflóra, podobne aj fauna (Ostrakóda a Diatomacea) sa spracúvajú.

Výplň Hornonitrianskej kotliny tvoria paleogénne sedimenty (vrchný lutét, priabon). Na báze paleogénnych sedimentačných cyklov sú vyvinuté stredno až drobnozrnné zlepence a brekciovité zlepence s materiálom mezozoika; ďalej sú to piesčité sliene zodpovedajúce vrchnému lutétu. Priabonu patria sivohne-



Obr. 2 Schematický profil Turčianskou a Hornonitrianskou kotlinou Zostavil J. Gašparík 1971

1 — tufiticko-ílovito-slienité súvrstvie, vo vrchnej časti štrkové polohy (sarmat-panón); 2 — pyroklastiká andezitov pyroxenicko-amfibolických (sarmat); 3 — piesčito-ílovité súvrstvie — morský vývoj (burdigal — eggenburg); 4 — pieskovcovo-ílovité súvrstvie, piesky a pieskovce (stredný a vrchný eocén); 5 — dolomity a vápence subtatranských príkrovov; 6 — biotitický až dvojsľudný porfýrovitý granit (typu Žiar) a kremenný diorit a granodiorit

Fig. 2 Schematic profile of the Turčianska and Hornonitrianska kotlina basins

1 — Tuffitic-clayey-marly complex, in the upper part gravelous layers (Sarmatian — Pannonian); 2 — Pyroclastics of pyroxenic-amphibolic andezites (Sarmatian); 3 — Sandy-clayey complex-marine development (Burdigalian — Eggenburgian); 4 — Sandstones-clayey complex, sands and sandstones (Middle and Upper Eocene); 5 — Dolomites and limestones of Subtatric nappes; 6 — Biotitic to two-mica porphyric granite (Žiar type), quartz diorite and granodiorite.

dé ílovité bridlice, piesčité sliene a slienité íly. Vrstevnaté sliene a pieskovce zodpovedajú už oligocénu.

Spodný miocén (eggenburg) zastupujú: drobivé zlepence s valúnmi mezozoických vápencov a slieňovcov, ďalej piesčité sliene s valúnikmi kremeňa a drobnými štrkmi a svetlosivé jemnozrnné kremité piesky s lavicami ostreí a konkréciami tvrdého pieskovca. Eggenburg je ukončený sivými vrstevnatými ílmi a slienitými ílmi (spodné, stredné a vrchné šlírové pásmo podľa V. Čechoviča 1959).

Na rozhraní badenu a sarmatu nastáva sedimentácia hrubozrnných andezitových zlepencov a tufov. V južnej časti kotliny je prevažne materiál z rôznych druhov andezitov (amfibolicko-pyroxenický, pyroxenický s akcesorickým amfibolom, hyperstenický a dvojpyroxenický andezit). Okrem toho sú početne zastúpené i exotiká. V severnej časti kotliny prevládajú už exotiká, v menšej miere sú zastúpené valúny andezitov. Tmeliaca hmota v zlepencoch pochádza z vulkanických produktov.

V nadloží týchto vrstiev sú vyvinuté sivé piesčité tufitické íly, ktoré prechádzajú do tmavosivých, hnedých až čiernych uhoľných ílov s uhoľnými slojmi. Piesčité tufity až pieskovce sú stredne až slabo spevnené horniny tmavosivej až zelenkastej farby, zložené z vulkanického popola a iného pyroklastického materiálu. V nadloží tufitov je vyvinutý uhoľný sloj, ktorý dosahuje mocnosť v priemere 7—9 m. Ide o tzv. produktívne vrstvy Hornonitrianskej kotliny.

V nadloží vyššie spomínaného uhoľného súvrstvia sú vyvinuté slienité íly až íly, miestami sú veľmi jemne piesčité. Paleontologicky sú veľmi chudobné, ojedinele sa v nich nájdu sladkovodné mäkkýše ako Planorbis, Hydrobia, miestami i úlomky ostrakódov a preplavené formy morských mikroasociácií, pochádzajúcich z podložných vrstiev. V tesnom nadloží uhoľného sloja sa našli nesúvislé polohy diatomitov. Stratigraficky súvrstvie produktívnych vrstiev a nadložných ílov zodpovedá sarmatu.

Po ukončení sedimentácie nadložných ílov v Hornonitrianskej kotline nastal stratigrafický hiát; vznikli tektonické pohyby, ktoré mali prevažne vertikálny smer a spôsobovali v niektorých miestach poklesávanie, inde vyzdvihovanie.

Nad nadložnými ílmi sú vrstvy štrkov, pieskov, piesčitých ílov. Miestami v nich boli nájdené valúny kryštalinika. Vulkanický materiál sa objavuje v nich sporadicky. Nad týmto súvrstvím sa vyskytuje ešte vulkanický komplex.

Tektogenéza kotlín

Pri pohľade na schematickú geologickú mapu južnej časti Turčianskej a Hornonitrianskej kotliny (obr. 1) môžeme sledovať výrazné tektonické línie po okrajoch jednotlivých masívov. Na západe je masív Malej Magury,

v strede je masív Žiaru, na východe vystupujú južné výbežky masívu Veľkej Fatry. Výrazná je žiarska tektonická línia (1), ktorá podmieňuje vznik Turčianskej a Žiarskej kotliny, v ktorej sa usadili mocné sedimenty terciéru.

Po eruptívnej činnosti došlo k ďalším tektonickým pohybom, v dôsledku ktorých jednotlivé kry poklesli, resp. boli vyzdvihnuté. Tieto intenzívne pohyby sa odohrávali v období medzi sarmatom a spodným pliocénom. Ide o tzv. attickú fázu vrásnenia (H. Stille 1953), ktorá sa prejavuje v Západných Karpatoch celkovým zdvíhaním, súčasne však dochádza k poklesávaniu a vytváraniu depresií a priehlbín vo vnútri Západných Karpát (Turčianska, Hornonitrianska, Žiarska kotlina atď.). Na základe opakovania sa cyklov štrkovo-piesčitých a pelitických sedimentov možno usudzovať, že sa pohyby opakovali (3- aj 4-krát).

Znos do južnej časti Turčianskej kotliny je výlučne zo Žiarskeho pohoria. Ide o piesčito-štrkové polohy, ktoré predstavujú materiály zo žuly, len vo vyšších polohách bližšie k povrchu pristupuje k žulovým pieskom i vulkanický materiál zo severnej časti Kremnického pohoria.

Východný veľkofatranský zlom (2) nie je taký výrazný. Bol menej aktívny, smerom do kotliny postupne poklesáva. Postupné poklesávanie sa prejavuje i v susednej Hornonitrianskej kotline, kde v západnej časti pravňanský zlom (4) má menšiu tektonickú aktivitu, naproti tomu v magurskom zlome (3) došlo k intenzívnemu poklesu. Tieto dva zlomy (3 a 4) výrazne podmieňujú vznik časti Hornonitrianskej kotliny.

Do tlače odporučil O. Fusán

LITERATÚRA

[1] Brodňan, M. 1970: Geologická stavba nováckeho uhoľného ložiska. Geologické práce, Správy 52. Bratislava. — [2] Brodňan, M. — Slávik, J. 1966: O detriticko-vulkanickej formácii handlovsko-nováckej panvy a o stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov. Geologické práce, Správy 38. Bratislava. — [3] Buday, T. 1962: Neogén Turčianskej kotliny. Sborník ÚÚG, roč. XXVII. Praha. — [4] Čechovič, V. 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 53. Bratislava. — [5] Franko, O. 1964: Správa o hydrogeologickom výskume bojnických termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na novácke ložisku. Správy o geolog. výskume v r. 1963. Slovensko (2). Bratislava. — [6] Gašparík, J. 1959: Správa o geologickom mapovaní medzi Košom, Zem. Kostoľanmi a Podhradím. Geologické práce, Zošit 53. Bratislava. — [7] Gašparík, J. 1969: Podložné série neogénu Hornonitrianskej kotliny a pohoria Vtáčnik. Geologické práce, Správy 50. Bratislava. — [8] Slávik, J. 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geologické práce, Zošit 53. Bratislava. [9] Stille H. 1953: Der geotectonische Werdegang der Karpathen. Ibidem, 8.

JÁN GAŠPARÍK

TO CONTRIBUTION AND LITHOLOGICAL INFILLING OF BASINS IN CENTRAL SLOVAKIA

(Summary of the Slovak text)

Regarding the schematic geological map of the southern part of the basins Turčianska and Hornonitrianska kotlina we may trace significant tectonic lines along the margins of the individual massifs. In the west there is the massif of the Malá Magura, in the middle the massif of Žiar, in the east the southern spurs of the Veľká Fatra massif are evident. Distinct is also the tectonic Žiar line (1) sculpturing the relief of the area and making deposition of thick sediments in the Turčianska kotlina Basin possible. The known tectonic unrest in this basin commenced after eruptive activity, in the frame of its wider effects, as indicated by its products of volcanic activity, which are affected tectonically and deeply sunken. In the southern part of the Turčianska kotlina Basin they have been found even at elevation point 847 m. These intense movements took place in the time betveen the Sarmatian and Lower Pliocene. The so called Attic folding phase (H. Stille 1953) is concerned, already not manifested by folding in the West Carpathians, however, uplifting and at the same time sinking and formation of depression inside the Carpathians took place (the basins Turčianska, Hornonitrianska, Žiarska kotlina etc.) The unrest was manifested in several times repeated sinking, as a consequence of which the sediments inside the filling of basins are alternating in vertical direction several times and grade from gravelous-sandy to pelitic deposits. This cycle is repeated even 3—4 times.

The supply of material from the southern part of the Turčianska kotlina Basin is exclusively from the Žiarske pohorie Mts. There are sandy-gravelous layers consisting of material from granite, only in higher layers nearer to the surface beside the granite sands also volcanic material from the northern part of the Kremnické pohorie Mts, is found.

The eastern fault called the Veľká Fatra Fault (2) is not so distinct. It has relatively less aptitude of movement and gradual sinking towards the basin may be supposed to be slower in this direction. Gradual sinking is also evident in the neighbouring western part, the Pravno Fault (4) shows relatively less movement and the Malá Magura Fault (3) displays a highly intense character of downthrust, on the contrary. These two faults (3 and 4) are markedly participating in sculpturing of the northern part of the Hornonitrianska kotlina Basin.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 60 | str. 267—289 | Bratislava | 1973

IMRICH VAŠKOVSKÝ* — ZOLTÁN BEDRNA**

MINERÁLNA SILA PÔDNYCH SUBSTRÁTOV MEDZI KOMÁRNOM, NESVADAMI A RADVAŇOU NAD DUNAJOM (JUHOVÝCHODNÁ ČASŤ PODUNAJSKEJ NÍŽINY)

Abstract. In investigation of the mineral force of Quaternary sediments in the area between Komárno, Nové Zámky and Radvaň on the Danube we set out from the amount of potential resources of main nutriments: Mg, Ca, K and P, established by leaching with hot 20 % HCl. In compilation of the mineral force map we used corresponding geological and pedological bases, however, in the first place analytical data on the reserves of the main nutriments from a large number of samples of Quaternary sediments. We have found that the individual types of Quaternary sediments display different mineral force. The strongest minerals has loess, then follow fluvial sediments and as bearing weakest minerals we consider drift sands in the area under study. The prepared map of mineral force will serve for more intensive utilization of potentional nutriment resources in agricultural production and in improvement of the proper mineral substance of soil-forming substrata as sources of nutriments for cultivated plants.

V súčasnosti v celosvetovom meradle poľnohospodárstvo neobyčajne rýchlym tempom nadobúda význam a hľadajú sa cesty, ako zvýšiť jeho produkciu. Tento doposiaľ nevídaný záujem o zefektívnenie poľnohospodárskej produkcie vyplýva z disproporcie medzi pomerne menším rastom poľnohospodárskej produkcie a svetovou populáciou. Ďalším nemenej vážnym faktorom je snaha každého štátu zabezpečiť optimálnu výživu obyvateľstva z vlastných zdrojov a zmenšiť závislosť od dovozu zo zahraničia. Toto sú veľmi dôležité otázky, dotýkajúce sa aj nášho poľnohospodárstva a nútia nás zvyšovať produkciu aj pri takom nepriaznivom vplyve, ako je sústavné zmenšovanie poľnohospodárskych plôch, zaberaných pre výstavbu sídlisk, komunikácií, priemyselných objektov a pod. Na druhej strane veda, najmä chémia, dosiahla v poslednom desaťročí veľké pokroky. Snažíme sa ich uplatniť v plnej miere aj v poľno-

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava
** Výskumný ústav pôdoznalectva a výživy rastlín, Bratislava-Trnávka, Rožňavská cesta 1536

hospodárstve, v dôsledku čoho sa pôda ako výrobný prostriedok stáva objektom veľmi podrobných a všestranných štúdií. V minulosti si geológia razila cestu pri aplikovanom výskume rudných alebo nerudných surovín, neskoršie sa uplatňovala v stavebníctve, v súčasnosti sa zasa ukazujú jej veľké perspektívy pri aplikácii v poľnohospodárstve. Efektívnosť aplikácie geologického výskumu musí postupovať paralelne s inými vednými odbormi, najmä pôdoznalectvom. Náš príspevok sa zaoberá jedným z týchto problémov, a to minerálnou silou kvartérnych sedimentov ako pôdnych substrátov, nachádzajúcich sa v priestore medzi Komárnom, Nesvadami a Radvaňou nad Dunajom.

Výskum minerálnej sily kvartérnych sedimentov predchádzalo podrobné kvartérno-geologické mapovanie skúmaného územia. Na geologických mapách boli vyčlenené genetické typy kvartérnych sedimentov, ako aj ich vzťah k jednotlivým elementom reliéfu. K dispozícii bol aj súborný opis ich litologického zloženia a pod. (H. Horusitzky 1900, M. Lukniš — Š. Bučko 1953, D. Minaříková 1967, I. Timkó 1900—4, I. Vaškovský 1971, 1972, I. Vaškovský — E. Vaškovská 1971). Pôdne pomery vymedzenej oblasti sú známe. Podrobný pôdoznalecký prieskum poľnohospodárskych pôd poskytol rozsiahly materiál o rozšírení pôdnych typov, druhov a variet (J. Hraško 1960, F. Zrubec a kol. 1963).

Pri hodnotení minerálnej sily jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov sme vychádzali zo skúseností, získaných pri práci nad minerálnou silou viatych pieskov ako pôdneho substrátu v juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny (I. Vaškovský — Z. Bedrna 1971). Zistili sme, že z použitých metód výskumu a hodnotenia minerálnej sily (J. Húsenica 1964, J. Klika — V. Novák — F. Gregor 1954, J. Stejskal 1962) sa najviac pre poľnohospodárske využitie uplatní metóda J. Stejskala (1962). Použili sme ju teda plne aj v tejto našej práci. Pri zaradení do jednotlivých tried a skupín minerálnej sily vychádzame z údajov množstva potencionálnych zásob jednotlivých živín (Mg, Ca, K a P), stanovených vo výluhu horúcou 20% HCl z veľkého počtu (celkove cca 140) vzoriek jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov. Menovanou klasifikáciou sú hodnotené rezervy živín z kvartérnych sedimentov ako nadbytočné (+3), veľmi dobré (+2), dobré (+1), normálne (0), malé (—1), veľmi malé (—2) a nedostatočné (—3) v rámci 7 tried a podľa nedostatkových živín. Horeuvedené údaje boli základným podkladovým materiálom aj pre zostavenie mapy minerálnej sily kvartérnych sedimentov ako pôdotvorných substrátov skúmanej oblasti. Hranice medzi jednotlivými okrskami rôzneho stupňa minerálnej sily sme spresňovali podľa kvartérno-geologickej a pôdnej mapy. Podkladové materiály rôzneho druhu, ako aj analytické údaje sa získali z archívov a súčasných výskumov Geologického ústavu D. Štúra a Výskumného ústavu pôdoznalectva a výživy rastlín.

Stručná charakteristika geomorfologických a geologických pomerov

Študované územie sa rozprestiera v juhozápadnej časti Podunajskej nížiny, zhruba v priestore medzi Komárnom, Nesvadami a Radvaňou nad Dunajom (viď mapa). Podstatná časť územia predstavuje poľnohospodársku oblasť, len menšie plochy pokrývajú agátové lesy, prípadne pasienky. Z morfogenetického hľadiska sa na tomto území vyčleňujú nasledujúce morfogenetické celky: Pohronská pahorkatina, pleistocénne terasové stupne a Podunajská rovina (J. Hromádka 1956, M. Lukniš — Š. Bučko 1953, I. Vaškovský 1971).

Podunajská rovina zaberá podstatnú časť územia v západnej a juhozápadnej časti; tvorí mladú riečnu rovinu, vybudovanú z nánosov Dunaja, Váhu a Nitry. Priemerná výška kolíše okolo 109 m n. m. Celý úsek, aj keď na prvý pohľad tvorí jednotnú plochu, je jednotlivými tokmi rozdelený na menšie podúseky (medziriečiská). Tak medzi Dunajom a Vážskym Dunajom je východná časť Žitného ostrova. Ďalšie medziriečiská sú medzi Váhom a Nitrou, s menším plošným rozsahom medzi Nitrou a Žitavou, Žitavou a Dunajom. Podrobnejšie štúdium povrchu jednotlivých medziriečísk pomocou priečnych profilov poukazuje na niektoré zákonitosti vývoja reliéfu, jeho tzv. drobnokresbu, vyvýšené a znížené pásy s výškovou denivelizáciou 2—4 m. Jednotlivé pásy prebiehajú viac-menej paralelne v smere SZ—JV. Zvýšené a znížené vlny v reliéfe študovanej oblasti Podunajskej roviny sú ďalej spestrené systémami pozitívnych a negatívnych foriem, ktoré majú v podstate erózno-akumulačnú povahu. Ide tu o valy, rebrá, ktoré predstavujú pozostatky systémov prikorytových valov Váhu, Nitry, Žitavy a Dunaja, potom rôzne zníženiny, ako napríklad meandry, ramená týchto riek. Jednotlivé mŕtve ramená sa nachádzajú v rôznych štádiách vývoja zrelosti, počnúc tzv. najmladšími — trvale zaplnenými vodou, málo zbahnenými, až k tzv. starším mŕtvym ramenám, zachovaným vo forme plytkých znížením, zabahnených a napokon k tzv. pochovaným ramenám, ktoré sa dajú zistiť iba pomocou technických prác.

Pleistocénne terasy tvoria široký pás, ktorý sa tiahne medzi Podunajskou rovinou a Pohronskou pahorkatinou. Na základe doterajších výskumov sme vyčlenili tri stupne terás: nižší, stredný a vyšší.

Nižší terasový stupeň sa rozprestiera medzi Podunajskou rovinou a stredným terasovým stupňom. Oproti Podunajskej rovine tvorí dosť zreteľný vyšší stupeň s hranou vysokou 2—3 m, ktorá však nie je v celej dĺžke rovnako zreteľná. Viac výrazné je ohraničenie proti strednému stupňu. Na študovanom území sa tiahne od SZ na JV; jeho šírka pod Novými Zámkami je 3,5 km, potom sa postupne zužuje a nadobúda tvar klina. V okolí Chotína je cca 1 km. Pri Marcelovej sa prakticky vykliňuje. Na medziriečisku Nitry a Žitavy tvorí väčšie-menšie ostrovy, ktoré obklopuje rovina. Súvislejší pás

tvorí po východnom okraji, na styku so stredným terasovým stupňom. Všeobecne je tu jeho povrch dosť členitý; členitosť je spôsobená erózno-akumulačnou činnosťou vetra a riek Nitry a Žitavy. V znížených častiach, najmä pozdĺž tokov riek, je územie znížené o cca 2—3 m a jeho povrch korešponduje s povrchom Podunajskej roviny. Výškové rozdiely a členitosť povrchu je spôsobená prítomnosťou viatych pieskov.

Stredný terasový stupeň na študovanom území sa nachádza medzi úpätím Pohronskej pahorkatiny (vyšším terasovým stupňom — Dolný Peter k Šrobárovej); na západe od Dvorov nad Žitavou k Marcelovej je ohraničený nižším stupňom, odtiaľ ďalej Podunajskou rovinou s výraznou hranou k osade Vith, JV smerom cez Žitavu, Radvaň n/D. po Moču, pozdĺž toku Dunaja a od Moče sa potom oblúkovite stáča. Šírka stupňa nie je rovnaká; užší pás je JV od Hurbanova, ktorý sa potom k Dolnému Petru rozširuje a ďalej znižuje a zužuje. Najväčšiu šírku 8 km dosahuje v oblúku medzi Žitavou a Šrobárovou. Západná časť tohto stupňa, od čiary Šrobárová—Moča, je rozbrázdená viatymi pieskami, zoradenými do dlhých, pretiahnutých presypov, medzi ktorými vynikajú Bašov kopec 139,2 m a Mašan 130,2 m. Povrch stupňa sa skláňa k Dunaju. Presypy viatych pieskov sú zoradené v podstate do troch pásov, oddelených navzájom zníženinami. Chrbty viatych pieskov smerujúce od SZ na JV sú niekoľko km dlhé. Začínajú v okolí Vlkanovej a Hurbanova, miestami majú tvar oválnych kopcov 5 ± 2 m vysokých, ktoré osamelo vystupujú z povrchu stupňa (napr. SV od Chotína). Dlhé chrbty presypov sa smerom na JV v ostrých oblúkoch uzatvárajú a nadobúdajú tvar parabolických dún (napr. medzi Dolným Petrom, Chotínom a Marcelovou).

Východná časť stupňa, približne od vyššie spomínanej čiary Šrobárová — Moča smerom na Vojnice, má východným smerom menej členitý povrch. Jeho povrch je tu mierne rozbrázdený malými potôčkami.

Vyšší terasový stupeň na sledovanom území má tvar klina, tiahne sa od Dolného Petra po Šrobárovú, medzi stredným stupňom a úpätím svahov Hronskej pahorkatiny. Povrch stupňa je rovný, v podstate je pokrytý eolicko-deluviálnymi sprašami, len na niekoľkých miestach na povrch vystupujú roztrúsené štrky. Predpokladáme, že ide o erózny stupeň, jeho povrch je asi 25—29 m nad úrovňou hladiny Dunaja.

Pohronská pahorkatina na študované územie zasahuje len malým úsekom jej južného, resp. jz. okraja, zhruba ohraničeným čiarou východne od Hurbanova smerom na Šrobárovú, potom Modrany, Vojnice. Oproti terasovému územiu pahorkatina má mierne sa zvyšujúce svahy, pokryté pomerne mocnými eolicko-deluviálnymi sedimentmi a viatymi pieskami, ktoré tento styk zakrývajú.

Bezprostredné podložie kvartérnych sedimentov na skúmanom území tvoria neogénne (najmä pliocénne) sedimenty, ktoré na povrch vystupujú

aj na svahoch Pohronskej pahorkatiny. Súhrnnejšiu predstavu o ich vývoji, stavbe, litologickom zložení podávajú: Z. Adam — M. Dlabač 1961, T. Buday — V. Špička 1964, J. Seneš 1953, 1960, 1962, T. Buday et al. 1967.

Kvartérne sedimenty súvisle pokrývajú celé územie; viatymi pieskami a spraš ami sú zastúpené fluviálne sedimenty.

Fluviálne sedimenty budujú terasové stupne a Podunajskú rovinu. Ich stavba je zložitá najmä v priestorových vzťahoch. Situáciu komplikuje skutočnosť, že ide o sútokovú oblasť, ďalej zjavné uplatnenie tektonických pohybov a tiež nedostatok kritérií pri ich odlišovaní od podložných sedimentov tzv. kolárovskej formácie (v priestore medziriečísk Váhu, Nitry a Žitavy).

Mocnosť sedimentov fluviálneho komplexu nie je rovnaká; v západnej časti, od čiary Čalovce — Martovce na SZ smerom ku Kolárovu, kde budujú mladú depresiu na východe ohraničenú tokom r. Nitry, dosahujú hrúbku cca 37 m; na ostatných úsekoch Podunajskej roviny nižšieho a stredného terasového stupňa, teda južným a východným smerom od spomínanej depresie je mocnosť pomerne vyrovnaná, siaha do 13 m.

Tak, ako sú rozdiely v mocnostiach fluviálnych sedimentov, pozorujeme aj niektoré rozdiely v charaktere ich vnútornej stavby. Pribúdaním mocnosti od okrajov územia smerom do spomínanej depresie je ich stavba čoraz zložitejšia. Zatiaľ čo v okrajových častiach majú skôr charakter jednocyklickej stavby, v depresii je najčastejšie dvojcyklická, prípadne aj viac, pričom jednotlivé cykly sú superpozične uložené.

Zrnitostná skladba fluviálnych sedimentov je pestrá (štrky, pieskoštrky, piesky, piesčité hliny, slatiny, atď.). V spodných častiach jednotlivých cyklov sú obyčajne strednozrnné a drobnozrnné pieskoštrky s ojedinelými, dobre opracovanými balvanmi (⌀ do 25 cm). Tieto časti sú slabo vytriedené, dobre premyté. Štrkový materiál nie je rovnako opracovaný; najlepšie opracované sú na úseku Žitného ostrova, kde ide o dunajský materiál. Vo vertikálnom smere sa materiál stenčuje, mení sa na strednozrnné až jemnozrnné piesky s ojedinelými štrkmi. Nad nimi vyššie sú uložené sivé jemnozrnné piesky, ktoré v úseku depresie dosahujú mocnosť až 10 m. Jemnozrnné piesky postupujú do piesčitých hlín, ktoré vytvárajú súvislejší pokryv, do ktorého sú vložené mŕtve ramená, nachádzajúce sa v rôznych štádiách vývoja. Hrúbka týchto nivných sedimentov je 3—4 m, v priestore medziriečiska Nitra—Váh dosahuje 7 m.

Analýzy petrografického zloženia štrkov (podľa D. Minaříkovej 1967) ukazujú, že v zložení fluviálnych sedimentov tohto úseku sú prítomné v zásade materiály dvoch znosových oblastí; alpského horského systému a Českého masívu, reprezentované prínosom Dunaja, a Karpatskej sústavy, ktoré reprezentujú prítoky Váhu, Nitry a Žitavy. Styk týchto znosových oblastí

sa odráža aj v priestorovej skladbe horninového zloženia fluviálnych sedimentov. Úsek dolnej časti Žitného ostrova sa vyznačuje typickou dunajskou skladbou horninového zloženia. V priestore medziriečisk Váhu—Nitry—Žitavy sa strieda petrografické zloženie, reprezentované prítokmi Nitry, Váhu, Žitavy a dunajského materiálu. Vo východnej časti medziriečiska Nitra—Žitava (od Vlkanovej po Chotín) prevláda materiál nanesený Žitavou. JV od Chotína (Komárno—Patince) pozorujeme prevahu dunajského materiálu. Ani mineralogické zloženie asociácie ťažkých minerálov fluviálnych sedimentov sa principiálne nelíši od priestorového valúnového zloženia.

Viate piesky pokrývajú terasové stupne a čiastočne aj svahy Pohronskej pahorkatiny. I. Vaškovský a E. Vaškovská (1971) podľa morfologického i litologického hľadiska vyčlenili na sledovanom území dve skupiny.

Do prvej skupiny začlenili viate piesky, nachádzajúce sa v dolnej časti medziriečiska Nitry a Žitavy, v priestore: Nesvady, Imeľ, STS Kotelnica, kde tvoria niekoľko radov pozdĺžnych presypov v SZ—VJ smere. Mocnosti presypov kolíšu od 3 do 14 m (Abov kopec). Zrnitostne sú to väčšinou jemnozrnné až jemné, veľmi jemnozrnné bidisperzné piesky, v ktorých prevláda frakcia 0,25—0,1 mm (53—70%) a 0,5—0,25 mm (25—35%). Častice o rozmeroch nad 0,5 mm sú vzácne. Piesky tejto skupiny sú charakteristické veľkou vytriedenosťou (So = 1,30—1,55, Sk = 0,90—1,25), pričom Mo = S a pohybuje sa od 0,15 do 0,30. V ich mineralogickom zložení prevláda kremeň, menej kalcitu a živcov (I. Vaškovský — Z. Bedrna 1971). Z ťažkých minerálov sú hodne zastúpené granáty, kolísavé zastúpenie majú pyroxény a hyperstény.

Do druhej skupiny sú vyčlenené viate piesky v priestore medzi Hurbanovom a Radvaňou nad Dunajom. Tento úsek vzhľadom na výskyt najvýraznejších presypových akumulácií viatych pieskov Š. Janšák (1950) nazval „vlastnou dunovou oblasťou". Morfologické formy presypov boli opísané vo viacerých prácach (Horusitzky H. 1900, I. Timkó 1903, 1904, M. Lukniš — Š. Bučko 1953, Š. Janšák 1950). Presypy majú pravidelné tvary, vytvárajú súvislejšie (do 6 km) pozdĺžne pásma, zriedkavejšie izolované kopce. Hrúbka presypov je kolísavá od 3 do 25 m (Bašov kopec). Zrnitostne sú tieto viate piesky rôznorodejšie. Nachádzajú sa tu práškovité, veľmi jemnozrnné, jemnozrnné, veľmi jemnozrnné bidisperzné piesky. Všeobecne prevláda frakcia 0,5—0,25 mm (16—50%) a 0,25—0,1 mm (16—74%), potom je značne zastúpená (a pomerne často sa vyskytuje) aj frakcia nad 0,5 mm (až do 30%). Koeficienty granulometrických hodnôt sú nasledovné: So = 1,20—10, Sk = 0,90—1,10, Md = = 0,13—0,37. Podobne ako v predchádzajúcej skupine sú v ľahkej frakcii zastúpené minerály, až na kalcit, ktorý miestami chýba; v ťažkej frakcii prevláda hyperstén a opakové minerály.

Okrem spomínaných fluviálnych sedimentov a viatych pieskov z priloženej mapy vidno, že menšie plochy na skúmanom území sú pokryté sprašami,

MAPA

MINERÁLNEJ SILY PÔDNEHO SUBSTRÁTU

Zostavil: I. VAŠKOVSKÝ a Z. BEDRNA, 1971

- holocénne fluviálne sedimenty Podunajskej roviny a nív potokov; prevládajú lužné, zriedkavo nivné a zasolené pôdy
- vrchno a stredno pleistocénne fluviálne sedimenty nižšieho a stredného terasového stupňa; prevlád. lužné pôdy a černozeme
- viate piesky; prevládajú mačinové pôdy
- spraše; prevládajú černozeme
- eolicko-deluviálne spraše; prevládajú černozeme
- eluviálno-deluviálne sedimenty
- neogénne sedimenty
- zreteľná a predpokladaná hrana nižšieho terasového stupňa
- zreteľná a predpokladaná hrana stredného terasového stupňa
- predpokladané ohraničenie terasových stupňov

Klasifikácia minerálnej sily pôdnych substrátov

- I_3
- I_4
- II_3
- II_4
- III_3
- III_4

Nesvady

Martovce

Hurbanovo

Chotín

Marcelová

KOMÁRNO

Iža

Moča

Nitra

Žitava

Váhsky Dunaj

DUNAJ

MAĎARSKO

N

0 1 2 3 4 5 km

Kartolitografia: M. Kolačkovská

tvoriacimi izolované ostrovy (na medziriečisku Nitra—Žitava), alebo súvislejší pokryv (vo východnej časti stredného terasového stupňa a svahoch Pohronskej pahorkatiny).

Hrúbka sprašových pokryvov nie je rovnaká. Vzhľadom na morfologickú pozíciu ich podložia pozorujeme, že najväčšiu mocnosť dosahujú v priúpätných častiach Hronskej pahorkatiny s terasovými stupňami (SV od Šrobárovej do 25 m), menšie mocnosti (do 4 m) sú v priestore medziriečiska Nitra—Žitava a SV od Hurbanova. Rozdiely mocností sa prejavujú aj v charaktere stavby pokryvov. Rozdielnosť mocností sa odzrkadľuje aj v ich vnútornej stavbe.

Na stavbe sprašových pokryvov v opisovanom území popri rôznej mocnosti horizontov spraší bez makroskopických znakov sa nachádzajú aj polohy rytmicky zvrstvených pieskov s polohami hlín a fosílnych pôd (napr. na úpätí Pohronskej pahorkatiny). Takéto striedanie polôh sa potom odráža v ich zrnitostnom zložení a ďalších vlastnostiach. V zrnitostnom zložení horizontov spraší dominujúce postavenie majú prachovité častice (frakcia 0,05—0,002 mm) do 70%; frakcie piesku (nad 0,05 mm) majú kolísavý obsah 18—50% a frakcie (menej ako 0,002 mm) je zastúpená 4—20%). Sprašové horizonty sa vyznačujú nízkym a stredným stupňom mikroagregácie; Md = 0,011—0,089; sú dobre, stredne, až zle vytriedené (So = 1,7—4,0); obsah humusu 0,18—0,39; $CaCO_3$ do 28%.

Stručná charakteristika pôd a ich rozšírenie

Vzťah medzi geomorfológiou skúmaného územia, pôdotvornými substrátmi a pôdami je evidentný (K. Tarábek 1956, Z. Bedrna 1962). Na Podunajskej rovine s holocénnym fluviálnym akumulačným povrchom prevládajú lužné pôdy s ostrovčekmi slancov a černozemí. Lužné pôdy sú vo väčšine prípadov karbonátové a obsahujú veľké množstvo humusových látok (2—4% humusu). Majú až 1 m hrubý humusový horizont, ktorý postupne prechádza do menej alebo viac zamokrenej spodiny — pôdotvorného substrátu. Podľa intenzity zamokrenia tu vydeľujeme černozemné, typické alebo glejové lužné pôdy. Granulometricky sú to pôdy s prevahou ílovitých častíc. Často sa vyskytujú ílovité, ba aj ílnaté pôdy, i keď na skúmanom území sú lužné pôdy prevažne ílovitohlinité. Ostrovčeky slancov sa nachádzajú predovšetkým pri Patinciach a Iži, avšak slabšie zasolené pôdy (lužné pôdy slancovité a slaniskovité) sú aj v okolí Martoviec a Nesvád. Černozeme (subtyp lužné) nachádzame na agradačných valoch alebo vyvýšených miestach Podunajskej roviny.

Fluviálne sedimenty sú bohato zastúpené aj v ďalšom geomorfologickom útvare skúmaného územia, a to na terasových stupňoch. I tu, v miestach, kde fluviálne sedimenty vystupujú na povrch, sú na nich vyvinuté všetky

horeuvedené pôdne typy. Lužných pôd je však menej, zato viac sa vyskytujú lužné černozeme, vytvorené na granulometricky vyvinutejších fluviálnych sedimentoch, keď v hlbšom podloží sú potom súvislejšie vrstvy štrku a štrkopiesku. Na nižšom terasovom stupni v medziriečisku riek Nitry a Žitavy sa okrem fluviálnych sedimentov vyskytujú aj viate piesky, na ktorých sú prevládajúcim pôdnym typom karbonátové mačinové pôdy. Sú to pôdy so slabo prehumózneným horizontom, hrubým len 30—40 cm, ktorý obsahuje 0,5—1% humusu. Keď obsah humusu stúpa a hrúbka humusového horizontu narastá, hovoríme o karbonátových mačinových černozemných pôdach. V oblasti pohyblivých pieskov (Imeľ, Hurbanovo) černozeme vyvinuté na štrkopieskových zaílených fluviálnych sedimentoch často prekrýva vrstva viateho piesku s mačinovou pôdou. Viate piesky sa vyskytujú vo väčšej miere aj na strednom terasovom stupni, a to predovšetkým v priestore medzi Hurbanovom a Radvaňou nad Dunajom. I na týchto viatych pieskoch sú dominantným pôdnym typom karbonátové mačinové pôdy. V tejto oblasti je však značne rozšírená veterná erózia pôd. Slabo prehumóznený humusový horizont karbonátových mačinových pôd býva často odviaty (nevyvinuté pôdy), alebo prekrytý hrubou vrstvou slabo prehumózneného piesku z blízkeho okolia (akumulované a černozemné karbonátové mačinove pôdy). Na strednom terasovom stupni sa okrem viatych pieskov a menších lokalít fluviálnych sedimentov vyskytujú aj spraše, a to najmä v priestore medzi Marcelovou a Vojnicami. Na sprašiach sa vyvinuly pôdy typu černozemí a miestami i hnedozemí. Eolické spraše stredného terasového stupňa sa vyznačujú značným zastúpením karbonátových černozemí, ktoré v 60—80 cm hrubom humusovom horizonte obsahujú až 3% humusu. V menšej miere sa na nich vyvinuli vyluhované černozeme, ktoré v pôdnom profile neobsahujú karbonáty a majú aj menší obsah pôdneho humusu (2%). Tento subtyp černozemí však prevláda na eolicko-deluviálnych sprašiach skúmanej oblasti. Okrem vyluhovaných černozemí sú na eolicko-deluviálnych sprašiach, a to najmä v okolí Šrobárovej, rozšírené aj hnedé černozeme a černozemné hnedozeme. To sú pôdy, v ktorých pod krátkym tmavým horizontom prebieha intenzívne vnútropôdne zvetrávanie prvotných minerálov. Z minerálov sa uvoľňujú železité zlúčeniny, ktoré farbia pôdnu hmotu na hnedo. Hnedý pôdny horizont obsahuje len menšie množstvo organických látok. Vďaka vzniku ílových minerálov zo zvetraných prvotných minerálov sa v pôdnej hmote hromadí íl. Karbonáty sú vyluhované z pôdy do spraše, ktorá sa nachádza v hĺbke 60—80cm pod povrchom pôdy. Karbonátové černozeme, vyluhované černozeme, černozeme hnedé a hnedozeme červenozemné na eolickej či eolicko-deluviálnej spraši sú všetko pôdy zrnitostne hlinité (prachovité hliny) s priaznivými fyzikálnymi vlastnosťami z hľadiska pestovania poľnohospodárskych plodín. Na rozdiel od často zamokrených lužných pôd tejto oblasti a na vodu chudob-

ných mačinových pôd sú to pôdy s vyrovnaným obsahom vody a vzdušnou bilanciou v priebehu celého roku.

Na Pohronskej pahorkatine, ktorú sme zatiaľ do nášho výskumu minerálnej sily kvartérnych sedimentov ako pôdotvorných substrátov nezahrnuli, prevládajú černozemné a hnedozemné pôdy. Dominantnými subtypmi sú: černozem vyluhovaná, černozem hnedá, hnedozem černozemná a hnedozem typická. Z pôdotvorných substrátov sa tu vyskytujú kvartérne aj predkvartérne sedimenty (neogén).

Charakteristika minerálnej sily kvartérnych sedimentov

Na skúmanom území sme vydelili tri základné genetické typy kvartérnych sedimentov: fluviálne sedimenty, viate piesky a spraše. Na základe analytických údajov a zostavenej mapy minerálnej sily budeme teraz podrobnejšie charakterizovať minerálnu silu jednotlivých kvartérnych sedimentov s ohľadom na ich geomorfologické miesto výskytu a genetický pôvod.

Fluviálne sedimenty
(Analytické údaje viď v tab. 1 a, b, c)

Ako vyplýva z charakteristiky fluviálnych sedimentov, môžeme si ich podľa pôvodu a miesta výskytu rozdeliť do nasledovných skupín: 1. fluviálne sedimenty medziriečiska Nitra — Vážsky Dunaj, 2. fluviálne sedimenty nižšieho terasového stupňa alebo medziriečiska Nitra—Žitava, 3. fluviálne sedimenty medziriečiska Dunaj—Žitava, 4. fluviálne sedimenty stredného terasového stupňa, 5. fluviálne sedimenty riečnych doliniek.

Spoločným znakom všetkých uvedených skupín fluviálnych sedimentov je značná rôznorodosť ich minerálnej sily. Podmienená je ich prirodzenou heterogenitou, a to vo vertikálnom aj horizontálnom smere. Rôzny pôvod a materiál, z ktorého sa vytvárali fluviálne sedimenty, podmienili aj rozdielne potencionálne zásoby živín. Jedno majú však spoločné aj v rámci minerálnej sily. Sú to prevažne nadbytočné zásoby vápnika. Všetky horeuvedené fluviálne sedimenty sú tak isto vápenaté a obsahujú najčastejšie 2—30% uhličitanov v prepočte na $CaCO_3$.

Fluviálne sedimenty medziriečiska Nitra — Vážsky Dunaj sú reprezentované vzorkami z okolia obcí Nesvady, Imeľ, Martovce a Hliník (tab. 1). Podľa minerálnej sily ich môžeme začleniť väčšinou do triedy a skupiny II_4, t. j. s veľmi malým obsahom živín a jednou nedostatkovou živinou (Ca +3 až 0), K +3 až —1, P —2). V tejto oblasti je veľká plocha fluviálnych sedimentov aj s minerálnou silou vyjadrenou podľa Stejskala (1962) triedou a skupinou III_4, t. j. s malým obsahom živín a jednou nedostatkovou živinou

Chemické zloženie fluviálnych (nivných a mŕtvých ramien) sedimentov na Podunajskej rovine

tab. 1a

lokalita	hĺbka v m	chemické zloženie (20 % HCl) v %				zatriedenie podľa minerálnej sily
		CaO	MgO	K_2O	P_2O_5	
Imeľ 1	1,3—1,4	2,47	0,60	0,06	0,03	II 3
Imeľ 2	0,9—1,0	1,60	2,18	0,65	0,01	I 4
Imeľ 3	1,2—1,3	10,88	0,65	0,19	0,07	III 4
Imeľ 4	1,2—1,3	2,88	11,13	0,30	0,04	II 4
Imeľ 5	0,8—0,9	1,21	0,36	0,11	0,05	II 4
Imeľ 6	0,7—0,8	5,86	2,53	0,53	0,03	II 4
Martovce 1	1,2—1,3	11,74	4,38	0,47	0,11	IV 4
Martovce 2	1,1—1,2	18,79	2,82	0,28	0,05	II 4
Martovce 3	0,7—0,7	1,76	1,64	0,82	0,03	II 4
Martovce 4	1,0—1,1	1,26	0,82	0,54	0,03	II 4
Martovce 5	1,0—1,1	9,61	9,61	0,25	0,08	III 4
Martovce 6	0,0—1,0	8,40	1,54	0,33	0,04	II 4
Martovce 7	0,8—0,9	6,22	2,76	0,36	0,02	I 4
Martovce 8	1,1—1,2	0,93	0,89	0,36	0,04	II 4
Nesvady 1	1,3—1,4	15,64	2,74	0,19	0,07	III 4
Nesvady 2	1,1—1,2	5,35	1,27	0,05	0,02	I 4
Nesvady 3	0,6—0,7	1,27	1,70	0,81	0,02	I 4
Nesvady 4	1,0—1,1	2,38	2,28	0,45	0,04	II 4
Nesvady 5	1,2—1,3	14,0	2,12	0,13	0,05	II 4
Landorf 1	1,3—1,4	14,67	3,52	0,23	0,07	III 4
Landorf 2	0,9—1,0	9,11	2,46	0,07	0,06	II 3
Hliník 1	1,0—1,1	4,30	1,30	0,38	0,10	III 4
Hliník 2	1,1—1,2	17,40	0,97	0,42	0,14	IV 4
Hliník 3	0,9—1,0	19,92	7,36	0,27	0,04	II 4
Patince 1	1,1—1,2	15,70	7,76	0,15	0,08	III 4
Patince 2	0,9—1,0	9,11	2,42	0,12	0,04	II 4
Patince 3	1,4—1,5	12,89	3,53	0,15	0,06	III 4
Patince 4	1,0—1,1	8,83	3,43	0,13	0,07	III 3
Patince 5	0,9—1,0	10,79	6,17	0,17	0,11	IV 3
Patince 6	0,8—0,9	10,95	5,54	0,30	0,10	III 4
Iža 1	1,1—1,2	14,20	2,12	0,08	0,01	III 4
Iža 2	1,2—1,3	20,61	7,66	0,28	0,06	III 4
Iža 3	1,2—1,3	14,44	7,06	0,31	0,10	III 4
Iža 4	1,1—1,2	12,80	5,80	0,15	0,10	III 4
Iža 5	1,2—1,3	8,66	6,46	0,17	0,08	III 4
Iža 6	1,2—1,3	7,85	3,93	0,17	0,08	III 4
Iža 7	0,9—1,0	11,20	3,22	0,19	0,05	II 4
Iža 8	0,9—1,0	16,26	5,14	0,25	0,05	II 4
Iža 9	0,9—1,0	16,25	6,75	0,30	0,05	II 4
Iža 10	1,0—1,1	21,90	7,04	0,14	0,08	III 3
Iža 11	0,8—0,9	17,10	5,37	0,19	0,08	III 4
Iža 12	0,9—1,0	21,52	8,26	0,14	0,08	III 3
	0,9—1,0	8,83	3,02	0,11	0,06	III 3
	0,8—0,9	17,67	6,75	0,13	0,07	III 3
Chotín 1	1,0—1,2	9,25	2,92	0,17	0,08	III 4
Chotín 2	0,8—0,9	2,18	1,19	0,20	0,09	III 4
Chotín 3	0,9—1,1	2,52	0,90	0,18	0,10	III 4
Marcelová	0,8—0,9	12,52	2,32	0,12	0,05	II 4
Ďula Dvor	1,1—1,2	17,10	0,86	0,37	0,06	III 4

(Ca +3, Mg +3 až +1, K ∅ až +1, P −1). Ojedinelé vzorky fluviálnych sedimentov boli podľa údajov chemických rozborov začlenené aj do iných tried a skupín minerálnej sily (I_4, II_3, IV_4). Ako vidíme, spomínané fluviálne sedimenty majú nadbytočný obsah vápnika, väčšinou nadbytočný, menej veľmi dobrý, dobrý až normálny obsah horčíka, väčšinou dobrý až nadbytočný obsah draslíka (menej veľmi malý až normálny) a len fosforu obsahujú prevažne veľmi málo, zriedkavejšie i málo, nedostatočné a normálne množstvo z hľadiska potencionálnych zásob pre pestované plodiny. Ide teda o sedimenty, ktoré až na fosfor majú značné zásoby ostatných minerálnych živín.

Podobnú charakteristiku majú fluviálne sedimenty nižšieho terasového stupňa alebo medziriečiska Nitra — Žitava (viď analytické údaje vzoriek z Nesvád, Imeľa, Marcelovej, Chotína a Ďulovho dvora).

Aj fluviálne sedimenty medziriečiska Dunaj — Žitava majú veľmi rôznorodú minerálnu silu. Na rozdiel od predchádzajúcich sú trochu bohatšie na živiny, keď väčšinu z nich (viac ako polovicu) môžeme začleniť do triedy a skupiny III_4, t. j. s malým obsahom živín a jednou nedostatkovou živinou (Ca +3, Mg +3, K −1 až +1, P −1 až ∅) a čiastočne aj do III_3, t. j. s malým obsahom živín a dvomi (draslík a fosfor) nedostatkovými živinami. Súčasne však stále ešte značnú časť plochy zaberajú fluviálne sedimenty s minerálnou silou vyjadrenou veľmi malým obsahom živín a jednou nedostatkovou živinou (II_4). Len v jednej vzorke sme zistili také množstvá potencionálnych živín, podľa ktorých sme ju potom začlenili do triedy a skupiny IV_3 (Patince 5). V okolí Patiniec, Iže a Bokroša obsahujú teda fluviálne sedimenty nadbytočné množstvo vápnika a horčíka, väčšinou normálne a zriedkavejšie malé, alebo dobré množstvo draslíka a prevažne malé a zriedkavo normálne a veľmi malé rezervy fosforu.

Fluviálne sedimenty stredného terasového stupňa (vzorky z katastru obce Chotín, Marcelová, Virt, Radvaň nad Dunajom), podobne ako fluviálne sedimenty riečnych doliniek (vzorky z okolia Bystričky a Modrany) sú na živiny chudobnejšie ako predchádzajúce skupiny fluviálnych sedimentov. Väčšinu z nich sme podľa zistených rezerv živín zaradili do II_4 (veľmi malý obsah živín a jedna nedostatková živina), menší počet vzoriek dokonca do I_4 (nedostatkový obsah živín a jedna nedostatková živina) a ojedinele aj do III_3 (malý obsah živín a dve nedostatkové živiny) a V_3 (dobrý obsah živín s dvomi nedostatkovými živinami). Popri nadbytočných a ojedinele dobrých a normálnych rezervách vápnika a nadbytočných až normálnych zásob horčíka majú tieto sedimenty len malý obsah draslíka a najčastejšie veľmi malý (ojedinele aj nedostatočný, prípadne dobrý) obsah fosforu. Ide teda o pôdotvorné substráty, ktoré majú pre rastliny dostatočné zásoby vápnika a horčíka, avšak draslíka a najmä fosforu je v nich len veľmi málo.

Chemické zloženie fluviálnych nivných sedimentov riečnych nív potokov na terasových stupňoch

tabuľka 1b

lokalita	hĺbka v m	chemické zloženie (20 % HCl) v %				zatriedenie podľa minerálnej sily
		CaO	MgO	K_2O	P_2O_5	
Modrany 1	1,6—1,7	5,88	1,18	0,15	0,09	III 3
Modrany 2	0,8—1,0	10,35	1,81	0,13	0,04	II 4
Radvaň nD 1	0,8—0,8	12,60	1,62	0,08	0,04	II 4
Radvaň D 2	0,8—1,0	9,50	1,86	0,08	0,04	II 4
Bystrička	0,9—1,0	10,23	4,29	0,14	0,04	II 4

Chemické zloženie fluviálnych nivných sedimentov stredného terasového stupňa

tabuľka 1c

lokalita	hĺbka v m	chemické zloženie (20 % HCl) v %				zatriedenie podľa minerálnej sily
		CaO	MgO	K_2O	P_2O_5	
Chotín 1	0,8—0,9	9,53	0,40	0,08	0,05	II 4
Chotín 2	1,0—1,2	6,72	5,02	0,10	0,04	II 4
Marcelová 1	1,0—1,2	15,23	2,40	0,05	0,02	I 4
Marcelová 2	1,2—1,3	0,27	0,28	0,66	0,06	II 4
Radvaň n. D.	0,4—0,5	0,41	0,31	0,13	0,02	I 4
Virt	0,8—1,0	5,04	3,02	0,26	0,17	V 3

Viate piesky

Rozbory vzoriek sú uvedené v tab. 2. Podrobnú charakteristiku minerálnej sily tejto skupiny pôdotvorných substrátov sme uviedli v predchádzajúcej práci (I. Vaškovský — Z. Bedrna 1971). Pre úplnosť opíšeme len stručne základné údaje o minerálnej sile dvoch hlavných skupín viatych pieskov záujmového územia: 1. viate piesky dolnej časti medziriečiska Nitra — Žitava (nižší terasový stupeň); 2. viate piesky stredného terasového stupňa v priestore medzi Hurbanovom a Radvaňou nad Dunajom.

Viate piesky nižšieho terasového stupňa (Imeľ, Nesvady, Bajč) môžeme radiť podľa Stejskalovej (1962) sedemtriednej klasifikácie minerálnej sily výlučne do triedy II_4, t. j. veľmi malý obsah živín a jedna nedostatková živina (Ca +1 až +3, Mg —1 až +3, K ∅ až —1, P —2). Tieto piesky majú teda väčšinou nadbytočné, zriedkavejšie dobré a veľmi dobré zásoby vápnika, väčšinou nadbytočné, ale tiež malé a občas i dobré a veľmi dobré rezervy horčíka, prevažne malé, ale niekedy i normálne až dobré zásoby draslíka a veľmi malé zásoby fosforu.

Viate piesky stredného terasového stupňa (vzorky z okolia: Modrany, Chotín, Marcelová, Virt, Dolný Peter, Hurbanovo, Bystrička, Radvaň nad Dunajom) sú minerálne chudobnejšie v porovnaní s viatymi pieskami 1. skupiny, a to všetky štyri hlavné sledované minerálne živiny. Obsahujú prevažne normálne, menej nadbytočné a ojedinele i malé rezervy vápnika. I tu prevládajú menšie zásoby horčíka. Najviac je vzoriek s malým obsahom tejto živiny a postupne menej s normálnym, veľmi dobrým a dobrým obsahom. Najhoršie je to ale s draslíkom a fosforom. Celá tretina vzoriek má nedostatočné zásoby týchto živín a viac ako polovica veľmi malé rezervy. Malý počet vzoriek má malý obsah rezervného draslíka. Najväčšia plocha piesku 2. skupiny bola podľa minerálnej sily klasifikovaná ako I_4 (prípadne I_3), t. j. s nedostatočným obsahom živín a jednou, (prípadne dvomi) nedostatkovými živinami (fosforom, prípadne i draslíkom). Menej plochy pripadá na viate piesky s minerálnou

Chemické zloženie viatych pieskov

tabuľka 2

I. skupina

lokalita	hĺbka v m	chemické zloženie (20 % HCl) v %				zatriedenie podľa minerálnej sily
		CaO	MgO	K_2O	P_2O_5	
Imeľ 1	1,0—1,2	0,85	0,48	0,08	0,03	II 4
Imeľ 2	1,1—1,2	1,74	0,12	0,12	0,06	II 4
Imeľ 3	1,0—1,2	1,42	1,10	0,36	0,04	II 4
Bajč	1,0—1,1	8,32	1,42	0,12	0,06	II 4
Bajč—Aňala	0,4—0,5	0,49	0,20	0,19	0,06	II 4
Nesvady 1	0,7—0,9	10,45	3,03	0,11	0,03	II 4
II. skupina						
Modrany 1	1,1—1,3	0,24	0,42	0,08	0,02	I 4
Modrany 2	0,8—1,0	0,20	0,16	0,06	0,04	II 3
Modrany 3	0,8—1,0	2,99	0,72	0,04	0,03	I 3
Modrany 4	1,3—1,4	0,28	0,37	0,10	0,05	II 4
Modrany 5	1,1—1,3	1,99	1,13	0,31	0,01	I 4
Chotín 1	0,8—1,0	9,67	0,71	0,06	0,04	II 3
Chotín 2	0,8—1,0	0,22	0,17	0,07	0,02	I 4
D. Peter 1	1,2—1,3	0,25	0,26	0,07	0,06	II 3
D. Peter 2	0,9—1,0	8,85	1,83	0,05	0,05	I 4
Hurbanovo	0,9—1,0	4,93	0,85	0,05	0,03	I 4
Marcelová 1	1,1—1,2	0,11	0,16	0,05	0,04	II 3
Marcelová 2	1,1—1,2	0,24	0,11	0,01	0,05	I 4
Marcelová 3	0,9—1,0	0,19	0,10	0,03	0,04	I 4
Radvaň n. D	1,0—1,1	3,36	0,30	0,13	0,04	II 4
Bystrička	1,2—1,3	5,61	1,71	0,13	0,06	II 4
Virt 1	1,1—1,2	3,6	2,17	0,05	0,02	I 4
Virt 2	1,1—1,2	1,00	1,16	0,16	0,03	I 4

silou triedy a skupiny II_3, prípadne II_4 (veľmi malý obsah živín a jedna či dve nedostatkové živiny). Trieda a skupina minerálnej sily viatych pieskov stredného terasového stupňa veľmi dobre súhlasila s pôdnym typom, ktorý sa vyvinul na tomto pôdotvornom substráte. Karbonátové a zriedkavo i nekarbonátové mačinové pôdy sa vyvinuli na viatych pieskoch minerálnej sily I_4, prípadne I_3, zatiaľ čo černozemné mačinové pôdy, prípadne až černozemi podobné piesočnaté pôdy na viatych pieskoch s minerálnou silou triedy a skupiny II_3, alebo II_4.

Viate piesky juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny sa teda svojím obsahom minerálnych živín zaradili medzi minerálne slabšie pôdotvorné substráty. Zrnitostne sú to piesočnaté až hlinitopiesočnaté sedimenty s nízkym podielom ílu, a teda aj nízkou sorpčnou kapacitou (1,26—9,61 mval/100 g pôdy). Väčšinou sú karbonátne pôdotvorné substráty s obsahom karbonátov v prepočte na $CaCO_3$ v rozpätí 0,1—17,5%.

Spraše

Na skúmanom území poznáme dve skupiny spraší, ktoré sa od seba odlišujú aj svojou minerálnou silou. To sú: eolicko-deluviálne spraše a eolické spraše.

Eolicko-deluviálne spraše sú zrnitostne pomerne rovnorodé. Väčšinou sú to hliny a prachové hliny, menej hlinité piesky. Obsah karbonátov je vysoký: 10—40% v prepočte na $CaCO_3$. Všetky patria do triedy a skupiny minerálnej sily III_3, t. j. s malým obsahom živín a dvomi nedostatkovými živinami (Ca +3, Mg +3, K —1, P —1). Z hľadiska zásob rastlinných živín majú eolicko-deluviálne spraše nadbytočné zásoby vápnika a horčíka a malé zásoby draslíka a fosforu (tab. 3).

Eolické spraše sú o niečo minerálne bohatšie ako eolicko-deluviálne spraše. Ako ukazujú výsledky rozborov (tab. 3), majú oveľa viac draslíka zisteného rozborom v 20% HCl (0,11—0,41% K_2O) v porovnaní s obsahom tohto prvku v eolicko-deluviálnych sprašiach (0,08—0,14% K_2O). Prevažnú väčšinu eolic-

Chemické zloženie eolicko-deluviálnych spraší

tabuľka 3a

lokalita	hĺbka v m	chemické zloženie (20% HCl) v %				zatriedenie podľa minerálnej sily
		CaO	MgO	K_2O	P_2O_5	
Modrany 1	1,0—1,2	14,51	1,33	0,14	0,09	III_3
Modrany 2	1,0—1,3	11,56	3,55	0,12	0,13	III_4
Modrany 3	1,0—1,2	11,51	1,33	0,14	0,09	III_3
Šrobárová 1	1,1—1,3	8,30	1,40	0,08	0,06	III_3
Šrobárová 2	1,1—1,2	1,23	2,91	0,14	0,07	III_3

Chemické zloženie eolických spraší

tabuľka 3b

lokalita	hĺbka v m	chemické zloženie (20 % HCl) v %				zatriedenie podľa minerálnej sily
		CaO	MgO	K_2O	P_2O_5	
Modrany 4	0,8—1,0	10,51	1,11	0,11	0,06	III_3
Modrany 5	1,0—1,2	16,82	2,12	0,16	0,09	III_4
Modrany 6	0,8—1,0	14,72	2,60	0,30	0,07	III_4
Šrobárová	1,0—1,2	6,05	1,64	0,27	0,07	III_4
Marcelová	1,0—1,1	7,14	2,30	0,24	0,08	III_4

kých spraší sme klasifikovali ako III_4, t. j. s malou zásobou živín a jednou nedostatkovou živinou (fosforom). Len menšia časť z nich patrí podľa minerálnej sily do skupiny III_3, prípadne IV_4. Skúmané kvartérne sedimenty mali nadbytočné zásoby vápnika (Ca +3), veľmi dobré až nadbytočné zásoby horčíka (Mg +3 až +2), malé, väčšinou však normálne a menej veľmi dobré zásoby draslíka (K —1 až +2) a prevažne malé, zriedkavo normálne zásoby fosforu (P —1 až ∅). Zrnitostne sú eolické spraše v skúmanej oblasti pomerne rôznorodé. Väčšinou sú to hlinité a prachovité piesky, menej hliny a prachové hliny. Obsah uhličitanov v nich značne kolíše od 2 do 37% v prepočte na $CaCO_3$. Eolicko-deluviálne a eolické spraše sa vyznačujú značnou pútacou schopnosťou, keď ich sorpčná kapacita sa najčastejšie pohybuje v rozsahu 11—15 mval/100 g pôdy.

Diskusia

Výskum minerálnej sily kvartérnych sedimentov v priestore medzi Komárnom, Novými Zámkami a Radvaňou nad Dunajom ukázal, že rezervy živín v jednotlivých pôdotvorných substrátoch nie sú rovnaké. Všeobecne sú v tejto oblasti horniny dostatočne bohaté na vápnik a horčík, avšak dve ďalšie dôležité minerálne živiny rastlín, a to fosfor a draslík sú často v minime a limitujú potenciálnu sily minerálnej výživy rastlín kvartérnych sedimentov. Pre rastliny nemá význam len množstvo príslušných živín, ale tiež ich vzájomné pomery a stupeň prístupnosti. Stupeň prístupnosti príslušnej živiny je takisto v značnej miere ovplyvnený aj množstvom antagonického prvku a fyzikálno-chemickým stavom heterogénnej horninovej a pôdnej sústavy. Z literatúry (Klika, Novák, Gregor 1954) je známe, že pre rastliny je najpriaznivejší pomer Ca:Mg v pôde v rozsahu 2:1 až 5:1 a Ca:P okolo 10:1. Zúžením týchto pomerov dochádza k zhoršovaniu výživy rastlín vápnikom alebo fosforom a tiež k slabšiemu uvoľňovaniu menovaných živín z rezervy do mobilných zásob, z ktorých odčerpávajú rastliny sústavne a ľahko minerálne látky pre

stavbu svojho tela. Z príslušných tabuliek chemických rozborov môžeme ľahko vyčísliť, že iba spraše majú priaznivý pomer Ca:Mg, zatiaľ čo vo fluviálnych sedimentoch a najmä v pieskoch je tento pomer často veľmi úzky, a teda nevyhovujúci (1:1 alebo 1:2). Pri vzťahu Ca:P je to čiastočne naopak. Spraše majú tento pomer najčastejšie v rozsahu 20:1 až 200:1, zatiaľ čo piesky 5:1 až 100:1 a fluviálne sedimenty 20:1 až 300:1.

Množstvo potencionálnych zásob živín ukázalo, že najväčšiu minerálnu silu majú eolické spraše a najmenšiu viate piesky stredného terasového stupňa. V tab. 4 sme všetky skúmané kvartérne sedimenty rozdelili podľa minerálnej

tabuľka 4

skupina	genetické typy kvartérnych sedimentov	miesto výskytu	zatriedenie do triedy a skupiny minerálnej sily	
			väčšinou	zriedkavejšie
1	spraše prevažne eolické	stredný terasový stupeň	III_4	III_3, IV_4, II_3
	fluviálne sedimenty	Podunajská rovina, medziriečisko Dunaj — Žitava	III_4	III_3, II_4, IV_3
2	spraše eolicko-deluviálne	stredný a nižší terasový stupeň a svahy Hronskej pahorkatiny	III_3	
3	fluviálne sedimenty	Podunajskej roviny a medziriečiska Nitra — vážsky Dunaj	II_4	III_4, I_4, II_3, IV_4
	fluviálne sedimenty	nižšieho terasového stupňa medziriečiska Nitra — Žitava	II_4	III_4, II_3
	fluviálne sedimenty	stredného terasového stupňa a priečnych nív potokov	II_4	I_4, III_3, V_3
	viate piesky I. skupina	nižší terasový stupeň medziriečiska Nitra — Žitava	II_4	
4	viate piesky II. skupina	nízkeho a stredného terasového stupňa	I_4	II_3, II_4

sily do 4 skupín, postupne od najbohatších k najchudobnejším. Z tabuľky zreteľne vyplýva aj rôznorodá minerálna sila jednotlivých typov kvartérnych sedimentov. Spraše sú podľa minerálnej sily najčastejšie zatriedené do skupiny III_4 a III_3 (malý obsah živín, jedna alebo dve nedostatkové živiny), zatiaľ čo fluviálne sedimenty do triedy a skupiny II_4 a III_4 (veľmi malý a malý obsah živín s jednou nedostatkovou živinou) a nakoniec piesky do triedy a skupiny I_4 a II_4 (nedostatočný a veľmi malý obsah živín s jednou nedostat-

kovou živinou). Z toho teda vyplýva, že v skúmanej oblasti sú minerálne bohatšie spraše, chudobnejšie fluviálne sedimenty a najchudobnejšie piesky.

V sprašiach sme pozorovali väčšiu zásobu minerálnych živín v prípade čisto eolického vývoja a po porovnaní s eolicko-deluviálnym pôvodom tohto pôdotvorného substrátu. Túto skutočnosť pripisujeme väčšej vytriedenosti eolického materiálu, keďže vetrom sú prenášané väčšinou ľahšie, na minerály bohatšie zrná (sľudy, živce).

Fluviálne sedimenty sme charakterizovali ako pôdotvorné substráty s veľkou, rôznorodou škálou minerálnej sily. Pozoruhodné je, že v prípade týchto kvartérnych sedimentov nekorešponduje granulometrické zloženie so stupňom minerálnej sily, ako to je v prípade spraší a pieskov. Ílovité hliny majú rovnaký a niekedy dokonca i nižší stupeň minerálnej sily v porovnaní s hlinitými pieskami alebo pieskami. Konečne túto skutočnosť veľmi výstižne charakterizuje aj minerálna sila viatych pieskov nižšieho terasového stupňa, t. j. z oblasti, kde sa v bezprostrednej blízkosti vyskytujú veľké plochy fluviálnych sedimentov s rovnakými potencionálnymi zásobami rastlinných živín, avšak s vyšším obsahom jemnejších zŕn prvotných ílových minerálov.

Viate piesky sme v súhlase s prácou Húsenicu (1964) zaradili medzi minerálne slabšie pôdotvorné substráty. Viate piesky nižšieho terasového stupňa sú trochu minerálne bohatšie než viate piesky stredného terasového stupňa. Táto skutočnosť neplatí paušálne, ale len pre tie lokality viatych pieskov, na ktorých sú vyvinuté karbonátové mačinové pôdy. Lokality viatych pieskov stredného terasového stupňa, na ktorých sa vyvinuli černozemi podobné pôdy, sú minerálne bohaté na rovnakej úrovni ako piesky nižšieho terasového stupňa.

Do tlače odporučil J. Hraško

LITERATÚRA

[1] Bedrna, Z. 1962: Súvislosť geomorfológie a pôdnych pomerov územia medzi Novými Zámkami a Komárnom. Geograf. časopis 2, Bratislava. — [2] Horusitzky, H. 1900: Die agrogeologischen Verhältnisse der Gemeinde Köbölkút, Bátorkesz und Duna Mócs im Comitate Esztergom. J. der kgl. ung. geol. Anstalt für 1889, Budapest. — [3] Hraško, J. et al. 1963: Pôdy okresu Hurbanovo. Záverečná správa. Archív VÚPAVR, Bratislava. — [4] Húsenica, J. 1964: Minerálna sila materských hornín lesných pôd na Slovensku. Bratislava. — [5] Janšák, Š. 1950: Eolické formácie na Slovensku. SAV, Bratislava. — [6] Klika, J. — Novák, V. — Gregor, A. 1954: Praktikum fytocenológie, klimatológie a půdoznalectví. Praha. — [7] Ložek, V. 1964: Quartermollusken der Tschechoslowakei. Rozprava ÚÚG, ČSAV, Praha. — [8] Lukniš, M. — Bučko, Š. 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. Geogr. čas. SAV, V/3—4, Bratislava. — [9] Minaříková, D. 1967: Sedimentárně-petrografický výzkum kvartérních sedimentů území mezi Komárnem a Štúrovem. Záv. správa, Archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Pelíšek, I. 1963: Charakte-

ristika vátych pisků Slovenska. Geol. práce, zoš. 64, Bratislava. — [11] Sergejev, E. M. 1959: Obščije gruntovedenije. MGU, Moskva. — [12] Stejskal, J. 1962: Minerální sila matečních hornin zemědělských půd. Sborník VŠZ, Praha. — [13] Stejskal, J. 1967: Zemědělská geologie. Praha. — [14] Tarábek, K. 1956: O geografii pôd na Slovensku. Geogr. čas. R. VIII, č. 2—3, Bratislava. — [15] Timkó, I. 1900: Udvard, Perbete, Bogota, Imely, Neszvad, Bajes (Komárom megye) községek és Érskeújvár város (Nyitra megye) határának részletes agrogeológiai fölvétele. A m. k. földt. int. évi jel., Budapest. — [16] Timkó, I. 1901: Simö, Kamocsa, Gúta és Szt. Péter községek (Komárom m.) környékének agrogeológiai visszonyai. A m. földt. int. évi je., Budapest. — [17] Vaškovská, E. 1963: Niektoré nové poznatky o eolických pieskoch južnej časti Záhorskej nížiny. Geol. práce, zoš. 64, Bratislava. — [18] Vaškovský, I. 1967: Über das Quartär der Donauniederung. Geol. práce, Správy 42, Bratislava. — [19] Vaškovský, I. — Žebera, K. 1968: Quaternary of the West Carpathians. Regional geology of Czechoslovakia. Part II., ČSAV, Praha. — [20] Vaškovský, I. — Vaškovská, E. 1970: Poznámky ku genéze a litologickému zloženiu viatych pieskov JV časti Podunajskej nížiny. Geol. práce 53, GÚDŠ, Bratislava. — [21] Vaškovský, I. — Bedrna, Z. 1971: Minerálna sila viatych pieskov ako pôdneho substrátu v juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny. Ved. práce. Výsk. úst. pôdoznalectva a výživy rastlín, č. 5, Bratislava. — [22] Vaškovský, I. 1972: O litológii, genéze a veku spraší v doline Dunaja na úseku Komárno—Štúrovo. Geol. práce 58, GÚDŠ, Bratislava. — [23] Zrubec, F. et al. 1963: Komplexný prieskum pôd okresu Komárno. Záver. správa, Archív VÚPAVR, Bratislava.

IMRICH VAŠKOVSKÝ — ZOLTÁN BEDRNA

MINERAL FORCE OF SOIL SUBSTRATA BETWEEN KOMÁRNO, NESVADY AND RADVAŇ ON THE DANUBE (SOUTHEASTERN PART OF THE DANUBE LOWLAND)

The investigation of the mineral force of Quaternary sediments was preceded by detailed Quarternary geological mapping of the area under study. On special maps the individual genetic types of Quaternary sediments have been distinguished. The description of their lithological, granulometric composition as well as of their genesis and relation to the individual elements of the relief was also available. The conditions of soil of the mentioned area were also known earlier. Detailed pedological investigation of agricultural soils provided a vast material of the extension of the types, kinds and varieties of soil.

In evaluation of the mineral force of the individual genetic types of Quaternary sediments we set out from the experience obtained in the work with mineral force of drift sands as the soil-forming substratum in the south-western part of the Danube Lowland (Vaškovský, Bedrna 1971). We have found the method of Stejskal (1962) to be most suitable for agricultural utilization from the applied methods of investigation and evaluation of mineral force (Húsenica 1964, Klika, Novák, Gregor 1954, Stejskal 1962). Thus, we applied it fully in this our work. When they are ranged into individual classes and groups of mineral force, we set out from the data of the amount of potential reserves of the individual nutriments (Mg, Ca, K and P) established with leaching by hot 20% HCl from a large number of samples of the individual genetic types of Quaternary sediments. By means of the mentioned classification the reserves of nutriments in Quaternary sediments are valuated as excessive (+3), very good (+2), good (+1), normal (∅), small (−1), very small (−2) and insufficient (−3) in the frame of 7 classes and according to wanting nutriments. The quoted data were the fundamental base material also for

compilation of the map of mineral force of Quaternary sediments as soil-forming substrata of the area under study. We have drawn the boundaries between the individual districts of various degree of mineral force more precisely according to the Quaternary-geological and soil map. The base materials of various kinds as well as analytical data have been obtained from archives and recent investigations carried out at the Dionýz Štúr Institute of Geology and the Research Institute of Pedology and Plant Nutrition.

The studied area extends in the south-eastern part of the Danube Lowland, approximately in the area between Komárno, Nesvady and Radvaň on the Danube (see the map). The essential part of the territory represents an agricultural area, only smaller surfaces are covered with acacia forests and for pasture. From morphogenetic standpoint the following morphogenetic units are recognized in this area; the Hron Upland, Pleistocene terrace benches and Danube plain. The Danube plain occupies the essential part of the territory in the western and southwestern part; it forms a young riverain plain formed by accumulations of the Danube, Váh and Nitra rivers.

The Pleistocene terraces form a wide girdle, extending between the Danube plain and the Hron Upland. Based on up to present investigations we have distinguished three terrace benches: lower, middle and upper. The Hron Upland extends only with a small section of its southern and/or southwestern margin.

The direct basement of the Quaternary sediments is formed by Neogene (mainly Pliocene) sediments in the area under study, cropping out on the slopes of the Hron Upland outside the given area.

Quaternary sediments continuously cover the whole territory; fluvial sediments, drift sands and loess are represented. Fluvial sediments build up terrace benches and the Danube plain.

Drift sands are covering the terrace benches and partly the slopes of the Hron Upland. According to morphological and lithologenetic point of view two groups have been distinguished in the studied area: to the I st group drift sands are assigned, which are found in the Nitra—Žitava interstream area. In the second group drift sands in the section between Hurbanovo and Radvaň on the Danube are included. The loesses cover smaller surfaces on the middle terrace bench and partly on the slopes of the Hron Upland. According to the genesis we divide them into aeolian and aeolian-deluvial ones.

Relation between geomorphology of the area under study and soil-forming substrata and soils is evident. In the Danube plain with Holocene fluvial accumulation surface meadow soils, with islets of saline soils and chernosems predominate. This type of soils is also developed on terrace benches. The type of soil predominating on drift sands are carbonate podsol soils with a small content of humus, when the content of humus increases we speak about chernosem carbonate podsol soils. On loess soils of black earth, in places also of brownearth type have developed, then brown black earths and chernosem brownearths.

Fluvial sediments. Analytical data see in tab. 1. As the characterization of fluvial sediments shows, we may divide them into the following groups according to the origin and place of occurrence: 1. Fluvial sediments of the Nitra — Váh Danube interstream area, 2. Fluvial sediments of the lower terrace bench or the Nitra—Žitava interstream area, 3. Fluvial sediments of the Danube—Žitava interstream area, 4. Fluvial sediments of the middle terrace bench, 5. Fluvial sediments of riverain valleys.

A feature common of all the above mentioned groups of fluviatile sediments is a considerable heterogeneity of their mineral force. This is conditioned by their natural heterogeneity in both vertical as well as horizontal direction. Various origin and material, from which the fluviatile sediments have formed, have also conditioned different poten-

tial reserves of nutriments. However, there is one common feature also within the mineral force, predominantly the excessive reserves of calcium. All the above mentioned fluvial sediments are also calcareous and mostly contain 2—30% carbonates in recalculation to $CaCO_3$.

Fluvial sediments of the Nitra—Váh Danube interstream area are represented by samples from the environments of the communities Nesvady, Imeľ, Martovce and Hliník (tab. 1). According to the mineral force we may assign them to class and group II_4 in the majority of cases, i. e. with a very small content of nutriments and one wanting nutriment (Ca +3, Mg +3 to ∅, K +3 to −1, P −2). In this area there is a large surface of fluvial sediments, also with mineral force expressed by class and group III_4 according to Stejskal (1962), i. e. with a small content of nutriments and one wanting nutriment (Ca +3, Mg +3 to +1, K ∅ to +1, P −1). The rare samples of fluvial sediments were also assigned to other classes and groups of mineral force (I_4, II_3, IV_4) according to the data of chemical analyses. As we see, the given fluvial sediments have an excessive content of calcium, mostly excessive, less a very good, good to normal content of magnesium a mostly good to excessive content of potassium (less very small to normal) and they predominantly contain only very little phosphorus, more rarely also little, insufficient and normal amount from the standpoint of potential reserves for the cultivated products. Thus, there are sediments having considerable reserves of mineral nutriments beside phosphorus.

A similar characterization have the fluvial sediments of the lower terrace bench or the Nitra—Žitava interstream area (see the analytical data of the samples from Nesvady, Imeľ, Marcelová, Chotín and Ďulov dvor).

Fluvial sediments of the Danube—Žitava interstream area have also a very heterogeneous mineral force. In contrast to the foregoing ones, however, they are somewhat richer in nutriments when the majority of them (more than one half) we may assign to class and group III_4, i. e. with a small content of nutriments and one wanting nutriment (Ca +3, Mg +3, K −1, P −1 to ∅) and partly also to III_3, i. e. with a small content of nutriments and two (potassium and phosphorus) insufficient nutriments. However, at present a considerable part of the area is still occupied by fluvial sediments with mineral force expressed by a very small content of nutriments and one insufficient nutriment (II_4). Only in one sample such amounts of potential nutriments have been found, according to which we may assign it to class and group IV_3 (Patince 5). Near Patince, Iža and Bokroš fluvial sediments thus contain an excessive amount of calcium and magnesium, mostly normal and less a small or good amount of potassium, and predominantly a small and rarely also a normal amount and very small reserves of phosphorus.

Fluvial sediments of the middle terrace bench (samples from the land-register of the communities Chotín, Marcelová, Virt, Radvaň on the Danube like also fluvial sediments of riverain valleys (samples from the neighbourhood of Bystrička and Modrany) are poorer in nutriments than the foregoing groups of fluvial sediments. According to the established reserves of nutriments we have ranged the majority of them to II_4 (very small content of nutriments and one wanting nutriment), a smaller number of samples even to I_4 (wanting content of nutriments and one wanting nutriment) and rarely also to III_3 (small content of nutriments and two wanting nutriments) and to V_3 (good content of nutriments with two wanting nutriments). Beside excessive and rarely good and normal reserves of calcium and excessive to normal reserves of magnesium have these sediments only a small content of potassium and most frequently a very small (rarely also insufficient or good) content of phosphorus. Soil — forming substrata are thus concerned, having sufficient reserves of calcium and magnesium, for the plants, however, only very little potassium and mainly phosphorus.

Drift sands. The analyses of samples are given in tab. 2. We presented a detailed characterization of the mineral force of this group of soil-forming substrata in the preceding paper (Vaškovský, Bedrna 1971). For completeness we give only a brief description of the fundamental data of the mineral-force of two main groups of drift sands of the area under consideration: 1. Drift sands of the lower part of the Nitra and Žitava interstream area (lower terrace bench). 2. Drift sands of the middle terrace bench in the area between Hurbanovo and Radvaň on the Danube.

According to the seven-classes classification of mineral force of Stejskal (1962) we may range the drift sands of the lower terrace bench (Imeľ, Nesvady, Bajč) exclusively to class II , i. e. with a very small content of nutriments and one wanting nutriment (Ca +1 to +3, Mg −1 to +3, K ∅ to −1, P −2). These sands have mostly excessive, less good and very good reserves of calcium, mostly excessive as well as small and sometimes also good and very good reserves of magnesium, predominantly small, sometimes also normal to good reserves of potassium and very small reserves of phosphorus.

Drift sands of the middle terrace bench (samples from the neighbourhood of Modrany, Chotín, Marcelová, Virt, Dolný Peter, Hurbanovo, Bystrička, Radvaň on the Danube) are poorer in minerals, as compared with drift sands of the 1 st group, in all four observed main mineral nutriments. They predominantly contain normal, less excessive and rarely also small reserves of calcium. At magnesium smaller reserves are predominating too. The majority of samples are with a small content of this nutriment and gradually less with a normal, very good and good content. The worst case is with potassium and phosphorus. One whole third of the samples have insufficient reserves of these nutriments and more than one half very small reserves. A small number of samples have a small content of reserve potassium. The largest surface of sand of the 2 nd group was classified as I_4 (and/or I_3) according to the mineral force, i. e. with insufficient content of nutriments and one (and/or two) wanting nutriments (phosphorus and/or potassium). A smaller surface falls to drift sands with mineral force of class and group II_3 and/or II_4 (very small content of nutriments and one or two wanting nutriments). The class and group of mineral force of drift sands of the middle terrace bench have agreed very well with the type of soil, which has developed on this soil-forming substratum. Carbonate and rarely also non-carbonate podsol soils have developed on drift sands of mineral force I_4 and/or I_3, whereas chernosem podsol soils and/or to chernosem-like sandy soils on drift sands with mineral force of class and group II_3 or II_4.

Drift sands of the southwestern part of the Danube Lowland thus belong to soil-forming substrata poorer in minerals as to their content of mineral nutriments. As to grain size they are sandy to loamy-sandy sediments with low proportion of clay and thus also a low maximum sorption capacity (1,26—9,61 mval/100 g soil). In the majority of cases they are soil-forming substrata with a content of carbonates in recalculation to $CaCO_3$ in the range of 0,1—17,5%.

Loess. In the area under study we know two groups of loess, also differing in their mineral force. They are: L. Aeolian-deluvial loess and 2. Aeolian loess.

Aeolian-deluvial loess has shown to be relatively homogeneous in grain size. There are mostly loams and aleuritic loams, less loamy sands. The content of carbonates is high: 10—40% in recalculation to $CaCO_3$. They all belong to class and group of mineral force III_3, i. e. with a small content of nutriments and two wanting nutriments (Ca +3, Mg +3, K −1, P −1). From the standpoint of reserves of plant nutriments aeolian-deluvial loess has excesive reserves of calcium and magnesium and small reserves of potassium and phosphor (tab. 3).

Aeolian loess is somewhat richer in minerals than aeolian-deluvial one. As shown

by the results of analyses (tab. 3) it has much more potassium determined by analysis in 20% HCl (0,11 – 0,41% K_2O) as compared with the content of this element in aeolian-deluvial loess (0,08 – 0,14% K_2O). The prevailing majority of aeolian loess we have classified as III_4, i. e. with a small reserve of nutriments and one wanting nutriment (phosphorus). According to the mineral force only a smaller part of them belongs to group III_3 and/or IV_4. The studied Quaternary sediments had excessive reserves of calcium (Ca +3), very good to excessive reserves of magnesium (Mg +3 to +2), small, however, mostly normal and less very good reserves of potassium (K −1 to +2) and predominantly small, more rarely normal reserves of phosphorus (P −1 to ∅).

As to grain size, aeolian loess is relatively heterogeneous in the area under study. There are mostly loamy and aleuritic sands, less loams and aleuritic loams. The content of carbonates in them varies considerably from 2 to 37% in recalculation to $CaCO_3$.

Aeolian-deluvial as well as aeolian loess is characterized by considerable binding ability when its sorption capacity varies within the limits 11 – 15 mval/100 g soil.

Discussion

The study of mineral force of the Quaternary sediments in the area between Komárno, Nové Zámky and Radvaň on the Danube has shown the reserves of nutriments not to be equal in the individual soil-forming substrata. Generally in this area rocks are sufficiently rich in calcium and magnesium, however, other two important mineral nutriments of plants, phosphorus and potassium, are often in a minimum and limit the potential force of mineral nourishment of plants of Quaternary sediments. For plants not only the amount of corresponding nutriments is important but also their mutual ratios and the degree of accessibility. The degree of accessibility of the corresponding nutriment is also fairly influenced by the amount of antagonistic element and physical-chemical state of heterogeneous rock and soil system. It is known from literature (Klika, Novák, Gregor 1954) that the ratio Ca:Mg most favourable for plants in soil ranges 2:1 to 5:1 and Ca:P about 10:1. With narrowing of these ratios nutrition of plants with calcium or phosphorus becomes worse and the mentioned nutriments are slightly released from the reserve into mobile resources. From them the plants systematically and easily take mineral substances for building up their body. We may easily express by numbers from the corresponding tables of chemical analyses that only loess has a favourable ratio Ca:Mg whilst in fluvial sediments and mainly in sands this ratio is often very close and thus unsuitable (1:1 or 1:2). In the ratio Ca:P it is partly the contrary. Loess has this ratio most frequently within the range 20:1 to 200:1, whereas sands 5:1 to 100:1 and fluvial sediments 20:1 to 300:1.

The amount of potential reserves of nutriments has shown aeolian loess to have the largest mineral force and drift sands of the middle terrace bench the smallest one. In tab. 4 we have divided all the studied Quaternary sediments into 4 groups according to mineral force, successively from the richest toward the poorest ones. The heterogeneous mineral force of individual types of Quaternary sediments is also evident from the table. According to the mineral force loess is mostly classified into groups III_4 and III_3 (small content of nutriments, one or two wanting nutriments), whereas fluvial sediments into class and group II_4 and III_4 (very small and small content of nutriments with one wanting nutriment) and at last sands into class and group I_4 and II_4 (insufficient and very small content of nutriments with one wanting nutriment). Consequently it is evident that in the area under study loess is richest in minerals, poorer are fluvial sediments and the poorest are sands.

In loess we have observed a larger resource of mineral nutriments in the case of pure aeolian development after comparison with aeolian-deluvial origin of this soil-forming substratum. This fact we ascribe to higher sorting of the aeolian material since by wind mostly lighter mineral grains, richer in minerals (micas, felspars) are transported.

Fluvial sediments we have characterized as soil-forming substrata with a large, heterogeneous scale of mineral force. It is remarkable that in the case of these Quaternary sediments the granulometric composition does not correspond with the degree of mineral force as in the case of loess and sands. Clay loams have an equal and sometimes even lower degree of mineral force when compared with loam sands or sands. Finally this fact is also characterized very distinctly by the mineral force of drift sands of the lower terrace bench, *i. e.* from an area where in close proximity large surfaces of fluvial sediments with equal potential reserves of plant nutriments are found, however, with a higher content of finer grains of primordial clay minerals.

Drift sands we have ranged among soil-forming substrata poorer in minerals in accordance with the work of Húsenica (1964). Drift sands of the lower terrace bench are a little richer in minerals than those of the middle terrace bench. This fact is not valid generally but only for the localities of drift sands, at which carbonate bog soils are developed. The localities of drift sands of the middle terrace bench, at which chernosem-like soils have developed, are rich in minerals equally as the sands of the lower terrace bench.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 60 | str. 291—299 | Bratislava | 1973

MICHAL KALIČIAK*

CHEMIZMUS VULKANITOV SV ČASTI SLANSKÉHO POHORIA V OBLASTI ZAMUTOVA

(2 obr. v texte)

Abstract. In the article petrochemical characterization of volcanic rocks in the NE part the Slanské pohorie Mts. in the area of Zamutov is presented, where eruptive rocks of the IV th, V th and VI th volcanic phase in the sense of the new division (J. Čverčko — R. Rudinec — J. Slávik 1968) are cropping out. The products of the IV th volcanic phase — Upper Tortonian rhyolites, andesites of the V th volcanic phase of the Upper Sarmatian and andesite-dacite, andesite and andesite-basalt of the Pliocene VI th volcanic phase are evaluated petrochemically on the basis of Zavaricki's parameters and Zavaricki's projection.

Úvod

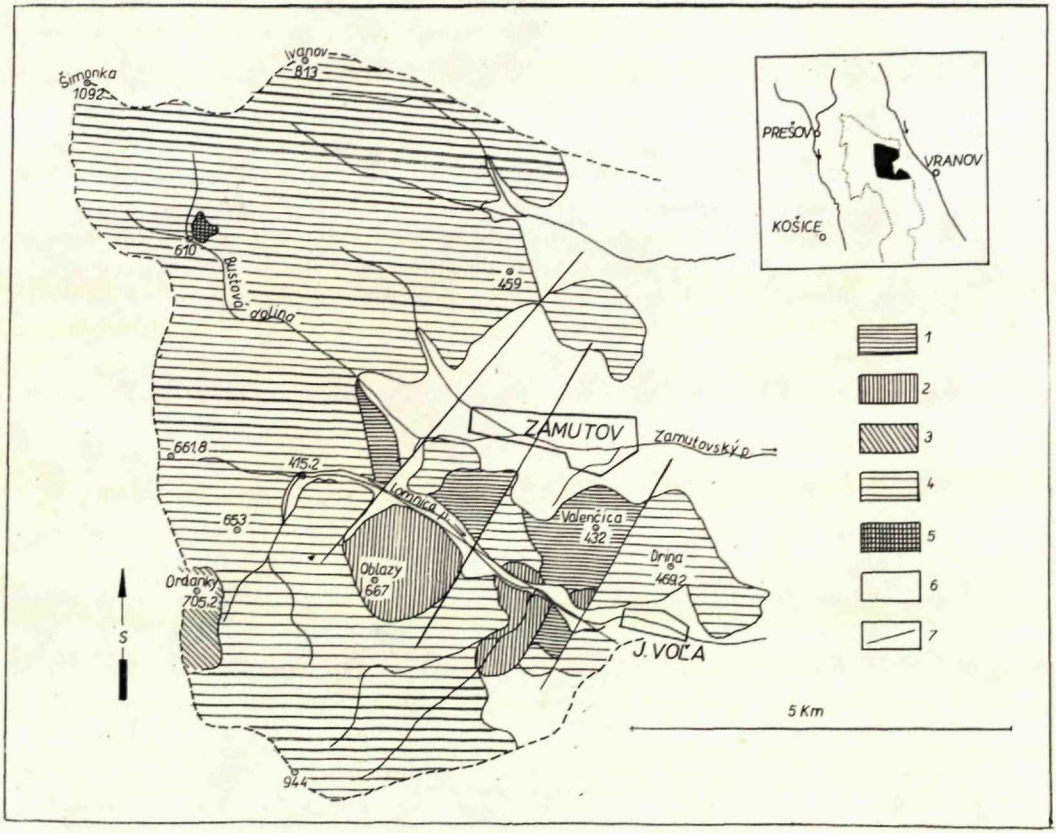
Terciérny vulkanizmus na východnom Slovensku spadá do šiestich vulkanických fáz (J. Čverčko — R. Rudinec — J. Slávik 1968), z ktorých sa v študovanej oblasti prejavili posledné tri. Najstaršie vulkanické horniny vystupujúce na povrch v danej oblasti sú ryolity tvoriace kupolu Valenčica (432,0) južne od Zamutova v blízkom okolí ryolitových tufov. Ryolity majú svetlú žltofialovkastú farbu, fluidálnu textúru a pozostávajú zo sklovitej základnej hmoty, z fenokrystov kremeňa, plagioklasu (oligoklas — andezín), amfibolu i biotitu a z akcesorického magnetitu (M. Kaličiak 1968, 1971).

Ide o produkty IV. vulkanickej vázy vo vrchnom vysladenom tortóne — rotaliovej subzóne s centrom v okolí Zamutova, kde sa vytvoril ryolitový vulkán s veľkou produkciou hlavne pyroklastík, deponovaných na rozsiahlych plochách vrchnotortónskeho sedimentačného priestoru (J. Slávik 1968; J. Čverčko — R. Rudinec — J. Slávik 1968). Podľa absolútneho datovania (G. P. Bagdasarjan — J. Slávik — D. Vass 1971) sú radené k vrchnej časti vrchného badenu (súčasť zóny d) s absolútnym vekom 15 ± ± 2 mil. rokov. Po ryolitovom vulkanizme vo vrchnom tortóne sú tu prejavy

* Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, Markušovská cesta

andezitového vulkanizmu, vystupujúce na povrch v údolí potoka Lomnica, západne od Juskovej Vole. V zárezе potoka sú andezity v priamej tektonickej pozícii nad ryolitovými tufmi vrchného tortónu (M. Kaličiak 1968).

Andezity sú hruboporfyrické s devitrifikovanou základnou hmotou v mikroaplitickom až mikropoilitickom vývoji s prerastaním allotriomorfných zrniečok kremeňa a plagioklasov. Z fenokrystov je prítomný plagioklas (andezín — labradorit), hyperstén a čiastočne amfibol, z akcesórii magnetit (M. Kaličiak 1968, 1971). Stratigraficky sú tieto andezity radené do vrchného sarmatu



Obr. 1 Geologická mapka okolia Zamutova. Zostavil M. Kaličiak 1968

1 — ryolit a ryolitový tuf IV. vulkanickej fázy — vrchný tortón; 2 — andezit V. vulkanickej fázy — vrchný sarmat; 3 — andezitodacit VI. vulkanickej fázy — pliocén; 4 — andezit VI. vulkanickej fázy — pliocén; 5 — andezitobazalt VI. vulkanickej fázy — pliocén; 6 — delúvium a alúvium; 7 — mladé zlomy.

Fig. 1 Geological map of the environs of Zamutov. Compiled by M. Kaličiak 1968

1-rhyolite and rhyolite tuff of the IV th volcanic phase — Upper Tortonian; 2-andesite of the V th volcanic phase — Upper Sarmatian; 3-andesite-dacite of the VI th volcanic phase — Pliocene; 4-andesite of the VI th volcanic phase — Pliocene; 5-andesite-basalt of the VI th volcanic phase — Pliocene; 6-deluvium and alluvium; 7-young faults;

Curves of associations: P-Pelée, LP-Lassen Peak, YP-Yellowestone Park

medzi zónu s *Elphidium hauerinum* a zónu s *Prosononion granossum* (J. Slávik 1968), teda do V. vulkanickej fázy v zmysle J. Čverčka — R. Rudinca — J. Slávika (1968).

V priamej tektonickej pozícii nad andezitmi vrchného sarmatu sú západne od Juskovej Vole mladé jemnoporfyrické tmavé andezity pliocénu (M. Kaličiak 1968). Andezity sú makroskopicky jemnoporfyrické až hruboporfyrické, svetlé a tmavé so sklovitou základnou hmotou, najčastejšie s hyalopilitickým, trachytickým, intersertálnym a pilotaxitickým vývojom. Fenokrysty sú zastúpené plagioklasom (andezín — labradorit), hypersténom, augitom a amfibolom a z akcesórii sú prítomné magnetit a apatit (M. Kaličiak 1968, 1971).

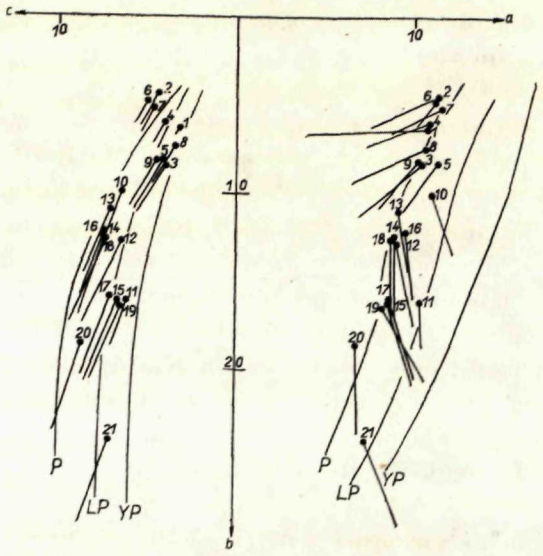
Ide o typický stratovulkanický vulkanizmus s charakteristickým striedaním andezitových pyroklastík a lávových prúdov s veľkou prevahou pyroklastík. Andezity sú radené do stredného a vrchného pliocénu (J. Slávik 1968), t. j. do VI. vulkanickej fázy (J. Čverčko — R. Rudinec — J. Slávik 1968).

Tak ako v oblasti celého východného Slovenska, i na skúmanom území sa táto vulkanická fáza prejavila najintenzívnejšie a jej produkty — andezity rôznych petrografických variet — tvoria hlavnú masu pohoria západne od Zamutova.

Petrochemické vyhodnotenie vulkanitov

Analyzované vulkanické horniny sú charakterizované pomerne širokou škálou percentuálneho obsahu SiO_2 ($52{,}75 > SiO_2 > 69{,}06$). Na základe percentuálneho obsahu SiO_2 možno v zmysle H. Rosenbuscha (1898) medzi acidné horniny zaradiť ryolity IV. vulkanickej fázy vrchného tortónu ($SiO_2 = 69{,}09$ %), andezity V. vulkanickej fázy vrchného sarmatu ($66{,}42 > SiO_2 > 67{,}93$) a kyslý diferenciát — andezitodacit VI. vulkanickej fázy pliocénu ($65{,}48 > SiO_2 > 66{,}87$) z oblasti kóty Ordanky v západnej časti skúmaného územia. K intermediárnym horninám podľa tohto kľúča možno priradiť mladé andezity VI. vulkanickej fázy pliocénu s percentuálnym obsahom $SiO_2 = 55{,}95 — 60{,}31$ spolu s najbázickejším diferenciátom andezitobazaltom zo SZ časti územia Bustovej doliny, blížiacim sa obsahom $SiO_2 = 52{,}75$ % k spodnej hranici škály intermediárnych hornín.

Obsah kysličníka TiO_2 je vo všetkých analyzovaných horninách pod hranicou 1 %, možno však pozorovať mierne zvyšovanie obsahu TiO_2 s klesajúcou hodnotou SiO_2. V horninách zaradených podľa obsahu SiO_2 k acidným, t. j. v ryolitoch IV. vulkanickej fázy, andezitoch V. vulkanickej fázy a v andezitodacite VI. vulkanickej fázy je pod hranicou 0,5 % ($0{,}29 > TiO_2 > 0{,}45$), zatiaľ čo v intermediárnych horninách — v andezitoch a andezitobazalte VI. vulkanickej fázy presahuje hranicu 0,5 % ($0{,}60 > TiO_2 > 0{,}89$).



Obr. 2 Variačný diagram s variačnými krivkami chemizmu podľa A. N. Zavarického

1 — ryolit; 2, 3, 4, 5, 6, 7-andezit V. vulkanickej fázy; 8, 9-andezitodacit VI. vulkanickej fázy; 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20-andezit VI. vulkanickej fázy, 21-andezitobazalt VI. vulkanickej fázy.

Krivky asociácií: P-Pelée, LP-Lassen Peak, YP-Yellowstonský park.

Fig. 2 Variation diagram with variation curves od chemical composition according to A. N. Zavaricki

1-rhyolite; 2, 3, 4, 5, 6, 7-andesite o the V th volcanic phase; 8,9-andesite-dacite of the VI th volcanic phase; 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20-andesite of the VI th volcanic phase; 21-andesite-basalt of the VI th volcanic phase;

Váhové percentá kysličníka Al_2O_3 kolíšu v rozmedzí 15,30—17,56 a nemajú priamu závislosť na trende acidity vulkanických hornín. Predsa však možno pozorovať určité diferencie. V acidných horninách je obsah Al_2O_3 nižší ($15{,}30 > Al_2O_3 > 16{,}04$) a v intermediárnych $15{,}34 > Al_2O_3 > 17{,}56$. Podobný zjav možno vidieť i u kysličníka Fe_2O_3. Jeho obsah v horninách tiež nie je priamo závislý na trende acidity hornín. Kolíše v rozmedzí 1,10—6,61 %. Istú závislosť na trende acidity vulkanických hornín vidno však u kysličníkov FeO a MgO. S klesajúcou acidítou sa percentuálne obsahy FeO a MgO zvyšujú, pričom v acidných horninách, t. j. v ryolitoch IV. vulkanickej fázy, andezitoch V. vulkanickej fázy a andezitodacite VI. vulkanickej fázy obsahy kolíšu v rozmedzí $0{,}28 > FeO > 1{,}95$ a $0{,}08 > MgO > 1{,}38$, čiže v miernej prevahe kysličníka FeO a v intermediárnych — andezitoch a andezitobazalte VI. vulkanickej fázy v rozmedzí $2{,}95 > FeO > 5{,}13$ a $0{,}76 > MgO > 6{,}55$ už s prevahou MgO.

Podobnú závislosť na trende acidity vulkanických hornín má i kysličník CaO, avšak už s väčšími diferenciami percentuálneho obsahu medzi acidnými a intermediárnymi horninami. Hodnota CaO v acidných horninách — ryolitoch IV. vulkanickej fázy je 2,59 %, andezitoch V. vulkanickej fázy kolíše v rozmedzí $3{,}27 > CaO > 4{,}04$ a v andezitodacite VI. vulkanickej fázy 2,97—3,54, teda iba nepatrne presahuje 4 %. Naproti tomu v inetrmediárnych horninách — andezitoch VI. vulkanickej fázy — je podstatne vyššia ($5{,}28 > > CaO > 7{,}94$) a v andezitobazalte dokonca 9,36 %.

Opačnú tendenciu má obsah alkálií. S ubúdaním acidity klesá, pričom zložka Na_2O prevláda nad K_2O. Percentuálny obsah Na_2O je v acidných

horninách — ryolitoch IV. vulkanickej fázy 3,13, v andezitoch V. vulkanickej fázy kolíše v rozmedzí 3,04—3,44 a v andezitodacite VI. vulkanickej fázy v rozmedzí 2,90—2,96 %. V intermediárnych andezitoch a andezitobazalte VI. vulkanickej fázy kolíše v rozmedzí 2,30—3,56 %.

Obsah K_2O v acidných horninách — ryolitoch IV. vulkanickej fázy, andezitoch V. vulkanickej fázy a andezitodacite VI. vulkanickej fázy je nad hranicu 2 % (2,54—2,88), zatiaľ čo v intermediárnych andezitoch a andezitobazalte dosahuje iba hranicu 2 % (1,10—2,00). Na základe hodnoty Q možno časť analyzovaných vulkanických hornín podľa Zavarického schémy (1950) zaradiť medzi horniny presýtené SiO_2. Patrí sem ryolit IV. vulkanickej fázy ($Q = 34{,}32$), andezit V. vulkanickej fázy ($24{,}77 > Q > 32{,}35$), andezitodacit VI. vulkanickej fázy ($24{,}70 > Q > 28{,}08$), a tiež časť andezitov VI. vulkanickej fázy (chem. anal. č. 10, 12, 13, 14, 16, 18) s Q od 15,21—19,57.

K horninám slabo presýteným SiO_2 patrí zvyšok andezitov VI. vulkanickej fázy (chem. anal. č. 11, 15, 17, 19, 20) s $Q = 8{,}00—13{,}42$ a k horninám nasýteným SiO_2 patrí bázický diferenciát VI. vulkanickej fázy — andezitobazalt s hodnotou $Q = 0{,}69$.

Podľa pomeru salických komponentov a:c v zmysle uvedeného systému medzi vulkanické horniny chudobné na alkálie patrí ryolit IV. vulkanickej fázy (chem. anal. 1), časť andezitov V. vulkanickej fázy (chem. anal. 2, 3, 4, 5), andezitodacit VI. vulkanickej fázy (chem. anal. 8) a andezitobazalt VI. vulkanickej fázy (chem. anal. 21). Ostatné horniny patria do skupiny veľmi chudobných na alkálie.

Pomerne široké pole acidity v analyzovaných horninách vidno na Zavarického diagrame (obr. 2), kde projekčné body femického parametra „b" ležia pozdĺž osi SB v rozpätí 4,35—24,03, čiže rozpätie medzi krajnými členmi dosahuje takmer dvadsať jednotiek.

V alkalickej časti diagramu „SAB" samostatné postavenie má skupina hornín vyššie označená ako acidné ($4{,}35 > b > 8{,}39$), ktorá je navyše charakterizovaná i vyššou alkalitou ($10{,}46 > a > 11{,}71$). Od intermediárnych andezitov VI. vulkanickej fázy sa okrem vyššej acidity a alkality líši i presýtením Al_2O_3. Andezity a andezitobazalty VI. vulkanickej fázy patria k horninám normálneho zloženia. Rozsah femického parametra „b" je väčší (10,27—18,68) s krajným postavením andezitobazaltu ($b = 24{,}03$).

V anortitovej časti diagramu „CSB" je skupina acidných hornín charakterizovaná nižšími obsahmi anortitovej zložky „c". V ryolitoch IV. vulkanickej fázy je hodnota $c = 3{,}17$, v andezitoch V. vulkanickej fázy kolíše v rozmedzí 4,01—5,10 a v andezitodacite VI. vulkanickej fázy v rozmedzí 3,40—3,70. V andezite a andezitobazalte VI. vulkanickej fázy je hodnota anortitovej zložky pomerne vyššia a kolíše v rozmedzí 6,04—8,60. Charakter alkality je pomerne jednotný. Všetky analyzované horniny majú sodnú tendenciu.

Chemické zloženie vulkanitov v sv. časti Slanského pohoria v oblasti Zamutova

tabuľka 1

por. č.	v. f.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	St. s.	st. ž.	súč.
1	IV	69,06	0,29	15,93	2,04	0,28	0,02	0,08	2,59	3,13	28,0	0,07	st.	1,14	3,17	100,60
2	V	67,93	0,36	16,04	1,10	0,50	0,03	0,48	3,59	3,36	2,62	0,11	0,01	1,56	3,09	100,78
3		67,79	0,37	15,98	2,39	1,24	0,03	1,38	3,28	3,04	2,64	0,11	0,53	0,79	0,25	99,82
4		66,84	0,30	15,30	3,60	0,42	0,04	0,41	3,27	3,19	2,64	0,10	st.	1,28	3,22	100,61
5		66,73	0,39	15,98	3,32	1,95	0,03	1,38	3,28	3,44	2,88	0,18	0,66	1,00	—	101,22
6		66,69	0,29	15,77	2,31	1,59	0,05	0,40	4,04	3,25	2,56	0,10	0,01	0,66	2,31	100,03
7		66,42	0,36	15,97	2,83	0,80	0,06	0,44	3,71	3,36	2,54	0,16	0,01	0,70	2,42	99,77
8	VI	66,87	0,34	15,46	2,11	1,35	0,04	0,81	2,97	2,96	2,82	0,10	st.	2,08	2,40	100,31
9		65,48	0,45	15,50	3,46	0,81	0,51	1,22	3,54	2,90	2,64	0,18	0,50	1,61	1,25	100,05
10		60,31	0,72	17,04	2,91	2,95	0,10	2,05	6,08	3,56	1,91	0,15	st.	0,50	1,58	99,86
11		60,31	0,74	17,25	2,25	3,59	0,11	2,50	5,28	3,52	2,00	0,15	0,01	0,64	1,68	100,03
12		59,70	0,60	15,58	2,09	3,66	0,07	3,88	5,99	2,62	1,98	0'12	0,07	0,97	2,83	100,14
13		59,59	0,88	16,42	2,90	3,59	0,08	2,24	5,88	2,85	1,80	0,16	st.	0,98	2,43	100,80
14		58,28	0,89	17,05	2,57	4,42	0,09	3,31	5,81	2,93	1,74	0,16	0,01	0,78	1,85	99,89
15		57,88	0,66	15,96	1,64	4,94	0,08	4,27	7,16	2,67	1,74	0,13	0,01	0,55	1,77	99,26
16		57,87	0,88	16,91	1,74	5,07	0,13	2,75	6,09	2,96	1,74	0,16	st.	0,66	2,40	99,36
17		57,69	0,79	16,45	1,35	5,13	0,10	4,28	7,37	2,78	1,64	0,14	st.	0,50	0,81	99,03
18		57,67	0,89	16,80	3,08	3,96	0,09	3,08	5,77	2,93	1,78	0,15	st.	0,77	2,85	99,81
19		56,86	0,66	15,34	2,96	3,09	0,08	3,90	7,94	2,58	1,74	0,13	0,05	0,83	3,57	99,73
20		55,95	0,70	17,56	6,61	3,67	0,09	5,30	6,94	2,30	1,10	0,11	0,62	1,49	—	102,44
21		52,75	0,69	16,03	5,49	4,64	0,09	6,55	9,36	2,40	1,38	0,11	0,63	0,56	—	100,68

1 — biotiticko-amfibolický ryolit z kóty Valenčica južne od Zamutova (M. Kaličiak 1968, 1971) Analyzoval: Laboratórne stredisko GP Spišská Nová Ves, 1967); 2, 3, 4, 5, 6, 7 — hyperstenický andezit záp. od Juskovej Vole z údolia potoka Lomnica a z oblasti kóty Oblazy (M. Kaličiak 1968, 1971). Analyzoval: Laboratórne stredisko GP Spišská Nová Ves, 1967; 8, 9 — pyroxenicko-amfibolický andezitodacit z oblasti kóty Ordanky v západnej časti územia (M. Kaličiak 1968, 1971). Analyzoval: Laboratórne stredisko GP, Spišská Nová Ves, 1967; 10, 14, 16, 17, 18 — hyperstenicko-augitický andezit z oblasti horného toku potoka Lomnica, západne od Zamutova (M. Kaličiak 1968, 1971). Analyzoval: Laboratórne stredisko GP Spišská Nová Ves, 1967); 11, 12, 13, 15, 19, 20 — dvojpyroxenicko-amfibolický andezit zo SZ časti územia, juhovýchodne od Šimonky (M. Kaličiak 1968, 1971). Analyzoval Laboratórne stredisko GP Spišská Nová Ves, 1967; 21 — Andezitobazalt z Bustovej doliny pri kóte 610,0 (M. Kaličiak 1971). Analyzoval: Laboratórne stredisko GP Spišská Nová Ves, 1967.

Zavarického parametre:

	a	c	b	s	á	ć	f'	m'	n	t	φ	Q
1	10,90	3,17	6,28	79,64	68,13		29,66	2,19	63,29	0,26	26,37	34,32
2	11,36	4,49	4,35	79,76	38,74		41,93	19,35	66,66	0,35	32,25	32,35
3	10,46	4,01	8,36	77,15	34,14		38,21	27,64	63,63	0,44	24,38	29,39
4	11,14	4,07	5,99	78,77	30,58		57,64	11,76	64,55	0,26	51,76	31,22
5	11,71	4,01	8,17	76,09	20,00		43,33	28,33	63,94	0,44	35,00	24,77
6	11,20	5,10	4,68	79,00	9,09		75,75	15,15	65,82	0,26	42,42	30,52
7	11,46	4,67	5,23	78,62	24,32		60,81	14,86	66,66	0,36	45,90	29,67
8	10,76	3,70	7,34	78,18	40,00		40,19	19,00	61,03	0,35	24,70	24,70
9	10,48	4,40	8,39	76,21	23,33		51,66	25,00	62,06	0,54	36,66	28,08
10	10,98	6,42	10,27	72,00		12,50	52,08	34,41	74,02	0,88	23,61	16,22
11	10,36	6,04	16,21	67,37		1,22	73,35	25,40	73,07	0,88	11,47	8,00
12	9,01	6,45	12,81	71,72		9,49	43,57	46,92	66,66	0,69	14,52	18,98
13	9,40	6,94	10,99	72,64		5,92	57,23	36,84	70,76	1,09	23,68	19,57
14	9,34	7,32	12,72	70,59		0,56	53,10	46,32	72,30	1,12	18,07	15,21
15	8,59	6,69	16,19	68,52		14,34	39,13	46,52	37,39	0,82	8,69	13,18
16	9,47	7,28	12,17	71,06		4,84	54,49	40,70	72,30	1,12	11,97	15,92
17	8,60	7,06	15,93	68,40		13,71	38,95	47,34	72,13	0,91	7,08	12,55
18	9,47	7,21	12,60	70,72		2,31	53,17	44,50	72,30	1,13	20,80	15,29
19	8,60	6,45	16,41	68,53		22,70	34,93	42,35	70,00	0,83	15,72	13,42
20	6,85	8,60	18,68	65,85		0,37	50,18	49,44	75,51	0,95	30,71	9,42
21	7,46	7,12	24,03	61,34		18,39	34,47	47,12	72,22	0,90	19,59	0,69

Záver

V článku je zhodnotený chemizmus vulkanických hornín v oblasti Zamutova, v SV časti Slanského pohoria. Napriek malej oblasti sú na povrchu zastúpené vulkanické produkty troch vulkanických fáz zo šiestich vyčlenených pre oblasť východoslovenských neovulkanitov (J. Čverčko — R. Rudinec — J. Slávik 1968). Je tu pomerne pestrá paleta vulkanických hornín od acidných ryolitov až po najbázickejší diferenciát — andezitobazalt.

Petrochemické vyhodnotenie je urobené podľa vulkanických fáz a na základe Zavarického parametrov a Zavarického projekcie. Podľa časovej postup-

Tab. 1 Chemical composition of volcanics in the NE part of the Slanské pohorie Mts. in the area of Zamutov

1-biotite-amphibole rhyolit from elev. point Valenčinca south of Zamutov (M. Kaličiak 1968, 1971). Analysed: Laboratory Centre, Geological Exploration Spišská Nová Ves, 1967; 2, 3, 4, 5, 6, 7-hypersthene andesite, west of Jusková Vola, from the Lomnica Brook Valley and the area of elev. point Oblazy (M. Kaličiak 1968, 1971). Analysed: Laboratory Centre, Geological Exploration Spišská Nová Ves, 1967; 8, 9-pyroxene-amphibole andesite-dacite from the area of elev. point Ordanka in the western part of the area (M. Kaličiak 1968, 1971). Analysed: Laboratory Centre, Geological Exploration Spišská Nová Ves, 1967; 10, 14, 16, 17, 18-hypersthene-augite andesite from the area of the upper course of the Lomnica Brook, west Zamutov (M. Kaličiak 1968, 1971). Analysed: Laboratory Centre, Geological Exploration Spišská Nová Ves, 1967; 11, 12, 13, 15, 19, 20-two-pyroxene-amphibole andesite from the NW part of the area, SE of Šimonka (M. Kaličiak 1968, 1971). Analysed: Laboratory Centre, Geological Exploration Spišská Nová Ves, 1967; 21-andesitebasalt from the Bustová dolina Valley near elev. point 610,0 (M. Kaličiak 1971). Analysed: Laboratory Centre, Geological Exploration Spišská Nová Ves, 1967.

nosti jednotlivých vulkanických fáz, t. j. v danom prípade IV., V. a VI. vulkanickej fázy sa acidita hornín znižuje od starších k mladším.

Pre najstaršie vulkanické horniny — ryolity IV. vulkanickej fázy vrchného tortónu je charakteristická najvyššia acidita, vysoká alkalita a najnižšia vápnitosť zo všetkých analyzovaných hornín. Ryolitom sú svojím chemizmom blízke andezity V. vulkanickej fázy. Majú vysokú aciditu, nízku vápnitosť a vyššiu alkalitu. K acidným horninám so zvýšenou alkalitou a nízkou vápnitosťou možno priradiť i kyslý diferenciát najmladšieho pliocénneho andezitového vulkanizmu VI. vulkanickej fázy — andezitodacit. Iné postavenie zaujímajú andezity VI. vulkanickej fázy pliocénu, ktoré sú charakterizované nižšou aciditou a patria medzi intermediárne horniny. V porovnaní s kyslým diferenciátom tejto fázy — andezitodacitom — sú okrem zvýšenej bázicity menej alkalické, ale vápnitejšie.

Samostatné postavenie má najbázickejší diferenciát tejto fázy — andezitobazalt na spodnej hranici škály intermediárnych hornín s malou prevahou salického vápnika nad alkáliami z Bustovej doliny. Všeobecne možno konštatovať, že vo všetkých horninách najstarších ryolitov IV. vulkanickej fázy vrchného tortónu cez andezity V. vulkanickej fázy vrchného sarmatu a andezitodacit, andezit, andezitobazalt VI. vulkanickej fázy pliocénu, s klesajúcou aciditou klesá i obsah alkálií a naopak stúpa obsah salického vápnika.

Postavenie projekčných bodov analyzovaných hornín v Zavarického diagrame (obr. 2) okolo diferenciačných kriviek Pelée a Lassen Peak značí, že ide o asociáciu eruptív vápenatého charakteru.

Do tlače odporučil K. Karolus

LITERATÚRA

[1] Bagdasarjan, G. P. — Slávik, J. — Vass, D. 1971: Chronostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. Geologické práce, Správy 55. Bratislava. — [2] Četverikov, S. D. 1956: Rukovodstvo k petrochimičeskim peresčetam. Moskva. — [3] Čverčko, J. — Rudinec, R. — Slávik, J. 1968: Geology of neogene volcanism in East Slovakia. Geologické práce, Správy 44—45. Bratislava. — [4] Ianovici, V. — Giusca, D. — Ghitulescu, T. P. — Borcos, M. — Lupu, M. — Bleahu, M. — Savu, H. 1969: Evolutia geologica a nunfilar metaliferi. Bucuresti. — [5] Kaličiak, M. 1968: Horninotvorné minerály a petrografia vulkanitov širšieho okolia Zamutova. Diplomová práca. Bratislava. — [6] Kaličiak, M. 1971: Petrografia a petrochémia vulkanitov v okolí Zamutova. Rigorózna práca. Bratislava. — [7] Karolus, K. 1959: Petrochémia vulkanitov Prešovsko-tokajského pohoria, Vihorlatu, Popričného a Zemplínskeho ostrova. Archív GÚDŠ Bratislava. — [8] Karolus, K. 1965: Contribution to the Chemistry of Carpathian Neovolcanic Rocks. Geologické práce, Správy 36. Bratislava. — [9] Karolus, K. 1970: Chemizmus eruptívnych fáz slovenských neovulkanitov. Zborník geologických vied, ZK-zväzok 12. Bratislava. — [10] Kuthan, M. 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdiá v severnej

časti Prešovských hôr. Práce Štátneho geologického ústavu, Zošit 17. Bratislava. — [11] Slávik, J. 1968: Chronology and Tectonic Background of the Neogene Volcanism in Eastern Slovakia. Geologické práce, Správy 44—45. Bratislava. — [12] Šalát, J. 1956: Nomenklatúra vulkanitov niektorých vulkanických pohorí Západných Karpát a Vihorlatu podľa Rittmana, Geofond Bratislava. — [13] Šalát, J. 1957: Petrochémia vulkanitov Prešovsko-tokajského pohoria. Geologické práce, Zošit 46. Bratislava. — [14] Zavarickij, A. N. 1950: Úvod do petrochémie vyvrelých hornín. (Slovenský preklad M. Katyk). Bratislava.

Geologické práce, Správy 60 | str. 301—302 | Bratislava | 1973

SPRÁVY — RECENZIE — DISKUSIA

MILAN CIESARIK*

ANTIMONIT V LIMNOKVARCITOCH PRI ST. KREMNIČKE

(1 obr. v texte)

Počas výskumných prác súvisiacich s rigoróznou prácou zaoberajúcou sa geologicko-ložiskovými pomermi limnokvarcitov v Žiarskej kotline som našiel v jednom prípade kryštalické vylúčeniny antimonitu v samotnom limnokvarcite. Nález je zaujímavý predovšetkým preto, že ide o výskyt antimonitu priamo v sladkovodnom sedimentárnom súvrství.

Antimonitové agregáty pochádzajú z limnokvarcitového jadra vrtu VŽ-60, lokalizovaného v severozápadnej časti ložiska St. Kremnička — Kotlište, cca 500 m juhovýchodne od kóty Dubník (Ciesarik — Planderová 1965). Uvedeným vrtom bola objavená tzv. hlavná limnokvarcitová poloha, ktorá sa v spodnej časti vplyvom tufovej vložky rozdvojuje. Litologický rez týmto vrtom je na obr. 1.

Antimonit bol len v spodnej časti rozdvojenej polohy, t. j. v intervale 35,0—36,2 m. Tento úsek reprezentuje jednak čierny opalizovaný kompaktný limnokvarcit (35,0—35,8 m) s hojnými organickými zvyškami, jednak silne silicifikované íly až lignit s vložkami limnokvarcitu (35,8—36,2 m). Priemerné chemické zloženie uvedených intervalov je uvedené v tabuľke 1.

Antimonitové vylúčeniny boli vyvinuté v podobe početných radiálne lúčovitých agregátov kovovosivej farby a vysokého lesku, nepravidelne rozmiestených v limnokvarcitovej hmote. Ojedinele agregáty dosahovali až 5 mm priemeru. Reakcia s KOH bola pozitívna. Na úseku s antimonitom sa vyskytoval aj sekundárny minerál, pravdepodobne nejaký síran.

tabuľka 1

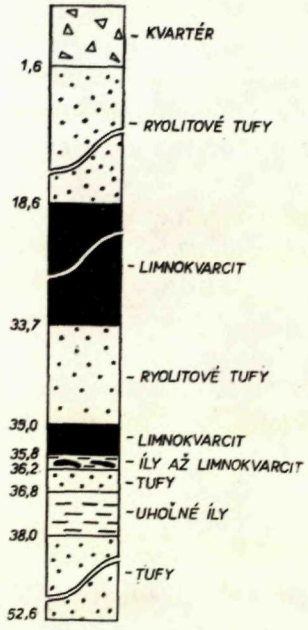
%	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	S. ž.	TiO_2	SO_3	P_2O_5	MnO	K_2O	Na_2O
35,0—35,8 m	91,36	0,10	2,16	0,06	0,01	5,65	0,03	—	0,02	—	—	—
35,8—36,2 m	86,00	0,32	1,64	2,40	0,25	6,22	0,08	2,75	0,02	0,04	0,10	0,19

* Katedra pedológie a geológie, VŠLD Zvolen

tabuľka 2

%	100 – 1	1 – 0,1	01, – 0,001	stopy
limnokvarcit z úseku 35,8 – 36,2 m	Si, Ca, Fe	Sb, Al, Mg	As, Ti, V, Mn, B	Sn, Ag
vypreparovaný antimonit	Sb	Si, Ca	As, Al, Zn, Fe, Mg	Ag, Ti

Pre zistenie ostatných sprevádzajúcich prvkov bol spektrograficky analyzovaný jednak limnokvarcit, ktorý obsahoval antimonit, jednak samotné antimonitové agregáty vypreparované z kremenca. Výsledky sú v tabuľke 2.



Litologický sled vo vrte VŽ-60

Ako je zrejmé zo spektrálnych analýz, vystupujú v limnokvarcite prvky (Sb, As, Ag) charakteristické pre nízkotermálnu mineralizačnú asociáciu, typickú pre oblasť Kremnického pohoria. Táto asociácia, ako uvádzajú viacerí autori (Fiala — Pácal 1959; Eliáš — Kantor — Štohl 1967), zoskupuje sa okolo dajok extrúzií ryolitov, je teda časovo i priestorovo spojená s ryolitovým vulkanizmom. Rovnako i v našom prípade geologická situácia v okolí vrtu naznačuje, že antimonitový výskyt má úzku genetickú spojitosť s ryolitovou dajkou vystupujúcou cca 100—150 m SSV od vrtu VŽ—60. Okrajová časť dajky vo fácii pemzových ryolitov bola zachytená i ďalšími vrtmi počas prieskumu ložiska. Centrálnu časť dajky tvorí felitický ryolit a má pravdepodobne hĺbkové spojenie s mocnejším prenikom kóty Dubník. Je preto viac ako pravdepodobné, že mineralizačné komponenty podmieňujúce vznik antimonitových agregátov prichádzali z priestorov tejto dajky.

Do tlače odporučil J. Gubač

LITERATÚRA

[1] Böhmer, M. 1961: Relations betwen potasium trachytes, rhyolites and mineralization in the Kremnica ore-field. Geologické práce, Zošit 60. Bratislava. — [2] Ciesarik, M. — Planderová, E. 1965: Geologická pozícia limnokvarcitov ložiska Stará Kremnička. Geologické práce, Správy 35. Bratislava. — [3] Ciesarik, M. 1967: Geologické a ložiskové pomery limnokvarcitov v Žiarskej kotline. Rigoróz. p áca, PF B no. — [4] Eliáš, K. — Kantor, J. — Štohl, J. 1967: Intramineralizačné postavenie ryolitov v Banskej Štiavnici. Geologické práce, Správy 43. Bratislava. — [5] Fiala, F. — Pácal, Z. 1959: Několik geochemických poznámek o kyselých diferenciátech neovulkanitů v Kremnických horách. Geologické práce, Zošit 54. Bratislava.

Bondartschuk V. G. 1962: (Die Tektonik der Karpaten). Russ. Verlag der Akademie der Winenschaften der Ukrainschen SSR. pp. 1—115, 47 Abb. im Texte 1 tektonische Karte. Kijev.

Der Autor giebt eine kurze übersacht recht vollständiger Duten über die Tektonik der ganzen Karpaten mit besonderem Rücksicht auf die ukrainischen Karpaten. Das grafische Material ist aus älteren Arbeiten über die Karpaten übersommen. Der Autor spricht von überschiebungstektonik, verhällt sich aber im allgemeinen kritisch zur Deckenlehre. Er bezeichnet den normesozoischen Bau im Anschluss an mehrere andere Autoren als „subplatforme" die er als herzinisches Element betrachtet. Die allgemeine Betrachtung der Entwicklung der karpatsichen geosynklinale und des tektonischen Banes bringt haum neue zur Kenntnis des Karpatengebietes zu. Die weltliche Literatur über die Karpaten wurde sehr unvollständig benutzl.

Dimitrij Andrusov

Chain V. E. 1964: (Allgemeine geotektonik). Russ. Verlag. „Nedrá", pp. 478, Abb. im Texte — 195. Moskau.

Der Autor giebt ein sehr aktuelles Bild der allgemeinen tektonischen Fragen die manche Autoren als „Geotektonik" bezeichnen. Nach cíner huzer historischen Ubersicht bescheftigt sich der Autor mit dem Bau der Erde, dann pommt eine Ubersicht der verschiedenen Typen der Tektonischen Strukturen und Bewegungen, eine Beschreibung der jungen Bewegungen der Erdzinde, der paleotektonischen Analyse; weiteres Kapitel werden den Geosynklinalen den Platformen, den „Fielbrücken", der Analyse der Faltung, der Bildungsweise der Kontinente und Oceane, den möglichen Ursachen der Entwicklung der Erde und der Erdrinae dem Problem der Aufstellung von tektonischen Karten, dem Zusammentang zwischen Tektonik und Lagerstättenverbreitung gewidmet.

Das Buch kaun man sicherlich als Lehrbuch für Studierende und Fachgeologen empfehlen. Die Weltliteratur wurde aber navollständig in betracht genomment. Durch grosse Uberhohlung der Höhen im Vergleichmit den Längen werden die Profil abbildungen im Texe sehr ungenau. Der Autor schencht wenig Aufmercksamteit dem Deckenbau der Foltengebirge und kennt nur „Grawi tatonsdecken".

Dimitrij Andrusov

E. Raguin: Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. Masson et Cie, Paris 1970, 239 strán (cena knihy kúpenej prostredníctvom Vyd. Alfa je 350,— Kčs). Ruský preklad: Plutoničeskije porody, petrografija i geologičeskoje položenije. — Izd. Mir, Moskva 1972, 231 strán (1,95 rbl), 25 Kčs.

Myšlienky francúzskej geologickej školy k nám v posledných rokoch prenikajú spravidla len po určitom časovom odstupe. V prípade monografií podstatnú úlohu v prilbížení prác po francúzsky píšúcich autorov zohrávajú ruské preklady, ktoré sú dovážané aj k nám.

Prof. E. Raguin z Vysokej školy banskej v Paríži je autorom niekoľkých kompendií. Z posledných rokov je to najmä známa „Géologie du granite" (2. vydanie v roku 1957) a „Géologie des Gîtes Minéraux" (3. vydanie z roku 1961).

Posledná práca E. Raguina predstavuje objemom nie veľmi rozsiahlu, no na originálne myšlienky bohatú knihu. Na rozdiel od podobných učebníc a kompendií o eruptívnych horninách, ktoré spravidla podávajú systematický prehľad známych údajov o minerálnom a chemickom zložení hornín, autor zdôraznil najmä geologické aspekty formovania plutonických telies v rôznych podmienkach zemskej kôry. Tento autor súčasne patrí k zástancom metamorfného (s. l.) spôsobu vzniku podstatnej časti plutonických masívov. Preto on i väčšina francúzskych autorov používa označenie *plutonické* a nie *eruptívne horniny*, nakoľko posledný termín predpokladá intrúziu roztavenej hmoty. Podobná opatrnosť pri používaní termínov je charakteristická pre celú knihu. Pre autora je súčasne príznačné, že v prípadoch, kedy vychádzal z konkrétnej klasifikačnej schémy plutonických hornín i v terminológii vychádzal dôsledne z prác francúzskych autorov (klasifikácia eruptív podľa J. Junga—R. Roussea 1959, klasifikácia a nomenklatúra metamorfovaných hornín podľa J. Junga—M. Rocquesa 1952 a i.). To je však pre francúzsku školu charakteristické.

Ruský preklad sa od originálu odlišuje predslovom A. A. Bogdanova a predslovom autora. V preklade nie sú zaradené registre (register termínov, lokalít). Obsah ruského vydania je veľmi stručný. Obrázky prekladu sú oproti originálu prevažne zmenšené, čo však v podstate neovplyvňuje ich prehľadnosť. Prekladateľ S. S. Šulc ml. pod čiarou uviedol niektoré vysvetlenia francúzskych termínov. Názvy v obrázkoch sú foneticky prepísané azbukou, čo niestami pôsobí rušivo.

I napriek tomu, že náplňou knihy sú plutonické horniny, autor do príslušných kapitol zaradil aj migmatity granitov, syenitov a dioritov. Charnockity uviedol spolu s granulitmi. Vysvetlil to skutočnosťou, že minerálne zloženie a často aj textúry týchto hornín sú už veľmi blízke plutonickým horninám. Hlavnou snahou autora, ktorá je pozorovateľná v celej knihe, je štúdium plutonických formácií *(ensembles plutoniques)* v ich geologickom vzťahu a vývoji. Autor výsledky experimentov uviedol len v tých prípadoch, ak ich akceptuje prevažná väčšina geológov, resp. keď neprotirečia pozorovaniam v prírode.

E. Raguin plutonické horniny rozdelil na osem skupín. Sú to: 1 — granity, 2 — kremité diority, 3 — alkalické syenity, 4 — vápenato-alkalické syenity a monzonity, 5 — horniny s foidami, 6 — gabrá, 7 — peridotity, 8 — charnockity. V poslednej kapitole (9) sú uvedené záverečné úvahy. V kapitolách 2—8 autor sa držal jednotnej schémy. Je to opis minerálneho zloženia a definícia použitých termínov, petrografické štruktúry a megaštruktúry a nakoniec uviedol geologické zvláštnosti rôznych typov masívov. Kapitola 1 má samostatnú stavbu, čo vyplýva z jej sumarizujúceho charakteru predchádzajúcej práce autora (Géologie du granite). Z uvedeného je zároveň zrejmé, že E. Raguin nepoužil termíny *textúra* a *štruktúra*, ale ich náplň rozviedol pod tituolom *structure*

microscopique (= štruktúra) a *mégastructure* (= textúry). Horninové skupiny z genetického hľadiska rozdelil na nasledovné typy: satelitické masívy (S), migmatické masívy (M), autonomné (A) a subvulkanické masívy (SV). E. Raguin v rámci granitických masívov vyčlenil nasledovné typy: sinkinematické, pozdno- a postkinematické masívy, ďalej masívy kratónov, granity lopolitov a prstencových subvulkanických komplexov. Ako jeden z príkladov mnohofázových intrúzií granitov kratónov uviedol granitické telesá z Krušných hôr. Variské granity moldanubika južných Čiech zaradil medzi migmatitické granity.

V našom krátkom príspevku sa nemôžeme zaoberať problematikou každej kapitoly. Považujeme za vhodné uviesť, že autor recenzovanej knihy v kapitole o charnockitoch uviedol aj granulity južných Čiech, pričom ako prameň informácií uviedol Sprievodcu k exkurzii AZOPRO v roku 1961 (prof. Watznauer), resp. svoje poznatky z masívu od Českého Krumlova. Originálne pramene necitoval. Opäť to dokazuje, že zahraniční autori pri uvádzaní problematiky z nášho územia sa skôr opierajú o svoje pozorovania z krátkodobých návštev, ako o originálne práce našich autorov. Kniha obsahuje 247 citácií a už uvedené registre.

Knihu E. Raguina, ktorá sa zásluhou ruského vydania stala dosažiteľná pre široký okruh čitateľov, možno odporúčať ako veľmi vhodný a najmä vysoko aktuálny doplnok k existujúcim kompendiám o eruptívnych horninách všetkým geológom a petrografom zaoberajúcim sa danou problematikou.

D. Hovorka

AKO PÍSAŤ? — NIEKTORÉ AKTUÁLNE PROBLÉMY SLOVENSKEJ PETROGRAFICKEJ TERMINOLÓGIE

D. HOVORKA*

Všestranný rozvoj geologických vied prináša so sebou aj problémy v oblasti terminológie a nomenklatúry. Pritom časť problematiky v oblasti terminológie môže byť riešená uplatňovaním všeobecných zákonov jazyka, časť problémov je možné riešiť dohodou zainteresovaných autorov. Podstatným faktorom v obidvoch prípadoch zostáva však cieľavedomé používanie dohodnutých návrhov.

V ďalšom uvádzam niektoré termíny a označenia, ktoré sa používajú nejednotne. Problémy boli excerpované z článkov v odborných periodikách a iných prác publikovaných v posledných rokoch.

I. Používanie a umiestňovanie adjektív pri označovaní hornín

V publikovaných prácach sa používa nasledovné označovanie hornín:

1. a. biotit-amfibol andezit,
   b. biotit — amfibolický andezit,
   c. biotiticko — amfibolický andezit.

Podobne u metamorfovaných hornín sa možno stretnúť s označeniami:

2. a. ekvivalent formy 1. a. sa u metamorfovaných hornín nepoužíva,
   b. granát — biotitická rula,
   c. granáticko — biotitická rula.

Ekvivalentné označovanie fácií a subfácií metamorfovaných hornín máva nasledovné tvary:

3. a. fácia albit — epidot amfibolitová,
   b. almandín — amfibolitová fácia,
   c. almandínicko — amfibolitová fácia.

Správne je používanie foriem uvedených ad c.

V prípade, kedy pri opise horniny nie je uvedené modálne zloženie, správnym označením sa dá zistiť obsah podstatne zastúpených minerálov v danej hornine. Žiaľ, aj v tomto prípade panuje nejednotnosť. Vyplýva z nasledovného:

4. a) biotiticko — amfibolický andezit,
   (biotit < amfibol)
   b) biotiticko — amfibolický andezit
   (biotit > amfibol)

* Katedra petrografie Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava

Správna je forma uvedená ad a. V slovenčine je tendencia priraďovať v poradí 2. a 3. adjektívum pred základný termín. Týmto je v uvedenom príklade „amfibolický andezit". Dodržiavaním tejto zásady v názvoch hornín budú uvedené aj vzájomné kvantitatívne vzťahy podstatne zastúpených minerálov danej horniny.

V prácach s petrografickou tematikou je časté nejednotné umiestňovanie adjektív, ktoré spresňujú názov horniny:

5. a) biotitický granodiorit,
   b) granodiorit biotitický.

Pritom u metamorfovaných hornín sa používa len forma:

6. a) biotitická pararula, okatý migmatit a pod.

V záujme jednotnosti používanej terminológie pre všetky druhy hornín i z princípu uvedeného ad 1, 2, 3 správne je používanie adjektíva pred rodovým označením horniny, teda prípady uvedené ad 5a, 6a.

Použitím rôznej formy adjektíva môžeme označiť proces, ktorý postihol danú horninu, resp. môžeme uviesť len výsledné minerálne zloženie horniny. Napr.:

7. a) biotitizovaný amfibolit,
   b) biotitický amfibolit.

Správna je forma 7b. Adjektívum v tejto forme spresňuje zloženie horniny bez ohľadu na proces, ktorý spôsobil vznik kritického minerálu, v uvedenom prípade biotitu. Ten totiž v amfibolite môže byť výsledkom progresívnej termodynamometamorfózy, káliovej metasomatózy, prípadne i produktom iných metamorfných procesov. To, že daný amfibolit obsahuje biotit, je skutkový stav, ktorý sa ľahko zistí pri makroskopickom, resp. mikroskopickom štúdiu. Označenie geologického procesu v názve horniny nie je vhodné, nakoľko názory na genézu tej istej horniny sa u rôznych autorov nemusia zhodovať.

II. Dvojslovné označovanie hornín

U žilných hornín sa používa niekoľko spôsobov ich označenia. Najčastejšie z nich sú:

8. a) granit — porfýr (označenie žula — porfýr sa nepoužíva),
   b) granitový (ale aj žulový) porfýr.

Správne je označenie uvedené ad 8b.

Pre diority s kremeňom, ktoré sú častou horninou Západných Karpát, sa používa označenie:

9. a) kremenný diorit,
   b) kremitý diorit.

Správne je označovanie 9b. Asociácia *kremenný pieskovec* sa používa na označenie pieskovca, zloženého z naprosto prevládajúcich klastických úlomkov kremeňa. Je to teda mononominerálna, resp. anchimonominerálna hornina. Podobné pojmy: drevená lavica (je z dreva), železná koľajnica (je zo železa), vlnený sveter (je z vlny). Preto používanie termínu *kremenný diorit* je nesprávne, lebo táto hornina je zložená z niekoľkých podstatne zastúpených minerálov, pričom kremeň je len jedným z nich. Aby nedochádzalo k zámene s chemickým významom termínu *kremitý*, najvhodnejšie by bolo pravdepodobne používanie označenia *kremeňovitý* (diorit, čadič a pod.) v prípade, že horninu tvorí niekoľko minerálov a kremeň je jedným z nich. Zavádzanie nových označení je veľmi nežiadúce, preto nateraz sa pravdepodobne musíme uspokojiť s termínom *kremitý diorit*.

III. Označovanie textúr a štruktúr

Najčastejšia nejednotnosť je pri používaní termínu *mandľovitá textúra*. Používajú sa nasledovné formy:

10. a) mandľovitá textúra,
    b) mandľovcovitá textúra,
    c) mandľová textúra.

V slovenčine je tendencia označovať javy podobné niečomu príponou *-ovitý*. Z toho vyplýva, že správne je označenie 10a i 10b. V ďalšom pôjde zrejme o dohodu pri výbere a používaní jedného z uvedených správnych označení.

Nejednotné a nedôsledné je aj používanie termínov:

11. a) porfyrovitá štruktúra,
    b) porfyrická štruktúra.

Termín porfyrovitá štruktúra sa niekedy používa pre daný fenomén hlbinných hornín, zatiaľ čo označenie *porfyrická* sa vzťahuje na všetky eruptívne horniny, alebo len na efuzíva. Nakoľko v obidvoch prípadoch tento typ štruktúry je podmienený prítomnosťou porfyrických výrastlíc (označenie *porfyrovitá výrastlica* sa nepoužíva), za najvhodnejšie považujem používanie jednotného označenia, a to *porfyrická štruktúra*.

Do tejto skupiny problémov patrí aj nejednotné používanie termínov, označujúcich habitus minerálov, napr.:

12. a) tabuľkovitý minerál,
    b) tabuľkový minerál.

Správne je označenie 12a (pozri bod 10).

IV. Rôzne

13. minerálne — mineralogické (zloženie, klasifikácia a i.) Správne je používanie väzby *minerálne zloženie*. Väzba *mineralogický* sa používa vtedy, keď ide o označenie postupu, metódy výskumu, ktoré používa mineralógia ako vedná disciplína.

14. granit — granodiorit
    žula — ?

Termín *žula* možno používať v prípade, keď sa v ďalšom texte práce neuvádza označenie granodiorit. Je nelogické použiť označenie žula vtedy, keď napr. v tej istej, resp. v nasledujúcej vete používame označenie granodiorit (= žulodiorit ?).

15. chemizmus horniny

Je to nesprávne, čiastočne slangové označenie chemického zloženia minerálu a horniny. Pod *chemizmom* sa v zmysle Slovníka cudzích slov (SPN, 1965) rozumie *mechanizmus chemickej reakcie*.

Z veľkého počtu ďalších nesprávne používaných termínov a označení uvádzam aspoň niektoré:

16. *metamorfovaná fácia* namiesto správneho *metamorfná fácia*,

17. makrokomponent (makroprvok) — mikrokomponent (mikroprvok). Používatelia myslia tým zrejme podstatné, resp. stopové zastúpenie daného prvku v hornine, resp. minerále. V slovenčine zatiaľ chýba jednoslovné označenie pre prvky v podstatnom, resp. stopovom množstve.

18. Dopadajúce — odrazené svetlo.

Výraz *štúdium v dopadajúcom svetle* je nesprávny, nakoľko dopadajúce svetlo nemôžeme pozorovať — nevidíme ho.

Samostatnou skupinou problémov je používanie zvratov na obohatenie slovníka.

Používanie rôznych zvratov a synoným je možné, treba však postupovať veľmi citlivo. Príklady:

prvok — element — komponent

parameter — veličina — kvocient

zrudňovacie procesy — metalogénne procesy — metalogenetické procesy (posledný výraz je nesprávny),

štúdium voľným okom — makroskopické štúdium — megaskopické štúdium a i.

Zhrnutím niektorých terminologických problémov si autor nenárokuje právo určovať používanie niektorého z nich. Z uvedeného prehľadu je však zrejmé, že u časti nejednotne používaných označení v budúcnosti musí dôjsť k dohode medzi autormi. Po akceptovaní a dodržiavaní takejto dohody bude sa ľahšie pracovať zodpovedným redaktorom, redakčným radám a v neposlednej rade i recenzentom prác.

Záverom si dovoľujem uviesť, že vyššieuvedená problematika bola prediskutovaná podpísaným na Ústave slovenského jazyka SAV.

O. Samuel — K. Borza — E. Köhler: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). S. 1—218; slovenské resumé 219—246; skladacie tabuľky 1—3; text-plate 1—4; Plate I—CLXXX na kriede. Cena 69,— Kčs. Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1972 vo Vydavateľstve SAV.

Práca prináša výsledky mikrobiostratigrafického a litologicko-sedimentologického štúdia „pribradlového paleogénu" a priľahlej kriedy bradlového pásma medzi Púchovom a Žilinou. Stratigraficky a litologicky autori spracovali všetky významnejšie profily a rífové vápence. Pre objasnenie vzťahu kriedy a paleogénu študovali strednú a vrchnú kriedu v miestach, kde bezprostredne súvisí s paleogénom, prípadne objasňuje otázku pôvodu klastického materiálu.

Paleogénne sedimenty pri vnútornej strane bradlového pásma boli považované za centrálnokarpatský paleogén vrchnolutétskeho a priabonského veku. Výsledky týchto štúdií ukázali, že sú paleocénne až eocénne a sedimentovali v osobitnej sedimentačnej zóne aj po laramskej fáze.

Po obšírnom a vyčerpávajúcom prehľade a zhodnotení starších prác, dotýkajúcich sa študovaného územia, podávajú charakteristiku použitých stratigrafických stupňov. Pri štúdiu sedimentov kriedy sa pridržali stratigrafickej schémy J. Salaja — O. Samuela (1966), ktorí na základe foraminifér rozlišujú niekoľko zón a tieto korelujú s medzinárodnou chronostratigrafickou škálou. Pri členení paleogénnych sedimentov používajú zónovanie, ktoré podal O. Samuel — J. Salaj (1968).

Celkom spracovali vo vyššie vymedzenom území 86 lokalít, ktorých situácia je vyznačená na zjednodušených topografických podkladoch.

V kapitole Litologicko-stratigrafický opis je podaná podrobná litologicko-stratigrafická charakteristika kriedových a paleogénnych sedimentov. Vo vrchnej kriede vyčleňujú tri vývíny: hruboklastické upohlavské súvrstvie, typický resp. netypický flyš a slieňovcový vývin. V rámci samotného upohlavského súvrstvia vyčlenili niekoľko fácií: fáciu zlepencov bez biohermov, zlepence s biohermami, fáciu detritických gravelových vápencov a jemnozrnných zlepencov, slienitú a pieskovcovú fáciu.

Ústrednou témou práce bolo však riešenie stratigrafie a litológie paleogénu bradlového

pásma („vnútorný pribradlový" paleogén), a to medzi Žilinou a Považskou Bystricou (makovský a hričovsko-žilinský vývin v zmysle D. Andrusova 1965).

V hričovsko-žilinskom vývine vyčlenili sedimenty: 1. mont-thanetu: slienitý a flyšoidný vývoj, 2. sedimenty ilerdu sú faciálne veľmi pestré — sliene s blokmi rífov a polohami pieskovcov, flyšoidné súvrstvie s polohami zlepencov, jemno až hrubozrnné pieskovce, piesčité vápence a zlepence, 3. spodnoeocénne sedimenty (cuis) sa vyskytujú v zlepencovom a flyšovom vývoji a 4. strednoeocénne (lutét) súvrstvie je vytvorené z flyšu, v ktorom prevažujú ílovce s ojedinelými polohami jemnozrnných zlepencov.

Na základe fauny a flóry začleňujú biohermné vápence tohto územia do troch skupín: santónsko-kampanské, kampansko-maastrichtské a montsko-thanetské, pričom konštatovali, že časť rífov je na mieste svojho vzniku a časť je redeponovaná do mladších sedimentov.

Vo zvláštnej kapitole sú spracované kriedové paleogénne zlepence. Zaoberajú sa morfológiou valúnov, ich veľkosťou, tvarom, plochosťou, izometriou, zaoblením a sféricitou. Stratigraficky zlepence študovanej oblasti zaraďujú do strednej a vrchnej kriedy a do paleogénu.

Na základe analýz podávajú autori paleogeografický náčrt študovaného územia, ktorá je do značnej miery odlišná od starších prác.

Stratigrafické uzávery pre jednotlivé litofácie dokladajú bohatým paleontologickým materiálom. Na 4 tabuliach v texte a 180 tabuľkách v prílohe sú zvýraznené kresby malých foraminifér, charakteristické rezy veľkých foraminifér a množstvo výbrusového materiálu s prierezmi hlavne orbitolitov, alveolín, pseudosiderolitov, siderolitov, numulitov, operculín, assilín, discocyklín, kadosín, stomiosfér, pitonel a ďalších. Jednotlivé druhy majú v textovej časti uvedenú diagnostiku s uvedením čísla lokality, v ktorej sú určené.

Možno konštatovať, že po niekoľkých rokoch intenzívneho výskumu je geologická literatúra obohatená o dielo, ktoré je výsledkom komplexného štúdia litostratigrafickej problematiky.

Kolektív autorov touto prácou poukázal v praxi na možnosti a potrebu riešiť litologicko-stratigrafické problémy Západných Karpát inými, modernými metódami a hlavne komplexne.

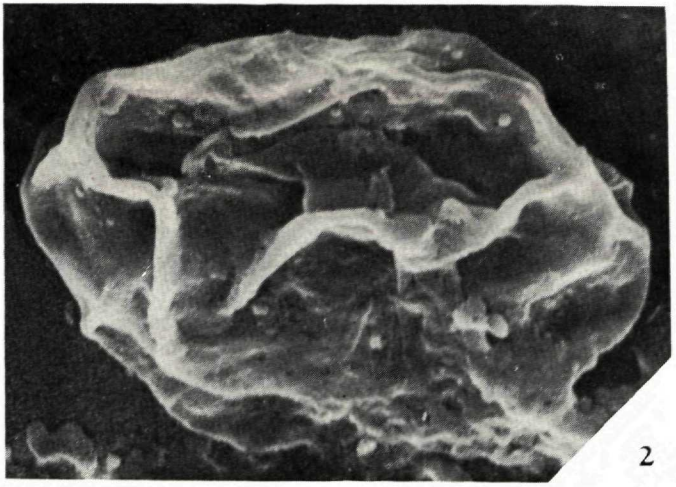
Predpokladané dielo možno odporúčať všetkým pracovníkom v geológii, predovšetkým sedimentológom, sedimentárnym petrografom a mikropaleontológom.

A. Began

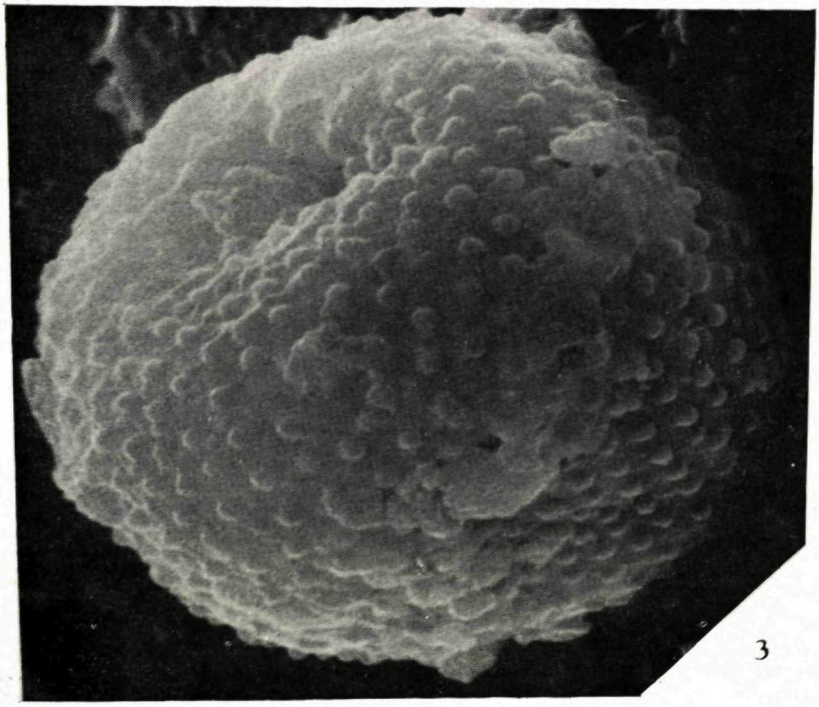
GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 60

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave
roku 1973 vo Vydavateľstve Slovenská akadémia vied Bratislava.
Vedecký redaktor RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Vytlačili Tlačiarenské závody Pravda, závod Bratislava písmom garmond extended.
AH 27,20, VH 27,72
Cena brož. výtlačku Kčs 35,—

Fig. 1—2 *Calamospora* fsp. 1000 ×; 3 *Cyclogranisporites* fsp. 1000 ×; 4 *Apiculatisporites* fsp. 1, 1000 ×; 5 *Punctatisporites fissus* Lschik (1955) 1000 +; 6,9 *Punctatasporites velatus* Leschik (1955; 7, 8, 10 *Punctatasporites* fsp. 1000 ×; 11—12 *Simplicesporites* cf. *lunzensis* Planderová (1972) 1000 ×; 16 cf. *Zebrasporites* Klaus (1960) 1000 ×



1



3

Fig. 1 *Calamospora* fsp. 1000 ×
2 *Calamospora* fsp. stereoscan photo magn.: 2 500 ×
3 cf. *Basidiomycetes* stereoscan photo magn.: 4 200 ×

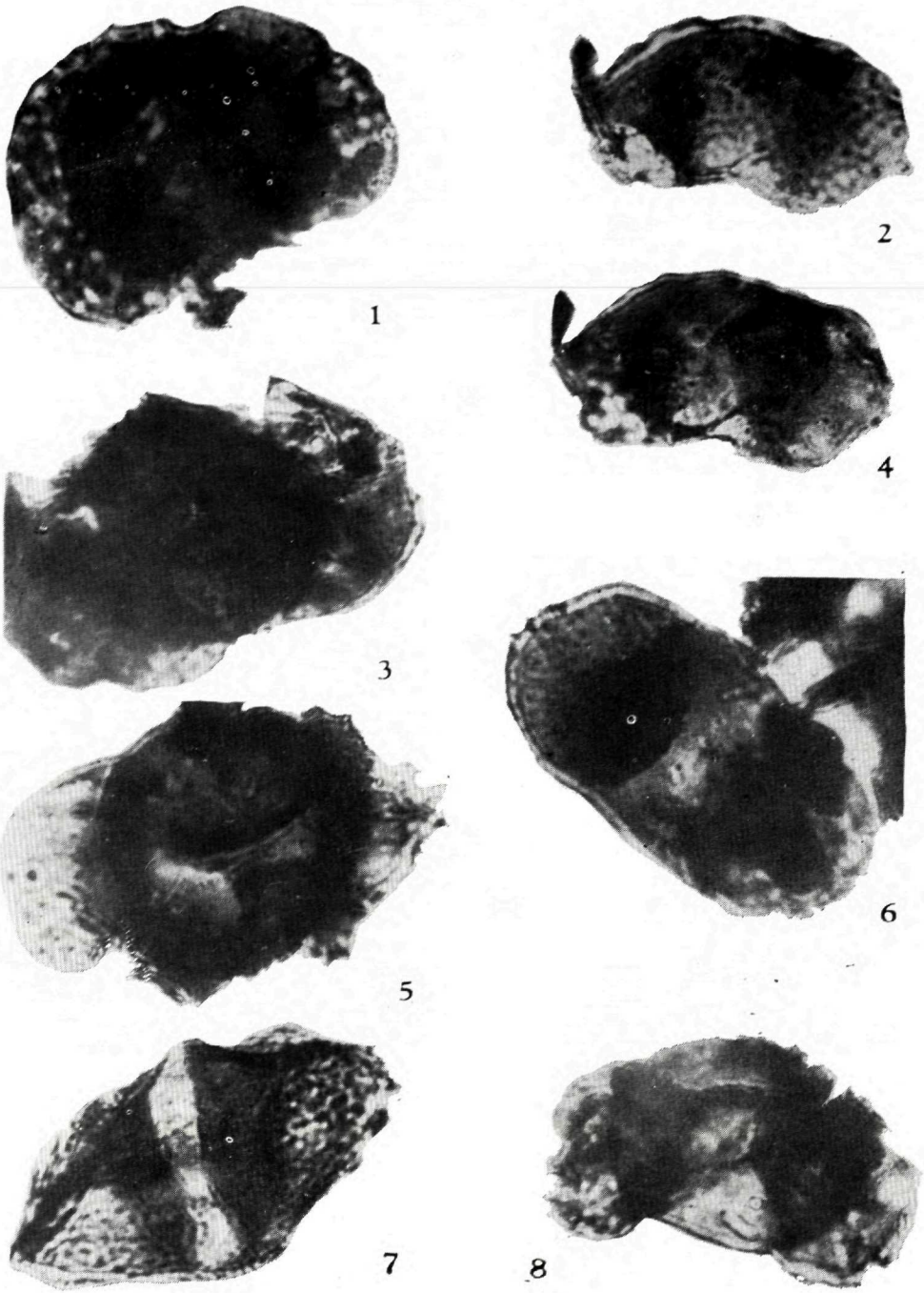


Fig. 1, 3, 5 *Triadispora falcata* Klaus (1964) 1000 ×
2, 4, 6, 8 *Triadispora staplini* Klaus (1964) 1000 ×
7 *Alisporites* cf. *grauvogeli* Klaus (1964) 1000 ×

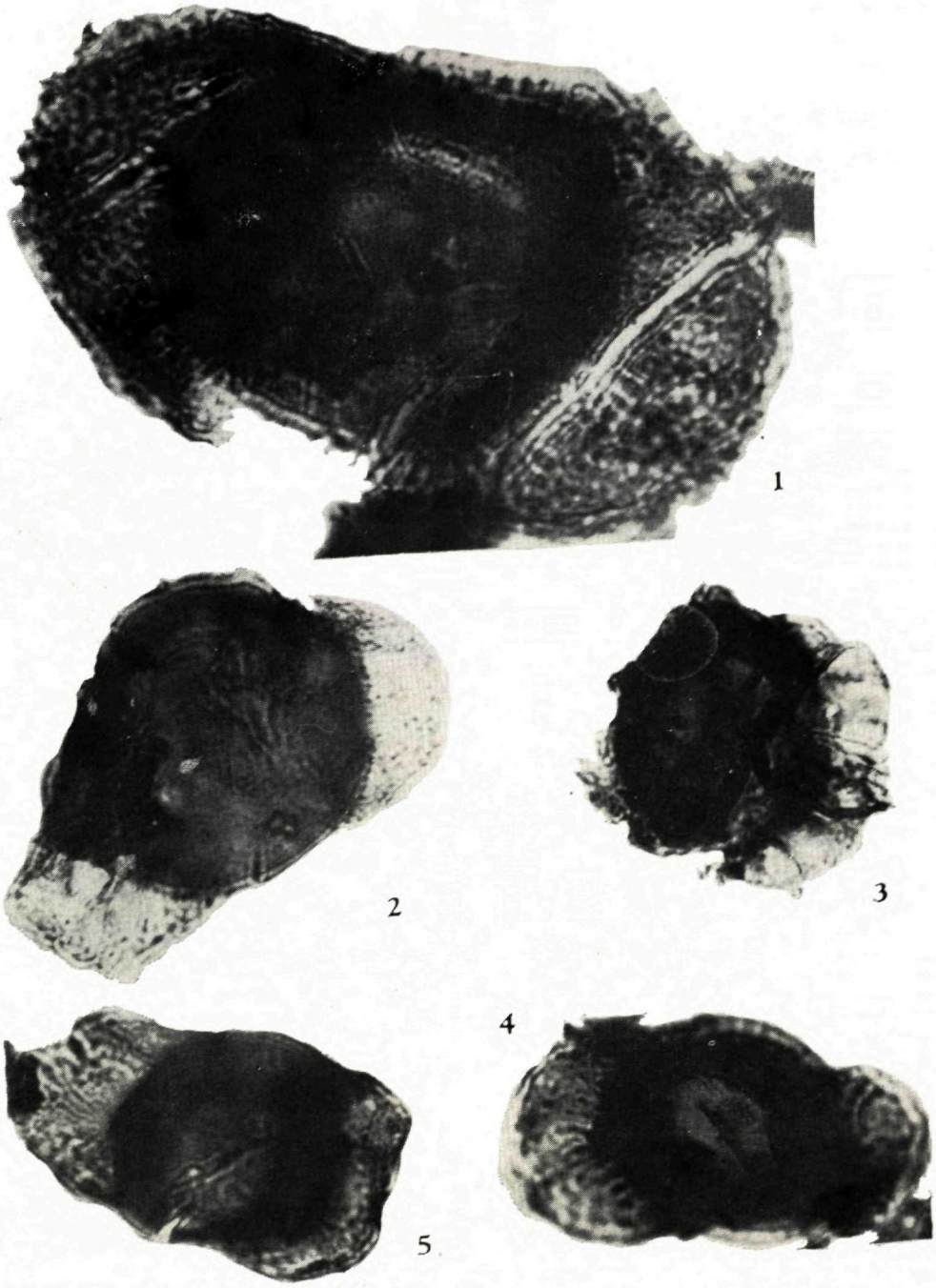


Fig. 1 *Gigantosporites hallstadtensis* Klaus (1963) 1000 ×
2 *Pityosporites zapfei* (Pot. et Klaus, 1954) 1000 ×
3 *Klausipollenites* fsp. 1000 ×
4—5 cf. *Klausipollenites* 1000 ×

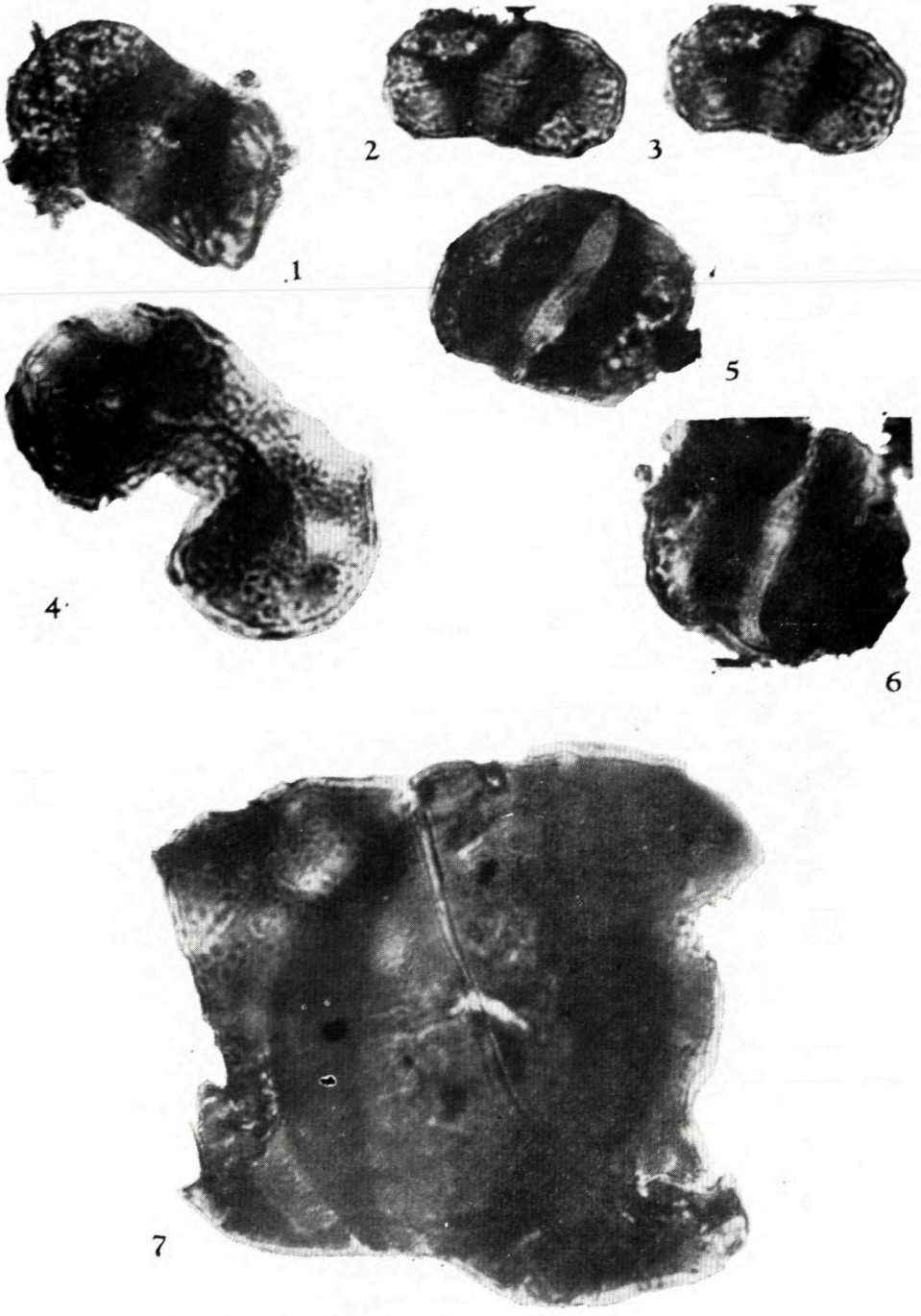


Fig. 1—3 *Limitisporites* fsp. 1000 ×
4 cf. *Chordasporites* 1000 ×
5—6 *Klausipollenites* fsp.
7 *Limitisporites moersensis* (Grebe 1957), Klaus (1963) 1000 ×

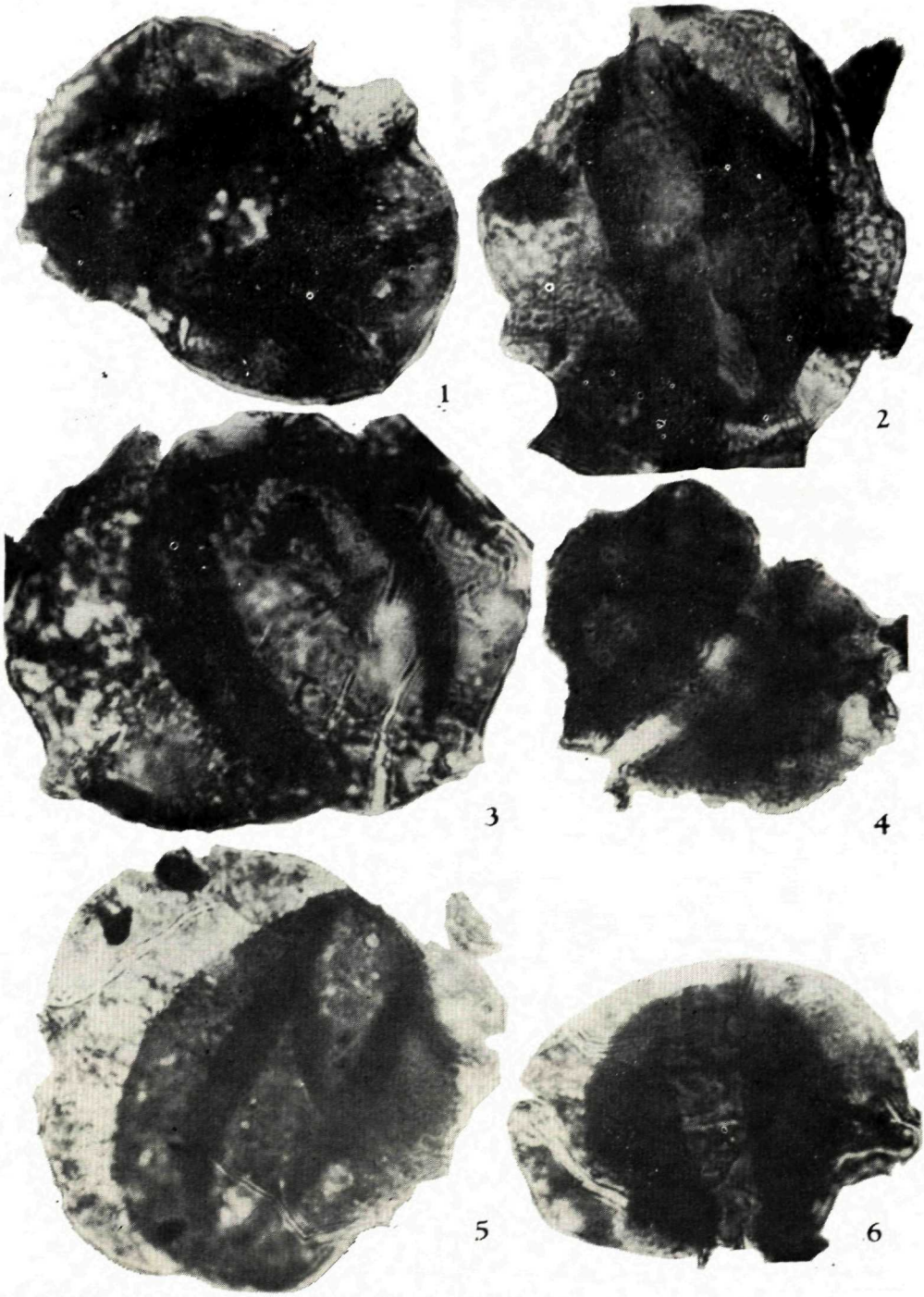


Fig. 1 *Potonieisporites* Bharadw. (1954) 1000 ×
2, 3, 5 *Limitisporites moersensis* (Grebe, 1957), Klaus (1963), 1000 ×
4, 6 *Complexisporites polymorphosus* Jizba (1962) 1000 ×

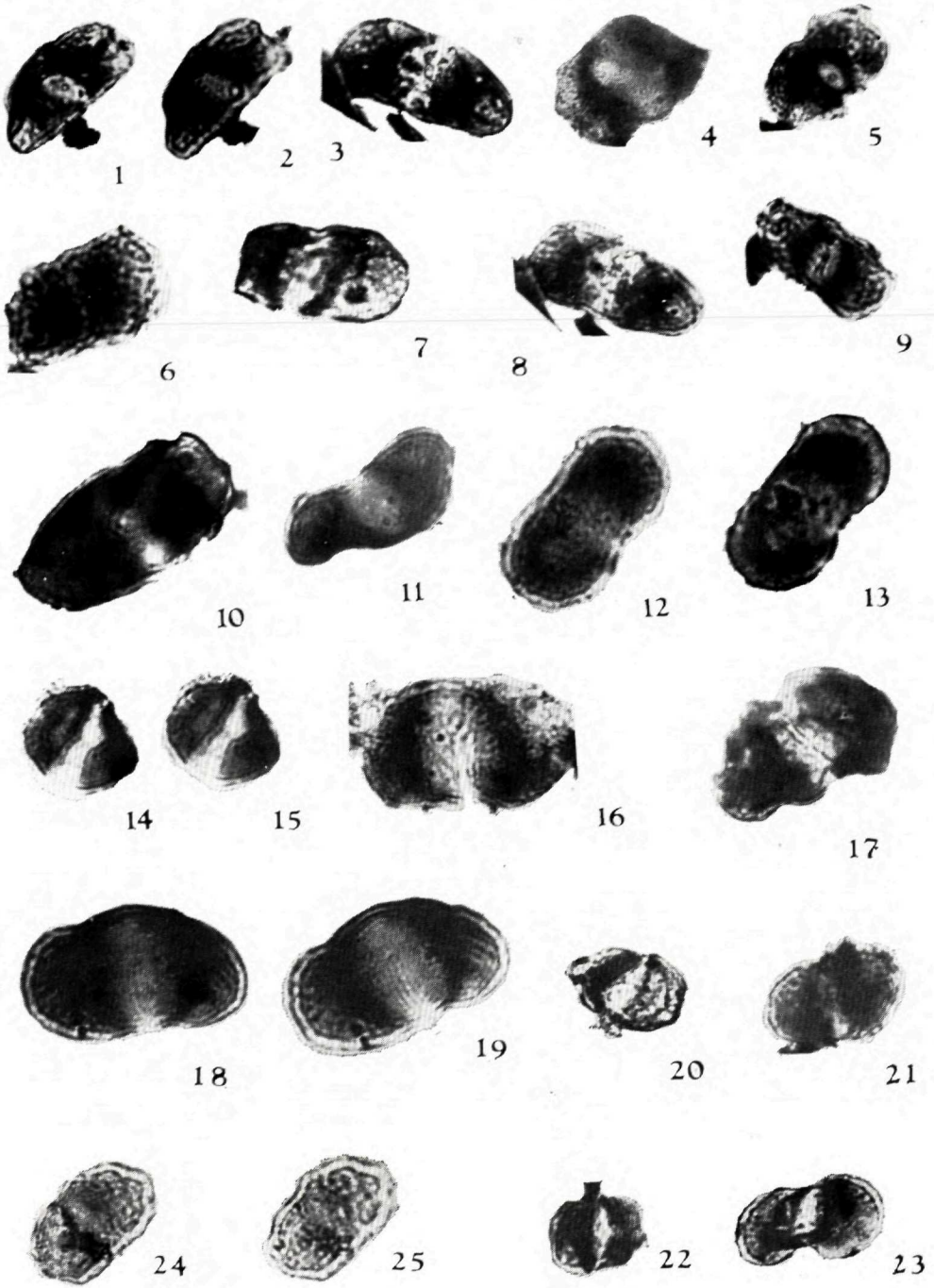


Fig. 1—9 *Karpatisporites gracilis* n. fsp. 1000 ×; 10—13 *Karpatisporites oblonga* n. fsp. 1000 ×; 14—15 *Karpatisporites minimus* n. fsp. 1000 ×; 16—19 *Karpatisporites sittleri* n. fsp. 1000 ×; 20—23 cf. *Karpatisporites* 1000 ×; 24—25 *Vitreisporites pallidus* (Reissinger, 1938), Nilson (1958) 1000 ×

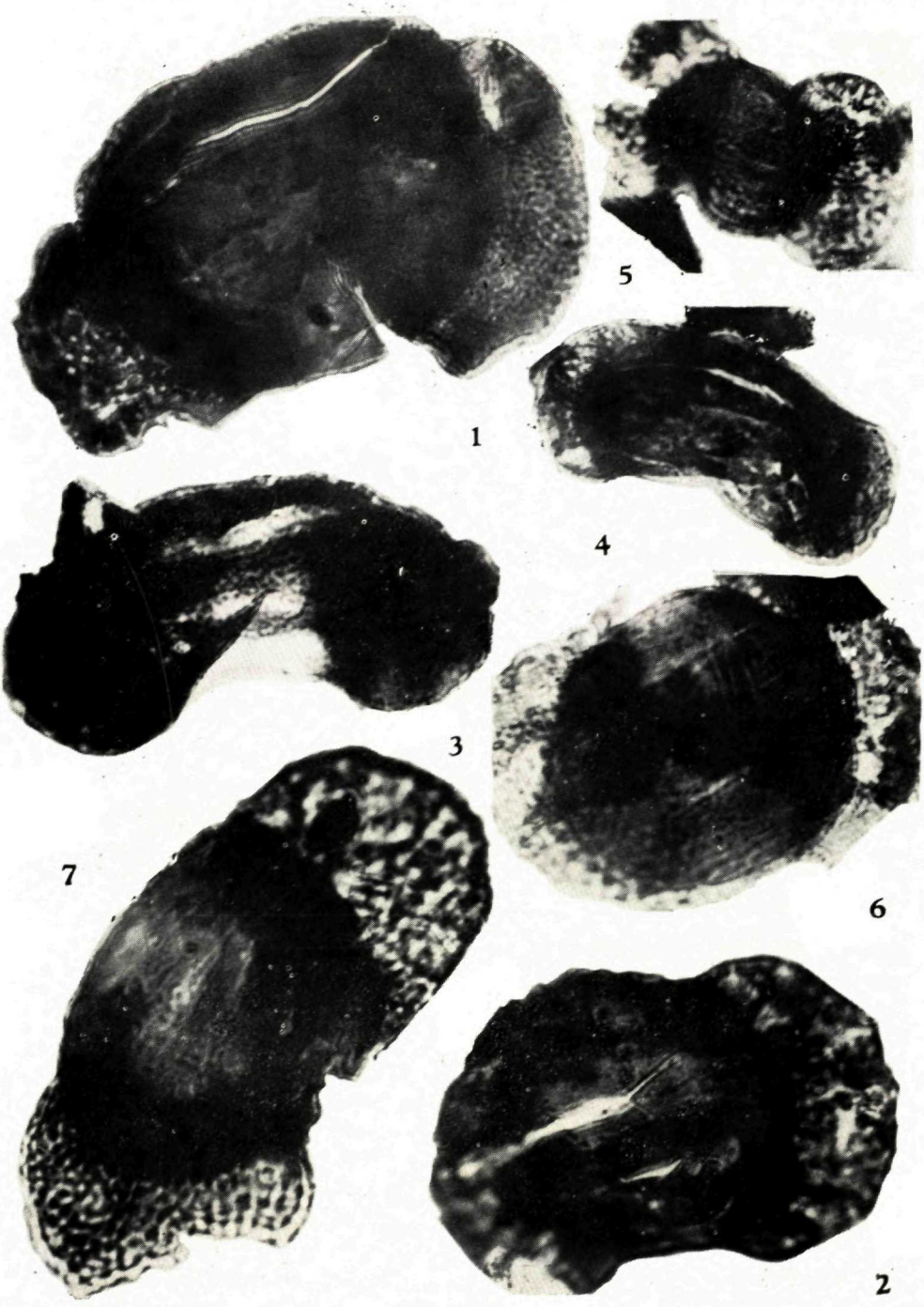


Fig. 1—2 *Taeniaesporites novimundi* Jansonius (1962) 1000 ×; 3 *Taeniaesporites labdacus* Klaus (1963) 1000 ×; 4 *Taeniaesporites* fsp. 1000 ×; 5 *Striatites* fsp. 1000 ×; 6 *Striatites richteri* Klaus (1955), Jansonius (1962) 1000 ×; 7 *Striatites marginalis* Klaus (1963) 1000 ×

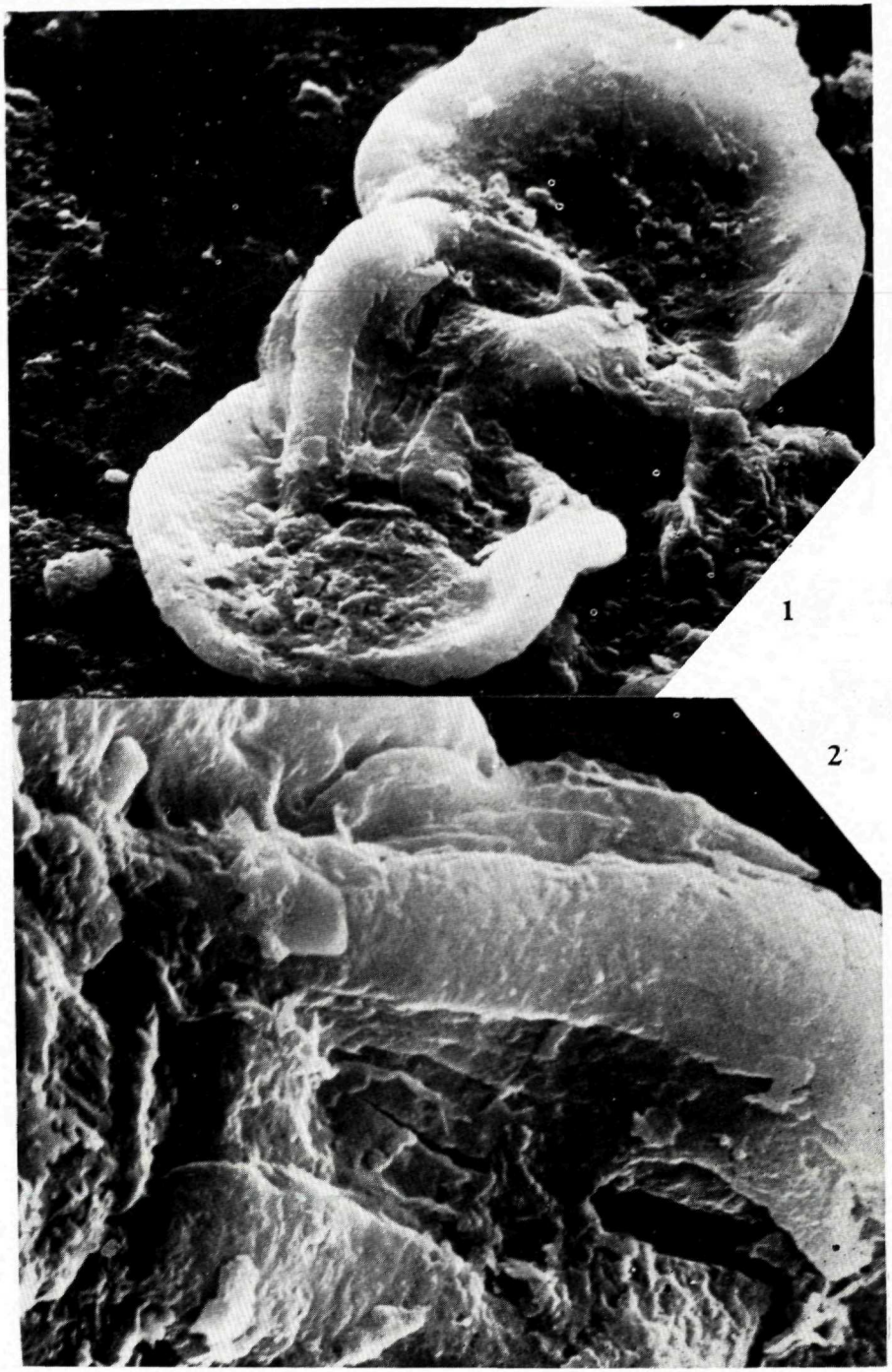


Fig. 1 *Striatopodocarpites* fsp. stereoscan photo magn.: 2 400 ×
2 *Striatopodocarpites* det. magn.: 8 700 ×

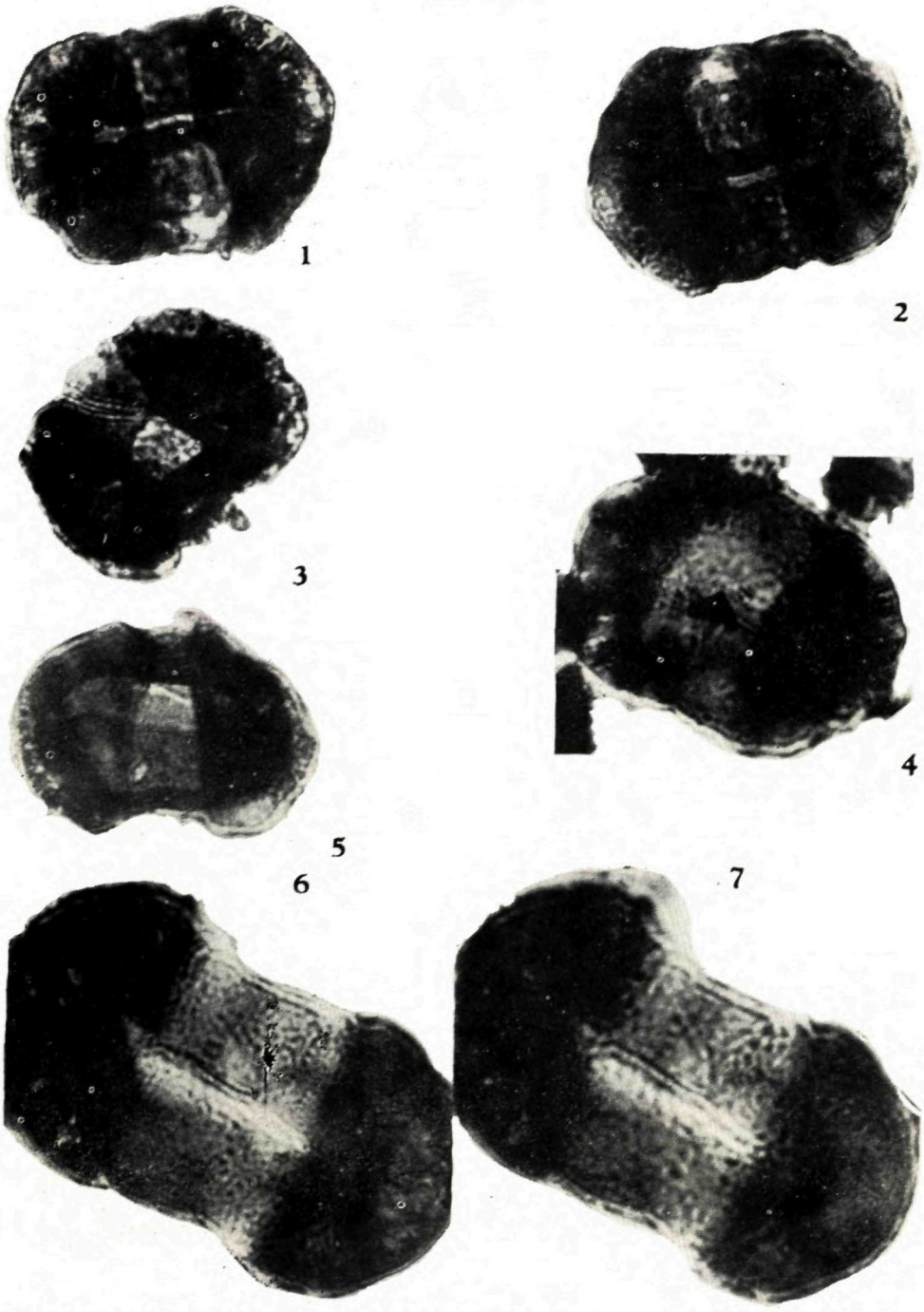


Fig. 1—5 *Lueckisporites parvus* Klaus (1963) 1000 ×
6—7 *Lueckisporites globosus* Klaus (1963) 1000 ×

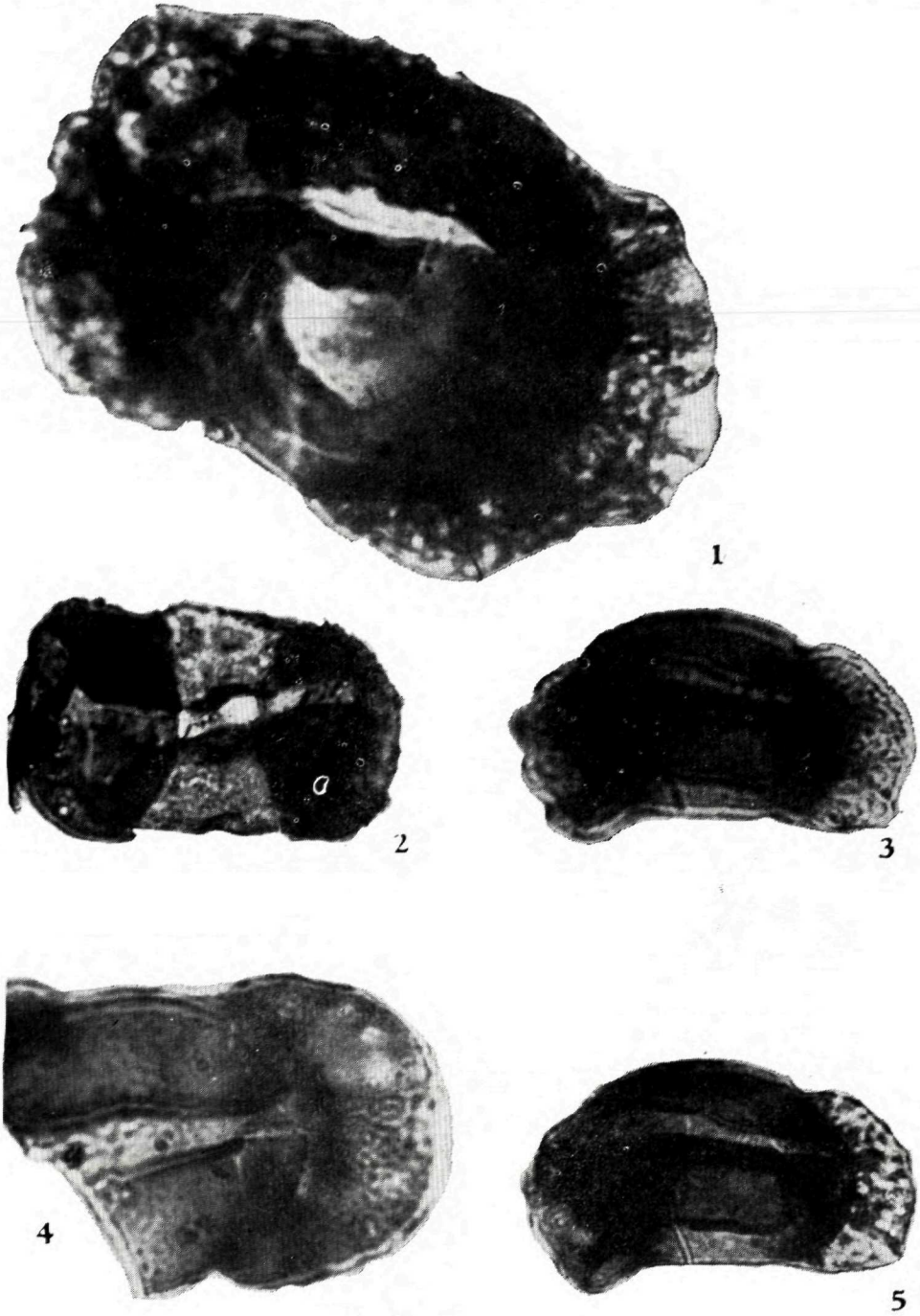
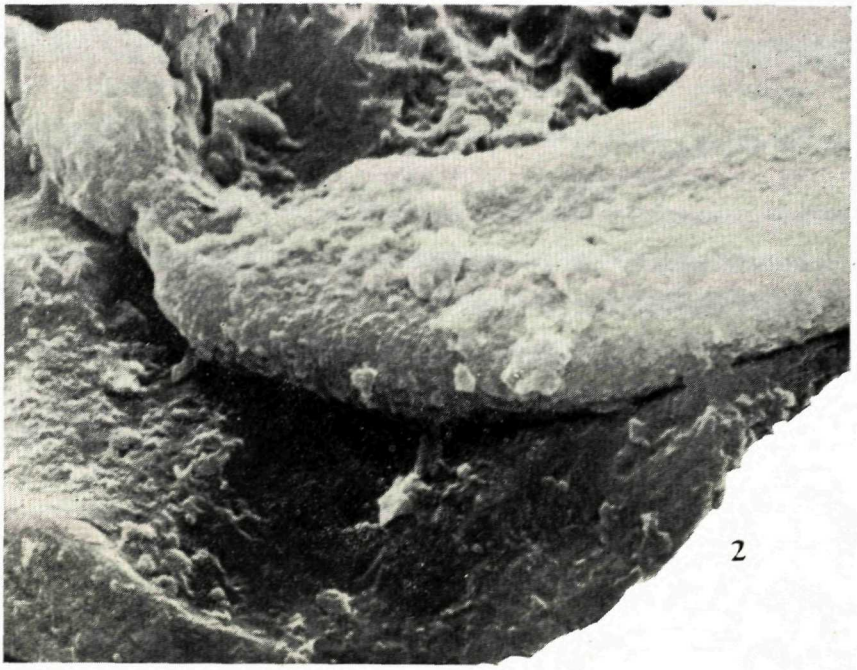


Fig. 1 *Lueckisporites* cf, *globosus* Klaus (1963) 1000 ×
2—5 *Lueckisporites virkkiae* (Pot. et Klaus, 1954) Klaus (1963) 1000 ×

1



2

Fig. 1 *Lueckisporites virkkiae* (Pot. et Klaus 1954) Klaus (1963) stereoscan photo: magn.: 2.125 × 2 *Lueckisporites virkiae det.* magn.: 6 470 ×.

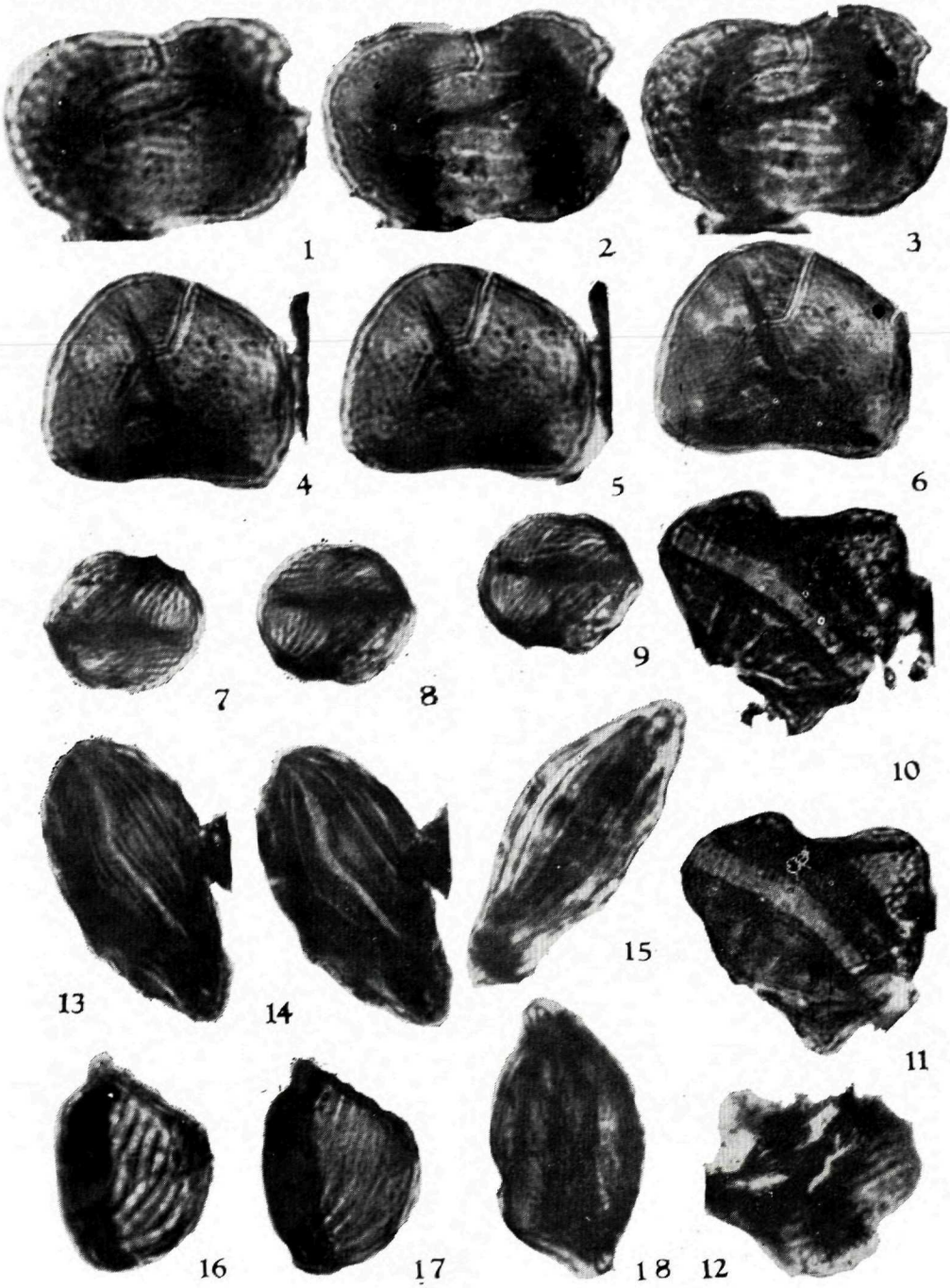


Fig. 1–3 *Striatosaccites bullaeformis* (Samoilovitch 1953) Jizba (1962) 1000 ×
4–6 *Weylandites indicus* Bharadw. et Srivastava (1969) 1000 ×
7–9 *Weylandites minutus* Bharadw. et Srivastava (1969) 1000 ×
10–12 cf. *Decusatisporites* Leschik (1955) 1000 ×
13–18 *Gnetaceaepollenites steevesi* Jansonius (1962) 1000 ×

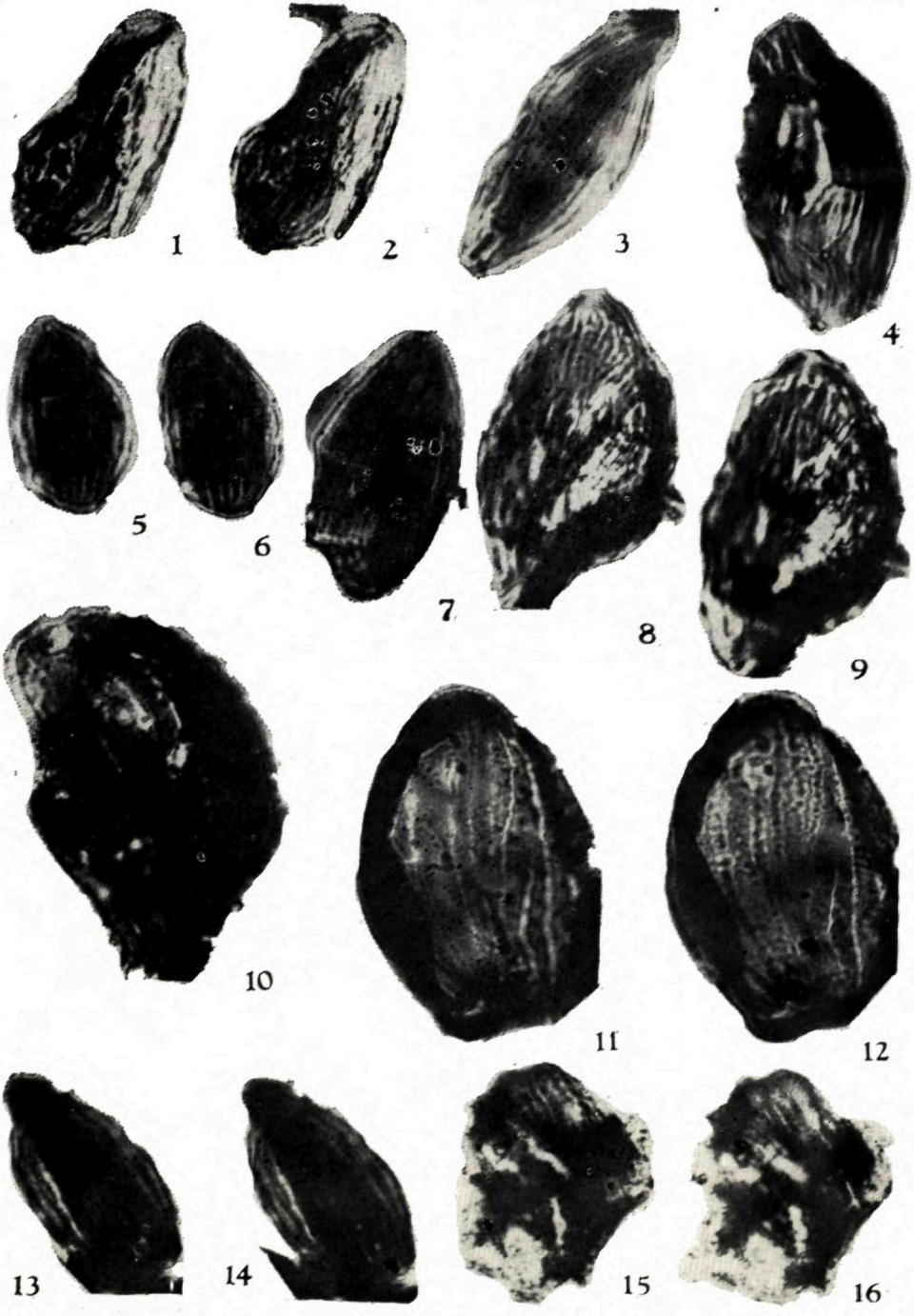


Fig. 1—4 *Gnetaceaepollenites steevesi* Jansonius (1962) 1000 ×
5—6 *Gnetaceaepollenites* fsp. 1.1000 ×
7—9 *Gnetaceaepollenites multistriatus* Jansonius (1962) 1000 ×
10—12 *Vittatina* fsp. 1.1000 ×
13—14 *Gneteceaepollenites extensus* Jansonius (1962) 1000 ×
15—16 cf. *Gneteceaepollenites* 1000 ×

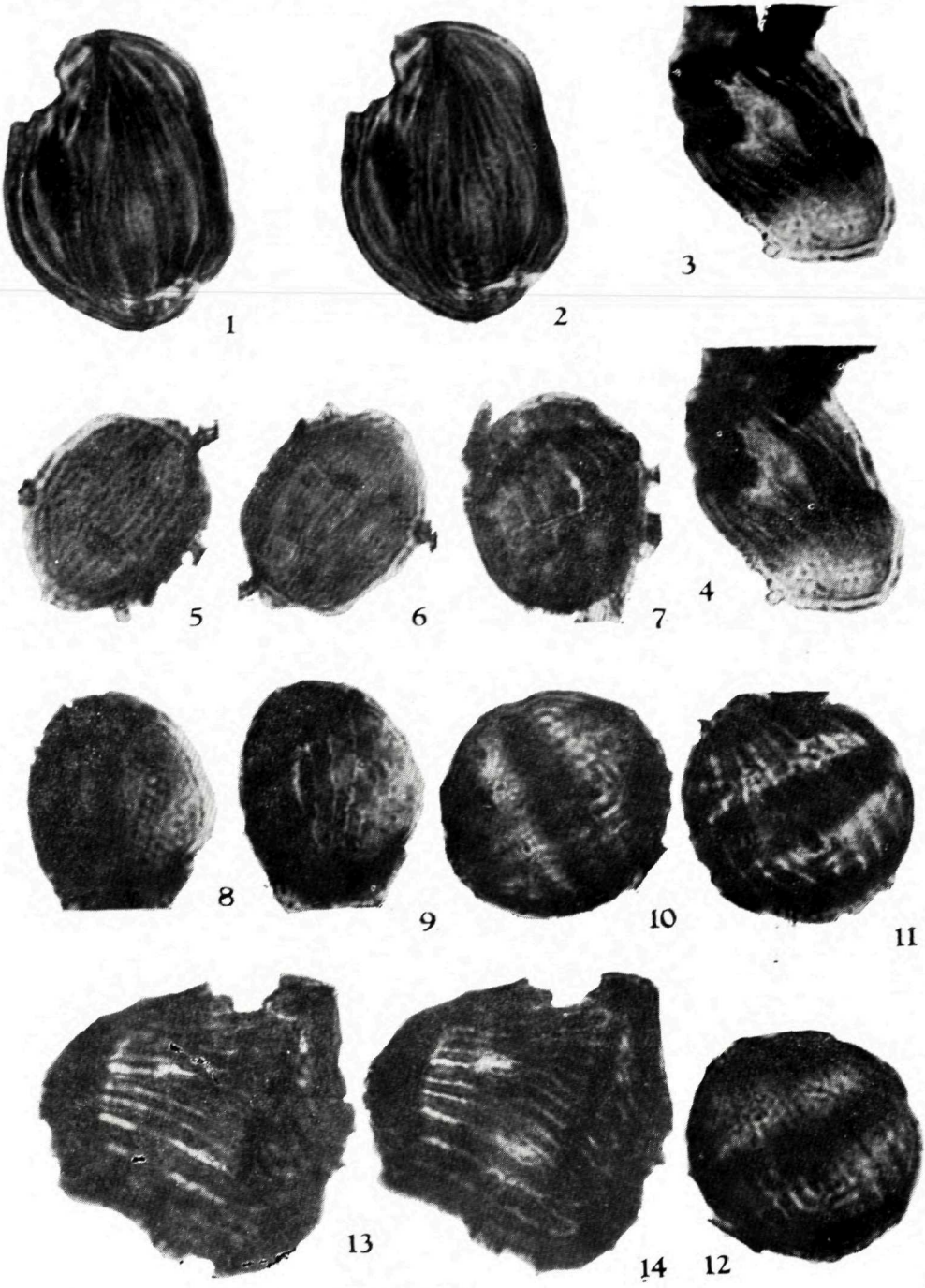


Fig. 1—2 *Gnetaceaepollenites* fsp. 2 1000 ×; 3—4 *Vittatina angulistriata* Klaus (1963) 1000 ×; 5—6 *Vittatina* fsp. 2 1000 ×; 7—9 *Vittatina saccifer* Jansonius (1962) 1000 ×; 10—14 *Vittatina costabilis* Wilson (1962) 1000 ×

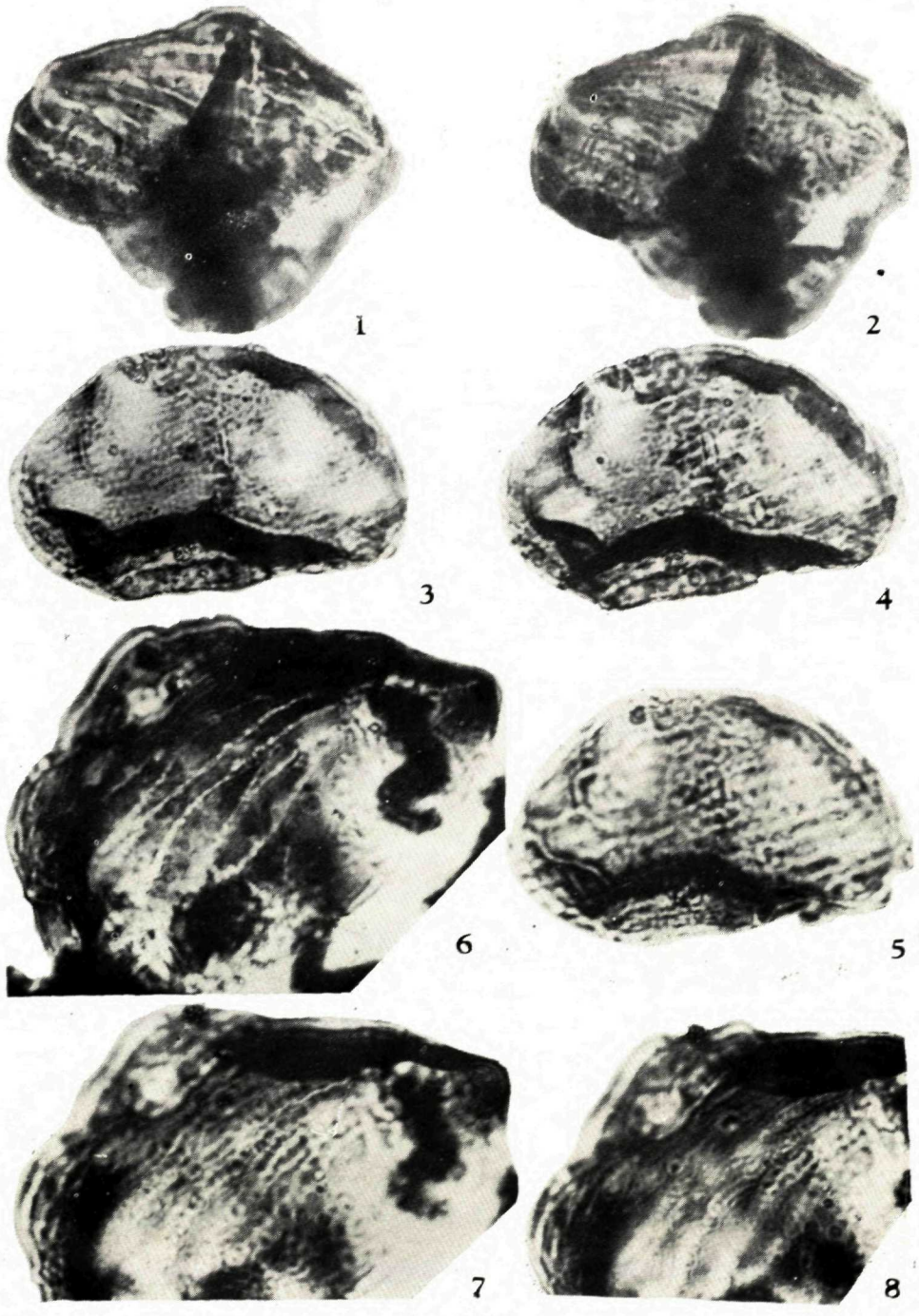


Fig. 1—5 *Vittatina vitifer* Luber (1939) f. *cinctatus* Samoilovitch (1953) 1000 ×
6—8 *Vittatina subsaccata* Samoilovitch (1953) 1000 ×

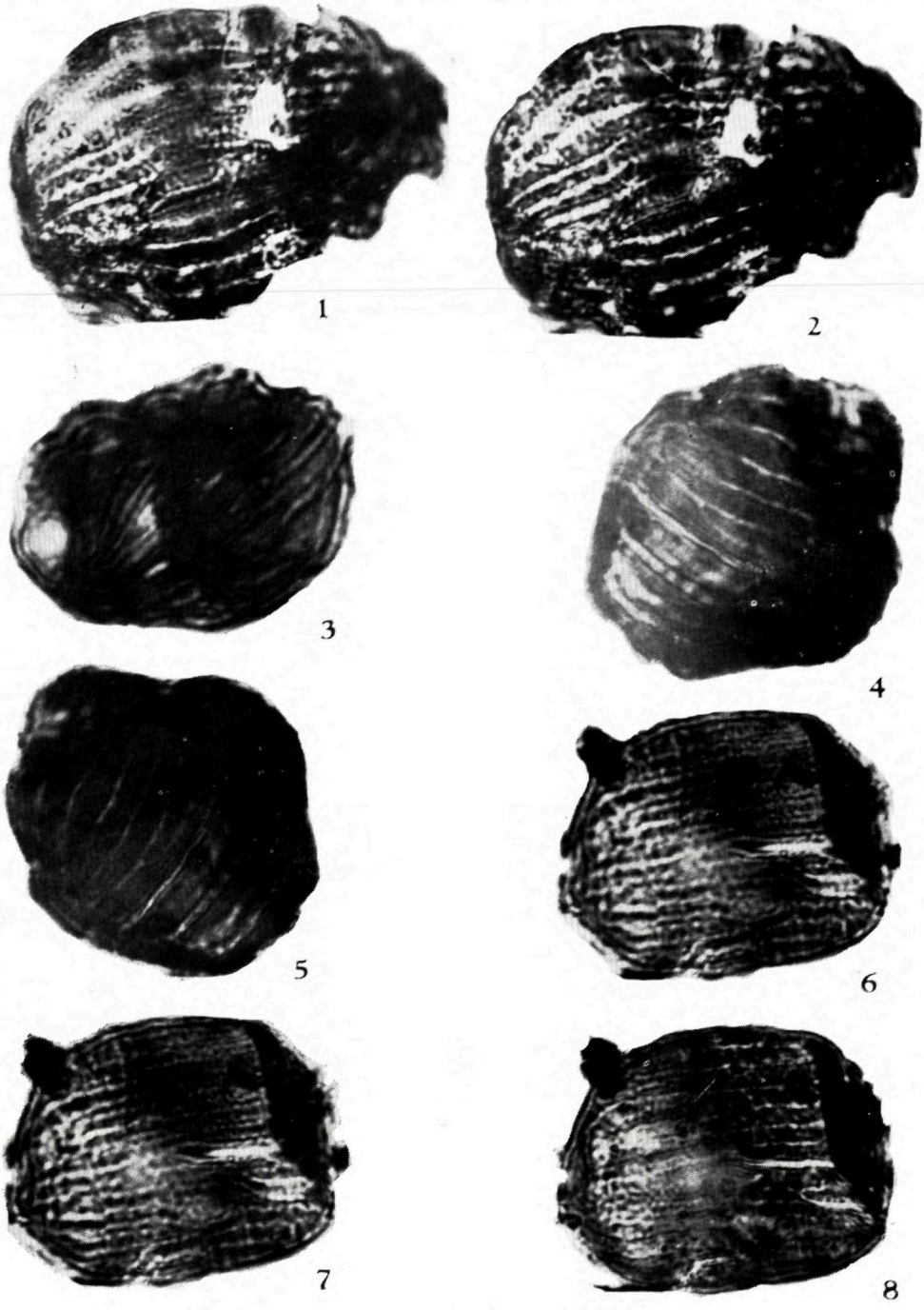


Fig. 1—2 *Vittatina subsaccata* Samoilovitch (1953) 1000 ×
3—5 *Vittatina hiltonensis* Chaloner et Clarke (1962) 1000 ×
6—8 *Vittatina* fsp. 3 1000 ×

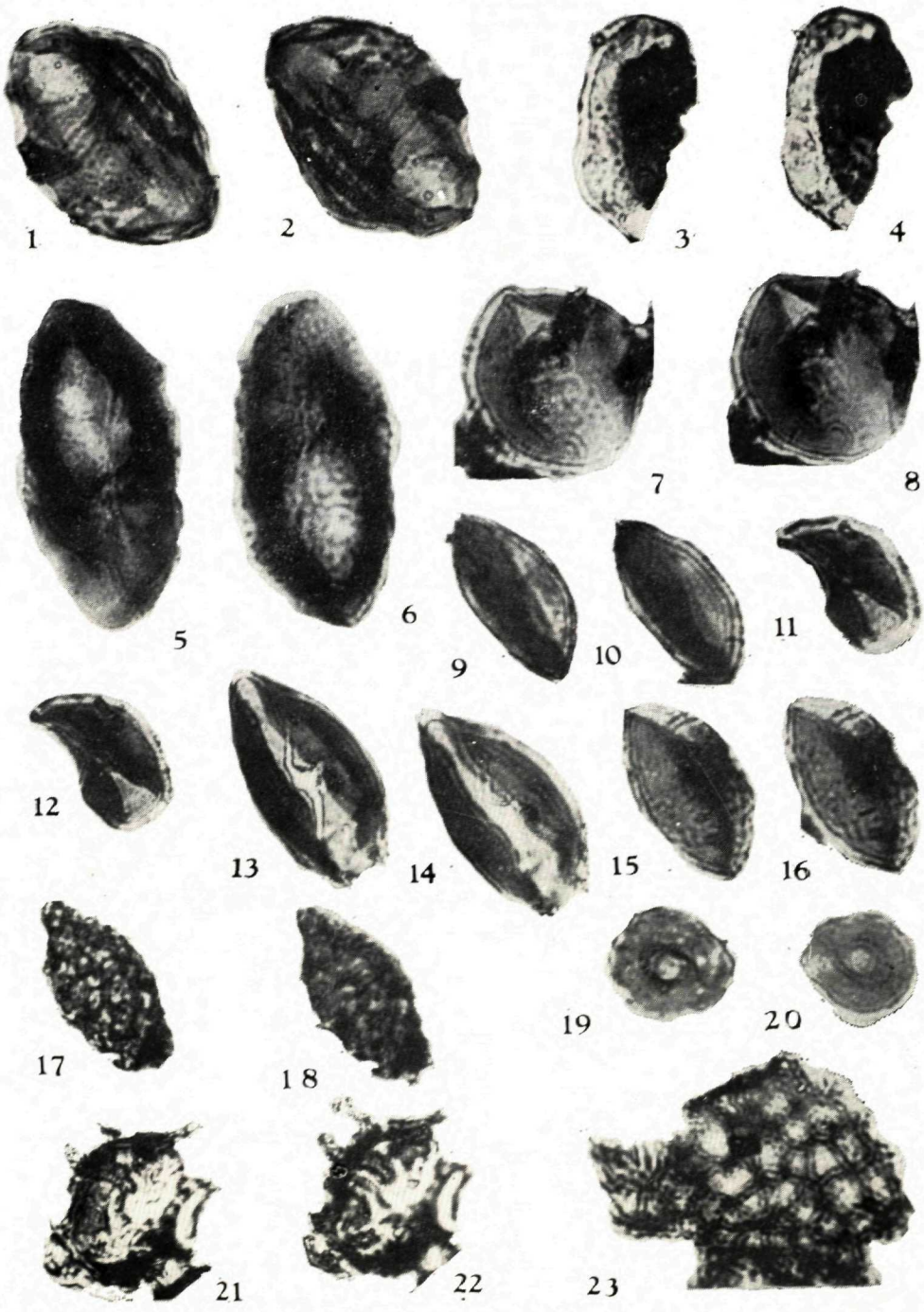
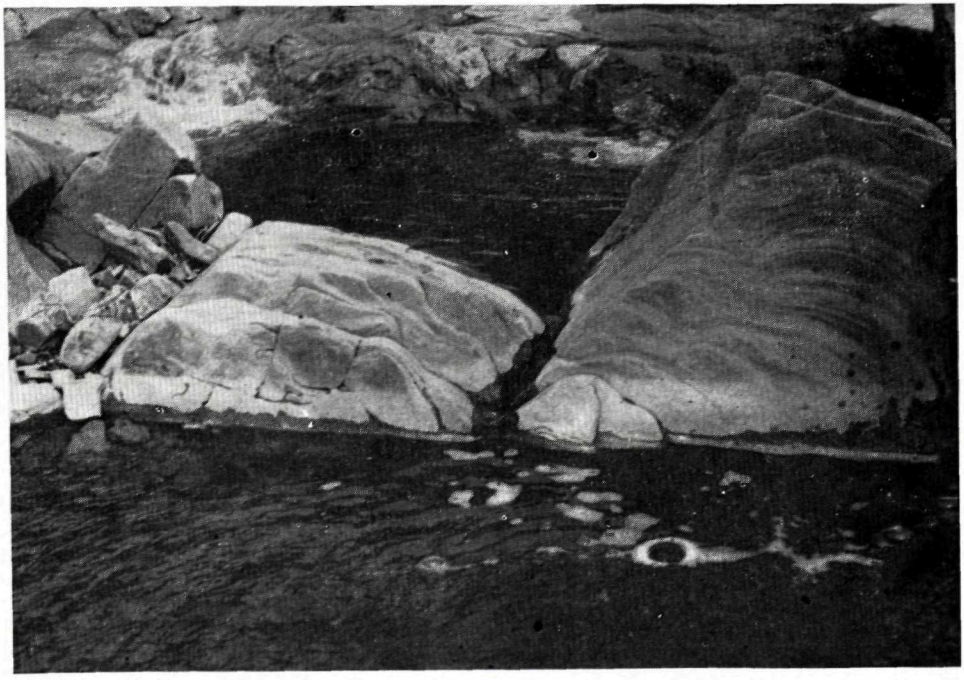


Fig. 1—2 cf. *Aumaucisporites* (Alpern 1958), Jansonius (1962) 1000 ×; 3 — *Monosulcites. minimus* Cookson (1947) 1000 ×; 5—6 *Monosulcites fsp.* 1000 ×; 7—8 cf. *Cycas* 1000 ×; 9—10 *Cycadopites* fsp. *R.* Jansonius (1962) 1000 ×; 11—12 *Cycadopites cymbatus* (Balme et Hennelly 1956) Potonie et Lele (1959) 1000 ×; 13—14 *Cycadopites* cf. *follicularis* Wils. et Webster, (1946); 17—18 Indeterminated fsp. 1; 19—20 Indeterminated fsp. 2; 21—22 *Hystrichospheeridae* fsp.; 23 *Tracheidee*

Obr. 1 Lavica kremenného pieskovca s glaukonitom v podmenilitových vrstvách. Lok. Osadné

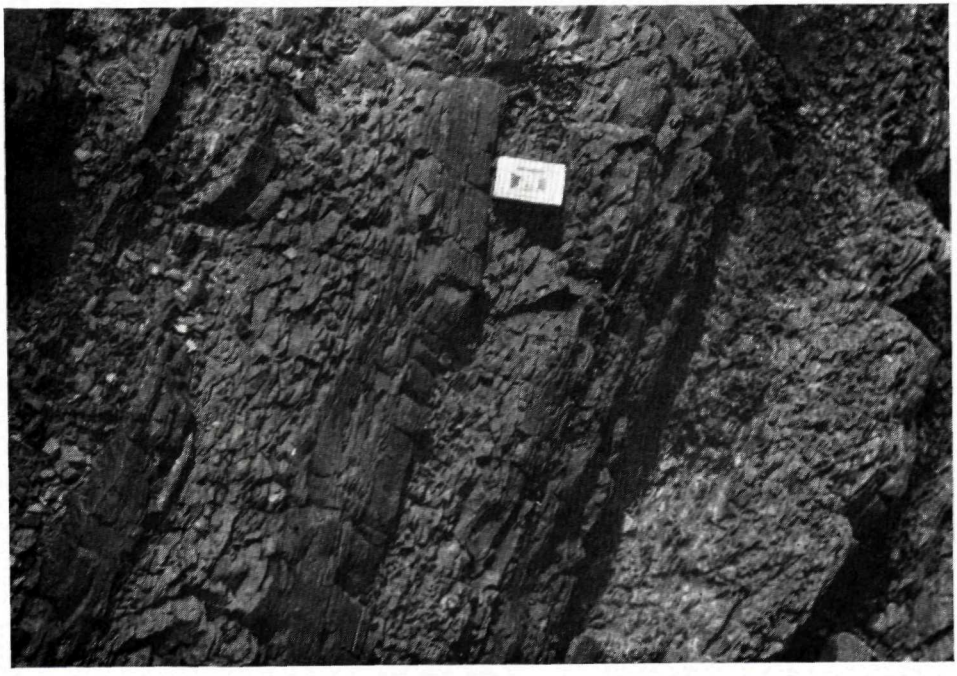


Obr. 2 Laminovaný drobový pieskovec v podmenilitových vrstvách. Lok. Osadné

Obr. 1 Kremenné pieskovce s glaukonitom alternujúce s ílovcami. Podmenilitové vrstvy. Lok. Osadné

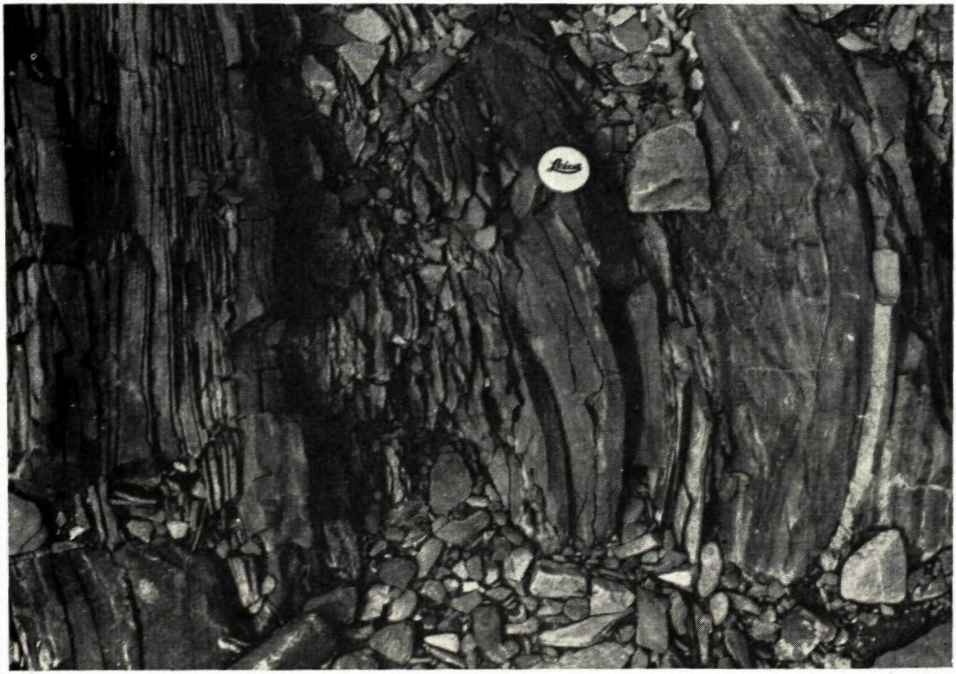
Obr. 2 Drobové laminované pieskovce alternujúce s ílovcami. Podmenilitové vrstvy. Lok. Osadné

Obr. 1 Ílovce svetlosivej farby v podmenilitových vrstvách. Lok. Osadné



Obr. 2 Pestré červené a zelené ílovce, tvoriace vložky v podmenilitových vrstvách. Lok. Osadné

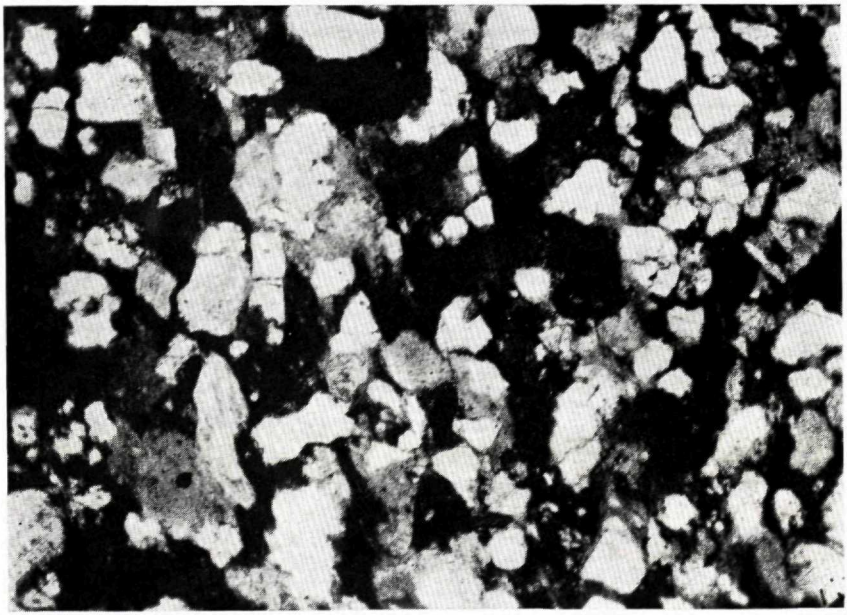
Obr. 1 Pestré vrstvy. Alternácia laminovaných siltovcov s ílovcami červenej a zelenej farby. Lok. Runina



Obr. 2 Vložky ílovcov „zlínskeho typu" v podmenilitových vrstvách. Lok. Osadné

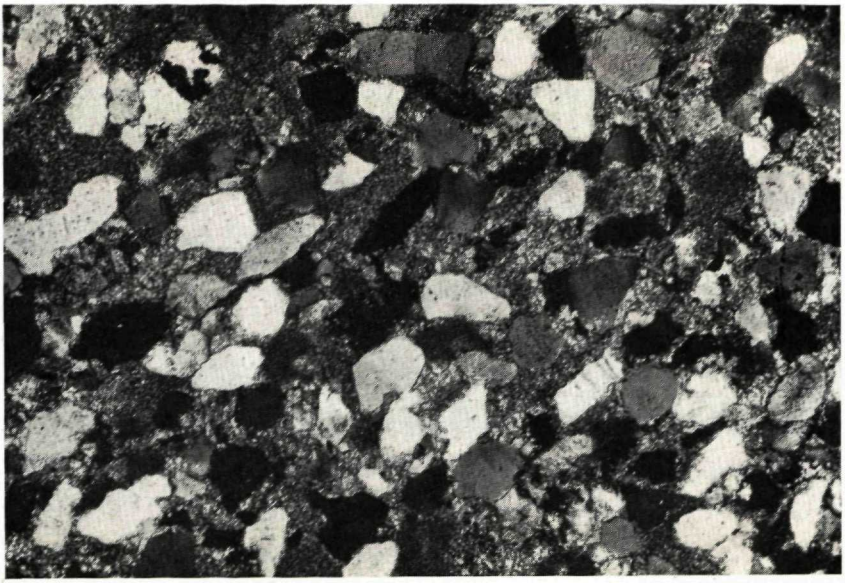
Obr. 1 Dorastanie kremenných zŕn v strednozrnnom kremennom pieskovci. Keuper. Lokalita: Valaská Belá. Nikoly X, zväčšenie 55 ×, foto: Osvald.

Fig. 1 Growing up quartz grains in medium — grained quartzy sandstone. Keuper. Valaská Belá. X nicols, magnif: 55 ×, photo: Osvald.



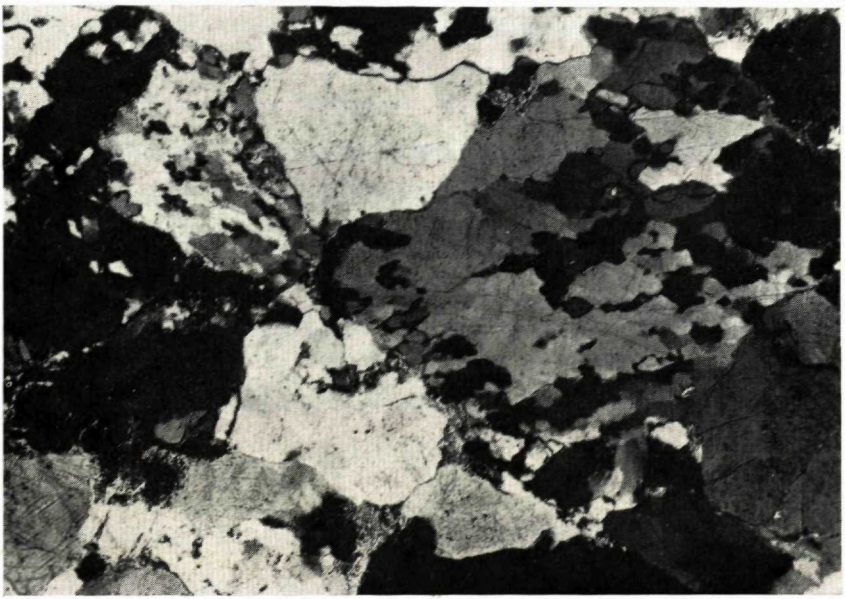
Obr. 2 Korózia kremenných zŕn v strednozrnnom drobovom pieskovci. Keuper. Lokalita: Valaská Belá. Nikoly II, zväčšenie 43 ×, foto: Osvald.

Fig. 2 Corrosion of quartz grains in medium — grained graywacke sandstone. Keuper. Valaská Belá. II nicols, magnif: 43 ×, photo: Osvald.



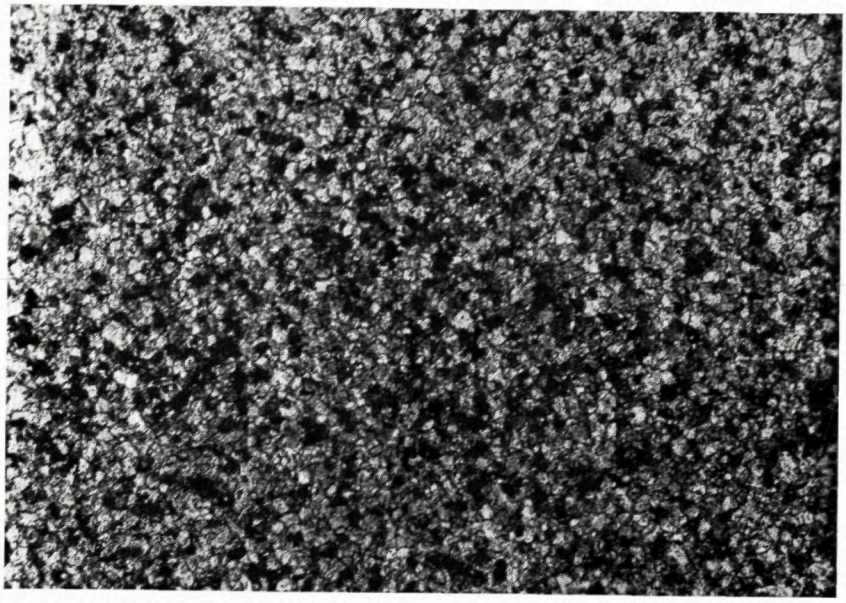
Obr. 1 Korózia kremenných zŕn karbonátovým tmelom v drobnozrnnom drobovom pieskovci. Keuper. Lokalita: Čierna Lehota. Nikoly X, zväčšenie 55 ×, foto: Osvald.

Fig. 1 Corrosion of quartz grains by carbonate cement in fine — grained graywacke sandstone. Keuper. Čierna Lehota. X nicols, magnif: 55 ×, photo: Osvald.



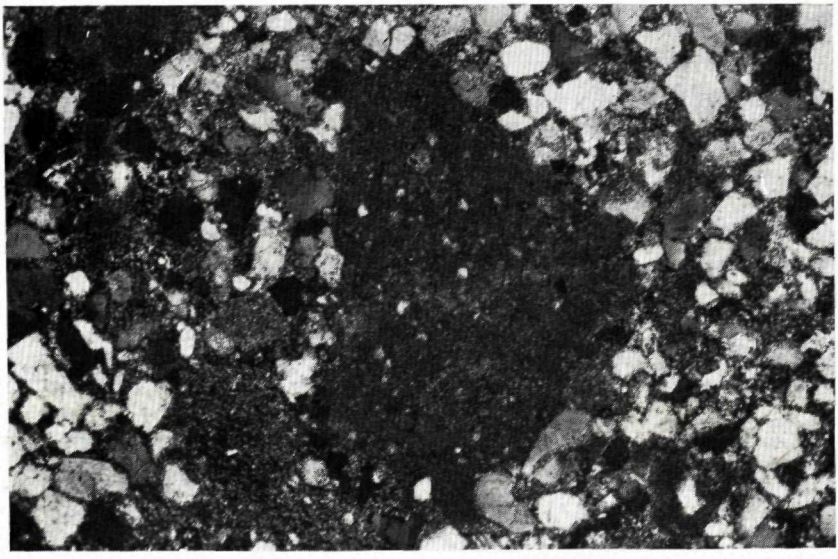
Obr. 2 Hrubozrnný kremenný pieskovec s úlomkami kremencov. Keuper. Lokalita: Čierna Lehota. Nikoly X, zväčšenie 43 ×, foto: Osvald.

Fig. 2 Coarse — grained quartzy sandstone with quartzite fragments. Keuper. Čierna Lehota. X nicols, magnif: 43 ×, photo: Osvald.



Obr. 1 Drobnokryštalický rovnomerno zrnitý dolomit. Keuper. Lokalita: Čierna Lehota. Nikoly X, zväčšenie 55 ×, foto: Osvald.

Fig. 1 Fine — crystalline evengranular dolomite. Keuper. Čierna Lehota. X nicols, magnif: 55 ×, photo: Osvald.

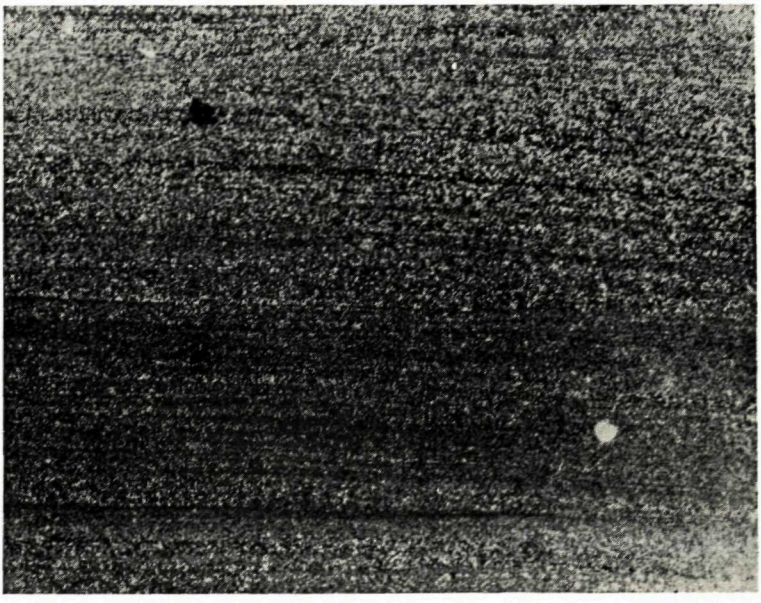


Obr. 2 Nepravidelné úlomky bridlíc v strednozrnnom drobovom pieskovci. Keuper. Lokalita: Čierna Lehota. Nikoly X, zväčšenie 43 ×, foto: Osvald.

Fig. 2 Irregular fragments of schists in medium-grained graywacke sandstone. Keuper. Čierna Lehota. X nicols, magnif: 43 ×, photo: Osvald.

Obr. 1 Pelitomorfné dolomity poprerážané žilkami strednozrnných dolomitov a kalcitov. Keuper. Lokalita: Valaská Belá. Nikoly II, zväčšenie 43 ×, foto: Osvald.

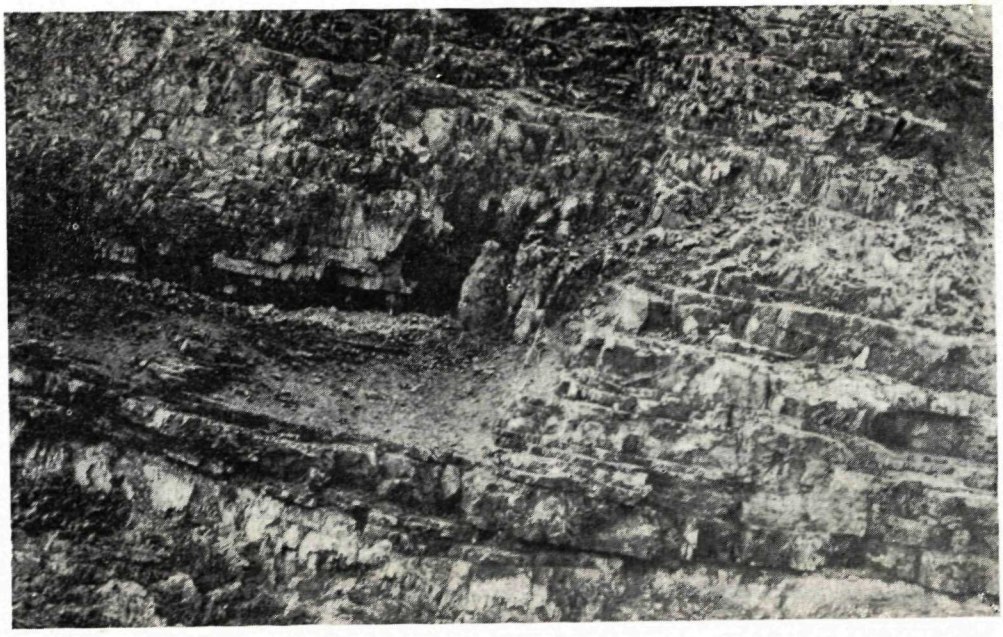
Fig. 1 Pelitomorphic dolomites pierced by medium-grained dolomite and calcite veinlets. Keuper. Valaská Belá. II nicols, magnif: 43 ×, photo: Osvald.



Obr. 2 Laminované textúry v drobnozrnných drobových pieskovcoch až v siltovcoch. Keuper. Lokalita: Čierna Lehota. Nikoly II, zväčšenie 5 ×, foto: Osvald.

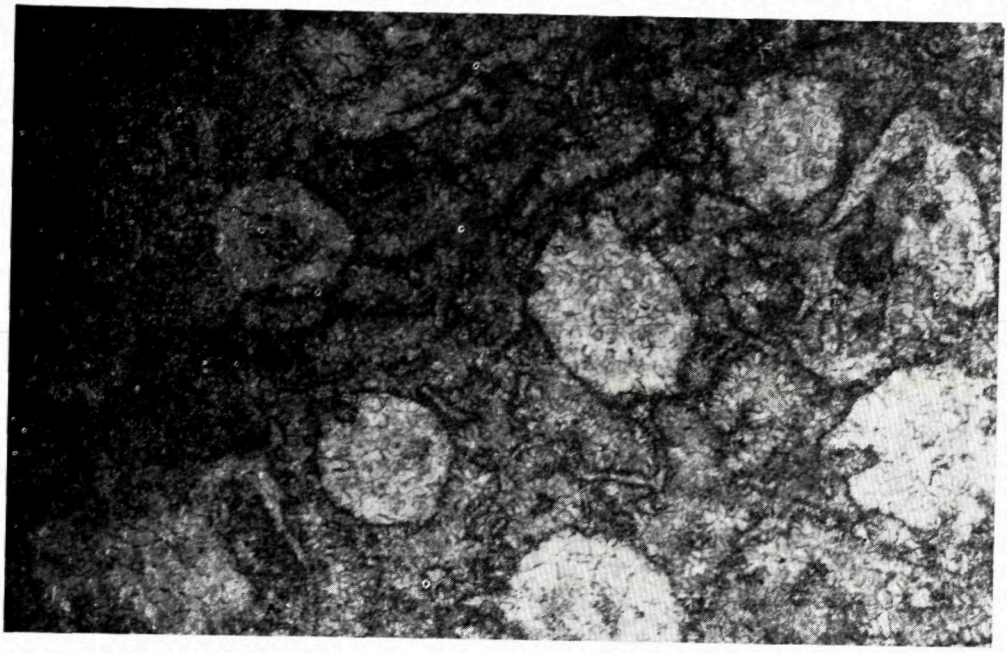
Fig. 2 Lamellated textures in fine-grained graywacke sandstone up to siltstones. Keuper. Čierna Lehota. II nicols, magnif: 5 ×, photo: Osvald.

Obr. 1 Prierez trsom koralov v „centrálnej rífovej oblasti" pri Liptovskej Osade. Zárez železničky.

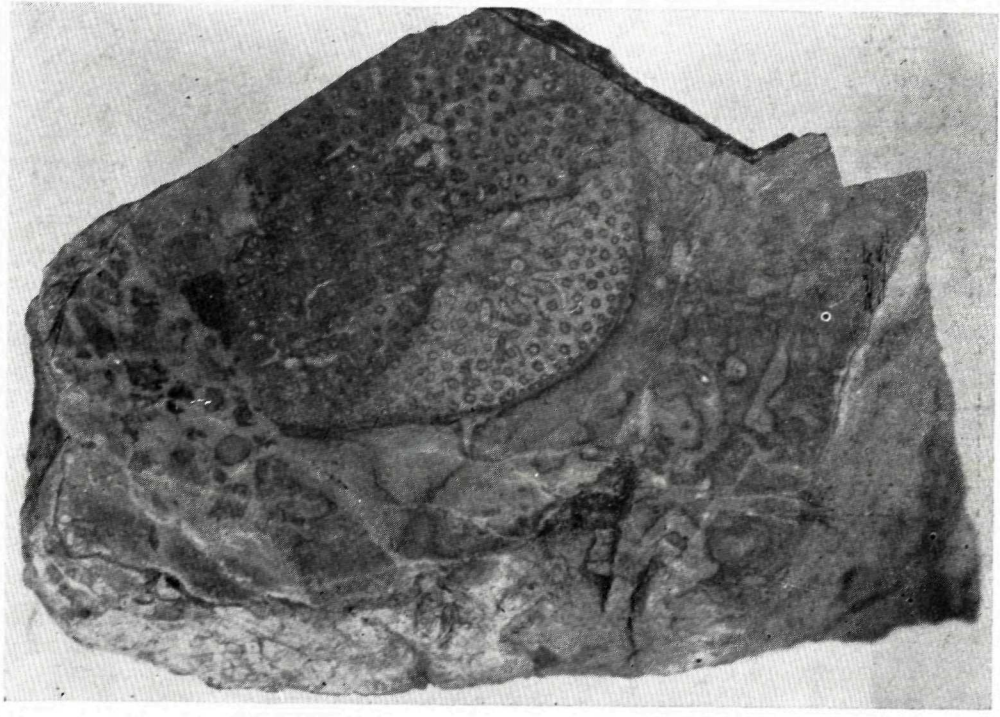


Obr. 1 Vrstevnatý hlavný dolomit lagunárnej „back reef" fácie pri Liptovskej Osade.

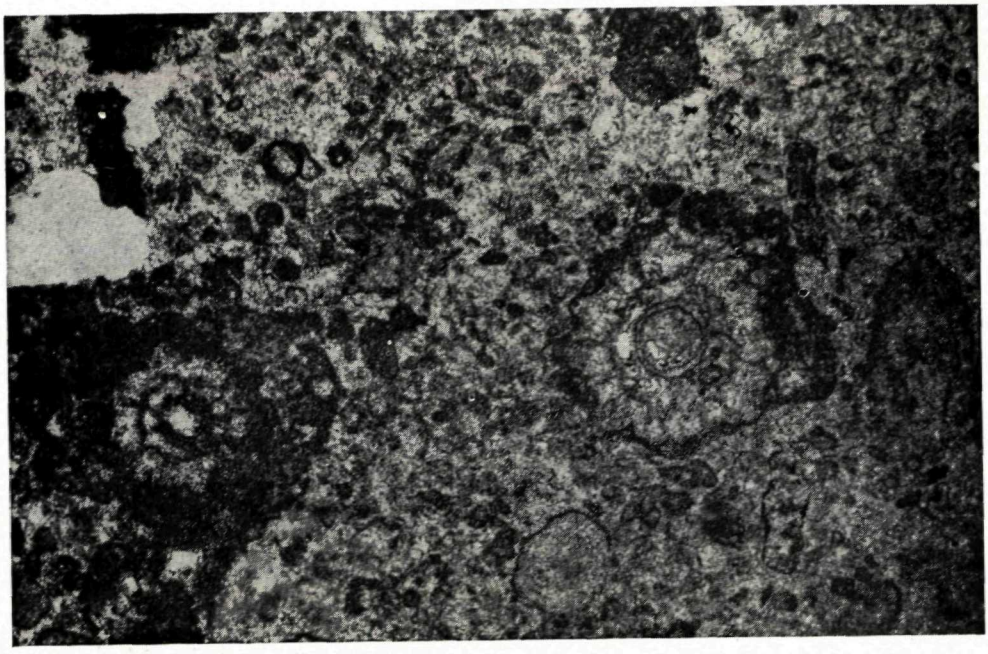
Obr. 2 Hrubolavicovitý hlavný dolomit „blízkej rífovej zóny" s lumachelami Megalodontov. Liptovská Osada. Foto A. Bujnovský.



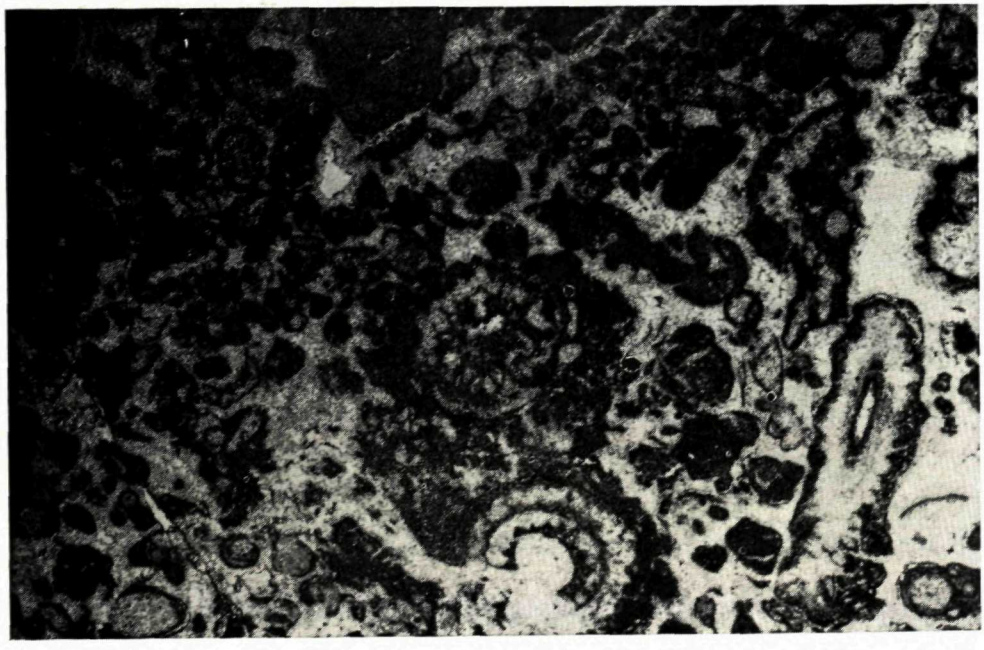
Obr. 1 Hydrozoová štruktúra s daktylopórmi a kanálikovým systémom. „Centrálna rífová oblasť" pri Liptovskej Osade Zväčšené × 14.



Obr. 2 Nábrus kolónie hydrozoí s daktylopórmi a gastropórmi. „Centrálna rífová oblasť" pri Liptovskej Osade. Zmenšené × 1,3.

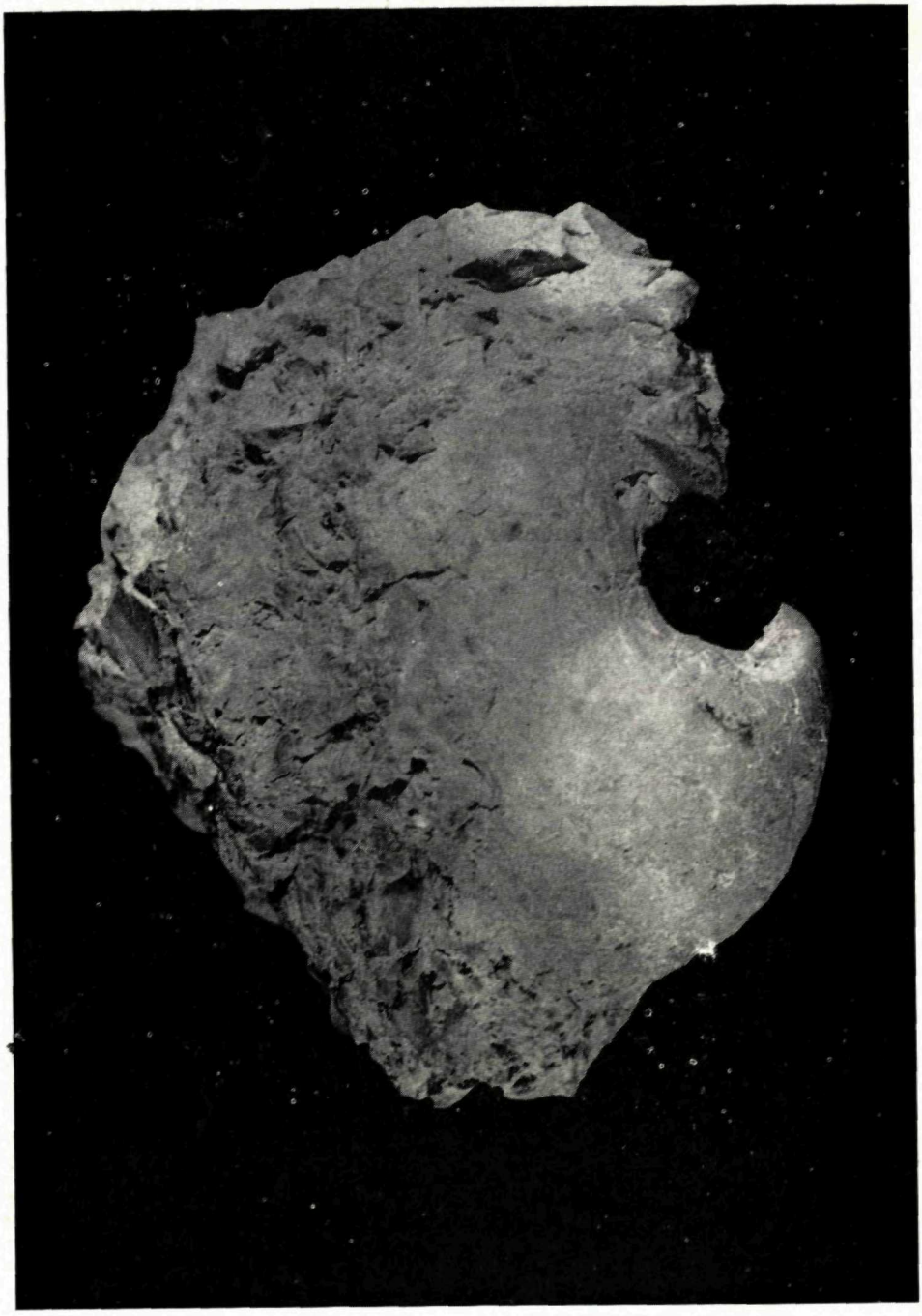


Obr. 1 Lagunárna „back reef" fácia hlavného dolomitu s *Poikiloporella duplicata*. 2300 m východne od „centrálnej rífovej oblasti". Zväčšené × 14.



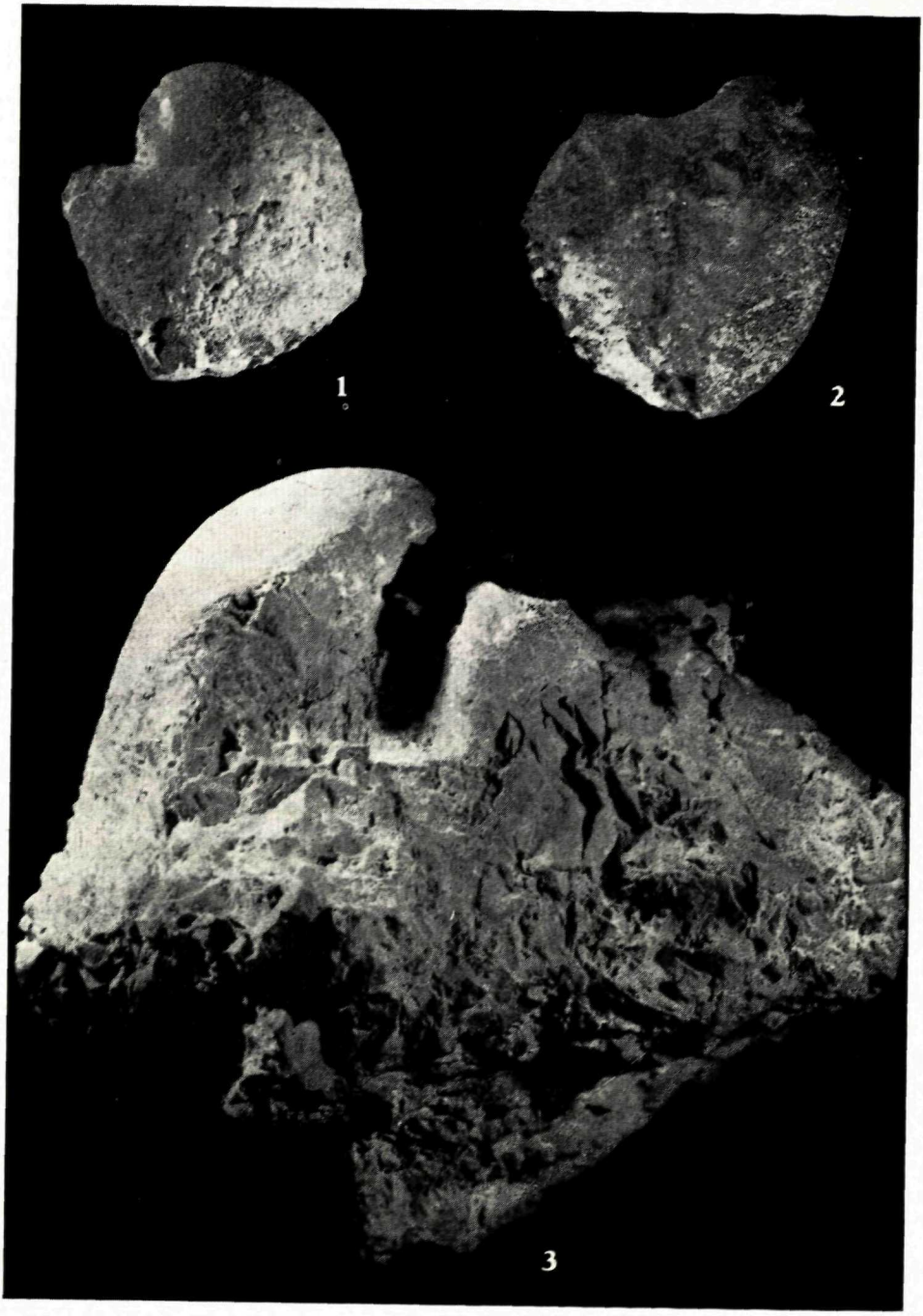
Obr. 2 Lagunárna „back — reef" fácia hlavného dolomitu s *Poikiloporella duplicata*. 2500 m východne od centrálnej rífovej oblasti. Zväčšené × 14.

Obr. 1 Lumachela s Neomegalodontmi. × 1.

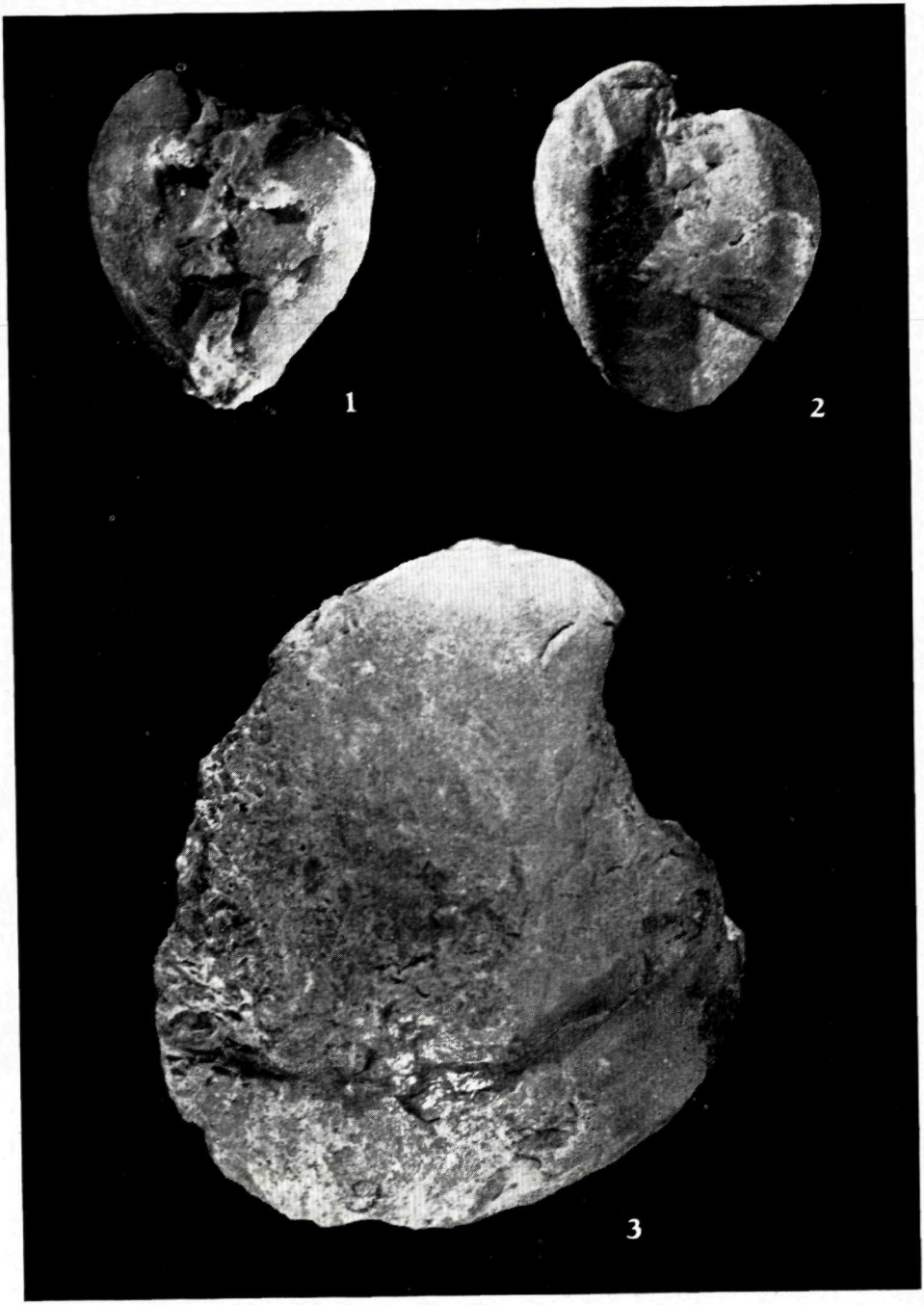


Obr. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus* sp. n. Holotyp. Ľavá miska. × 1.

Obr. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus* sp. n. Holotyp. Vrcholová oblasť. × 1.

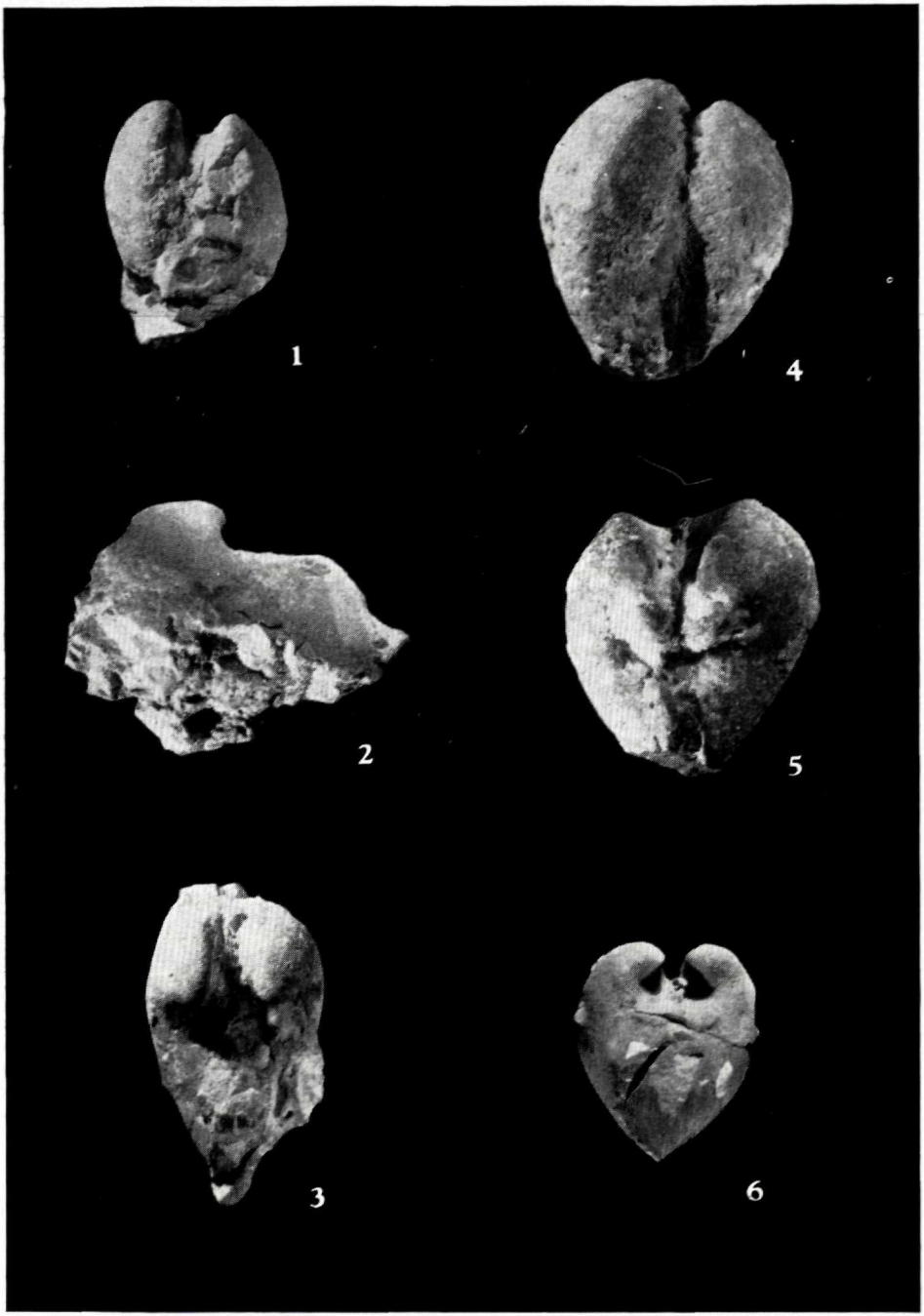


Obr. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 2. Ľavá miska. × 1.
Obr. 2 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 3. Ľavá miska. × 1.
Obr. 3 *Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus* sp. n. Holotyp. Areálna oblasť. × 1.

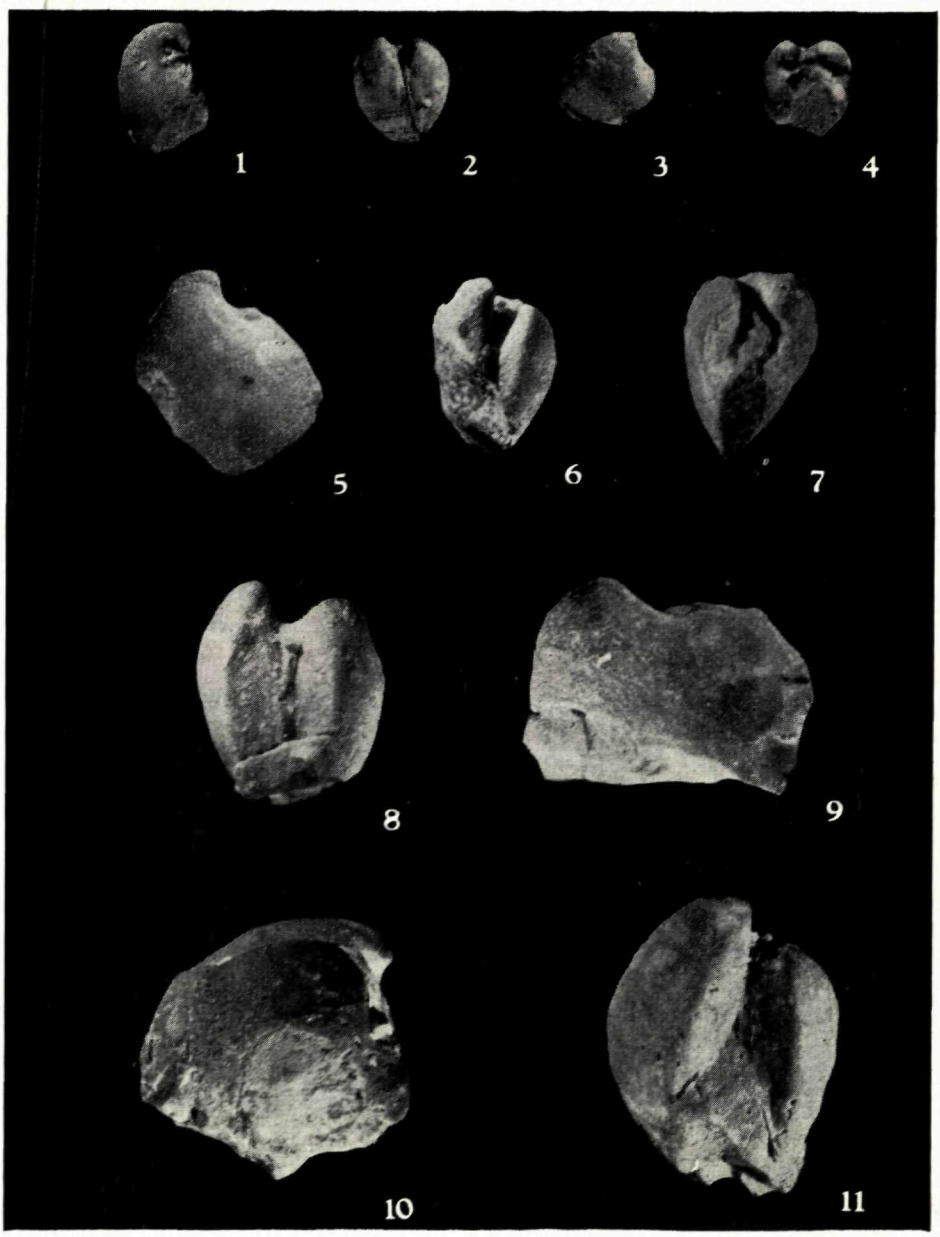


Obr. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 3. Spredu. × 1.
Obr. 2 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 3. Areálna oblasť. × 1.
Obr. 3 *Neomegalodon (Neomegalodon)* n. sp. Pravá miska. × 1.

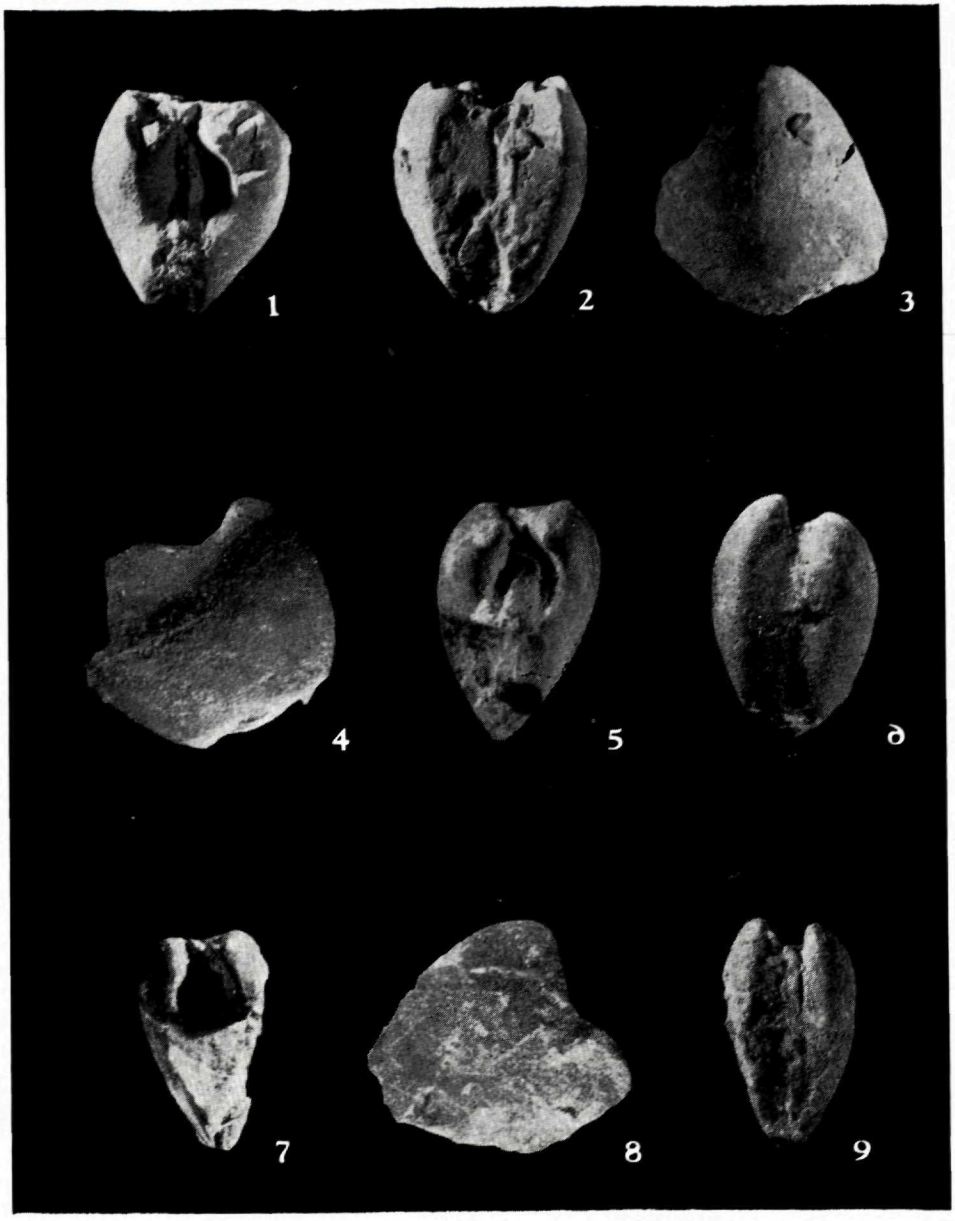
Obr. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon)* n. sp. Spredu. × 1.
Obr. 2 *Neomegalodon (Neomegalodon)* n. sp. Areálna oblasť. × 1.



Obr. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus* sp. n. Areálna oblasť. × 1.
Obr. 2 *Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus* sp. n. Pravá miska. × 1.
Obr. 3 *Neomegalodon (Neomegalodon) carpaticus* sp. n. Zhora a spredu. × 1.
Obr. 4 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 2. Areálna oblasť. × 1.
Obr. 5 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 2. Zhora a spredu. × 1.
Obr. 6 *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech). Spredu. × 1.



Obr. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech). Pravá miska. × 1. Obr. 2 *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech). Obojmiskový jedinec z areálnej oblasti. × 1. Obr. 3 *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech). Pravá miska obojmiskového jedinca. × 1. Obr. 4 *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (Frech). Spredu. × 1. Obr. 5 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 1. Pravá miska. × 1. Obr. 6 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 1. Areálna oblasť. × 1. Obr. 7 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 1. Spredu. × 1. Obr. 8 *Neomegalodon (Neomegalodon) laczkoi* (Hoernes). Areálna oblasť. × 1. Obr. 9 *Neomegalodon (Neomegalodon) laczkoi* (Hoernes). Pravá miska. × 1. Obr. 10 *Neomegalodon (Neomegalodon)* cf. *laczkoi* (Hoernes). Pravá miska. × 1. Obr. 11 *Neomegalodon (Neomegalodon)* cf. *laczkoi* (Hoernes). Areálna oblasť. × 1.



Obr. 1 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. Spredu. × 1.
Obr. 2 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. Areálna oblasť. × 1.
Obr. 3 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. Ľavá miska. × 1.
Obr. 4 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 1. Ľavá miska. × 1.
Obr. 5 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 1. Spredu. × 1.
Obr. 6 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 1. Areálna oblasť. × 1.
Obr. 7 *Neomegalodon (Neomegalodon)* sp. 4. Spredu a zhora. × 1.
Obr. 8 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 4. Pravá miska. × 1.
Obr. 9 *Neomegalodon (Neomegalodon) sp.* 4. Areálna oblasť. × 1.